

AVANCES DE LA GEOMORFOLOGÍA EN ESPAÑA

2010-2012

Actas de la XII REUNIÓN NACIONAL DE GEOMORFOLOGÍA
Santander, 17-20 septiembre de 2012

Coordinador
A. González Díez

Editores

A. González-Díez, G. Fernández-Maroto, M.W. Doughty, J. Remondo, V.M. Bruschi, J. Bonachea, J.R. Díaz de Terán, P. Martínez-Cedrún, V. Rivas, G. Flor, E. Serrano, F. Gutierrez-Santolalla, G. Benito, G. Desir, J. López, M.A. Romero, R. Batalla, F.J. Gracia-Prieto, G. Flor-Blanco, G. Garzón, J. Cardenal, J.M. Vilaplana, J. Corominas, E. Díaz-Martínez, M. Jiménez-Sánchez, J.C. Guerra

AVANCES DE LA GEOMORFOLOGÍA EN ESPAÑA 2010-2012

ACTAS DE LA
XII REUNIÓN NACIONAL DE GEOMORFOLOGÍA
Santander, 17-20 septiembre de 2012

Coordinador

A. González Díez

Editores

A. González-Díez, G. Fernández-Maroto, M.W. Doughty, J. Remondo, V.M. Bruschi, J. Bonachea, J.R. Díaz de Terán, P. Martínez-Cedrún, V. Rivas, G. Flor, E. Serrano, F. Gutierrez-Santolalla, G. Benito, G. Desir, J. López, M.A. Romero, R. Batalla, F.J. Gracia-Prieto, G. Flor-Blanco, G. Garzón, J. Cardenal, J.M. Vilaplana, J. Corominas, E. Diaz-Martínez, M. Jiménez-Sánchez, J.C. Guerra

PUBliCan



Ediciones

Universidad de Cantabria

Reunión Nacional de Geomorfología (12ª : 2012 : Santander)

Avances de la geomorfología en España 2010-2012 : actas de la XII Reunión Nacional de Geomorfología : Santander, 17-20 septiembre de 2012 / coordinador, A. González Díez ; editores, A. González Díez... [et al.]. — Santander : PubliCan, Ediciones de la Universidad de Cantabria, D.L. 2012.

xiv, 690 p. : il. ; 30 cm.

D.L. SA. 446-2012

ISBN 978-84-86116-54-5

1. Geomorfología — España — Congresos. I. González Díez, Alberto, ed. lit.

551.4(460)(063)

Esta edición es propiedad de PUBLICAN - EDICIONES DE LA UNIVERSIDAD DE CANTABRIA, cualquier forma de reproducción, distribución, traducción, comunicación pública o transformación solo puede ser realizada con la autorización de sus titulares, salvo excepción prevista por la ley. Diríjase a CEDRO (Centro Español de Derechos Reprográficos, www.cedro.org) si necesita fotocopiar o escanear algún fragmento de esta obra.

© Alberto González Díez (Coord.)

© PubliCan - Ediciones de la Universidad de Cantabria

Avda. de los Castros, s/n. 39005 Santander

Tlfno.-Fax: 942 201 087

www.libreriauc.es | www.unican.es/publicaciones

ISBN: 978-84-86116-54-5

D. L.: SA 446-2012

Impreso en España. *Printed in Spain*

Imprime: TGD

COMITÉ ORGANIZADOR

Coordinación: Alberto González Díez

Secretaría Técnica: Gema Fernández Maroto

Tesorería: Jaime Bonachea Pico

Secretaría de Organización: Viola Maria Bruschi

Organización local:

Juan Remondo Tejerina, José Ramón Díaz de Terán Mira, Matthew Willinan Doughty,
German Flor Blanco, Patricio Martínez Cedrún.

COMITÉ CIENTÍFICO

Alberto González Díez, Michael Crozier, Juan Remondo Tejerina, Adrian Harvey, Antonio Cendrero Uceda, José Luís Gonçalves Moreira da Silva Zêcere, Viola Maria Bruschi, José Ramón Díaz de Terán Mira, Gema Fernández Maroto, Jaime Bonachea Pico, Enrique Serrano Cañadas, Patricio Martínez Cedrún, Germán Flor Rodríguez, Francisco Gutierrez Santolalla, Gerardo Benito Ferrández, Gloria Desir, Mauro Soldati, Jerónimo López Martínez, María Asunción Romero Díaz, Ramón Batalla, Javier Gracia Prieto, Germán Flor Blanco, Guillermina Garzón Heydt, Javier Cardenal Escarcena, Juan Manuel Vilaplana Fernández, Jordi Corominas Dulcet, Victoria Rivas Mantecón, Enrique Díaz Martínez, Monserrat Jiménez Sánchez, Juan Carlos Guerra Velasco.

ORGANISMO ORGANIZADOR

**Departamento de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada de la
Universidad de Cantabria**

PATROCINIO INSTITUCIONAL

**Sociedad Española de Geomorfología (SEG)
Universidad Internacional Menéndez Pelayo
Universidad de Cantabria**

ORGANISMOS E INSTITUCIONES COLABORADORAS

**Gobierno de Cantabria
Ayuntamiento de Santander
Beta Analytic
ESRI España**

**Dataciones radiocarbónicas
NO deberían demorar una eternidad**



BETA

Beta Analytic
Datación por Radiocarbono
Desde 1979

- Resultados entregados a partir de 2 o 3 días
- Mediciones en conformidad con la ISO 17025
- Excelente servicio al cliente

Australia Brasil China India Japón UK EE.UU

Visite www.radiocarbon.com para obtener detalles

ArcGIS® for Students

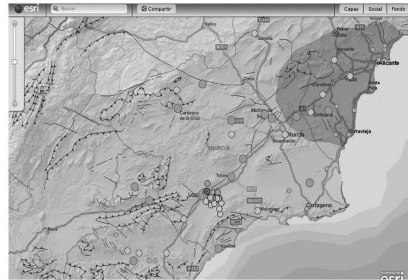
Trabaja con el SIG más potente estés donde estés

Si eres estudiante puedes aprovecharte de ArcGIS for Students, una solución específica con la que obtienes ArcGIS, la herramienta de análisis, gestión y creación de información geográfica esencial en el ámbito educativo con unas condiciones únicas. ArcGIS for Students supone que no te quedes atrás en tus proyectos y trabajos, preparándote al mismo tiempo para tu futuro laboral con el sistema de información geográfica más utilizado por los profesionales y expertos del sector.

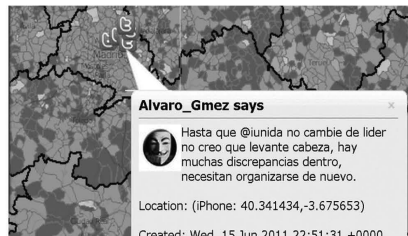
No tendrás que depender más de los equipos informáticos, horarios y disponibilidad de tu centro de estudios, ArcGIS for Students lleva el SIG más potente a tu equipo para que trabajes en tus ejercicios y proyectos estés donde estés.

Además, con ArcGIS for Students, ya no tendrás que preocuparte de si tienes las herramientas necesarias para llevar a cabo un análisis de superficies raster, o si en tu proyecto necesitas crear entornos en 3D. La licencia anual que obtienes incluye:

- ArcGIS for Desktop Advanced
- ArcGIS 3D Analyst
- ArcGIS Tracking Analyst
- ArcGIS Geostatistical Analyst
- ArcGIS Network Analyst
- ArcGIS Publisher
- ArcGIS Schematics
- ArcGIS Spatial Analyst
- ArcGIS Data Reviewer
- ArcGIS Data Interoperability
- ArcGIS Workflow Manager



Crea mapas inteligentes y aplicaciones rápidas y fáciles de utilizar por cualquier usuario, incluso aquellos sin experiencia SIG.



Integra el componente social en tus mapas y comparte conocimiento fácilmente con la Comunidad SIG de ArcGIS Online.

Desde 100€

Infórmate en:
informacion@esri.es

902 11 05 04

esri.es



ÍNDICE

pp.

PRESENTACIÓN

1

CONFERENCIAS

7

MULTIPLE OCCURRENCE REGIONAL LANDSLIDE EVENTS. M.J. Crozier. **Ocurrencia regional de múltiples eventos de deslizamientos.**

9

THE TRANSFORMATION OF ALLUVIAL FANS INTO CONTINUOUS FLUVIAL SYSTEMS: THE QUATERNARY EVOLUTION OF THE NEOGENE SEDIMENTARY BASINS OF THE EASTERN BETIC CORDILLERA, ALMERIA. Adrian Harvey, Elizabeth Whitfield (nee Maher), Anne Mather, Martin Stokes. **La transformación de abanicos aluviales en sistemas fluviales continuos: evolución cuaternaria de las cuencas sedimentarias neógenas de la Cordillera Bética, Almería.**

13

THE GEOMORPHIC DIMENSION OF GLOBAL CHANGE. RISKS AND OPPORTUNITIES. M. Hurtado, L.M. Forte, V.M. Bruschi, J. Bonachea, V. Rivas, J. Gómez Arozamena, M. Dantas Ferreira, J. Remondo, A. González, J.R. Díaz de Terán, L. Salas y A. Cendrero. **La dimensión geomorfológica del cambio global; riesgos y oportunidades.**

18

SESIÓN I. PATRIMONIO GEOMORFOLÓGICO

25

GEOLOGICAL HERITAGE AND GEODIVERSITY: QUATERNARY DEPOSITS AS PALAEOENVIRONMENTAL RECORDS IN THE "SOUTHERN COAST" (GALICIA, NW SPAIN). M. Costa-Casais, M.I. Caetano Alves. **Patrimonio geológico y geodiversidad: depósitos cuaternarios como registros paleoambientales en la "Costa Sur" (Galicia, NW España).**

27

PAISAJES DE CUMBRES DE SIERRA NEVADA: EL VALOR PATRIMONIAL DE SUS RELIEVES Y MODELADOS. A. Gómez Ortiz, M. Oliva Franganillo, F. Salvador Franch, D. Palacios Estremera, L.M. Tanarro, M. Salvà Catarineu, B. Santos Milheiro, D. Serrano Giné. **Landscapes in the highlands of Sierra Nevada: the heritage resource of its relief and geomorphological features.**

31

LUGARES DE INTERÉS GEOMORFOLÓGICO Y VALOR PATRIMONIAL EN MUNTANYES D'ORDAL (BARCELONA). LECTURA EN CLAVE DE PAISAJE. D. Serrano Giné. **Geomorphosites and heritage in Muntanyes d'Ordal (Barcelona). A landscape approach.**

35

LOS RÍOS EN ROCA DE LA PENÍNSULA IBÉRICA. UN EJEMPLO DE ELEVADA GEODIVERSIDAD. G. Garzón Heydt, J.A. Ortega Becerril, J.J. Durán Valsero. **Bedrock rivers of the Iberian Peninsula. An example of geodiversity.**

39

LOS LUGARES DE INTERÉS GEOMORFOLÓGICO COMO INSTRUMENTOS DE GESTIÓN TERRITORIAL DE LOS ESPACIOS NATURALES PROTEGIDOS: EL PARQUE NATURAL DE VALDEREJO (ÁLAVA, PAÍS VASCO). M.J. González Amuchastegui, E. Serrano, J.J. González Trueba, M. González García. **Geomorphosites and land management in Natural Protected Areas: Valderejo Natural Park (Álava, The Basque Country).**

43

ELEMENTOS DEL PATRIMONIO GEOMORFOLÓGICO SUBTERRANEO: LAS CUEVAS HELADAS DE PICOS DE EUROPA (CORDILLERA CANTÁBRICA). M. Gómez Lende, E. Serrano Cañadas. **Underground geomorphological heritage. Ice Caves in the Picos de Europa (Cantabrian Mountains, northern Spain).**

47

CARTOGRAFÍA MORFOLÓGICA DEL "PARQUE NATURAL DE LOS COLLADOS DEL ASÓN" (CANTABRIA). M. Frochoso, R. González-Pellejero, F. Allende. **Geomorphological cartography of the Natural Park "Los Collados del Asón (Cantabria, Spain).**

51

SESIÓN II. PROCESOS DE LADERA Y MOVIMIENTOS EN MASA	55
AUSCULTACIÓN DE CORRIENTES DE DERRUBIOS EN EL BARRANCO EL REBAIXADER, PIRINEO CENTRAL. PRIMERAS EXPERIENCIAS PARA UN SISTEMA DE ALERTA TEMPRANA Y ALARMA. C. Abancó, M. Hürlimann, J. Moya. Debris-flow monitoring in the Rebaixader torrent, Central Pyrenees. First experiences for an early warning and alarm system.	57
MOVIMIENTOS DE LADERA ASOCIADOS A LAS LLUVIAS DE JUNIO DE 2010 EN ASTURIAS: UMBRALES PARA SU DESENCADENAMIENTO. M.J. Domínguez-Cuesta, L. Francos Garrote, M. Jiménez-Sánchez. Landslides linked to rainfall of June 2010 in Asturias: Triggering thresholds.	61
DETERMINACIÓN DE UMBRALES PLUVIOMÉTRICOS PARA LA REACTIVACIÓN DE GRANDES DESLIZAMIENTOS MEDIANTE CURVAS ROC. G. Domènech, J. Corominas, J. Moya. Determination of rainfall thresholds to reactivate large landslides by means of ROC curves.	65
ANÁLISIS SIMPLIFICADO DEL POTENCIAL DE REACTIVACIÓN DE COLADAS DE TIERRA. J. Moya, M. Hürlimann, M. Jiménez. A simplified analysis of the reactivation potential of mudslides.	69
MODELLING THE LONG TERM EVOLUTION OF ROCKY COASTS IN CENTRAL PORTUGAL. M. Neves, J.L. Zêzere, C. Henriques, R. Garcia, S. Oliveira, A. Piedade. Modelización de la evolución a largo plazo de las costas rocosas en el litoral centro de Portugal.	73
RECONSTRUCCIÓN DE LA FRECUENCIA DE CORRIENTES DE DERRUBIOS EN EL BARRANCO DE ERILL (LLEIDA). C. Raïmat, M. Hürlimann, J. Corominas, R. Luis-Fonseca, J. Moya. Reconstruction of debris-flow frequency in the Erill Torrent (Lleida-Spain).	77
AVANCES METODOLÓGICOS PARA LA CARACTERIZACIÓN VOLUMÉTRICA DE CONOS ALUVIALES ALPINOS. J. Losada Gómez, L. Schulte. Methodological approaches for the volumetric determination of Alpine alluvial cones.	81
INFLUENCIA DE LAS PROPIEDADES EDÁFICAS Y DE LA VEGETACIÓN EN EL COMPORTAMIENTO HIDROLÓGICO DE UNA PEQUEÑA CUENCA FORESTAL DE LA MONTAÑA MEDIA PIRENAICA. M.P. Serrano-Muela, D. Regúes. Influence of soil properties and vegetal cover on hydrological behavior of a small forested catchment in the mid-mountain Pyrenees.	85
INFLUENCIA DEL MACIZO ROCOSO EN LA GÉNESIS DE LOS FUTUROS DESPRENDIMIENTOS DEL ÁREA DE AJANEDO-MERILLA. CANTABRIA. G. Fernández-Maroto, A. González-Díez, M. Doughty, J. Remondo, P. Martínez-Cedrún, J.R. Díaz de Terán, V. Bruschi, J. Bonachea, A. Cendrero. Rock mass influence in the occurrence of future rock falls in the Merilla-Ajanedo area. Cantabria.	89
LA INFLUENCIA DE LA TUBIFICACIÓN EN LA GÉNESIS DE DESLIZAMIENTOS ORIGINADOS POR LLUVIAS INTENSAS. A. González Díez, G. Fernández-Maroto, M. Doughty, P. Martínez-Cedrún, J. Remondo, V.M. Bruschi, J. Bonachea, J.R. Díaz de Terán, A. Cendrero. The influence of piping on the occurrence of landslides triggered by intensive rainfalls.	93
MODELO HEURÍSTICO DE SUSCEPTIBILIDAD POR INESTABILIDADES SUPERFICIALES REALIZADO A ESCALA REGIONAL. ESTIMACIÓN DE BONDAD CON DATOS DE CAMPO. R. Menendez-Duarte, J. Marquínez. Heuristic shallow landslide susceptibility model at a regional scale. Accuracy estimation using field data.	97
LANDSLIDE INVENTORIES: HOW EVENT LANDSLIDE DATABASES CONTRIBUTE TO THE EVALUATION OF UNCERTAINTY ASSOCIATED WITH HISTORICAL LANDSLIDE INVENTORIES. S. C. Oliveira, J.L. Zêzere, R.A.C. Garcia. Inventarios de deslizamientos: Como las bases de datos de deslizamientos pueden contribuir a evaluar la incertidumbre asociada a los inventarios de deslizamientos históricos.	101
PROCESOS DE LADERA EN UN ESPACIO LITORAL PROTEGIDO. O. Ormaetxea, E. Díaz, A. Sáenz de Olazagoitia. Slope processes in a protected coastal area.	105

EMPIRICALLY-BASED RAINFALL THRESHOLDS FOR DEBRIS FLOW OCCURRENCE IN THE NORTH OF PORTUGAL. S. Pereira, J.L. Zêzere. Umbral de lluvia empíricos para la ocurrencia de corrientes de derrubios en el Norte de Portugal.	109
ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO Y GEOTÉCNICO DEL ACANTILADO DE FUENTE DEL GALLO (CONIL DE LA FRONTERA, CÁDIZ). F.J. Gracia, G. Battocletti, G. Anfuso. Geomorphology and Geotechnical Analysis of the Fuente del Gallo cliff (Conil de la Frontera, Cadiz).	113
MOVILIZACIÓN DEL SUELO EN LADERAS AGRÍCOLAS: IDENTIFICACIÓN DE PROCESOS MEDIANTE EL RADIOTRAZADOR 137Cs. L. Gaspar, A. Navas, J. Machín. Soil mobilization on agricultural hillslopes: Identification of soil processes by fallout 137Cs.	117
SPATIO-TEMPORAL LITTER AND ASH EROSION IN A SLOPE AREA, IMMEDIATELY AFTER A GRASSLAND FIRE IN LITHUANIA. X. Ubeda, P. Pereira, D. Vaitkute, V. Cepanko, N. Pundyte, M. Pranskevičius. Erosión de hojarasca y cenizas en el espacio y tiempo en una pendiente en el periodo inmediato al incendio.	121
RELATIONSHIP BETWEEN THE MORPHOTECTONIC CONTEXT AND THE LOCATION OF LANDSLIDES ALONG THE FORNELO VALLEY, AMARANTE-PORTUGAL. A. Gomes, H. Teixeira. La relación entre el contexto tectónico y la localización de los deslizamientos de laderas en el valle del río Fornelo, Amarante - Portugal.	125
SESIÓN III. RIESGOS NATURALES	129
LOS RIESGOS NATURALES EN CATALUÑA ANALIZADOS EN EL INFORME RISKCAT. J.M. Vilaplana. Natural Risks in Catalonia analyzed in the RISKCAT report.	131
RISK MAPPING FOR EMERGENCY PLANNING IN PORTUGAL -AN EXAMPLE ON SLOPE INSTABILITY. J.L. Zêzere, I.L. Fonseca, S. Pereira, R. Melo, C. Henriques, A. Piedade, E. Reis. Mapas de Riesgos para la Planificación de Emergencia en Portugal - Aplicación a la Inestabilidad de Laderas.	135
PROGRESSIVE FLOODS ALONG THE ARDA RIVER VALLEY: LAND PLANNING IMPLICATIONS IN THE AROUCA MUNICIPALITY (PORTUGAL). I. Marafuz, A. Gomes. Inundaciones progresivas a lo largo del valle del Río Arda: implicaciones en la ordenación del territorio del municipio de Arouca (Portugal).	139
INFLUENCIA DEL TRANSPORTE DE DETRITOS LEÑOSOS (WOODY DEBRIS) EN LA PELIGROSIDAD POR AVENIDAS TORRENCIALES. V. Ruiz-Villanueva, J.M. Bodoque, A. Díez-Herrero, M.A. Eguibar. Effects of woody debris transport on the flash flood hazard analysis.	143
RECONSTRUCTION OF THE 1909 HYDRO-GEOMORPHOLOGIC EVENTS IN NORTH OF PORTUGAL: THE IMPORTANCE OF GIS DATABASES. L. Soares, M. Santos, C. Hermenegildo, C. Bateira, L. Martins, F. Matos, A. Gomes, A. Peixoto, S. Couceiro, S. Gonçalves, S. Lourenço. Reconstrucción de los eventos hidro-geomorfológicos de 1909 en el Norte de Portugal: importancia de las bases de datos en SIG.	147
IMPLEMENTACIÓN DE TÉCNICAS DENDROGEOMORFOLÓGICAS PARA LA GESTIÓN DEL RIESGO DE INUNDACIONES: EL CASO DE ESTUDIO DE NAVALUENGA (ÁVILA). J.A. Ballesteros-Cánovas, M. Sanchez-Silva, J.M. Bodoque, A. Díez-Herrero. Implementation of dendrogeomorphologic methods for flood risk management: the case of Navaluenga (Central Spain).	151
PROPUESTA PARA LA CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN DE LOS ANÁLISIS Y CARTOGRAFÍAS DE PELIGROSIDAD Y RIESGOS NATURALES MEDIANTE EL ESTUDIO DE EVENTOS RECIENTES. A. Díez Herrero, R. Baillo Calvo, J. Garrote Revilla, I. Gutiérrez Pérez, L. Lain Huerta, M.J. Mancebo Mancebo, J.F. Martín Duque, F.L. Pérez Cerdán. A proposal for the calibration and validation of natural hazard and risk analysis and mapping through the study of recent events.	155

- INVESTIGACIONES DENDROGEOMORFOLÓGICAS APLICADAS AL ESTUDIO DE LA PELIGROSIDAD POR AVENIDAS E INUNDACIONES EN EL PARQUE NACIONAL DE LA CALDERA DE TABURIENTE (LA PALMA, ISLAS CANARIAS). A. Díez Herrero, M. Génova Fúster, P. Mayer Suárez, J.A. Ballesteros Cánovas, L. Becerril Carretero, J.M. Rubiales Jiménez, M. Hernández Ruiz, M.A. Saz Sánchez, J.M. Bodoque del Pozo, V. Ruiz Villanueva. **Dendrogeomorphological research applied to flood hazard analysis in the 'Caldera de Taburiente' National Park (La Palma, Canary Islands, Spain).** 159
- GIS DATABASE ON HYDRO-GEOMORPHOLOGIC DISASTERS IN PORTUGAL (DISASTER PROJECT). S. Pereira, J.L. Zêzere, I. Quaresma, J. Verde, I.L. Fonseca, E. Reis. **Base de datos SIG sobre desastres hidro-geomorfológicos de Portugal (Proyecto DISASTER).** 163
- EVALUACIÓN DE LA SUSCEPTIBILIDAD DE CORRIENTES DE DERRUBIOS. APLICACIÓN AL MAPA PARA LA PREVENCIÓN DE RIESGOS GEOLÓGICOS 1:25 000 DE CATALUÑA. M. Camafort Blanco, M. González Díaz, J. Pinyol Guamis, J.M. Vilaplana Fernández, P. Oller Figueras. **Evaluation of debris flow susceptibility. Application on the Prevention of the Geological Hazards Map of Catalonia 1:25 000.** 167
- EVALUACIÓN DE MODELOS DE RIESGO POR DESLIZAMIENTOS A PARTIR DE EVENTOS RECIENTES. J. Bonachea, J. Remondo, V.M. Bruschi, J.R. Díaz de Terán, A. González-Diez, A. Cendrero. **Landslide risk models on the basis of recent occurrences.** 171
- APLICACIÓN DEL ÍNDICE DE RIESGO POR ALUD EN UN ITINERARIO DE MONTAÑA DEL PARQUE NACIONAL DE LOS PICOS DE EUROPA. J.A. Vada, M. Frochoso, J.M. Vilaplana. **Application of Avalanche Hazard Index in a mountain walking track of the Picos de Europa National Park.** 175
- DESARROLLO DE UN SISTEMA DE ALERTA TEMPRANA POR RIESGO DE TEMPORALES MARINOS: APLICACIÓN A LA COSTA DE CÁDIZ. J. Benavente, T.A. Plomaritis, L. Del Río, G. Anfuso, F.J. Gracia. **Development of an early warning system for marine storm risk: Application to Cadiz coast.** 179
- DESARROLLO DE MAPAS DE PELIGROSIDAD POR TEMPORALES COSTEROS: APLICACIÓN DE MODELOS EMPÍRICOS Y NUMÉRICOS EN LA PLAYA DE LA VICTORIA (CÁDIZ). L. del Río, T.A. Plomaritis, J. Benavente. **Development of coastal storm hazard maps: Application of numerical and empirical models in La Victoria beach (Cadiz).** 183
- ANALYSIS OF THE 2011 TOHOKU TSUNAMI. A. Santos, J.L. Zêzere. **Análisis del tsunami de Tohoku de 2011.** 187
- RIESGO DE HUNDIMIENTO EN LA LAGUNA DE SANTOS MORCILLO (LAGUNAS DE RUIDERA). S. Albarracín, J. Alcántara-Carrió, A. Fontán Bouzas. **Risk of collapse in the St. Morcillo Lake (Ruidera Lakes).** 191
- SESIÓN IV. MÉTODOS Y TÉCNICAS EN GEOMORFOLOGÍA** 195
- INVESTIGACIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL SUBSUELO EN ZONAS URBANAS MEDIANTE TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA DE RESISTIVIDADES (ERT) DE ALTA RESOLUCIÓN. R. Linares, M. Zarroca, C. Roqué, J. Bach, D. Carbonel, J. Guerrero, V. Rodríguez, F. Gutiérrez. **Geomorphological research of urban subsoil by means of high-resolution electrical resistivity tomography (ERT).** 199
- EFFECTO DE FACTORES TOPOGRÁFICOS EN LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA: ANÁLISIS MEDIANTE SIG. L. Quijano, L. Gaspar, M. López-Vicente, J. Machín, A. Navas. **Effect of topographic factors on the spatial distribution of magnetic susceptibility: GIS analysis.** 203
- NUEVA PROPUESTA PARA LA MEJORA DE LA ESTIMACIÓN DE TASAS DE EROSIÓN HÍDRICA MEDIANTE TÉCNICAS DENDROGEOMORFOLÓGICAS. J.M. Bodoque del Pozo, J.A. Ballesteros Cánovas, A. Díez Herrero, V. Ruiz Villanueva, M.E. Nadal Romero, M. Génova Fúster, 207

J.M. Rubiales Jiménez, E. Baeza Chico M. Hernández Ruiz. **A new proposal for the improvement of sheet erosion rate estimates by means of dendrogeomorphic methods.**

DETERMINACIÓN DEL ORIGEN DEL SEDIMENTO EN SUSPENSIÓN EN UNA PEQUEÑA CUENCA AGRÍCOLA MEDITERRÁNEA: CAN REVULL, MALLORCA. J. Estrany, C. Garcia, N. Martínez-Carreras. **Determining suspended-sediment sources in a small Mediterranean agricultural catchment: Can Revull, Mallorca.**

211

APLICACIÓN DEL MODELO SWAT A UNA CUENCA ACARCAVADA DEL PIRINEO. L. Palazón, A. Navas. **Application of the SWAT model to a Pyrenees badland catchment.**

215

PROPUESTA DE MÉTODO TOPOGRÁFICO PARA EL ESTUDIO DE LA EROSIÓN EN UN CAMINO FORESTAL. Matamoros, A. Novella, F. Pros, C. Gracia, E. Pacheco, X. Úbeda. **Proposal of a topographic method for the study of erosion in a unpaved road.**

219

APLICACIÓN DE TÉCNICAS AVANZADAS EN GEOMÁTICA PARA EL ESTUDIO DE LA DINÁMICA SEDIMENTARIA EN CÁRCAVAS DEL PRE-PIRINEO ARAGONÉS. D. Vericat, M. Smith, J.A. López-Tarazón, A. Tena, J. Brasington, R.J. Batalla. **Badland morphology and evolution by means of the application of new geomatics technologies: a pilot study in the Aragon Pre-Pyrenees.**

223

DESARROLLO DE UNA METODOLOGÍA PARA LA ESTIMACIÓN DE TASAS DE EROSIÓN LAMINAR HISTÓRICAS A PARTIR DE RAÍCES EXPUESTAS Y ESCÁNER LASER TERRESTRE. Á. Gómez-Gutiérrez, S. Schnabel, J. Rubio, Á. Morales, J.J. de Sanjosé, F. Berenguer. **Developing a methodology for estimating historical sheet erosion rates using exposed roots and terrestrial laser scanner.**

227

TESTING A TERRESTRIAL LASER SCANNER FOR STUDYING BADLANDS DYNAMICS. VALLCEBRE (CATALAN PRE-PYRENEES). N. Perez-Gallego, T. Francke, J. Latron, S. Werth, S. Werb, F. Gallart. **Ensayo de la utilización de un equipo Laser Scan Terrestre para el estudio de la dinámica de Badlands, Vallcebre (Prepirineo Catalán).**

231

ESTRUCTURA Y DINÁMICA ACTUAL DEL GLACIAR DE LA PAUL (PIRINEOS): APLICACIÓN DE LASER ESCANER Y GEORADAR. I. Rico, E. Serrano, M. Del Rio, J.J. Sanjosé, J.J. Tejado Ramos. **Present day structure and dynamic of La Paul glacier (Pyrenees): Application of Laser Scanner and Ground Penetrating Radar (GPR).**

235

LA APLICACIÓN DE TÉCNICAS GEOMÁTICAS AL ESTUDIO DE PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS EN ALTA MONTAÑA (PIRINEOS Y PICOS DE EUROPA). J.J. de Sanjosé, E. Serrano, J. de Matías, F. Berenguer, I. Rico. **Application of geomatic techniques in the study of high mountain geomorphic processes (Pyrenees and Picos de Europa).**

239

CONTROL FOTOGRÁFICO DE LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA RECIENTE DE LOS MOVIMIENTOS EN MASA SOBRE EL TALUD DETRÍTICO DEL CORRAL DEL VELETA, SIERRA NEVADA, ESPAÑA. L.M. Tanarro, D. Palacios, A. Gómez-Ortiz. **Photographic control of the recent geomorphological evolution of mass movements on the Veleta cirque talus slope, Sierra Nevada, Spain.**

243

THE INFLUENCE OF DEM PROPERTIES IN LANDSLIDE SUSCEPTIBILITY ASSESSMENT AT A REGIONAL SCALE. R.A.C. Garcia, J.L. Zêzere, S.C. Oliveira. **Influencia de las Propiedades del Modelo Digital de Elevaciones en la evaluación de los Modelos de Susceptibilidad a Deslizamientos a escala regional.**

247

INTEGRATION OF PHOTOGRAMMETRIC AND LiDAR TECHNIQUES FOR LANDSLIDE EVOLUTION ANALYSIS. J. Cardenal Escarcena, J.L. Pérez García, E. Mata de Castro, T. Fernández del Castillo, M.A. Hernández Caro, J. Delgado García, A. González Díez. **Integración de técnicas fotogramétricas y de LiDAR para el análisis y evolución de deslizamientos.**

251

CONTRIBUCIÓN AL CONOCIMIENTO DE LA CUEVA DE EL SIDRÓN (PILOÑA, ASTURIAS) CON TÉCNICAS DE LÁSER ESCÁNER 3D. G. Santos-Delgado, J. Martínez Rubio, P.G. Silva Barroso, S. Sánchez-Moral, J.C. Cañaveras Jiménez, M. de la Rasilla Vives. **Contribution to the study of the El Sidron Cave (Piloña, Asturias) with 3D laser scanner techniques.**

255

DETECCIÓN AUTOMÁTICA DE DEPRESIONES UTILIZANDO EL MODELO DIGITAL DEL TERRENO Y SU APLICACIÓN A LA CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA. J.J. Durán, E. Pardo-Igúzquiza, P.A. Robledo. Automatic detection of depressions using digital terrain models and their application in geomorphological mapping.	259
EXTRACCIÓN AUTOMÁTICA DE MDT A PARTIR DE DATOS PROCEDENTES DE LÁSER ESCÁNER (ESPADA). E. Rodríguez-Caballero, S. Chamizo, A. Afana, A. Solé-Benet, Y. Cantón. Automatic digital terrain model extraction from terrestrial laser scanner data (Espada).	263
APLICACIÓN DE MODELOS DIGITALES DEL TERRENO GENERADOS A PARTIR DE TECNOLOGÍA LIDAR EN LA CARACTERIZACIÓN DE ZONAS INUNDABLES. J. Crespo, R. Menéndez, E. Fernández. LIDAR derived digital terrain model applications in the characterization of floodplains.	267
ESTIMACIÓN DE LA CUBIERTA NIVAL EN SIERRA NEVADA A PARTIR DE IMÁGENES LANDSAT. B.M. Santos, A. Gómez-Ortiz, J. Cristóbal-Rosselló, D.K. Hall, M. Sálva-Catarineu, F. Salvador-Franch. Snow cover assessment in the Sierra Nevada from Landsat imagery.	271
¿ES ÚTIL LA INFORMACIÓN GEOGRÁFICA PÚBLICA (LIDAR Y CARTAS NÁUTICAS) COMO INSTRUMENTO DE ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO? EJEMPLOS EN VALLES FLUVIALES Y PLATAFORMA CONTINENTAL DEL MARGEN CANTÁBRICO. E. Iriarte, M. Arriolabengoa, M. del Val, P. Iridoi, M. López-Horgue, A. Aranburu. Is Public geographical data (LiDAR and nautical charts) useful for geomorphological research?: Examples from fluvial valleys and the continental shelf of the Cantabrian margin.	275
SESIÓN V. GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL	279
INCISIÓN Y DESARROLLO DE LA RED FLUVIAL SOBRE SUBSTRATO ROCOSO. MORFOLOGÍA TECTÓNICA EN EL INTERFLUVIO TAJO – GUADIANA. G. Garzón, R. Tejero, J. A. Ortega, J. Garrote. Drainage network incision and evolution over bedrock. Tectonic geomorphology in the Tajo and Guadiana Rivers interfluvium.	281
GEOMORPHOLOGY OF THE LUBANGO AREA, ANGOLA: INTERPRETATION BASED ON ALTIMETRIC DATA FROM THE SRTM MISSION. M. Kalesso, A. Gomes, P.P. Cunha. Geomorfología de la zona de Lubango, Angola: interpretación de datos altimétricos de la misión SRTM.	285
INDICADORES DE ACTIVIDAD NEOTECTÓNICA DURANTE EL HOLOCENO RECIENTE EN EL P.N. DE DOÑANA (SO, ESPAÑA). A. Rodríguez-Ramírez, E. Flores, C. Contreras, J. J. R. Villarias-Robles, S. Celestino, Á. León. Neotectonic indicators during Late Holocene in the Doñana National Park (SW SPAIN).	289
ANÁLISIS DE COMPONENTES DEL RELIEVE MEDIANTE LA COMPARACIÓN DE SUPERFICIES DE TENDENCIA RESPECTO A LA TOPOGRAFÍA ACTUAL. CUENCA DE MADRID. J. Garrote, G. Garzón. Relief component analysis by comparison of actual landscape topography and trend surfaces. Madrid Basin.	293
EVOLUCIÓN DE LA RED HIDROGRÁFICA PLIOCUATERNARIA DE LA CUENCA DE MIRANDA DE EBRO (BURGOS). A. Soria Jauregui, M.J. González Amuchástegui. Plio-Quaternary fluvial network evolution of the Miranda de Ebro basin (Burgos).	297
RASGOS MORFOLÓGICOS DE ORIGEN ESTRUCTURAL EN EL MARGEN CONTINENTAL DE LA PENÍNSULA IBÉRICA. J. López-Martínez, A. Maestro, E. Llave, F. Bohoyo, J. Acosta, A. Muñoz, G. Jané. Morphotectonic features in the Iberian Continental Margin.	301
SESIÓN VI. GEOMORFOLOGÍA LITORAL	305
EVIDENCIAS DE UNA PULSACIÓN POSITIVA DEL MAR DURANTE EL HOLOCENO EN LA	307

COSTA NE DE GALICIA. IMPLICACIONES MORFODINÁMICAS. A. Feal Pérez, R. Blanco Chao. Evidence of a Holocene positive sea-level pulse in the NE coast of Galicia. Morphodynamic implications.	
TIPOLOGÍAS DE DUNAS EN LOS CAMPOS EÓLICOS DE LA COSTA DE CANTABRIA (NW ESPAÑA). G. Flor, P. Martínez Cedrún, G. Flor-Blanco, G. Fernández Maroto. Dune typologies of aeolian fields of the Cantabrian coast (NW Spain).	311
CLASIFICACIÓN GEOMORFOLÓGICA Y CARACTERÍSTICAS DE LOS ESTUARIOS CANTÁBRICOS (NW DE ESPAÑA). G. Flor-Blanco, G. Flor. Geomorphologic classification and characteristics of the Cantabrian estuaries (NW Spain).	315
VARIACIONES DE LA LÍNEA DE COSTA ENTRE CUBELLES Y TORREDEMBARRA (TARRAGONA) A PARTIR DE IMÁGENES SATELITALES DESDE 1990 HASTA 2010. M. Fuentealba, E. Rallo. Shoreline changes between cubelles and torredembarra (tarragona, spain) from 1990 to 2010.	319
RESPUESTA DE LAS MARISMAS CANTÁBRICAS AL ESCENARIO ACTUAL DE ASCENSO MARINO. A. García-Artola, A. Cearreta, E. Leorri. Response of the Cantabrian salt marshes to the current sea-level rise scenario.	323
CONTRIBUCIÓN AL CONOCIMIENTO DEL PAPEL DE LAS ACUMULACIONES DE POSIDONIA OCEANICA EN LA MORFODINÁMICA DE LAS PLAYAS MEDITERRÁNEAS. L. Gómez-Pujol. Contributions to the knowledge of the role of Posidonia oceanica in Mediterranean beach morphodynamics.	327
NIVELES TRANSGRESIVOS RECIENTES ENTRE LAS DESEMBOCADURAS DEL BIDASOA Y DEL OIARTZUN-BAHÍA DE PASAJES (GIPUZKOA). A. Lopetegi Galarraga, J.M. Edeso Fito, J.A. Mujika Alustiza. Evidence of recent transgression events between the estuaries of the Bidasoa and Oiartzun rivers (Gipuzkoa).	331
UTILIZACIÓN DE FITOLITOS COMO INDICADORES DE CAMBIOS PALEOAMBIENTALES EN DEPÓSITOS EÓLICOS COSTEROS DEL PLEISTOCENO SUPERIOR EN CALÓ DES MORT (FORMENTERA, ISLAS BALEARES). M.J. Machado, C. Zazo, J.L. Goy, A. Cabero, C.J. Dabrio, J. Lario, E. Roquero. The use of phytoliths as palaeoenvironmental change indicators in Upper Pleistocene aeolian coastal deposits in Caló des Mort (Formentera, Balearic Islands).	335
EVOLUCIÓN HISTÓRICA DEL CAMPO DUNAR DE LAREDO (CANTABRIA). P. Martínez Cedrún, G. Flor-Blanco, G. Flor, J. Pardo, G. Fernández Maroto. Historic evolution of the Laredo dune field (Cantabria).	339
CARACTERIZACIÓN DEL RELLENO HOLOCENO DEL ESTUARIO DEL RÍO DEBA (GIPUZKOA). J. Núñez-Sánchez, M. Arriolabengoa, A. Aranburu, E. Iriarte, A. Cearreta. Holocene deposits of the Deba estuary (Gipuzkoa).	343
FORMACIONES DE TURBA DURANTE EL HOLOCENO RECIENTE EN EL P.N. DE DOÑANA (SW ESPAÑA): IMPLICACIONES AMBIENTALES. A. Rodríguez-Ramírez, G. Jiménez-Moreno, J.N. Pérez-Asensio, M. Ruiz-Alonso, E. Flores, J.A. Morales, C. Contreras. Peat Formations during the Late Holocene in Doñana National Park (SW Spain): environmental implications.	347
EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL DE LOS SISTEMAS PLAYA-DUNA DE LAS ISLAS BALEARES EN BASE A VARIABLES GEOAMBIENTALES (1956-2008). F.X. Roig-Munar, J.A. Martín-Prieto, G.X. Pons, M. Mir-Gual, A. Rodríguez-Perea. Space-time evolution of beach-dune systems in the Balearic Islands based on geoenvironmental variables (1956-2008).	351
TEMPORALES MARINOS Y OCUPACIÓN COSTERA EN GARACHICO (NO DE TENERIFE). A. Yanes. Sea storms and Garachico's shoreline occupation (NW de Tenerife).	355
EFFECTOS DE LOS TEMPORALES COSTEROS EN EL SISTEMA DUNAR DE CAMPOSOTO (SAN FERNANDO, CÁDIZ). L. del Río, W. Menapace, J. Benavente. Effects of coastal storms on the Camposoto dune system (San Fernando, Cádiz).	359

- SEDIMENTACIÓN RECIENTE Y DINÁMICA LITORAL EN LA BAHÍA DE PALMA (MALLORCA, ILLES BALEARS): PERSISTENCIA Y DINÁMICA DE LA CONTAMINACIÓN SÓLIDA PROCEDENTE DE UNA ANTIGUA CENTRAL ELÉCTRICA. L. del Valle-Villalonga, J. J. Fornós, L. Gómez-Pujol, F. Pomar. **Recent sedimentation and coastal dynamics in Palma Bay (Mallorca, Balearic Islands): persistence and dynamic sound pollution from an old power plant.** 363
- MANTOS EÓLICOS DE MENORCA (ISLAS BALEARES). G.X. Pons, J.A. Martín-Prieto, F.X. Roig-Munar, P. Fraga, A. Rodríguez-Perea, B. Gelabert, M. Mir-Gual. **Aeolian sand sheets of Minorca (Balearic Islands).** 367
- ÍNDICES DE VULNERABILIDAD GEOAMBIENTAL EN SISTEMAS DUNARES COSTEROS: UN MÉTODO DE EVALUACIÓN INTEGRAL. F.J. Gracia, B. Chousa, G. Anfuso. **Geoenvironmental vulnerability index in coastal dune systems: an integrated evaluation method.** 371
- MODELO TEÓRICO PARA LA DEFINICIÓN DE CURVAS DE SENSIBILIDAD LITORALES. COMPARATIVA ENTRE LOS SISTEMAS PLAYA-DUNA MEDITERRÁNEOS Y CARIBEÑOS. M. Mir-Gual, F.X. Roig-Munar, G.X. Pons, J.A. Martín-Prieto, A. Rodríguez-Perea. **Theoretical model for the definition of coastal sensitivity curves. Comparison between Mediterranean and Caribbean beach dune systems.** 375
- EROSIÓN DE LAS PLAYAS DE “LAS COVATICAS” Y “PARAZUELOS” EN EL LITORAL DE LA REGIÓN DE MURCIA. A. Romero Díaz., D. Ibarra, F. Belmonte Serrato, J.D. Ruíz Sinoga. **Erosion of the Covaticas and Parazuelos beaches in the coast of the Murcia region.** 379
- SESIÓN VII. GEOMORFOLOGÍA Y KARST** 383
- EVALUACIÓN DEL CONTROL LITOLÓGICO Y ESTRUCTURAL DEL ENDOKARST EN EL MACIZO DE CABEZA LLEROSOS (PICOS DE EUROPA, ESPAÑA). D. Ballesteros, M. Jiménez-Sánchez, J. García-Sansegundo, M. Borreguero. **Lithological and structural control on the endokarst of the Cabeza Llerosos Massif (Picos de Europa, Spain).** 385
- ANÁLISIS MORFOLÓGICO DE LOS PRIMEROS PASOS EN LA ALTERACIÓN Y EROSIÓN DE CALIZAS MEDIANTE MICROSCOPIA DE FUERZAS ATÓMICAS (AFM) Y MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO (SEM). J.J. Fornós, L. Gómez-Pujol, J. Cifre, F. Hierro. **Morphological analysis in the first phases of limestone weathering and erosion by means of atomic force microscope (AFM) and scanning electron microscope (SEM).** 389
- CORRELACIÓN ENTRE MARCADORES GEOMORFOLÓGICOS DE ESTABILIDAD DEL NIVEL DE BASE EN LOS MACIZOS KÁRSTICOS DE ARNO E IZARRAITZ (GIPUZKOA). M. Arriolabengoa, G. Garzón, A. Aranburu, E. Iriarte. **Correlation between geomorphological markers related to water table stabilization in the Arno and Izarraitz karstic massifs (Gipuzkoa).** 393
- LA VARIABILIDAD DE LOS RELLENOS ENDOKÁRSTICOS DE LA GALERÍA DE ESTATUAS (ATAPUERCA, BURGOS) Y SU CARACTERIZACIÓN PALEOAMBIENTAL. A. Aranburu, V. Martínez-Pillado, F. García, J.L. Arsuaga, A. Alcázar de Velasco, A. Bonmati, N. García, A. Gracia, F. Gracia, A. Gómez, J. Lira, C. Lorenzo, I. Martínez, A.I. Ortega, A. Pablos, A. Pantoja, R. Quam, N. Sala. **The variability of the endokarstic deposits of Galería de Estatuas (Atapuerca, Burgos) and their paleoenvironmental characterization.** 397
- LAS PRECIPITACIONES CARBONATADAS DE LOS CAÑONES DEL EBRO: AVANCES EN SU RECONOCIMIENTO Y CRONOLOGÍA. R. González-Pellejero, A. Martínez-Aguirre, F. Allende, M. Frochoso. **Carbonated tufas of Ebro Canyon (Burgos): research and chronology advances.** 401
- RASGOS MORFOLÓGICOS Y ESTADO DE CONSERVACIÓN DE LA CUEVA DEL TORO, BELSUÉ, HUESCA. PRIMEROS RESULTADOS. J.A. Cuchí, J.L. Villarroel, C. Garcés, J.A. Manso, R. Larma, J. Angulo. **Morphological features and state of conservation of El Toro cave, Belsué, Huesca. First results.** 405
- EROSIONAL MORPHOSTRUCTURES RELATED TO MIOCENE PALEOSINKHOLES IN THE ISLAND OF GOZO, MALTA. C. Tonelli, J.P. Galve, M. Soldati, F. Gutiérrez. **Morfoestructuras** 409

erosivas relacionadas con dolinas miocenas en la Isla de Gozo, Malta.

EL RELLENO PLEISTOCENO DE LA DEPRESIÓN DE ONDARRE (SIERRA DE ARALAR, GIPUZKOA). A. Lopetegui Galarraga, J.M. Edeso Fito, J.A. Mujika Alustiza. **The Pleistocene sedimentary in fill in the Ondarre depression (Aralar Range, Gipuzkoa).**

413

INTERSTRATAL KARSTIFICATION AND LATE QUATERNARY ACTIVE FAULTING IN MOAB COLLAPSE-SALT VALLEY, SE UTAH (USA). F. Gutiérrez, J. Guerrero, R.L. Brunh, J. Mc Calpin, G. Willis. **Karstificación intraestratal y actividad cuaternaria de fallas no sísmogénicas en Moab valley (Utah).**

417

MICROFORMAS DE EROSIÓN POR CIANOBACTERIAS EN ROCAS CARBONATADAS LITORALES Y SU RELACIÓN CON PARÁMETROS AMBIENTALES (MALLORCA, MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL). F. Pomar, J.J. Fornós, L. Gómez-Pujol, L. del Valle. **Erosional microforms by cyanobacteria on carbonate rocky coasts and their relationship with environmental features (Mallorca, Western Mediterranean).**

421

SESIÓN VIII. PROCESOS FLUVIALES

425

CAMBIOS DE USOS DEL SUELO Y EVOLUCIÓN MORFOLÓGICA EN LA RAMBLA DE CERVERA (1946-2006). C. Sanchis Ibor, F. Segura Beltrán, V. Garófano-Gómez. **Land use changes and sediment dynamics in the Rambla de Cervera (1946-2006).**

429

DINÁMICA RECIENTE DE BARRAS Y CANALES EN UN RÍO EFÍMERO: LA RAMBLA DE CERVERA. F. Segura Beltrán, C. Sanchis Ibor. **Recent channel and island dynamics in an ephemeral stream: the Rambla de Cervera.**

433

CONTROLES CLIMÁTICOS Y AMBIENTALES EN LOS REGISTROS DE PALEOAVENIDAS DE LA RAMBLA DE LA VIUDA (CASTELLÓN). M.J. Machado, G. Benito, M.T. Rico, Y. Sánchez-Moya, A. Sopena. **Climatic and environmental changes recorded on palaeoflood deposits of Rambla de la Viuda (Castellón).**

437

RÉGIMEN FLUVIAL, FRECUENCIA E HIDROLOGÍA DE PALEOINUNDACIONES EN EL RÍO SEGURA (HOLOCENO SUPERIOR, SE DE ESPAÑA). F. García-García, P. Bohorquez, C. Martínez-Sánchez, F. Pérez-Valera, L.A. Pérez-Valera. **Fluvial regime changes, frequency and hydrology of Late Holocene palaeofloods in the Segura River (SE of Spain).**

441

ANÁLISIS VOLUMÉTRICO DE SEDIMENTOS ALUVIALES EN LOS DELTAS DE LOS RÍOS AARE Y LÜTSCHINE (SUIZA) DURANTE EL HOLOCENO TARDÍO. F. Carvalho, L. Schulte. **Volumetric analysis of alluvial plain sediments in the Aare and Lütschine deltas (Switzerland) during late Holocene.**

445

RECONSTRUCCIÓN DE LA DINÁMICA HISTÓRICA DEL LECHO DEL RÍO AAR EN EL VALLE HASLI (ALPES SUIZOS). J. Llorca Ballester, L. Schulte, F. Carvalho. **Reconstruction of historical dynamics of the Aare channel in Hasli Valley (Swiss Alps).**

449

UNA NUEVA METODOLOGÍA PARA LA RECONSTRUCCIÓN DE CAUDALES DE AVENIDAS A PARTIR DE LA INFORMACIÓN CONTENIDA EN LOS ÁRBOLES INCLINADOS DE LAS MÁRGENES FLUVIALES. J.A. Ballesteros Cánovas, J.M. Bodoque, A. Díez-Herrero, V. Ruiz-Villanueva. **A new methodology for peak discharge estimation using titled trees on floodplain.**

453

WOODY IBER: UN NUEVO MODELO HIDRODINÁMICO BIDIMENSIONAL PARA LA SIMULACIÓN DEL TRANSPORTE DE DETRITOS LEÑOSOS (WOODY DEBRIS) EN RÍOS. V. Ruiz Villanueva, E. Bladé Castellet, M. Sánchez Juny, B. Martí, J.M. Bodoque del Pozo, A. Díez Herrero. **Woody Iber: new 2D hydrodynamic model to simulate the transport of wood in rivers.**

457

DINÁMICA MORFO-SEDIMENTARIA DEL TRAMO MEDIO DEL RÍO SEGRE: EVOLUCIÓN HISTÓRICA Y EFECTOS ANTRÓPICOS. J. Tuset, A. Cangros, R.J. Batalla, D. Vericat. **Morpho-sedimentary dynamics of middle river Segre segment: historical evolution and anthropogenic effects.**

461

- MONITORING CHANNEL CHANGE IN GRAVEL BED RIVERS: HYPERSCALE SURFACE MODELLING BY MEANS OF TERRESTRIAL LASER SCANNING. D. Vericat, J. Brasington, J. Wheaton, R. Williams, I. Rychkov. **Cambios topográficos en lechos de ríos de gravas: obtención de modelos topográficos de múltiple escala a partir de láser terrestre.** 465
- SEGUIMIENTO GEOMORFOLÓGICO TRAS LA DEMOLICIÓN DE LA PRESA DE MENDARAZ (RÍO URUMEA, GIPUZKOA). A. Ollero, V. Acín, D. Ballarín, E. Díaz, D. Granado, A. Ibisate, D. Mora. **Geomorphic monitoring after Mendaraz dam removal (Urumea River, Gipuzkoa).** 469
- FLUSHING FLOWS IN THE LOWER EBRO. AN APPRAISAL OF PROCESSES AND MANAGEMENT. R.J. Batalla, D. Vericat, A. Palau. **Crecidas de mantenimiento en el Bajo Ebro. Evaluación de procesos y gestión.** 473
- LA CONTRIBUCIÓN DE LOS EVENTOS DIARIOS MÁXIMOS AL TRANSPORTE DE SEDIMENTO EN CUENCAS. ¿CUÁNTO TIEMPO DEBEMOS MUESTREAR? J.C. González-Hidalgo, E. Nadal-Romero, R.J. Batalla, M. de Luis. **Largest daily event contribution to sediment transport in catchment. How long we should measure?** 477
- ESCORRENTÍA Y PRODUCCIÓN DE SEDIMENTO EN CRECIDAS DE UNA CUENCA MEDITERRÁNEA CON DOS DIFERENTES USOS DEL SUELO. E. Pacheco, J. Farguell, X. Úbeda, L. Outeiro, A. Miguel. **Runoff and sediment production in a mediterranean basin under two different land uses.** 481
- ESTUDIO DE LAS FUENTES DE SEDIMENTO Y EL ALMACENAMIENTO DE SEDIMENTO FINO EN LA CUENCA DEL RÍO ISÁBENA. J.A. López-Tarazón, J. Estrany, H. Smith. **Study of the sediment sources and fine-sediment storage in the Isábena River basin.** 485
- EMPLEO DE TRAZADORES PARA LA ESTIMACIÓN DE TASAS DE TRANSPORTE DE SEDIMENTO COMO CARGA DE FONDO EN EL RÍO PIGÜEÑA (ASTURIAS). D. Vázquez, R. Menéndez, M. Fernández, J. Crespo. **Use of tracers for bedload transport rates estimations (Pigüeña River, Asturias).** 489
- EVALUACIÓN DE LOS IMPACTOS GEOMORFOLÓGICOS DE UNA CRECIDA DE MANTENIMIENTO EN EL TRAMO BAJO DEL EBRO. A. Tena, L. Ksiazek, D. Vericat, R.J. Batalla. **Assessing the geomorphic effects of a flushing flow in the lower Ebro River.** 493
- CARACTERIZACIÓN GRANULOMÉTRICA DE BARRAS SEDIMENTARIAS EN LA ZONA DE CONFLUENCIA DE LOS TRAMOS BAJOS DE LOS RÍOS ARGÁ Y ARAGÓN (NAVARRA). A. Ibisate, J.P. Martín-Vide, E. Díaz, C.M. Baldissone, V. Acín, D. Granado, A. Ollero. **Grain size characterization of fluvial sediment bars in the confluence of the lower reaches of Arga and Aragón Rivers (Navarre).** 497
- BALANCE SEDIMENTARIO EN EL CAUCE DEL PALANCIA A PARTIR DE DATOS LIDAR (2003-2009). F. Segura Beltrán, T. Hermosilla, J.E. Pardo-Pascual, C. Sanchis Ibor. **Sedimentary budget in the Palancia River channel from LiDAR data (2003-2009).** 501
- CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA: HERRAMIENTA DE ANÁLISIS DE LA DINÁMICA FLUVIAL EN RÍOS ALUVIALES. A. Ibisate, V. Acín, E. Díaz, D. Granado, A. Ollero. **Geomorphological cartography: A tool for the analysis of fluvial dynamics in alluvial rivers.** 505
- FLUSHING FLOWS EFFECTIVENESS: AN INTEGRATED MONITORING DESIGN FOR LARGE REGULATED RIVERS. D. Vericat, R.J. Batalla, A. Palau. **Análisis de la efectividad de crecidas de mantenimiento: Diseño de una metodología integrada para grandes ríos regulados.** 509
- APROXIMACIÓN A LAS TASAS DE PRODUCCIÓN DE SEDIMENTO MEDIANTE EL CUBICAJE DE DIQUES DE RETENCIÓN EN RÍOS MEDITERRÁNEOS EFÍMEROS. X. Rodríguez-Lloveras, G. Bussi, Y. Sánchez Moya, A. Sopena, F. Francés, G. Benito. **Approach to the sediment production rates through the check dams retention capacity in ephemeral Mediterranean rivers.** 513
- CAMBIOS MORFOLÓGICOS Y DE VEGETACIÓN DE RIBERA EN EL TRAMO BAJO DEL RÍO EBRO DURANTE EL SIGLO XX. J. Sabaté, D. Vericat, R.J. Batalla. **Morphological and riparian** 517

vegetation changes in the lower Ebro River during the twentieth century.

- BALANCE DE SEDIMENTOS EN UNA CUENCA ALTAMENTE DINÁMICA: EL RÍO ISÁBENA. J.A. López-Tarazón, R.J. Batalla, D. Vericat. **Sediment budget of a highly dynamic catchment: the Isábena River.** 521
- BALANCE SEDIMENTARIO DE UN RÍO MEDITERRÁNEO ALTAMENTE REGULADO. A. Tena, R.J. Batalla, D. Vericat. **Reach scale suspended sediment balance in a large Mediterranean river.** 525
- EFFECTOS DE UNA EXTRACCIÓN SEVERA DE GRAVAS SOBRE LA GEOMORFOLOGÍA, LA MOVILIDAD DEL LECHO Y LA DISTRIBUCIÓN DE HÁBITATS EN EL RÍO ÉSERA. G. Lobera, J.A. López-Tarazón, R.J. Batalla, D. Vericat. **Effects of a severe gravel extraction over geomorphology, bed-mobility and habitat distribution in the Ésera River.** 529
- ACUMULACIÓN DE SEDIMENTO FINO EN EL LECHO DEL RÍO ISÁBENA. REPERCUSIÓN SOBRE EL BALANCE DE SEDIMENTOS. G. Piqué, J.A. López-Tarazón, R.J. Batalla. **Fine sediment accumulation on the Isábena river bed. Impact over the sediment budget.** 533
- EXPORTACIÓN DE SEDIMENTO EN SUSPENSIÓN Y EN DISOLUCIÓN DE LA CUENCA DEL RÍO FOIX Y ANÁLISIS DE LOS EFECTOS DEL EMBALSE DE FOIX SOBRE EL TRANSPORTE. M. Borràs, J. Farguell, R.J. Batalla. **Suspended and dissolved sediment export of the river Foix basin and analysis of the dam effects on the transport.** 537
- SEGUIMIENTO DEL TRANSPORTE DEL SEDIMENTO EN SUSPENSIÓN EN LA RED FLUVIAL DEL ALTO TAJO. C. Martín-Moreno, I. Zapico Alonso, J.B. Laronne, J.F. Martín Duque, J.M. Nicolau. **Monitoring of suspended sediment transport into the Upper Tagus fluvial network.** 541
- SESIÓN IX. GEOMORFOLOGÍA DE ZONAS ÁRIDAS Y SEMIÁRIDAS** 545
- CONTROL DE LA METEORIZACIÓN EN LA DINÁMICA EROSIVA DE UNA CUENCA SEMIÁRIDA. BARDENAS REALES (PROVINCIA DE NAVARRA). G. Desir, C. Marín. **Weathering control on erosion processes in a semiarid catchment. Bardenas Reales (Navarra province).** 547
- UNA REVISIÓN DE LOS EFECTOS GEOMORFOLÓGICOS DEL ABANDONO DE CAMPOS EN PENDIENTE Y BANCALES EN LA MONTAÑA MEDITERRÁNEA. N. Lana-Renault, J.M. Garcia-Ruiz, J. Arnáez. **Erosive consequences of farmland abandonment in terraced and sloping fields in the Mediterranean mountains – A Review.** 551
- DIFERENTES FORMAS DE EROSION EN FUNCION DE LAS CONDICIONES CLIMATOLÓGICAS, LITOLÓGICAS Y GEOMORFOLÓGICAS EN BARDENAS REALES (PROVINCIA DE NAVARRA). C. Marín, G. Desir. **Different erosion forms depending on climatic, lithological and geomorphological conditions in Bardenas Reales (Navarra Province).** 555
- DIFERENCIAS HIDROLÓGICAS RELACIONADAS CON LOS CAMBIOS DE USOS DEL SUELO: CARCAVAS Y BOSQUE DE REPOBLACIÓN. E. Nadal-Romero, P. Serrano-Muela, D. Regüés. **Hydrological differences related to land use/land cover changes: badlands and reforestations.** 559
- INCERTIDUMBRE EN LA EVALUACIÓN DEL TRANSPORTE DE SEDIMENTO EN SUSPENSIÓN EN CÁRCAVAS DEL PIRINEO CENTRAL. D. Regüés, E. Nadal-Romero. **Uncertainty in the evaluation of suspended sediment transport in badlands from the Central Pyrenees.** 563
- PERDIDA DE SUELO POR PROCESOS DE PIPING EN LA REGIÓN DE MURCIA. A. Romero Díaz, A. Sánchez Soriano, P. Marín Sanleandro. **Soil loss for piping processes in the Region of Murcia.** 567
- CONECTIVIDAD DE LOS PROCESOS EN LADERAS CON DISTRIBUCIÓN ESPACIAL HETEROGÉNEA DE LA VEGETACIÓN. E. Zlotnik Domínguez, E. Arnau Rosalén, S. Perez Domingo, A. Calvo Cases. **Processes connectivity on hillslopes with heterogeneous spatial** 571

distribution of soil surface components.

EROSION PINS, PROFILE AND LASER SCANNERS FOR SOIL EROSION MONITORING IN ACTIVE HILLSLOPES IN BADLANDS OF SE SPAIN. A. Solé-Benet, A. Afana, Y. Cantón. **Clavos de erosión, perfiles y escaneos láser para el seguimiento de la erosión en laderas activas de badlands del SE de España.** 575

MICROTOPOGRAFÍA Y RED DE DRENAJE EN LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE PROCESOS DE EROSIÓN EN UNA LADERA CULTIVADA CON VIÑEDOS (LA RIOJA, ESPAÑA). I. Galilea, L. Ortigosa, N. Lana-Renault, J. Arnáez. **Microtopography and drainage network in the spatial distribution of erosion processes in a slope cultivated with vineyards (La Rioja, Spain).** 579

LA EVOLUCIÓN HIDROGEOMORFOLÓGICA DEL ABANDONO DE BANCALES ABORDADA DESDE UNA PERSPECTIVA MULTIESCALAR. N. Lana-Renault, I. Galilea, J.A. Llorente, L. Ortigosa, M. Oserín, P. Ruiz-Flaño, N. Pascual, J. Arnáez. **The hydrogeomorphological evolution of abandoned terraced fields studied from a multiscale perspective.** 583

INFLUENCIA DEL ABANDONO DE CULTIVOS EN LOS PROCESOS DE DEGRADACIÓN DE SUELOS EN LA REGIÓN DE MURCIA. A. Romero Díaz, F. Robledano, F. Belmonte, V. Zapata, J.D. Ruíz Sinoga. **Influence of land abandonment in soil degradation processes in the Murcia region.** 587

SESIÓN X. GEOMORFOLOGÍA GLACIAR Y PERIGLACIAR 591

FORMAS PERIGLACIARES EN EL VALLE DE VALHONDILLO, SIERRA DE GUADARRAMA. ESTUDIO PRELIMINAR SOBRE EL COLAPSO DE HIDROLACOLITOS. C. Rodríguez-Morata, J.D. Centeno, M.A. de Pablo, J. Pedraza. **Periglacial landforms in the Valhondillo Valley, Sierra de Guadarrama. A preliminary study on hydrolacolith collapse .** 593

EVOLUCIÓN GLACIAR Y PERIGLACIAR DE LA CUMBRES DE SIERRA NEVADA DESDE FINALES DEL PLEISTOCENO HASTA EL PRESENTE. A. Gómez-Ortiz, D. Palacios, B. Palade, L. Vázquez-Selem, F. Salvador-Franch, L.M. Tanarro. **Glacial and periglacial evolution of Sierra Nevada summit area, from the Late Pleistocene to the present.** 597

LA EVIDENCIA DE LA MÁXIMA EXTENSIÓN DE LOS GLACIARES PLEISTOCENOS EN EL SISTEMA CENTRAL IBÉRICO Y SU PROCESO DE DEGLACIACIÓN. N. de Andrés, D. Palacios, G. Vieira, J. de Marcos, L. Vázquez-Selem. **Maximum extension of the Pleistocene glaciers in the Iberian Central Range and their deglaciation process.** 601

RASGOS GEOMORFOLÓGICOS EN UN AMBIENTE PERIGLACIAR, SECTOR OCCIDENTAL DEL CABO LAMB, ISLA VEGA, PENÍNSULA ANTÁRTICA. J.A. Cuchí, A. Silva-Busso, L. Moreno, C. Martínez-Navarrete, E. Ermolin, J.M. Lirio, J. López-Martínez, J.J. Durán. **Geomorphic features in a periglacial environment, western sector of Cape Lamb, Vega Island, Antarctic Peninsula.** 605

MORFOLOGÍA GLACIAR Y POSTGLACIAR EN EL PARQUE NATURAL DE LOS COLLADOS DEL ASÓN (CANTABRIA). M. Frochoso, R. González Pellejero, F. Allende, A. Martínez Aguirre. **Glacial and Post-glacial landforms in the Collados del Asón Natural Park (Cantabria).** 609

MORFOLOGÍAS, TIPOS DE HIELO Y REGÍMENES TÉRMICOS. PRIMEROS ESTUDIOS EN LA CUEVA HELADA DE PEÑA CASTIL (PICOS DE EUROPA, CORDILLERA CANTÁBRICA). M. Gómez Lende, E. Serrano Cañadas. **Ice morphologies, types and thermal regimes. First studies in the Peña Castil ice cave (Picos de Europa, Cantabrian Mountains).** 613

DISTRIBUCIÓN ALTITUDINAL DE FORMAS Y PROCESOS PERIGLACIARES EN LA COMA DE LA PAÚL (MACIZO DEL POSETS, PIRINEOS). M. González García, E. Serrano Cañadas, J.J. González Trueba. **Altitudinal distribution of periglacial landforms and processes in the Coma de la Paúl (Posets massif, Pyrenees).** 617

EL ORIGEN DE PEQUEÑOS CORDONES MORRÉNICOS SITUADOS POR DELANTE DE LAS GRANDES MORRENAS: LA HIPÓTESIS DE LA “MORRENA SECUNDARIA”. D. Palacios, N. de Andrés. **The origin of small moraine ridges located in front of large moraines: the “secondary** 621

moraine” hypothesis.

- MORFOMETRÍA DE LOS CIRCOS GLACIARES EN LA SIERRA DE ANCARES (NW IBÉRICO). M. Valcárcel, A. Martínez Cortizas, R. Blanco Chao. **Glacial cirque morphometry in Ancares Range (NW of Iberian Peninsula).** 625
- SEDIMENTOLOGICAL CHARACTERISTICS OF ICE-WEDGE POLYGON TERRAIN IN ADVENTALEN VALLEY (SVALBARD). ENVIRONMENTAL AND CLIMATIC IMPLICATIONS FOR THE LATE HOLOCENE. M. Oliva, M. Neves, G. Vieira, P. Pina, M. Cardoso, C. Freitas. **Características sedimentológicas de los polígonos de cuñas de hielo en el valle de Adventalen (Svalbard). Implicaciones ambientales y climáticas para el Holoceno superior.** 629
- LA NIEVE COMO AGENTE GEOMORFOLÓGICO EN LA CARA N DEL PICO CURAVACAS (CORDILLERA CANTÁBRICA). R. Pellitero Ondicol, E. Serrano Cañadas. **Snow as a geomorphic agent on the North face of the Curavacas Peak (Cantabrian Mountains).** 633
- RÉGIMEN TÉRMICO DEL SUELO Y DINÁMICA PERIGLACIAR EN LA PLANICIE SOMITAL DEL COLLADO DE LOS MACHOS (SIERRA NEVADA). F. Salvador-Franch, M. Salvà-Catarineu, M. Oliva, A. Gómez-Ortiz. **Ground temperature regime and periglacial dynamics on the summit of Collado de los Machos (Sierra Nevada).** 637
- APLICACIÓN DE TÉCNICAS GEOMÁTICAS EN EL GLACIAR ROCOSO ACTIVO DEL CORRAL DEL VELETA (2001-2011). J.J. de Sanjosé, A. Gómez Ortiz, A.D.J. Atkinson, F. Salvador Franch, J. de Matías, M. Salvà Catarineu, F. Berenguer. **Application of geomatic techniques in the “Corral del Veleta” active rock glacier (2001-2011).** 641
- LA SEDIMENTACIÓN PLEISTOCENA DEL PALEOLAGO PROGLACIAR DE CAMPO MAYOR Y LA EVOLUCIÓN GLACIAR DE ÁLIVA (PICOS DE EUROPA, CORDILLERA CANTÁBRICA). E. Serrano, J.J. González Trueba, M. del Río. **Pleistocene sedimentation of Campo Mayor proglacial palaeolake and the glacial evolution of Áliva (Picos de Europa, Cantabrian Mountains).** 645
- DIEZ AÑOS DE CONTROL TÉRMICO EN EL SUELO DEL ESTRATOVOLCÁN TROPICAL IZTACCÍHUATL (MÉXICO). N. Andrés, D. Palacios, J.J. Zamorano, C. Mendoza, L. Vázquez-Selem. **Ten years monitoring soil temperature in a tropical stratovolcano, Iztaccihuatl (Mexico).** 649
- ACTUALIZACIÓN CARTOGRÁFICA DEL SECTOR CENTRO-ORIENTAL DE LA CORDILLERA CANTÁBRICA: LA CABECERA DE LOS RÍOS ALLER Y PORMA. L. Rodríguez-Rodríguez, M.J. Domínguez-Cuesta, M. Jiménez-Sánchez. **Updating geomorphological mapping for the central-eastern sector of the Cantabrian Mountains: the headwaters of the Aller and Porma rivers.** 653
- BALANCE Y CONCLUSIONES SOBRE EL CONTROL DE LOS PROCESOS SOLIFLUIDALES ACTUALES EN SIERRA NEVADA DURANTE EL PERIODO 2005-2011. M. Oliva, A. Gómez Ortiz, F. Salvador Franch, M. Salvà Catarineu. **Balance and conclusions of present-day monitoring of solifluction processes in Sierra Nevada during the period 2005-2011.** 657
- UNA FORMA GLACIAR EROSIVA COMO INDICADORA DE CONDICIONES PALEOAMBIENTALES DURANTE EL PLEISTOCENO RECIENTE EN EL NW DE LA PENÍNSULA IBÉRICA. M. Valcárcel, P. Carrera Gómez, R. Blanco Chao. **A erosive glacier form as indicator of palaeoenvironmental conditions during Late Pleistocene in the NW of the Iberian Peninsula.** 661
- SESIÓN XI. GEOMORFOLOGÍA PARA EL DESARROLLO SOSTENIBLE** 665
- CRECIDAS FLUVIALES EN LA CUENCA SEMIÁRIDA DEL PUANGUE EN CHILE, UNA EXPLICACIÓN FUNDAMENTADA PARA LA ORDENACIÓN DEL TERRITORIO. A. Huaico-Malhue. **River floods in the semiarid basin in Puangue in Chile, a reasoned explanation for territorial planning.** 667
- EL CÁLCULO DE GEODIVERSIDAD COMO HERRAMIENTA PARA LA GESTIÓN TERRITORIAL. R. Pellitero, F. Manosso. **Geodiversity computation as a tool for land management.** 671

- ESTACIONALIDAD EN LA RESPUESTA EROSIVA DE LADERAS ARTIFICIALES EN UNA ESCOMBRERA MINERA CON DIFERENTES TRATAMIENTOS DE RESTAURACIÓN. S. Pérez-Domingo, E. Zlotnik, J.M. Nicolau, A. Calvo-Cases. **Seasonality in the erosion response of man-made hillslopes with different restoration treatments after mining.** 675
- CAMBIOS MORFOLÓGICOS EN EL VALLE DE FILIÀ (VALL FOSCA, PALLARS JUSSÀ) ENTRE LOS AÑOS 2005 Y 2009. E. Rallo, R. Cosano, D. Cabés, N. Monés. **Morphological changes in Filià valley (Vall Fosca valley, Pallars Jussà) between 2005 and 2009.** 679
- UN PROCEDIMIENTO INTEGRADO DE RESTAURACIÓN ECOLÓGICA CON BASE GEOMORFOLÓGICA. EL EJEMPLO DE LA CANTERA DE SOMOLINOS (GUADALAJARA). J.F. Martín Duque, I. Zapico, N. Bugosh, J.M. Nicolau, L. Balaguer, S. de Alba. **An integrated procedure of Ecological Restoration based on geomorphic principles. The example of Somolinos (Guadalajara, Spain).** 683
- PATRONES DE VEGETACIÓN EN LOS TALUDES DE ESCOMBRERAS DE MINAS TRAS EL TRANSCURSO DEL TIEMPO DESDE SU RESTAURACIÓN. S. Pérez-Domingo, E. Zlotnik, E. Arnau-Rosalén, A. Calvo-Cases. **Vegetation patterns in artificial hillslopes throughout time of post mining restoration.** 687

PRESENTACIÓN

La Asamblea General de la SEG, celebrada en Septiembre de 2010 en Solsona, tomo la decisión de organizar la XII Reunión Nacional de Geomorfología en Santander, en el año 2012, año en el que se cumple el veinticinco aniversario de la creación de la SEG.

La XII Reunión Nacional de Geomorfología se desarrolló, entre el 17 y el 20 de septiembre de 2012, gracias al apoyo de la Universidad de Cantabria, Universidad Internacional Menéndez Pelayo y la Sociedad Española de Geomorfología.

En este volumen se recogen las aportaciones realizadas por autores pertenecientes tanto a universidades nacionales como a extranjeras, organismos públicos de investigación, administraciones, empresas, etc., al campo de la Geomorfología, tanto de España como de otras zonas del planeta.

En una primera fase, se preinscribieron más de 190 resúmenes de trabajos; de los cuales fueron finalmente aceptadas un total de 160 contribuciones. En estas Actas se incorporan además tres conferencias plenarias.

Los 160 trabajos recopilados se han presentado tanto en forma oral (113 contribuciones) como de panel (47 contribuciones) dentro de 11 sesiones científicas de las que consta la XII Reunión Nacional de Geomorfología. Todas ellas orientadas a los principales campos en los que se desarrolla actualmente la investigación geomorfológica en España.

Cabe destacar el importante peso de los trabajos presentados por jóvenes investigadores (56 contribuciones) sin detrimento de la calidad científica de los mismos, lo que permite presumir un futuro prometedor de la Geomorfología en España.

Las contribuciones recopiladas en estas Actas tienen un formato de cuatro páginas a doble columna. Los autores han podido elegir el idioma de presentación del trabajo entre Inglés o Español, aunque todos los trabajos poseen títulos en ambos idiomas y un resumen corto en el idioma opuesto al de presentación. Los autores describen perfectamente el centro en el que desarrollan su actividad de investigación, y en ocasiones indican, en el apartado de agradecimientos, las instituciones que han auspiciado sus contribuciones. Todos los trabajos presentan una estructura científica tradicional, incluyendo un apartado de referencias muy interesante para aquellos lectores que quieran iniciarse en los ámbitos de cada uno de los estudios.

Todas las contribuciones presentadas han pasado por un proceso de doble revisión, coordinado por los editores de cada sesión, en el que han colaborado investigadores especialistas en cada ámbito de la geomorfología, continuando por un ulterior proceso de edición científica y técnica. Desde aquí quiero agradecer la labor realizada por el equipo de revisión y edición de estas actas.

Las contribuciones presentadas en el presente volumen se han agrupado según distintos epígrafes temáticos correspondientes con las sesiones siguientes:

I, Patrimonio Geomorfológico, presidida por los Drs. V.M. Bruschi (Universidad de Cantabria) y Enrique Díaz Martínez (IGME);

II, Procesos de Ladera y Movimientos en Masa, presidida por los Drs. A. González Díez (Universidad de Cantabria) y J. Corominas (Universidad Politécnica de Cataluña);

III, Riesgos Naturales, presidida por los Drs. J. Remondo (Universidad de Cantabria) y J.M. Vilaplana (Universidad de Barcelona);

IV, Métodos y técnicas en Geomorfología, presidida por los Drs. J. Bonachea Pico (Universidad de Cantabria) y J. Cardenal (Universidad de Jaén);

V, Geomorfología Estructural, presidida por los Drs. J.R. Díaz de Terán (Universidad de Cantabria) y G. Garzón (Universidad Complutense de Madrid);

VI, Geomorfología Litoral, presidida por los Drs. G. Flor Rodríguez (Universidad de Oviedo) y F.J. Gracia (Universidad de Cádiz);

VII, Geomorfología y Karst, presidida por los Drs. F. Gutiérrez Santolalla (Universidad de Zaragoza) y M. Jiménez Sánchez (Universidad de Oviedo);

VIII, Procesos Fluviales, presidida por los Drs. G. Benito (CSIC) y R. Batalla (Universidad de Lleida);

IX, Geomorfología de Zonas Áridas y Semiáridas, presidida por los Drs. G. Desir (Universidad de Zaragoza) y M.A. Romero (Universidad de Murcia);

X, Geomorfología Glaciar y Periglaciar, presidida por los Drs. J. López (Universidad Autónoma de Madrid) y E. Serrano (Universidad de Valladolid);

XI, Geomorfología para el Desarrollo Sostenible, presidida por los Drs. V. Rivas (Universidad de Cantabria) y J.C. Guerra (Universidad de Valladolid).

Como un capítulo cero se han incluido resúmenes extendidos de las tres conferencias impartidas durante la Reunión por los investigadores Michael Crozier (Victoria University), Adrian Harvey (University of Liverpool) y Antonio Cendrero (Universidad de Cantabria). Nuestro agradecimiento por su colaboración a la organización de la XII Reunión Nacional de Geomorfología.

A continuación, aparecen once capítulos que corresponden con cada una de las sesiones científicas anteriormente descritas, cuyos contenidos concretos se describen a continuación.

SESIÓN I. PATRIMONIO GEOMORFOLÓGICO

Tanto a nivel nacional como internacional, en las últimas dos décadas se ha ido poniendo de manifiesto la preocupación de proteger y gestionar adecuadamente la geodiversidad del planeta, respondiendo a una necesidad más amplia de conservar el medio ambiente y promover un desarrollo sostenible. Por todo ello, es necesario desarrollar estrategias e identificar acciones para una correcta protección, conservación y gestión del patrimonio geológico en general y geomorfológico en particular. Las experiencias existentes a nivel nacional e internacional en relación con este tema han dado lugar a una serie de propuestas de tipo conceptual y metodológico, al diseño de algunas herramientas para la divulgación, identificación, categorización y evaluación, conservación y puesta en valor.

El interés científico se ha materializado en foros científicos tanto nacionales como internacionales (Melbourne 2009, Etiopía, 2011, Solsona, 2010, etc.).

En esta sesión se han recogido siete trabajos sobre patrimonio geomorfológico, orientados hacia el desarrollo de propuestas e iniciativas de actuación en lugares concretos del territorio peninsular, incluyendo metodológicas de identificación y evaluación, así como otros ejemplos de actuaciones y desarrollo de iniciativas.

SESIÓN II. PROCESOS DE LADERA Y MOVIMIENTOS EN MASA

Los procesos de ladera, incluyendo todos aquellos fenómenos erosivos naturales originados en las vertientes en los que el transporte de material se realiza en masa (movimientos en masa), constituyen un ámbito de especial interés en Geomorfología. Estos fenómenos han sido objeto de atención tanto en las últimas conferencias internacionales de la Asociación Internacional de Geomorfólogos (IAG), celebradas en Zaragoza (2005) y Melbourne (2008), como en las últimas reuniones nacionales de la Sociedad Española de Geomorfología (SEG) celebradas en Cádiz (2008) y Solsona (2010).

En esta sesión se han seleccionado dieciocho trabajos que intentan aportar luz sobre algunas de las lagunas existentes en la comprensión del papel que juegan los procesos de ladera y movimientos en masa en el modelado terrestre, cómo ha cambiado ese papel en el tiempo, la importancia de los factores desencadenantes de estos procesos, como son el clima y en particular la lluvia, la sismicidad o la influencia antrópica en su evolución. Los deslizamientos, los desprendimientos, la reptación, los flujos, los colapsos, las extensiones laterales y subsidencias, los pandeos así como aquellos procesos compuestos de varios de los

citados anteriormente incluyendo las deformaciones gravitativas profundas, o el agua o las cenizas como movimiento en masa, se han analizado en esta sesión. También se han presentado trabajos en los que se muestra el papel que ejerce el agua en el movimiento, así como otros factores condicionante como la litología, la estructura geológica, el agua.

Se incluyen trabajos orientados a las nuevas técnicas de identificación, sistemas de alerta, caracterización de las roturas, propagación de desprendimientos, umbrales de precipitación, la predicción espacial y temporal, el análisis de los mecanismos desencadenantes, las relaciones magnitud-frecuencia y evaluación de la peligrosidad, las nuevas herramientas para el tratamiento de datos y de modelación numérica, la datación de los deslizamientos y análisis de la evolución temporal, el impacto del cambio global y sus implicaciones en la estabilidad de las laderas y la evolución del relieve, a lo largo del tiempo, el papel de las tubificaciones en la génesis de movimientos.

La mayoría de los trabajos aquí recopilados presentan zonas de estudio en la Península Ibérica pero los hay que analizan otras zonas de Europa.

SESIÓN III. RIESGOS NATURALES

El interés por los riesgos naturales y en particular por los riesgos geomorfológicos ha ido creciendo en las últimas décadas, en consonancia con un aumento de los daños producidos y una mayor divulgación de los eventos a escala mundial. El desarrollo y aplicación de nuevas herramientas y métodos de trabajo han hecho posible que desde el campo de la geomorfología se hayan producido importantes avances sobre la comprensión y prevención de los procesos geodinámicos que suponen un riesgo para el hombre. Así, en las últimas conferencias internacionales y nacionales de Geomorfología se ha abordado el análisis de la peligrosidad y el riesgo causados por procesos geomorfológicos, directamente a través de sesiones específicas o en el marco de otras sesiones relativas a diversos procesos geodinámicos.

En esta sesión se ha recopilado dieciséis contribuciones presentadas sobre riesgos geomorfológicos incluyendo tsumamis, desarrolladas tanto en contextos ibéricos como mundiales. Los trabajos versan sobre avances en la cartografía y evaluación de la susceptibilidad, peligrosidad y el riesgo, la aplicación de nuevas de evaluación y gestión de los riesgos naturales, la prevención y mitigación de las consecuencia, el papel del material arrancado y transportado por los cursos fluviales en las avenidas, sistemas de alerta, etc.

SESIÓN IV. MÉTODOS Y TÉCNICAS EN GEOMORFOLOGÍA

En las últimas décadas las técnicas y métodos en los que se apoya el estudio de la Geomorfología han experimentado un importante desarrollo, aportando un notable avance del conocimiento geomorfológico.

Durante las pasadas Conferencias Internacionales de Geomorfología (organizadas por la IAG), celebradas en Zaragoza en 2005 y Melbourne 2009, se han llevado a cabo sesiones científicas sobre esta temática, cuyo resultado ha sido muy exitoso en número de publicaciones y contribuciones científicas.

Métodos y técnicas en Geomorfología es un escaparate en el que se presentan las técnicas y métodos más novedosos utilizados hoy en día en el campo de la geomorfología. En esta sesión se incluyen veinte trabajos que versan sobre nuevas aproximaciones metodológicas, revisiones metodológicas realizadas usando diferentes técnicas como son los SIG, fotogrametría, teledetección, interferometría radar, LIDAR, cartografías geomorfológicas, etc., bondades e inconvenientes de los métodos y técnicas empleados en los distintos ámbitos de la geomorfología.

SESIÓN V. GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL

En esta sesión se incluyen trabajos relacionados con el modelado terrestre que está condicionado por los diferentes tipos de litologías, así como por la disposición estructural de las rocas, generalmente denominado *modelado estructural* (exceptuando el modelado *kárstico*).

En concreto, en esta sesión se incluyen seis trabajos en los que se discute sobre el modelado y las formas del relieve presentes en diferentes zonas de la Península Ibérica así como de África. También se analizan la actuación de los procesos erosivos sobre la litología y estructura de las rocas, en las grandes cuencas terciarias españolas, o sobre áreas plegadas con fracturación importante.

SESIÓN VI. GEOMORFOLOGÍA LITORAL

En esta sesión se han recopilado diecinueve aportaciones relacionadas con la morfología y dinámica de los litorales de España. La geomorfología litoral se ocupa de las formas costeras, tanto de carácter sedimentario (playas y dunas, marismas, estuarios y deltas, etc.) como erosivo (acantilados y plataformas rocosas).

En los trabajos no sólo se contemplan las formas actuales, la dinámica litoral, la interrelación entre procesos marinos y continentales, sino que también se incluyen las formas heredadas de épocas pasadas, asociadas a un nivel del mar distinto del actual, o a condiciones morfológicas y climáticas diferentes, pero de las cuales todavía se reconocen vestigios morfológicos que permiten hacer reconstrucciones paleoambientales y paleodinámicas, así como establecer la evolución histórica de los litorales. Llama mucho la atención la existencia de trabajos que muestran el papel de formas de vida en la dinámica marina así como su presencia en sedimentos costeros y su papel como indicador de cambios ambientales.

SESIÓN VII. GEOMORFOLOGÍA Y KARST

El karst posee un protagonismo destacado en la geomorfología del territorio español, dada la gran extensión que ocupan los afloramientos de rocas carbonatadas y evaporíticas. En esta sesión se han recopilado diez trabajos que muestran diferentes tipos de investigaciones desarrolladas en zonas de España así como de otras zonas de Europa y Estados Unidos.

El análisis del control litológico; el empleo de técnicas de microscopía de alta resolución para el estudio de la erosión y alteración de carbonatos; la evolución temporal de macizos kársticos y precipitaciones carbonatadas; el papel de los rellenos en yacimientos arqueológicos; el análisis de las morfologías kársticas superficiales y subsuperficiales, los depósitos de las cuevas y de todos aquellos aspectos geomorfológicos que permiten comprender/aportar nuevos conocimientos a la evolución y la dinámica de los sistemas kársticos, son temas tratados en estos trabajos.

SESIÓN VII. PROCESOS FLUVIALES

Los cursos fluviales constituyen los principales actores del modelado terrestre, cuya dinámica varía en el tiempo y en el espacio. La mayor parte de las actividades humanas se desarrollan próximas a los ríos, por lo que la geomorfología fluvial constituye actualmente una herramienta que permite la resolución de problemas de carácter hidrológico, riesgos naturales y análisis de impacto ambiental.

En esta sesión se han recopilado veintinueve contribuciones en torno a un foro de discusión sobre estudios recientes en geomorfología fluvial en sentido extenso. Se han integrado estudios sobre cambios de uso del suelo y su papel en la evolución de la morfología fluvial, la dinámica actual de áreas fluviales, en control climático en avenidas, caracterización de carga sólida, evolución temporal de cauces y dinámica fluvial, reconstrucción de caudales en avenidas, empleo de trazadores, el papel de la vegetación, etc. Además en los trabajos se

presentan ejemplos de cuantificación de procesos fluviales en cauces y cuencas, de evidencias geomorfológicas y registros estratigráficos, monitorización, registro y modelización de procesos fluviales (erosión, transporte y depósito), incluyendo la respuesta de cauces y formas fluviales a cambios recientes de carácter antrópico e hidrológico; avances en la reconstrucción de registros paleohidrológicos y paleoambientales basada en evidencias geomorfológicas, estratigráficas y dendrogeomorfológicas; evolución de sistemas y terrazas fluviales durante el Pleistoceno y Holoceno, y su interpretación climática y/o tectónica.

SESIÓN IX. GEOMORFOLOGÍA DE ZONAS ÁRIDAS Y SEMIÁRIDAS

Desde hace décadas se están llevando a cabo en España una gran cantidad de estudios sobre la erosión del suelo, tanto hídricos como eólicos. Prueba de ello es el gran número de trabajos que se han presentado en las Conferencias Internacionales de Geomorfología (organizadas por la IAG), celebradas en Zaragoza en 2005 y Melbourne 2009, como en las últimas reuniones nacionales de la Sociedad Española de Geomorfología (SEG) celebradas en Cádiz (2008) y Solsona, (2010).

Las zonas áridas y semiáridas comprenden una superficie muy amplia de nuestro territorio, por lo que la totalidad de los trabajos presentados en esta sesión han elegido el territorio nacional como zona de estudio. En esta sesión se han recopilado once trabajos que abordan temáticas sobre la degradación y pérdida del suelo, cambios de uso, la deforestación y la sobreexplotación de los suelos agrícolas, la degradación de los suelos por procesos físico-químicos, el empleo de técnicas de evaluación y medida de la erosión, el transporte de material en suspensión, el establecimiento de medidas correctoras de la erosión.

SESIÓN X. GEOMORFOLOGÍA GLACIAR Y PERIGLACIAR

Los medios glaciares y periglaciares ocupan una importante proporción de la Tierra y han tenido extensiones aún mayores en el pasado. Por lo tanto, los procesos que tienen lugar en ambientes con presencia de hielo han contribuido y contribuyen de un modo destacado en la generación de formas de relieve y depósitos superficiales presentes en amplias zonas. Se trata, además, de evidencias útiles para estudiar procesos actuales y variaciones climáticas, del nivel del mar y de ambientes del pasado.

Esta sesión reúnen dieciocho trabajos orientados a la Geomorfología glaciaria y periglaciaria que utilizan zonas de estudio localizadas en todos aquellos territorios en los que el hielo ha contribuido al desarrollo del modelado de las montañas españolas o del resto del mundo, así como de las regiones polares y ecuatoriales. Además se incluyen trabajos que versan sobre procesos y medios fríos actuales, con referencia a los glaciares, el permafrost o los procesos periglaciares, su dinámica y funcionamiento actual, huellas y formas de modelado generadas por los glaciares y los procesos periglaciares en el pasado y el establecimiento de sus cronologías relacionadas, el uso de las huellas y procesos fríos como indicadores ambientales actuales y del Cuaternario.

SESIÓN XI. GEOMORFOLOGÍA PARA EL DESARROLLO SOSTENIBLE

La Geomorfología juega un importante papel en todos los procedimientos desarrollados para llevar a cabo una organización racional del espacio, desde el punto de vista del desarrollo sostenible.

En esta sesión se han recopilado seis trabajos que están orientados a: el papel de los riesgos en la ordenación del territorio, la geodiversidad como herramienta de gestión, el conocimiento de la dinámica de las laderas en la restauración de taludes artificiales, restauración ecológica con base en la geomorfología y el control de la geomorfología en los patrones de vegetación localizada en escombreras mineras.

No puede concluir esta presentación sin agradecer el trabajo desarrollado por todos los autores, evaluadores-correctores, editores, su diligencia en la elaboración de los trabajos, el seguimiento de las normas de publicación, la diligencia en la subsanación de errores, la tarea anónima de control y pulimento de los manuscritos así como de aceptación de los comentarios efectuados por los evaluadores. Si su colaboración no se habría podido recopilar tan importante cantidad de trabajos en un tiempo tan pequeño.

Por último, queda pedir disculpas a los lectores por aquellos errores que puedan contener estas actas, derivados de nuestra tarea de edición.

Alberto González Díez

CONFERENCIAS

MULTIPLE OCCURRENCE REGIONAL LANDSLIDE EVENTS. M.J. Crozier.
Ocurrencia regional de múltiples eventos de deslizamientos

THE TRANSFORMATION OF ALLUVIAL FANS INTO CONTINUOUS FLUVIAL SYSTEMS: THE QUATERNARY EVOLUTION OF THE NEOGENE SEDIMENTARY BASINS OF THE EASTERN BETIC CORDILLERA, ALMERIA. Adrian Harvey, Elizabeth Whitfield (nee Maher), Anne Mather, Martin Stokes. **La transformación de abanicos aluviales en sistemas fluviales continuos: evolución cuaternaria de las cuencas sedimentarias neógenas de la Cordillera Bética, Almería**

THE GEOMORPHIC DIMENSION OF GLOBAL CHANGE. RISKS AND OPPORTUNITIES. M. Hurtado, L.M. Forte, V.M. Bruschi, J. Bonachea, V. Rivas, J. Gómez Arozamena, M. Dantas Ferreira, J. Remondo, A. González, J.R. Díaz de Terán, L. Salas y A. Cendrero. **La dimensión geomorfológica del cambio global; riesgos y oportunidades.**

MULTIPLE OCCURRENCE REGIONAL LANDSLIDE EVENTS

Ocurrencia regional de múltiples eventos de deslizamientos

M.J. Crozier ⁽¹⁾

(1) School of Geography, Environment and Earth Sciences. Victoria University of Wellington. P O Box 600, Wellington, New Zealand. Michael.crozier@vuw.ac.nz

Resumen: El fenómeno denominado ocurrencia regional de múltiples eventos de deslizamientos (o en su traducción al inglés *Multiple occurrence regional landslide events*, MORLEs), consiste en cientos o miles de deslizamientos superficiales que ocurren mas o menos simultáneamente dentro de un área. Son desencadenados por aguaceros o terremotos. Las consecuencias ambientales y económicas in-situ y ex-situ, están ilustradas con ejemplos de Nueva Zelanda. Se exponen cuestiones relacionadas con la caracterización de estos eventos y su magnitud. La correlación de la ocurrencia de deslizamiento con las condiciones climáticas se ha utilizado para establecer los umbrales críticos de desencadenamiento. El uso de dichos umbrales para determinar la probabilidad de ocurrencia se complica por el desarrollo de la "resistencia del evento" que provoca cambios geomórficos sinérgicos resultantes de eventos sucesivos, que alteran la sensibilidad de terreno y regulan su respuesta a los eventos climáticos. Los MORLEs son responsables de cambios significativos del carácter geomórfico e hidrológico del terreno. Estos eventos representan no sólo un grave peligro, sino también juega un papel importante en el desarrollo de las formas de las laderas de la geomorfología del país.

Key words: landslide events, hazards, triggering threshold, landform development

Palabras clave: eventos de deslizamientos, peligrosidad, umbrales de desencadenamiento, desarrollo de paisajes.

1. INTRODUCTION

Multiple occurrence regional landslide events (MORLEs) consist of hundreds and thousands of shallow landslides occurring more or less simultaneously within defined areas, ranging from tens to thousands of square kilometres (Fig. 1).

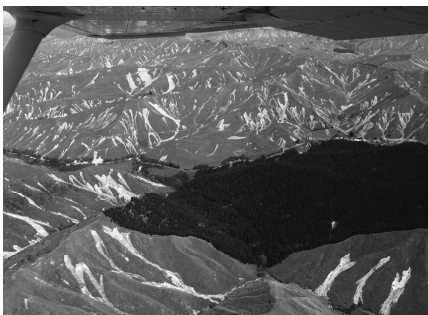


Fig. 1. A multiple occurrence landslide event, Manawatu, North Island, New Zealand, February, 2004. (Photo by: G. Hancox)

They are triggered by rainstorms and earthquakes. Globally, MORLEs occur in

areas of moderate to steep slopes subject to intense rainstorms and/or high intensity earthquakes; situations that are commonly, but not exclusively, found in the vicinity of active compressional plate boundaries. Events of this type have been recorded from, the Caribbean, Central America, Brazil, Himalayas and, in particular, Pacific rim countries including: New Zealand, Fiji, Papua New Guinea, Solomon Islands, Philippines, Taiwan, Japan, Korea, and the Pacific coast of North America. Rainfall triggered landslide events are commonly associated with tropical cyclones or monsoon rainfall but they may occur anywhere where intense, large-scale rainfall systems are generated. Individual landslides within these events are dominantly shallow debris and earth flows, and debris and earth slides, involving regolith or weathered bedrock. However, the combination of numerous, often coalescing, landslides and a high velocity of transport, represents a significant hazard both on-slope and downstream. The

location of these events and the degree of associated slope failure is determined primarily by the location and intensity of the triggering event, whether earthquake shaking or rainfall intensity. Thus accurate prediction of these events and the development of mitigation measures are limited by the ability to predict the travel path and intensity of features such as cyclones as well as the ability to predict the position of earthquake epicentres (Crozier, 2005).

2. IMPACT

The most significant on-site impact of these landslides in New Zealand is the removal of productive soil and its cumulative effect on biomass production (Lambert *et al.*, 1984). In an agricultural setting, this can have a dramatic effect on pasture production and tree growth and downstream production of dairy products, meat and wool. The next most important impact in economic terms is damage to transport infrastructure. Off-slope impacts include destabilisation of water ways, flooding and degradation of water quality. However, in more densely populated areas of the world, multiple occurrence landslide events can result in significant loss of life (Vieira *et al.* 2010).

3. CHARACTERISATION

Magnitude is a critical factor in assessing hazard, particularly because magnitude is generally closely associated to frequency. Possible parameters for magnitude representation include: the overall area within which landslides occur (affected area); total volume of material displaced; percentage of material entering the drainage system (sediment delivery ratio) and moved offsite [expressed as a specific yield (m^3/km^2) or denudation 'surface lowering'(mm)]; number of slides / unit area, (landslide density) and percentage of area eroded by landslides as a percentage of total affected area (landslide area ratio).

Other parameters may include the percentage of landslides that make contact with the drainage system (connectivity) and location with respect to the slope profile or micro topography. A major problem is that many of these parameters are sensitive to the sample size used to characterise the event (Fig. 2).

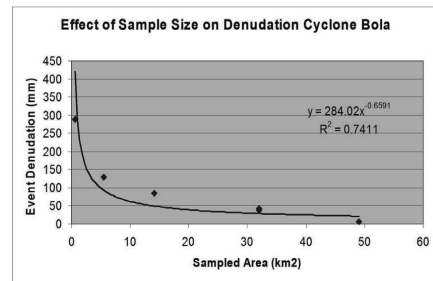


Fig. 2 Denudation recorded by different authors for the same landslide event, Cyclone Bola, Hawke's Bay, New Zealand.

4. CORRELATION WITH CLIMATE

For rainfall-triggered landslides, the attempt to find rainfall triggering thresholds is driven by three concerns: to provide a warning system for landslide occurrence based on synoptic conditions, to provide a probability of occurrence for representation of hazard, and to assess rates of geomorphic change. In addition, an established link between landslide occurrence and climatic factors provides a means of assessing the likely affect of accelerated global climate change on landslide occurrence (Crozier, 2010a).

There are several methods of establishing the link between landslide occurrence and climatic conditions (Guzzetti, *et al.* 2007). From an empirical perspective, the first attempts have involved the spatial correlation between the distribution of landslides and the isohyetal pattern of the associated rainstorm. Thresholds determined in this way have shown a marked vulnerability of urbanised slopes compared to slopes existing in natural conditions. Similarly forested slopes show

a much greater resistance to rainstorms than deforested slopes, converted to pasture (Hicks, 1991; Page *et al.*, 2000).

On the other hand, correlation of the occurrence of events with climatic conditions through time has allowed the development of probability thresholds related to preceding climatic conditions.

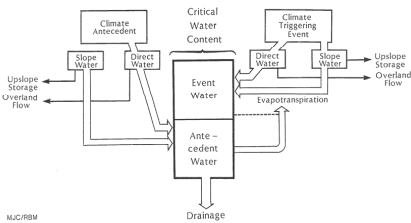


Fig.3. Conceptual climate/slope hydrology model of critical landslide triggering conditions. (Crozier, 1997)

5. PREDICTION

The conventional approach to prediction involves the establishment of the climatic threshold required to produce landslides, and then resort to the climate record to establish how frequently those critical conditions are likely to occur.

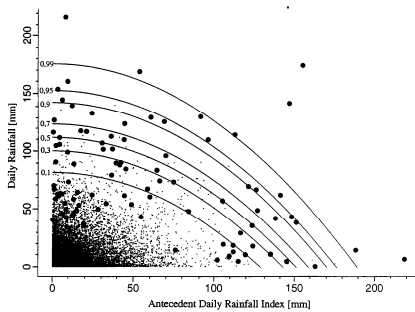


Fig.4. Triggering probability thresholds for landslide occurrence, Wellington, New Zealand - the large dots represent days of landsliding (Glade, *et al.*, 2000).

However, the first problem is that landslide / climate thresholds, even at one place, are not temporally stable. This is because of the phenomenon of ‘event resistance’. Crozier and Preston (1999) and Brooks *et al.* (2002) show that successive events in many circumstances, remove or strengthen

susceptible material and thus increase the triggering threshold through time.

There is also another major factor of concern when, for example, applying downscaled ‘general circulation model’ projections of increased rainfall intensity and the implication of increased landsliding (Crozier, 2010a). This relates to the fact that the build up of water within the slope is governed by the infiltration capacity. Even under current conditions, rainstorm intensity can exceed infiltration capacity. Any projected increase in rainfall intensity, in these cases, will lead to greater slope runoff but not to enhanced slope water conditions relevant to mass movement.

6. GEOMORPHIC CHANGE

While MORLEs have a demonstrable immediate effect on productivity, environment and human infrastructure, through time they are clearly an agent of geomorphic change (Crozier, 2010b). Measurements indicate they are responsible for ‘feralisation’ (steepening and sharpening) of slopes and ridges (Crozier *et al.*, 1980). In addition, first and second order streams have been subdued by mass movement deposits; resulting in development of colluvial footslopes, infilled valley floors, and obliteration of stream channels.

7. CONCLUSION

The landslide events described in this paper clearly represent a hazard. In agricultural areas they are responsible for a major reduction in productivity and destruction of farm infrastructure. In developed areas, they can result in death, destruction of homes and major disruption to transportation infrastructure. Downstream their effects on water quality and flooding are demonstrable.

The challenge of representing the magnitude and frequency of such events requires not only an assessment of the

climate / slope stability relationship but also an understanding of how this changes as a result of associated geomorphic processes.

REFERENCES

- Brooks, S.M., Crozier, M. J., Preston, N.J. and Anderson, M.G., 2002. Regolith evolution and the control of shallow translational hillslope failure: application of a 2-dimensional coupled soil hydrology-slope stability model, Hawke's Bay, New Zealand. *Geomorphology* 45 (3-4),165-179.
- Crozier, M.J. 1997. The climate landslide couple: a Southern Hemisphere perspective. *Paleoclimate Research 19, ESF Special Issue 12*, 329-350.
- Crozier, M.J. 1999 Prediction of climatically-triggered landslides- A test of the Antecedent Water status model. *Earth Surface Processes and Landforms* 24, 825-833.
- Crozier, M.J., 2005. Multiple-occurrence regional landslide events in New Zealand: hazard management issues. *Landslides* 2, 247-256.
- Crozier, M.J. 2010a. Deciphering the effect of climate change on landslide activity; a review. *Geomorphology* 124 (3-4), 260-267.
- Crozier, M.J. 2010b. Landslide geomorphology: an argument for recognition. *Geomorphology* 120 (1-2), 3-15.
- Crozier, M.J., and N.J. Preston, 1999. Modelling changes in terrain resistance as a component of landform evolution in unstable hillcountry. In Hergarten, S and Neugebauer, H.J. (Eds.): *Process Modelling and Landform Evolution, Lecture Notes in Earth Sciences* 78, Springer Verlag, 267-284.
- Crozier, M.J., Eyles, R.J., Marx, S.L., McConchie, J.A. and Owen, R.C. 1980. Distribution of landslips in Wairarapa hill country, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 23, 575-58.
- Glade, T., Crozier, M.J. and Smith, P. 2000. Establishing landslide-triggering rainfall thresholds using an empirical antecedent daily rainfall model. *Journal of Pure and Applied Geophysics* 157, 1059-1079.
- Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M. and Stark,, C.P. 2007. Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central southern Europe. *Meteorology and Atmospheric Physics* 98 (3-4), 239-267.
- Hicks, D.L., 1991. Erosion under pasture, pine plantations, scrub and indigeneous forest: a comparison from Cyclone Bola. *New Zealand Forestry* (November), 21-22.
- Lambert, M.G., Trustrum N.A. and Costall, D.A. 1984. Effect of soil slip erosion on seasonally dry Wairarapa hill pastures. *New Zealand Journal of Agricultural Research* 27, 57-64.
- Page, M., Trustrum, N. and Gomez, B. 2000. Implications of a century of anthropogenic erosion in Gisborne-East Coast region of New Zealand. *New Zealand Geographer* 56 (2), 13-24.
- Vieira, B.C., Fernandes, N.F. and Filho, O.A. 2010. Shallow landslide prediction in the Serra do Mar, Sao Paulo, Brazil. *Natural Hazards and Earth System Science* 10, 1-9.

THE TRANSFORMATION OF ALLUVIAL FANS INTO CONTINUOUS FLUVIAL SYSTEMS: THE QUATERNARY EVOLUTION OF THE NEOGENE SEDIMENTARY BASINS OF THE EASTERN BETIC CORDILLERA, ALMERIA

La transformación de abanicos aluviales en sistemas fluviales continuos: evolución cuaternaria de las cuencas sedimentarias neógenas de la Cordillera Bética, Almería

Adrian Harvey⁽¹⁾, Elizabeth Whitfield (nee Maher)⁽²⁾, Anne Mather⁽³⁾, Martin Stokes⁽³⁾

- (1) School of Environmental Sciences, Roxby Building, University of Liverpool, PO box 147. L69 7ZT, UK. amharvey@liverpool.ac.uk
- (2) School of Natural Sciences and Psychology Liverpool John Moores University, Byrom Street, Liverpool L3 3AF, UK.
- (3) School of Geography, Earth and Environmental Sciences, University of Plymouth, Drake Circus, Plymouth, PL4 8AA, UK.

Resumen: Los abanicos aluviales juegan un importante papel de acoplamiento-amortiguación en el desarrollo de sistemas aluviales. Hay un patrón común en la evolución de cuencas sedimentarias en levantamiento por la cual cuencas de margen de abanicos aluviales sufren disección y son remplazadas por drenaje canalizado. En las cuencas sedimentarias neógenas levantadas de la Cordillera Bética Oriental, sureste de España, las edades de estos cambios oscilan desde el Plioceno inferior al Holoceno, variando de cuenca a cuenca, dependiendo de la velocidad y cantidad del levantamiento post Plioceno. Localmente, el patrón regional se complica por el desarrollo de la deformación tectónica, y otros factores relacionados con el desarrollo de la red de drenaje.

Key words: alluvial fans, through-drainage, sedimentary basins, epeirogenic uplift, Betic Cordillera.

Palabras clave: abanicos aluviales, drenaje canalizado, cuencas sedimentarias, levantamiento epirogénico, Cordillera Bética.

1. INTRODUCTION AND STUDY AREA

Alluvial fans play an important coupling/buffering role in the development of fluvial systems. There is a common pattern in the evolution of uplifting sedimentary basins whereby basin-marginal alluvial fans undergo dissection, and terminal fluvial systems are replaced by through drainage. In the uplifted Neogene sedimentary basins of the eastern Betic Cordillera, southeast Spain the regional epeirogenic uplift from the late Miocene, the basins became emergent and undergoing terrestrial sedimentation. The uplift patterns were spatially variable with the sequence differing among the sedimentary basins. Where uplift was

timing of this switch ranges from the early Pliocene to the Holocene, varying from basin to basin, dependant on the amount of post-Pliocene epeirogenic uplift.

The eastern Betic Cordillera comprise a series of discrete mountain blocks, dominantly of pre-Mesozoic basement metamorphic rocks, separated from one another by Neogene sedimentary basins, partly defined by a series of left-lateral strike-slip fault systems (Fig. 1; Mather et al., 2001). The sedimentary basins were initially marine basins, but following greatest dissection by the developing fluvial network largely replaced sedimentation, the combination of the two regimes leading to the development of the modern landforms (Harvey, 2001, 2006). Locally the regional pattern is complicated

by ongoing tectonics, and other factors related to the development of the drainage network, such as river capture, and the development of subsequent streams.

2. UPLIFT AND EMERGENCE

By the late Miocene the region had recovered from the Messinian salinity crisis and three of the four sedimentary basins shown on Figure 1 had returned to shallow marine conditions (see Mather et al., 2001). Apart from isolated pockets of recharge gypsum, there is little evidence of sustained late Messinian or early Pliocene marine conditions in the Tabernas basin. Fluvial conditions prevailed, feeding a fan delta on the margins of the Almería basin (Postma, 1984). Based on Braga's (2003) reconstruction of post-lower Pliocene uplift patterns (modified by Harvey, 2006) the Tabernas basin has undergone maximum uplift, followed by the Sorbas basin then the Vera and Almería basins (Fig. 1). In the Sorbas basin the late Messinian marine phase was followed by terrestrial conditions of interior drainage feeding intermittent ephemeral lakes, before a final early Pliocene marine phase (Mather, 1991; Mather and Stokes, 2001). By the mid-Pliocene marine conditions in the Vera basin had given way to fan-delta sedimentation (Stokes, 1997; 2008). The Almería basin remained fully marine through the Pliocene. The approximate position of the early Pliocene shoreline is shown on Figure 1, skirting the southern margins of the Sierras Alhamilla/Cabrera, with marine gulfs extending into the Sorbas and Vera basins. The Cabo de Gata range formed an island.

Major changes took place during the late Pliocene to early Pleistocene. Large coalescent alluvial fans developed in the Sorbas basin feeding an axial fluvial system (The Gochar system; Mather, 1991), that in turn exited the basin to the south, forming a fan delta complex on the margins of the still marine Almería basin (the Polopus fan-delta complex; Mather

1993). In the Vera basin alluvial fan sedimentation replaced the Pliocene fan deltas, giving way during the early Pleistocene to a braided fluvial network (Stokes, 1997, 2008; Mather and Stokes, 2001). Within the Tabernas basin a fluvial system fed into the Andarax, evidenced by early Pleistocene (?) high level terraces (Nash and Smith, 1999; Harvey et al., 2003). This system fed the Almería fan delta, now further south than during the Pliocene.

By mid-Pleistocene, fluvial networks were fully established. The large alluvial fans in the Sorbas and Vera basins had been trenched and replaced by continuous fluvial systems. In the Vera basin these were the Amanzora, proto-Antas and lower Aguas (Stokes, 2008). The Almanzora had cut back through the Sierra Almagro (Stokes and Mather, 2003), greatly enlarging its drainage basin by inclusion of the Huerca Overa and upper Almanzora basins. In the Sorbas basin the Aguas/Feos system (Harvey and Wells, 1987), fed south into the northern part of the Almería basin. The Alias was a tributary to that system (Maher, 2006; Maher et al., 2007; Maher and Harvey, in press). In the Tabernas basin the Andarax/Tabernas system continued to feed the Almería fan delta. By this time marine conditions persisted only in the west of the Almería basin.

By the late Pleistocene most of the major drainages had become incisional, though drainage development had been complicated by two factors, river capture and ongoing tectonics. Minor river captures diverted drainage within the Vera basin and from the western part of the Sorbas basin into the Tabernas basin, but the major capture affected the main drainage of the Sorbas basin (Harvey and Wells, 1987). The proto Aguas/ Feos, draining south from the Sorbas basin into the Almería basin was captured during the late Pleistocene (Candy et al., 2007) by the lower Aguas to drain east into the Vera basin. The response to the capture was to accelerate incision in the Sorbas basin

(Stokes et al., 2002), and behead the Alias, the drainage of the northern Almería basin, of its main headwaters (Maher et al., 2007).

Ongoing tectonics has affected the Antas in the Vera basin (Stokes, 2008) and the rates of incision of the Alias (Maher and Harvey, 2008). In the Tabernas basin a major pulse of tectonic uplift affected the west of the basin (Harvey et al., 2003; Garcia et al., 2003). This caused ponding of the drainage and the accumulation of large alluvial fans in the east of the basin. When the uplift zone had been breached, incision resumed leading to the spectacular badland landscapes in the western part of the Tabernas basin. The incision wave has not yet progressed to the head of the basin, and the alluvial fan zones are not yet coupled to the main drainage (Harvey, 2002). The only other area of late Pleistocene large coalescent alluvial fans is in the centre of the Almería basin, again an area of tectonic sag. Elsewhere, late Pleistocene alluvial fans are restricted to small mountain-front fans at the head of the Sorbas basin, on the margins of the Vera basin and surrounding the Cabo de Gata ranges.

3. DISCUSSION: CONTRASTS BETWEEN THE SEDIMENTARY BASINS

A common sequence can be identified in the evolution of the sedimentary basins, however the timing of the sequence differs from basin to basin, dependant on the timing of marine regression and the rate of uplift (Table 1). The sequence initially involved fan deltas where major mountain-fed drainages entered a shallow marine environment, followed by a phase of large alluvial fans. These become dissected as through-drainage developed. After that, small alluvial fans were largely restricted to mountain-front settings, except where ongoing tectonics have created appropriate settings for larger fans. Other

complications relate to drainage reorganisation by river capture.

In the Tabernas basin, with early marine regression and maximum uplift there is little trace of early alluvial fans. The Quaternary has been dominated by dissection except where ongoing Neotectonic deformation had led to late Quaternary alluvial fan development.

In the Sorbas basin, with high to intermediate rates of post Pliocene uplift, early alluvial fan phases can be identified on both northern and southern margins of the basin. The switch to through drainage from Pliocene to early Pleistocene was modified by ongoing tectonics and the development of subsequent streams.

Major drainage reorganisation followed a late Pleistocene river capture. On the northern margins of the Vera basin, with intermediate to low uplift rates, there was a progressive change from fan-delta, to alluvial-fan to through fluvial drainage between the late Pliocene and the mid Pleistocene. In the Almería basin, with the lowest uplift rates, there is a contrast between the north and the centre of the basin. In the north, the switch from alluvial-fan to a through-fluvial environment, was influenced by ongoing tectonics and took place in mid-Pleistocene. In the basin centre, with the lowest uplift rates the geomorphology is still dominated by coalescent alluvial fans. This pattern can be corroborated in the tectonically depressed Guadalentín trough, where the Lorca fan only gave way to through drainage during the Holocene (Silva et al., 2008).

The switch from fan delta to fan to through fluvial drainage responds to the timing of marine regression and uplift rates.

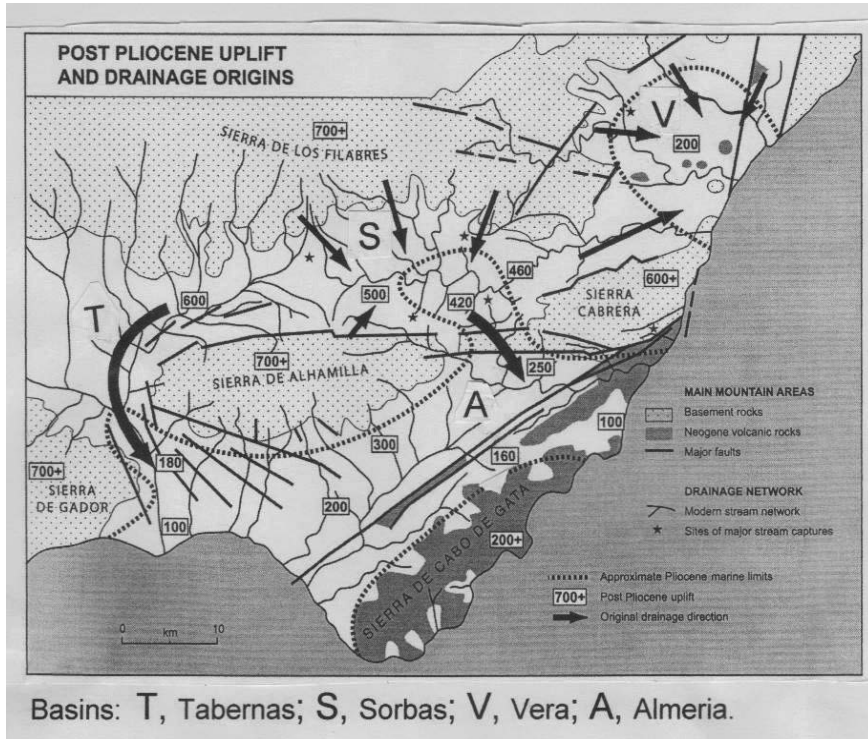


Fig. 1. The study area: Differential post-early Pliocene uplift patterns affecting the Neogene sedimentary basins of the eastern Betic Cordillera, Almeria.

Table 1. Sequence summary – Eastern Betic Neogene basins: Uplift, Timing of Marine regression, and geomorphic development.

Basin	Post-L.Plio Uplift (m)	Marine Regr.	Pliocene-early Pleist.	Pleistocene
Tabernas	600	U Miocene.	Fluvial system, Then deep dissection	Ongoing tectonics, Fans in upper basin
Sorbas	420	L. Pliocene	Large fans feed fluvial system Outlet to S.	Deep incision of drainage net Small marginal fans only
Vera	200+	Pliocene	Marine, fan deltas Then fans	Continuous fluvial systems Small marginal fans only
Almeria	100-250	Plio-Pleist	Marine, Then fan deltas	Fans, then through drainage, Modern fans in basin centre

REFERENCES

- Braga, J.C., Martin, J. M. and Quesada, C. 2003. Patterns and average rates of late Neogene-Recent uplift of the Betic Cordillera, SE Spain. *Geomorphology* 50, 3-26.
- Candy, I., Black, S. and Sellwood, B.W. 2007. U-series isochron dating of immature and mature calcretes as a basis for constructing Quaternary

- landform chronologies. *Quaternary Research* 64, 100-111.
- García, A.F., Zhu, Z., Ku, C. and Sanz de Galdeano, O.A. 2003. Tectonically driven landscape development within the eastern Alpujarride corridor, Betic Cordillera, SE Spain (Almería). *Geomorphology* 50, 83-110.
- Harvey, A.M. 2001. Uplift, dissection and landform evolution: the Quaternary. In Mather, A.E., Martin, J.M., Harvey, A.M. and Braga, J.C. (Eds.): *A Field Guide to the Neogene Sedimentary Basins of the Almería Province, South-East Spain*, Blackwell Science, Oxford, 225-322.
- Harvey, A.M. 2002. Effective timescales of coupling in fluvial systems. *Geomorphology* 44, 175-201.
- Harvey, A.M. 2006. Interactions between tectonics, climate and base level: quaternary fluvial systems of Almería, southeast Spain. In Alberti, A.P. and Bedoya, J.P. (Eds.): *Geomorfología y Territorio*, Actade laIX Reunión Nacional de Geomorfología, Universidad de Santiago de Compostela, 25-48.
- Harvey, A.M. and Wells, S.G. 1987. Response of Quaternary fluvial systems to differential epeirogenic uplift: Aguas and Feos river systems, southeast Spain. *Geology* 15, 689-693.
- Harvey, A.M., Foster, G., Hannam, J. and Mather, A.E. 2003. The Tabernas alluvial fan and lake system, southeast Spain: applications of mineral magnetic and pedogenic iron oxide analyses towards clarifying the Quaternary sediment sequences. *Geomorphology* 50, 151-171.
- Maher, E. 2006. *The Quaternary evolution of the Rio Alias, southeast Spain*. PhD Thesis, University of Liverpool.
- Maher, E. and Harvey, A.M. 2008. Fluvial system response to tectonically-induced base-level change during the late Quaternary: the Rio Alias, southeast Spain. *Geomorphology* 100, 180-192.
- Maher, E. and Harvey, A.M. in press. Interaction between the controls on fluvial system development: tectonics, climate, base level and river capture – Rio Alias, southeast Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*.
- Maher, E., Harvey, A.M. and France, D. 2007. The impact of a major Quaternary river capture on the alluvial sediments of a beheaded river system: the Rio Alias, SE Spain. *Geomorphology* 84, 344-356.
- Mather, A.E. 1991. *Late Cainozoic drainage evolution of the Sorbas basin, southeast Spain*. PhD Thesis, University of Liverpool.
- Mather, A.E. 1993. Evolution of a Pliocene fan delta: links between the Sorbas and Carboneras basins, SE Spain. In Frostick, L.E. and Steel, R.J. (Eds.): *Tectonic Controls and Signatures in Sedimentary Successions*, Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentology 20, 277-290.
- Mather, A.E. and Stokes, M. 2001. Marine to continental transition. In Mather, A.E., Martin, J.M., Harvey, A.M. and Braga, J.C. (Eds.): *A Field Guide to the Neogene Sedimentary Basins of the Almería Province, South-East Spain*, Blackwell Science, Oxford, 186-224.
- Mather, A.E., Martin, J.M., Harvey, A.M. and Braga, J.C. (Eds.). 2001. *A Field Guide to the Neogene Sedimentary Basins of the Almería Province, South-East Spain*, Blackwell Science, Oxford, 350 pp.
- Nash, D.J. and Smith, R.F. 1999. Multiple calcrete profiles in the Tabernas basin, southeast Spain: their origins and geomorphic implications. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 1009-1029.
- Postma, G. 1984. Mass-flow conglomerates in a submarine canyon: Albríola fan-delta. Pliocene southeast Spain. In Koster, K.H. and Steel, R.J. (Eds.): *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Can. Soc. Petrol. Geologists, Calgary, Memoir 10, 237-258.
- Silva, P.G., Bardaji, T., Calel-Avila, M., Goy, J.L. Zazo, C. 2008. Transition from alluvial to fluvial systems in the Guadalentin depression (SE Spain) during the Holocene: Lorca fan versus Guadalentin River. *Geomorphology* 100, 140-153.
- Stokes, M. 1997. *Plio-Pleistocene Drainage Evolution of the Vera Basin, southeast Spain*. PhD Thesis, University of Plymouth.
- Stokes, M. 2008. Plio-Pleistocene drainage evolution in an inverted sedimentary basin: Vera basin, Betic Cordillera, SE Spain. *Geomorphology* 100, 193-211.
- Stokes, M. and Mather, A.E. 2003. Tectonic origin and evolution of a transverse drainage: the Rio Almanzora, Betic Cordillera, Southeast Spain. *Geomorphology* 50, 59-81.
- Stokes, M., Mather, A.E. and Harvey, A.M. 2002. Quantification of river-capture-induced base-level changes and landscape development: Sorbas basin, SE Spain. In Jones, S.J., and Frostick, L.E. (Eds.): *Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences*. Geological Society, London, Sp. Publ. 191, 23-35.

THE GEOMORPHIC DIMENSION OF GLOBAL CHANGE. RISKS AND OPPORTUNITIES

La dimensión geomorfológica del cambio global; riesgos y oportunidades

M. Hurtado^(1, 2), L.M. Forte^(1, 2), V.M. Bruschi⁽²⁾, J. Bonachea⁽²⁾, V. Rivas⁽³⁾, J. Gómez Arozamena⁽⁴⁾, M. Dantas Ferreira⁽⁵⁾, J. Remondo⁽²⁾, A. González⁽²⁾, J.R. Díaz de Terán⁽²⁾, L. Salas⁽²⁾, A. Cendrero^(1, 2)

- (1) IGS, Universidad Nacional de La Plata, martin.hurtado@ing.unlp.edu.ar martin.hurtado@ing.unlp.edu.ar
 (2) DCITIMAC, Universidad de Cantabria, Santander
 (3) DGUOT, Universidad de Cantabria, Santander
 (4) DCMQ, Universidad de Cantabria, Santander
 (5) Departamento de Engenharia Civil, Universidade Federal de São Carlos (São Paulo), Brasil

Resumen: Se presenta la hipótesis de un cambio geomorfológico global, independiente del clima y con importantes implicaciones para los procesos y riesgos geológicos superficiales. Ese cambio, muy marcado desde 1950, se debería a la intensificación de las actividades humanas (dimensión geomorfológica de “the Great Acceleration”). Se aportan datos cuantitativos sobre indicadores de la importancia de actividades humanas que modifican el territorio y de procesos geomorfológicos, a diferentes escalas y coherentes con la hipótesis indicada. Los datos indican que, desde el punto de vista geológico, el inicio del Antropoceno podría ser el fin de la Segunda Guerra Mundial. De especial significado son los datos recopilados sobre los riesgos geológicos superficiales y su correlación con indicadores de actividad humana o de degradación del territorio. También se muestra que la aceleración de los procesos geomorfológicos abre oportunidades para explotar ciertos recursos geológicos como renovables.

Key words: global geomorphic change, Anthropocene, geomorphic hazards, human geomorphic footprint, mining of renewable construction materials

Palabras clave: cambio geomorfológico global, Antropoceno, riesgos geomorfológicos, huella geomorfológica humana, minería de materiales de construcción renovables

1. INTRODUCTION

Different types of data obtained by the authors in the last 20 years have led to the formulation of a series of concepts as well as a model to explain the present evolution of geomorphic processes. The aim of this contribution is to present those concepts and model, the data on which they were based, the tests carried out to validate it, and some of their implications.

An analysis of the temporal evolution of landslides in a small valley of Cantabria (N Spain) showed two periods (around 5500 BP and the end of the 18th century, coinciding with the Neolithic and industrial revolutions) during which landslide rates increased significantly. Climate changes did not seem to explain those increases but pollen and other evidences suggested that human activities could be a determining factor (González et al., 1996, 1999).

Later work in a valley of Guipúzcoa (N

Spain) revealed that landslide rate in the area had increased about one order of magnitude in half a century. Analyses of sedimentation rates in estuaries of the region revealed they had experienced similar increases during the same period. Again, rainfall change did not seem to explain such strong increases (Remondo et al., 2005, Cendrero et al., 2006). Increase in human activities also appeared to provide a more plausible explanation.

Parallel work on direct and indirect denudation due to human activities (“technological denudation”; Brown, 1956) in areas of Argentina and Spain (Rivas & Cendrero, 1996; Cendrero & Douglas, 1996; Rivas et al., 2006), showed that mobilisation of geologic materials by those activities could presently be, globally, one order of magnitude greater (or more) than the one due to natural processes. This massive modification of land surface seemed to have a strong reflection on

hazards due to mass movements (Remondo et al., 2005; Cendrero et al., 2007; Bonachea et al., 2008).

The results obtained led to propose the concept of “geomorphic dimension of global change” and later “global geomorphic change (GGC)” (Cendrero & Douglas, 1996; Cendrero et al., 2006; Cendrero et al., 2009). Also the concept of “human geomorphic footprint (HGF)”, expressed as area of new anthropogeomorphic landforms, and volume of geologic materials mobilised by human activities, per year (Rivas et al., 2006). The latter authors suggested that there might be a “post-industrial model of geomorphic evolution”, quantitatively and qualitatively different from the pre-industrial one.

The HGF and other land-surface modifications would be the expression of GGC, related to the intensity of human activities and leading to the increase of geomorphic processes’ rates.

2. HYPOTHESIS AND VALIDATION

A hypothesis was formulated through a conceptual model that assumes the existence of the following chain of effects: *driving force* (increase in population, technological and economic capacity)–*pressure* (increase in human activities)–*impacts* on the *state* of the environment (changes in geomorphic processes and reduction of surface layer resilience)–*response* (increase in the rates of geomorphic processes, associated hazards and risks).

If the hypothesis were correct, there should be a general acceleration of the rates of geologic processes due to the interaction between water and land surface (hydrogeomorphic -HG- processes), and indicators of such acceleration should relate more closely to indicators of the intensity of human activities than to those of climate change.

To be able to test the proposed model, data were gathered, in study areas of very

different human and geomorphic settings in northern Spain and the Rio de la Plata basin. Indicators of potential human and natural drivers as well as indicators of geomorphic processes’ response were used. The natural driver considered was rainfall. As indicators of human drivers, population, GDP (total, not *per capita* Gross Domestic Product), energy and cement consumption were used. Livestock load, area devoted to agriculture, land-use change or road network were indicators of human pressure. Finally, sedimentation rate was the main geomorphic response indicator considered. Sediment cores were extracted and dated to determine sedimentation rates and previously existing determinations were also analysed.

The results obtained have been reported by Bonachea et al. (2010) and Bruschi et al. (2012). The great majority of study areas in both regions showed increases of sedimentation rates (by factors 3-12 in about half a century). The few cases with sedimentation rate stability coincided in general with areas in which human activity had not significantly changed during the period of analysis. These results are coherent with those reported by Syvitski et al. (2005) and Syvitski & Kettner (2011) for a large number of river basins in the world.

Rainfall in the different study areas during the same period showed stability in some cases, and slight increases or decreases in others. On the other hand, the magnitudes and trends of changes in indicators of human drivers were similar to those of sedimentation rates. That is, new data are on the whole coherent with the hypothesis, although not in every single case.

To further test the model the possible correlation between human drivers (mainly GDP) and disasters due to HG processes (floods, landslides) during the last century or so was explored. Correlation between the frequency of those disasters and GDP should be expected for several reasons. An increase in GDP reflects general socio-economic improvement and it should be

reflected in both better data gathering and increased human exposure (more people, buildings, infrastructure, etc subject to hazards). Therefore, registered frequency of all types of disasters should be expected to increase with time. Another factor to take into account is climate change, which is reflected in greater frequency of extreme climate episodes (IPCC, 2007). This should affect both climate and HG disasters, but not geologic (volcanoes, earthquakes) ones. Finally, if the hypothesis presented here were correct, global geomorphic change would imply an intensification of geomorphic processes that should lead to greater frequency of HG disasters. In other words, if the model were valid, HG disasters should increase most, and then climate and geologic ones.

According to recent work by Forte (2011) this seems to be essentially correct. The analysis of this author was based on data on disaster frequency for most countries in the world, classified in three categories (geologic, climate, hydrogeomorphic) and grouped by regions and continents.

Among his findings: a) there is a general increase in disaster frequency, in all regions and continents;

Table 1. Correlation between GDP and disaster frequency, with no lag and 5 years lag for the latter.

CONTINENT	No time lag	5 year lag
	GDP (1950-2008) Disasters (1950-2008)	GDP (1955-2010) Disasters (1955-2010)
Hidrogeomorphic Disasters		
AFRICA	0.8689	0.8592
AMERICA	0.9177	0.9779
ASIA	0.9650	0.9471
EUROPE	0.7246	0.7455
Climate Disasters		
AFRICA	0.8016	0.7704
AMERICA	0.9106	0.8633
ASIA	0.8595	0.8233
EUROPE	0.5679	0.5416
Geologic Disasters		
AFRICA	0.5207	0.4571
AMERICA	0.6959	0.5373
ASIA	0.8234	0.7926
EUROPE	0.7461	0.6678

b) in the great majority of cases HG disasters increase most and geologic ones least; c) the increase is particularly marked

after the middle of last century, coinciding with the increase observed in sedimentation rates (Fig. 1); d) correlation coefficients between HG disaster frequency and GDP vary between 0.72 and 0.97 for the different continents. Correlation is worse for other disasters, as expected (Table 1); e) correlation between the Land Degradation Index (FAOSTAT, 2011) and the increase factor of HG disasters in the last fifty years yields values between 0.76 and 0.83 in the different continents;

f) numerical data to correlate disasters and rainfall are not yet available, but comparison with results presented by IPCC (2007), suggest there is very limited relationship between both; g) there are some exceptions to this general rule at country level, few at region level and practically none at continent level; h) some correlations, such as GDP-disaster frequency in Asia or the Americas are strikingly good (Fig. 2), and strongly suggest cause-effect relationships.

3. IMPLICATIONS AND OPEN QUESTIONS

The results described point out to a significant change in the operation of geomorphic processes since around the middle of last century. The strong, roughly exponential increase observed in most cases in both sedimentation rates and HG disaster frequency, and their apparent relationship with human drivers suggest that indeed there is a people-driven “global geomorphic change”. Also, that there is a “Great Geomorphic Acceleration (GGA)” which coincides with the Great Acceleration (GA) of Steffen et al. (2011), triggered by the strong demographic and economic expansion after World War II.

If what the results thus far presented is confirmed, the observed increase in the risks due to surface geologic processes would be due mainly to geomorphic, not climate change. Mitigation efforts concerning those risks should therefore

change their focus. Also, the marked change in surface geologic processes could be used as a criterion to define the starting point of the Anthropocene. That is, the beginning of this new period of Earth's history perhaps should not be placed at the moment humans acquired the potential to strongly transform Nature (end of the 18th century; Crutzen, 2002), but when those transformations actually occurred (end of World War II, and starting of the GA, including the GGA).

But, as is often the case, the new situation described not only represents problems, but also some opportunities. One of these is that accelerated denudation opens the possibility of mining renewable construction materials. Work carried out in

the humid Pampa (Buenos Aires province, Argentina) has shown that silting (in some cases, total filling) of lakes has increased very much due to greater soil erosion caused by human activities. This implies the loss of such valuable areas, reduction of fishing potential and of flood-buffering capacity. At the same time, soil mining for brick-making is extensively practiced in the area, thus eliminating the A soil horizon and causing other forms of environmental degradation (Rivas et al., 2006).

Preliminary analyses indicate that: a) sediment accumulated in lakes (generated mainly by erosion of the A horizon) has.

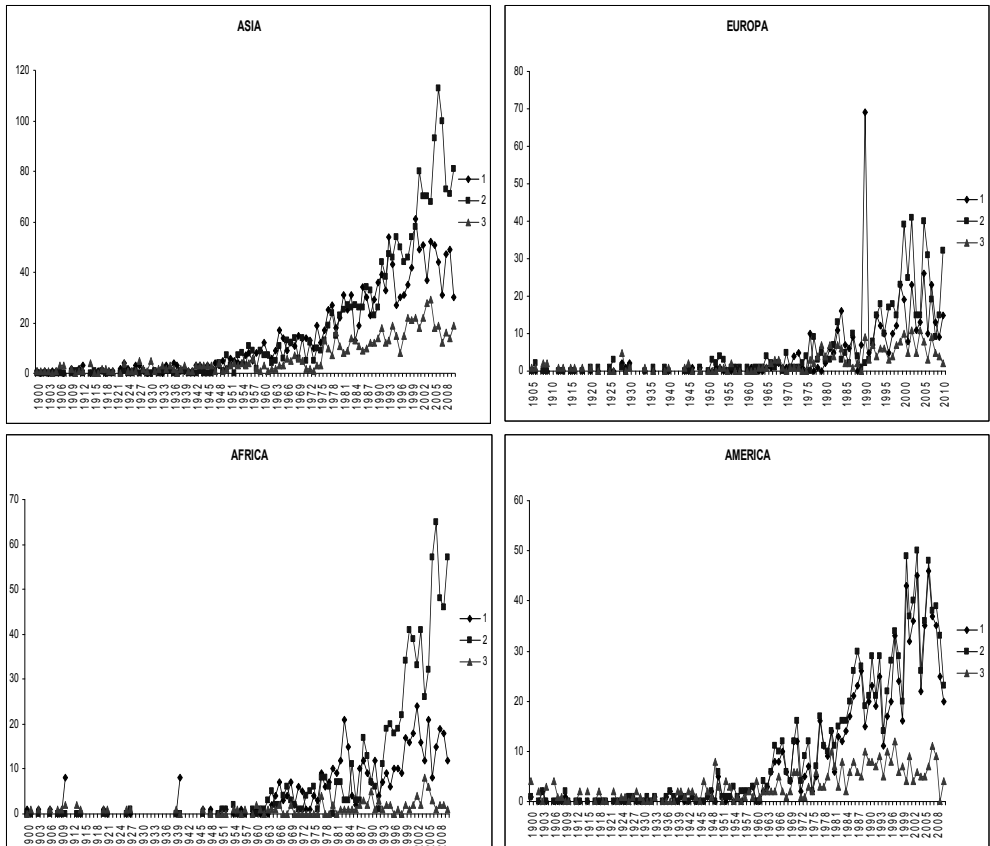


Fig. 1. Annual frequency of natural disasters. 1: climate (diamonds). 2: hydrogeomorphic (squares). 3: geologic(triangles).

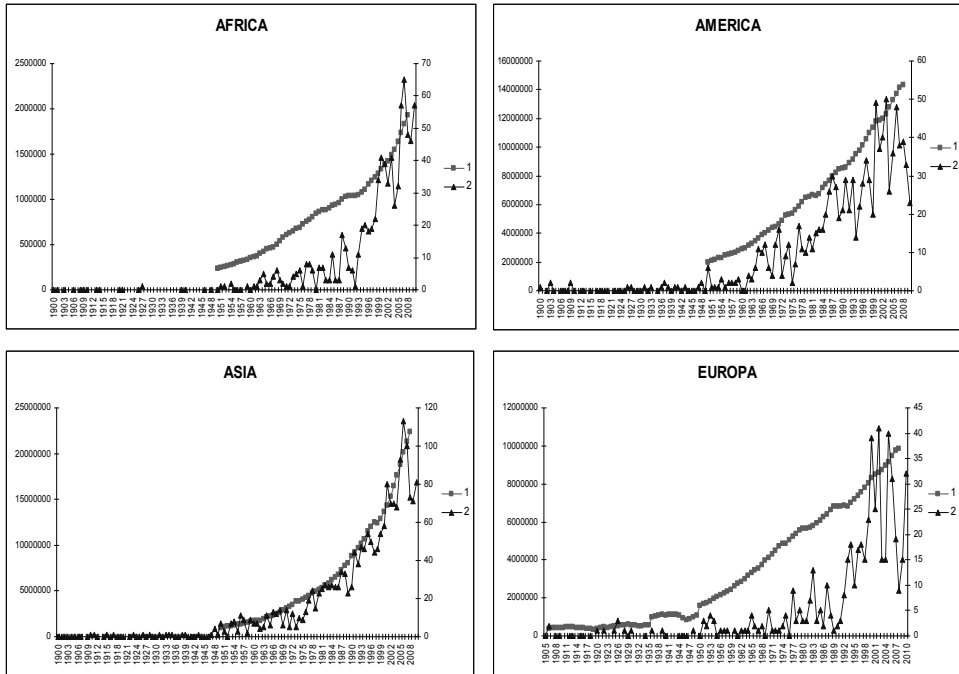


Fig. 2. GDP (1: squares, left scale, in \$US) and N° hydrogeomorphic disasters (2: triangles, right scale).

physical and chemical properties similar or even better than the material usually exploited for making bricks; b) sedimentation rate seems to be high enough to “renew” the resource as it is exploited; c) extraction of sediment could allow to maintain or increase the depth of lakes or recover some recently filled; d) environmental impacts due to traditional exploitation methods could be significantly reduced. Work is presently under way to confirm the preliminary results indicated and assess the economic feasibility of exploiting this “renewable resource”. The implications of the model described are significant. It is therefore suggested that it should be further tested, if possible by other researchers and in other areas, to determine to what extent global geomorphic change is indeed a reality.

Acknowledgements

This work was carried out within projects CAMGEO (CGL2006-11431), Plan

Nacional I+D, Spain; DO-SMS (SOE1/P2/F157, EU-FEDER), and Program PIT-AP, 2010, UNLP, Argentina.

REFERENCES

- Bonachea, J., Bruschi, V.M., Cendrero, A., Remondo, J., Rivas, V., Salas, L., Méndez, G., Dantas, M., Pejón, O., Zuquette, L., Etcheverry, R., Forte, L., Hurtado, M. 2008. ¿Cambio geomorfológico global? Implicaciones para la evaluación y predicción del riesgo de deslizamientos (CAMGEO). In: Benavente, J. and Gracia, F.J. (Eds.). *Trabajos de Geomorfología en España 2006-2008*. SEG. Cádiz, 401-404.
- Bonachea, J., Bruschi, V.M., Hurtado, M., Forte, L.M., da Silva, M., Etcheverry, R., Cavallotto, J.L., Dantas Ferreira, M., Pejón, O.J., Zuquette, L.V. Bezerra, M.A. de O., Remondo, J., Rivas, V., Gómez-Arozamena, J., Fernández, G., Cendrero, A. 2010. Natural and human forcing in recent geomorphic change; case studies in the Río de la Plata basin. *Sci. of the Total Env.*, 408, 2674-2695.
- Brown, H. 1956. Technological denudation. In: Thomas, W.L. (Ed.) *Man's role in changing the face of the earth*. Chicago, U. Press, Chicago, 1023-32.

- Bruschi, V.M., Bonachea, J., Remondo, J., Gómez-Arozamena, J., Rivas, V., Méndez, G., Naredo, J. M., Cendrero, A. 2012. Analysis of geomorphic system's response to change in natural and human drivers in northern Spain; implications for global geomorphic change. *Geomorphology (in press)*.
- Cendrero, A. & Douglas, I. 1996. Earth surface processes, materials use and urban development; project aims and methodological approach. *Abstr with Prog, GSA Annual Meeting*, Denver: A-79.
- Cendrero, A., Bonachea, J., Remondo, J. 2009. Previsiones sobre cambio climático y cambio global ¿son sostenibles las tendencias observadas? *Rev. R. Acad. Cien. Exact., Fis. Nat. (Esp.)*, 3 (1), 55-77.
- Cendrero, A., Remondo, J., Bonachea, J., Rivas, V., Soto, J. 2006. Sensitivity of landscape evolution and geomorphic processes to direct and indirect human influence. *Geografía Física e Geodinámica Cuaternaria*, 29 (2), 125-137.
- Cendrero, A., Remondo, J., Bonachea, J., Rivas, V., Soto, J. 2007. Global change, global geomorphic change and natural hazards; a new scenario? In: *Dinâmicas Geomorfológicas, Metodologias, Aplicação*. Associação Portuguesa de Geomorfólogos, Lisboa; 19-38.
- Crutzen, P.J. 2002. Geology of mankind: the Anthropocene. *Nature* 415, 23.
- FAOSTAT. 2011. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Statistical Databases. <http://apps.fao.org>.
- Forte, L.M. 2011. Análisis de las tendencias de variación en las tasas de actividad de los procesos geomorfológicos y de sus implicaciones para los riesgos naturales. MSc Thesis, Universidad de Cantabria, Santander, Spain.
- González, A., J. Remondo, J., Díaz de Terán, J.R. & Cendrero, A. 1999. A methodological approach for the analysis of the temporal occurrence and triggering factors of landslides. *Geomorphology*, 30, 95-113.
- González, A., Salas, L., Díaz de Terán, J.R. & Cendrero, A. 1996. Late Quaternary climate changes and mass movement frequency and magnitude in the Cantabrian region, Spain. *Geomorphology*, 15 (3-4), 291-310.
- IPCC. 2007. *Climate change 2007. Synthesis report*. Cambridge U. Press, Cambridge.
- Remondo, J., González-Díez, A., Soto, J., Díaz de Terán, J.R. & Cendrero, A. 2005. Human impact on geomorphic processes and hazards in mountain areas. *Geomorphology*, 66, 69-84.
- Rivas, V. & Cendrero, A. 1996. Human influence on surface processes in the Besaya basin, Spain *Abstr with Prog, GSA Annual Meet*, Denver: A-81.
- <https://dl.dropbox.com/u/57640970/fichero.pdf>
- Rivas, V., Cendrero, A., Hurtado, M., Cabral, M., Giménez, J., Forte, L.M., del Río, L., Cantú, M., & Becker, A. 2006. Geomorphic consequences of urban development and mining activities; an analysis of study areas in Spain and Argentina. *Geomorphology*, 73 (3-4), 185-206.
- Steffen, W., Grinevald, J., Crutzen, P., McNeill, J., 2011. The Anthropocene: conceptual and historical perspectives. *Phil. Trans. R. Soc. A* 369, 842-867.
- Syvitski, J.P.M., Vörösmarty, C.J., Kettner, A.J., Green, P., 2005. Impacts of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science* 308, 376-380.
- Syvitski, J.P.M., Kettner, A., 2011: Sediment flux and the Anthropocene. *Phil. Trans. R. Soc. A* 369, 957-975.

SESIÓN I. PATRIMONIO GEOMORFOLÓGICO

GEOLOGICAL HERITAGE AND GEODIVERSITY: QUATERNARY DEPOSITS AS PALAEOENVIRONMENTAL RECORDS IN THE “SOUTHERN COAST” (GALICIA, NW SPAIN). M. Costa-Casais, M.I. Caetano Alves. **Patrimonio geológico y geodiversidad: depósitos cuaternarios como registros paleoambientales en la “Costa Sur” (Galicia, NW España).**

PAISAJES DE CUMBRES DE SIERRA NEVADA: EL VALOR PATRIMONIAL DE SUS RELIEVES Y MODELADOS. A. Gómez Ortiz, M. Oliva Franganillo, F. Salvador Franch, D. Palacios Estremera, L.M. Tanarro, M. Salvà Catarineu, B. Santos Milheiro, D. Serrano Giné. **Landscapes in the highlands of Sierra Nevada: the heritage resource of its relief and geomorphological features.**

LUGARES DE INTERÉS GEOMORFOLÓGICO Y VALOR PATRIMONIAL EN MUNTANYES D’ORDAL (BARCELONA). LECTURA EN CLAVE DE PAISAJE. D. Serrano Giné. **Geomorphosites and heritage in Muntanyes d’Ordal (Barcelona). A landscape approach.**

LOS RÍOS EN ROCA DE LA PENÍNSULA IBÉRICA. UN EJEMPLO DE ELEVADA GEODIVERSIDAD. G. Garzón Heydt, J.A. Ortega Becerril, J.J. Durán Valsero. **Bedrock rivers of the Iberian Peninsula. An example of geodiversity.**

LOS LUGARES DE INTERÉS GEOMORFOLÓGICO COMO INSTRUMENTOS DE GESTIÓN TERRITORIAL DE LOS ESPACIOS NATURALES PROTEGIDOS: EL PARQUE NATURAL DE VALDEREJO (ÁLAVA, PAÍS VASCO). M.J. González Amuchastegui, E. Serrano, J.J. González Trueba, M. González García. **Geomorphosites and land management in Natural Protected Areas: Valderejo Natural Park (Álava, The Basque Country).**

ELEMENTOS DEL PATRIMONIO GEOMORFOLÓGICO SUBTERRANEO: LAS CUEVAS HELADAS DE PICOS DE EUROPA (CORDILLERA CANTÁBRICA). M. Gómez Lende, E. Serrano Cañadas. **Underground geomorphological heritage. Ice Caves in the Picos de Europa (Cantabrian Mountains, northern Spain).**

CARTOGRAFÍA MORFOLÓGICA DEL “PARQUE NATURAL DE LOS COLLADOS DEL ASÓN” (CANTABRIA). M. Frochoso, R. González-Pellejero, F. Allende. **Geomorphological cartography of the Natural Park “Los Collados del Asón (Cantabria, Spain).**

GEOLOGICAL HERITAGE AND GEODIVERSITY: QUATERNARY DEPOSITS AS PALAEOENVIRONMENTAL RECORDS IN THE “SOUTHERN COAST” (GALICIA, NW SPAIN)

Patrimonio geológico y geodiversidad: depósitos cuaternarios como registros paleoambientales en la
“Costa Sur” (Galicia, NW España)

M. Costa-Casais ⁽¹⁾, M.I. Caetano Alves ⁽²⁾

- (1) Institute of Heritage Sciences (Incipit). Spanish National Research Council (CSIC), San Roque, 2. 15704 Santiago de Compostela, A Coruña, España, manuela.costa-casais@incipit.csic.es
(2) Geology Centre of the University of Porto (CGUP) and Earth Sciences Centre of the University of Minho (CCTUM), University of Minho, Campus de Gualtar, 4710-057 Braga, Portugal, icaetano@dct.uminho.pt

Resumen: Durante la última década se ha desarrollado, a nivel mundial, una base de conocimiento relacionado con la geodiversidad y la caracterización, conservación y gestión del patrimonio geológico. El desarrollo metodológico en este campo, ha marcado pautas para su avance pero, la falta de conocimiento a nivel científico, por parte de la administración sobre “hitos de interés geológico” hace que sea complicado tener una normativa adecuada, debido a que no se puede proteger aquello que no es contemplado. Esta investigación centrada en Galicia, en la zona costera definida en el Plan de Ordenación Litoral (POL) como “Costa Sur”, tiene el objetivo de dar a conocer los depósitos sedimentarios antiguos, con el propósito de demostrar su importancia como archivos paleoambientales y geofomas con entidad propia, para que la “Costa Sur” de Galicia sea reconocida como Geositio, con dimensión de Área.

Key words: geosites, geological heritage, palaeoenvironmental record, Galicia-NW Spain.

Palabras clave: geosítios, patrimonio geológico, registro paleoambiental, Galicia-NW España.

1. INTRODUCTION

During 2007, important laws were passed by the Spanish Parliament explicitly mentioning geological heritage and geodiversity. This happened following the project previously started by the Geological Survey of Spain (IGME) to inventory national geosites. This inventory is not a closed list and may be subject to modification due to new incorporations. The lack of knowledge on a scientific level on the part of the administration regarding national, regional or local “sites of geological interest” makes it complicated to create appropriate legislation, as something which has not been contemplated cannot be protected.

This study concentrates on the coast of Galicia, established in the Planning Programme for the Coastline of Galicia (POL) as the “Southern Coast”, to analyse quaternary deposits. The variables that act on the coastal environment are more diverse than those prevailing on continent sites, thus

conferring particular characteristics on the coast and thereby producing geodiversity (Nieto, 2001; Gray, 2004; Carcavilla et al., 2011). Taking into account the scientific works and considering the current administrative context, the aim of this study is to demonstrate the importance of the quaternary sedimentary deposits as palaeoenvironmental records in the hope that this sector will be recognised as a Geosite with the level of Area.

2. REGIONAL SETTING

The area studied is located between the Ria of Vigo and the mouth of the Miño River, in the NW of the Iberian Peninsula (Fig. 1). This sector is characterised by the presence of coastal mountains that functioned as orographic barriers, providing suitable conditions for fluvio-nival and periglacial slope processes when the sea level was lower than it is today, in the middle and late Weichselian (Costa-Casais, 2001).

There are a significant number of scientific

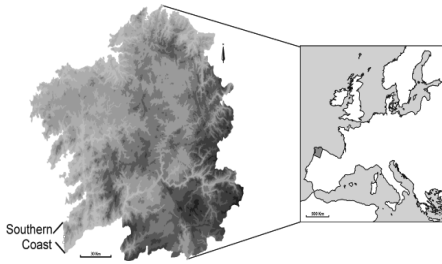


Fig. 1. Location of the study area

publications about these quaternary deposits: (a) classification and relation to the morphogenetic processes (Pérez Alberti et al., 1999); (b) physicochemical properties (Martínez-Cortizas and Costa-Casais, 1997); (c) colluvial deposits of nival origin (Costa-Casais et al., 2002), retreat of sedimentary cliffs (Blanco-Chao et al., 2002, 2003) and palaeoenvironmental reconstruction (Cano et al., 1997; Threnhaile et al., 1999); (d) Heinrich Events (Costa-Casais et al., 2008).

3. MATERIAL AND METHODS

3.1. Fieldwork and sampling

The fieldwork phase consisted of: differentiating the coastal forms, relating quaternary deposits with the coastal forms, and describing the sedimentary facies. Continuous samples, 5 cm in thickness, were collected in Oia Sur and Mougás deposits, except in the coarse material. The samples were air-dried and sieved to separate the fine earth (<2 mm) from coarser particles. Analytical determinations were performed on the fine earth fraction; and some analyses the samples were milled.

3.2. Physical chemical analysis and radiocarbon age dating

The sample characterisation includes physical properties (LOI, particle size, morphometry, weathering degree, colour, structure, consistency and charcoal quantification) and geochemical properties (pH, C, N and inorganic phase elemental composition).

The samples for radiocarbon dating were selected according to: changes in total

carbon content, relationship with erosive discontinuities and the base of the palaeosol.

3.3. Methodological proposal for the preparation of an inventory of Sites of Geological Interest (SGIs)

We followed the guidelines of the “Methodological Document for the Drawing Up of the Spanish Inventory of Sites of Geological Interest” of the Spanish Geological Survey (IGME) (García-Cortés and Carcavilla, 2009). Despite the fact that “Southern Coast” is fossilised by deposits, for the purposes of this study Oia has been selected as representative of the study area.

4. RESULTS AND DISCUSSION

4.1. Colluvial layers of coarse material and edaphic dynamics

The colluvial layers of coarse material are interspersed with palaeosols of fine material (Fig. 2). The most significant processes in the creation of the deposits are those relating to nival and periglacial activity. The representative formations are the gelifluidal and solifluidal facies of head type. According to Van Vliet-Lanöe and Valadas (1983), these formations can be used as palaeoclimatic indicators. The sands reveal the existence of deep seasonal ice with a high degree of humidity and the coarse material proves the existence of permafrost, which occurred in a cold and dry atmosphere. The soils are indicative of the predominance of stability on slopes under cold conditions in which the contribution of humidity was one of the most important factors in their development. Radiocarbon dates indicate that the oldest sediments were deposited 40,000 years ago (Costa-Casais, 2001).

The colluvial material, which fossilised the palaeosols, either slowed down or stopped the edaphogenetic processes. Their properties respond to all the dominant environmental factors as they occupied the land surface (Martínez-Cortizas and Moares Domínguez, 1995).

The organic matter has an irregular

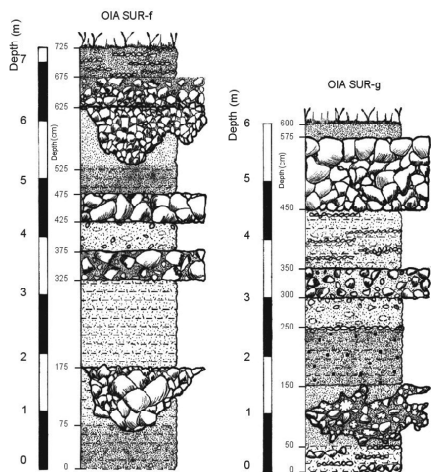


Fig. 2. Sedimentological and stratigraphic schemes of two profiles in Oia Sur deposit.

distribution in depth and there is low content in the subsurface, concentrated in buried A horizons. The bromine (Br) has a similar concentration profile to C. The main source is the ocean and it is incorporated into soils by wet deposition, which is why it can be used as an indicator of precipitation. The low level of concentration of Br in the colluvial accumulations is indicative of a low total precipitation (Costa-Casais et al., 2008).

4.2. Chronological context and Heinrich Events

Documenting and relating the variability of the sedimentary facies of coarse material of colluvial origin, generated under cold processes, permitted a relation to Heinrich Events (HE) to be identified (Duplessy et al., 1981; Heinrich, 1988). With the support of radiocarbon dating, the HE can be contextualised within the chronological framework of the Late Pleistocene. The most ancient ages were obtained at the base of the deposits (43,000-38,000 years BP). The chronological gaps would correspond to the 2a (23,500 BP) and 1a (16,000 BP) HE, which are possibly represented by colluvial layers rich in coarse material which are unable to be dated by radiocarbon methods.

4.3. Proposal for the assessment of the Protection Priority of the Oia deposit

The scores obtained for the specific figures of protection (PPc, PPD and PPt) in Oia (Table 1), prove that specific protection status is necessary for scientific, didactic, touristic and recreational use in the medium term. The status of global protection (PPG) reached the score of 530. A value in excess of 500 points indicates that urgent protection is necessary.

Table 1. Evaluation of protection priority (PP). After García-Cortés and Carcavilla (2009).

INTEREST		Symbols	
SGI Scientific interest			Ic
SGI Educational interest			Id
SGI Tourist interest			It
SGI Vulnerability			V

PROTECTION PRIORITY	Symbols	Formula	Oia
Scientific protection priority	PPc	$Ic + V$	305
Educational protection priority	PPd	$Id + V$	365
Tourist protection priority	PPt	$It + V$	290
Global protection priority	PPG	$[(Ic+Id+It)/3] + V$	530

SPECIFIC PROTECTION FIGURE	Formula
Unnecessary	PPc, PPd, PPt o PPG \leq 200
Necessary medium-term	PPc, PPd, PPt o PPG \leq 500
Urgent	PPc, PPd, PPt o PPG \geq 501

Oia	
Specific protection figure for PPc	305 Necessary medium-term
Specific protection figure for PPd	365 Necessary medium-term
Specific protection figure for PPt	290 Necessary medium-term
Specific protection figure for PPG	530 Urgent

5. CONCLUSIONS

The proposal made in this study is to bring to light the quaternary deposits, from a scientific point of view, in order to encourage a conservation strategy with the aim that they are valued by administrations, which have the power to protect them. This leads to the proposal that the “Southern Coast” as a whole be declared a Geosite with the dimension of Area. The quaternary deposits are an important Geological Heritage, as they are environmental archives of the past and thus, scientific knowledge of them is of great help when attempting to understand the evolution of the Galician coast.

Acknowledgements

Manuela Costa-Casais is supported by the Research Programme "Isidro Parga Pondal" Xunta Galicia. This research was partially funded by Project 09SEC015606PR (2009-

2012), Xunta de Galicia, and by Portuguese National Funds through the FCT (Fundação para a Ciência e a Tecnologia) under the project PESt-OE/CTE/UI0039/2011". The authors are deeply grateful to the reviewers for their helpful comments and contributions on the manuscript.

REFERENCES

- Blanco-Chao, R., Costa-Casais, M., Martínez-Cortizas, A., Pérez Alberti, A. and Vázquez Paz, M. 2002. Holocene evolution in Galician coast (NW Spain): an example of paraglacial dynamics. *Quaternary International* 93-94, 149-159.
- Blanco-Chao, R., Costa-Casais, M., Martínez-Cortizas, A., Pérez Alberti, A. and Trenhaile, A.S. 2003. Evolution and inheritance of a rock coast: western Galicia, Northwestern Spain. *Earth Surf Process Landforms* 28, 757-775.
- Cano, J., Fumanal, M.P., Ferrer, C., Usera, J., Blázquez, A.M. and Olmo, J. 1997. Evolución de la costa meridional de Galicia durante el Cuaternario superior. *Cuaternario Ibérico*, Huelva, 33-46
- Carcavilla, L., Delvene, G., Díaz-Martínez, E., García-Cortés, A., Lozano, G., Rábano, I., Sánchez, A. and Vegas, J. 2011. *Geodiversidad y Patrimonio Geológico*. Madrid, 1st edn, 22 pp.
- Costa-Casais, M. 2001. Análise sedimentaria e reconstrução paleoambiental da Costa Atlântica de Galicia. PhD Dissertation. Universidade de Santiago de Compostela, Servizo de Publicacións e Intercambio Científico. Santiago, 236 pp.
- Costa-Casais, M., Pérez Alberti, A. and Blanco-Chao, R. 2002. Depósitos coluviales de origen nival en la costa sur de Pontevedra (Galicia): facies y procesos deposicionales. In Serrano, E., García de Celis, A., Guerra, J.C., Morales, C.G. and Ortega, M.T. (Eds): *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología: Patrimonio, Montaña y Dinámica Territorial*. Socied. Españ. Geomorf., Valladolid, 539-546.
- Costa-Casais, M., Blanco-Chao, R., Martínez-Cortizas, A. and Pérez Alberti, A. 2008. Los episodios Heinrich en la costa de Galicia (NW de la Península Ibérica). Un análisis a través de los sedimentos continentales. Servicio Publicaciones, Univer. Illes Balears, *Revista Territoris* 7, 39-53.
- Duplessy, J.C., Delibrias, G., Turon, J.L., Pujol, C. and Duprat, J. 1981. Deglacial warming of the northeastern Atlantic Ocean: correlation with the paleoclimatic evolution of the European continent. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 35, 121-144.
- García-Cortés, A. and Carcavilla, L. 2009. (Coords) *Documento metodológico para la elaboración del inventario español de lugares de interés geológico (IELIG)*. [IGME. <http://www.igme.es/internet/patrimonio/nov edades/METODOLOGIA/IELIG/V12.pdf>. Accessed 1 February 2010].
- Gray, M. 2004. *Geodiversity. Valuing and conserving abiotic nature*. John Wiley & Sons, West Sussex, Chichester, 412 pp.
- Heinrich, H. 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130000 years. *Quaternary Research* 29, 142-152.
- Martínez-Cortizas, A. and Moares-Domínguez, C. 1995. *Edafología y arqueología. Estudio de yacimientos arqueológicos al aire libre en Galicia*. Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, 199 pp.
- Martínez-Cortizas, A. and Costa-Casais, M. 1997. Indicios de variaciones del nivel del mar en la ría de Vigo durante los últimos 3000 años. *Gallaecia* 16, 23-47.
- Nieto, L.M. 2001. Geodiversidad: propuesta de una definición integradora. *Boletín Geológico y Minero*, 112 (2), 3-11.
- Pérez Alberti, A., Costa-Casais, M. and Martínez-Cortizas, A. 1999. Nuevas aportaciones al conocimiento del cuaternario reciente en la costa atlántica de Galicia. In Universitat de València, Departament de Geografia (Ed.): *Geoarqueologia i Quaternari litoral*. Memorial Maria Pilar Fumanal. Universitat de València, València, 381-390.
- Trenhaile, A.S., Pérez Alberti, A., Martínez-Cortizas, A., Costa-Casais, M. and Blanco-Chao, R. 1999. Rock coast inheritance: an example from Galicia, Northwestern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms* 24, 605-621.
- Van Vliet-Lanoë, B. and Valadas, B. 1983. A propos des formations déplacées des versants cristallins des massifs anciens: Le rôle de la glace de ségrégation dans la dynamique. *Bulletin de L'Association Française por l' Étude du Quaternaire* 4, 53-160.

PAISAJES DE CUMBRES DE SIERRA NEVADA: EL VALOR PATRIMONIAL DE SUS RELIEVES Y MODELADOS

Landscapes in the highlands of Sierra Nevada: the heritage resource of its relief and geomorphological features

A. Gómez Ortiz ⁽¹⁾, **M. Oliva Franganillo** ⁽²⁾, **F. Salvador Franch** ⁽¹⁾, **D. Palacios Estremera** ⁽³⁾, **L.M. Tanarro** ⁽³⁾, **M. Salvà Catarineu** ⁽¹⁾,
B. Santos Milheiro ⁽¹⁾, **D. Serrano Giné** ⁽⁴⁾

(1) Departamento de Geografía física y Análisis Geográfico Regional. Universidad de Barcelona. gomez@ub.edu

(2) Departamento de Geografía-Centro de Estudios Geográficos/IGOT. Universidade de Lisboa

(3) Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía física. Universidad Complutense de Madrid

(4) Departamento de Geografía. Universidad Rovira i Virgili (Tarragona).

Abstract: Sierra Nevada is a high Mediterranean massif with a singular landscape with regards to the landscapes and geomorphological features located in its National Park, unique in the context of Andalusia. The uniqueness of these features lies in their glacial and periglacial origin, which gives them a geomorphological heritage that must be preserved and adequately managed.

Palabras clave: geomorfología, paisaje, preservación, Sierra Nevada, valor patrimonial.

Key words: geomorphology, landscape, preservation, Sierra Nevada, heritage values.

1. INTRODUCCIÓN

Sierra Nevada es una montaña con identidad singular, particularmente por el valor patrimonial de sus paisajes naturales y culturales. Los primeros, reflejados en su rica geodiversidad y biodiversidad. Los segundos, caracterizados por la huella secular del hombre en el territorio (Gómez Ortiz et al, 2009). Todos estos valores han venido a calificar a Sierra Nevada, como Reserva de la Biosfera (1986), Parque Natural (1989) y Parque Nacional (1999), entre otras distinciones más recientes. Del conjunto de paisajes que definen a Sierra Nevada destacan los de cumbres, únicos en el conjunto de las montañas andaluzas. Su interés científico radica en sus relieves y modelados de origen glaciar y periglacial y en su relevancia paleoclimática. La variedad de formas creadas (erosivas y deposicionales) conforman un rico y valioso patrimonio geomorfológico, que tiende a concentrarse en el tramo cimero occidental de Sierra Nevada, donde destacan el circo de Río Seco y la unidad del Veleta, ambos conformando parte de los cordales más elevados de la montaña.

El objetivo de este trabajo es mostrar la singularidad del paisaje de ambos sectores, la relevancia científica de algunos relieves y modelados y, también, resaltar el significado paleoambiental que poseen. Y con ello, además, aportar documentación valiosa para la mejor gestión del Parque Nacional. En cuanto al método de trabajo asumido ha destacado el empleo de diferentes técnicas: fotointerpretación de imágenes aéreas, reconocimiento minucioso de campo, levantamiento de mapas geomorfológicos de detalle, muestreo, análisis y datación de diferentes registros de puntos significativos, etc. Labores que enlazan todas ellas con conocimientos previos que ya teníamos del medio biofísico de Sierra Nevada (entre otros Gómez Ortiz, 2002; Oliva, 2009a).

2. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

2.1. El circo de Río Seco

Configura la cabecera del barranco del mismo nombre. Instalado en vertiente sur (>2850 m), dibuja un antiguo circo glaciar cuaternario, enmarcado por cresterías tapizadas por mantos de clastos en sus

tramos más bajos y glaciares rocosos. La base del circo aglutina cubetas de sobreexcavación labradas y enmarcadas en un sustrato pulido y rastrillado de micasquitos muy tectonizados. Además, incluye un conjunto de formas de modelado erosivas y deposicionales de gran interés científico, reflejo de las fases finales de LGM (*Last Glacial Maximum*) y del Holoceno reciente.

El circo de Río Seco fue abandonado por los hielos glaciares a partir de 14,45 ka., según dataciones cosmogénicas de superficies pulidas y estriadas de umbrales y afloramientos de cabecera. Sin embargo, enclaves aislados instalados al amparo de las cresterías limítrofes permanecieron con hielos glaciares, donde contribuyeron, junto con el aporte de nieves y material clástico desprendido de ellas a la formación de glaciares rocosos tipo *glacier derived rock glaciers*, que comenzaron a quedar estabilizados a partir de 10,5 ka. (Gómez Ortiz et al., 2012). Igualmente resultan relevantes en este paisaje de Río Seco los modelados de soliflucción (amalgama de lóbulos y lenguas yuxtapuestas) que identifican a sectores de neveros de fusión tardía, (“borreguiles”), caracterizados por la abundancia de pastizal higrófilo que recubre el suelo (Oliva, 2009a), en cuya composición florística persisten especies endémicas muy significativas de Sierra Nevada (p.e: *Pinguicula nevadensis*, *Carex camposii*, *Gentiana pneumonanthe subsp depressa*). Lóbulos y lenguas de soliflucción son formas de modelado recientes, tal y como atestiguan las dataciones realizadas sobre niveles edáficos enterrados en su seno, que sugieren su desarrollo durante el Holoceno inferior (Oliva et al., 2011). El monitoreo de los procesos solifluidales actuales, en ausencia de *permafrost* y con un horizonte de congelamiento estacional que alcanza los 60-70 cm, ha mostrado una escasa actividad, con desplazamientos inferiores a 1 cm/año (Oliva et al., 2009).

Secularmente estos sectores de pastizal higrófilo, restringidos y reclusos en altura

en Sierra Nevada, continúan siendo motivo de aprovechamiento para la cabaña ganadera trashumante de la región. Tradicionalmente la literatura de época se ha venido ocupando de su sistema de uso lo que añade valor cultural al conjunto del paisaje del circo de Río Seco (Fig. 1).

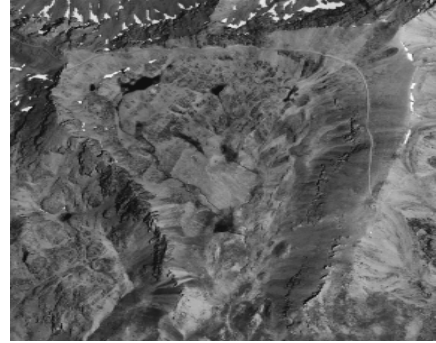


Fig. 1. Circo de Río Seco. Valores científicos y culturales

2.2. La unidad del Veleta, su Corral y el collado de los Machos

La unidad del Veleta conforma el enclave más emblemático del conjunto de Sierra Nevada. El pináculo rocoso que dibuja su “picacho” (3398 m) podría haber actuado a manera de *hörn* durante el glaciario, como así se desprende de los entalles erosivos de los circos que lo circundan, labrados en micasquitos feldespáticos. De esta unidad, el Corral del Veleta, instalado en la cabecera del antiguo circo glaciar del Guarnón, es el sector más relevante. Orientado al norte, durante la Pequeña Edad del Hielo (*Little Ice Age*) albergó un diminuto glaciar cuyos restos aún eran visibles en 1942 (García Sainz, 1947). De este glaciar histórico ya se dieron noticias en los libros de época donde se describen aspectos del paisaje de la Sierra y, en particular, de sus nieves e hielos. La más relevante apareció en 1797, aunque la observación la hizo su autor en 1754 (Ponz, 1797). Refiriéndose al Corral del Veleta señaló: “*caxon ambicioso de nieve que se cree guarda la primera que cayó después del Diluvio, reducida a piedra, pues estando abierto hacia el norte, aquí es yelo lo que es nieve en otros lugares*”.

Sin embargo, la confirmación como glaciar se debió a Boissier (1839) cuando precisó: “El glaciar tiene una pendiente muy inclinada (...). Su altura media es de 9000 pies y presenta en miniatura todos los caracteres de los glaciares alpinos”. En la actualidad no hay rastro de este glaciar histórico, que no fue único en la Sierra (Madoz, 1849), aunque sí el más desarrollado y duradero. Sí perduran en profundidad, bajo los espesos paquetes de bloques que colman la base del Corral, masas heladas relictas (hielo glaciar y *permafrost*) en proceso de degradación.

La reciente deglaciación operada en el Corral del Veleta, su instalación en línea de cumbres y su régimen climático definido por el predominio de la nieve y el frío, lo convierten en reducto excepcional para el estudio de la morfodinámica periglacial en alta montaña mediterránea. Prueba de ello es la amalgama de procesos fríos que se operan con resultados en las formas de modelado y, en particular, en el talud detrítico que enlaza la pared del Corral con su base, donde se combina geliflujión y crioreptación favoreciendo su inestabilidad (Tanarro et al., 2010). También resulta relevante en esta parte del Corral la morfodinámica que caracteriza la base, toda ella cubierta de bloques procedentes de la pared limitrofe y que en su avance han derivado hacia un incipiente glaciar rocoso asentado sobre las masas heladas relictas (Fig. 2).



Fig. 2. Sector oriental del Corral del Veleta y localización del glaciar rocoso incipiente.

El seguimiento morfodinámico de este glaciar rocoso, desde 2001 hasta la

actualidad, ha venido a mostrar su progresivo colapso como respuesta a la degradación continuada de los cuerpos helados subyacentes (Gómez Ortiz, 2012). Fuera del Corral del Veleta, en sus inmediaciones, entre el picacho del Veleta (3398 m) y el cerro de los Macho (3324 m), existe otro paraje de gran interés científico. Acaso, y por lo que supone de contenido geomorfológico, el más espectacular de la Sierra. Nos referimos al campo de figuras geométricas periglaciares del collado de los Machos (3299 m), donde se disponen círculos y elipses de piedras y suelos estriados heredados de orden métrico (Fig. 3), sin funcionalidad y todos de tipo flotante (la raíz alcanza >40 cm).



Fig. 3. Detalle de los círculos de piedras de la planicie de los Machos.

La disposición en superficie de estas figuras geométricas es acorde al valor angular de la topografía. (Salvador Franch et al. 2010). Desconocemos la edad de ellas, pero su formación debió acontecer en condiciones periglaciares rigurosas incompatibles con la presencia de plataformas glaciares en estas altiplanicies, que funcionarían a manera de terrazas de crioplanación muy afectadas por la pertinaz acción del viento.

3. CONCLUSIÓN

Las cumbres de Sierra Nevada, en particular su tramo occidental, entre el valle de Trevezlez y el valle de Lanjarón, en ambas vertientes, incluyen sectores singulares de relevancia científica y cultural de alto valor patrimonial, siempre

instalados por encima de los 2900 m. Nos referimos, sobre todo, a relieves y formas de modelado, que son los que estructuran el paisaje y dan cobijo a los distintos elementos definidores del mismo. Al quedar inmersos estos sectores dentro del Parque Nacional de Sierra Nevada la Ley del Patrimonio Natural y de la Biodiversidad ya contemplan su protección y salvaguarda. Sin embargo, la naturaleza excepcional de estos relieves y modelados, únicos en el conjunto de los Espacios Protegidos de Andalucía y singulares en esta parte del Mediterráneo, demanda atención más precisa, sobre todo cuando coinciden en ecosistemas asociados al agua, tan frágiles en esta Sierra, como son los “borreguiles”. En tal sentido, llamamos la atención para que el Plan Rector de Uso y Gestión del Parque Nacional de Sierra Nevada (PRUG), como documento jurídico, sea sensible a ello y sus gestores, consideren el alcance científico y significado paleoambiental de estos sectores así como su particularidad y rareza.

Agradecimientos

Al proyecto de investigación CSO2009-06961, del MICIN y al 018/2007 del Organismo Autónomo Parques Nacionales.

REFERENCIAS

- Boissier, C.E. 1839. *Voyage botanique dans le midi de l'Espagne pendant l'année 1837*. In C.E. Boissier «Viaje botánico al sur de España durante el año 1837». FCG-UM. Granada, 1995.
- García Sainz, L. 1947. *El clima de la España cuaternaria y los factores de su formación*. Secretariado de Publicaciones de la Universidad de Valencia. Valencia.
- Gómez Ortiz, A (Coord.) 2012. *Degradación de hielo fósil y permafrost y Cambio climático en Sierra Nevada. Informe final*. Ref. 018/2007 Organismo Autónomo Parques Nacionales.
- Gómez Ortiz, A., Palacios Estremera, D., Palade, B., Vázquez Selem, L. y Salvador Franch, F., 2012. The deglaciation of the Sierra Nevada (Southern Spain), *Geomorphology* doi: 10.1016/j.geomorph. 2012.03.008.
- Gómez Ortiz, A., Palacios, D., Schulte, L., Salvador Franch, F. y Plana Castellvi, J.A. 2009. Evidences from Historical Documents of Landscape evolution after Little Ice Age of a mediterranean high mountain area, Sierra Nevada, Spain (Eighteenth to twentieth Centuries). *Geografiska Annaler* 91A (4): 279-289.
- Gómez Ortiz, A. (Coord.). 2002. *Geomorphological Map of Sierra Nevada (Spain)*. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Granada, 86 p.
- Madoz, P. 1849. *Diccionario geográfico-estadístico-histórico de España y sus posesiones de ultramar*. Edición facsimil, Tomo XIV (Granada. voz Sierra Nevada). Editoriales Andaluzas Unidas-Ámbito Granada. Valladolid, 1987, p. 302.
- Oliva, M., Schulte, L. y Gómez Ortiz, A. 2009. Morphometry and Late Holocene activity of solifluction landforms in the Sierra Nevada (Southern Spain). *Permafrost and Periglacial Processes* 20 (4): 369-382.
- Oliva, M. 2009a. *Holocene alpine environments in Sierra Nevada (Southern Spain)*. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona.
- Oliva, M., Schulte, L. y Gómez Ortiz, A. 2011. The role of aridification in constraining the elevation range of Holocene solifluction processes and associated landforms in the periglacial belt of the Sierra Nevada (Southern Spain). *Earth Surface Processes and Landforms* 36: 1279-1291.
- Ponz, A. 1797. Relación del viaje que desde Granada hizo á Sierra Nevada D. Antonio Ponz a influxo del Excmo. Sr. Marqués de la Ensenada. Granada. *Mensagero económico y erudito de Granada*.
- Salvador Franch, F., Salva Catarineu, M., Gómez Ortiz, A., Sanjosé Blasco, J.J., y Atkinson Gordo, A. 2010. Morfometría de figuras geométricas periglaciares heredadas en el collado de Los Machos (Sierra Nevada). *Avances de la Geomorfología en España, 2008-2010*. SEG-CTFC-UB, pp. 461-466.
- Tanarro García, L.M., Palacios Estremera, D., Zamorano Orozco, L. y Gómez Ortiz, A. 2010. Cubierta nival, permafrost y formación de flujos superficiales en un talud detrítico de alta montaña (Corral del Veleta, Sierra Nevada. España). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36-2: 39-59.

LUGARES DE INTERÉS GEOMORFOLÓGICO Y VALOR PATRIMONIAL EN MUNTANYES D'ORDAL (BARCELONA). LECTURA EN CLAVE DE PAISAJE

Geomorphosites and heritage in Muntanyes d'Ordal (Barcelona). A landscape approach

D. Serrano Giné ⁽¹⁾

(1) Facultad de Turismo y Geografía. Universidad Rovira i Virgili. C/ Joanot Martorell, 15. 43480 Vila-seca (Tarragona). david.serrano@urv.cat

Abstract: Muntanyes d'Ordal is located in the central sector of the Catalan coastal system, a few kilometres away from Barcelona and within its metropolitan area. It is a highland sector of limited height but with remarkable rugosity, where relief is revealed as a landscape element of indisputable weight. The aim of this work is to detect and characterise those geosites that contribute in a more evident way to heritage enrichment. The study is developed from a landscape point of view; for this reason homogeneous units are used. The units are homogeneous from a topographical, morphostructural and dynamical point of view, paying special attention to physiognomy. A geosites inventory realised this way facilitates its territorial understanding and a better evaluation and weighting, in accordance with the environment in which they are located.

Palabras clave: lugares de interés geomorfológico, patrimonio geológico, paisaje, unidad de relieve, Muntanyes d'Ordal

Key words: sites of geomorphological interest, geomorphic heritage, landscape, relief unit, Muntanyes d'Ordal

1. INTRODUCCIÓN

Se conoce que los lugares de interés geomorfológico (LIG) son formas de relieve y asociaciones de formas de relieve a las que se ha atribuido un valor que los diferencia y distingue (Panizza y Piacente, 2003; Reynard, 2004). Se ha propuesto su estudio desde un punto de vista ecosistémico, haciendo referencia a hábitats y especies; desde la perspectiva del paisaje, atendiendo también a valores culturales; y en función de su valor intrínseco, en tanto que elemento natural (Serrano y González-Trueba, 2005).

La mayor parte de planteamientos desarrolla metodologías para estimar su valor, ya sea científico, cultural, de gestión, conservación o integral, entre otros, enriqueciendo de esta manera la nutrida experiencia que existe en valoraciones de patrimonio natural (Mallarach, 1999) y, particularmente, geomorfológico (Reynard et al., 2007; Pelliteiro et al., 2011).

Los LIG, en cualquier caso, acostumbran a situarse en el contexto de los espacios naturales protegidos. Como tales suelen vincularse a consideraciones de tipo patrimonial y paisajístico, ya que permiten describir y caracterizar un espacio desde el punto de vista de sus elementos constituyentes de mayor significado, tanto en lo que concierne a su funcionamiento como a su fisiognomía.

En este artículo se realiza un inventario de los LIG que merecen mayor atención desde la perspectiva del paisaje en Muntanyes d'Ordal (Barcelona). Para su identificación se adopta un planteamiento integrador desarrollado mediante un exhaustivo trabajo de campo. Los LIG identificados se caracterizan según su participación en el ámbito geomorfológico más inmediato, sirviéndose para ello de unidades homogéneas delimitadas al efecto.

2. ÁREA DE ESTUDIO

Muntanyes d'Ordal es un ámbito de

montaña baja emplazado en el sector central del sistema costero catalán, a escasos kilómetros de la ciudad de Barcelona y en el seno de su región metropolitana (Fig. 1).

El conjunto orográfico destaca por la compartimentación del relieve y por su evidente carácter montañoso que, aunque modesto (Puig d’Agulles, 663m) se evidencia constantemente. La sucesión de sierras e interfluvios se complementa con cantiles, relieves en cuesta, morfologías cársticas, relieves montseratinos y ventifactos diversos. La estructura del lugar se organiza con un claro buzamiento NE-SW que afecta a pizarras y esquistos del Cambro-Ordoviciano, materiales triásicos del Buntsandstein, Muschelkalk y el Keuper, y calizas y dolomías cretácicas (IGME, 1975; Marquès, 1995).

3. METODOLOGÍA

La identificación de LIG se ha realizado considerando su participación y significado en el paisaje (Barrettino et al., 2000; Carcavilla et al., 2007). Para ello se ha empleado una ficha normalizada que, sin llegar a la completitud de Serrano Cañadas y González Trueba (2005) o Reynard (2006), recoge datos de localización e identificación sobre litología, forma del relieve predominante, formas hidrográficas, depósitos de materiales y tipo de modelado, así como de las características propias del LIG identificado.

Como base espacial se han tomado unidades de relieve con características similares de topografía, morfoestructura y morfodinámica, donde se han destacado particularmente aquellos aspectos geológicos y geomorfológicos de mayor peso en el paisaje (Serrano Giné, 2009).

El resultado son 36 unidades con un elevado grado de síntesis que, a escala 1:20.000, recogen información topográfica, litológica y geomorfológica de manera localizada en el territorio.

Estas delimitaciones permiten

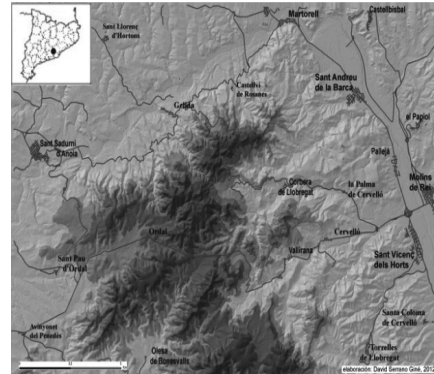


Fig. 1. Localización del área de estudio

contextualizar eficientemente los LIG, los emplazan en un marco de referencia y facilitan su aproximación desde la perspectiva del paisaje.

La base de información ha sido un detallado trabajo de campo. Los datos recogidos han sido estandarizados e introducidos en un sistema de información geográfica, que ha facilitado su integración la generación de nueva información y la elaboración de cartografía temática.

4. RESULTADOS

En el conjunto de las 36 unidades de relieve se han identificado un total de 25 LIG (Tabla 1, Fig. 2), que recogen aquellos aspectos del relieve con mayor significado en el área de estudio. Siguiendo otras experiencias (Serrano Cañadas y González Trueba, 2005; Pelliteiro et al., 2010) los LIG se han agrupado según su representatividad y singularidad (14 y 11 elementos, respectivamente) realizándose así, una caracterización inicial de los mismos (Tabla 2).

Dicha caracterización no ha sido objeto de ninguna valoración, cuantitativa o cualitativa, y simplemente detecta el grado de distinción de cada LIG respecto al conjunto: bajo para el caso de los representativos y alto para el caso de los singulares. Conviene aclarar, no obstante, que esta clasificación debe entenderse en el contexto regional estudiado (Muntanyes

Tabla 1. Identificación de los LIG

ID	Nombre
1	Depósitos fluviales de Ca n'Albareda (gravas y areniscas)
2	Depósitos fluviales de Ca n'Arcs (cantos rodados)
3	Buzamiento del zócalo paleozoico
4	Roca Dreta – Roca Torta
5	Erosión eólica sobre areniscas en la Serra de l'Ataix
6	Relieve en cuesta sobre areniscas en el Montgoi
7	Formaciones travertínicas sobre paleozoico
8	Hemicubeta de Sant Andreu
9	Roques d'en Droc
10	Relieve en cuesta sobre calizas en Santa Maria de l'Avall
11	Erosión eólica sobre areniscas en Corbera de Llobregat
12	Nudo de Puig d'Agulles
13	Relieves ondulados del Penedès
14	Poljé de Can Revella
15	Canteras de calizas de Vallirana
16	Páramos calizos de Pla d'Ardenya
17	Erosión eólica sobre areniscas en Santa Maria de Cervelló
18	Cantiles calizos de Corbera-Pallejà
18	Simas y complejos cársticos de Ordal
20	Acantilados cársticos de la Vallverdina
21	Depósitos fluviales de Roques d'en Droc (cantos rodados)
22	Areniscas del castillo de Sant Jaume
23	Areniscas de la ermita de Sant Genís de Rocafort
24	Minas de plomo de Vall del Palau
25	Minas de yeso de Corbera

Tabla 2. Caracterización de los LIG

ID	Valor	ID	Valor
1	Singular	14	Singular
2	Singular	15	Representativo
3	Representativo	16	Representativo
4	Singular	17	Representativo
5	Representativo	18	Representativo
6	Representativo	19	Representativo
7	Singular	20	Singular
8	Singular	21	Singular
9	Singular	22	Representativo
10	Representativo	23	Representativo
11	Representativo	24	Singular
12	Representativo	25	singular
13	Representativo		

donde se ubica cada LIG; para su identificación véase Serrano Giné (2009).

d'Ordal), según la escala de análisis (1:20.000) y, evidentemente, de acuerdo con el entorno que los acoge, entendido desde el punto de vista de la geomorfología y considerando la óptica del paisaje.

A pesar de que la distribución de los LIG es armónica por toda el área de estudio, resulta fácil observar una agrupación de ellos en el sector NE. Este hecho se explica por la diversidad de litologías que se concentran en este área (cuatro grandes series), por determinados procesos morfogénicos acacidos (desde la morfoestructura a la dinámica fluvial), así como por ciertos aprovechamientos y explotaciones mineras, con valores añadidos desde el punto de vista geomorfológico.

5. CONCLUSIONES

Se ha realizado un inventario de los LIG más representativos de Muntanyes d'Ordal, resultando de gran utilidad el trabajo de campo y el uso de sistemas de información geográfica.

El estudio presenta la particularidad de caracterizar el contexto inmediato de los LIG, a escala 1:20.000, mediante el uso de unidades homogéneas de relieve. Este aspecto propicia una mejor comprensión de

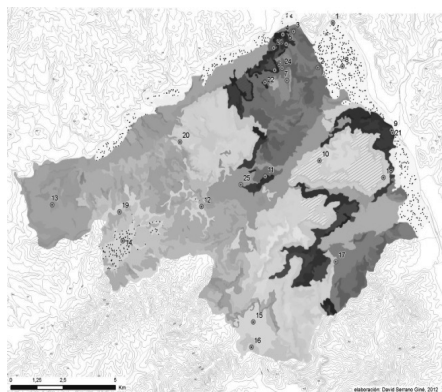


Fig. 2. LIG detectados; para su identificación véase la Tabla 1. En coropletas aparecen las unidades de relieve

los mismos, evidenciando su ligazón con el territorio y facilitando su lectura en clave de paisaje. Bajo este planteamiento debe entenderse el valor patrimonial de los LIG detectados que, de igual forma, se matiza según su grado de distinción respecto el conjunto, atendiendo a su representatividad y singularidad.

Siguiendo esta misma línea, la definición de unidades homogéneas de relieve ha de favorecer la evaluación y ponderación de los LIG, atendiendo al contexto donde se encuentran y considerando, también, su participación en el paisaje, aspecto que se atenderá en una próxima ocasión.

Agradecimientos

Este trabajo se ha desarrollado en el seno del Servei de Gestió i Evolució del Paisatge, de la Universidad de Barcelona. En su redactado se ha contado con el apoyo del Grup de Recerca Consolidat SGR 2009-868, *Paisatge i paleoambients a la muntanya mediterrània* y del proyecto CSO2009-06961, *El interés científico de la documentación de época para el estudio del glaciario histórico (PEH) de Sierra Nevada*, del Ministerio de Ciencia e Innovación.

REFERENCIAS

- Barrettino, D., Wimbeldon, W. y Gallego, E. 2000. *Patrimonio geológico: conservación y gestión*. Instituto Tecnológico Geominero de España, 227 pp.
- Carcavilla, L., López Martínez, J., Durán, J. J. 2007. *Patrimonio geológico y geodiversidad: investigación, conservación, gestión y relación con los espacios naturales protegidos*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 360 pp.
- Mallarach, J. M. 1999. *Criteris i mètodes d'avaluació del patrimoni natural*. Departament de Medi Ambient, Barcelona, 106 pp.
- Marquès, À. 1995. La Geologia. En *Atles del Baix Llobregat*. Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona.
- Panizza, M. y Piacente, S. 2003. *Geomorfologia culturale*. Pitagora Editrice, Bologna, 350 pp.
- Pelliteiro, R., González-Amuchastegui, M.J., Ruiz Flaño, P. y Serrano E. 2011. Geodiversity and geomorphosite assessment applied to a natural protected area: the Ebro and Rudrón gorges Natural Park (Spain). *Geoheritage* 3, 163-174.
- Reynard, E. 2004. Géotopes, géo(morpho)sites et paysages géomorphologiques, En Reynard, E., Pralong, J. P. (Eds.): *Paysages géomorphologiques*, Institut de Géographie. Travaux et recherches, 27. Lausana, 123-136. [<http://issuu.com/cedocigul/docs/igul-tr27>]. Último acceso: 27 de febrero de 2012].
- Reynard, E. 2006. *Fiche d'inventaire des géomorphosites*. [<http://www.unil.ch/igul/page17893.html>]. Último acceso: 27 de febrero de 2012].
- Reynard, E., Fontana, G., Kozlik, L., Scapozza, C. 2007. A method for assessing "scientific" and "additional values" of geomorphosites. *Geographica Helvetica*, 62, 158-158.
- Serrano Cañadas, E., González Trueba, J. J. 2005. Assessment of geomorphosites in protected natural areas: the Picos de Europa National Park (Spain), *Geomorphologie* 3, 197-208. [<http://geomorphologie.revues.org/index364.html?file=1>]. Último acceso: 27 de febrero de 2012].
- Serrano Giné, D. 2009. *Les Muntanyes d'Ordal. Estudi de paisatge*. Departament de Geografia Física i Anàlisi Geogràfica Regional, Universitat de Barcelona. Tesis doctoral.
- IGME 1975. Hoja 420, Hospitalet de Llobregat. *Mapa geológico de España I: 50 000*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria, Madrid.

LOS RÍOS EN ROCA DE LA PENÍNSULA IBÉRICA. UN EJEMPLO DE ELEVADA GEODIVERSIDAD

Bedrock rivers of the Iberian Peninsula. An example of geodiversity

G. Garzón Heydt ⁽¹⁾, J.A. Ortega Becerril ⁽¹⁾, J.J. Durán Valsero ⁽²⁾

- (1) Departamento de Geodinámica. Universidad Complutense de Madrid. 28071 Madrid. minigar@geo.ucm.es
j.ortega@uam.es
(2) Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid.

Abstract: The Iberian Peninsula displays a huge variety of bedrock rivers thanks to its recent uplift and the occurrence of numerous mountain ranges with large lithological variety and very diverse, past and present, hydrological regimes. These rivers and their associated morphologies compose a geomorphological heritage, dispersed in almost all of the peninsula's rocky massifs, which makes them especially valuable, but also increases the difficulties for their conservation.

Palabras clave: geodiversidad, patrimonio geomorfológico, Península Ibérica, ríos en roca

Key words: geodiversity, geomorphological heritage, Iberian Peninsula, bedrock rivers

1. INTRODUCCIÓN

Los ríos en roca son una de las manifestaciones más espectaculares de la naturaleza y, sin duda, uno de los elementos del paisaje más apreciados. Algunas de sus morfologías típicas, como las cascadas, los arcos de piedra o las marmitas de gigante suelen ser la base para establecer figuras de protección en muchas áreas de alto interés natural. La diversidad morfológica presente en este tipo de ríos es muy notable debido al elevado potencial de preservación de las formas gracias a la resistencia del sustrato rocoso.

Muchos de los ejemplos emblemáticos de ríos en roca en el ámbito internacional han sido descritos y estudiados desde hace más de dos siglos, pero en realidad ha sido en los últimos 15 años cuando se ha establecido una clasificación sistemática y un análisis detallado de la gran variedad de formas presentes, así como su significado genético (Fig.1). Recientemente (Ortega y Durán, 2010), se ha publicado una síntesis de la información geomorfológica existente de los ríos en roca de la Península Ibérica y de las islas Baleares, así como de su consideración como parte relevante del patrimonio geológico. Los aspectos metodológicos y los principales resultados obtenidos pueden consultarse en dicho

trabajo. De todos los tipos morfológicos tan sólo uno no ha sido descrito en la Península Ibérica, la morfología en roca de tipo anastomosada, que está asociado a fenómenos de tipo catastrófico por rupturas de grandes lagos. Los demás tipos son fácilmente identificables a lo largo del paisaje ibérico.

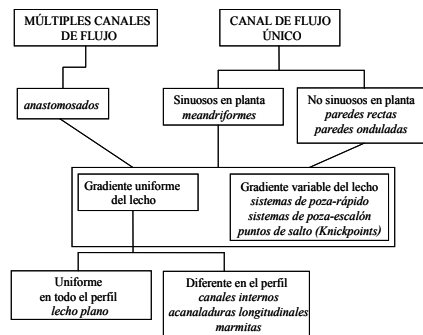


Fig. 1. Tipología de ríos en roca, modificado de Wohl (1998)

En nuestra terminología popular existe una gran diversidad referida a los ríos en roca: cañones, hoces y foces, gorgas y gargantas, meandros, aigüetas, canutos, arroyos, torrentes y torrents, veneros, barrancos y barrancs, saltos, salts y sallent, eths, etc. Todos estos términos hacen referencia a tipologías de ríos en roca, aunque suelen tener un carácter local y no pueden asimilarse a una clasificación morfológica

(Ortega y Garzón, 2010). Cada río en roca es un muestrario de una amplia diversidad geomorfológica y, a su vez, el conjunto de ríos en roca de una región amplia es un mosaico de elevada geodiversidad. La enorme riqueza de la península, tanto en términos de abundancia de tramos en roca como en variedades morfológicas, se explica por la extensión de macizos montañosos de distintos episodios orogénicos, pero también gracias a la variedad litológica y climática que se traduce en un gran contraste hidrológico (variados regímenes de precipitación y caudales en las cuencas de cabecera de los tramos en roca).

2. INTERÉS CIENTIFICO

Los ríos en roca son claves para entender la estructuración del paisaje, pues no sólo ocupan extensos tramos, si no que controlan la acción remontante en la base y aguas arriba. Estos ríos representan el nexo entre tectónica y evolución del paisaje, pues comunican y transmiten los cambios en el nivel de base, manifestándolos a través del modelado del relieve. En la actualidad, existe un renovado y creciente interés en los métodos de medida y en el desarrollo de índices de incisión, en parte auspiciados por una necesidad de estimar la velocidad de erosión. Por otra parte, en estos ríos, los cambios continuos de régimen hidráulico, pendientes abruptas y alta potencia fluvial ofrecen escenarios muy diferentes en el espacio y en el tiempo (Tinkler y Wohl, 1998). El estudio de la incisión fluvial parte de la diferencia de comportamiento entre los tramos aluviales y en roca. Contra lo que se podría esperar, los mecanismos de respuesta de ambos sistemas fluviales, aluviales y en roca, reflejan un paralelismo, pero los procesos para llegar a ello son muy diferentes (Garzón, 2010). El mecanismo de incisión fluvial en roca no es simple y la morfología y aparentemente caótica representa el forcejeo del río para regularizar su perfil. La removilización de material requiere el desgajado y arranque

previo. El proceso es fácil en rocas estratificadas o diaclasadas (Fig. 2), pero resulta más complejo en materiales masivos y sin fisuras (Wohl, 1998). A partir de los microrrelieves originados inicialmente por separación de flujo se generan marmitas que evolucionan en acanaladuras elongadas. A favor de una de estas acanaladuras el río concentra todo su caudal, y con ello su energía tallando un cauce único, un *canal interno* estrecho y profundo, capaz de producir el proceso de cavitación. Se logra así eliminar los obstáculos más resistentes que generaban puntos de inflexión (*knickpoints*) o cascadas (Fig. 3).

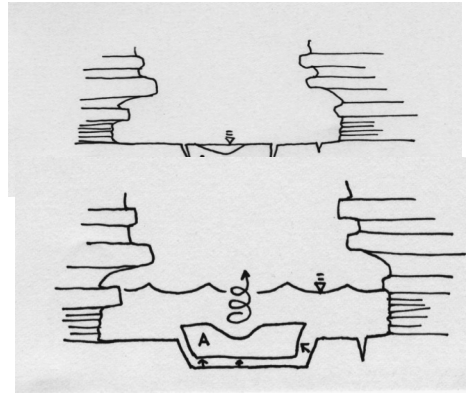


Fig. 2. Desgajado y arranque de bloques como mecanismo de erosión y transporte

El canal interno se prolonga aguas arriba y se convierte en el nuevo cauce, destruyendo progresivamente el lecho preexistente, que queda colgado como una plataforma rocosa. El río usa sus propios depósitos, como artefacto para la abrasión, pero también juega con la redistribución de sus pesadas barras de gravas y bloques (Wohl, 1993). En crecidas extraordinarias, estas son recolocadas a lo largo del lecho (Fig. 4), integrándose con el substrato para permitir al río aproximarse a una morfología más estable, en pozas y rápidos, que maximiza la resistencia al flujo y la disipación de la energía (Wohl y Merritt, 2008).

Para afrontar las rápidas subidas de caudal y su potencia fluvial, los ríos en roca adecúan mecanismos de respuesta paralelos

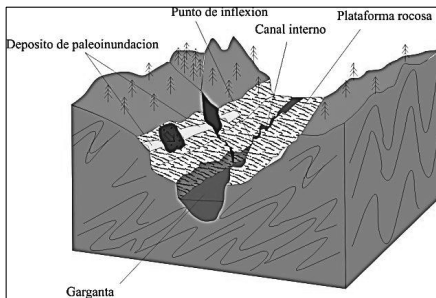


Fig. 3. Esquema de un salto de agua con desarrollo de un canal interno

a los cursos aluviales para la disipación de la energía. La morfología de pozas y rápidos de un lecho aluvial, se traduce en zonas de expansión y contracción en las paredes encajadas, como si se reprodujera la sinuosidad en planta en una especie de generación de meandros en la vertical.

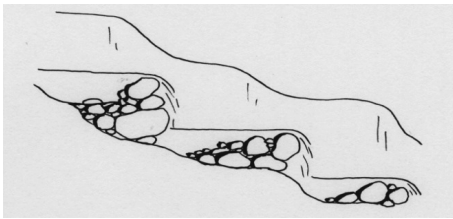


Fig. 4. Reconstrucción de la morfología de saltos y pozas mediante la acumulación de barras de bloques

3. FRAGILIDAD Y GESTIÓN

En los cañones no existe la posibilidad de expansión del flujo hídrico por desbordamiento en las crecidas. El río aumenta súbitamente la profundidad multiplicando su potencial catastrófico y generando una morfología abrupta e irregular, que mantiene los ambientes cambiantes, dotándolos de diversidad. La incapacidad de amortiguar las avenidas los hace también vulnerables e incapaces de absorber impactos. Suelos pioneros, depósitos erosionables y variabilidad climática extrema determinan ambientes hostiles y frágiles. La vida se concentra en los pequeños remansos aluviales que ofrecen la multiplicidad de hábitats

requeridos para la biodiversidad, que precisan avenidas periódicas para su regeneración. Las crecidas forman parte del río y no suponen un cataclismo, si no una variable más del entorno físico y de sus habitantes. Las aguas empobrecidas en sedimentos erosionan las barras y se produce una pérdida de productividad biológica; las aguas que salen de los embalses, en ríos regulados, son más frías y con menos nutrientes. Por otra parte, a la salida de los afluentes se acumulan depósitos laterales, que no pueden ser removilizados por falta de caudal, igual que ocurre con la vegetación ribereña, que prolifera excesivamente. Esto ha llevado a la necesidad de generar crecidas artificiales en los cauces regulados, para el mantenimiento de los hábitats. Las primeras experiencias de generar crecidas artificiales se han realizado en el cañón del Colorado (EE.UU.) y han supuesto un hito fundamental para la gestión científica de embalses y en la corrección de algunos impactos (Webb *et al.*, 1999). Se consiguió una reducción en extensión de los abanicos laterales, favoreciendo el ensanchamiento de los rápidos, que redujeron así su potencia fluvial. En las barras arenosas en degradación se detectó una agradación con aumento del área. El valor biológico de estas barras es trascendental. La limpieza de los cauces secundarios y los remansos permitió la regeneración de frezaderos, el lavado de algas y macroinvertebrados, y una reducción de las especies invasoras de peces. En España, también existen experiencias de crecidas controladas de embalses. Por ejemplo, el Bajo Ebro presenta graves problemas ambientales e incluso de inundaciones locales por la proliferación de macrófitos y otras especies invasoras, debido al incremento de nutrientes agrícolas y derivadas de las aguas residuales (Vericat y Batalla, 2006). Los cañones constituían hasta hace poco zonas olvidadas, refugio para fauna y flora endémica, en peligro de extinción. Ahora son tramos amenazados por impactos múltiples: regulación de caudales, pérdida

de carga por embalses y proliferación de especies invasoras por excesivo aporte de nutrientes. La destrucción de su geo- y biodiversidad es una amenaza real. Su belleza radica en su singularidad y rareza. Estamos redescubriendo científicamente y para el esparcimiento estos grandes espacios geológicos, hemos de ser conscientes de su vulnerabilidad y capaces de preservarlos.

4. CONCLUSIONES

El estudio de los ríos en roca, a partir de proyectos de investigación aplicando las más modernas metodologías, como los análisis estadísticos y morfométricos, o la interacción de sus relaciones con las principales variables físicas condicionantes -estructurales, litológicas o hidrológicas- es de vital importancia, pues presentan un elevado potencial para el conocimiento aplicado a la evolución temporal de macizos rocosos, las tasas de erosión o denudación en cuencas fluviales, el cambio climático y los riesgos geológicos. Esta línea de trabajo sustituye a la investigación tradicional, basada fundamentalmente en aspectos descriptivos de las formas presentes. Incluir a los ríos en roca como una categoría importante en el ámbito del análisis del patrimonio geológico y en las políticas de geoconservación se justifica tanto por su elevado valor intrínseco, como por la alta presión antrópica que sufren. Los ríos en roca de la Península Ibérica presentan una elevada geodiversidad, tal vez de las más notables del planeta en un territorio relativamente reducido y, por tanto, merecedora de una adecuada consideración a nivel de investigación, catalogación y protección.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido financiada por el proyecto CGL2008-03463/BTE (MCIE).

REFERENCIAS

- Garzón, G. 2010. Significado de los ríos en roca y la importancia de su preservación En *Patrimonio geológico: Los ríos en roca de la Península Ibérica*. Ortega, J. A. y Durán, J. J. (Eds.): 17-36. IGME, Madrid.
- Ortega, J. A. y Durán, J. J. (Eds.). 2010. *Patrimonio geológico: Los ríos en roca de la Península Ibérica*. IGME, 497 pp. Madrid.
- Ortega, J. A. y Garzón, G. 2010. Tipos de ríos en roca. Clasificaciones. En *Patrimonio geológico: Los ríos en roca de la Península Ibérica*. Ortega, J. y Durán, J. J. (Eds.): 36-54, IGME, Madrid.
- Tinkler, K.J. y Wohl E.E. 1998. A primer on bedrock channels. En *Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels*, Tinkler K.J., Wohl E.E. (Eds.): *Am. Geophys. Union Geophysical Monograph*, 107, 1-18. Washington.
- Vericat, D. y Batalla, R.J. 2006. Sediment transport in a large impounded river: The Lower Ebro, NE Iberian Peninsula. *Geomorphology* 79, 72-92.
- Webb, R.R., Schmidt, J., Mardolf, G.R. y Valdez, R.A. (Eds.). 1999. *The controlled flood in the Grand Canyon*. Am. Geophys. Union Geophysical Monograph 110, 367 pp. Washington.
- Wohl, E.E. 1993. Bedrock benches and boulder bars: Floods in the Burdekin Gorge of Australia. *Geological Society of America Bull.* 104, 770-778.
- Wohl, E.E. 1998. Bedrock channel morphology in relation to erosional processes. En K.J. Tinkler y E.E. Wohl (Eds.): *Rivers over Rock: Fluvial processes in Bedrock channels*. American Geophysical Monograph, 107, 133-151.
- Wohl, E.E. y Merritt, D.M. 2008. Reach-scale channel geometry of mountain streams. *Geomorphology*, 93,168-185.

LOS LUGARES DE INTERÉS GEOMORFOLÓGICO COMO INSTRUMENTOS DE GESTIÓN TERRITORIAL DE LOS ESPACIOS NATURALES PROTEGIDOS: EL PARQUE NATURAL DE VALDEREJO (ÁLAVA, PAÍS VASCO)

Geomorphosites and land management in Natural Protected Areas: Valderejo Natural Park (Álava, The Basque Country)

M.J. González Amuchastegui ⁽¹⁾, E. Serrano ⁽²⁾, J.J. González Trueba ⁽³⁾, M. González García ⁽⁴⁾

(1) Universidad del País Vasco. mj.gonzaleza@ehu.es

(2) Universidad de Valladolid

(3) CIESE-Comillas, Universidad de Cantabria

(4) Universidad de Málaga

Abstract: In this study we show the importance of geomorphological analysis in landscape studies of natural protected areas in order to improve their management. The study is located in Valderejo Natural Park (Álava). We have inventoried and evaluated five geomorphosites, applying a methodology that includes new cartographic symbols and a scientific, cultural and socioeconomic assessment of each site. The methodology that can be understood on different levels: scientific, land assessment and by the public in general.

Palabras clave: lugares de interés geomorfológico, gestión territorial, Valderejo, Purón.

Key words: geomorphosites, land management, Valderejo, Purón.

1. INTRODUCCIÓN

El objetivo de este trabajo es mostrar la utilidad de los Lugares de Interés Geomorfológico (LIGs) en la gestión territorial de los Espacios Naturales Protegidos.

El marco geomorfológico proporciona la base de la organización territorial de las Áreas Naturales Protegidas y dirige la distribución del resto de los factores ambientales y territoriales: clima, vegetación y usos del suelo. De hecho en el relieve se sustenta gran parte del atractivo de los Espacios Naturales Protegidos (ENP), e incluso, los argumentos que justificaron su protección. Y es que los elementos abióticos, además de sostén o infraestructura del paisaje, en muchas ocasiones llegan a conformar su aspecto más significativo, pudiendo hablar expresamente de paisajes geomorfológicos. En estos espacios existen además elementos que destacan por su especial valor geomorfológico lo que justifica la creación de una figura de planeamiento

encaminada a preservar dicho valor y garantizar una mejor gestión territorial: los Lugares de Interés Geomorfológico.

2. ZONA DE ESTUDIO

Valderejo fue declarado Parque Natural en 1992; se sitúa en Álava, en la zona de contacto de los Montes Obarenes y las sierras que cierran por el Oeste el País Vasco, en una zona de relieve plegado de cobertera en la que alternan amplios sinclinales y apretados anticlinales dominados por las calizas y margas Cretácicas. Concretamente Valderejo se sitúa en la Sierra de Arcena y es atravesado por el río Purón, afluente del río Ebro, que recorre el Parque dibujando profundas gargantas y valles abiertos en función de la litología atravesada (González Amuchastegui y Serrano, 1996, 2007).

El buen estado de conservación del Parque Natural de Valderejo está relacionado con su posición periférica respecto a los principales ejes de desarrollo socioeconómico, hecho que a su vez se

encuentra en estrecha dependencia con sus condicionantes geomorfológicos, esto es, altitud, pendientes y topografía. El parque presenta una superficie 3.496 has y ocupa una zona kárstica, donde los elementos geomorfológicos tienen un papel protagonista en el paisaje, de hecho la delimitación del parque coincide con una gran morfoestructura, la combe de Arcena. Esta zona se localiza en el límite de de Álava con la provincia de Burgos bajo un clima de transición atlántico-mediterráneo. El turismo es un recurso importante en este área, ya que Valderejo es el Parque Natural que recibe el número más alto de visitantes de los ubicados en el País Vasco (60.000 visitantes en 2009). En este sentido es importante señalar que algunos de los Lugares de Interés Geomorfológico definidos en Valderejo tienen el potencial para convertirse en "lugares de interés turístico" por sí mismos y por tanto deben ser considerados recursos territoriales cuya gestión debe garantizar el equilibrio entre la conservación y sostenibilidad.

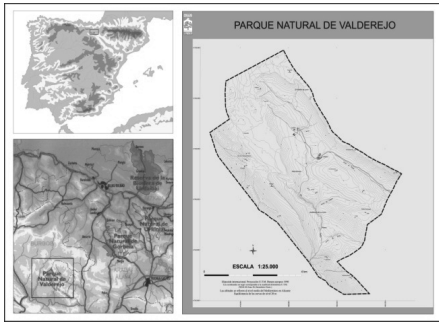


Fig. 1. Localización del Parque Natural de Valderejo.

3. LOS LUGARES DE INTERÉS GEOMORFOLÓGICO

Las formas de relieve constituyen la base de la organización territorial y dentro de ellas existen formas y asociaciones de formas de especial interés, que además son esenciales en la configuración morfológica y en la dinámica y evolución territorial, son los Lugares de Interés Geomorfológico (LIG). Estos poseen especial relevancia

para la comprensión del medio natural, la historia de la tierra, del clima o de la vida, e incluyen valores científicos, culturales, estéticos o socioeconómicos (Panizza, 2001; Reynard, 2005, 2009). A su interés como elementos estructurales y funcionales del sistema natural, se añaden sus contenidos sociales y su potencial valor económico como recurso natural o sociocultural, por lo que pueden ser interpretados como recursos patrimoniales de gran capacidad dinamizadora. Partiendo de esta idea, se hace necesario establecer herramientas metodológicas que permitan conocer los aspectos geomorfológicos, definir los LIG y valorarlos para una mejor gestión territorial.

En Valderejo se han definido un conjunto de Lugares de Interés Geomorfológico empleando para ello una secuencia que se compone de tres fases: inventario, reconocimiento y definición de los LIGs; diagnóstico de su situación actual; valoración y propuesta de uso y gestión.

La aplicación de estas tres fases se ha llevado a cabo en el Parque Natural de Valderejo mediante la aplicación de una metodología ya empleada por el equipo investigador en otros espacios de alta montaña y rurales (Serrano y González Trueba, 2005; Serrano et al., 2009) se han aplicado algunas modificaciones que completan las propuestas elaboradas con anterioridad, con el objetivo de dar a los LIGs un carácter más aplicado y de fácil utilización por los gestores del Parque Natural. La metodología sigue los pasos descritos a continuación.

A, realización de la cartografía geomorfológica: es la herramienta básica en el inventario y localización de las formas y procesos presentes en la zona de estudio y sus relaciones espaciales.

B, selección de los elementos geomorfológicos y definición de los Lugares de Interés Geomorfológico.

C, valoración de los LIGs: para cada LIG se elabora una ficha que incluye sus aspectos más representativos. El método diseñado se basa en una triple valoración

de los LIG, en la que se evalúan por separado:

- Valores científicos (o intrínsecos), puramente geomorfológicos y que incluye una valoración referida a los valores estructurales, morfológicos, dinámicos y de diversidad.

-Valores añadidos, que suman valores a los elementos anteriores; entre ellos se incluyen los valores paisajísticos, estéticos, culturales, didácticos, científicos y turísticos.

- Valores de uso y gestión o componentes territoriales y potencial de uso que incluye entre otros, el análisis de aspectos como la fragilidad, accesibilidad, intensidad de uso así como su potencialidad.

Finalmente se incluyen un apartado referido a la orientación del uso y gestión del LIG así como un conjunto de propuestas de actuación sobre el Lugar de Interés Geomorfológico.

Toda la información aparece recogida en una ficha en la que además se incluye información cartográfica de localización, contextualización estructural, un mapa geomorfológico de detalle y un bloque interpretativo de carácter geomorfológico-didáctico.

4. LOS LUGARES DE INTERÉS GEOMORFOLÓGICO DEL PARQUE NATURAL DE VALDEREJO

En el ámbito del P.N. de Valderejo, tras un proceso de análisis y selección se han definido cinco Lugares de Interés Geomorfológico, representativos de la geomorfología del parque y que incluyen diferentes aspectos estructurales, morfológicos, fundamentalmente de naturaleza kárstica (LIG 2 Arrayuelas, LIG 5 El Recuenco-Portillo-Lerón y LIG 1 Vallegrull) y sedimentarios, como los asociados al valle del río Purón en el que cabe destacar la espectacularidad de sus interesantes depósitos tobáceos (LIGs 3 y 4, Valle abierto y Desfiladero del río Purón, respectivamente).

La valoración de los LIGs se ha establecido sobre un máximo de 5 puntos para cada uno de los valores analizados y aparece reflejada en la Tabla 1.

En ella puede apreciarse cómo el conjunto de los LIGs presentan un elevado valor intrínseco, difiriendo más en lo referido a los valores añadidos y de uso, en los que

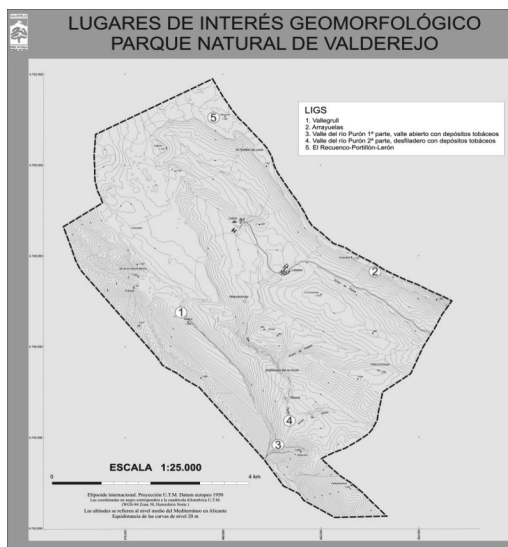


Fig.2. Lugares de Interés Geomorfológico del Parque Natural de Valderejo.

destaca los tramos seleccionados del río Purón, cuestión que está claramente relacionada con la mayor accesibilidad de estos lugares.

Tabla 1. Valoración de los Lugares de Interés Geomorfológico del P. N. de Valderejo.

LIG	V. intrínseco	V. añadido	V. uso
1 Vallegrull	3.2	3.7	2.7
2 Arrayuelas	3	2.8	2.5
3 Purón 1	3.8	3.9	3.7
4 Purón 2	3.7	3.9	3.7
5 Recuenco	3.3	3.3	2.7

5. CONCLUSIONES

La metodología empleada ha permitido definir 5 Lugares de Interés Geomorfológico, a partir del análisis de sus características geomorfológicas, su potencial paisajístico, cultural y de uso, así como de su fragilidad. El método cumple los objetivos requeridos en cuanto a la búsqueda de herramientas útiles y fácilmente utilizables por los gestores del Espacio Natural Protegido. Con este método se consigue una mayor aplicabilidad de los LIGs, que de este modo pueden ser incorporados a la Ordenación Territorial.

La actividad turística constituye uno de los principales recursos de Valderejo e incluso algunos de los LIGs establecidos (LIGs 3 y 4) pueden definirse como “sitios turísticos”, de modo que pueden ser considerados útiles de desarrollo local. De este modo deben considerarse recursos, para los que es necesario alcanzar el equilibrio entre la conservación y el uso, para garantizar su pervivencia. En la medida en la que la gestión asegure la sostenibilidad del recurso, este seguirá manteniendo todo su potencial.

Esta propuesta permite incorporar a la gestión territorial de los ENP y por tanto a su ordenación, una línea de trabajo y acción consolidada en las políticas territoriales de buena parte de los países europeos (destacan los países del arco alpino, en torno a las acciones del convenio transalpino: Suiza, Austria, Alemania, Francia, Italia.), e incluso

incipientemente tratada ya en algunas Comunidades Autónomas españolas.

Agradecimientos

Trabajo enmarcado en el proyecto UNESCO09/05 (Cátedra Unesco de Desarrollo Sostenible) y los grupos, Grupos de Investigación Consolidado y de Alto Rendimiento 9/UPV00155.130-14570 /2002 (Depto. Geografía, Prehistoria y Arqueología, UPV) y GIR PANGEA (Dpto. Geografía, UVA).

REFERENCIAS

- González Amuchastegui, M.J., Serrano, E. 1996. Cartografía geomorfológica del valle de Tobalina (Burgos). Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 21, 737-748.
- González Amuchastegui, M.J., Serrano, E. 2007. Evolución geomorfológica, cambios ambientales e intervención humana durante el Holoceno en la cuenca alta del Ebro: las tobas de los valles del Purón y Molinar. Estudios Geográficos, 73 (263), 527-546.
- Panizza, M. 2001. Geomorphosites: concepts, methods and examples of geomorphological survey. Chinese Science Bulletin, 46, 4-6.
- Reynard, E. 2005. Geomorphosites et paysages. Geomorphologie, 3, 181-188.
- Reynard, E. 2009. Geomorphosites: definition and characteristics. In Reynard, E. (Ed.): Geomorpho-sites. Verlag Pfeil, Munich, pp. 51-63.
- Serrano, E., González-Trueba, J.J. 2005. Assessment of geomorphosites in natural protected areas: the Picos de Europa National Park (Spain). Geomorphologie, 3, 197-208.
- Serrano, E., González Amuchastegui, M.J., Ruiz Flaño, P. 2009. Gestión Ambiental y Geomorfología: Valoración de los Lugares de Interés Geomorfológico del Parque Natural de Las Hoces del Alto Ebro y Rudrón. Cuaternario y Geomorfología, 23, (3-3), 65-82.

ELEMENTOS DEL PATRIMONIO GEOMORFOLÓGICO SUBTERRANEO: LAS CUEVAS HELADAS DE PICOS DE EUROPA (CORDILLERA CANTÁBRICA)

Underground geomorphological heritage. Ice Caves in the Picos de Europa (Cantabrian Mountains, northern Spain)

M. Gómez Lende ⁽¹⁾, E. Serrano Cañadas ⁽²⁾

(1) Dpto. Geografía. Universidad de Cantabria. Santander, manuelglende@hotmail.com

(2) Dpto. Geografía. Universidad de Valladolid

Abstract: The existence of ice caves in a heavily visited national park, such as the Picos de Europa National Park, has double the importance to be considered. On the one hand, the great potential in terms of their intrinsic-scientific value, based on their significance as palaeoclimatological records and environmental geoindicators, with features that contribute to the knowledge of the high mountain periglacial and entirely deglaciated environment of the Picos de Europa. And, on the other hand, their high beauty value, which can turn the caves into potential active-tourism attractions, especially in more accessible cases.

Palabras clave: patrimonio geomorfológico, cuevas heladas, Picos de Europa.

Key words: geomorphological heritage, ice caves, Picos de Europa.

1. INTRODUCCIÓN

La importancia de las cuevas heladas ha sido ampliamente señalada por muchos autores y sobremano en las últimas dos décadas (p.e. Racoviță, 2000; Rachlewicz y Szczucinski, 2004; Luetscher, 2005; Maggi et al., 2010), reflejando tanto la amplia distribución de las mismas como el importante bagaje de conocimientos que de ellas se puede obtener.

La progresiva atención científica hacia las cuevas heladas ha hecho que sean consideradas, cada vez más, elementos de la criosfera con especial sensibilidad para el estudio de la evolución climática. Así desde las pioneras y detalladas descripciones científicas de carácter marcadamente morfológico en las que se ofrecían las primeras teorías de consideración acerca de la procedencia de sus hielos (Billerez, 1712; Girod Chantrans, 1796; Pictet, 1822; Thury, 1861; Browne, 1865; Balch, 1900); se ha pasado a un interés actual centrado sobremano en la búsqueda de conexiones con los parámetros climáticos circundantes mediante la aplicación de instrumentación y análisis avanzados como estudios

isotópicos, georradar, dataciones absolutas o fotogrametría (Hausmann y Behm, 2011; May et al., 2011; Kern et al., 2011; Perçoiu et al., 2011).

Pero el desarrollo de dicho interés científico ha sido marcadamente desigual y se ha concentrado mayoritariamente en cuevas heladas de la Europa alpina, los países del Este y Rusia, o algunos puntos concretos de Estados Unidos y Canadá. En otras muchas áreas montañosas, entre ellas Picos de Europa, es prácticamente nulo el corpus de conocimiento desarrollado.

Aquí, y en base a las revisiones bibliográficas, tan sólo se conocen hasta el momento identificaciones dentro de la literatura espeleológica, siendo tan sólo en algunas de ellas el objeto específico (Cerdeño y Sánchez 2000, 2005), y puntuales reconocimientos de su valor patrimonial geomorfológico, como ocurre con la cueva helada de Peña Castil (González Trueba, 2007a).

2. UN MARCO ADECUADO

2.1. Condiciones litológicas y topoclimáticas adecuadas

El régimen termoplumiométrico de Picos de

Europa, condicionado por el carácter húmedo atlántico general, oscila dependiendo de la altitud y la exposición entre los 2500-3000 y 600-1000 mm/año de precipitación con una media térmica de entre 0 y 14°C, para zonas de cumbre y fondos de valle respectivamente (Muñoz Jiménez, 1982). Lo que hace que buena parte de las precipitaciones en las zonas altas sea en forma de nieve. Esto, unido a las potentes masas calcáreas cabalgantes que arman a los tres macizos de Picos de Europa, y a una altitud moderada pero suficiente como para llegar a desarrollarse el dominio morfodinámico periglaciario, a partir de los 1800 m de altitud aprox. (González Trueba, 2007a), proporciona un marco adecuado para el desarrollo de importantes sistemas endokársticos, reconocidos a nivel mundial por la profundidad alcanzada (Torca del Cerro del Cuevón-Saxifragas -1589 m; Sistema de la Cornisa-Magali -1507 m; Sistema del Trave -1441 m) (FEE, 2011), y para la existencia de cuevas heladas.

2.2. Estudios de patrimonio geomorfológico

En los Picos de Europa se han reconocido Lugares de Interés Geomorfológico en sus tres macizos (Serrano y González Trueba, 2005; González Trueba, 2007a; González Trueba y Serrano, 2008; 2010, Gómez Lende et al., 2011), e itinerarios de interés geológico (Villa, 2010). Lo que viene, sin duda, reflejando el deseo por la valoración y salvaguarda de sus formas y dinámicas geomorfológicas.

En algunos de estos recientes estudios se resaltan los altos niveles de presión antrópica que soporta Picos de Europa como parque nacional (1,6 millones de visitantes recibidos en 2010), con especial repercusión sobre algunos de sus elementos (aquellos con valoraciones más elevadas que se concentran en itinerarios y emplazamientos accesibles y muy frecuentados) (p.e. Serrano y González Trueba, 2005, 2011; González Trueba y Serrano, 2008).

3. LAS CUEVAS HELADAS EN PICOS DE EUROPA

Como parte de un proyecto de investigación del OAPN se está elaborando un inventario de aquellas cuevas que puedan ser consideradas cuevas heladas o tener restos marginales de bloques de hielo.

Tales inventarios sobre cuevas heladas en Picos de Europa no han existido hasta el momento, de la misma manera que tampoco estudios científicos específicos. El inventario en curso permite aseverar que el fenómeno de las cuevas heladas en Picos de Europa no es algo extraño, lo que unido a la falta de estudios señalada abre las puertas a una buena oportunidad para futuras e inmediatas investigaciones.

Hasta el momento se han inventariado unas 50 cuevas heladas aproximadamente, repartidas principalmente por los macizos occidental y central, con desarrollos verticales y bloques de hielo localizados por lo general entre -20 y -50 m. Con excepciones todavía por confirmar que los sitúan a más de un centenar de metros de profundidad.

Algunas de estas cavidades se están controlando instrumentalmente, con especial atención a su comportamiento endoclimático, a sus dinámicas y a las implicaciones de las mismas.

4. IMPORTANCIA GEOMORFOLÓGICA

Hasta el momento los resultados obtenidos en las cuevas heladas instrumentalizadas reflejan que, en un ambiente de alta montaña atlántica periglaciario marginal como es el de Picos de Europa, la importancia de las mismas se sostiene, al menos, sobre tres pilares fundamentales.

- Las cuevas heladas como importantes *registros paleoambientales*. Los primeros resultados obtenidos en Picos de Europa y los señalados innumerables veces por la literatura científica muestran que los bloques de hielo de las cuevas heladas

encierran interesantes informaciones sobre los climas pasados. En el caso de alguna de las cuevas estudiadas en Picos de Europa (Cueva Helada de Verónica) permite remontarse hasta la Pequeña Edad de Hielo (PEH).

- Las cuevas heladas como excelentes *geoindicadores* de las condiciones presentes y de la evolución a corto plazo de las condiciones climáticas externas más cercanas. En ellas se reflejan los parámetros estacionales exteriores, fundamentalmente los regímenes térmicos y pluviométricos (de forma particular las precipitaciones nivales), y a ellos son especialmente sensibles los balances de volumen de sus masas heladas.

- Las cuevas heladas como *elementos del ambiente periglaciario* de Picos de Europa. De forma subterránea pero de igual forma perteneciente al dominio periglaciario de Picos de Europa, las cuevas heladas contribuyen decisivamente a completar el mosaico de conocimientos sobre morfologías y dinámicas de los medios fríos de alta montaña de Picos de Europa. Constituyen, de este modo, cuerpos de hielo muy interesantes, máxime cuando se encuentran en un ambiente totalmente deglaciado.

5. CONCLUSIONES

La importancia de las cuevas heladas de los Picos de Europa deriva de su consideración como elementos helados supervivientes y únicos de los climas fríos pasados. En superficie tan sólo persisten en la actualidad cuatro heleros de lo que fueron los glaciares históricos de la PEH y sobre los que se viene comprobando su nula dinámica y su marcado retroceso (González Trueba 2007b; Serrano et al., 2011). Simplemente ello hace merecedoras a las cuevas heladas de Picos de Europa de una valoración patrimonial. Pero no se ha de perder de vista que del otro lado de la moneda se encuentra sin embargo su propia belleza estética. Aunque en el caso de Picos de Europa sus accesibilidades son

difíciles (la mayoría de las cuevas requieren de habilidades espeleológicas y/o de esforzadas aproximaciones), y por tanto están lejos de las realidades de degradación que soportan algunas de las cuevas turísticas (*show caves*) más reconocidas internacionalmente (Viehmann et al., 2004; Mavlyudov y Kadebskaya, 2004), la mencionada carga de visitantes que soporta el Parque las puede convertir en objetos potenciales de atracción turística, con el consiguiente deterioro ambiental. Especialmente en el caso de aquellas más asequibles (p.e. cueva helada de Peña Castil).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos OAPN 053-2010 y CGL-2010-19729, y realizado con la inestimable ayuda del CES ALFA.

REFERENCIAS

- Balch, E.S. 1900. *Glacières or Freezing Caverns*. Allen, Lane and Scott, Philadelphia, 337 pp.
- Billerez, M. 1712. Diverses observations de physique générale. *Histoire de L'Academie Royale des Sciences*, Paris, 20-23.
- Browne, G.F. 1865. *Ice-Caves of France and Switzerland. A narrative of subterranean exploration*. Green and Co., London, 315 pp.
- Cerdeño, R. y Sánchez, J. 2000. Cuevas heladas en Picos de Europa, Cantabria. *Subterránea, revista de espeleología*, 14
- Cerdeño, R. y Sánchez, J. 2005. Picos de Europa. Macizo central o d e los Urrielles. *Karaitza*, 13, 26-37.
- Federación Española de Espeleología (FEE). 2011. *Catálogo de cavidades. Simas mundiales*. [Disponible en: <http://www.fedespeleo.com>]
- Girod Chantrans, J. 1796. Sur la Glacière naturelle de Chaux, a 6 lieues de Besançon. *Le Journal des Mines*, 19, 65-72.
- Gómez Lende, M., González García, M. y González Trueba, J.J. 2011. El patrimonio geomorfológico del Cornión: algunos lugares e itinerarios de interés. En J.J. González Trueba y E. Serrano (Eds.): *Geomorfología del macizo occidental del parque nacional Picos de Europa*. OAPN-Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino, Madrid, 165-199.
- González Trueba, J.J. 2007a. *El paisaje natural del macizo central de los Picos de Europa: geomorfología y sus implicaciones geocológicas*

- en la alta montaña cantábrica. CIMA, Gobierno de Cantabria, Santander, 333 pp.
- González Trueba, J.J. 2007b. *La Pequeña Edad del Hielo en los Picos de Europa*. Universidad de Cantabria, Santander, 186 pp.
- González Trueba, J.J. y Serrano, E. 2008. La valoración del patrimonio geomorfológico en espacios naturales protegidos. Su aplicación al Parque Nacional de Picos de Europa. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 47, 175-194.
- González Trueba, J.J. y Serrano, E. 2010. *Geomorfología del Macizo Oriental de los Picos de Europa*. OAPN-Ministerio de Medio Ambiente Rural y Marino, Madrid, 202 pp.
- Hausmann, H. y Behm, M. 2011. Imaging the structure of cave ice by ground penetrating radar. *The Cryosphere*, 5, 329-340.
- Kern, Z., Fórizs, I., Pavuza, R., Molnár, M. y Nagy, B. 2011. Isotope hydrological studies of the perennial ice deposit of Saarlhale, Mammuthöhle, Dachstein Mts, Austria. *The Cryosphere*, 5, 291-298.
- Luetscher, M. 2005. *Processes in ice caves and their significance for paleoenvironmental reconstructions*. Swiss Institute for Speleology and Karst Studies (SISKA), La Chaux-de-Fonds, 154 pp.
- Maggi, V., Turri, S., Bini, A., Stenni, B. y Udisti, R. 2010. Glaciological and climatic studies of Moncodeno ice cave (Italy). En Spötl, C., Luetscher, M. y Rittig, P. (Coord.): *4th International Workshop on Ice Caves*, Obertraun, Austria, Abstract Vol., 20.
- Mavlyudov, B.R. y Kadebskaya, O.I. 2004. About degradation of glaciation in Kungur cave and possible ways of its restoration. En Cittero, M. y Turri, S. (Eds.): *1st International Workshop on Ice Cave. Câpuș and Scărișoara, Romania*. Feb 29th – March 3rd, 2004, Vol. Abstracts, 23.
- May, B., Spötl, C., Wagenbach, D., Dublyansky, Y. y Liebl, J. 2011. First investigations of an ice core from Eisriesenwelt cave (Austria). *The Cryosphere*, 5, 81-93
- Muñoz Jiménez, J. 1982. Geografía Física. El relieve, el clima y las aguas. En *Geografía de Asturias*. Ayalga, Salinas.
- Perșoiu, A., Onac, B.P., Wynn, J.G., Bojar, A.V. y Holmgren, K. 2011. Stable isotope behavior during cave ice formation by water freezing in Scărișoara Ice Cave, Romania. *Journal of Geophysical Research*, 116, 1-8.
- Pictet, A. 1822. Mémoire sur les Glacières Naturelles du Jura et des Alpes. *Bibliothèque Universelle des Sciences, Belles-Lettres et Arts*. Geneve, 20, 261-284.
- Rachlewicz, G. y Szczucinski, W. 2004. Seasonal, annual and decadal ice mass balance changes in the ice cave Jaskinia Lodowa w Ciemniaku, the Tatra Mountains, Poland. *Theoretical and Applied Karstology*, 17, 11-18.
- Racoviță, G. 2000. Ice cave in temperate regions. En Wilkens, H., Culvier D.C. y Humphreys, W. (Eds.): *Subterranean ecosystems*. Elsevier, Amsterdam, 561-568.
- Serrano, E. y González Trueba, J.J. 2005. Assessment of geomorphosites in natural protected areas: the Picos de Europa National Park (Spain). *Geomorphologie: relief, processus, environnement*, 3, 197-208.
- Serrano, E. y González Trueba, J.J. 2011. Environmental education and landscape leisure. Geotourist map and geomorphosites in the Picos de Europa National Park. *GeoJournal of Tourism and Geosites*, 2, 8, 309-318.
- Serrano, E., González-Trueba, J.J., Sanjosé, J.J., Del Río, L.M. 2011. Ice patch origin, evolution and dynamics in a temperate high mountain environment: the Jou Negro, Picos de Europa (NW Spain). *Geografiska Annaler*, 93, 57-70.
- Thury, M. 1861. Etude des Glacières naturelles. *Archives des Sciences de la bibliothèque universelle*, Geneve, 97-154.
- Viehmann, I., Silvestru, E. y Onac B. P. 2004. Scărișoara (Romania), Eisriesenwelt, and Dachstein (Austria) ice caves: a preliminary comparative study. En Cittero, M. y Turri, S. (Eds.): *1st International Workshop on Ice Cave. Câpuș and Scărișoara, Romania*. Feb 29th – March 3rd, 2004, Vol. Abstracts, 31.
- Villa Otero, E. 2010.(Coord). *Guía geológica del Parque Nacional de Picos de Europa*. IGME y OAPN, Adrados Ediciones, Oviedo, 337 pp.

CARTOGRAFÍA MORFOLÓGICA DEL “PARQUE NATURAL DE LOS COLLADOS DEL ASÓN” (CANTABRIA)

Geomorphological cartography of the Natural Park “Los Collados del Asón (Cantabria, Spain)

M. Frochoso ⁽¹⁾, R. González-Pellejero ⁽¹⁾, F. Allende ⁽²⁾

- (1) Dpto. de Geografía, Urbanismo y Ordenación del Territorio. Universidad de Cantabria. Los Castros s/n 39005 Santander. manuel.frochoso@unican.es
 (2) Dpto. de Geografía. Universidad Autónoma de Madrid

Abstract: The Natural Park of the Los Collados del Asón is spread over a low inclined platform of medium height (Picón del Fraile, 1,618 m), pertaining to the morphostructural domain of the Basco-Cantabrian mountains. This natural park constitutes a particular space where the transmission of scientific knowledge can develop easily, through images and thematic cartography. This popularization allows an increase in the social valuation of geomorphologic heritage. We present here different images and cartography of the landforms of the natural park. The morphological map is focused on the main processes that shape the landscape: karstification and glacial processes. Moreover, the map highlights the main postglacial slope processes as a response of a paraglacial system to a new equilibrium.

Palabras clave: patrimonio geomorfológico, divulgación científica, cartografía geomorfológica, Cordillera Cantábrica, Parque Natural Asón,

Key words: geomorphological heritage, scientific popularization, geomorphological cartography, Cantabrian Range, Collados del Asón Natural Park

1. INTRODUCCIÓN

La realización de cartografía geomorfológica, además de ser un útil importante a la hora de establecer las medidas de conservación y gestión de los espacios naturales protegidos, puede constituir un modo de transmisión del conocimiento cuya finalidad sea conseguir la valoración de los hechos geomorfológicos. Para alcanzar ese objetivo, es necesario mostrar de manera clara y atractiva los elementos que permiten explicar la génesis de los relieves en aquellos comprendidos. Estamos convencidos de que la profundización en el conocimiento, la comprensión de los hechos y la cartografía de los elementos geomorfológicos de un espacio de rasgos naturales peculiares, además de facilitar su gestión y conservación, conlleva el aumento de su valoración social y la consideración patrimonial de los elementos y paisajes geomorfológicos. Es necesaria, por tanto, la difusión y popularización de los resultados de las investigaciones geomorfológicas. Tal y como ha señalado

Sellier (2009), el “turismo” ha encontrado en la contemplación del relieve una de sus motivaciones más antiguas, pero los visitantes disponen generalmente de escasa información, lo cual no les permite apreciar el interés geomorfológico de los lugares.

Este es el objeto de la presente comunicación, mostrar en imágenes y de modo ordenado las formas de relieve según los sistemas morfogenéticos que las han elaborado en un espacio que hoy se encuentra protegido, el Parque Natural de los Collados del Asón. Un Parque que en buena medida ha sido declarado por la alta consideración que en él tuvieron y tienen los elementos geomorfológicos. Es decir, entre las motivaciones que se hacen explícitas en el PORN, cobran especial importancia los hechos geomorfológicos, por su amplio y especial desarrollo en cuanto a la karstificación y, también, al modelado glacial.

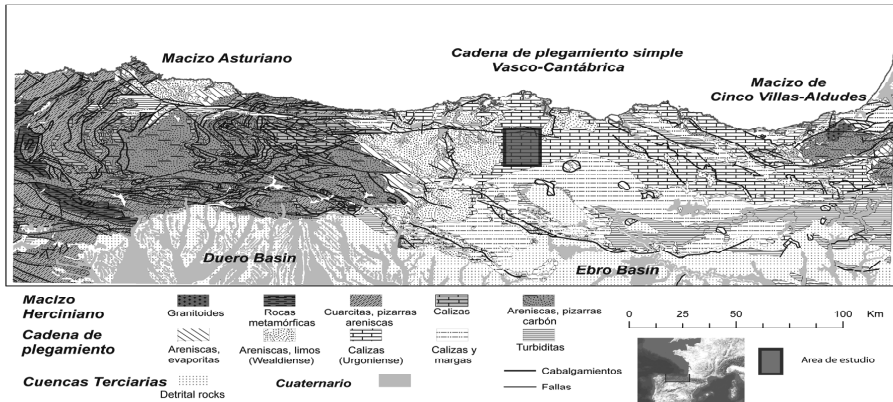


Fig. 1: Localización del Parque Natural en su contexto morfoestructural

2. UN ESPACIO SINGULAR REPRESENTATIVO DE LA MONTAÑA CANTÁBRICA

El Parque Natural de Los Collados del Asón se encuentra incluido en el dominio Vasco-Cantábrico de la Cordillera Cantábrica (Fig. 1), cadena de plegamiento simple que se desarrolla entre los afloramientos del zócalo pirenaicos, al este, y el Macizo Asturiano.

Los materiales que lo caracterizan, predominantemente calcáreos en facies urgoniense, estructuran una plataforma levemente inclinada hacia el ESE, que se eleva hacia el vecino valle del Miera. La plataforma, de la que sobresalen cumbres de escasa altitud (culminando en el Picón del Fraile, 1618 m), refleja la disposición litológica que está dirigida, esencialmente, por su pertenencia al flanco norte del amplio sinclinal de Villarcayo.

La estructura geológica ha favorecido ese relieve de escasas pendientes en los sectores culminantes del Parque Natural, la plataforma del Asón individualizada, a su vez, por valles cuyos ríos circulan encajados (Miera y Asón). La disposición de los materiales y el relieve que reflejan, ha condicionado a los distintos procesos de erosión que modelaron sus formas.

3. LA IMPORTANCIA DEL MODELADO GLACIO-KÁRSTICO

La plataforma calcárea y su estructura guiaron de manera decisiva los procesos erosivos. La karstificación ha sido muy eficaz y prolongada, desarrollándose un karst profundo en el que predominan redes de amplio desarrollo horizontal, como la que alimenta la surgencia del Gándara desde Bustalveinte, plenamente adaptada al buzamiento ESE, descrita por Degouve y Simonnot (2006). Además, la karstificación superficial ha desarrollado extensos campos de lapiaz, muy guiados por la fisuración, junto a numerosas formas de absorción de muy variados tamaños.

Además, los glaciares pleistocenos se desarrollaron sobre esa plataforma, dando lugar a numerosas formas de abrasión y pulido, mientras la sobreexcavación desarrolló algunos circos, a la vez que profundizó y amplió las depresiones kársticas iniciales. El desarrollo kárstico postglaciar, junto con una dinámica activa de vertientes terminaron de modelar el conjunto.

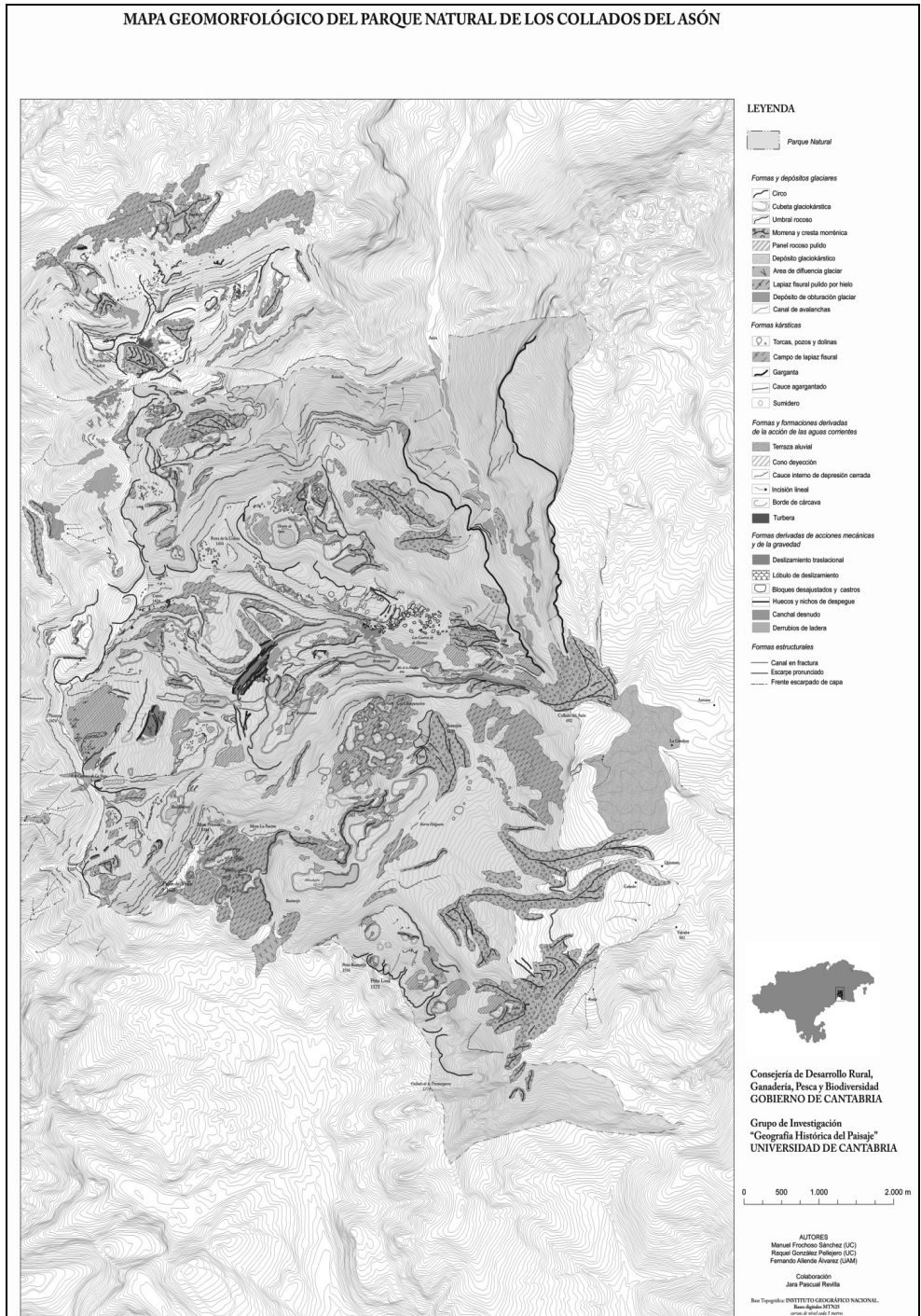


Fig. 2: Mapa geomorfológico del Parque Natural de los Collados del Asón (Cantabria).

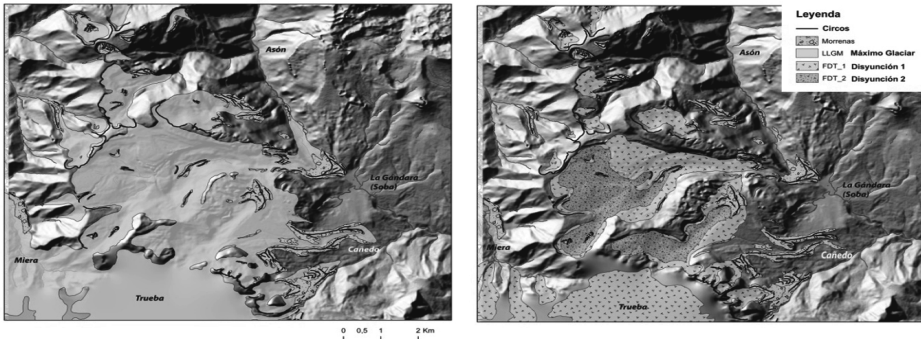


Fig. 3: Desarrollo de los glaciares en su fase de Máximo reciente y los sucesivos avances en el retroceso

4. CARTOGRAFÍA DE LAS FORMAS DE RELIEVE

Con el fin de presentar de modo ordenado los elementos geomorfológicos, hemos desarrollado una cartografía detallada, a escala 1:15.000 (Fig. 2), en la que se pormenorizan formas y depósitos siguiendo los esquemas de representación que, principalmente recoge los sistemas y códigos de representación de la escuela francesa (Tricart, 1971, Joly, 1997) adaptados en sus propuestas por Peña (1997) para nuestro país y ampliados con otras propuestas europeas por Martín Serrano et al. (2004). Sin embargo, hemos simplificado estos modos de representación, tratando de primar los sistemas de erosión kárstica y glaciar, ya que ellos son los que articulan la mayor parte del espacio protegido. A su vez, con ese ánimo de simplificar esta cartografía hemos prescindido en ella de las referencias temporales, ya sean de cronología relativa o absoluta. Pensamos que son elementos que pueden ser objeto de esquemas de representación diacrónica (Fig. 3), o bien de representación esquemática, que no perturben una mirada dirigida y enfocada hacia los aspectos genéticos primordiales.

Agradecimientos

Este trabajo se ha beneficiado de la ayuda económica y de campo prestada por la Consejería de Desarrollo Rural, Ganadería,

Pesca y Biodiversidad del Gobierno de Cantabria, así como del Proyecto del Plan Nacional I+D+I (2008-2011) CSO2009-14116-C03-02 (subprograma GEOG)

REFERENCIAS

- Degouve, P. Simonnot, G. 2006. Cuevas del Alto Asón. *KarstExplo* [Disponible en: <http://www.karstexplo.fr/CuevasAson/CavSecteur9/Gandara.htm>]
- Joly, F. 1997. *Glosaire de Géomorphologie. Base de données sémiologiques pour la cartographie*. Paris: Masson et Armand Colin, 325 p.
- Martín Serrano, A. Salazar, A. Nozal, F. y Suárez, A. 2004. *Mapa geomorfológico de España. Escala 1:50.000: Guía para su elaboración*. Madrid, IGME, 128 p.
- Sellier, D. 2009. La vulgarisation du patrimoine géomorphologique: objets, moyens et perspectives. *BAGF*, 1, 67-81.
- Tricart, J. 1971. Normes pour l'établissement de la carte géomorphologique détaillée de la France. *Mémoires et Documents*, 12, 37-105
- Peña, J.L. (Ed.). 1997. *Cartografía geomorfológica básica y aplicada*. Logroño: Geoforma Ediciones, 277.

SESIÓN II. PROCESOS DE LADERA Y MOVIMIENTOS EN MASA

AUSCULTACIÓN DE CORRIENTES DE DERRUBIOS EN EL BARRANCO EL REBAIXADER, PIRINEO CENTRAL. PRIMERAS EXPERIENCIAS PARA UN SISTEMA DE ALERTA TEMPRANA Y ALARMA. C. Abancó, M. Hürlimann, J. Moya. **Debris-flow monitoring in the Rebaixader torrent, Central Pyrenees. First experiences for an early warning and alarm system.**

MOVIMIENTOS DE LADERA ASOCIADOS A LAS LLUVIAS DE JUNIO DE 2010 EN ASTURIAS: UMBRALES PARA SU DESENCADENAMIENTO. M.J. Domínguez-Cuesta, L. Francos Garrote, M. Jiménez-Sánchez. **Landslides linked to rainfall of June 2010 in Asturias: Triggering thresholds.**

DETERMINACIÓN DE UMBRALES PLUVIOMÉTRICOS PARA LA REACTIVACIÓN DE GRANDES DESLIZAMIENTOS MEDIANTE CURVAS ROC. G. Domènech, J. Corominas, J. Moya. **Determination of rainfall thresholds to reactivate large landslides by means of ROC curves.**

ANÁLISIS SIMPLIFICADO DEL POTENCIAL DE REACTIVACIÓN DE COLADAS DE TIERRA. J. Moya, M. Hürlimann, M. Jiménez. **A simplified analysis of the reactivation potential of mudslides.**

MODELLING THE LONG TERM EVOLUTION OF ROCKY COASTS IN CENTRAL PORTUGAL. M. Neves, J.L. Zêzere, C. Henriques, R. Garcia, S. Oliveira, A. Piedade. **Modelización de la evolución a largo plazo de las costas rocosas en el litoral centro de Portugal.**

RECONSTRUCCIÓN DE LA FRECUENCIA DE CORRIENTES DE DERRUBIOS EN EL BARRANCO DE ERILL (LLEIDA). C. Raïmat, M. Hürlimann, J. Corominas, R. Luis-Fonseca, J. Moya. **Reconstruction of debris-flow frequency in the Erill Torrent (Lleida-Spain).**

AVANCES METODOLÓGICOS PARA LA CARACTERIZACIÓN VOLUMÉTRICA DE CONOS ALUVIALES ALPINOS. J. Losada Gómez, L. Schulte. **Methodological approaches for the volumetric determination of Alpine alluvial cones.**

INFLUENCIA DE LAS PROPIEDADES EDÁFICAS Y DE LA VEGETACIÓN EN EL COMPORTAMIENTO HIDROLÓGICO DE UNA PEQUEÑA CUENCA FORESTAL DE LA MONTAÑA MEDIA PIRENAICA. M.P. Serrano-Muela, D. Regüés. **Influence of soil properties and vegetal cover on hydrological behavior of a small forested catchment in the mid-mountain Pyrenees.**

INFLUENCIA DEL MACIZO ROCOSO EN LA GÉNESIS DE LOS FUTUROS DESPRENDIMIENTOS DEL ÁREA DE AJANEDO-MERILLA. CANTABRIA. G. Fernández-Maroto, A. González-Díez, M. Doughty, J. Remondo, P. Martínez-Cedrún, J.R. Díaz de Terán, V. Bruschi, J. Bonachea, A. Cendrero. **Rock mass influence in the occurrence of future rock falls in the Merilla-Ajanedo area. Cantabria.**

LA INFLUENCIA DE LA TUBIFICACIÓN EN LA GÉNESIS DE DESLIZAMIENTOS ORIGINADOS POR LLUVIAS INTENSAS. A. González Díez, G. Fernández-Maroto, M. Doughty, P. Martínez-Cedrún, J. Remondo, V.M. Bruschi, J. Bonaecha, J.R. Díaz de

Terán, A. Cendrero. **The influence of piping on the occurrence of landslides triggered by intensive rainfalls.**

MODELO HEURÍSTICO DE SUSCEPTIBILIDAD POR INESTABILIDADES SUPERFICIALES REALIZADO A ESCALA REGIONAL. ESTIMACIÓN DE BONDAD CON DATOS DE CAMPO. R. Menendez-Duarte, J. Marquínez. **Heuristic shallow landslide susceptibility model at a regional scale. Accuracy estimation using field data.**

LANDSLIDE INVENTORIES: HOW EVENT LANDSLIDE DATABASES CONTRIBUTE TO THE EVALUATION OF UNCERTAINTY ASSOCIATED WITH HISTORICAL LANDSLIDE INVENTORIES. S. C. Oliveira, J.L. Zêzere, R.A.C. Garcia. **Inventarios de deslizamientos: Como las bases de datos de deslizamientos pueden contribuir a evaluar la incertidumbre asociada a los inventarios de deslizamientos históricos.**

PROCESOS DE LADERA EN UN ESPACIO LITORAL PROTEGIDO. O. Ormaetxea, E. Díaz, A. Sáenz de Olazagoitia. **Slope processes in a protected coastal area.**

EMPIRICALLY-BASED RAINFALL THRESHOLDS FOR DEBRIS FLOW OCCURRENCE IN THE NORTH OF PORTUGAL. S. Pereira, J.L. Zêzere. **Umbral de lluvia empíricos para la ocurrencia de corrientes de derrubios en el Norte de Portugal.**

ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO Y GEOTÉCNICO DEL ACANTILADO DE FUENTE DEL GALLO (CONIL DE LA FRONTERA, CÁDIZ). F.J. Gracia, G. Battocletti, G. Anfuso. **Geomorphology and Geotechnical Analysis of the Fuente del Gallo cliff (Conil de la Frontera, Cadiz).**

MOVILIZACIÓN DEL SUELO EN LADERAS AGRÍCOLAS: IDENTIFICACIÓN DE PROCESOS MEDIANTE EL RADIODAZADOR ^{137}Cs . L. Gaspar, A. Navas, J. Machín. **Soil mobilization on agricultural hillslopes: Identification of soil processes by fallout ^{137}Cs .**

SPATIO-TEMPORAL LITTER AND ASH EROSION IN A SLOPE AREA, IMMEDIATELY AFTER A GRASSLAND FIRE IN LITHUANIA. X. Ubeda, P. Pereira, D. Vaitkute, V. Cepanko, N. Pundyte, M. Pranskevičius. **Erosión de hojarasca y cenizas en el espacio y tiempo en una pendiente en el periodo inmediato al incendio.**

RELATIONSHIP BETWEEN THE MORPHOTECTONIC CONTEXT AND THE LOCATION OF LANDSLIDES ALONG THE FORNELO VALLEY, AMARANTE-PORTUGAL. A. Gomes, H. Teixeira. **La relación entre el contexto tectónico y la localización de los deslizamientos de laderas en el valle del río Fornelo, Amarante - Portugal.**

AUSCULTACIÓN DE CORRIENTES DE DERRUBIOS EN EL BARRANCO EL REBAIXADER, PIRINEO CENTRAL. PRIMERAS EXPERIENCIAS PARA UN SISTEMA DE ALERTA TEMPRANA Y ALARMA

Debris-flow monitoring in the Rebaixader torrent, Central Pyrenees. First experiences for an early warning and alarm system

C. Abancó ⁽¹⁾, M. Hürlimann ⁽¹⁾, J. Moya ⁽¹⁾

(1) Dpto. Ing. del Terreno, Cartográfica y Geofísica, Universitat Politècnica de Catalunya. C/Jordi Girona, 1-3, Campus Nord, Edificio D2, 08034 Barcelona; claudia.abanco@upc.edu

Abstract: A debris-flow monitoring system was installed in August 2009 at the Rebaixader torrent (Central Pyrenees). One of the goals of this system is the definition of thresholds for the implementation of an early warning system (based on rainfall thresholds) and alarm (based on the ground vibration). The monitoring system incorporates several types of sensors, including four geophones, which record the ground vibration induced by the debris-flows, and a rain gauge to measure the precipitation in the catchment. On the one hand, the first results point that the ground vibration induced by debris flows depends on several factors and the definition of a threshold is a complex task. However, it has been possible to considerably reduce the false alarms detected by the monitoring system. On the other hand, the rainfall analysis showed that the threshold values obtained until the moment are similar to previous studies.

Palabras clave: corriente de derrubios, auscultación de laderas, sistemas de alerta y alarma, Pirineos

Key words: debris flow, slope monitoring, warning and alarm systems, alarm, Pyrenees

1. INTRODUCCIÓN

Los procesos torrenciales, como los flujos de derrubios o los flujos hiperconcentrados, son algunos de los fenómenos más peligrosos que ocurren en áreas montañosas, dado que pueden provocar importantes pérdidas económicas y, en algunos casos, víctimas, como en el caso de Biescas, ocurrido en 1996.

Los datos obtenidos en las estaciones de auscultación son de gran importancia para el estudio del desencadenamiento, comportamiento dinámico y deposición de este tipo de flujos. Existen varias estaciones de auscultación a nivel mundial: en los Alpes Europeos (e.g. Marchi et al. 2002; Hürlimann et al. 2003a) y en otras partes del mundo (e.g. La Husen 2005).

La instalación de sistemas de alerta temprana y de sistemas de alarma (EWAS en sus siglas en inglés) es un aspecto importante para la mitigación del riesgo generado por los procesos torrenciales. Los sistemas de alerta temprana permiten advertir a las personas potencialmente

afectadas unas horas o incluso algunos días antes de un posible evento. Los trabajos recientes presentan sistemas de alerta temprana basados en umbrales de lluvia (Aleotti 2004; Salameh et al. 2009; Baum and Godt 2010; Brunetti et al. 2010; Tiranti y Rabuffetti 2010). Por otra parte, los sistemas de alarma informan del peligro inminente mediante señales ópticas o acústicas (p.ej. un semáforo o una sirena). No obstante, existen pocas publicaciones sobre este tipo de sistemas (Besson et al. 2007; Arattano y Marchi 2008; Kung et al. 2008; Badoux et al. 2009).

En este trabajo se presentan los resultados obtenidos durante los dos primeros años en la estación de El Rebaixader y se examinan sus posibles implicaciones para la definición de futuros sistemas de alerta temprana y de alarma.

2. ZONA ESTUDIO

El barranco de El Rebaixader se encuentra en el Pirineo Central, a 1 km de la

población de Senet (Fig. 1). El sustrato geológico está formado por pizarras, recubiertas por un till, en el que se sitúa el área fuente de las corrientes de derrubios.

El régimen de precipitaciones de la zona de estudio está fuertemente influenciado por dos factores: la relativa proximidad al Mar Mediterráneo y el efecto orográfico de la propia cordillera. Un trabajo previo mostró la existencia de dos patrones de lluvias desencadenantes de corrientes de derrubios en esta área (Hürlimann et al. 2003b): lluvias convectivas de verano, de alta intensidad y corta duración (180 a 200 mm en 24 a 48 horas), y lluvias de otoño/invierno de intensidad moderada y de larga duración.

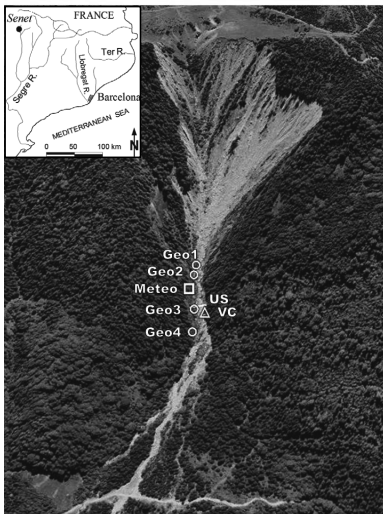


Fig. 1. Situación del barranco de El Rebaixader (Senet).

3. SISTEMA DE AUSCULTACIÓN

3.1. Aspectos generales

Los sensores instalados en el barranco de El Rebaixader se pueden agrupar en tres conjuntos: 1) una estación de sensores meteorológicos, usados para el análisis de las condiciones de formación de las corrientes de derrubios, 2) una estación de flujo, en las que los sensores permiten observar el comportamiento dinámico de las corrientes y 3) una estación de sensores que controlan la infiltración en el área

fuente de las corrientes (instalada en 2012). En este trabajo se presentan datos obtenidos en las dos primeras estaciones.

3.2. Estación meteorológica

Está situada próxima a la parte superior de la zona de canal (entre Geo2 y Geo3, Fig. 1). Los sensores son un pluviómetro de cazoletas (con una resolución de 0.1 mm) y un termómetro. El registro se realiza cada 5 minutos mediante un datalogger que es alimentado por una placa solar y con el que se establece comunicación mediante un módem GSM para la descarga de datos.

3.3. Estación de flujo

La estación consiste en cuatro geófonos, que miden la vibración del terreno generada por las corrientes, un sensor de ultrasonidos, que mide el calado del flujo, y una videocámara, que permite identificar el tipo de fenómeno que ha disparado el sistema y, en especial, detectar las falsas alarmas (Fig. 1). Su objetivo es detectar la ocurrencia de los flujos torrenciales, registrar su movimiento e identificar su tipología. La frecuencia de medición es de 1 Hz, y se realiza mediante un equipo de registro y de comunicación similar al de la estación meteorológica. La señal original de los geófonos (voltaje) es transformada “in situ” a impulsos por segundo, lo que permite reducir muy considerablemente la cantidad de datos a almacenar y a tratar, y simplifica mucho el proceso de análisis. Cuando los geófonos superan un umbral de vibración se activan el resto de sensores de la estación: el sensor de ultrasonidos y la videocámara.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. Análisis de la vibración del terreno

Durante los tres primeros años de instrumentación (desde Mayo de 2009 a Noviembre de 2011), se han registrado 293 “eventos” en los geófonos, de los cuales 261 se han identificado como falsas alarmas (producidas mayormente por

desajustes del sistema mientras éste se ponía a prueba). Las falsas alarmas, que eran muy abundantes durante los primeros meses de auscultación, han sido reducidas drásticamente gracias a una constante mejora del sistema. Aparte del filtrado de falsas alarmas se ha podido hacer una distinción de tipos de procesos, gracias a la comparación de los datos de geófonos con los del sensor de ultrasonidos y de la videocámara.

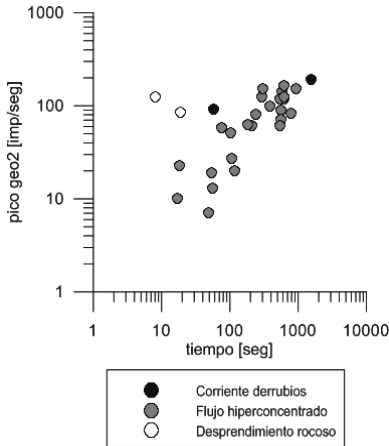


Fig. 2. Duración de la vibración vs. valor máximo de IMP/sec medido por el geófono 2, distinguiendo entre diferentes tipos de procesos.

Los distintos tipos de procesos presentan unos patrones concretos en la señal de vibración, tal y como puede verse en la Fig. 2. La relación entre la duración y la intensidad de la vibración está todavía en estudio, aunque los resultados disponibles sugieren su uso potencial en un sistema de alarma que permitiría detectar la ocurrencia de diversos tipos de fenómenos.

A pesar de su importancia, la definición de la vibración crítica es una tarea compleja, ya que el registro de los geófonos está influenciado por varios factores locales (el sistema de fijación al terreno, el tipo de terreno – suelo o roca-, y la distancia a la corriente). Sólo unos pocos autores, como Badoux et al. (2009) en los Alpes suizos, han publicado umbrales del mismo tipo para sistemas de alarma.

4.2. Análisis de las lluvias críticas

Los valores críticos de lluvia, que originan las corrientes de derrubios y flujos hiperconcentrados, pueden separarse en dos grupos: lluvias producidas en horas y/o días previos a la rotura (lluvia antecedente) y el episodio lluvioso propiamente, durante el cual se produce la rotura (lluvia de evento). A partir de los datos disponibles hasta el momento en la cuenca de El Rebaixader, la lluvia antecedente no tiene una influencia clara. No obstante, sí hay indicios sobre la influencia de la rápida fusión de nieve en la zona de rotura (Hürlimann et al. 2010). Ésta relación se está estudiando en profundidad actualmente en la cuenca del Rebaixader. Las lluvias de evento duran pocas horas y, según los datos registrados en nuestra estación meteorológica, presentan altas intensidades (entre 5 y 50 mm/h). Debido a su corta duración es muy importante el registro con una frecuencia alta (cada 5 minutos). Gracias a estos datos se ha podido observar que las intensidades cinco-minutales pueden llegar a ser muy elevadas (próximas a 100 mm/h).

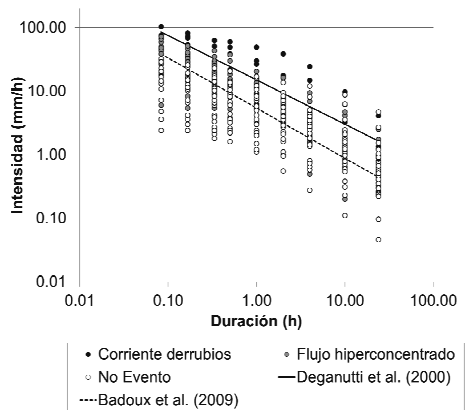


Fig. 3. Gráfico de Intensidad-Duración de las lluvias críticas observadas en El Rebaixader y comparación con umbrales publicados.

Las lluvias críticas registradas en El Rebaixader durante el período 2009-2011,

coinciden relativamente bien con algunos de los umbrales a escala de cuenca publicados por Badoux et al. (2009) en Illgraben (Suiza) o Deganutti et al. (2000) en Moscardo (Italia) (Fig.3). No obstante, con los datos disponibles hasta el momento, todavía no se ha podido establecer un umbral de lluvia crítica desencadenante de cada tipo de proceso.

5. CONCLUSIONES

La experiencia obtenida en el sistema instalado en el barranco de El Rebaixader sugiere que un EWAS de flujos torrenciales debería consistir en dos partes: 1) un módulo de alerta temprana enfocado a la lluvia crítica, y 2) un módulo de alarma enfocado a la vibración del suelo.

En otras cuencas se utilizan umbrales de lluvia como sistema de alerta temprana, pero todavía presentan muchas incertidumbres. El registro de geófonos está muy influenciado por el emplazamiento de los sensores, aunque los resultados muestran que se puede definir un umbral razonable a partir de la intensidad y la duración de la vibración.

En la cuenca de El Rebaixader, la base de datos disponible es todavía insuficiente para definir umbrales fiables de lluvia y de vibración.

Agradecimientos

El estudio ha sido financiado por el MINECO (proyectos DEBRISCATCH, CGL2008-00299/BTE y DEBRISTART, CGL2011-23300).

REFERENCIAS

Aleotti, P. 2004. A warning system for rainfall-induced shallow failures. *Engineering Geology* 73 (3-4), 247-265

Arattano, M. y Marchi, L. 2008. Systems and Sensors for Debris-flow Monitoring and Warning. *Sensors* 8 (4), 246-2452

Badoux, A., Graf, C., Rhyner, J., Kuntner, R. y McArdell, B. 2009. A debris-flow alarm system for the Alpine Illgraben catchment: design and performance. *Natural Hazards*, 517-539

Baum, R.L. y Godt, J.W. 2010. Early warning of rainfall-induced shallow landslides and debris flows in the USA. *Landslides* 7 (3), 259-272

Besson, B., Eiriksson, G., Thorarinnsson, O., Thorarinnsson, A. y Einarsson, S. 2007. Automatic detection of avalanches and debris flows by seismic methods. *Journal of Glaciology* 53 (182), 461

Brunetti, M.T., Peruccacci, S., Rossi, M., Luciani, S., Valigi, D. y Guzzetti, F. 2010. Rainfall thresholds for the possible occurrence of landslides in Italy. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 10 (3), 447-458

Deganutti, A.M., Marchi, L. y Arattano, M. 2000. Rainfall and debris-flow occurrence in the Moscardo basin (Italian Alps). En Wieczorek, G.F. y Naeser N.D. (Eds.): *Debris-Flow Hazards Mitigation*. Balkema. 67-72

Hürlimann, M., Rickenmann, D. y Graf, C. 2003a. Field and monitoring data of debris-flow events in the Swiss Alps. *Canadian Geotechnical Journal* 40 (1), 161-175

Hürlimann, M., Corominas, J., Moya, J. y Copons, R. 2003b. Debris-flow events in the Eastern Pyrenees. Preliminary study on initiation and propagation. En Rickenmann, D. y Chen, C. (Eds.): *3rd Int. Conf. on Debris-Flow Hazards Mitigation*. Davos, 115-126

Hürlimann, M., Abancó, C. y Moya, J. 2010. Debris-flow initiation affected by snowmelt. Case study of the Senet monitoring site, Eastern Pyrenees, *Mountain Risks: Bringing Science to Society*, Florence, Italy, 81-86

Kung, H.Y., Ku, H.H., Wu, C.I. y Lin, C.Y. 2008. Intelligent and situation-aware pervasive system to support debris-flow disaster prediction and alerting in Taiwan. *Journal of Network and Computer Applications* 31 (1), 1-18

La Husen, R. 2005. Debris-flow instrumentation. En Jakob, M. y Hungr, O. (Eds.): *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Springer, Berlin, 291-304

Marchi, L., Arattano, M. y Deganutti, AM. 2002. Ten years of debris-flow monitoring in the Moscardo Torrent (Italian Alps). *Geomorphology* 46 (1-2), 1-17

Salameh, T., Zêzere, J. y Trigo, R. 2009. Development of an early warning system for precipitation triggered landslides in Portugal, *EGU General Assembly 2009. Geophysical Research Abstracts*, Vienna, 2458

Tiranti, D. y Rabuffetti, D. 2010. Estimation of rainfall thresholds triggering shallow landslides for an operational warning system implementation. *Landslides* 7 (4), 471-481

MOVIMIENTOS DE LADERA ASOCIADOS A LAS LLUVIAS DE JUNIO DE 2010 EN ASTURIAS: UMBRALES PARA SU DESENCADENAMIENTO

Landslides linked to rainfall of June 2010 in Asturias: Triggering thresholds

M.J. Domínguez-Cuesta ⁽¹⁾, L. Francos Garrote ⁽¹⁾, M. Jiménez-Sánchez ⁽¹⁾

(1) Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, C/Arias de Velasco s/n 33005 Oviedo, España. mjdominguez@geol.uniovi.es

Abstract: In June 2010, between 7th and 17th, an episode of heavy rainfall (over 450 mm of accumulated rainfall) took place in Asturias (N Spain). Several landslides were reported in the regional media related to this episode. This paper presents an example of using press archives as a record of landslides, whose spatial and temporal triggering can be characterized by comparison with precipitation records. ArcGIS 9.2. has been used to manage landslides and precipitation data, from 75 weather stations of the Spanish Meteorological Agency (AEMET), which has allowed the identification of the existence of two distinct precipitation events, from 7th to June 13th and from 14th to 17th June, with maximum 24h precipitation values of 190 mm on 9th and 123 mm on the 15th, respectively. The first landslide occurred after three days of rain, and 66% of landslides took place after values of accumulated rainfall greater or equal to 200 mm.

Palabras clave: movimientos de ladera, lluvias, umbrales de desencadenamiento, prensa, Asturias.

Key words: landslides, rainfall, triggering threshold, press, Asturias.

1. INTRODUCCIÓN

La mitigación del riesgo asociado a los movimientos de ladera supone, por un lado, determinar espacialmente su distribución, mediante la realización de mapas de susceptibilidad y, por otra parte, acotar su ocurrencia temporal teniendo en cuenta los factores que pueden actuar como desencadenantes.

La precipitación es uno de los factores desencadenantes de inestabilidades de ladera, por ello, el volumen caído así como la duración, distribución y fluctuaciones en intensidad de los aguaceros cobran gran importancia en el estudio del riesgo ligado a los deslizamientos (Guzzetti et al., 2008). Así pues, es posible llevar a cabo un acercamiento al aspecto temporal mediante análisis de series temporales de datos climáticos y de inestabilidades que permitan establecer umbrales para su desencadenamiento (Corominas, 2000; Crosta y Frattini, 2003).

Los archivos de prensa presentan un registro ordenado de las inestabilidades de ladera, que se puede considerar sistemático a pesar del lógico sesgo impuesto por el

hecho de que se reflejen principalmente aquellas inestabilidades de áreas antropizadas que hayan sufrido daños. Pese a sus limitaciones han demostrado ser útiles como registro de eventos meteorológicos y eventos de inestabilidad asociados a ellos (Domínguez-Cuesta, et al. 1999).

Entre los días 7 y 17 de Junio de 2010 se registró en Asturias un periodo extraordinario de lluvias intensas en relación al cual se desencadenaron numerosas inestabilidades de ladera, muchas de las cuales generaron daños materiales, lo que provocó que se reflejaran en la prensa regional.

El trabajo que se presenta a continuación muestra la utilidad de estos archivos de prensa como fuente de datos para establecer umbrales de precipitación a partir de los cuales comienzan a desencadenarse los movimientos.

2. METODOLOGÍA

La metodología desarrollada en este trabajo ha supuesto la realización de las tareas que se detallan a continuación.

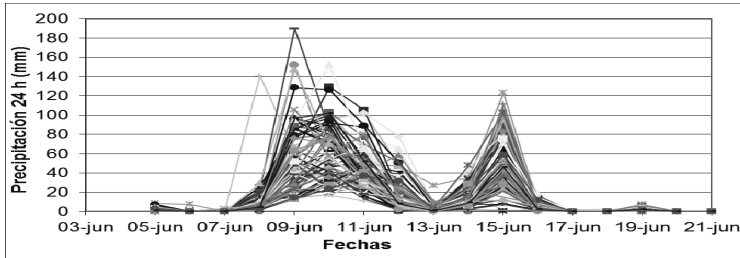


Fig. 1: Registro de precipitaciones en las estaciones meteorológica de Asturias (AEMET) entre el 3 y el 21 de Junio de 2010.

2.1. Recopilación de datos de prensa y digitalización de las inestabilidades

Para el período comprendido entre el 1 y el 31 de junio de 2010 se realizó una recopilación y estudio de fuentes bibliográficas en la hemeroteca digital de los tres principales periódicos regionales: La Nueva España, La Voz de Asturias y El Comercio. La información de las noticias recopiladas fue sintetizada en fichas almacenadas en una base de datos elaborada mediante el software de Sistemas de Información Geográfica, SIG, ArcGIS 9.2. Ello permitió representar espacialmente las inestabilidades a partir de la información aportada por las noticias.

2.2. Recopilación y tratamiento de datos pluviométricos

Los datos de precipitación utilizados para el período estudiado corresponden a los registros de 75 estaciones pluviométricas que la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) posee en Asturias. Los datos de lluvia caída en 24 horas se introdujeron en el SIG y, a partir de ellos, mediante el método determinístico de interpolación espacial *Inverse Distance Weighting* se realizaron, para todo el territorio asturiano, mapas diarios de precipitación interpolada y mapas de precipitación acumulada.

2.3. Cruce y análisis de la información

Una vez obtenidos los mapas de distribución de precipitación e inestabilidades se cruzaron entre sí para cada deslizamiento. poder obtener los valores, tanto de

precipitación diaria como acumulada, para

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La prospección en la prensa dio como resultado el hallazgo de 106 noticias relacionadas con otras tantas inestabilidades ocurridas entre el 10 y el 29 de Junio de 2010. Ello supone un ratio de hallazgos para los 31 días revisados de 1,15.

La información suministrada en las noticias ha permitido ubicar los deslizamientos tanto espacial como temporalmente, con un grado de precisión que permite establecer correlaciones espaciales y temporales.

3.1. Datos de precipitación

El análisis de la distribución de las precipitaciones ha permitido observar la existencia de dos eventos lluviosos bien diferenciados: el primero entre los días 7 y 13 de Junio y el segundo entre el 14 y el 17 de junio de 2010 (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**).

Durante el primer evento el máximo registrado de lluvia en 24 horas corresponde la estación de Taramundi (occidente de Asturias) el día 9 de Junio con 189,8 mm. El máximo del segundo evento se registró en Buferrera (oriente asturiano) el día 15 de Junio, con 123 mm. Por lo que respecta a las precipitaciones acumuladas, en el primer evento se alcanza un valor de 404,8 mm en Oneta y en el segundo es de 164,7 mm en Buferrera. Por

lo tanto, el primer evento es superior tanto en intensidad como en duración al segundo.

3.2. Relación de las inestabilidades con las precipitaciones

Aunque, de modo general, son diversos los factores que intervienen en la ocurrencia de inestabilidades y quedarse con la precipitación exclusivamente puede resultar simplista, bien es cierto que la aparición espacio-temporal de las inestabilidades de Junio de 2010 en Asturias presenta una buena correlación con la trayectoria seguida por la borrasca. Así, durante el primer evento las inestabilidades se concentran fundamentalmente en la parte centro-occidental más próxima a la costa con un total de 46 inestabilidades registradas en la prensa (Fig. 2a).

Las primeras ocurren el día 10 de Junio, tras tres días de lluvias intensas. Ese día, se registran en total 8 inestabilidades, con una precipitación máxima acumulada de 280 mm, en la estación de Vegadeo.

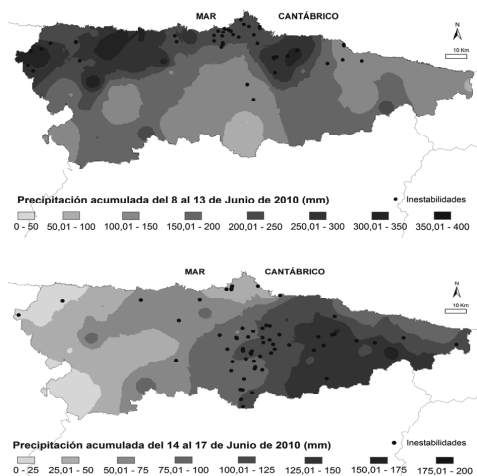


Fig. 2. Superior, inestabilidades registradas frente a las lluvias acumuladas durante el primer evento. Inferior, inestabilidades registradas frente a las lluvias acumuladas durante el segundo evento.

Durante el segundo evento, a pesar de que el volumen de precipitación acumulada fue menor, se desencadenaron 60 inestabilidades, mayoritariamente en la parte centro-oriental de la región (2b). En este caso las precipitaciones fueron de menor intensidad (123 mm de precipitación máxima en 24 horas registrados el 15 de Junio), por lo que la aparición de un mayor número de inestabilidades puede deberse a la sobresaturación del suelo después de días de intensas precipitaciones. El 14 de Junio fue el día en el que más inestabilidades se desarrollaron (25 de 106).

A partir de los mapas de precipitación interpolada ha sido posible obtener, para cada punto de inestabilidad, el valor de precipitación del día anterior y del mismo día de ocurrencia del movimiento (Fig. 3).

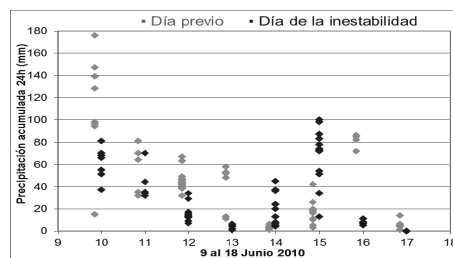


Fig. 3: Precipitaciones registradas en los puntos deslizados el día anterior y el propio día de la inestabilidad.

En la Fig. 3 se observa como la máxima precipitación (176 mm) se registra el día 9, comenzando a producirse inestabilidades a partir del día 10. El 95% de los puntos desestabilizados entre el 10 y el 13 de Junio recibieron más volumen de precipitación el día anterior que el propio día en que se produce la inestabilidad. El 76% de ellas se producen con valores inferiores a 40 mm de precipitación el propio día de la inestabilidad. Desde el día 9 hasta el 13, el volumen de lluvias va descendiendo, para volver a incrementarse a partir del 14, día en el que comienza el segundo evento lluvioso y en que se producen el 24% del total de inestabilidades.

Durante este segundo evento, las lluvias del propio día en que se produce el deslizamiento son superiores a las del día previo para el 70% de las inestabilidades, si bien las inestabilidades de los días 16 y 17 parecen estar más influenciadas por las precipitaciones del día anterior, llegando a producirse inestabilidades en puntos sin lluvia el mismo día, como ocurre el día 17. Durante los días 14 y 15 de Junio más de la mitad de las inestabilidades (56%) se produjeron con precipitaciones inferiores a los 40 mm. Este dato inferior a otros umbrales previos (60 mm diarios en Domínguez-Cuesta et al., 1999) se justificaría por el estado empapado del suelo tras varios días lloviendo.

En la Fig. 4 se observa como el 66% de las inestabilidades aparece a partir de los 200mm de lluvia acumulada. En concreto, un 44% tiene lugar en el intervalo de 200-250 mm de precipitación acumulada y un 22% por encima.

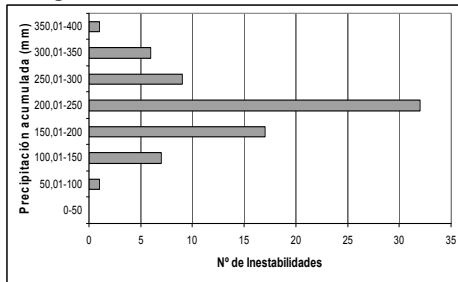


Fig. 4: Número de inestabilidades registradas en relación al volumen de precipitaciones acumuladas hasta la fecha del movimiento en el punto desestabilizado.

A pesar de las limitaciones que pueden presentar los archivos de prensa, la comparación entre la distribución de los eventos de inestabilidad registrados en la prensa y la distribución de precipitaciones (lluvia en 24 horas y lluvia acumulada) revela la influencia del estado de saturación del suelo en el desencadenamiento de inestabilidades. Es decir, que no sólo influye la intensidad sino también la duración del aguacero, como ya

ha sido puesto de manifiesto en trabajos previos (Corominas, 2000; Crosta y Frattini, 2003; Guzzetti et al., 2008).

4. CONCLUSIONES

La prensa constituye un registro sistemático de inestabilidades de ladera que, para el caso de las desencadenadas en relación a las lluvias de Junio de 2010 en Asturias, ha permitido relacionar su aparición espacial y temporal con la distribución de las precipitaciones. Las primeras inestabilidades aparecen tras tres días de lluvias, con una precipitación máxima en 24 horas menor a 80 mm y con un volumen de lluvia acumulada de 280mm. Más del 66% de los deslizamientos ocurren a partir de valores de precipitación acumulada de 200 mm. El desencadenamiento de las inestabilidades esta relacionado con el grado de saturación del suelo. Así, el 95% de los puntos desestabilizados entre el 10 y el 13 de Junio recibieron más volumen de precipitación el día anterior que el propio día en que se produce la inestabilidad. El 70% de los puntos desestabilizados después de 6 días lloviendo recibieron mayor volumen de precipitación el mismo día de su ocurrencia que el día previo.

REFERENCIAS

Corominas, J. 2000. Landslides and climate. En Bromhead, E., Dixon, N. y Ibsen, M.L. (Eds.): *Keynote lecture of Proceedings of the 8th International Symposium on Landslides*. Balkema, Cardiff, Wales, 1-33.

Crosta, G.B., Frattini, P. 2003. Distributed modelling of shallow landslides triggered by intense rainfall. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 3 (1-2), 81-93.

Domínguez-Cuesta, M.J., Jiménez-Sánchez, M., y Rodríguez-García, A. 1999. Press archives as temporal records of landslides in the North of Spain: relationships between rainfall and instability slope events. *Geomorphology* 30 (1-2), 125-132.

Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M. y Stark, C.P. 2008. The rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows: an update. *Landslides* 5, 3-17.

DETERMINACIÓN DE UMBRALES PLUVIOMÉTRICOS PARA LA REACTIVACIÓN DE GRANDES DESLIZAMIENTOS MEDIANTE CURVAS ROC

Determination of rainfall thresholds to reactivate large landslides by means of ROC curves

G. Domènech ⁽¹⁾, J. Corominas ⁽¹⁾, J. Moya ⁽¹⁾

(1) Departamento de Ingeniería del Terreno, E.T.S. Ingenieros de Caminos, Universidad Politécnica de Cataluña, Jordi Girona 1-3 Edificio D-2, 08034 Barcelona, España, guillem.domenech@upc.edu

Abstract: Rainfall is a well known trigger of landslides in many regions in the world. Many previously published studies have focused on determining the critical rainfall threshold responsible for the slope failures occurrence and/or landslide reactivations. However, establishing rainfall thresholds is difficult when the exact date of the failure is unknown. In the Tremp Basin (Eastern Pyrenees), dendrogeomorphology has been used to identify recent landslide events with an accuracy of a year and a ROC curve analysis has been performed in order to define possible rainfall thresholds. Even though a direct relationship between the accumulated rainfall and landslide occurrence has not been found, the contingency tables prepared using different threshold rainfall values have allowed the establishment of a relationship between the daily rainfall and the antecedent rain. The lack of a full predictive capability of the threshold indicates that this must be refined and validated with additional data.

Palabras clave: deslizamientos traslacionales, umbral pluviométrico, dendrogeomorfología, curvas ROC

Key words: translational landslides, rainfall threshold, dendrogeomorphology, ROC curves

1. INTRODUCCIÓN

La lluvia es el factor desencadenante de deslizamientos más frecuente. Contribuye al aumento de las presiones de agua en el suelo (Campbell, 1975) y a la reducción de las tensiones efectivas y la consiguiente disminución de la resistencia del terreno, favoreciendo su rotura. La intensidad de la lluvia, las propiedades hidráulicas del suelo, el contenido previo de agua y la historia de lluvias son factores que condicionan la rotura (Wieczorek, 1996).

Un umbral es un nivel de referencia que se necesita para que un proceso tenga lugar o un estado cambie (White et al., 1996). Para deslizamientos inducidos por lluvias, el umbral desencadenante se puede definir por la cantidad de lluvia, humedad del suelo o condiciones hidrológicas necesarias para generar la rotura de la ladera (Guzzetti et al., 2008). Los umbrales pueden establecerse con diversos criterios: lluvia total acumulada (Campbell, 1975); relación lluvia total acumulada y duración de la misma (Canon y Ellen, 1985); relación

lluvia acumulada e intensidad (Jibson, 1989); relación intensidad y duración (Guzzetti et al., 2008) siendo esta última la más utilizada. Estas relaciones son la base de algunos sistemas de alerta temprana (Aleotti, 2004). En algunas áreas, esta posibilidad está limitada por la falta de un adecuado sistema de auscultación y la disponibilidad de datos fiables (Sengupta et al., 2010).

Para establecer umbrales de lluvias desencadenantes de deslizamientos se utilizan dos tipos de aproximaciones: (a) modelos de análisis de estabilidad acoplados con modelos hidrológicos calculan el factor de seguridad de la ladera a partir de las propiedades del suelo y la cantidad de lluvia infiltrada (p.ej. Iverson, 2000); (b) relaciones empíricas basadas en el estudio de eventos de lluvias que han provocado deslizamientos en el pasado. Estos umbrales no solo tienen en cuenta el evento de lluvia sino también las condiciones antecedentes (Guzzetti et al., 2008).

2. OBJETIVOS

La mayoría de trabajos referenciados en la literatura científica, establecen los umbrales de lluvias desencadenantes a partir de inventarios de deslizamientos, en los que se conoce el instante o la fecha de rotura con más o menos aproximación así como la lluvia registrada hasta este momento.

Lamentablemente, en muchas regiones no se dispone de un inventario completo de deslizamientos con los que establecer umbrales. Como alternativa, si las condiciones son favorables, se pueden reconstruir series de deslizamientos mediante técnicas de datación y, en particular, con la dendrogeomorfología (Corominas y Moya, 1999). La precisión con la que se identifican eventos de rotura o reactivación en las series reconstruidas suele ser de un año. A pesar de ser una precisión muy buena no es suficiente para establecer relaciones directas con los eventos desencadenantes.

En este trabajo se propone un método para determinar la posible fecha de reactivación de los deslizamientos y el establecimiento de una lluvia umbral. Se han analizado posibles umbrales considerando distintos valores de lluvias acumuladas y diversas relaciones de intensidad-duración. El desempeño de los umbrales se ha evaluado mediante curvas ROC (Receiver Operating Characteristics, Fawcett, 2006), las cuales permiten clasificar los umbrales obtenidos en función del índice de aciertos y de falsas alarmas. Las series de reactivaciones de deslizamientos con las que hemos trabajado se encuentran en la Cuenca de Tremp (Pirineo Oriental) y han sido reconstruidas mediante datación dendrológica. Los tipos de deslizamientos analizados consisten en deslizamientos traslacionales y coladas de tierra.

3. METODOLOGÍA

Los pasos a seguir para llevar a cabo este trabajo son: a) identificación de los

deslizamientos y de sus subunidades mediante cartografía geomorfológica, b) muestreo dendrogeomorfológico, c) determinación de los años con roturas o reactivaciones, d) obtención y procesado de las series pluviométricas disponibles; e) propuesta de umbrales; y f) evaluación de los mismos.

La cartografía de los deslizamientos y sus unidades así como el análisis dendrogeomorfológico han sido obtenidos de diferentes trabajos realizados en la cuenca de Tremp (Pirineo Oriental) dando un total de 4 grandes deslizamientos. Consideramos por separado los deslizamientos y las subunidades ya que estas pueden actuar como deslizamientos independientes, con reactivaciones locales que quedarán reflejadas en el registro dendrocronológico. Dicho método permite datar con una precisión de un año (dendrológico) las anomalías en los anillos de crecimiento del árbol que han sido provocadas por el deslizamiento. El año dendrológico empieza el mes de septiembre y se prolonga hasta el siguiente mes de agosto (Moya et al., 1992). Se considera que ha habido una reactivación en un determinado año si se observan tres o más arboles con anomalías en sus anillos de crecimiento. Los datos pluviométricos han sido proporcionados por la AEMET (Agencia Estatal de Meteorología). Se dispone de cinco estaciones situadas entre 1.5 y 17.5 km de distancia de los deslizamientos muestreados. Estas estaciones contienen registros de lluvia diaria desde el año 1915 hasta 2003 pero con importantes vacíos de información. Por defecto, se ha utilizado la lluvia de la estación más cercana a los deslizamientos y, en su caso, la serie se ha completado a partir de los datos procedentes de las otras 4 estaciones mediante un ajuste polinómico potencial. El siguiente paso ha sido identificar las posibles combinaciones de lluvia acumulada o lluvia desencadenante y lluvia antecedente que puedan justificar la ocurrencia de las roturas en el pasado. Para evaluar el rendimiento y fiabilidad de estas

combinaciones se han utilizado las curvas ROC. Estas permiten clasificar diferentes umbrales a partir de los índices de aciertos y de los eventos que han pasado desapercibidos.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Se ha trabajado con dos tipos de aproximaciones. Una contempla que para desencadenar una rotura es necesaria una determinada lluvia acumulada en un periodo de tiempo. En este caso se han establecido diferentes valores de lluvia umbral en función de la duración del episodio lluvioso. Para cada umbral, mediante el análisis ROC se ha identificado el número de casos en los que se ha superado el umbral y se ha producido la reactivación (verdaderos positivos). Este número se ha dividido por el total de reactivaciones (12 casos) o positivos totales. Esta relación se llama razón de verdaderos positivos (tp rate). También se ha obtenido el cociente entre casos en los que se ha superado dicho umbral y no ha habido reactivación ninguna respecto el total de casos sin rotura (Fig. 1), es decir, razón de falsos positivos (fp rate).

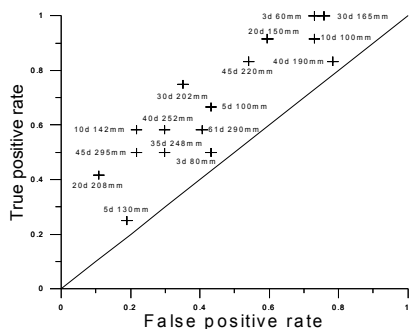


Fig. 1. Relación entre la Razón de Falsos Positivos y Verdaderos Positivos para lluvias acumuladas en diversos intervalos temporales.

El umbral óptimo desencadenante de deslizamientos sería aquel de coordenadas (0,1) que es superado en todos los casos en los que se han observado reactivaciones (Razón de Verdaderos Positivos igual a 1)

y no es alcanzado en ninguno de los casos en los que no ha habido reactivación (Razón de falsos positivos igual 0). Las combinaciones de lluvia acumulada-duración que se encuentran sobre la recta $x=y$ no muestran ninguna capacidad predictiva sino que ocurren tanto en años con o sin reactivaciones. En la

Fig. 1 se puede ver que los resultados no son satisfactorios, situándose la mayoría de los puntos muy próximos a la citada recta. Alternativamente, se ha analizado la relación lluvia desencadenante – lluvia antecedente como la considerada por Corominas y Moya (1999) en unos materiales similares a los de la Cuenca de Tremp. Se han considerado para el análisis las lluvias diarias superiores a 30 y 40mm y sus respectivas lluvias antecedentes hasta seis semanas. La expresión inicialmente considerada para un umbral de 40mm es: $Ac=32D+133$ donde Ac es lluvia acumulada (mm) y D duración en semanas. Se ha ido variando la ecuación para ver cuál era la que mejor resultados daba en el análisis ROC. En la

Fig. 2 se muestran las mejores relaciones obtenidas.

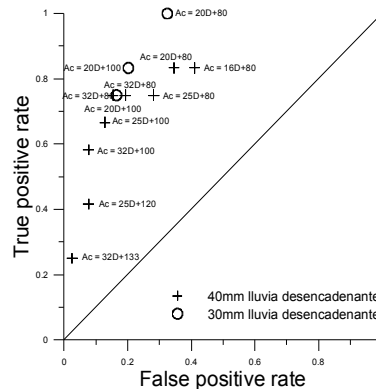


Fig. 2. Relación entre la Razón de Falsos Positivos y Verdaderos Positivos con una lluvia desencadenante variable y acumuladas (Ac) en periodos de distinta duración semanal D.

Se han seleccionado también todos los episodios con lluvias diarias superiores a 30 mm y se ha repetido el análisis. En la

Fig. 2 se puede ver como los resultados mejoran respecto al caso anterior. En concreto, el mejor umbral corresponde a la ecuación $Ac=20D+100$ con una razón falsos positivos (falsas alarmas) de 0.2 y una razón de verdaderos positivos de 0.83.

5. CONCLUSIONES

La evaluación de los umbrales de lluvias que reactivan deslizamientos mediante las curvas ROC permite realizar la selección de los umbrales de una forma objetiva y permite la optimización del procedimiento de análisis. Los índices obtenidos (tpr y fpr) son de fácil interpretación.

Los deslizamientos de la Cuenca de Tremp, no presentan una respuesta clara a los episodios lluviosos. La mejor relación se ha obtenido cuando además de la lluvia desencadenante, se ha tenido en cuenta la lluvia antecedente. La ecuación obtenida es $Ac=20D+100$ para una lluvia desencadenante diaria mínima de 30 mm. Aún así, hay episodios en los que se ha superado este valor y no se ha detectado reactivación, lo que sugiere que el umbral debe refinarse o que han ocurrido reactivaciones sin que hayan podido ser identificadas.

Agradecimientos

A la AEMET (Agencia Estatal de METeorología) por los datos sobre lluvia facilitados de las estaciones de la zona; a la Universidad Politécnica de Cataluña (UPC) por la financiación de la beca FPU del primer autor y al Proyecto Interreg SUDOE IV B / DO-SMS por la financiación de los trabajos sobre el terreno. Por último, al Dr. Manuel Gómez, catedrático del Departamento de Ingeniería Hidráulica, Marítima y ambiental de la UPC por su ayuda en el tratamiento de datos pluviométricos.

REFERENCIAS

Aleotti, P. 2004. A warning system for rainfall-induced shallow failures. *Engineering Geology* 73, 247–265.

- Campbell, R.H. 1975. Soil slips, debris flows, and rainstorms in the Santa Monica Mountains and vicinity, Southern California. *U.S. Geological Survey Professional Paper 851*. Washington DC, 51 pp.
- Cannon, S.H. y Ellen, S.D. 1985. Rainfall conditions for abundant debris avalanches, San Francisco Bay region, California. *California Geology* 38, 267 - 272.
- Corominas, J. y Moya, J. 1999. Reconstructing recent landslide activity in relation to rainfall in the Llobregat River basin, Eastern Pyrenees, Spain. *Geomorphology* 30, 79 – 93.
- Fawcett, T. 2006. An introduction to ROC analysis. *Pattern Recognition Letters* 27, 861 – 874.
- Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M. y Stark, C. 2008. The rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows: an update. *Landslides* 5, 3 - 17.
- Iverson, R.M. 2000. Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research* 36 (7), 1897 - 1910.
- Jibson, R.W. 1989. Debris flow in southern Porto Rico. *Geological Society of America, special paper* 236, 29 – 55.
- Moya, J., Corominas, J., Gutiérrez, E. y Vilaplana, J.M. 1992. Datación de movimientos de ladera mediante la dendrocronología. Ejemplos de aplicación en el Prepirineo Oriental. *Proc. III Simposio Nacional Taludes y Laderas Inestables*. La Coruña, España 1, 27–38.
- Sengupta, A., Gupta, S. y Anbarasu, K. 2010. Rainfall thresholds for the initiation of landslides at Lanta Khola in north Sikkim, India. *Natural Hazards* 52, 31-42.
- White, I.D., Mottershead, D.N. y Harrison, J.J. 1996. Environmental systems, 2nd ed. Chapman & Hall, London, 616 pp.
- Wieczorek, G.F. 1996. Landslide triggering mechanisms. En: Turner, A.K. y Schuster, R.L. (Eds): *Landslides: investigation and mitigation*. Transportation Research Board, National Research Council, special report, Washington DC, 76 – 90.

ANÁLISIS SIMPLIFICADO DEL POTENCIAL DE REACTIVACIÓN DE COLADAS DE TIERRA

A simplified analysis of the reactivation potential of mudslides

J. Moya ⁽¹⁾, M. Hürlimann ⁽¹⁾, M. Jiménez ⁽²⁾

(1) Dpto. Ing. del Terreno, Cartográfica y Geofísica, Universidad Politécnica de Cataluña. jose.moya@upc.edu

(2) Andestas S.L., Barcelona.

Abstract: Mudslides are landslides which usually reactivate. A simplified method for the assessment of the reactivation potential of narrow mudslides is proposed here. The method uses the factor of safety, calculated by the limit equilibrium technique, but incorporating an additional strength component due to friction in the lateral margins of the mudslide, a component which typically is neglected. The approach requires a detailed geomorphological reconnaissance of the mudslide to locate the sliding surface from transversal cross-sections. The method was applied to three mudslides in the eastern Pyrenees. The safety factor was calculated hypothesizing the depth of the water table in the mudslide body. The results show that the lateral strength component is highly important and that the three mudslides will probably reactivate in the future. The technique was checked by comparing the safety factors calculated with the frequency of past reactivations, which was obtained independently by dendrochronological dating.

Palabras clave: coladas de tierra, potencial de reactivación, análisis de estabilidad, Pirineos

Key words: mudslides, reactivation potential, stability analysis, Pyrenees

1. INTRODUCCIÓN

Las coladas de tierra son movimientos de ladera particularmente susceptibles a la lluvia y que tienden a reactivarse. La cuantificación de esta tendencia, es decir, de su potencial de reactivación, no es una tarea fácil puesto que requiere un conocimiento profundo de las condiciones de la colada (geomorfológicas, mecánicas e hidrológicas).

El cálculo de dicho potencial puede abordarse determinando la probabilidad de que el factor de seguridad sea menor a la unidad (Mostyn y Fell, 1997). El método anterior necesita registros de desplazamiento y de nivel freático que se extiendan durante al menos varios años.

El potencial de reactivación de una colada también puede ser calculado, desde otro punto de vista, utilizando la frecuencia de las reactivaciones pasadas, siempre y cuando éstas hayan implicado desplazamientos pequeños o moderados. Es difícil conseguir, con todo, una base de datos suficientemente completa para aplicar cualquiera de los dos métodos mencionados. En esta situación, el potencial de reactivación puede estimarse

de forma simplificada mediante el factor de seguridad característico del deslizamiento.

Esta aproximación está basada en la hipótesis de que cuanto menor sea su factor de seguridad, para la posición usual del nivel freático, mayor será su probabilidad de reactivación.

Por otra parte, muchas coladas de tierra son relativamente estrechas. En estos casos, un análisis de estabilidad convencional puede proporcionar valores del factor de seguridad demasiado pequeños, no realistas, puesto que no tiene en cuenta la fricción que existe en los márgenes laterales de la colada.

En esta contribución se propone un método para cuantificar el potencial de reactivación de coladas de tierra alargadas basado en la combinación de un reconocimiento geomorfológico detallado y un análisis de estabilidad que incluye la resistencia lateral de forma simplificada.

Se han estudiado tres coladas de tierra situadas en la cuenca alta del Río Llobregat, en el Pirineo Oriental (Fig. 1). Se trata de las coladas de tierra de La Nou, Can Pujals y Malanyeu, que tienen un tamaño medio, de hasta 25000 m². Estas coladas están muy próximas entre sí

(distancia < 2 km) y se desarrollaron en la misma unidad geológica (lutitas garumnienses). Las tres coladas se han reactivado varias veces en los últimos 50 años (Corominas y Moya, 1999).



Fig. 1. Situación de las coladas de tierra estudiadas.

2. MÉTODOS

A continuación se describen los métodos empleados para determinar la posición de la superficie de deslizamiento, algo fundamental para el análisis mecánico de un deslizamiento, y los procedimientos de análisis de estabilidad. Finalmente se especifica cómo se han contrastado los resultados obtenidos.

2.1. Localización de la superficie de deslizamiento

Para el cálculo de un factor de seguridad de un deslizamiento es necesario determinar la geometría de la superficie de deslizamiento y conocer el mecanismo de rotura y de reactivación del mismo. Cuando no se dispone de datos de sondeos, como ocurre en los casos que nos ocupan, la superficie de deslizamiento puede determinarse mediante la cartografía de detalle de la colada y por la interpretación de varios perfiles transversales a la misma. En la zona de cabecera de la colada aflora la superficie basal de deslizamiento, limitada por escarpes. La morfología de

dicha superficie indica el mecanismo de rotura (planar o rotacional). Por otra parte, la altura de los escarpes laterales corresponde a la profundidad original de la superficie de rotura. En la zona de acumulación, el perfil longitudinal de la superficie de deslizamiento se ha trazado interpolando la profundidad estimada en los perfiles geomorfológicos transversales.

2.2. Análisis de estabilidad mediante técnicas convencionales

En el análisis de estabilidad se han utilizado valores de resistencia a la cizalla dentro de un rango determinado mediante ensayos de laboratorio. La resistencia de la superficie de deslizamiento de las coladas se ha considerado residual, puesto que las coladas han sufrido varias reactivaciones. La resistencia residual se obtuvo mediante ensayos de corte anular de dos muestras tomadas en la colada de La Nou.

La profundidad del nivel freático es desconocida, por lo cual los cálculos se han realizado considerando varias posiciones hipotéticas del nivel freático entre dos extremos (coincidiendo con la superficie de deslizamiento, por un lado, y con la topografía por el otro).

Así, para cada colada se han calculado varios factores de seguridad, considerando tanto un rango de ángulos de fricción residual como un rango de posiciones del nivel freático. Los cálculos se realizaron con el método de equilibrio límite en 2D con el programa Stable. En primer lugar se realizó un análisis convencional, sin incluir la resistencia existente en los márgenes laterales de la colada.

2.3. Análisis de estabilidad con incorporación de resistencia lateral

Los resultados de estos primeros cálculos mostraron, como se verá después, que las coladas serían inestables incluso con el nivel freático situado por debajo de la superficie de deslizamiento. Este resultado se contradice con las observaciones geomorfológicas realizadas sobre el terreno en varias campañas, que indican

que las coladas han permanecido sin cambios aparentes desde mediados de los años 1990.

En una segunda tanda de cálculos se incorporó el efecto de la resistencia lateral. La fuerza de fricción lateral se calculó a partir del esfuerzo horizontal efectivo actuante en los márgenes laterales (Arellano y Stark, 2000). Dicho esfuerzo se obtuvo multiplicando el esfuerzo vertical efectivo por el coeficiente de presión de tierras en reposo, K_0 . Este último se obtuvo, a su vez, a partir del índice de plasticidad del material presente en los escarpes laterales de la colada (Look, 2007). Para incluir la resistencia lateral en un análisis de estabilidad en 2D, la fuerza de fricción lateral se dividió por el área de la superficie basal de deslizamiento de la colada, que depende de la anchura de la misma, y después se incorporó en el programa de cálculo como si fuera una cohesión (en Jiménez, 2006, se encuentra la formulación completa de la resistencia lateral).

2.4. Contraste del método

Para verificar si el factor de seguridad tal como se ha calculado es útil como medida del potencial de reactivación de una colada, es necesario contrastar los resultados obtenidos. Los factores de seguridad calculados se han comparado con la frecuencia de las reactivaciones de cada colada en las últimas décadas. Esta había sido obtenida de forma independiente mediante datación dendrogeomorfológica (Corominas y Moya, 1999). La proximidad de las coladas ha permitido suponer que las diferencias en la frecuencia de reactivación que pudieran ser debidas a diferencias en el régimen de precipitaciones no son significativas.

En la comparación se utilizaron dos valores del factor de seguridad para cada colada, correspondientes a las dos posiciones extremas del nivel freático (una justo bajo la superficie de deslizamiento y la otra coincidiendo con la superficie del terreno). Estos factores de seguridad corresponden a

las condiciones de estabilidad máxima y mínima de la colada.

3. RESULTADOS

3.1. Características de la superficie de deslizamiento

Las observaciones geomorfológicas mostraron que, en las tres coladas, la rotura en la zona de cabecera es planar y que el desplazamiento en la zona de acumulación fue traslacional. Lo anterior implica que, bajo la colada, la superficie de deslizamiento es paralela a la superficie del terreno. En los tres casos, la superficie de deslizamiento es somera y se sitúa entre los 3 y los 7 m de profundidad. Por otra parte, los ensayos de corte de las dos muestras tomadas indican que el ángulo de fricción residual (ϕ_r) varía entre los 11 y los 15°.

3.2. Condiciones de estabilidad

La tabla 1 muestra los valores del factor de seguridad (F) calculados con el análisis convencional. De acuerdo con esos valores, la colada de la Nou no sería estable ni cuando el nivel freático se situara por debajo de la colada. Las otras dos coladas sólo serían estables con un ϕ_r de 15° y un nivel freático muy bajo.

Tabla 1. Factores de seguridad obtenidos mediante análisis de equilibrio límite convencional

Colada	Posición del nivel freático	Factor de seguridad	
		$\phi_r = 11^\circ$	$\phi_r = 15^\circ$
La Nou	Bajo la colada (BC)	0,65	0,90
	Superficie terreno (ST)	0,38	0,52
Malanyeu	BC	1,08	1,49
	ST	0,55	0,79
Can	BC	0,90	1,24
Pujals	ST	0,46	0,63

En la tabla 2 se muestran los resultados tras incorporar el efecto de la resistencia lateral. La comparación de los factores de seguridad de las dos tablas muestra que la resistencia lateral tiene una influencia muy significativa en la estabilidad de las tres coladas. En las coladas de Malanyeu y Can Pujals el incremento de F varía entre el 11 y 14%. En el caso de La Nou, el

incremento es todavía mayor, variando entre el 20 y el 35%, en función de la posición del nivel freático.

Tabla 2. Factores de seguridad obtenidos considerando la resistencia lateral ($K_R=0,5$)

Colada	Posición del nivel freático	Factor de seguridad	
		$\phi_r=11^\circ$	$\phi_r=15^\circ$
La Nou	BC	0,79	1,03
	ST	0,51	0,65
Malanyeu	BC	1,20	1,69
	ST	0,62	0,85
Can Pujals	BC	1,02	1,4
Pujals	ST	0,52	0,72

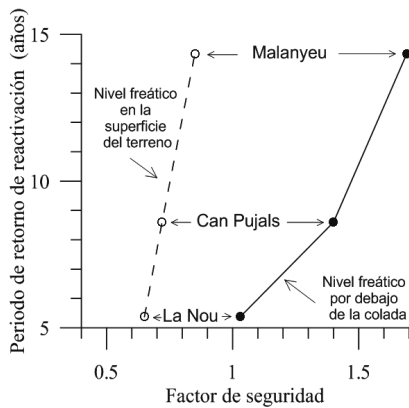


Fig. 2. Relación del factor de seguridad con el periodo de retorno de las reactivaciones de las coladas. Los valores corresponden a un ϕ_r de 15° .

Los resultados de la tabla 2 indican que dos de las coladas de tierra son estables ($F > 1$) en condiciones secas, incluso para un ϕ_r de 11° . En el caso de La Nou, la colada es metaestable ($F=1,03$) incluso en condiciones secas. Este resultado sugiere que la colada estaría habitualmente activa; sin embargo, esta colada no ha sufrido cambios aparentes en su morfología al menos desde 1995. La colada de Can Pujals también sería metaestable en condiciones secas si ϕ_r fuera de 11° . Lo anterior insinúa que ϕ_r puede estar próximo a los 15° o incluso ser algo mayor. Considerando dicho valor para ϕ_r y un nivel freático situado entre el 70 y el 80% del grosor de la colada, todas las coladas

serían inestables. Esto sugiere que las tres coladas pueden reactivarse en el futuro.

En la Fig. 2 se comparan los factores de seguridad con el periodo de retorno de las reactivaciones de las tres coladas de tierra. La comparación muestra que con el incremento del factor de seguridad el periodo de retorno de reactivación también aumenta, como era de esperar.

4. CONCLUSIONES

El factor de seguridad puede ser utilizado para estimar el potencial de reactivación de coladas de tierra, aunque es imprescindible considerar la fricción en los márgenes laterales del movimiento. Esta última puede introducirse de forma sencilla en el cálculo como una cohesión aparente. Se ha comprobado que los factores de seguridad calculados son congruentes con la frecuencia de reactivación obtenida independientemente.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto europeo Safeland (contrato 226479) y por el proyecto nacional BigRisk (contrato BIA2008-06614).

REFERENCIAS

- Arellano, D. y Stark, T.D. 2000. Importance of Three-Dimensional Slope Stability Analyses in Practice. *Geotechnical Special Publ.* 101, 18-32.
- Corominas, J. y Moya, J. 1999. Reconstructing recent landslide activity in relation to rainfall in the Llobregat River basin, Eastern Pyrenees, Spain. *Geomorphology* 30, 79-93.
- Jiménez, M. 2006. Anàlisi de la susceptibilitat a la reactivació de colades de terra. Tesina Final de Carrera. Univ. Politècnica de Catalunya, 105 pp.
- Look, B. 2007. Handbook of Geotechnical Investigation and Design Tables. Taylor and Francis, London, 331 pp.
- Mostyn, G.R. y Fell, R. 1997. Quantitative and semiquantitative estimation of probability of landsliding. In Cruden, D. y Fell, R. (Eds.): *Landslide risk assessment*. Rotterdam: Balkema, 297-315.

MODELLING THE LONG TERM EVOLUTION OF ROCKY COASTS IN CENTRAL PORTUGAL

Modelización de la evolución a largo plazo de las costas rocosas en el litoral centro de Portugal

M. Neves ⁽¹⁾, J. L. Zêzere ⁽¹⁾, C. Henriques ⁽¹⁾, R. Garcia ⁽¹⁾, S. Oliveira ⁽¹⁾, A. Piedade ⁽¹⁾

(1) RISKam. Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa (PORTUGAL). marioneves@campus.ul.pt

Resumen: El estudio de la dinámica geomorfológica de una sección con 13 km de largo, situada en la costa oeste de Portugal, entre la Foz do Arelho y Praia da Gralha, permitió la identificación de 83 deslizamientos profundos que originaran retrocesos muy significativos de la parte superior de los acantilados. El conocimiento de las fechas de ocurrencia de uno de estos eventos llevó a la identificación del ritmo de los posibles factores desencadenantes. Aprovechando el hecho de que las secciones costeras con similares características geomorfológicas, como es el caso, pueden proporcionar información espacial esencial para identificar las diferentes fases del ciclo temporal de evolución, hemos utilizado los datos recogidos para elaborar un modelo que se ajuste a los procesos predominantes en esta franja costera. Dadas las características de los deslizamientos identificados, se alerta también para la ubicación inadecuada de infraestructuras humanas cerca de los acantilados.

Key words: rocky coasts, landslides, coastal evolution, Portuguese Estremadura

Palabras clave: costas rocosas, deslizamientos, evolución costera, Estremadura Portuguesa

1. INTRODUCTION

Rocky coasts have cycles of erosion in which dominant processes can change over long periods of time, effectively making significant modifications impossible to observe over the human lifespan. However, coastal stretches with similar geomorphological characteristics often make excellent surrogates for time, where the different stages of the evolution cycle can be easily observed at locations close by. The coastal stretch of *Foz do Arelho-Praia da Gralha*, 13 km long, located on the West coast of Portugal (Fig. 1), has such characteristics.

2. MATERIAL AND METHODS

A 2004 orthophoto map (0.5 m resolution), together with land and aerial photos of the studied area, was analysed in order to carry out a preliminary identification of the main processes of coastal evolution.

Afterwards, fieldwork allowed: (i) validation and classification of the slope movements identified by photo interpretation; (ii) improvement of the location limits of each movement; and, (iii)

identification of the geological characteristics of the outcrops and of the fault systems.

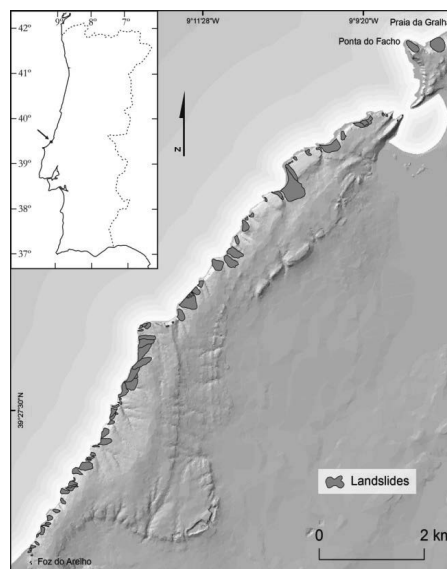


Fig. 1 – Location of landslides at Foz do Arelho-Praia da Gralha coastal stretch.

The relation between the compressive strength of the rocks at the base of the cliffs and the erosive force applied there by

the waves was calculated using methodology described in Neves *et al.* (2002).

Although restricted by the scarce existing data, the research on the possible preparatory and triggering factors (namely, wave climate, rainfall and seismic events) of the landslide events with a known exact time of occurrence was accomplished. Following methodology described in Zêzere *et al.* (2005), the daily and the cumulative absolute antecedent rainfall for 1, 5, 10, 15, 30, 45, 60, 75 and 90 consecutive days prior to the date of the landslide events were analysed.

3. LANDSLIDE ACTIVITY, CONDITIONING AND TRIGGERING FACTORS

In the coastal stretch of *Foz do Arelho-Praia da Gralha*, 83 large deep-seated translational landslides were identified through photo interpretation, and later validated in the field (Fig. 1). These landslides have an average dimension of *c.* 13,000 m² and affect a total area of over one million m².

The geological structure shows an alternation of layers of Upper Jurassic age, with different permeability and resistance, fine grain sandstones and marls, interleaved by limestone and clay layers. The outcrops dip 21-26° to N330-333°, therefore presenting a seaward-dipping attitude (Fig. 2).

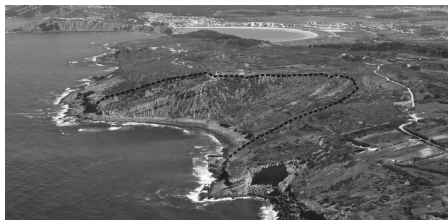


Fig. 2 – Large landslide in the coastal stretch Foz do Arelho-Praia da Gralha (dotted line). Note the seaward-dipping attitude of the geological structure.

On the west coast of Portugal, waves have a prevailing (about 80%) NW origin, with an average height of 2.5 m, frequently

exceeding 6.0 m in storm conditions (Pires, 1989).

The models, which evaluate the global strength of the cliff rocks against the erosive force of the waves, point to a higher susceptibility of the outcrops with lower results. Whilst marls can be affected by waves higher than 2 m, softer sandstones can only be destroyed by wave storms 7 m high (Tables I and II).

Table I – Rock Mass index (RMI) values of the lithological unities at Foz do Arelho-Praia da Gralha stretch.

	RMI (ton m ⁻²)		
	minimum	average	maximum
Sandstones	39.,7	502.8	1057.8
Marls	10.2	53.2	112.1

Table II – Pressure applied on the cliff base by the incoming waves according to their height. A 0.1 m water depth is considered at the cliff base.

Wave height (m)	Maximum pressure	
	Height above sea level (m)	Pressure (ton m ⁻²)
1.82	from 0 to 1.4	10.17
2.30	from 0 to 1.8	12.78
2.78	from 0 to 2.2	15.45
3.26	from 0 to 2.5	18.19
3.74	from 0 to 2.9	20.99
4.23	from 0 to 3.3	23.85
4.71	from 0 to 3.7	26.77
5.19	from 0 to 4.0	29.74
5.67	from 0 to 4.4	32.77
6.15	from 0 to 4.8	35.84
6.63	from 0 to 5.2	38.96
7.11	from 0 to 5.5	42.13
7.59	from 0 to 5.9	45.34
8.08	from 0 to 6.3	48.60
8.56	from 0 to 6.7	51.89
9.04	from 0 to 7.0	55.23

According to Neves (2004, 2006), from January to March 1954, at *Ponta do Facho*, a slope movement displaced an estimated 171,000 m³ volume of material and made the top of the cliff retreat between 120 and 200 metres (Fig. 3). The slip surface was located at a depth of 23 metres. The local morpho-structural characteristics and the geometry of the slope movement classify it as a deep-seated translational slide. The rate of deformation was moderate – according to the IUGSWGL (1995) classification – and the landslide activity extended for two months.

Records showed no seismic activity in the

starting day of the event or the previous days.

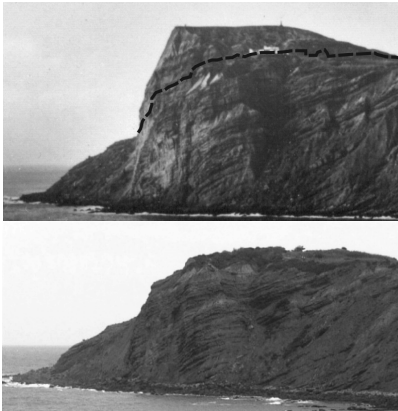


Fig. 3 – Ponta do Facho in: upper–1952/53 (©Foto Beleza); lower–September 2003 (©MNeves). At photo 1, the dashed line indicates the present topography

This landslide occurred in a period with low or null records of rainfall. The 40 days cumulative rainfall is the parameter that best adjusts to the beginning of the instability period at Ponta do Facho cliff (Fig. 4).

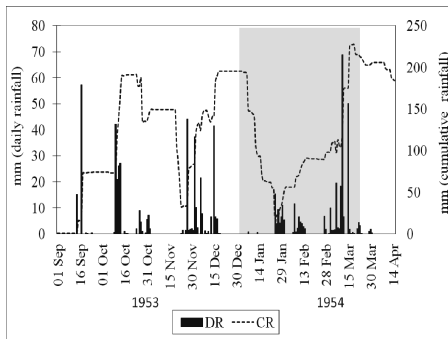


Fig. 4 – Daily rainfall (DR) and cumulative rainfall for forty days (CR) at Alfeizerão between September 1, 1953 and April 15, 1954. The shadow area indicates the activity period of the 1954 Ponta do Facho landslide

The evaluation of the wave influence on the triggering of the 1954 landslide event is very limited because, at that time, there were no wave buoys on the Portuguese coast. The only existing information is merely qualitative, obtained from newspapers, indicating that there were

several sea storms in December and in early January.

Landslide reactivations were identified subsequently at Ponta do Facho (Neves, 2004). An import event was recorded in February 1996, affecting the crown of the 1954 movement which suffered a retreat of 24 m in a retrogressive slump. Again, there was no intense rainfall in this period but the 40 and 60 days cumulative rainfall have return periods longer than 60 years.

4. LONG TERM COASTAL EVOLUTION

Given the relative homogeneous geological setting and the identical coastline orientation throughout the stretch of Foz do Arelho-Praia da Gralha, the comparison of different sectors offers a good insight of the evolution stages of the entire studied coastal zone and, therefore, allows us to develop a dynamic model that combines them all.

Thus, in a first stage, the cliff cut in a rocky substratum with resistant outcrops (sandstone or limestone), is subject to the excavating action of the waves on its base, leading to increasing slope instability. Lithology and geological structure clearly control the susceptibility to the occurrence of deep-seated translational slides. Due to the seaward-dipping attitude of the sedimentary layers, the persistence of wave erosion action widening and deepening the pre-existent discontinuities in the sandstone and limestone layers, and exploiting the fragility of the marl and clay layers underneath, contributes to a retreat of the cliff base. As a consequence, there is a gradual increase on the shear stress of the rest of the slope, which promotes the conditions required for the occurrence of translational landslides.

The gap between the rainfall events and the start of landslide movement, as the one which occurred at Ponta do Facho, is in accordance, amongst others, with the conclusions of Van Asch and Nieuwenhuis (1994) who state that, in deep landslides,

this gap may last weeks, being controlled mainly by the permeability of the superficial layers and the depth of the slip surface.

After a landslide event, the types of geomorphic processes tend to diversify: the landslide crown becomes susceptible to small retrogressive rotational slides; wave action is directed to the remobilization of the landslide deposit that covers the base of the cliff; and the landslides flanks, cut in the sandstone or limestone layers, tend to evolve mainly by rockfalls, whilst the original slip surface, carved in marls or clays, is progressively destroyed by rill erosion. In a subsequent phase, the erosion of marls and clays leads to the exposure of the underlying sandstone and limestone layers while the deposit, at the base of the cliff is completely redistributed by wave action. At this point, waves can reach again the rock substratum, preparing the conditions required for the occurrence of a new large landslide event, thus starting a new geomorphic cycle.

5. CONCLUSIONS

The geological framework at the coastal stretch *Foz do Arelho-Praia da Gralha*, presenting a seaward-dipping attitude of layers with different permeability and resistance, and with important clay or marls outcrops in the system, is an important predisposing factor to the occurrence of deep-seated translational slides. Wave action at the base of the cliff, exploiting the lower resistance of some outcrops, increases the shear stress on the upper part of the slope, operating as a landslide preparatory factor. Finally, accumulated rainfall for periods of several weeks, can act as a triggering factor. No evidence was found for landslides triggered by seismic activity.

The deep-seated translational landslides registered at the studied coastal stretch are responsible for large cliff retreats. Subsequently, different erosion processes

provide again the conditions necessary to the occurrence of a new landslide event.

The time of completion of each geomorphic cycle is generally long but remains unknown. Nevertheless, the susceptibility to deep-seated landslide events on this coast should be a major concern, since results suggest that the top of the cliff tends to retreat several tens of metres at each event. Therefore, expanding urban areas near the top of the cliffs, as found for instance at *Ponta do Facho*, are located in areas of increasing risk.

REFERENCES

- IUGSWGL-(International Union of Geological Sciences Working Group on Landslide). 1995. A suggested method for describing the rate of movement of a landslide. *Bulletin of the Engineering Geology and the Environment* 52: 75-78.
- Neves, M. 2004. *Evolução actual dos litorais rochosos da Estremadura Norte. Estudo de Geomorfologia*. Ph.D. thesis. In Physical Geography. University of Lisbon: 539.
- Neves, M. 2006. The Ponta do Facho landslide events and the present evolution of rock coast between Lagoa de Óbidos and Nazaré. *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, Vol. IV, APGeom: 47-51.
- Neves, M., Ramos Pereira, A., Trindade, J. and Laranjeira, M. 2002. Desenvolvimento de um modelo para avaliação da capacidade erosiva da ondulação em litorais rochosos. *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, Volume 1, 111-120.
- Pires, H. O. 1989. Alguns aspectos do clima de agitação marítima de interesse para a navegação na costa de Portugal. *O Clima de Portugal*, Fasc. XXXVII, vol. 2, Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica, 34 pp.
- Van Asch, T. and Nieuwenhuis, J. 1994. Results on landslide mobility investigations on the recent time scale. *Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European community. Final Report*, Science Research Development-European Commission : 565-652.
- Zêzere, J.L., Trigo, R. and Trigo, I. 2005. Shallow and deep landslides induced by rainfall in the Lisbon region (Portugal): assessment of relationships with the North Atlantic Oscillation. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5, 331-344.

RECONSTRUCCIÓN DE LA FRECUENCIA DE CORRIENTES DE DERRUBIOS EN EL BARRANCO DE ERILL (LLEIDA)

Reconstruction of debris-flow frequency in the Erill Torrent (Lleida-Spain)

C. Raïmat⁽¹⁻²⁾, M. Hürlimann⁽²⁾, J. Corominas⁽²⁾, R. Luis-Fonseca⁽¹⁾, J. Moya⁽²⁾

(1) Geobruigg Ibérica S.A.U., C/Gomera, N°8, San Sebastián de los Reyes (Madrid). carles.raïmat@geobruigg.com.

(2) Departamento de Ingeniería del Terreno. Universidad Politécnica de Catalunya

Abstract: The Barranco de Erill, Central Pyrenees has an important thickness of glacial deposits from the last ice ages hold up over igneous and metamorphic materials with instability trend, like debris flow, associated with rainy episodes that conditioned the use of the territory until present time. In the Erill basin we carried out a complex documentary study that included an inquiry of population, the analysis of photo documentation (1912-2011) and the study of daily rainfall records since 1928. Additionally in 2011 the excavation of two trenches on the alluvial fan allowed to measure the thickness of the 20th century events. The results of all these tasks revealed a map of all the episodes that occurred in the area during 20th century, involving events of volumes more than 150.000 m³. In addition, during the last 5 years an exhaustive monitoring regarding the dynamics of the basin and its processes allowed the record of minor hyper concentrated flow events. The combined analysis of contrasting historical data, stratigraphy and geomorphology as well as the monitoring allowed establishing a preliminary magnitude-frequency debris flow curve for this basin.

Palabras clave: corriente de derrubios, magnitud-frecuencia, auscultación de la cuenca, depósito glaciar, Erill-la-Vall

Key words: debris-flow, magnitud-frequency, basin monitoring, glacial deposit, Erill-la-Val

1. INTRODUCCIÓN

Los movimientos en masa, entre los que se incluyen las corrientes de derrubios constituyen una de las causas más frecuentes de desastres. La evaluación de la amenaza por deslizamientos y la capacidad de predecir estos movimientos es un tema de gran interés entre la comunidad científica.

Caracterizar la peligrosidad requiere la evaluación de la susceptibilidad de la ladera a romper y de la probabilidad de ocurrencia Crosta y Fratini (2003).

Las investigaciones sobre corrientes de derrubios en el Pirineo comenzaron a raíz de las grandes inundaciones de noviembre de 1982 (Gallart y Clotet, 1988; Corominas y Alonso, 1984,1990; Hürlimann y Baeza, 2002), y siguieron en los últimos años con los eventos en el Prepirineo de 1992 y 1996 (Hürlimann et al., 2003, 2010) y además los trabajos dedicados al desastre de Biescas (White et al., 1997) y otros.

En 2005 se inició un proyecto de investigación en el Barranco de Erill

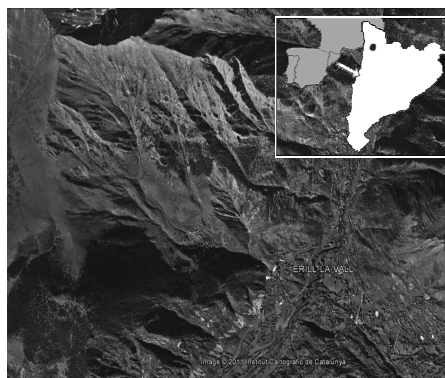


Fig. 1. Localización de la cuenca del barranco de Erill, en la comarca de la Alta Ribagorça (Lleida).

(Fig.1), una de las cuencas más activas de los Pirineos en el S.XX, en materia de corrientes de derrubios. La abundante información histórica y el estado de escasa antropización de la cuenca, suponían una buena preservación del área fuente y cono aluvial que avalaban la posibilidad de analizar la relación entre la magnitud y la frecuencia de las corrientes de derrubios.

Para tal objetivo hemos combinado la recopilación de datos históricos, la auscultación de la cuenca y el análisis estratigráfico del depósito.

2. METODOLOGÍA

La construcción de curvas magnitud-frecuencia (M-F) a escala regional para deslizamientos tiene un origen relativamente reciente (Hungri et al. 1999, Malamud et al. 2004) y es fundamental para el análisis de la peligrosidad.

La construcción de una curva M-F regional se basa en el inventario de deslizamientos de fechas conocidas y magnitudes a partir de archivos históricos, fotos aéreas, trabajo de campo, entre otras fuentes de información. Para reducir los efectos de omisión de datos, es conveniente analizar los conjuntos de datos en categorías de magnitud. Porque grandes eventos son menos frecuentes y también menos probables de ser omitidos, deberían ser muestreados durante períodos más largos que los eventos pequeños (Hungri et al., 1999). Los registros se clasifican en el orden decreciente de magnitud.

El análisis Magnitud-Frecuencia proporciona un resumen del número y tamaño de las corrientes de derrubios que se han registrado en un área específica durante una ventana de tiempo definido. La técnica permite la definición de un tamaño de deslizamiento característico o rango de tamaños. Permite calcular la probabilidad de ocurrencia de eventos de distinta magnitud, proporcionando la base empírica del análisis de peligrosidad (Guzzetti et al. 2002).

En el barranco de Erill, el establecimiento de la relación magnitud-frecuencia se ha realizado una correlación a distintas escalas temporales: escala interanual (mediante los datos tomados de la auscultación de la cuenca); escala decenal (mediante el registro histórico meteorológico y fotográfico combinado con encuestas personales); escala secular (mediante la interpretación estratigráfica

de catas realizadas en el cono aluvial combinados con identificación de fotos históricas).

2.1. Escala Interanual

Se ha instalado un sistema de 4 geófonos en el canal de flujo conectados a sistema de filmación y registro y un sistema interceptor de flujo UX/VX dotado de celdas extensométricas para medir la evolución de la carga en el tiempo. Todo ello además con acceso disponible on-line y topografía LIDAR

2.2. Recopilación documental histórica y encuesta personal

Se ha realizado la búsqueda de datos históricos documentados del S.XX, que es el Siglo más próximo y del que se esperaba conseguir más datos objetivos.



Fig. 2. Fotografía histórica tomada el 7 de agosto de 1920 desde el pueblo de Boí con vistas al Barranco de Erill y pueblo de Erill-la-Vall.

Esta tarea se ha dividido en tres partes de igual importancia: registro histórico fotográfico (Fig.2), registro histórico de series meteorológicas de precipitación y encuesta personal a los habitantes del Valle de Boí de mayor edad que hayan podido ser testigos oculares de los acontecimientos.

Se ha conseguido un registro fotográfico histórico a partir de fotografías antiguas (a partir de 1920) de archivos públicos y privados (Fig.3 y Fig.4).

Se ha realizado una encuesta personal a 19 vecinos del municipio del Valle de Boí (3 vecinos de Erill) que han vivido directa o indirectamente los eventos durante el Siglo XX. La encuesta ha proporcionado fechas y magnitudes aproximadas de los eventos observados por los que ahora son los ancianos del lugar, pero que por edad pueden ser el último testigo ocular de los episodios del Siglo XX.

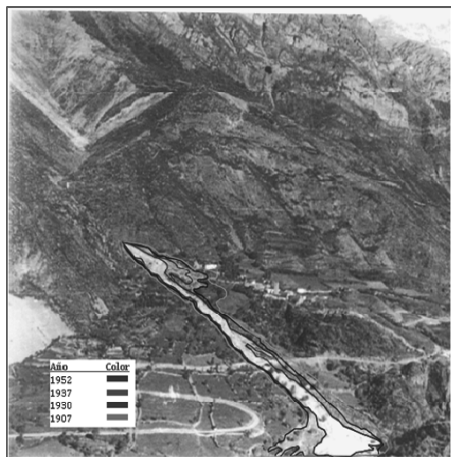


Fig. 3. Fotografía histórica del evento de 1952, coincidiendo con la construcción de la carretera de acceso al Valle de Boí.

2.3. Cata estratigráfica

A partir de la observación de las fotografías históricas que mostraban el área afectada por los eventos del S.XX se ha decidido realizar una cata estratigráfica de unos 80 metros de longitud, interceptando estos depósitos, en la parte más baja del cono aluvial, perpendicularmente al flujo. Con esta cata se ha podido identificar y medir la potencia del depósito de cada uno de los eventos identificados fotográficamente y muestrear restos fósiles que permitan la datación de los niveles más antiguos.

3. DATOS OBTENIDOS

La auscultación ha permitido registrar 7 eventos de volumen inferior a los 2000 m³ cada uno, de los cuales se conocen las

condiciones desencadenantes, tipo de flujo, velocidad y calado. Además se ha podido

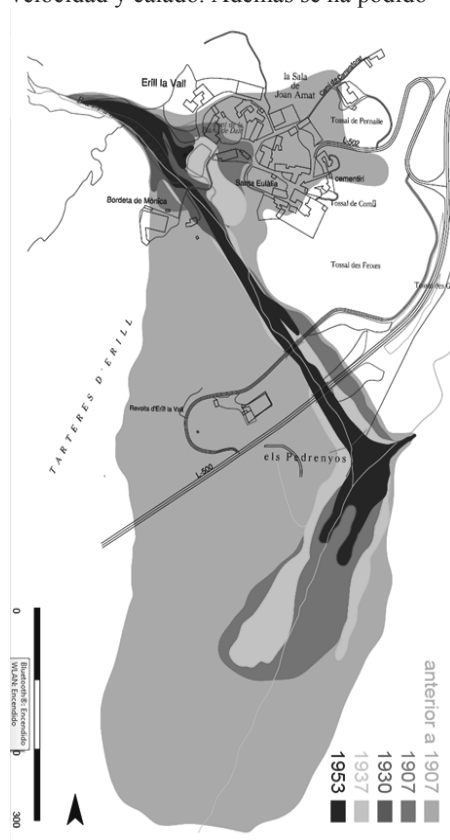


Fig. 4. Cartografía de los eventos históricos de la primera mitad del S.XX por comparación con el área del abanico aluvial.

muestrear el depósito de material producto de la intercepción con el Sistema VX, permitiendo tomar granulometrías y densidades.

La combinación de los datos históricos obtenidos nos ha permitido crear una correlación documentada entre las fechas del evento histórico, la precipitación acumulada y diaria para cada evento y el volumen de material movilizado (>150.000 m³) por el barranco de Erill en el S.XX a una escala decenal.

La cata estratigráfica nos ha permitido identificar los eventos mayores del Siglo XX y a su vez conocer de la existencia de anteriores eventos (pendiente de datación),

Tabla 1. Eventos de volumen conocido entre 1907-2011

Año	Volumen (m ³)
1907	72.150
1930	40.194
29 oct.1937	25.033
28 may.1953	15.123
21 jul. 2007	44
18 abr. 2008	52
2 nov. 2008	72
6 jul. 2009	244
22 jul. 2010	1307
5 ago. 2011	190
13 ago. 2011	141

de igual y mayor volumen de material involucrado, generadas en la cuenca desde la desaparición de los glaciares.

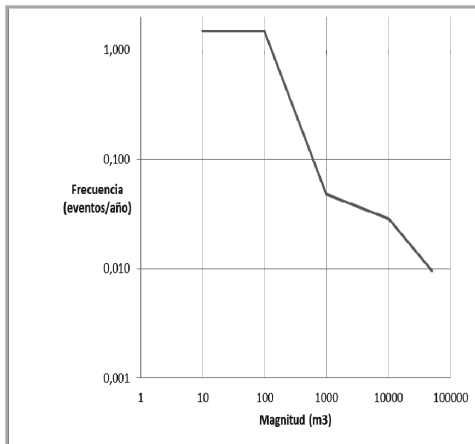


Fig. 5. Tabla de intervalos y curva magnitud-frecuencia obtenida del Barranco de Erill con los datos disponibles entre 1907 y 2011.

4. CONCLUSIONES

La construcción de una curva magnitud-frecuencia para la cuenca del Barranco de Erill no es fácil (Fig.5). Ante la falta de una base de datos de eventos históricos, es imprescindible considerar el uso de distintas ventanas temporales. Aun y disponiendo de abundantes datos fotográficos, hay incertidumbre en cuanto a

la cuantificación volumétrica de los eventos, si bien por lo menos permite la consideración de un orden de magnitud.

REFERENCIAS

- Corominas, J y Alonso, E., 1984. "Inestabilidad de laderas en el Pirineo Catalán. Tipología y causas". Jornadas sobre inestabilidad de Laderas en el Pirineo. Universidad Politécnica de Catalunya: C.1-C.53.
- Corominas, J. y Alonso, E., 1990. Geomorphological effects of extreme floods (November 1982) in the Southern Pyrenees. En IAHS (Ed.): Hydrology in mountainous regions II, 295-302.
- Crosta, G. y Frattini, P. 2003. Distributed modeling of shallow landslides triggered by intense rainfall. Natural Hazard and Earth System Sciences 3, 81-93.
- Gallart, F. y Clotet, N. 1988. Some aspects of the geomorphic processes triggered by an extreme rainfall event: The November 1982 flood in the Eastern Pyrenees. Catena, Sup. 13, 79-85.
- Guzzetti, F., Malamud, B.D., Turcotte, D.L., y Reichenbach, P. 2002. Power-law correlations of landslide areas in central Italy. Earth and Planetary Science Letters, 195, 169-183.
- Hungr, O., Evans, S.G. y Hazzard, J. 1999. Magnitude and frequency of rock falls and rock slides along the main transportation corridors of southwestern British Columbia. Canadian Geotechnical Journal 36(2), 224-38.
- Hürlimann, M., Baeza, C., 2002. Analysis of debris-flow events in the eastern Pyrenees, Spain. A: "Proceedings". Balkema, 2002, 213-220.
- Hürlimann, M., Corominas, J., Moya, J., Copons, R., 2003. Debris-flow events in the Eastern Pyrenees. Preliminary study on initiation and propagation. En Rickenmann, D. y Chen, C. (Eds.): 3rd Int. Conf. on Debris-Flow Hazards Mitigation. Millpress, Davos, 115-126.
- Hürlimann, M., Moya, J., Abancó, C., Portilla, M., Chevalier, G., Baeza, C., Raimat, C., Graf, C., Torreadella, J., Oller, P., Copons, R., Masas, M. 2009. Peligrosidad de Corrientes de derrubios a escala de cuenca vertiente en el Pirineo Oriental. Primeros resultados del proyecto Debris-Catch. VII Simposio Nacional de Taludes y laderas Inestables. CINME. Barcelona.
- Malamud, B.D., Turcotte, D.L., Guzzetti, F. y Reichenbach, P. 2004. Landslide inventories and their statistical properties. Earth Surface Processes and Landforms, 29, 687-711
- White, S., Garcia-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Valero, B., Errea, M.P. y Gómez-Villar, A. 1997. The 1996 Biescas campsite disaster in the Central Spanish Pyrenees and its spatial and temporal context. Hydrological Processes 11, 1797-1812.

AVANCES METODOLÓGICOS PARA LA CARACTERIZACIÓN VOLUMÉTRICA DE CONOS ALUVIALES ALPINOS

Methodological approaches for the volumetric determination of Alpine alluvial cones

J. Losada Gómez ⁽¹⁾, L. Schulte ⁽¹⁾

(1) Fluvalps Research Group. Departament de Geografia Física i Anàlisi Geogràfica Regional. Facultat de Geografia i Història. Montalegre, 6. E-08001. Barcelona. justinolosada@ub.edu

Abstract: The volumetric study of polycyclic landforms such as alluvial cones, contributes to an understanding of erosion and accumulation processes in alpine valleys. With regard to the assessment of the 2009 and 2010 debris flow events (400,000 m³) in the Spreitlaur catchment, volumetric analysis of alluvial cones was conducted. The application of different volume estimation methods indicates a good relationship between the obtained results, with the coefficients of variation (CV) of 9.2% and 6.8% respectively for each cone. The post-LGM sedimentation processes of the upper Hasli valley were dominated by gravitational and fluvial processes during the Late Glacial and Holocene transition, whereas the present system generates sediment bypass and net losses.

Palabras clave: conos aluviales, volumen, MDT, SIG

Key words: alluvial cones, volumes, DTM, GIS

1. INTRODUCCIÓN

Los conos aluviales constituyen uno de los depósitos de sedimento (*sediment storage*) más extendido en valles alpinos, que sirven como enlace entre las áreas glaciadas del nivel de cumbres (*sediment sources*), y las cubetas sedimentarias de fondo de valle (*sediment sinks*) (Otto et al. 2008). El estudio volumétrico de estos conos aluviales de génesis mixta, contribuye a analizar los procesos de erosión y acumulación en valles alpinos, así como sus riesgos naturales asociados, como el flujo de derrubios del barranco de Rotlaur derivado de la avenida de 2005, estimado en 500.000 m³ y uno de los mayores en los Alpes en la historia contemporánea. Por ello se propone el análisis volumétrico de dos conos aluviales; el del torrente Spreitlaur, que durante 2009 y 2011 canalizó en varios eventos un volumen semejante al del Rotlaur (400.000 m³), y el del contiguo Wachtlamm, con el fin de contextualizar y caracterizar las aportaciones de sus flujos respecto al volumen depositado.

2. METODOLOGÍA

Ante la falta de datos de los fondos, se han evaluado métodos manuales y automáticos así como su bondad y precisión para proponer una metodología SIG basada en estos casos previos.

2.1 Preparación de los datos

La estimación de niveles de topografía subsuperficial, parte de valores medios tomados para evaluar los métodos volumétricos referidos en la capa raster del MDT, mediante una tabla de puntos con coordenadas X e Y conocidas, y valores Z en relación a la proyección de las laderas contiguas al cono aluvial. Incluye además, la proyección subparalela del talweg original previo al ápice del cono y la proyección del plano de fondo de valle hasta la región en la que convergen las proyecciones anteriores. La convergencia de planos se estima así hallando la tangente del ángulo entre un plano perpendicular al perfil transversal del talweg y la pendiente de la ladera. Conociéndose la anchura del curso, se puede estimar el plano perpendicular hacia el centro del mismo, disponiéndose un triángulo rectángulo cuyo cateto AB se obtiene despejando

como se indica en la Fig. 1.

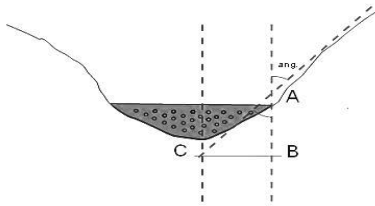


Fig. 1. Diagrama teórico de cálculo de fondos.

2.2. Cálculo por métodos manuales

Referidos con asiduidad en la bibliografía, se basan en el cálculo de volumen de una forma cónica o troncocónica referidas en Lloyd *et al*, (1998) y Giles (2010). Método sencillo de aplicar, ya que solo se necesita saber la superficie de la base del abanico, la cual se estima proyectando los puntos de superficie, y la diferencia de cota entre ápice y parte distal si el fondo es plano. En nuestro caso se ha tomado el dato medio de fondo estimado en el paso anterior, debido a la morfología de base inclinada que presentan los conos indicados. Se expresa de la manera:

$$V(abanico) = \frac{Bh}{3}$$

Donde *B* es la base del sector de cono correspondiente, *h* es la altura y *n* se define como el ángulo de barrido del cono, como se indica en la Fig. 2. Igualmente se ha estimado el volumen mediante integración, partiendo de la formulación de la función de Troeh (1965), quien propuso que un cono aluvial puede definir su morfología externa por medio de una función en \mathbb{R}^2 de curvatura cóncavo-convexa en perfiles radiales y transversales respectivamente, mediante la expresión:

$$Z = P + SR + LR^2$$

donde *Z*, es la elevación en cualquier punto de la superficie, *P* es la cota en el punto central, *S* es el gradiente de los lados, *R* es el radio desde *P* al punto cuya elevación es *Z* y *L* es la proporción media de cambio de pendiente a lo largo de una línea radial de

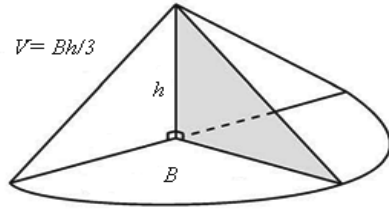


Fig. 2. Esquema del volumen de la sección de cono. Modificado de Giles, (2010)

ápice a término. Un sistema de tres ecuaciones lineales generado por los puntos A, B y C sobre las curvas de nivel en el mapa, y las distancias *R* desde el centro de cada circunferencia hasta los puntos, resuelve los coeficientes. Nanninga y Wasson, (1985) y Oguchi (1991) indican entonces la expresión de volumen como:

$$V = \int_{Superficie} r(fr)d\theta dr$$

que aplicando la función en \mathbb{R}^2 de Troeh resulta en:

$$V = 2 \int_{\theta=0}^{\theta_{max}} \int_t^T (PR + SR^2 + LR^3) dR d\theta$$

Donde *t/T* se corresponde con el contorno de radio más amplio, desde el ápice hasta que la capa base se une con la superficial en el borde distal y el ángulo θ es el arco entre el centro del círculo que encierra las curvas proyectadas como curvas de nivel.

2.3. Cálculo por métodos automáticos

Las aplicaciones SIG y CAD son potentes utensilios de cálculo de casos como el propuesto. El análisis Cut & Fill (Moreno 2008) nos permite comparar cotas entre dos capas *raster*, que en nuestro caso han sido las definidas por el MDT y la calculada como fondo. Igualmente, mediante la extensión InRoads (Bentley, 2010) de Autocad, se pueden calcular volúmenes por la comparación de modelos basados en TIN o por interpolación cuadrangular de prismoides. Cabe indicar

que en ambos casos surgen problemas de corte ortogonal al realizar la interpolación, ya que la capa de fondo tiene una resolución mucho menor que los 2 m. del MDT real o capa superior, para lo cual se ha propuesto un método de interpolación sencilla. Naninga y Wasson (1985) indican que si se descompone el cuerpo del cono en la suma de los volúmenes de bloques regulares discretos, la expresión final que se obtiene es:

$$V = \sum_{i=1}^N \sum_{l=1}^{M_i} R_{ij} w_{ij} \theta_{ij} t_{ij}$$

donde R es la diferencia entre los radios interno y externo de los sectores de corona circular, w , la diferencia entre radio mayor y menor en cada sector, θ es el ángulo de cada segmento de corona y t es la altura de cada bloque. Partiendo de esta idea, se ha propuesto sobre la capa de fondo, una teselación bajo interpolación básica de polígonos de Thiessen, creando centroides encerrados por polígonos de tamaño variable no regulares. Este tamaño se ha definido conforme a puntos de proyección entre las curvas de nivel en superficie y su correspondiente punto en el subsuelo.

3. RESULTADOS

Una vez extraído el valor medio de fondo mediante la realización de cortes iterados como el descrito en el primer apartado, se han evaluado los procesos manuales de manera directa y por medio del software Mathematica 5.2, así como los medios automáticos mediante ArcGis 9.3 e InRoads 5. La teselación en polígonos de Thiessen, empleada en climatología con frecuencia, genera una capa *shapefile* poligonal de modo que la superficie de cada tesela se calcula mediante un script en Visual Basic (Peña, 2005).

De la diferencia de cota entre el centroide de cada polígono y la proyección de cada punto en la superficie, obtienen los datos necesarios para sumar el volumen de cada prisma. (Fig. 3). Los resultados propuestos para ambos abanicos indican valores

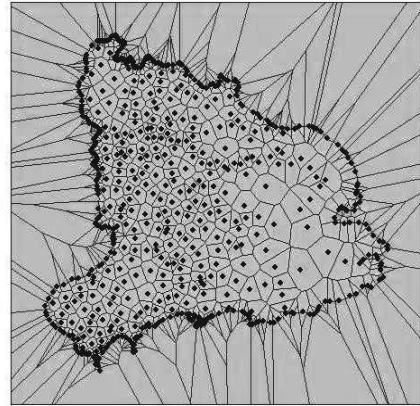


Fig.3. Teselación en Polígonos de Thiessen / Diagrama de Voronoi para el fondo del cono aluvial Spreitlauri.

medios de 23.605.743,6 m³ para el cono del barranco Spreitlauri, y 2.801.471,6 m³ para el cono del Wachtlamm (Tabla 1). Se destaca el mejor encaje de los modelos propuestos al cono del Wachtlamm, de morfología más regular que el Spreitlauri, así como la cercanía de valores obtenidos mediante teselación y suma, y métodos de creación de TIN y posterior Cut & Fill en ArcGis 9.3 e InRoads 5 bajo Autocad 2002.

Tabla 1. Volúmenes calculado según lo métodos propuestos.

	Spreitlauri (m ³)	Wachtlamm (m ³)
V. Cono	19.085.170,5	2.544.487,3
V. Thiessen	23.944.275,5	2.625.432,3
V. Integración	27.063.652,5	3.120.987,3
V. SIG	24.143.532,5	2.951.974,1
V. InRoads, Prismoides	23.695.002,6	2.780.335,3
V. InRoads, Triángulos	23.702.827,8	2.785.613,6

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La aplicación de los métodos indica buen ajuste, con CV de 9,2% y 6,8% respectivamente para cada cono, de modo que en general los métodos aportan poco

error, mostrando robustez de los más sencillos frente a los complejos tales como la suma de prismas mediante interpolación básica frente a la integración. Cabe añadir el error de base del Data Input, estimado entre 10% y 25% al suponerse la topografía de fondo ya que esta dependerá de la dinámica previa a la génesis del cono, que será menor si la dinámica es torrencial, ya que el perfil se adecua mejor a los modelos propuestos, o mayor si la dinámica previa es glacial; aspectos que crean sobreestimaciones volumétricas al integrar la función, método de mayor precisión para conos sobre fondos planos, como indican Schrott. *et al.* (2003). En lo que respecta a cuestiones dinámicas, el material movilizado desde el año 2009 por el torrente Spreitlauri, (Transitgas 2010) equivalente a un 1,7 % del volumen total del cono, y fue depositado en cauce del río Aare, colector principal de la cuenca. Estos nuevos datos, en comparación con los obtenidos tras el análisis del MDT, junto con los resultados obtenidos por Schulte *et al.* (2009) en los fan-deltas de la región, apoyarían la hipótesis de que la mayor cantidad de acumulaciones post-LGM en los valles alpinos resultan de procesos gravitatorios, fluviales y mixtos paraglaciales, que tuvieron lugar durante el período Tardiglacial y su transición hacia el Holoceno. Actualmente, los conos del Spreitlauri y Rotlauri entrarían en fase de desestabilización al producirse pérdidas netas durante eventos de avenida, funcionando como *sediment bypasses*.

Agradecimientos

Los autores quieren agradecer a AGAUR por la beca predoctoral FI destinada al primero, así como al marco del proyecto CGL 2009 – 06951/BTE del Ministerio de Economía y Competitividad, a la institución ICREA Academia, y al Servicio de Geoinformación del Cantón de Berna por la cesión del MDT. De manera personal el primer autor desea agradecer a Francesc Pros, su ayuda prestada en la evaluación de modelos en InRoads.

REFERENCIAS

- Bentley Systems Incorporated. 2001. *Tutorial de InRoads SelectCAD* 07.01 DAA 020790-4/0001 Bentley S.I. Exton. PA 356 pp.
- Giles, P.T. 2010. Investigating the use of alluvial fan volume to represent fan size in morphometric studies. *Geomorphology* 121, 317-328.
- Lloyd, M.J., Nichols, G.J. y Friend, P.F., 1998. Oligo-Miocene alluvial-fan evolution at the southern Pyrenean thrust front, Spain. *Journal of Sedimentary Research* 68 (5), 869-878.
- Moreno, A. 2008. *Sistemas y Análisis de la Información Geográfica, Manual de autoaprendizaje con ArcGis*. Ed. Ra-Ma. Madrid. 980 pp.
- Nanninga, P.M. y Wasson, R.J. 1985. Calculation of the volume of an alluvial fan. *Mathematical Geology* 17 (1), 23-65.
- Oguchi, T. 1991. Quantitative study of sediment transport in mountain drainage basins since the Late Glacial. *Transactions of the Japan Geomorphological Union* 12 (1), 25-39.
- Otto, J.-C., Götz, J. y Schrott, L. 2008. Sediment storage in alpine sedimentary systems – quantification and scaling issues. - In: *Sediment dynamics in changing environments*. IAHS Publications 325, 1-8.
- Schmidt, J., Cochrane, T., Phillips, C., Elliott, S., Davies, T., y Basher, L. Peña, J. 2005. *Sistemas de Información Geográfica aplicados a la Gestión del Territorio*. Ed. Universidad de Alicante. 310 pp.
- Schrott, L., Hufschmidt, G., Hankammer, M., Hoffmann, T., y Dikau, R. 2003. Spatial distribution of sediment storage types and quantification of valley fill deposits in an alpine basin, Reintal, Bavarian Alps, Germany. *Geomorphology* 55 (1-4), 45-63
- Schulte, L., Veit, H., Burjachs, F. y Julià, R., 2009. Lutschine fan delta response to climate variability and land use in the Bernese Alps during the last 2400 years”, *Geomorphology* 108, 107-121.
- Transitgas AG. 2010. *Summary Note on Spreitlauri Events and Actions*. 19th August 2010). 8 pp.
- Troeh, F.R. 1965. Landform equations fitted to contour maps. *American Journal of Science* 263, 616-627.

INFLUENCIA DE LAS PROPIEDADES EDÁFICAS Y DE LA VEGETACIÓN EN EL COMPORTAMIENTO HIDROLÓGICO DE UNA PEQUEÑA CUENCA FORESTAL DE LA MONTAÑA MEDIA PIRENAICA

Influence of soil properties and vegetal cover on hydrological behavior of a small forested catchment in the mid-mountain Pyrenees

M.P. Serrano-Muela⁽¹⁾, D. Regüés⁽¹⁾

(1) Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC). Avda. Montañana, 1005. 50059 Zaragoza. (ESPAÑA). (1). pili@ipe.csic.es

Abstract: This paper summarizes the main study results of an analysis of the hydrological response of a small forest catchment in the mid-mountain Pyrenees. The rainfall-runoff relationship emphasizes the influences on the moderate response processes: the high rainfall interception values (between 75 and 80%) and the characteristics of forest soils, which are highly developed, with high infiltration capacity and high organic matter content. The runoff generation capacity is reduced, except at certain times of year when water table conditions are more favorable: after cumulative rainfall during a long period, high values of base flow and groundwater levels rise.

Palabras clave: cuenca experimental, interceptación de lluvia, suelos forestales, hidrología, montaña media pirenaica.

Key words: experimental catchment, rainfall interception, forest soils, hydrology, mid-mountain Pyrenees.

1. INTRODUCCIÓN

El efecto del bosque en la respuesta hidrológica, y concretamente en los caudales, ha sido uno de los temas más controvertidos del debate científico sobre los recursos hídricos. Algunos trabajos han demostrado que el caudal de crecidas sí puede provenir de zonas forestales, al contrario de lo que se ha pensado antiguamente de que el bosque actúa como una esponja infinita (Herwitz, 1986; Bonell et al., 1991).

De entre los factores que determinan la respuesta hidrológica en pequeñas cuencas, Hewlett y Hibbert (1967) destacan la profundidad de los suelos, la relativa distancia a capas impermeables, o determinadas propiedades edáficas tales como pedregosidad, capacidad de infiltración y de retención hídrica y la abundancia de macroporos, tan importante en la hidrología en áreas boscosas (Bosch y Hewlett, 1982), en las que el nivel freático oscila muy rápidamente como consecuencia de la elevada transmisividad hídrica (Germer et al., 2010).

Este trabajo presenta un resumen del análisis de la respuesta hidrológica de un espacio forestal y su relación con los factores de mayor influencia: los suelos, cuyo comportamiento hidrodinámico favorece los procesos de infiltración (Regüés et al., *en prensa*), la vegetación, con sus altas tasas de interceptación asociadas (Serrano Muela et al., *en prensa*), y la dinámica del nivel freático (Serrano Muela et al., 2008).

2. ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca de San Salvador de 92 ha (Fig. 1) se localiza en el Sector del Flysch eoceno surpirenaico, en el valle de Aísa (Serrano-Muela et al., 2005, 2008). El barranco de San Salvador vierte sus aguas al río Estarrún por su margen izquierda.

El clima del área de estudio ha sido definido como “de montaña media mediterránea, con influencia atlántica de transición a submediterráneo” (Creus, 1983). La temperatura media anual está próxima a los 10° C y la precipitación media anual cercana a los 1100 mm.

La cuenca presenta una densa cubierta forestal (95% del área) de coníferas y

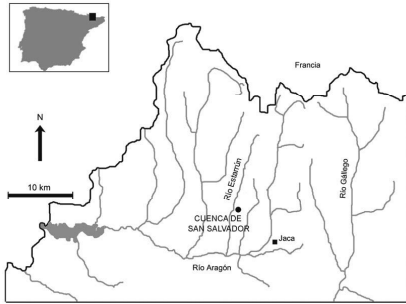


Fig. 1. Localización de la cuenca de San salvador

frondosas.

Los suelos muestran un buen desarrollo, excepto en las zonas de mayor pendiente, con profundidades que superan un metro. Están caracterizados por su elevado contenido en materia orgánica, textura fina, horizontes superficiales con estructuras fuertes y cohesionadas y tamaño de agregados pequeño, lo que favorece una porosidad elevada.

3. EQUIPAMIENTO Y MÉTODOS

La instrumentación de la cuenca ha facilitado el registro del caudal, la precipitación, la dinámica del nivel freático y la interceptación arbórea.

El dispositivo consta de:

- Estación de aforo equipada con sondas de nivel Keller DCX22-AA y Lundhal DCU-7110, además de un equipo ISCO3700 para el muestreo de agua durante las crecidas (Serrano-Muela et al., 2005).
- Dos piezómetros (laderas norte y sur) equipados con sondas de nivel Keller DCX99-AA (Serrano-Muela et al., 2008).
- Tres parcelas para evaluar la interceptación arbórea bajo cubierta de pino, haya y quejigo (Serrano-Muela et al., en prensa).

Por otro lado, se realizó una caracterización del suelo a partir de 7 perfiles y el análisis de algunas propiedades físicas, químicas e hídricas.

Los hidrogramas de crecida se han diferenciado mediante el método clásico de Hewlett y Hibbert (1967) y para el análisis hidrológico se ha utilizado el coeficiente de escorrentía de crecida (Cosandey, 1986) y el caudal de base antecedente, que describe el estado hídrico de la cuenca.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La respuesta hidrológica de la cuenca de San Salvador se ha estudiado durante el periodo 1999-2006 (103 eventos) a escala anual, mensual y de evento/crecida. El estudio de mayor detalle, a escala de evento, ha evidenciado la influencia del estado hídrico previo (a través del caudal de base), las características de la precipitación y el nivel freático, en la generación de crecidas. La Fig. 2 resume el comportamiento hidrológico de la cuenca mediante la evolución anual del coeficiente de escorrentía. Se observa claramente el efecto de la estacionalidad climática.

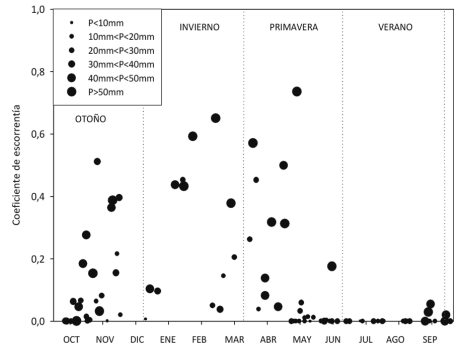


Fig. 2. Coeficientes de escorrentía de las crecidas registradas entre 1999 y 2006.

Todos los eventos cuyo coeficiente sobrepasa el 0,10 se producen entre otoño, invierno y primavera. En verano raramente se produce respuesta. En la figura se pueden distinguir tres periodos que definen bien la dinámica hidrológica:

- (i) Un periodo húmedo, entre principio de octubre y de mayo, donde se produce la mayoría de crecidas y los coeficientes de escorrentía alcanzan valores relativamente

elevados.

(ii) Un periodo eco comprendido entre mediados de junio y mediados de septiembre, en el cual los coeficientes de escorrentía son, salvo excepciones, próximos a 0.

(iii) Un periodo de transición de condiciones húmedas a secas (entre mayo y junio) y de condiciones secas a húmedas (entre mediados de septiembre y octubre). En estos periodos es cuando se pueden encontrar los coeficientes de escorrentía más variables.

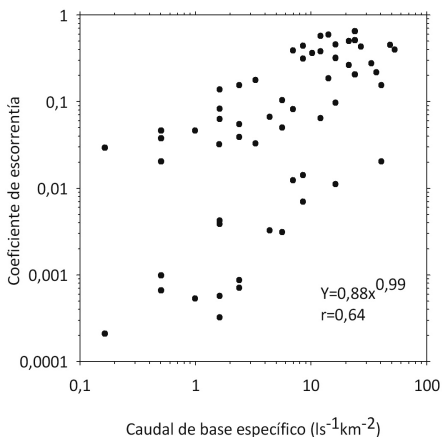


Fig. 3. Relación entre el caudal de base antecedente y el coeficiente de escorrentía de crecida.

La Fig. 3 muestra la relación entre el coeficiente de escorrentía y el caudal de base previo a la crecida (r de Pearson). La correlación positiva y estadísticamente significativa ($r=0,64$; $p<0,01$) indica la clara influencia del estado hídrico previo en la intensidad de la respuesta. Por otro lado, los valores de interceptación observados en la cuenca son generalmente altos (Serrano Muela et al., *en prensa*). De entre los dos fenómenos que componen la partición de la lluvia (Llorens y Domingo, 2007), la trascolación es el que presenta una mayor participación cuantitativa, mientras la escorrentía cortical presenta valores muy bajos. Los valores de trascolación obtenidos en la tres especies estudiadas (Serrano Muela et al., *en prensa*) confirman la influencia de este

proceso y su relación con el tipo de especie: *Pinus sylvestris* presenta un valor anual constante de trascolación de 74,2% de la lluvia, *Quercus gr. faginea* y *Fagus sylvatica* han sido estudiadas teniendo en cuenta su estado fenológico. Durante el periodo con hojas, la primera alcanza mayores valores que la segunda (76,8% y 65,7% respectivamente). Durante el periodo sin hojas los valores de trascolación aumentan, bajo *Quercus gr. faginea* el valor es de un 79% y bajo *Fagus sylvatica* un 80,2%.

Con respecto a la dinámica de los niveles freáticos, se ha observado una marcada estacionalidad, que no llega a aflorar en la superficie del suelo y que muestra una rápida oscilación (Serrano Muela et al., 2008). Esta dinámica temporal también ha revelado que produce un efecto sobre la respuesta hidrológica, de manera que la relación estadística entre la escorrentía y la precipitación es mayor cuando el nivel freático se encuentra más próximo a la superficie (Fig. 4).

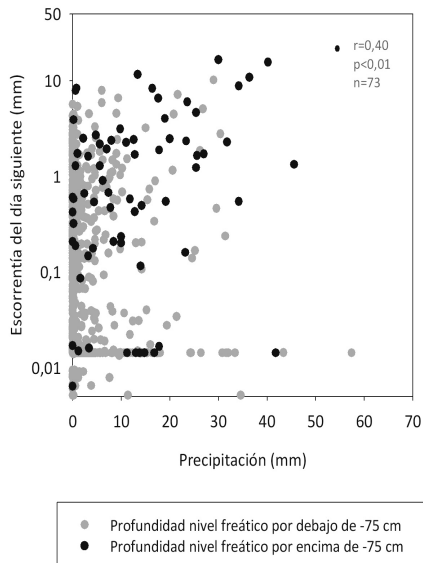


Fig. 4. Efecto de la altura del nivel freático sobre la relación entre precipitación y escorrentía.

El estudio edáfico en la cuenca de San Salvador ha revelado la enorme importancia de determinadas propiedades

edáficas como la estructura, la textura y el contenido en materia orgánica. La desarrollada estructura, por ejemplo, favorece la capacidad de infiltración del agua y la circulación de ésta dentro del subsuelo. Las altas tasas de infiltración de agua en el suelo (Regüés et al., *en prensa*) y la elevada capacidad de retención hídrica son indicativas de que la circulación subsuperficial del agua en los suelos forestales es mucho más eficiente que en otros usos del suelo.

5. CONCLUSIONES

La respuesta hidrológica de la cuenca de San Salvador sólo puede explicarse por dos características propias de la cuenca muy relacionadas entre sí: el papel de la vegetación y las características de los suelos, con su particular comportamiento hidrodinámico, propio de espacios forestal inalterados (Price *et al.*, 2010; Germen *et al.*, 2010).

La respuesta hidrológica presenta una marcada estacionalidad, consecuencia de la influencia que ejerce la cubierta forestal (interceptación y evapotranspiración) en el estado hídrico del suelo. Por otro lado, la elevada capacidad de infiltración y la dinámica del nivel freático demuestran que el flujo subsuperficial constituye un elemento fundamental en la respuesta hidrológica, que se refleja en la clara influencia del caudal de base antecedente sobre respuestas hidrológicas.

Agradecimientos

Los proyectos: PROBASE (CGL2006-11619/HID), CETSUS (CGL2007-66644-C04-01/HID), e INDICA (CGL2011-27753.C02) del Plan Nacional I+D+i han financiado este estudio, con el apoyo de la red RESEL (Ministerio Medio Ambiente).

REFERENCIAS

Bonell, M., Gilmour, D.A. y Cassells, D.S. 1991. The links between synoptic climatology and the runoff response of rainforest catchments on the wet tropical coast of north-eastern Queensland.

- En Kershaw, P.A. y Werran, G. (Eds.): *Australian National Rainforests Study Report*, Vol. 2. Australian Heritage Commission, Canberra, A.C.T., 27-62.
- Bosch, J.M. y Hewlett, J.A. 1982. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology* 55, 3-23.
- Cosandey, C. 1986. De l'origine de l'écoulement rapide de crue, dans un petit bassin-versant forestier breton. *Zeitschrift für Geomorphologie, N. F.*, suppl. Bd. 60, 177-186.
- Creus, J. 1983. El clima del Alto Aragón Occidental. *Monografías del Instituto de estudios Pirenaicos*, 109 pp.
- Germer, S., Neill, Ch., Krusche, A.V., Elsenbeer, H. 2010. Influence of land-use changes on near-surface hydrological processes: Undisturbed forest to pasture. *Journal of Hydrology* 380 (3-4), 473-480.
- Herwitz, S.R. 1986. Infiltration-excess caused by stemflow in a cyclone-prone tropical rainforest. *Earth Surface Processes Landforms* 11, 401-412.
- Hewlett, J.D. y Hibbert, A.R. 1967. Factors affecting the response of small watershed to precipitation in humid areas. En Sopper, W.E. y Lull, H.W. (Eds.): *International Symposium of Forest Hydrology*, Pergamon Press, 275-290.
- Llorens, P., Domingo, F., 2007. Rainfall partitioning by vegetation under Mediterranean conditions. A review of studies in Europe. *Journal of Hydrology* 335, 37-54.
- Price, K., Jackson, C.R., Parker, A.J. 2010. Variation of surficial soil hydraulic properties across land uses in the southern Blue Ridge Mountains, North Carolina, USA. *Journal of Hydrology* 383 (3-4), 256-268.
- Regüés, D., Serrano-Muela, P., Nadal-Romero, E., Lana-Renault, N. *En prensa*. Análisis de la variabilidad temporal de la infiltración en un gradiente de degradación de usos del suelo en el pirineo central. *Cuaternario & Geomorfología*.
- Serrano Muela, M.P., Regüés, D., Latron, J., Martí Bono, C., Lana-Renault, N., y Nadal Romero, E., 2005. Respuesta hidrológica de una cuenca forestal en la montaña media pirenaica: el caso de San Salvador. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 31, 59-76.
- Serrano-Muela, M.P., Lana-Renault, N., Nadal-Romero, E., Regüés, D., Latron, J., Martí-Bono, C. y García-Ruiz, J.M., 2008. Forests and their hydrological effects in mediterranean mountains: the case of the central Spanish Pyrenees. *Mountain Research Development* 28, 279-285.
- Serrano-Muela, P., Regüés, D. y Nadal-Romero, E. *En prensa*. Trascología y escorrentía cortical en la cuenca experimental de San Salvador, Pirineo Central. *Cuaternario & Geomorfología*.

INFLUENCIA DEL MACIZO ROCOSO EN LA GÉNESIS DE LOS FUTUROS DESPRENDIMIENTOS DEL ÁREA DE AJANEDO-MERILLA. CANTABRIA

Rock mass influence in the occurrence of future rock falls in the Merilla-Ajanedo area. Cantabria

G. Fernández-Maroto ⁽¹⁾, A. González-Díez ⁽¹⁾, M. Doughty ⁽¹⁾, J. Remondo ⁽¹⁾, P. Martínez-Cedrún ⁽¹⁾, J.R. Díaz de Terán ⁽¹⁾, V. Bruschi ⁽¹⁾, J. Bonachea ⁽¹⁾, A. Cendrero ⁽¹⁾

(1) Departamento de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada (SPAIN). gema.fernandez@unican.es.

Abstract: Assessing the travel distance of rockfalls requires the appropriate characterisation of the factors that govern instability processes. These factors can be divided into those governed by the source area, those related to the trajectory, and other extrinsic factors like the weather conditions. In this paper, methodology is proposed that aims to identify the above mentioned factors by means of field and geomorphological techniques. The characterisation of the source area and the location of future rock falls have been specifically discussed. Simulation programs have been used to determine rockfall travel distance, in order to plan mitigation measures. The chosen study area is Merilla-Ajanedo, located at the intersection of two distinct tectonic features in Cantabria: the "Escudo Thrusting Front" and the "Selaya-Arredondo Fault".

Palabras clave: caída de rocas, macizo rocoso, índices de clasificación, alcance de los bloques

Key words: rock fall, rock mass, classification index, scope of the blocks.

1. INTRODUCCIÓN

Uno de los aspectos que resulta de mayor interés en el estudio de los desprendimientos, es la determinación del lugar hasta dónde llegará el material caído (alcance). Dicho alcance tiene también interés en el desarrollo de mapas de riesgo, especialmente si se trata de caídas de roca en laderas de alta montaña.

Los factores que controlan el alcance de las caídas de roca se pueden dividir en aquellos que dependen del área fuente, los que dependen de la dinámica de la caída y los que dependen de otros procesos presentes en la zona afectada. Los que dependen del área fuente están relacionados, por una parte, con las condiciones estructurales del macizo rocoso como la combinación de familias de fracturas, estratificación, lineamientos, continuidad de las discontinuidades, distancia entre familias de discontinuidades, la apertura, rugosidad y rellenos de las discontinuidades, y por otra con características propias del macizo como la meteorización de la matriz rocosa, la resistencia del material, el ángulo de

rozamiento interno, la cohesión y la presencia de agua, (González de Vallejo et al., 2002; Ferrer y González de Vallejo 2007). Los relacionados con la dinámica de la caída, dependen del tamaño y masa del bloque desprendido, su velocidad inicial y angular, así como de la morfología y rugosidad del talud por el que cae (Stevens, 1998). La presencia de otros procesos activos externos próximos, las condiciones climáticas, la presencia de vegetación, el socavamiento basal de las laderas producido por los arroyos o ríos (González. 1995; González-Díez et al., 2000), también influye en el alcance de las caídas.

El empleo combinado de diferentes técnicas geomorfológicas de campo, gabinete y laboratorio, junto con el empleo de métodos de clasificación y estabilidad de macizo rocoso posibilita caracterizar las posibles áreas fuente. Las simulaciones realizadas en programas 2D, de análisis probabilístico de caídas de rocas, permiten conocer el alcance de las futuras caídas de rocas. Sin embargo, no queda claro cuáles son las condiciones de contorno (tipo de tamaño de bloque, velocidades iniciales, etc.) que deben usarse en las simulaciones.

El análisis geomorfológico de eventos ocurridos en el pasado permite identificar mejor estas condiciones. Con toda esta información se pueden conocer las áreas con mayor probabilidad de ser alcanzadas por desprendimientos en la zona. Para comprobar esta hipótesis se ha elegido una zona de la cordillera cantábrica en la que predominan las caídas de rocas.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio está localizada en el valle del río Miera (Cantabria), entre las localidades de Ajanedo y Merilla (Fig.1A), donde los procesos de ladera tienen especial relevancia.

Desde un punto de vista litoestratigráfico, el sustrato está formado por calizas arenosas, arcillas y areniscas del Bedouliense Inferior. Sobre ellas y concordantes afloran calizas urgonianas masivas. Toda esta serie presenta una orientación E-O y un buzamiento en torno a 30° al N.

Desde el punto de vista estructural, la zona de estudio está situada sobre un accidente del zócalo de 2,2 km² de superficie que se denomina área inestable de Ajanedo-Merilla, delimitada por la falla “Frente Cabalgante de El Escudo de Cabuémiga”, de orientación E-O, y la Falla de Selaya-Arredondo, con una orientación WSW-ENE. Estas fallas presentan en la actualidad un comportamiento latente, dado que liberan altas dosis de radón²²² y están ligadas a epicentros de sismos originados en los últimos 50 años, siendo los procesos de ladera muy activos en la zona desde el Atlántico (González-Díez et al., 2009). La combinación de estas fracturas origina que los materiales del sustrato estén muy mecanizados, favoreciendo la aparición de deslizamientos de plano de rotura profundo.

Desde un punto de vista geomorfológico, corresponde con un macizo carbonatado situado a unos 300 m sobre el fondo del valle. Presenta laderas de fuerte pendiente en las que se desarrollan numerosos

procesos de ladera (caídas de roca, deslizamientos traslacionales, avalanchas de roca). La parte superior del macizo está dominada por formas de disolución superficial. En la zona oriental se localiza un graben de 1,2 x 1,8 km de extensión y 10 m de profundidad, que corresponde con la cabecera de un movimiento complejo (deformación gravitacional profunda), denominado deslizamiento de Ajanedo. En su ladera oriental da lugar a desprendimientos y avalanchas de roca donde se centran los primeros análisis de este trabajo. La actividad de esta zona se ve favorecida por la acción erosiva del río Miera y sus arroyos tributarios, así como por la acción de lluvias intensas y heladas.

3. METODOLOGÍA

En primer lugar, se llevó a cabo una cartografía geomorfológica del área de estudio aplicando técnicas de campo y fotointerpretación. Para ello se emplearon fotografías aéreas a color a escala 1/5.000 adquiridas con fondos del proyecto del Plan Nacional de I+D+i (CGL2006-05903). Se cartografiaron tanto los movimientos en masa, sus tipologías, como sus elementos morfológicos más relevantes. Asimismo, se cartografió la ubicación de los bloques caídos, su tamaño, características morfológicas y posibles áreas fuente. Los vectores y polígonos generados en la cartografía se incorporaron en un SIG (ArcGis10) en el que se llevaron a cabo todos los análisis de correlación posteriores.

El soporte cartográfico utilizado para representar la información es una ortoimagen generada en 2005 a partir de fotografías aéreas del año 2003, tomadas a escala 1/5.000 en infrarrojo color, obtenidas en el marco de un Proyecto del Plan Nacional (REN2002-00079), de las que también se obtuvo un MDE de 5 x 5 m.

Paralelamente, se llevó a cabo un análisis del macizo rocoso según los métodos propuestos por Ferrer y González de

Vallejo (2007) y González de Vallejo et al. (2002), en el que se cartografiaron las principales discontinuidades, evaluándose su longitud, apertura, rugosidad, relleno, alteración, presencia de agua en la misma, etc., así como las características de la matriz rocosa (resistencia a la compresión simple y su grado de meteorización). Con todos estos datos se evaluó la calidad del macizo rocoso mediante el índice RMR de Bieniawski (1979), zonificando el mismo según clases de calidad. Para todas aquellas zonas clasificadas entre calidad “media” y “muy mala” (Clases IV a V de RMR), se llevó a cabo un análisis sencillo de estabilidad empleando procedimientos estereográficos en los que se consideraron las principales discontinuidades presentes en el macizo rocoso, así como la pendiente y orientación del talud del acantilado (que fue extraído de un MDT generados a partir del MDE anterior y verificado mediante procedimientos fotogramétricos), obteniéndose la posibilidad o no de generar roturas que den lugar a desprendimientos. Posteriormente, en las zonas con posibilidad de roturas se llevó a cabo un análisis del alcance de posibles desprendimientos, mediante el empleo de un programa de análisis probabilístico de caídas de roca en 2D (Rocfall 5.0), que permitió hacer diferentes simulaciones de las posibles situaciones de desprendimientos que se podrían originar en dicha zona. Los datos de entrada de estas simulaciones se obtuvieron del MDE anteriormente mencionado y de datos extraídos del estudio geomorfológico. Para ello, se consideraron los tamaños de bloques caídos más frecuentes, las orientaciones que presentan, las distancias alcanzadas desde el borde del talud, la presencia o no de elementos que aumenten o disminuyan la rugosidad del talud. Las simulaciones fueron contrastadas con los datos de desprendimientos registrados en el pasado.

4. RESULTADOS Y CONCLUSIONES

En la zona de estudio se han localizado 12 movimientos de ladera que se corresponden con un gran deslizamiento complejo, 2 áreas con desprendimientos y 1 zona de avalanchas de roca ligada al deslizamiento complejo y otras 8 zonas con desprendimientos adyacentes a este deslizamiento. El deslizamiento complejo (deslizamiento de Ajanedo), en planta tiene una extensión de 1.1 x 0,43 km y un desnivel de 260 metros (Fig.1B). Los desprendimientos identificados en toda la zona de estudio presentan dimensiones que oscilan entre 1000 m² y 3 ha. Cuatro de los individuos identificados presentan numerosos signos de inactividad con vegetación arbolada y arbustiva localizada entre los bloques desprendidos y líquenes asociados a los escarpes en el cantil.

La zona afectada por avalanchas de roca tiene una superficie de 2,3 ha. En ella se localizan diferentes eventos que se han superpuesto en el tiempo. El más reciente se originó en enero de 2006, dio lugar a un episodio de 164 m de longitud por 20 de anchura, con un desnivel de 190 m. Los depósitos cortaron la carretera de acceso a la localidad de Merilla, alcanzando el cauce del río. Desde un punto de vista geomecánico se levantaron 30 estaciones de toma de datos, en las que se tomaron valores de las discontinuidades y de la matriz rocosa, generándose una zonificación de calidad del macizo rocoso. De las 10 áreas identificadas con desprendimientos de roca, 4 se presentan como inactivas y 6 como activas. Las cuatro zonas que presentan desprendimientos inactivos poseen una calidad del macizo rocoso clase III (RMR, Bieniawski), mientras que las seis que presentan desprendimientos de alta actividad están localizadas entre las clases IV y V.

Los diagramas estereográficos desarrollados para las zonas activas muestran que éstas son susceptibles para generar desprendimientos de bloques y de

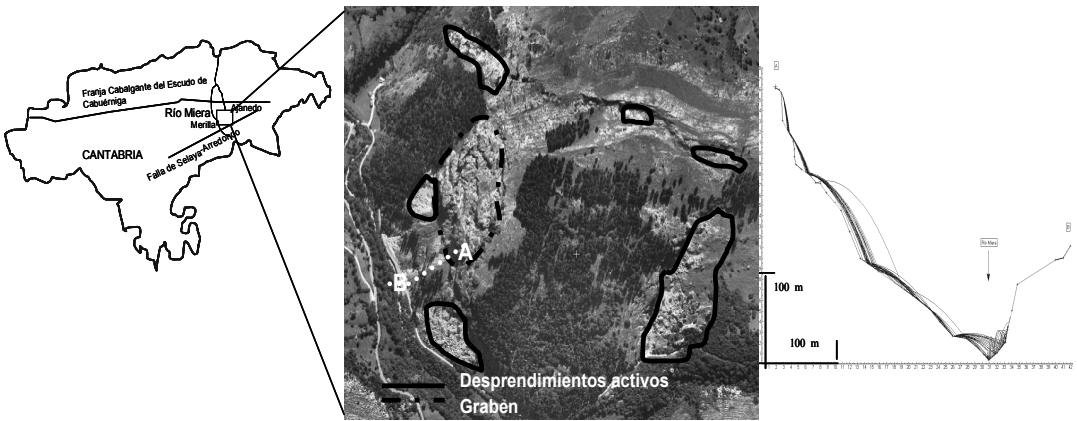


Fig. 1. A. Localización geográfica de la zona de estudio. B. Zona de estudio. C. Simulación del alcance de las caídas de rocas

cuñas que oscilan entre $2,7 \text{ m}^3$ y 675 m^3 dando alcances que oscilan entre 36 y 90 m respectivamente.

Los alcances obtenidos en simulaciones de los desprendimientos y avalanchas de roca del argayo de Ajanedo (Fig.1C), arrojan distancias que llegan a cortar la carretera comarcal Ca- 642 y superar el fondo del valle, tal como ocurrió en el episodio citado anteriormente.

Los resultados obtenidos en este trabajo demuestran la utilización de técnicas geomorfológicas combinadas con técnicas de clasificación de macizo rocoso y simulación para caracterizar alcances de desprendimientos de roca. Por otra parte, la realización de diagramas estereográficos en esas áreas fuente identificadas permiten conocer los bloques y cuñas susceptibles de desprendimiento. La utilización de programas de simulación de caídas tipo Rocfall permite, a su vez, predecir el alcance de estas caídas de rocas e identificar las posibles áreas afectadas por estos eventos.

Agradecimientos

Parte de los resultados de este trabajo han sido obtenidos a partir de información adquirida con cargo a los proyectos

REN2002-00079 y CGL2006-05903, del Plan Nacional I+D+i.

REFERENCIAS

- Bieniawski, Z.E. 1989. Engineering classifications. John Wiley and sons, Inc.
- Ferrer, M. y González de Vallejo, L.I. 2007. Manual de campo para la descripción y caracterización de los macizos rocosos en afloramientos. IGME, Madrid. 83p.
- González-Diez, A. 1995. Cartografía de movimientos de ladera y su aplicación al análisis del desarrollo temporal de los mismos y de la evolución del paisaje. Tesis Doctoral, U. de Oviedo, inédito. 415 p.
- González-Diez, A., Remondo, J. y Cendrero, A. 2005. Consideraciones sobre la relación entre movimientos de ladera y clima. En: Alonso, E., Corominas, J., Jordá, L., Romana, M, y Serón, J.B. (Eds.): VI Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. UPV y UPC, Valencia, 1103-1130.
- González de Vallejo, L., Ferrer, M., Ortuño, L. y Oteo, C., 2002. Ingeniería geológica. Prentice Hall. Madrid, 715 p.
- Steven, W.D. 1989. RocFall: A tool for probabilistic analysis, design of remedial measures and prediction of rockfalls. Tesis Doctoral Universidad de Toronto

LA INFLUENCIA DE LA TUBIFICACIÓN EN LA GÉNESIS DE DESLIZAMIENTOS ORIGINADOS POR LLUVIAS INTENSAS

The influence of piping on the occurrence of landslides triggered by intensive rainfalls

A. González Díez ⁽¹⁾, G. Fernández-Maroto ⁽¹⁾, M. Doughty ⁽¹⁾, P. Martínez-Cedrún ⁽¹⁾, J. Remondo ⁽¹⁾, V.M. Bruschi ⁽¹⁾, J. Bonaecha ⁽¹⁾, J.R. Díaz de Terán ⁽¹⁾, A. Cendrero ⁽¹⁾

(1) Departamento de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada (SPAIN). gonzalea@unican.es.

Abstract: Slope movements in Villafufre area (Cantabria) clearly respond to a climatic triggering factor. Landslides are distributed in the upper-middle part of slopes, and are possibly connected with piping developed in Keuper facies. In this paper the influence on the development of piping of the existing fracture network in the rock mass is analysed, in addition to the role of these features in landslide development. A geomorphological study, employing field and photointerpretation techniques, to identify piping lines was carried out. Also, using remote sensing techniques on satellite images, natural lineations have been identified and their correlation with the existing fracture network in the rock mass was analysed in a GIS. The natural lineations identified in the satellite images are correlated with the piping, and with rupture zones present on the slopes. Piping has a statistical relationship with the fracture network, whilst most of the rupture zones are linked to piping.

Palabras clave: deslizamientos, lluvias intensas, tubificación, teledetección, Cantabria

Key words: landslides, intensive rainfall, piping, remote sensing, Cantabria

1. INTRODUCCIÓN

Los umbrales de precipitación (Corominas, 2000; González et al., 2005) constituyen una línea interesante de investigación en procesos de ladera. Existen numerosos trabajos en los que se analiza el papel de la intensidad y duración de la precipitación o el efecto de la lluvia antecedente en la producción de roturas. Algunos de estos modelos, como el propuesto por Crozier (1999), consideran tanto el papel de la lluvia antecedente como de las características del terreno (factor de drenaje). Sin embargo, la aplicación de estos modelos a materiales plásticos resulta complicada sin tener en cuenta la capacidad del material para generar tubificación (*piping*). Como es sabido, las tubificaciones están relacionadas con el arrastre de finos así como con disoluciones. Lo que no se conoce bien es si estas tubificaciones están controladas por la fracturación existente en el macizo rocoso. Si las tubificaciones estuvieran controladas por la red de fracturación

cabría esperar que hubiese una estrecha relación espacial entre ambas. Es decir, los efectos del arrastre y/o disolución se producirían a través de una zona de debilidad que sería tomada por el agua en su avance.

Si esta hipótesis es correcta, en este tipo de materiales, debería haber una conexión entre roturas (argayos) y tubificaciones. Dentro de este modelo, la lluvia antecedente se emplearía en saturar el macizo rocoso hasta que éste pueda aportar agua a las laderas para su rotura, utilizando las tubificaciones como conductos de drenaje. Lógicamente, siguiendo este planteamiento, habría un desfase entre el momento en el cual ocurre el máximo de intensidad de precipitación y el momento en el que la rotura se manifiesta en la ladera.

Una posible vía de reconocer si las tubificaciones originadas en materiales blandos están relacionadas con la red de fracturación es mediante el empleo combinado de técnicas geomorfológicas, tanto de campo como de gabinete, y de

técnicas de teledetección.

Las técnicas geomorfológicas permiten identificar las tubificaciones existentes, describirlas y cartografiarlas. Las técnicas de teledetección también permiten identificar posibles tubificaciones, pero además los lineamientos que generan las fracturas en el terreno. Posteriormente, tras el tratamiento numérico de dicha información, se puede obtener un mapa de líneas de fractura que se puede correlacionar con la red de tubificaciones para comprobar la primera de las hipótesis presentadas. Por otra parte, la correlación de esta red con un mapa de deslizamientos permite comprobar la segunda de las hipótesis.

Para llevar a cabo dicho análisis se ha elegido una zona en la que se encuentren materiales de estas características, existan movimientos de ladera, tubificaciones y por último, registros de precipitación que permitan mostrar esos desfases entre roturas y los máximos de precipitación antes aludidos.

2. ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio en la que se verificaron estas hipótesis está localizada en la ladera sur del valle del arroyo de La Plata en el término municipal de Villafufre, Cantabria (Fig. 1).

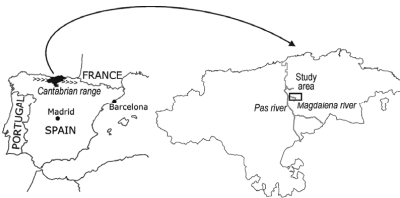


Fig. 1. Localización de área de estudio

Desde un punto de vista litoestratigráfico, en el fondo del valle y parte baja de la ladera afloran argilitas, yesos y sales en facies Keuper que localmente contienen bolsas de ofitas. En algunos casos las ofitas presentan un manto de alteración muy desarrollado dando una pasta plástica arcillosa en la que aparecen minerales

máficos hidratados. En la parte alta de la ladera aparece el Lías compuesto por dolomías sacaroideas, oquerosas que están recubiertas por calizas microcristalinas laminadas y brechas calizodolomíticas. Todo el paquete jurásico tiene unos 80 metros de espesor (Fig. 2). El conjunto sedimentario descrito está buzando hacia el SE unos 20-30°. Sobre ellos se encuentra un recubrimiento cuaternario de arcillas limosas de baja plasticidad (Índice de Plasticidad, $IP = 10.2$) y con un escaso contenido en carbonatos.

Desde un punto de vista estructural la zona de estudio presenta un sistema de fracturación con dos orientaciones dominantes NE-SO y NNW-SSE. Se trata de fracturas distensivas con un pequeño salto salvo casos concretos (González-Díez, 1995).

La geomorfología de la ladera presenta numerosas coladas de tierras (*earth flows*) y deslizamientos de tierras (*earth slides*) y caídas de rocas (*rock falls*), ligados al Jurásico, con edades inferiores a 200 años, localizados en su parte superior y media, dentro de los materiales del Keuper (González, 1995). La mayoría de estos movimientos corresponden a reactivaciones de otros argayos más antiguos de edades comprendidas entre los 200 y 5500 años B.P. Algunos de los depósitos más antiguos contienen bloques de materiales jurásicos suprayacentes que han sido arrastrados ladera abajo (González-Díez 1995). A lo largo de toda la ladera, sobre el Keuper aparecen numerosas tubificaciones, con diámetros que oscilan entre decenas de cm y 2 m. En ocasiones se detectan por el colapso de su techo dando lugar a pequeños huecos o depresiones. En las áreas más intensamente afectadas por movimientos de ladera se desarrollan pequeñas cuencas cuyos arroyos son tributarios del principal.

Desde un punto de vista climático la zona presenta un clima templado húmedo, con precipitaciones medias anuales entorno a 1100 mm y temperaturas medias anuales entorno a 15°C.



Fig. 2. Superior, corte geológico N-S de la ladera. Inferior, ejemplos de las tubificaciones localizadas.

Los datos de intensidad de precipitación obtenidos durante los últimos ocho años, por una estación meteorológica automática ubicada en la zona de estudio, muestran un claro desfase de entre tres y cuatro días entre los picos de intensidad de precipitación y los momentos en los que las laderas se desencadenan las roturas. Durante estos días de desfase continúan las lluvias de manera menos intensa.

3. METODOLOGÍA

La metodología empleada en este trabajo combina técnicas de teledetección y de campo. El soporte cartográfico utilizado para representar la información es una ortoimagen generada en 2005 a partir de fotografías aéreas del año 2003, tomadas a escala 1/5.000 en infrarrojo color, obtenidas en el marco del Proyecto del Plan Nacional de I+D FODISPIL (REN2002-00079). Posteriormente, en el año 2011, se inició la cartografía de las tubificaciones mediante técnicas de campo, midiéndose sus secciones promedio, y tomándose muestras del tipo de arcillas que componen el material en el que se desarrolla. Dado que la identificación de tubificaciones exige un trabajo de campo muy exhaustivo, se inició el análisis en dos zonas piloto en las que ya se contaba con información de la presencia de estos rasgos geomorfológicos. La cartografía de tubificaciones, junto con otros datos tomados en el campo de tipo

geomorfológico y litológico se incorporaron a un Sistema de Información Geográfica (SIG), ArcGis10, con el fin de facilitar el análisis de correlaciones entre tubificaciones, fracturas y procesos de ladera.

Paralelamente, mediante el tratamiento de imágenes de satélite (RapidEye) con técnicas de teledetección se identificaron todas las lineaciones posibles. Los lineamientos identificados en la imagen fueron posteriormente vectorizados e introducidos en el SIG, con el fin de verificar su origen. Por un lado, se compararon con los trazos rectilíneos de infraestructuras (carreteras, pistas forestales, linderos, tendidos eléctricos, etc.) mediante el análisis comparado de las lineaciones con las planimetrías aportadas por el Gobierno de Cantabria. Por otro lado, se compararon con la red de fracturación descrita en la literatura (González et al., 1992). De esta manera se descartaron los lineamientos artificiales de los naturales. Finalmente, estos lineamientos se cotejaron con datos de campo, comprobando además su orientación espacial. Las lineaciones de fracturas así obtenidas fueron posteriormente comparadas con las tubificaciones en el SIG, con el fin de establecer su correlación espacial. Este tratamiento ha sido realizado para toda la zona de estudio.

Las imágenes de RapidEye utilizadas corresponden al año 2009, y tienen una resolución espacial de 5 m x 5 m, y una resolución espectral que va desde el visible hasta el infrarrojo cercano en 5 bandas que corresponden con azul (B1: 440-510 nm), verde (B2: 520-590 nm), rojo (B3: 630-685 nm), límite del rojo (B4: 690-730 nm) e infrarrojo cercano (B5: 760-850 nm). Dichas imágenes fueron tratadas en el entorno de ERDAS 9.0

El tratamiento de la imagen se realizó en varias fases. En primer lugar, se llevó a cabo una corrección atmosférica o normalización de las imágenes. Posteriormente, una corrección geométrica,

para eliminar errores de georeferencia con el fin de que las imágenes se ajusten correctamente al soporte cartográfico usado. Y posteriormente técnicas de realce de imagen incluyendo filtros espaciales y espectrales.

4. RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Se ha identificado un total de 30 conductos en ambas zonas piloto. Diez de ellos presentan diámetros superiores a los 40 cm (grandes) y ocasionalmente muestran techos colapsados, originando agujeros en el terreno, de difícil identificación por la vegetación existente. El resto de las tubificaciones se han clasificado como pequeñas, presentan secciones muy irregulares inferiores a 20 cm. Solamente identificadas tras lluvias intensas.

Los resultados en relación con la identificación de lineamientos y su correlación con fracturas son muy positivos. Se han identificado numerosos lineamientos en las imágenes. Después de descartar los falsos lineamientos, se han considerado aquellas direcciones coherentes con la red de fracturación identificada en 1992.

La correlación espacial efectuada entre lineamientos y tubificaciones ha tenido un éxito del 100% en las tubificaciones grandes, mientras que en las pequeñas ha sido del 70%. Por lo que se puede decir que las grandes están controladas por la red de fracturación del macizo rocoso.

La segunda de las correlaciones espaciales, entre roturas y tubificaciones nuevamente ha tenido éxito, dado que en 5 de las 10 tubificaciones grandes localizadas éstas se sitúan aguas arriba y en proximidad a las coronas, por lo que pueden aportar aguas a las mismas durante los episodios de lluvias intensas. En el resto, las aguas vierten al pie de la ladera y no dan lugar a movimientos de terreno. En el caso de las tubificaciones pequeñas el resultado es peor, solamente un tercio de las mismas está directa o indirectamente relacionadas con las roturas.

Los primeros resultados de este trabajo arrojan dos conclusiones. La primera es que existe un control de la fracturación en las tubificaciones grandes, que es menos patente en las tubificaciones pequeñas. La segunda y última, es que si bien las tubificaciones son conductos de drenaje solamente están relacionados con la inestabilidad si afloran en las partes medias altas de la ladera.

Agradecimientos

Parte de los resultados de este trabajo han sido obtenidos a partir de información adquirida con cargo a los proyectos REN2002-00079 y CGL2006-05903, del Plan Nacional I+D+i.

REFERENCIAS

- Corominas, J. 2000. Landslides and Climate. En E. N. Bromhead (Ed.): *VIII International Symposium on landslides*, Cardiff, UK, Keynote lectures, CD.
- Crozier, M.J. 1999. Prediction of rainfall-triggered landslides: a test of the antecedent water status model. *Earth surface Processes and Landforms* 24, 825-833.
- González-Diez, A. 1995. *Cartografía de movimientos de ladera y su aplicación al análisis del desarrollo temporal de los mismos y de la evolución del paisaje*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, inédito. 415 p.
- González-Diez, A., Díaz de Terán, J.R. y Cendrero, A. 1992. "A two-step method of geomorphological mapping for the classification of slope movements and for the assessment of their contribution to erosion and landscape evolution". En M. Hermelin (Ed.): *Memorias del II Simposio Latinoamericano de riesgo geológico urbano II Conferencia Colombiana de Geología Ambiental*, AGID-Univ. EAFIT, Medellín, Colombia 1, 161-170.
- González-Diez, A., Remondo, J. y Cendrero A. 2005. Consideraciones sobre la relación entre movimientos de ladera y clima. En E. Alonso, J. Corominas, L. Jordá M. Romana y J.B. Serón (Eds.): *VI Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*. UPV y UPC, Valencia, 1103-1130.

MODELO HEURÍSTICO DE SUSCEPTIBILIDAD POR INESTABILIDADES SUPERFICIALES REALIZADO A ESCALA REGIONAL. ESTIMACIÓN DE BONDAD CON DATOS DE CAMPO

Heuristic shallow landslide susceptibility model at a regional scale. Accuracy estimation using field data

R. Menendez-Duarte ⁽¹⁾, J. Marquínez ⁽¹⁾

(1) INDUROT (Instituto de Recursos Naturales y Ordenación del Territorio) Universidad de Oviedo. rosana@indurot.uniovi.es

Abstract: Shallow landslide susceptibility model, carried out at a regional scale, was compared with the available data of shallow landslides. The model is a heuristic model that combines a small number of variables: bedrock geology, surficial deposits and slope angle. Mapping of these variables is reliable and has a homogeneous level of detail for the whole region. Available data on shallow landslides are: 1) an inventory map of 93 shallow landslides and 2) 10 recent shallow landslides triggered by two heavy rainfall events. Detected errors correspond mostly to 'boundary errors' generated when converting the thematic vector information to raster format. Other errors are related to bedrock geology map errors and/or incorrect criteria when classifying the bedrock units in the model. Moreover, the detailed study of 'some of the successful classifications' highlights the importance of superficial formations in the development of shallow landslides and the need for reliable geomorphological maps.

Palabras clave: susceptibilidad al deslizamiento, modelos heurísticos, inestabilidades superficiales, cartografía geomorfológica.

Key words: landslide susceptibility, heuristic model, shallow landslides, geomorphological mapping.

1. INTRODUCCIÓN

Las técnicas que se pueden aplicar para realizar modelos de inestabilidad de laderas son variadas, pero esencialmente se puede hablar de dos grandes grupos de modelos: 1) modelos probabilísticos y estadísticos que utilizan inventarios de deslizamientos como muestra de la variable dependiente y construyen el modelo en función de los valores que toman uno o varios de los factores condicionantes de la inestabilidad; estos factores condicionantes actúan como la variable o variables independientes del análisis y 2) modelos heurísticos o de 'criterio experto', en los cuales el experto decide el tipo o grado de peligrosidad de cada área, por cartografía directa o con la combinación de mapas de uno o varios factores condicionantes ponderados (Barredo et al, 2000; Abella and Van Westen, 2008).

La aproximación heurística puede ser considerada útil para obtener mapas

cualitativos de peligrosidad para grandes áreas con un esfuerzo relativamente pequeño (Abella and Van Westen, 2008). Además, si para el total de la zona de estudio no se dispone de una muestra uniforme de deslizamientos esta técnica será la única viable.

En el presente trabajo se muestra un modelo heurístico de susceptibilidad a la formación de inestabilidades superficiales realizado a escala regional. La gran variedad geológica y geomorfológica del área de estudio, unida al hecho de que los inventarios de inestabilidades existentes son escasos y restringidos a áreas geográficas concretas, hacen que esta metodología sea la única aplicable con un criterio uniforme en toda la región.

Por otra parte, para que exista uniformidad territorial, la cartografía de factores condicionantes también ha de ser uniforme y de igual calidad en toda el área de estudio. Por esta razón, en el modelo que se presenta se utiliza un número reducido

de variables (geológicas, geomorfológicas y de relieve) para las cuales se dispone de una base cartográfica conocida, fiable y con un grado de detalle comparable para todo el territorio.

El modelo realizado se ha comparado con los datos disponibles de inestabilidades superficiales para la región. Los objetivos que se persiguen son: 1) estimar la bondad del modelo realizado y 2) realizar un análisis de los aciertos y de los fallos detectados con el fin de comprender mejor las fortalezas y flaquezas del método seguido.

2. AREA DE ESTUDIO Y MODELO DE SUSCPTIBILIDAD

El área de estudio es coincidente con los límites del Principado de Asturias, una región situada en el noroeste de la Península Ibérica, con una extensión de 10000 km². El sustrato geológico son rocas sedimentarias paleozoicas, algunos afloramientos de rocas precámbricas y una zona de cobertera con rocas mesozoicas y terciarias. El relieve es montañoso en toda la región y en las laderas son muy frecuentes los procesos de inestabilidad superficial (deslizamientos, flujos o corrientes de derrubios) siendo casi siempre el agente desencadenante los episodios de alta precipitación (Dominguez et al, 1999).

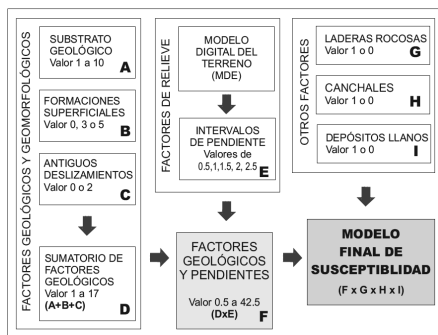


Fig. 1. Metodología seguida para realizar el modelo de susceptibilidad. Toda la información ha sido gestionada en formato matricial (celda de 50 x 50 m) y combinada de acuerdo con las operaciones indicadas en este esquema. En el modelo resultante todo el territorio queda

dividido en cuatro clases de susceptibilidad (Muy Alta, Alta, Media y Baja), más una serie de zonas correspondientes a áreas de roquedo y áreas planas que se superponen al resto de criterios y representan áreas de Muy Baja susceptibilidad a inestabilidades superficiales.

En el modelo realizado, las variables utilizadas son: litología del sustrato, formaciones superficiales y pendientes. La escala de la cartografía temática utilizada es 1:25000 y la resolución de los modelos matriciales es de 50 metros. En la Fig. 1 se sintetizan los pasos seguidos para elaborar el modelo. Una descripción más detallada de esta metodología se puede consultar en Marquínez et al (2003) y en Lastra et al (2004).

3. DATOS DE INESTABILIDADES SUPERFICIALES

El modelo se comparó con 1) un inventario cartográfico de 93 cicatrices y depósitos de deslizamientos superficiales disponible para un área de 200 km² y 2) la localización de 10 deslizamientos superficiales, todas ellas desencadenadas en dos eventos de fuertes lluvias, que tuvieron lugar los días 15 a 17 de noviembre de 2003 y 10 y 11 de junio de 2010. Estas 10 inestabilidades aparecieron referenciadas en la prensa regional.

En ambos casos los datos fueron tomados en el campo y localizados de forma precisa sobre mapas y cartografía aérea o con datos GPS. La base de datos GIS construida con estos datos fue cruzada con el modelo de susceptibilidad, comprobando a qué clase de susceptibilidad pertenece el pixel coincidente con la rotura.

Esta información de deslizamientos superficiales no pudo ser usada como muestra para elaborar modelos estadísticos o probabilísticos. En el caso del inventario cartográfico la información se restringe a un área reducida, el Concejo de Somiedo, y por tanto las funciones matemáticas que se puedan obtener sólo serán aplicables a la peculiaridad geológica y geomorfológica de ese concejo. En el caso de las inestabilidades desencadenadas en los

episodios de intensas lluvias sólo se visitaron algunas de las que se produjeron en cada uno de los eventos, las que fueron referenciadas en la prensa local; lógicamente esta selección no es en ningún caso representativa de la realidad geológica y geomorfológica de toda la región.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En el caso de los 93 puntos del inventario cartográfico de inestabilidades superficiales, el 77.5% coinciden con áreas clasificadas como de Alta o Muy Alta Susceptibilidad (más del 60% en Muy Alta). Los errores detectados son principalmente ‘errores de borde’ debidos a la generalización de la cartografía temática en el paso a formato matricial (Fig. 2).

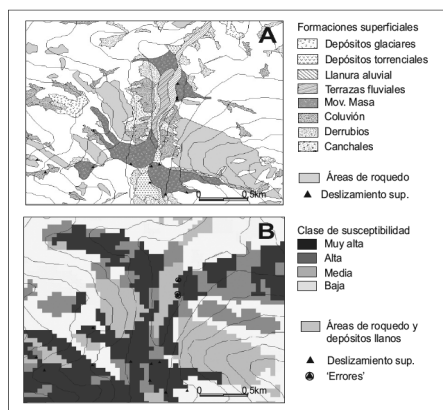


Fig. 2. A. Deslizamientos superficiales sobre el mapa geomorfológico-formaciones superficiales y áreas de roquedo- (escala original 1:25000). B. los mismos deslizamientos sobre el Modelo de Susceptibilidad (resolución de 50 x 50 m).

En dicha figura se observa que frecuentemente las roturas se localizan sobre antiguos depósitos deslizados, en algunos casos en la zona frontal, en el contacto entre estos depósitos y la llanura aluvial. En algunos de estos casos en la conversión a formato matricial el pixel correspondiente ha sido asignado a la llanura aluvial (depósitos de áreas llanas asignados a áreas de Muy Baja Susceptibilidad).

En el caso de las 10 inestabilidades desencadenadas por las precipitaciones, 7 de ellas están en la clase de Muy Alta Susceptibilidad. Para los otros tres casos, uno de ellos se localiza en un área no clasificada en el modelo (zona urbana), mientras que los otros dos casos las inestabilidades se localizan en zonas clasificadas como áreas de Susceptibilidad Baja y Media.

Estos errores corresponden en un caso a ‘errores de borde’ y en el otro a errores de cartografía y de asignación en la información de geología del substrato. Esta situación es por ejemplo la ilustrada en la Fig. 3; en ella, de acuerdo con el mapa geológico los deslizamientos tienen lugar sobre una formación devónica de pizarras y dolomías, pero la situación observada en el campo es diferente y el material movilizado es una formación de conglomerados y arenas no consolidados.

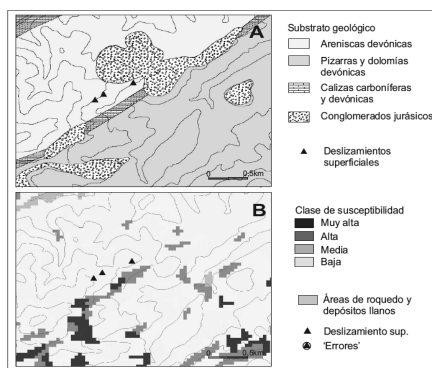


Fig. 3. Deslizamientos superficiales provocados por Fuertes lluvias (Viescas, junio de 2010). A. Localización sobre el mapa geológico. B. Localización sobre el Modelo de Susceptibilidad.

En el mapa geológico aparece cartografiada una formación de conglomerados jurásicos, pero: 1) la extensión cartográfica es menor que la observada en el campo y 2) los conglomerados jurásicos se describen como bien consolidados, sin embargo, los observados en el campo no lo están y son muy similares a las unidades de conglomerados y arenas del terciario que

aparecen en áreas próximas. Por otra parte, el estudio detallado de ‘algunos de los aciertos’ pone de manifiesto la importancia de disponer de información geomorfológica de detalle, especialmente la cartografía de formaciones superficiales, en la construcción del modelo (Figs. 4 y 5).

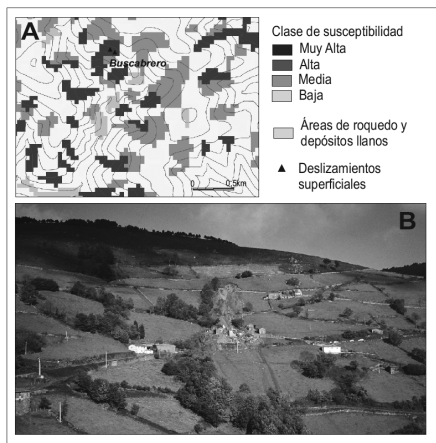


Fig. 4. Deslizamiento de Buscabrero (Noviembre de 2003). A. Localización sobre el Modelo de Susceptibilidad. B. Vista del deslizamiento.

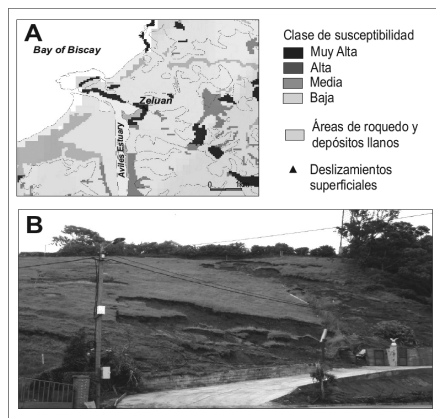


Fig. 5. Deslizamiento de Zeluán (Junio de 2010) A) Localización sobre el Modelo de Susceptibilidad y B) Vista del deslizamiento.

En ambos casos la localización de las inestabilidades sobre celdas asignadas a la clase de Muy Alta Susceptibilidad se relaciona con la presencia de formaciones superficiales, en concreto depósitos de

coluvión. Los trabajos de Van Westen (2008) y Castellanos Abella and Van Westen (2008) pusieron en relevancia la importancia de la cartografía geomorfológica. En ambos casos se considera que un mapa geomorfológico de detalle es imprescindible para obtener mapas de riesgos por inestabilidades de ladera, especialmente para grandes áreas y utilizando modelos heurísticos.

Agradecimientos

El modelo original forma parte del proyecto ‘Cartografía de Riesgos Naturales en Asturias’ (Dirección General de Urbanismo y Ordenación del Territorio del Principado de Asturias). El trabajo de campo posterior ha sido parcialmente financiado por el proyecto CGL2007-60230/BTE (Ministerio de Ciencia).

REFERENCIAS

- Barredo, J.I., Benavides, A., Hervás, J. y Van Westen, C.J. 2000. Comparing heuristic landslide hazard assessment techniques using GIS in the Trijana basin, Gran Canaria Island, Spain. *JAG* 2, 9–23.
- Castellanos, A. y Van Westen, C.J. 2008. Qualitative landslide susceptibility assessment by multicriteria analysis: A case study from San Antonio del Sur, Guantánamo, Cuba. *Geomorphology* 94, 453–466.
- Domínguez Cuesta, M.J., Jiménez Sánchez, M. y Rodríguez García, A. 1999. Press archives as temporal records of landslides in the North of Spain: relationships between rainfall and instability slope events. *Geomorphology* 30, 125–132.
- Lastra, J., Marquínez, J. y Menéndez Duarte, R. 2004. Utilización de las precipitaciones en la modelización de la peligrosidad por inestabilidades superficiales. En Benito, G. y Díez Herrero, A. (Eds.): *Riesgos naturales y antrópicos en Geomorfología* Vol II, 335–344.
- Marquínez, J., Menéndez Duarte, R., Fernández Menéndez, S., Fernández Iglesias, E., Jiménez, B., Wozniak, E., Lastra, J., Rocas, J. y Adrados, L. 2003. *Riesgos Naturales en Asturias*. KRK Ediciones, 133p.
- Van Westen, C.J., Castellanos, A. y Kuriakose, S.L. 2008. Spatial data for landslide susceptibility, hazard, and vulnerability assessment: An overview. *Engineering Geology* 102, 112–131.

LANDSLIDE INVENTORIES: HOW EVENT LANDSLIDE DATABASES CONTRIBUTE TO THE EVALUATION OF UNCERTAINTY ASSOCIATED WITH HISTORICAL LANDSLIDE INVENTORIES

Inventarios de deslizamientos: Como las bases de datos de deslizamientos pueden contribuir a evaluar la incertidumbre asociada a los inventarios de deslizamientos históricos

S. C. Oliveira⁽¹⁾, J. L. Zêzere⁽¹⁾, R. A. C. Garcia⁽¹⁾

(1) RISKam – Centro de Estudos Geográficos. IGOT - Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa (PORTUGAL). cruzdeoliveira@campus.ul.pt.

Resumen: La integridad de los inventarios de deslizamientos depende, sobre todo, de la disponibilidad de datos de inestabilidad. En el área de estudio de Río Grande da Pipa, Arruda dos Vinhos, Portugal se han identificado 1434 deslizamientos. De éstos, 220 son de un evento de inestabilidad ocurrido en 1983 y 254 en 2010. Así nos proponemos: i) evaluar el ajuste del inventario global de deslizamientos y de los eventos citados a la de distribución de frecuencia empírica propuesta por Malamud *et al.* (2004), ii) evaluar la magnitud de los eventos de inestabilidad de 1983 y 2010, y iii) evaluar la incertidumbre asociada al inventario global (histórico). El mejor ajuste a la distribución empírica se ha obtenido para el inventario del evento de 1983. Se concluye también que el número de deslizamientos que se han perdido en el tiempo debe ser al menos de 7 veces superior a los asignados en el inventario total. También se concluye que en el reciente evento de inestabilidad de 2010, los deslizamientos aumentan en tamaño y frecuencia.

Key words: landslides inventories, frequency-area statistics, event magnitude, uncertainty.

Palabras clave: inventarios de deslizamientos, estadísticas de frecuencia-área, magnitud, incertidumbre.

1. INTRODUCTION

A large number of natural and technical factors affect the reliability of landslide inventories. Their completeness, more than the techniques/methods used, depends of the availability of data related to specific instability events. To determine the future number and size of landslides, over a region, a statistical analysis of their frequency-area distribution has been adopted worldwide. Malamud *et al.* (2004), among others, observed that event-based landslide inventories tend to adjust to a general frequency-area distribution, where medium and large landslides have an inverse power-law relation and the smaller landslides show an exponential rollover. Nevertheless, it is common sense that historical landslide inventories are generally incomplete. Furthermore, the degree of fitness of the landslides size/frequency to the empirical distribution has been attributed to natural and anthropogenic constraints (e.g., Van Den

Eeckaut *et al.*, 2007). One way of dealing with uncertainty associated to historical landslide inventories is to use event-based landslide inventories in order to estimate the total number of landslides that have been missed over time. With this work we intend to evaluate: i) the adjustment of the total landslide inventory and event-base landslide inventories to the empirical frequency-area distribution suggested by Malamud *et al.* (2004); ii) the magnitude of the 1983 and 2010 instability events; and iii) the uncertainty associated with the total landslide inventory.

2. STUDY AREA

The study area of Río Grande da Pipa, Arruda dos Vinhos, Portugal (Fig. 1) is a small basin of 110 km², tributary of the Tagus River that stands out in the regional instability context of area north of Lisbon. Elevation in the study area ranges from 440 m in the West sector to 5 m near the confluence with the Tagus River alluvial

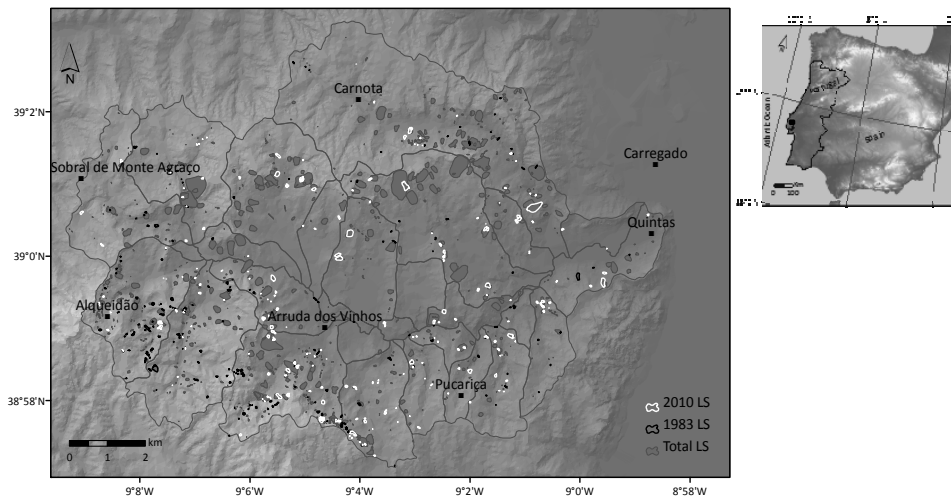


Fig. 1. Study area of Rio Grande da Pipa Basin, North of Lisbon (Portugal) and landslide inventories spatial distribution.

plain. The bedrock is mostly composed of sedimentary materials (e.g., limestones, marls, clays, sandstones). A tectonic rebound of a wide curvature angle defines the regional structure of the geological formations. Older rocks (marl and clay complex) cover approximately 58 % of the study area and lie in the center of the basin. The geomorphologic result is an erosive relief inversion. Above there is a belt of limestone cornices which are 20 m high and produce the steepest slopes in the basin. Nevertheless 87.5 % of the study area is characterized by gentle slopes under 15°.

3. METHODOLOGY AND DATA

3.1. Methods

The application of a probability density function ($p(A_L)$) to complete landslide inventories, independently of the triggering mechanism, has demonstrated worldwide that landslide frequency is strongly dependent on landslide area. According to Malamud *et al.* (2004), this probability density function ($p(A_L)$) can be assigned to a three-parameter inverse-gamma probability distribution ($p(A_L; \rho, a, s)$) expressed by Eq. 1. For further details on

this methodology see Van Den Eeckaut *et al.* (2007).

$$p(A_L; \rho, a, s) = \left(\frac{1}{N_{LT}} \frac{\delta N_L}{\delta A_L} \right) =$$

$$\frac{1}{a\Gamma(\rho)} \left[\frac{a}{A_L - s} \right]^{\rho+1} \exp \left[-\frac{a}{A_L - s} \right] \quad (\text{Eq. 1})$$

Where: (A_L) is the area of landslide; (ρ) is a parameter that defines the power-law decay for medium and large landslides; (a) is the parameter that controls the maximum distribution probability position; (s) is the parameter that controls the exponential rollover of landslides of smaller dimensions; (N_{LT}) is related to the total number of landslides in a specific inventory; ($\delta N_L / \delta A_L$) is the number of landslides related to a certain interval class of landslide area; and ($\Gamma(\rho)$) is the gamma function of (ρ). The parameters for the best fitted distribution obtained by Malamud *et al.* (2004) for the three landslide inventories triggered by different mechanisms, based on this inverse-gamma distribution were (ρ) = 1.4; (a) = $1.28 \times 10^{-3} \text{ km}^2$, (s) = $-1.32 \times 10^{-4} \text{ km}^2$. This distribution was assigned to an inverse power-law decay with an exponent $-(\rho+1)$ for medium and large landslides of -2.4. In order to define the magnitude of the

landslide event (M_L) based on the number of landslide cases in a particular instability event Malamud *et al.* (2004), proposed the application of Eq. 2.

$$M_L = \log_{10} N_{LT} \quad (\text{Eq. 2})$$

When landslide inventories are incomplete, the assumption of applicability of the landslide probability distribution allows the extrapolation of the unknown landslide number or area for a particular landslide event by calculating the frequency-density ($f(A_L)$) as follows:

$$f(A_L) = \frac{\delta N_L}{\delta A_L} = N_{LT} p(A_L) \quad (\text{Eq. 3})$$

The last term of Eq. 3 can be used to determine the theoretical curves of ($f(A_L)$) for different landslide-event magnitudes (Eq. 2) by multiplying the probability distribution ($p(A_L)$) obtained in Eq. 1 with the number of landslide occurrences associated to a certain landslide event (N_{LT}).

3.2. Landslide databases

A detailed field survey and the interpretation of aerial photographs and orthophotomaps helped identify 1434 landslides in the study area (Fig. 1). Based on the data summarized in Table 1, it is possible to determine that the unstable area affects almost 6.5 km² which corresponds to 5.86 % of the study area. Landslide density is 13 landslides/km². The database was split into two sub-sets based on landslide events with different critical rainfall amount/duration patterns.

Table 1. Landslide (LS) databases properties

Inventory	# LS	A _L (m ²)	% of study area
Total LS	1434	6484402.1	5.86
1983 LS	220	161412.8	0.15
2010 LS	254	511820.2	0.46

The 1983 event was triggered by 164 mm of rain in one single day, with a return period of 194 years. The 2010 event is associated with a long lasting rainfall accumulation, i.e. 632 mm of precipitation

in 90 days, with a calculated return period of 8 years (Zêzere and Trigo, 2011).

4. RESULTS

First, the adjustment of Total LS and event landslide inventories (1983 LS and 2010 LS) to the empirical frequency-area distribution suggested by Malamud *et al.* (2004) were evaluated. Better results were obtained iteratively by controlling the inverse power-law decay for medium and large landslides based on the assumption that $(-\rho+1)=-\beta$ (e.g., Van Den Eeckaut *et al.*, 2007). Table 2 summarizes the Inverse Gamma parameters obtained.

Table 2. The three inverse-gamma distribution parameters of distribution functions based on β

Inventory	A _L (m ²)	β	$\beta-1=\rho$	a	S
Total LS	>=300	1.609	0.609	199.5	-70
1983 LS	>=300	2.148	1.148	310	-39.6
2010 LS	>=2000	1.880	0.880	335	-81

The hypothesis related to the distribution form was not rejected, according to the Kolmogorov-Smirnov's test, for a significance level (α) of 20 % for the 1983 LS, of 5 % for the Total LS, and of 2 % for the 2010 LS. Figure 2 shows that the distribution of the 1983 LS is the one that best fits the theoretical distribution suggested by Malamud *et al.* (2004). In addition, it is clear that, if only the larger landslides are considered, the power-law decay adjusts better for all three landslide databases.

The second objective was to evaluate the magnitude associated to the 1983 and 2010 instability events. The criteria to determine (M_L) was based on the number of landslide occurrences in each instability event. Applying Eq. 2, results in $M_L = 2.3$ for the 1983 LS and $M_L = 2.4$ for the 2010 LS. From here it becomes possible to extrapolate the probable number of individual landslides and the corresponding unstable area.

It follows that evaluation about the uncertainty associated to historical landslide inventories (Total LS) is now

possible.

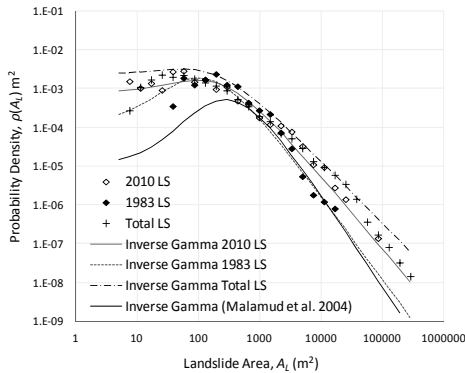


Fig. 2. Dependence of landslide probability densities on landslide area for three landslide inventories according to the three-parameter inverse-gamma distribution ($p(A_L; p, a, s)$) proposed by Malamud et al. (2004).

Similar to the work of Malamud et al. (2004), the 1983 instability scenario was selected and Eq. 2 applied in order to derive successive M_L lines (Fig. 3).

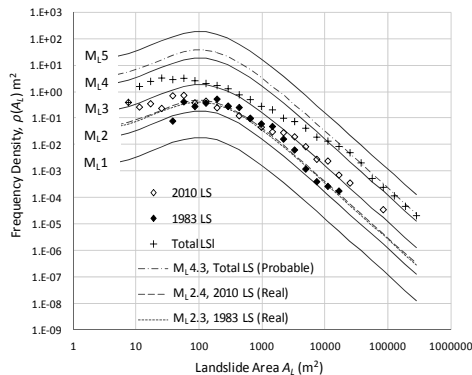


Fig. 3. Dependence of landslide frequency density on landslide area ($f(A_L)$). Magnitudes based on 1983 LS landslide frequency distribution.

It is clear that the adjustments of the calculated M_L for the 1983 and 2010 events are good, although a change in landslide pattern is evident in the 2010 event. In particular, it seems clear that for the most recent event (2010) landslides increase in size and frequency. In the case of Total LS, and considering the good adjustment of its distribution to landslides larger than 10,000 m², it is then possible to estimate, based in the uncertainty associated with M_L determination ($M_L = 4$ or 4.3), that Total

LS should have a total number of landslides between 10,000 and 20,000. Even for the best scenario ($M_L=4$), c. 8,500 individual landslides with an area smaller than 10,000 m² were erased through time.

5. CONCLUSIONS

This study contributes to the definition of uncertainty associated to the historical landslide inventory. Based on 1983 LS event it was estimated that the number of landslides erased from the landscape through time may be 7 times higher than the mapped landslides. It was also verified that during the recent 2010 landslide event, landslides increased in size and frequency.

Acknowledgements:

This work was done within the framework of Project Développement d'Outils pour le Suivi des Mouvements de Sols dans le but d'aider au développement durable de la région SUDOE, (DO-SMS- SOE1/P2/F157), Interreg IV B SUDOE. The first author was funded by a PhD Scholarship (SFRH/BD/31454/2006) from the Portuguese Foundation for Science and Technology (FCT).

REFERENCES

Malamud, B.D., Turcotte, D.L., Guzzetti, F. and Reichenbach, P. 2004. Landslide inventories and their statistical properties. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29 (6), 687–711.

Van Den Eeckaut, M., Poesen, J., Govers, G., Verstraeten, G. and Demoulin, A. 2007. Characteristics of the size distribution of recent and historical landslides in a populated hilly region. *Earth and Planetary Science Letters*, 256, 588-603.

Zêzere, J.L. and Trigo, R. 2011. Impacts of the North Atlantic Oscillation on Landslides. Vicente-Serrano, S. and Trigo, R. (Eds.): *Hydrological, Socioeconomic and Ecological Impacts of the North Atlantic Oscillation in the Mediterranean Region, Advances in Global Change Research*, Vol. 46, Springer, 199-212.

PROCESOS DE LADERA EN UN ESPACIO LITORAL PROTEGIDO

Slope processes in a protected coastal area

O. Ormaetxea ⁽¹⁾, E. Díaz ⁽¹⁾, A. Sáenz de Olazagoitia ⁽¹⁾

(1) Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología UPV/EHU Tomás y Valiente s/n 01006 VITORIA-GASTEIZ. orbange.ormametxea@ehu.es

Abstract: A characterization of the slopes of the Urdaibai Biosphere Reserve (Basque Autonomous Community) is carried out, as well as an analysis of maritime storms and precipitations that have affected this sector over the last five years. Subsequently, slope process is carried out through aerial photographs and field work. These processes are sized and measured with GIS techniques, to establish the surface condition and thereby assess its progression in the future.

Palabras clave: procesos de ladera, temporales marítimos, precipitación,, Reserva de la Biosfera de Urdaibai.

Key words: slope processes, maritime storms, precipitation, , Urdaibai Biosphere Reserve

1. INTRODUCCIÓN

El trabajo que aquí se presenta tiene como objetivo genérico analizar el sistema actual del tramo rocoso de la Reserva de la Biosfera de Urdaibai (en adelante RBU) en términos de factores y efectos. Para ello su primer objetivo específico ha sido la caracterización de los diferentes sectores que conforman este ámbito. En segundo lugar se ha llevado a cabo un análisis de los temporales y eventos de precipitación ocurridos más recientes ya que la efectividad de los procesos litorales es consecuencia directa del incremento del número o intensidad de los temporales y también de la elevación del mar (Davidson-Arnott, 2010) y por su parte los procesos subaéreos tienen como factor desencadenante la precipitación (Corominas, 2005). Como último objetivo se ha planteado localizar, caracterizar y dimensionar los diferentes procesos de ladera en las vertientes costeras de la RBU para su seguimiento como evidencia en su caso de cambios en el marco climático.

2. CARACTERIZACIÓN DEL LITORAL

Con 27,3 km de longitud la franja litoral de la RBU está compuesta por calizas arrecifales asivas, y calizas margosas y

margas, areniscas y argilitas del Aptiense-Albiense; lutitas y areniscas (flysch negro) albienses y algunos y pequeños asomos diapíricos (ITGE, 1990). Esta variedad litológica junto a características de diversidad en pendiente, estratigrafía, fracturas, orientación del frente costero, procesos geomorfológicos subaéreos, dinámica litoral y actividad antrópica ha permitido distinguir diferentes tramos de costa (Fig. 1).

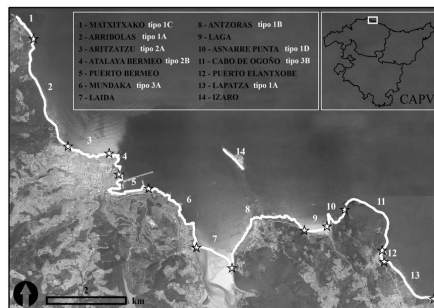


Fig. 1. Tramificación y tipos de costa rocosa en el litoral de la RBU

De los 14 tramos reconocidos dos corresponden a ambientes deposicionales y uno a franjas portuarias (Tabla 1). El resto atañe a ámbitos rocosos de distinta tipología (Finkl, 2004; Davidson-Arnott, 2010).

3. ANÁLISIS DE LOS FACTORES DESENCADENANTES

Uno de los factores principales de procesos de ladera en las vertientes costeras son los temporales marítimos (Bird, 1994; Torres,

Tabla 1. Correspondencia entre tipos de costa rocosa y tramo del litoral de la RBU

TIPO	TRAMO
1.- Vertientes compuestas de:	
a) laderas cóncavas coluviales (30-50% de pendiente y > 4 m de espesor de regolito) sobre escarpe basal con playa de cantos sobre plataforma costera	2 y 13
b) laderas coluviales (10-20% de pendiente y 1-2 m de espesor de regolito) y kársticas sobre escarpe basal con playa de bloques sobre plataforma costera	8
c) rampas acantiladas de buzamiento en el sentido de la pendiente con ladera superior inestable (30-50% de pendiente y 0,5-1 m de espesor de regolito)	1
d) fuerte pendiente (50-100%), alternancia litológica, buzamiento y sentido transversal a la línea costera	10
2.- Frentes acantilados blandos:	
a) con buzamiento subvertical y en el sentido de la línea de costa	3 y 14
b) con buzamiento (>70°) y sentido transversal a la línea de costa	4 y 14
c) anaclinal sobre plataforma costera	14
3.- Frentes acantilados duros:	
a) con cabecera plana correspondiente a rasas y paleokarst	6
b) masivo y calcáreo	11

2002) cuya acción aumenta si las condiciones de marea astronómica (hasta 4,5 en vivas) (Valencia et al., 2004), y de marea meteorológica le son propicias. El origen de estos temporales en este ámbito está en los grandes “fetches” desde el W-NW (González et al., 2004) debido a los cuales la mayor energía del oleaje para el litoral que nos ocupa está en torno a los 100 MWH/ml (Galparsoro et al., 2008) debido a su orientación N.

En cuanto a las precipitaciones intensas para esta costa la situación sinóptica que las provoca viene marcada por un intenso flujo zonal por el que circulan distintos sistemas frontales dejando precipitaciones que superan los 60 mm en 24 horas.

En el último lustro (2007-2011) la cornisa cantábrica ha conocido eventos marítimos

como de precipitación en los que se han registrado máximos históricos en varios parámetros y también en la RBU (EUSKALMET, 2010-2011): altura de oleaje de 21,5 m, velocidad máxima de viento de 193 km/h (estación de Matxitxako) y precipitaciones abundantes con 171,1 mm en 24 horas (estación de Almike-Bermeo). El origen de estos temporales han sido profundas borrascas o ciclogénesis explosivas que recorrieron el Cantábrico por su franja más septentrional. Otra característica de este período es el mayor porcentaje de altura de ola significativa (Hs) superior a 5 m respecto del intervalo 1990-2011 (6,1% frente al 2,5%) (Boya de Bilbao-Vizcaya, 2012).

A partir de estas fuentes y la consulta en prensa son destacables por su intensidad y efectos diferentes temporales temporales. 9/10-12-2007: con precipitación total de 50,2 mm y altura máxima de ola de 15 m, rompe 75 m del dique del puerto de Bermeo.

11-3-2008: coincidente con mareas vivas vuelve a romperse 25 m de ese dique y se producen desperfectos en los puertos de Mundaka y Elantxobe.

23/24-3-2009: la ciclogénesis explosiva Klaus con un registro de altura de ola de 21,5 m y una racha de 193 km/h que únicamente produce afecciones en el ámbito forestal.

4/10-11-2009: temporal de viento, oleaje y precipitaciones continuadas con 203,7 mm de registro, altura máxima de ola de 15 m y racha de 127 km/h. En este evento se detectan procesos de subsidencia en varios tramos acantilados.

27-2-2010: la ciclogénesis Xynthia llegó a generar una racha máxima de 102 km/h aunque la altura de ola no llegó a ser significativa.

7/10-11-2010: la ciclogénesis Becky, en cambio, configura un gran fetch con alturas de ola de 16 m, en un evento de 100 mm de precipitación y 88 km/h de racha máxima. El efecto barométrico hizo que la altura de la marea se incrementara entre 30 y 35 cm. Además de nuevos desperfectos

en el dique de Bermeo se produjeron desprendimientos de rocas en Elantxobe y en Mundaka.

4. PROCESOS COSTEROS

A partir del recorrido de campo y del reconocimiento en las ortofotografías (Gobierno Vasco, 2011) se han localizado y caracterizado para cada uno de los tramos diferentes procesos subaéreos y marinos. Está información se ha implementado en un Sistema de Información Geográfica y se ha tratado para cuantificar su dimensión espacial.

4.1. Vertientes costeras

En Arribolas (Tipo 1A-Tramo 2), con 3 km de longitud, se han localizado 16 deslizamientos que ocupan el 32,6% de este tramo. En Lapatza (Tipo 1A-Tramo 13) con 1,7 km, el 41,9% del escarpe presenta deslizamientos múltiples sobre la playa de cantos.

En el tramo de Antzoras (Tipo 1B-Tramo 18) con menor superficie de coluvión en sus vertientes y mejor orientada al embate de las olas, se han localizado 8 procesos de carácter diverso que ocupan el 16,8% de sus 3,3 km de recorrido: colapsos kársticos, desprendimientos rocosos, deslizamientos de suelo por efecto de zapa y deslizamientos en coluvión.

El tramo de Matxixako (Tipo 1C-Tramo 1) se diferencia de los anteriores en que su escarpe coincide con las rampas de buzamiento de tal manera que se generan procesos de arranque aprovechando las líneas de debilidad y de socavación y los bloques se van deslizando de forma traslacional hacia la base del acantilado. Además se han detectado numerosas coronas de deslizamiento que ocupan un 15% de la longitud de este sector.

En el tramo de Asnarre Punta (Tipo 1D-Tramo 10) se han localizado, en un 12,2% de su longitud, desplomes y un desprendimiento de rocas de 56 m de anchura que sigue progresando.

4.2. Frentes acantilados

En los frentes acantilados blandos de Aritzatzu (Tipo 2A –Tramo 3) y de Atalaya de Bermeo (Tipo 2B-Tramo 4) se han localizado caídas de rocas por gravedad y deslizamientos de suelo por efecto de zapa.

En el frente acantilado duro de Mundaka (Tipo 3A-Tramo 6) se han encontrado ejemplos de deslizamientos por zapa, de sifonamiento aprovechando diaclasas y fallas y desprendimientos que ocupan un 6% de la línea de costa. En el cabo de Ogoño (Tipo 3B-Tramo 11), formado por calizas masivas urgonianas con desniveles superiores a 100 m, no se han identificado procesos mecánicos recientes en el período de tiempo analizado.

4.3. Isla de Izaro

El tramo 14 o Isla de Izaro con 615 m de longitud es un relieve monoclinal donde se han distinguido tres tipos de acantilado: un frente anaclinal (Tipo 2C) de continua inestabilidad, un reverso (Tipo 2A) con múltiples discontinuidades que propician el deslizamiento y un frente transversal (Tipo 2B) donde se han localizado desplomes y desprendimientos.

5. CONCLUSIONES Y DISCUSIÓN

Se ha llevado a cabo el reconocimiento y caracterización de un ámbito que puede conocer cambios relacionados con la intensidad de las precipitaciones (incremento de la precipitación extrema diaria en un 10%) como con el nivel del mar (Cendrero et al., 2005; Santa Coloma, 2010). En este marco y a pesar de que las zonas más vulnerables son las infraestructuras portuarias y de comunicación y los ambientes de acumulación, los tramos rocosos también están expuestos. Así, se ha comprobado la relación entre eventos marinos y de precipitación con la respuesta en desprendimientos, deslizamientos y sifonamientos del litoral de la RBU en función de su tipología. El período que aquí se ha estudiado se caracteriza por la

intensidad de esos eventos sin certeza de su continuidad, pero las huellas que ha dejado en la reactivación de movimientos de ladera puede servir de evidencia de cambios en el sistema (Corominas, 2005). En este sentido se han detectado 51 puntos con procesos simples o múltiples recientes que afectan a un 10,3 % de la longitud de la costa y cuyo seguimiento servirá para establecer la progresión de la misma.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto “Cambio climático: Impacto y Adaptación” de la convocatoria ETORTEK 2007-2010 de Proyectos de Investigación Estratégica y financiado por el Gobierno Vasco. Además ha contado con la aportación del Grupo de Investigación Consolidado del Gobierno Vasco, IT 288-07 y la UFI11/09 Cuaternario: Cambios Ambientales y Huella Humana.

REFERENCIAS

- Bird, E.C.F. 1994. Cliff hazards and coastal management. En Finkl C.W. (Ed.): Coastal hazards: perception, susceptibility and mitigation, *Journal of Coastal Research, Special Issue 12*, 299-309.
- Boya de Bilbao-Vizcaya. 2012. Ministerio de Fomento del Gobierno de España; Puertos del Estado. Banco de Datos Oceanográficos de Puertos del Estado. En: (www.puertos.es, 05 Febr. 2012).
- Cendrero, A., Sánchez Arcilla, A., Zazo, C., Bardají T., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Jiménez, C., Mösso, J., Rivas, V., Salas, J.P., Sierra, J.P. y Valdemoro, H. 2005. Once impactos sobre las zonas costeras. En: Moreno, J.M. (Ed.): *Evaluación Preliminar de los Impactos en España por Efecto del Cambio Climático*. Ministerio de Medio Ambiente, España, 822 pp.
- Corominas, J. 2005. Riesgo de inestabilidad de laderas. En Moreno, J.M. (Ed.): *Evaluación Preliminar Impacto sobre el Cambio Climático en España*. Ministerio de Medio Ambiente-UCLM, 469-524.
- Davidson-Arnott, R. 2010. Clifed and rocky coasts. *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. Cambridge University Press, 442 pp.
- EUSKALMET 2010-11. 2009-10ko *Meteorologia txostenak-Informes meteorológicos 2009-10*. En: (www.euskalmet.euskadi.net, 20 Febr. 2012).
- Finkl, C. 2004. Coastal classification: Systematic approaches to consider in the development of a comprehensive scheme. *Journal of Coastal Research*, 20 (1), 166-213
- Galparsoro, I., Liria, P., Legorburu, I., Ruiz-Minguela, P., Pérez, G., Marqués, J., Torre-Enciso, Y. y González, M. 2008. Atlas de energía del oleaje. La planificación espacial marina como herramienta en la selección de zonas adecuadas para la instalación de captadores. *Revista de Investigación Marina*, 8, 1-9
- Gobierno Vasco. 2011. [http://ftp.geo.euskadi.net/cartografia/Cartografia_Basica/Ortofotos/, 02 Mar. 2012].
- ITGE. 1990. *Mapa geológico de España 1:200.000 BERMEO/BILBAO*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid.
- González, M., Uriarte, A., Fontán, A., Mader, J. y Gyssels, P. 2004. Marine Dynamics. En Borja, A. y Collins, M. (Eds.): *Oceanography and Marine Environment of The Basque Country*, Elsevier Oceanography Series 70, 133-157. Elsevier, Amsterdam.
- Santa Coloma, O. 2010. *Efectos del cambio climático en el País Vasco y estrategias de adaptación*. [<http://www.conama10.es/conama10/download/files/CT%202010/1335416321.pdf>, 07 Febr. 2012].
- Torres, F.J. 2002. Riesgo y ordenación de los espacios litorales. En Ayala-Carcedo, F.J. y Olcina, J. (Eds.): *Riesgos naturales*. Ariel Ciencia, Barcelona, 1059-1080.
- Valencia, V., Borja, A., Franco, J., Galparsoro, I. y Tello, E. 2004. *Medio físico y dinámica de los estuarios de la Costa Vasca. Aplicaciones en Ecología y Gestión*. [http://www.euskadi.net/biodiversidad/datos/2002_azti.pdf, 07 Dic. 2011].

EMPIRICALLY-BASED RAINFALL THRESHOLDS FOR DEBRIS FLOW OCCURRENCE IN THE NORTH OF PORTUGAL

Umbrales de lluvia empíricos para la ocurrencia de corrientes de derrubios en el Norte de Portugal

S. Pereira ⁽¹⁾, J.L. Zêzere ⁽¹⁾

(1) RISKam. Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa (Portugal). susana-pereira@campus.ul.pt

Resumen: En la región portuguesa del Norte las corrientes de derrubios provocadas por las lluvias son responsables de la mayoría de los casos de muerte y de daños que se produjeron el último siglo debido a la inestabilidad de las laderas. Se han aplicado métodos empíricos para establecer el umbral de precipitaciones responsable de la activación de corrientes de derrubios, con 80 eventos desde 1900 hasta 2010. Se seleccionaron 2 estaciones meteorológicas de importancia regional: Casal Soeiro (NW zona de montaña), y Vila Real (valle del Duero). Para estas estaciones se calcularon los umbrales de intensidad/duración y los umbrales que combinan la precipitación del evento con la precipitación antecedente. La precipitación del evento y antecedente fueron también normalizadas con la precipitación media anual, para facilitar la comparación de los datos. El mejor resultado obtenido es un umbral combinado entre la lluvia de evento de 72 horas y la lluvia antecedente de 10 días.

Key words: debris flows, rainfall thresholds, intensity/duration, antecedent rainfall

Palabras clave: corriente de derrubios, umbrales de precipitaciones, intensidad/duración, precipitación antecedente

1. INTRODUCTION

Rainfall is considered worldwide as the main triggering factor of landslides (Wieczorek, 1996; Corominas, 2000).

For landslides triggered by rainfall, empirical thresholds may be established at the regional scale according to specific rainfall conditions (e.g. rainfall intensity/duration). When a threshold is reached or exceeded landslides are expected to occur (Guzzetti et al., 2007). Thus, different empirical methods to establish the rainfall thresholds responsible for the activation of debris flows in Northern Portugal are evaluated.

2. STUDY AREA

The North of Portugal, covering an area of approximately 21,287 km² (Fig. 1) is affected by different types of landslides. Debris flow is the most destructive and damaging process, being responsible for the majority of casualties (43) and damages occurred in over the last century (1900-2010). Bedrock of the study area is mainly composed of granites and metamorphic

rocks, such as schists and quartzites. These rocks are strongly fractured and weathered materials are abundant, especially those resulting from the chemical weathering of granites. The study area includes mountainous areas (in the NW sector), a plateau (in the NE sector), a narrow coastal platform, tectonic depressions, and the deep-incised Douro river valley. The elevation ranges from 0m by the Atlantic coast to 1544m in the Gerês Mountain, and the slope angle is frequently above 25°.

The NW mountains and the Douro valley are the most landslide-prone areas (Fig. 1) in Northern Portugal.

Rainfall is the major triggering factor of slope instability in the study area, with debris flows usually occurring during very wet winters (Pereira, 2009).

Mean annual precipitation (MAP) in the study area ranges from 2000–3000 mm in the NW Mountains to 300–500 mm in the Douro river valley. Rainfall has a marked seasonal distribution, with dry months (June to August) contrasting highly with the other months of the year.

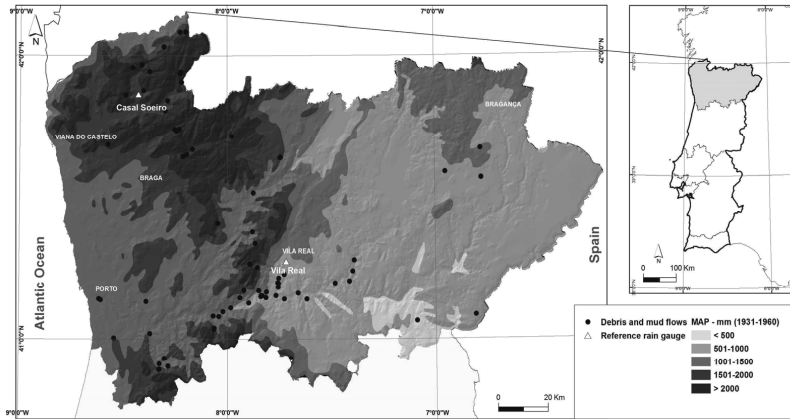


Fig. 1. Mean annual precipitation distribution in Northern Portugal, location of reference rain gauges and distribution of debris flows which occurred between 1900 and 2010.

3. METHODOLOGY

3.1. Debris flows inventory

The record of events of debris flows were obtained from different sources (e.g., newspapers, scientific journals, books, PhD theses), and a database was compiled containing those events dating from 1900 to 2010. Each debris flow record was interpreted and geo-referenced in topographic maps (1:25,000 scale) with a point in the centroid of the rupture zone. The database includes 83 records of debris flows, although 5 of them have not been geo-referenced due to missing data. The exact day of the occurrence was available only for 54 recorded events. Moreover, this database is incomplete because it does not include non-reported debris flows which may have occurred in remote areas without relevant human and material losses.

3.2. Rainfall data

In the study area there are no hourly rainfall data available. Therefore, daily rainfall data from two rain gauges within the area were analysed: one in Casal Soeiro located in the NW mountain area (SNHIR network), and one in Vila Real located near the Douro valley (Meteorological Institute network) (Fig. 1). MAP in Casal Soeiro is

1967.7 mm and in Vila Real is 1104.1 mm. For these rain gauges, the daily rainfall data are available between 1960 and 2001. During this period, 9 debris flow events occurred in the NW mountain area and 8 debris flow events occurred in the Douro valley. These events were used to test the rainfall regional empirical thresholds.

3.3. Regional rainfall thresholds

For both rain gauges of Casal Soeiro and Vila Real two different types of rainfall thresholds were computed: the intensity/duration threshold considering different time periods; and a combined threshold which integrates the rainfall event and the antecedent rainfall for different time periods. The latter was also normalized by the MAP values to allow meaningful comparison of results. For each event date the critical rainfall combinations (i.e. rainfall intensity/duration; event rainfall combined with the antecedent rainfall, both normalized and non-normalized) were assessed and the corresponding return period were calculated using the Gumbel law. It is assumed that the rainfall combination (intensity-duration) with the highest return period may be considered the critical combination responsible for a particular

debris flow event. This assumption is not physically based, but provides the best discrimination between periods characterized by debris flow activity and those without slope instability (Zêzere et al., 2005).

Thresholds lines were empirically defined by forcing the reduction of both false positive and false negative cases as it was done by Zêzere et al. (2005) in the Lisbon region.

3.3.a. Intensity/duration threshold

The daily rainfall data were used to assess intensity – duration thresholds for debris flow events by calculating the cumulative rainfall for each event (for 1, 2, 3, 4, 5, 10, 15, 30, 40, 60, 75 and 90 consecutive days) and computing the rainfall intensity associated to each period of time.

The maximum rainfall intensity for each period of time was also computed for those years without debris flow occurrence in order to test the accuracy of the threshold.

3.3.b. Combined threshold: rainfall event / antecedent rainfall conditions

The combined threshold assumes that antecedent rainfall is responsible for preparing rock and soil for slope instability while the event rainfall concentrated in just a few hours (24 to 72h) is the trigger for the start of debris flows.

Therefore, the combined threshold integrates the event rainfall ranging from 24 to 72 hours and the previous antecedent rainfall for periods ranging between 5 and 90 consecutive days.

4. RESULTS

4.1. Intensity/duration threshold

Fig. 2 shows the distribution of rainfall intensity vs. duration associated with debris flow events. As previously mentioned, the critical combination for each event is the one having the highest return period for the corresponding event date. The power regression line obtained for the debris flow events provides a reliable intensity/duration rainfall threshold, as the line fits well the points representing debris flow events. At

Casal do Soeiro the relationship is as follows (Fig. 2A): $y = 109x^{-0.42}$ ($R^2 = 0,984$) Whilst at Vila Real (Fig. 2B) the relationship is $y = 69,42x^{-0.42}$ ($R^2 = 0,936$), where y is the rainfall intensity (mm/day) and x is the time duration (in days).

Despite the statistically significant relationship, the results are not completely satisfactory because of the long duration associated with some events. The long rainfall episodes should reflect the preparatory role of antecedent rainfall (secondary climatic influence), and not the typical intense short rainfall event (primary climatic influence) that is associated with the triggering of debris flow worldwide (Wieckzorek and Glade, 2005).

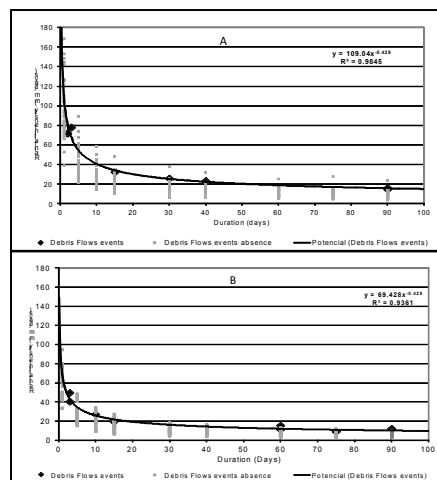


Fig. 2. Fitted regression lines of the relationships between critical rainfall intensity and event duration at Casal Soeiro (A) and Vila Real (B).

4.2. Combined threshold rainfall event / antecedent rainfall conditions

The best result obtained when the rainfall event is combined with the antecedent rainfall, for both rainfall datasets, is the combination between the 72 hours event rainfall and the 10-day antecedent rainfall. Accordingly, if antecedent accumulated rainfall exceeds 75 mm in 10 consecutive days in Casal do Soeiro, the 72 hours-event rainfall needed to trigger debris flow is of 191 mm. For the same amount of

antecedent accumulated rainfall, the 72 hours-event rainfall needed to reach minimum conditions in order to trigger debris flows in Vila Real is only 80 mm.

At first sight, it seems that less rainfall is required to trigger slope failure in Vila Real than in Casal do Soeiro. However, when the rainfall data are normalized by the MAP the results show the opposite tendency. Indeed, as shown in Fig. 3, the triggering conditions require higher rainfall in the Douro Valley (Vila Real), although absolute rainfall values are lower than in NW Mountains (Casal Soeiro). Thus, probability of debris flow initiation is lower in Vila Real than in Casal Soeiro.

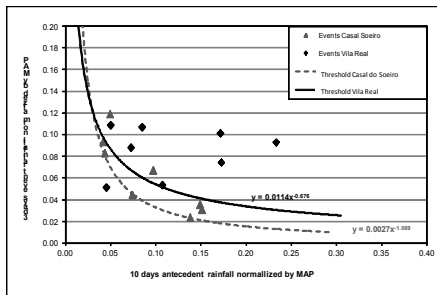


Fig. 3. Comparison between the empirical threshold of 3 days event rainfall and 10 days antecedent rainfall, normalized by MAP.

5. CONCLUSIONS

Event and antecedent rainfall are important factors in debris flow initiation in Northern Portugal. The obtained intensity/duration thresholds were not as good as the ones obtained with a combined threshold between the 72 hours-event rainfall and the 10 days-antecedent rainfall.

It was also shown that MAP is higher in the NW Mountains than in the Douro valley. As mentioned by Pedrozzi (2004) for a different region, slopes tend to an equilibrium state adjusted to the amount of rain which usually occurs at a regional level. Therefore, although less rainfall is required in absolute terms, the triggering condition is more complex and seems to require higher rainfall in the Vila Real area

(Douro Valley) as proved by normalizing rainfall data.

The resulting rainfall thresholds need to be further validated with future event data in order to allow accounting for the temporal dimension of slope instability and to improve the landslide hazard assessment methods at the regional scale.

Acknowledgements

The first author is a Post-Doc fellow of the Portuguese Foundation for Science and Technology (FCT) (SFRH / BPD / 69002 / 2010) and the work was done within the framework of "Disaster - GIS database on hydro-geomorphologic disasters in Portugal: a tool for environmental management and emergency Planning" project (PTDC/CS-GEO/103231/2008) also funded by FCT.

REFERENCES

- Corominas, J., 2000. Landslides and Climate. Keynote Lecture. In E. Bromhead, N. Dixon, & M. L. Ibsen (Eds.): *Proc. of 8th Inter. Symposium on Landslides* (Vol. 4, pp. 1-33). Cardiff: A. A. Balkema.
- Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M., & Stark, C. P., 2007. Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorology and Atmospheric Physics*.
- Pedrozzi, G., 2004. Triggering of landslides in canton Ticino (Switzerland) and prediction by the rainfall intensity and duration method. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 63, pp. 281-291.
- Pereira, S., 2009 -. Perigosidade a Movimentos de Vertente na Região Norte de Portugal. PhD thesis, Faculdade de Letras da Universidade do Porto, 2009.
- Wieczorek, G. F., 1996. Landslides triggering mechanisms. In A. K. Turner, & R. L. Schuster, *Landslides investigation and mitigation (Vols. Special report 247*, Transportation Research Board, pp. 76-90). Washington D.C.: National Academy Press.
- Wieczorek, G. F., Glade, T., 2005. Climatic Factors influencing occurrence of debris flows. In Jakob M., Hungr O., *Debris-Flow and Hazards and Related Phenomena*, Springer, Praxis Publishing, pp. 325-362, London.
- Zêzere, J. L., Trigo, R., & Trigo, I., 2005. Shallow and deep landslides induced by rainfall in the Lisbon region (Portugal): assessment of relationships with the North Atlantic Oscillation. *Natural Hazards and Earth Systems Sciences*, pp. 331-344.

ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO Y GEOTÉCNICO DEL ACANTILADO DE FUENTE DEL GALLO (CONIL DE LA FRONTERA, CÁDIZ)

Geomorphology and Geotechnical Analysis of the Fuente del Gallo cliff (Conil de la Frontera, Cadiz)

F.J. Gracia ⁽¹⁾, G. Battocletti ⁽¹⁾, G. Anfuso ⁽¹⁾

(1) Departamento Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales. Universidad de Cádiz, Polígono Río San Pedro s/n, 11510 Puerto Real, Cádiz, España. javier.gracia@uca.es, gennyb88@yahoo.it

Abstract: This work is based on the geological analysis of a 1 km long cliffed coastal sector of Cadiz (SW Spain), near Conil de la Frontera village. The investigated area presents a high landscape and natural value and different human uses, essentially tourism. It is presently threatened by rock fall processes that have taken place during the last years and by active coastal erosion processes. The methods used include a geologic-geomorphologic approach, the structural mapping of the area, the application of the Bieniawski geomechanic rock classification and the study of the recent cliff evolution, by means of comparing aerial photographs taken in different years.

Palabras clave: acantilado, fotointerpretación, clasificación geomecánica, Bieniawski, Golfo de Cádiz

Key words: coastal cliff, aerial photointerpretation, geomechanics classification, Bieniawski, Gulf of Cadiz

1. INTRODUCCIÓN

En este trabajo se analiza un sector de costa acantilada del litoral atlántico gaditano, de alto valor paisajístico y natural y que presenta diferentes usos antrópicos (esencialmente turísticos), amenazados por frecuentes desprendimientos registrados en los últimos años y otros procesos dinámicos actuales.



Fig. 2. Imagen aérea oblicua del área de estudio (Foto: Dirección General de Costas).

En concreto, el litoral analizado se localiza al NW del municipio de Conil de la Frontera (provincia de Cádiz), con una longitud de aproximadamente 1 km,

formando un tramo rectilíneo en sentido NW-SE con un perfil prácticamente vertical de unos 10-15 m de altura, a cuyo pie se desarrolla una estrecha playa muy frecuentada por bañistas durante la estación estival (Fig. 1).

La provincia de Cádiz presenta un clima de tipo Mediterráneo, exposición a vientos fuertes y rango de mareas de tipo mesomareal. Este último factor permite al oleaje alcanzar la base del acantilado dos veces al día y, con su potencia erosiva, actuar sobre la roca. Las litologías que forman el acantilado pertenecen a unidades del Mioceno Superior de la Depresión del Guadalquivir, con alternancia de margas azules y calcarenitas bioclásticas con un grado de cementación muy bajo, que son predominantes en los tramos medios y superiores del perfil (García de Domingo et al., 1990). La serie está basculada hacia el Sur, con un buzamiento de N030E/30° S.

Este acantilado, uno de los más inestables de la provincia de Cádiz, registró en el pasado importantes procesos erosivos (Gracia y Del Río, 2009, 2010; Del Río et al., 2009). Hoy en día presenta una clara inestabilidad con alto riesgo de desprendimientos potencialmente peligrosos, tanto para los bañistas y las

personas que transitan en la playa como para las infraestructuras construidas sobre su coronación, lo que llevó a la Demarcación de Costas de Cádiz a instalar en 2006 una escollera basal de protección en algunos de sus tramos.

2. METODOLOGIA

Con el fin de interpretar las características del área, se llevó a cabo una aproximación geológico-geomorfológica basada en trabajos de campo y de gabinete. Los trabajos de campo consistieron en la cartografía de las diferentes unidades litológicas y de los principales elementos morfoestructurales, como planos de estratificación, fallas, fracturas, etc.

El trabajo de gabinete consistió en el estudio de la evolución reciente del acantilado mediante fotointerpretación comparada de fotografías aéreas verticales de los años 1977, 2001, 2004, 2007 y 2009. En detalle las fotos del 1977 (escala 1:18.000) fué escaneada y georreferenciada para cuantificar los cambios mediante SIG respecto a las otras descargadas desde la página web de la junta de Andalucía ya georreferenciadas.

Para determinar las características geomecánicas del macizo rocoso se aplicó el método de Bieniawski (González de Vallejo et al., 2003), que consiste en realizar pruebas de resistencia a la compresión uniaxial *in situ* mediante el martillo de Smidth. El método incluye la descripción detallada de las características de las discontinuidades (tamaño, orientación, relleno, etc.) presentes en la roca. Finalmente se corrigieron los valores en base a la verticalidad del acantilado y a la presencia de estructuras antrópicas. Para la verticalidad, se considera que una mayor verticalidad del acantilado conlleva una mayor peligrosidad y por ello tendrá que rebajarse el valor de RMR obtenido en el tramo considerado, así como la corrección correspondiente a la presencia de estructuras de protección al pie del acantilado tendrá un valor positivo en caso

de presencia de escollera, y vice versa. Las distintas familias de discontinuidades diferenciadas se representaron en proyección estereográfica y se identificaron sectores con diferentesituación de inestabilidad.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Con ayuda de las fotografías aéreas de 1977, 2001, 2004, 2007 y 2009 se cartografió el borde del acantilado, los vectores obtenidos se incorporaron al SIG, destacandose las dos áreas que han sufrido mayor retroceso a lo largo del periodo analizado (Fig. 2). El sector más al noroeste registró un retroceso de 7,5-8 m en el periodo 1977-2009. Aquí, las primeras construcciones se encuentran a menos de 15 m del borde del acantilado, en una zona con evidencias de movimientos como árboles caídos, o un camino de acceso a la playa dañado por asentamiento diferencial. Otro sector más central, de unos 20 m de longitud, presentó valores de retroceso de 8-9 m en el periodo 1977-2009.



Fig. 2. límite del acantilado obtenido mediante el análisis de las imágenes correspondiente a los distintos vuelos fotogramétricos; los óvalos indican las áreas de mayor retroceso (foto de fondo de 2009).

Aquí las construcciones antrópicas se localizan a una distancia superior a los 100 m del borde del acantilado. En el invierno

2009-2010, en esta zona ocurrió el último gran desprendimiento, que involucró una masa rocosa cuyo volumen se evaluó en aproximadamente 800 m^3 .

En detalle, el acantilado está compuesto por areniscas y arcillas miocenas poco consolidadas, con bajos valores de resistencia a la compresión uniaxial (4-15 MPa) a lo largo de todo el acantilado. Se aprecian abundantes cambios laterales de facies. La alternancia litológica de margas-areniscas, tanto en la vertical como en la horizontal, favorece la formación de superficies preferentes de acumulación y surgencia de agua a favor de dichos límites. Se reconocieron cuatro principales sistemas de discontinuidades, compuestas por fallas y fracturas subverticales con diferentes orientaciones (Fig. 3).



Fig. 3. Mapa de las familias de discontinuidades observadas y división en tramos (representado sobre la foto aérea de 2009).

En lo referente a las familias de fracturas y diaclasas, la primera familia (1) es la que tiene mayor longitud, con una orientación media de $N169E/73^{\circ}E$, que a menudo se encuentra paralela al perfil del acantilado. Está formada por fracturas verticales o ligeramente inclinadas hacia el acantilado, presentes en todo su recorrido y que actúan

causando derrumbes de grandes bloques por caída vertical o rotación. La mayoría de los grandes desprendimientos están relacionados con esta familia.

La familia 2 es la única que tiene una orientación E-W, con buzamiento medio $N101E/80^{\circ}N$, y está formada por fallas inversas con desplazamientos de 2-3 m. La longitud no supera generalmente los 20 m y las fracturas están abiertas y parcialmente rellenas de materiales de alteración poco cementadas. Como en el caso de la familia 1, se han encontrado casos donde la roca presentaba cierto grado de humedad, llegando en puntos específicos a presentar un goteo continuo del agua contenida en el interior del macizo rocoso.

La familia 3, con orientación media $N197E/80^{\circ}E$, cuando interseca con la familia 2 forma cuñas aparentemente peligrosas e inestables. Dichas cuñas son evidentes sobre todo en la zona más al NW del acantilado. Presentan buzamiento vertical o subvertical con inclinación hacia tierra.

La familia 4 es muy persistente a lo largo de todo el acantilado y tiene una orientación media de $N115E/80^{\circ}S$, aunque presenta valores muy variables. El espaciado y la longitud de las fracturas presentan los valores más bajos de todos los medidos, mientras que la orientación espacial con respecto al acantilado es la más desfavorable debido a que los planos son verticales o buzanan hacia el mar, provocando numerosos derrumbes.

También se ha identificado una familia 5, constituida por pequeñas fracturas secundarias de carácter gravitacional asociadas a procesos locales de tubificación o *pipng* sobre el perfil superior de meteorización de las areniscas, desencadenado por agua pluvial y de irrigación de jardines cercanos. Dichas fracturas se localizan en la parte alta del acantilado, tienen una longitud no superior a 4-5 m y un espaciado de 0,5-1 m.

Dichas estructuras, así como la escasa resistencia del macizo rocoso (Clase IV de

RMR), la acción del agua de infiltración y la erosión del oleaje en la base del acantilado favorecen su retroceso que, en las partes más afectadas, registró valores de hasta 10 m en los últimos 50 años. El Martillo de Schmidt dio resultados que oscilan entre 4 (areniscas) y 14 (arcillas) MPa.

Para obtener una aproximación al riesgo para cada uno de los siete tramos de división del acantilado se combinaron los valores de vulnerabilidad resultantes del análisis de la distancia entre infraestructuras y borde del acantilado, con los valores de peligrosidad derivados de la matriz de Bieniawski corregidos por la verticalidad del acantilado y la presencia local de estructuras de protección (escollera, presente en los tramos 3 a 7) a la base del mismo. Así se obtuvo una zonación del riesgo y el relativo mapa (Fig. 4).

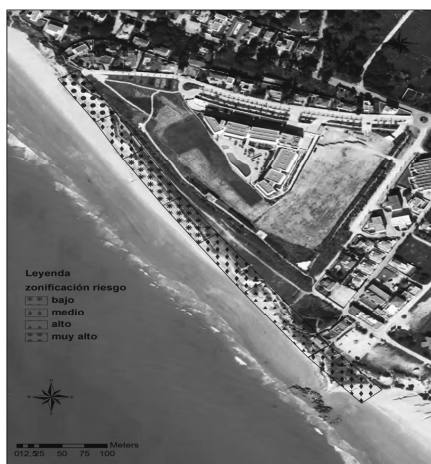


Fig. 4. Mapa de riesgo de desprendimientos en el acantilado estudiado (foto de base de 2009).

Se observa cómo los tramos con los mayores valores de densidad de discontinuidades corresponden a los que tienen valoraciones peores de resistencia mecánica medida con el Martillo de Smidth. Además, los tramos de calidad pésima se corresponden con las áreas de mayor retroceso, tal y como se ha visto anteriormente. Así, se puede concluir que

hay una relación muy estrecha entre densidad de discontinuidades, calidad del macizo rocoso y retroceso del acantilado.

4. CONCLUSIONES

En los últimos años se han abordado diferentes intervenciones por parte de la Administración de cara a intentar estabilizar el acantilado, si bien no han sido capaces de frenar el proceso: eliminación de bloques en equilibrio estricto, instalación de distintas mallas de contención, canales de drenaje en la coronación para desviar la escorrentía, escolleras de bloques en la base del mismo para contrarrestar la erosión marina, etc.

El estudio realizado permite centrar las actuaciones en zonas más concretas, en las que se podría mejorar el sistema de drenaje en la coronación del acantilado y facilitar el desplome de los bloques inestables. El uso de mallas sólo resulta útil si se anclan en zonas con rocas de buena calidad, algo difícil de encontrar en este acantilado. Finalmente, la metodología utilizada resulta fácilmente aplicable a otras áreas y útil a la hora de elaborar mapas de riesgo y planes de ordenación litoral de costas rocosas inestables.

REFERENCIAS

- Del Río, L. y Gracia, F.J. 2009. Erosion risk assessment of active coastal cliffs in temperate environments. *Geomorphology*, 112, 82-95.
- Del Río, L., Gracia, F.J. y Benavente, J. 2009. Mass movements and cliff retreat along the SW Spanish coast. *Journal of Coastal Research*, S.I. 56, 717-721.
- García de Domingo, A., González Lastra, J. y Hernáiz Huerta, P.P. 1990. *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, Hoja nº 1073, Vejer de la Frontera*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid.
- González de Vallejo, L., Ferrer, M., Ortuño, L. y Oteo, C. 2003. *Ingeniería geológica*, Pearson, Madrid, 715 pp.
- Gracia, F.J. y Del Río, L. 2010. *Diagnóstico de la estabilidad del acantilado de Fuente del Gallo y recomendaciones de actuación*. Informe inédito, Demarcación de Costas Andalucía-Atlántico, Ministerio de Medio Ambiente, Dirección General de Costas, Cádiz.

MOVILIZACIÓN DEL SUELO EN LADERAS AGRÍCOLAS: IDENTIFICACIÓN DE PROCESOS MEDIANTE EL RADIOTRAZADOR ^{137}Cs

Soil mobilization on agricultural hillslopes: Identification of soil processes by fallout ^{137}Cs

L. Gaspar ⁽¹⁾, A. Navas ⁽¹⁾, J. Machín ⁽¹⁾

(1) Departamento de Suelo y Agua. Estación Experimental de Aula Dei. EEAD-CSIC. Apdo. 13034-50080 Zaragoza (España). lgaspar@eead.csic.es

Abstract: In this study we apply the ^{137}Cs technique to assess the influence of landforms on soil movement along an agricultural hillslope. With this purpose a topographical transect on a typical hillslope, with a complex topography and contrasting land use, was selected within a subhumid agricultural landscape (Pre-pyrenean, NE Spain). The distribution of the ^{137}Cs depth profiles and ^{137}Cs residuals was examined in soils along the transect. The results indicate that soil loss predominates in cultivated profiles on straight parts, while soil deposition was found in cultivated profiles on concave parts. Soil stability predominated on convex areas under forest cover, while soil loss was found on sparsely vegetated areas. The morphology of landforms controls soil redistribution, and affects sediment connectivity along the transect.

Palabras clave: erosión del suelo, procesos de ladera, radionucleido ^{137}Cs , agroecosistemas mediterráneos
Key words: soil erosion, slope processes, radionuclide ^{137}Cs , Mediterranean agroecosystems

1. INTRODUCCIÓN

La evolución morfológica de una ladera involucra procesos de erosión y acumulación de suelo. Los cambios en el uso del suelo, la construcción de terrazas agrícolas y caminos, entre otros factores, contribuyen a la modificación de la dinámica geomorfológica e hidrológica de las laderas, movilizándolo un mayor volumen de suelo.

Con objeto de caracterizar y evaluar el efecto de parámetros geomorfológicos que condicionan el movimiento del suelo a lo largo de una ladera, se propone el uso del radioisótopo ^{137}Cs como efectivo radiotrazador del movimiento del suelo en ambientes mediterráneos (Navas et al., 2012).

Trabajos recientes han demostrado el uso de ^{137}Cs para cuantificar la erosión del suelo en estos frágiles agrosistemas (Gaspar, 2011; Gaspar et al., 2011), evidenciando el papel primordial del uso del suelo en su distribución.

En este trabajo se analizan las modificaciones sufridas en la morfología de una ladera agrícola mediante la

interpretación de los perfiles de distribución de ^{137}Cs . El estudio detallado de perfiles de suelo seccionados permite conocer la distribución en profundidad del radioisótopo ^{137}Cs en cada punto, así como analizar su relación con la posición que ocupa en la ladera y su significado geomorfológico.

Asimismo, la desviación del inventario de ^{137}Cs en cada punto respecto al inventario de referencia establecido para el área de estudio permite conocer la pérdida o ganancia del radioisótopo en cada perfil, lo que se traduce en erosión o acumulación de suelo, proporcionando una estimación cualitativa de la redistribución del suelo.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

2.1. Aplicación de la técnica ^{137}Cs

El isótopo artificial ^{137}Cs tiene una vida media de 30 años y fue introducido en la atmósfera como subproducto de los ensayos nucleares que tuvieron lugar entre los años 50 y 70. Tras su difusión y distribución a escala planetaria, el depósito de ^{137}Cs asociado a las precipitaciones y al efecto de la gravedad se inicia en 1954 y

finaliza en los años 80, registrando su pico máximo en 1963 (Ritchie y Ritchie, 1995).

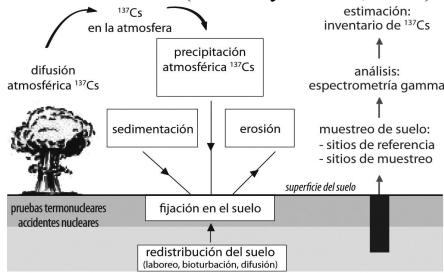


Fig. 1. Ciclo del ¹³⁷Cs y metodología de la técnica.

El ¹³⁷Cs es altamente reactivo y una vez que alcanza la superficie del suelo queda fuertemente adsorbido en la fracción fina por las arcillas y la materia orgánica (He y Walling, 1996). Debido a la insignificante migración postdeposición, la distribución de ¹³⁷Cs está controlada por el movimiento de las partículas de suelo y condicionada por los procesos de erosión y sedimentación (Fig. 1).

El ¹³⁷Cs emite rayos gamma con una energía conocida y característica (662 keV), que pueden ser fácilmente medidos con espectrometría de rayos gamma.

Para cada muestra analizada se obtiene un valor de actividad por unidad de masa (Bq kg⁻¹) que se convierte en una medida de carga por unidad de área conocida como inventario (Bq m⁻²) teniendo en cuenta la densidad de la muestra de suelo, siendo el inventario total de ¹³⁷Cs en un punto la suma de los inventarios de cada intervalo del perfil seccionado de suelo. La técnica se basa en la comparación de los inventarios en cada punto con el inventario de referencia en el área de estudio (Fig. 2).

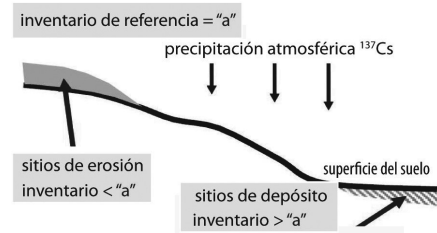


Fig. 2. Representación esquemática de la técnica de ¹³⁷Cs para estimar la redistribución del suelo.

2.2. Área de estudio y muestreo

La zona de estudio es una ladera agrícola situada en la vertiente oeste de la cuenca endorreica de los lagos de Estaña (Huesca). El transecto analizado va desde la divisoria de la cuenca hasta el borde del lago, con una extensión total de 625 m de longitud, un desnivel de 73 m y una pendiente media del 11 % (Fig. 3). La ladera se caracteriza por una topografía irregular y una acusada inflexión de la pendiente en la zona media que se corresponde con el *Collado de las Lomas*, con un máximo relativo de 714 m. A lo largo del transecto predominan las litologías carbonatadas que ocupan la mayor parte de la ladera, en las que aparecen mayoritariamente Calcisoles, mientras que los Leptosoles forman el sustrato del collado. Afloramientos de Keuper quedan restringidos a la zona media previa a la inflexión de la pendiente, donde la superficie es cóncava y los suelos Regosoles, y al tramo final de la ladera con presencia de Gleysoles. Asimismo, el transecto se caracteriza por un 57 % del suelo destinado a campos de cultivo, un 16 % de bosque y un 9 % de matorral.



Fig. 3. Localización del área de estudio y situación del perfil topográfico de la ladera (línea discontinua).

Se han muestreado 6 perfiles de suelo a lo largo del transecto, representativos de zonas cultivadas y zonas naturales cubiertas por bosque y matorral, en donde la morfología de la ladera varía entre rectilínea, cóncava y convexa (Fig. 4).

El muestreo de los perfiles se realizó en intervalos de 5 cm, alcanzando una profundidad mínima de 15 cm y máxima de 47 cm. Un total de 49 muestras de suelo fueron secadas, disgregadas y tamizadas para separar la fracción mayor y menor a 2 mm. El ^{137}Cs se determinó en una submuestra de la fracción < 2 mm con un detector de Germanio Hiperpuro (HPGe) de alta resolución y bajo fondo (30 % de eficiencia y 1.9 KeV de resolución) durante 33.000 segundos.

3. RESULTADOS

3.1. Perfiles de distribución de ^{137}Cs

La distribución de la actividad de ^{137}Cs para los 6 perfiles de suelo se presenta en la Fig. 4.

Los perfiles situados en zonas naturales cubiertas por bosque se caracterizan por una distribución de la actividad de ^{137}Cs

decreciente, con valores máximos en el horizonte superficial y una disminución exponencial con la profundidad, lo que sugiere estabilidad (perfil 4). Por su parte, en zonas de matorral donde la cobertura es menos densa (perfil 5) se observa una disminución de la actividad de ^{137}Cs en los primeros centímetros del suelo, lo que indica erosión superficial.

En suelos cultivados se produce una mezcla del suelo arado y la actividad de ^{137}Cs presenta una distribución homogénea a lo largo del perfil. La erosión se identifica por una baja actividad de ^{137}Cs en los diferentes intervalos de profundidad y perfiles no muy desarrollados (perfiles 2 y 6), restringidos a los primeros 25 cm de suelo. Por el contrario, la acumulación de suelo viene señalada por valores de actividad de ^{137}Cs ligeramente mayores y perfiles alargados (perfil 3) que alcanzan hasta 47 cm de profundidad.

Los perfiles de distribución de ^{137}Cs reflejan los diferentes usos del suelo, el significado geomorfológico de la ladera y su efecto sobre la redistribución del suelo, pudiendo identificar sitios de erosión y depósito de suelo.

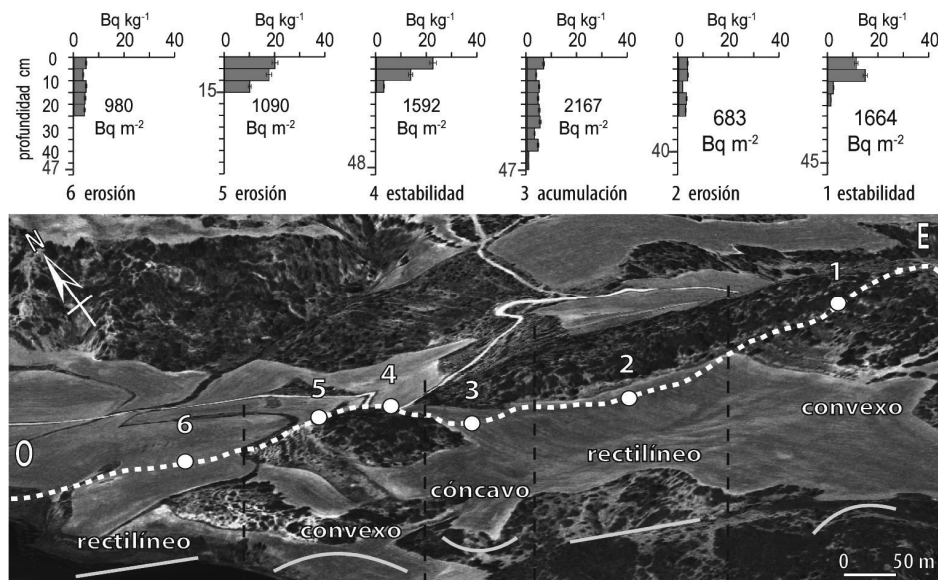


Fig. 4. Perfiles de distribución en profundidad e inventario de ^{137}Cs para los 6 puntos situados a lo largo de la ladera.

3.2. Inventarios de ^{137}Cs

Asimismo, es posible identificar las pautas del movimiento del suelo comparando el inventario de ^{137}Cs en cada punto respecto al inventario de referencia estimado en 1570 Bq m^{-2} (Soto y Navas, 2008).

El porcentaje de ganancia o pérdida del inventario de ^{137}Cs en los 6 puntos de muestreo se corresponde con la posición de cada perfil dentro de la fisiografía de la ladera (Figura 5).

Los perfiles cultivados situados en zonas de pendiente (2 y 6) presentan inventarios de ^{137}Cs por debajo del de referencia, siendo la pérdida de suelo el proceso dominante en estas zonas cultivadas donde la falta de una cubierta vegetal durante parte del año, el laboreo y una pendiente media moderada favorecen la erosión. Sin embargo, el perfil 3 a pesar de ser un punto cultivado y debido a su ubicación en una zona cóncava previa a la inflexión de la pendiente en la zona media, presenta un inventario de ^{137}Cs mayor al de referencia, lo que indica acumulación de suelo previamente movilizado.

Los perfiles naturales situados en zonas convexas presentan inventarios de ^{137}Cs similares al de referencia en zonas de bosque (1 y 4), lo que sugiere que la cobertura vegetal protege al suelo de los procesos de erosión, mientras que en zonas de matorral con menor porcentaje de cobertura vegetal en superficie el inventario es menor al de referencia, evidenciando pérdida de suelo (Figura 5).

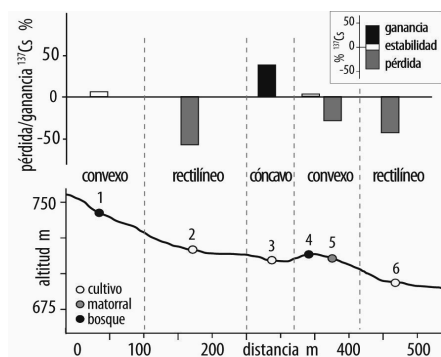


Fig. 5. Porcentaje de pérdida o ganancia de ^{137}Cs en cada punto a lo largo del transecto.

A lo largo del transecto la acumulación del suelo se restringe a zonas cóncavas, mientras que los procesos de erosión son mayores en zonas cultivadas rectilíneas frente a las zonas convexas cubiertas por matorral.

4. CONCLUSIONES

El uso del ^{137}Cs ha permitido identificar diferentes procesos de redistribución del suelo a lo largo de la ladera. Asimismo, se ha observado como influye la superficie topográfica y las modificaciones sufridas en la morfología del terreno por las prácticas agrícolas en la movilidad del sedimento, identificándose puntos de pérdida y ganancia de suelo.

La morfología de la ladera es un aspecto clave en la redistribución del suelo a lo largo del transecto.

Agradecimientos

Trabajo financiado por el proyecto de la CICYT: EROMED (CGL2011-25486/BTE)

REFERENCIAS

- Gaspar, L. 2011. Evaluación de la movilización y pérdida de suelo en agrosistemas de secano mediante los radiotrazadores ^{137}Cs y $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$. *Tesis Doctoral*, Universidad de Zaragoza, 455 p.
- Gaspar, L., Navas, A., Walling, D.E., Machín, J. y Gómez Arozamena, J. 2011. Using ^{137}Cs and ^{210}Pb to assess soil redistribution on slopes at different temporal scales. *Catena* doi: 10.1016/j.catena.2011.01.004.
- He, Q. y Walling, D.E. 1996. Interpreting particle size effects in the absorption of ^{137}Cs and unsupported ^{210}Pb by mineral soils and sediments. *Journal of Environmental Radioactivity* 30, 117-137.
- Navas, A., López-Vicente, M., Gaspar, L. y Machín, J. 2012. Assessing soil redistribution in a complex karst catchment using fallout ^{137}Cs and GIS. *Geomorphology* doi:10.1016/j.geomorph.2012.03.018.
- Ritchie, J.C. y Ritchie, C.A. 1995. ^{137}Cs use in erosion and sediment deposition studies: Promises and problems. *IAEA-TECHDOC-828*, 111-124.
- Soto, J. y Navas, A. 2008. A simply model of Cs-137 profiles to estimate soil redistribution in cultivated stony soils. *Radiation Measurements* 43, 1285-1293.

SPATIO-TEMPORAL LITTER AND ASH EROSION IN A SLOPE AREA, IMMEDIATELY AFTER A GRASSLAND FIRE IN LITHUANIA

Erosión de hojarasca y cenizas en el espacio y tiempo en una pendiente en el periodo inmediato al incendio

X. Ubeda ⁽¹⁾, P. Pereira ⁽²⁾, D. Vaitkute ⁽³⁾, V. Cepanko ⁽³⁾, N. Pundyte ⁽³⁾, M. Pranskevičius ⁽³⁾

(1) Department of Physical Geography and Geographic Regional Analysis, University of Barcelona, Barcelona, Spain.xubeda@gmail.com

(2) Department of Environmental Policy, Mykolas Romeris University, Vilnius, Lithuania.

(3) Department of Environmental Protection, Vilnius Gediminas Technical University, Vilnius, Lithuania.

Resumen: En el periodo post-incendio las cenizas juegan un papel importante en la protección de los suelos. El grado de protección en el espacio y en el tiempo depende de la severidad del fuego y de la posición topográfica. Mediante la medición de profundidad de la hojarasca y ceniza después del incendio se pretende observar la variación espacial y temporal de la hojarasca/cenizas en el periodo inmediato al incendio de acuerdo con la severidad de fuego y posición topográfica de la pendiente.

Key words: ash, litter, soil protection, fire severity, topographic position

Palabras clave: cenizas, protección del suelo, severidad de fuego, posición topográfica.

1. INTRODUCTION

After a fire, the ash type, amount and distribution, strongly affects soil properties. Ash provides valuable soil protection against erosion agents (e.g. wind and rain), which normally decreases with time (Pereira et al. 2010a). In addition, it is an important source of nutrients for plant recovery. Ash thickness is strongly determined by the fire severity, which depends on the type of vegetation, topography, aspect, slope, fuel density, connectivity, distribution, moisture and meteorological conditions during the fire (Pereira et al. 2010b). Due to heterogeneous fuel distribution in grasslands, fire produces a mosaic of severities that generate different types of ash that will have different implications on soil protection. Very often the vegetation is not totally consumed, especially in low severity fires. Some litter is not combusted, being only affected by the temperatures which evaporate fuel water content, producing residue that has a brownish (BRO) colour (Ubeda et al. 2009). In this case we do not consider it as ash, but as litter, because no combustion process has

occurred (Ubeda et al. 2010; Pereira et al. 2010a). The aim of this paper is to study the spatial-temporal evolution of litter and ash thickness in the immediate period after a grassland fire in Lithuania.

2. MATERIALS AND METHODS

2.1 Study site, sample procedures

The study area is located in Lithuania, near Vilnius at (54° 42' N, 25° 08' E and 158 m.a.s.l). The fire occurred on April 15th, 2011, in a grassland area mainly composed by *Taraxacum officinale* and *Anthoxanthum odoratum*. Soils were, in their majority, composed by clay. On an east facing concave slope, with 15% inclination, a 20 x 4 m grid was designed, where ash and litter thickness were measured in four parallel transects -with 20 m length, separated by 1 m. Ash and litter thickness were measured with a resolution of 20 cm in each transect, with a total of 404 measurements in each campaign. Measurements were carried out 3, 10, 17, 31 and 46 days after the fire, until the vegetation showed strong signs of recovery. The slope where the study was carried out was not regular. Thus, ash and

litter thickness were measured according their topographical position: flat top (FT), slope area (SL) and flat bottom (FB). In each measurement we observed visually the ash colour in order to identify the ash thickness according to the fire severity (Pereira et al. 2010a).

2.2. Statistical analysis and data interpolation

The ash and litter thickness data did not follow a normal distribution. Thus we applied a non-parametric One-Way ANOVA on rank transformed data followed by Tukey's HSD test, to identify difference between ash thicknesses according the fire severity three days after the fire. Due to the lack of Dark Grey (DG), Light Grey (LG) and White (W) ash, ten days after the fire a temporal statistical assessment, considering only BRO and Black (B) litter and ash in all measurement periods, had to be applied. The same method was applied in the litter and ash thickness evolution according to slope position. In this case we considered all slope positions. All differences were considered significant at a $p < 0.05$. Maps were produced using the ordinary kriging method. Statistical analyses were performed with Statistica 8.0 and spatial interpolation with Surfer 10.0.

3. RESULTS AND CONCLUSIONS

Three days after the fire, the percentage of bare soil was 4.70%, which shows that the fire did not significantly reduce the soil cover. Overall, fire was considered as having low severity. The majority of the ash was B (50.49%). Minor quantities of DG, BRO, LG and W ash were observed 16.33%, 12.87%, 10.89% and 4.70% respectively (data not-shown). Three days after the fire we observed significant differences among litter/ash colour, that depend on the fire severity as observed elsewhere (Pereira et al. 2010b). Ash thickness decreased as fire severity increased (Fig 1.).

Ten days after the fire a significant decrease in BRO litter and B ash was observed. We did not identify DG, LG and W ash and this was clear evidence that ash was eroded and (re)distributed elsewhere inside or outside the plot. No rainfall occurred until 11 days after the fire (Fig. 2) and this means that wind (re)distributed ash, especially finer DG, LG and W ash, which is easily transported. These ashes are produced at high temperatures and the severity and weight was less than BRO litter and B ash (Úbeda et al. 2009).

Between 10 and 17 days after the fire there was a decrease of ash thickness in BRO litter and B ash. This was attributed to the rainfall period (between 11 and 16 days after the fire), especially 15 days after the fire with a total of 120 mm rainfall in one day, that (re)distributed ash across the slope (Fig. 2). After the first rainfall, ash is moistened and bound to the soil surface, and is difficultly transported by wind. Thus, subsequent litter/ash transport is principally performed by hydrological processes (Pereira et al. 2010a).

Between 17 and 31 days (Fig.1) no significant variations in BRO litter and B ash thickness were observed, which is attributed to a quick and unexpected vegetation recuperation that reduced the ash erosion (Pereira et al. 2012).

Between 31 and 46 days after the fire a significant decrease of BRO litter and B ash thickness was observed, due to the incorporation of this material in the soil once it is stabilized on the slope by the vegetation. Another factor that might influence this decrease (despite the uncertainty and the incapacity to observe the degree of impact) is the presence of wild animals and their effects on litter and ash thickness (e.g. steeping and thereby (re)distributing it). This is especially important because fresh vegetation was growing and wild animals might enter inside the experimental plot to feed. However, this influence has to be studied with more detail in the future. Cerda et al. (2011) also observed the influence of wild

animals in soil erosion in an experimental plot located near Valencia.

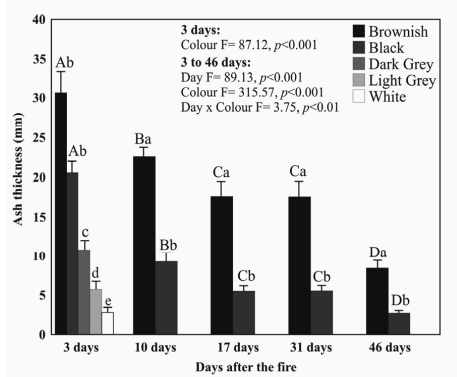


Fig 1. Summary of ANOVA One-Way, Factorial ANOVA and Tukey's HSD for litter/ash thickness, grouped by colour and days after the fire. Different letters mean significant differences among days (uppercase) and litter/ash colour (lowercase) at a $p < 0.05$.

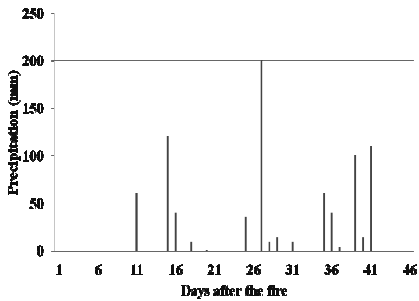


Fig 2. Rainfall occurrence during the studied period.

Over the entire study period we observed that litter and ash thickness decreases in all slope positions, although at different rates (Fig. 3). The spatial variability (assessed with the coefficient of variation, CV%) increases with over time, suggesting an increase in the litter/ash spatial variability (Fig. 4) as observed elsewhere (Pereira et al. 2010a). Three days after the fire, significant litter/ash thickness changes in each slope position were not observed (Fig. 3). Ten days after the fire a decrease was identified in all areas, but especially in SL and FB, very likely due to wind erosion. Between 10 and 17 days a significant litter/ash thickness reduction in FT and SL was observed, as well as a non-significant increase in FB. This is evidence of ash

accumulation in this area due to the rainfall 15 days after the fire. Between 17 and 31 days, there were no significant observed differences in all slope positions due to vegetation recovery. Forty-six days post-fire, the decrease in ash thickness in the different areas, especially in SL and FB can be linked to the reasons mentioned above.

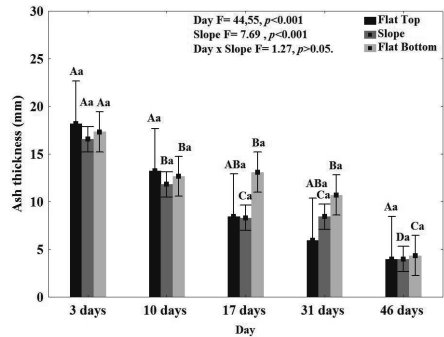


Fig 3. Summary of Factorial ANOVA and Tukey's HSD for litter/ash thickness, grouped by colour and days after the fire. Different letters mean significant differences among days (uppercase) and litter/ash colour (lowercase) at a $p < 0.05$.

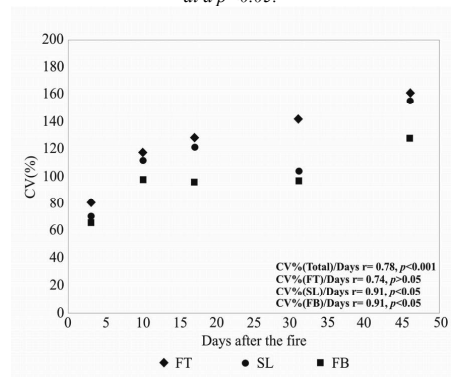


Fig 5. Correlation between the coefficients of variation of each slope position and days after the fire. Total (considering all the samples).

The kriged maps of ash thickness are shown in the Fig. 5. Three days after the fire, an significant small scale variability of ash thickness was observed. With time, litter/ash thickness is reduced in the area, especially in the lower part of the SL, where the slope was high. Despite the general reduction, in the upper part of FB a slight increase of ash thickness can be identified, mainly, between 10 and 17

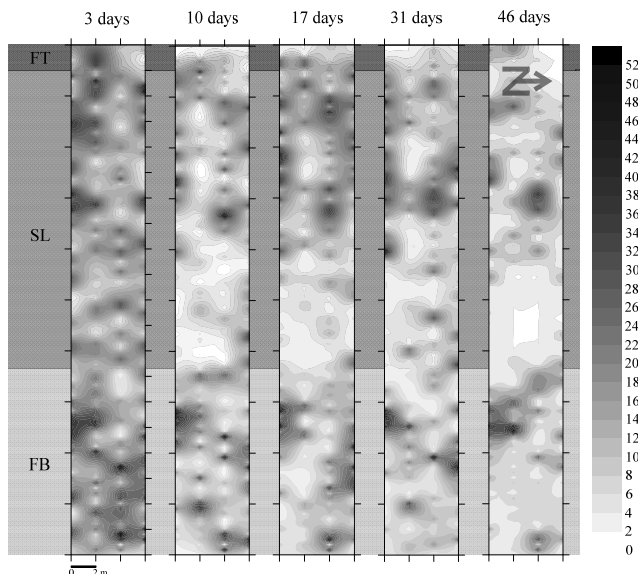


Fig. 6. Spatial distribution of ash thickness (Data in mm). Vertical bar means litter/thickness scale

days after fire, which can be attributed to litter/ash transport and deposition. Presently, investigations are being carried out, about the effects of soil microtopography on the spatial and temporal evolution of ash thickness.

Acknowledgements:

The authors appreciated the support of the project "Litfire", Fire effects in Lithuanian soils and ecosystems (MIP-048/2011), funded by the Lithuanian Research Council, and of Comissionat per a Universitats i Recerca del DIUE de la Generalitat de Catalunya.

REFERENCES

Cerda, A., Gonzalez-Penalosa, F.A. and Bodi, M. 2011. Wild boars as soil erosion agents in agriculture land in Eastern Spain, *Geophysical Research Abstracts*, EGU2011-6332.

Pereira, P., Bodi, M., Úbeda, X., Cerdà, A., Mataix-Solera, J., Balfour, V. and Woods, S. 2010a. Las cenizas y el ecosistema suelo, In Cerdà, A. Jordan, A. (Eds): *Actualización en métodos y técnicas para el estudio de los suelos afectados por incendios forestales*, Càtedra de Divulgació de la Ciència. Universitat de Valencia, 345 - 398.

Pereira, P., Cerdà, A., Úbeda, X., Mataix-Solera, J. and Martin, D.A. 2010b. Effects of fire in ash thickness in a Lithuanian grassland. Part II, Grid análisis. In Diaz-Ravina, M., Benito, E., Carballas, T., Fontúrbel, M.T. and Vega, J.A (Eds): *Research and Post fire Management: Soil protection and rehabilitation techniques for burnt forest ecosystems*, 269 - 272.

Pereira, P., Cepanko, V., Vaitkute, D., Pundyte, N., Pranskevicius, M., Zuokaite, E., Ubeda, X., Mataix-Solera, J., and Cerda, A. 2012. Grassland fire effects on ash properties and vegetation restoration in Lithuania (North-Eastern Europe), *Flamma*, 3(1) 3-8.

Úbeda, X., Pereira, P., Outeiro, L. and Martin, D. 2009. Effects of fire temperature on the physical and chemical characteristics of the ash from two plots of cork oak (*Quercus suber*), *Land Degradation and Development*, 20(6), 589 - 608.

RELATIONSHIP BETWEEN THE MORPHOTECTONIC CONTEXT AND THE LOCATION OF LANDSLIDES ALONG THE FORNELO VALLEY, AMARANTE–PORTUGAL

La relación entre el contexto tectónico y la localización de los deslizamientos de laderas en el valle del río Fornelo, Amarante - Portugal

A. Gomes ⁽¹⁾, H. Teixeira ⁽²⁾

- (1) Departamento de Geografia, Faculdade de Letras da Universidade do Porto, Dynat - CEGOT. albgomes@gmail.com
 (2) Phd Student, Departamento de Geografia, Faculdade de Letras da Universidade do Porto.

Resumen: El valle del río Fornelo con cerca de 14 km de longitud, se encuentra entre los municipios de Amarante y Baião, y se instala a lo largo de un importante desgarre hercínico Vigo-Braga-Régua. En la morfología actual, esta estructura tectónica antigua está bien señalizada por un valle muy encajado y rectilíneo, de aproximadamente 500 m de largo, con una dirección NW-SE, y una clara asimetría entre ambos márgenes. El análisis morfotectónico efectuado, refuerza el hecho de que la estructura tectónica heredada controla el relieve actual. Ésta, está manifiesta por tres direcciones de fallas preferentes (NW-SE, NE-SW y NNE-SSW) que determinan la organización de la topografía y la configuración de la red fluvial. Los datos geomorfológicos y estructurales permiten identificar la zona de deformación principal (ZDP). La correlación entre la ZDP y los deslizamientos de ladera presentes en la zona se ha establecido mediante mapas. Las principales conclusiones reflejan que en el área hay una cierta correlación entre lineamientos tectónicos y localización de los deslizamientos de laderas, algunos de los cuales afectan a la red de carreteras locales.

Key words: morphotectonics, structural lineaments, landslides, Fornelo river valley.

Palabras clave: morfología tectónica, lineamientos estructurales, deslizamientos de laderas, Valle del río Fornelo.

1. INTRODUCTION

The main objective of this work was to evaluate the relationship between tectonic lineaments and location of the landslides, with special concern for those which involve damage to the local roads.

To achieve our purpose, a case study area was chosen in the Fornelo Valley (Amarante, Portugal) that include a part of the Vigo-Braga-Régua strike-slip hercynian shear belt (the strike-slip has a total length of *ca.* 150 km), corresponding to alternating sectors of wide or straight valley between the municipalities of Amarante and Baião.

Based on a general analysis of the geomorphologic context related to this old strike-slip shear belt and the hydrographic network pattern of the area, the valley morphology was always interpreted as being controlled by the ancient tectonic deformation (Feio, 1948).

Recently, in the work of Teixeira (2011), through the integration of all structural and geomorphological data collected, it was recognized a main deformation area (a PDZ – principal displacement zone), and discussed the linkage between the tectonic features interpreted with the location of the landslides identified

1.1. Geomorphological and Geological Background

The study area (Fig. 1A) is limited to a sector of the principal displacement zone (PDZ) identified by Teixeira (2011). This area belongs to the Central Iberian Zone of the Iberian Massif, which consists primarily of Proterozoic and Paleozoic rocks (Coke, 2000). The lithology is mainly composed of granitic rocks (Fig. 1B) and, in the westernmost part, they contact with a metasedimentary bedrock, made of a wide variety of schists and

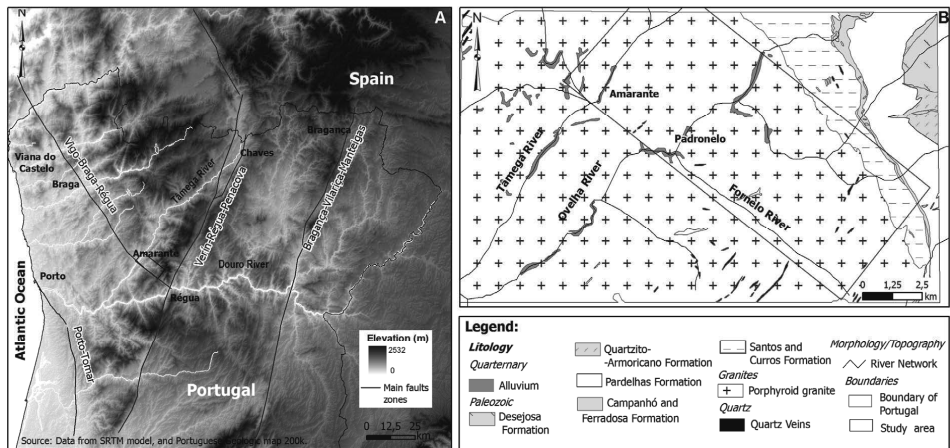


FIG. 1. A. General setting of the study area. B. Geological framework.

quartzites, forming the mountain range of Marão (1415m on the top).

The main geomorphological units of the studied area are: the valleys of the rivers Fornelo, Tâmega and Ovelha and the topographic depressions of Padronelo-Gondar (Fig. 1B and 2). The valleys have in general, a V form and are deeply entrenched. Nevertheless, they exhibit a clear terrace staircase with three sedimentary terraces, particularly abundant on the most wide sectors (Fig. 2).

2. METHODOLOGY

The selected methodology, using GIS technologies, was divided in two stages:

1) The definition of the structural lineaments. This was obtained by: the morphotectonic interpretation of hillshade maps according to three different orientations (0° , 45° E and W; these hillshade maps were based on a DEM generated by contour lines of 10 m equidistance joining with the altitude of geodesic points); the interpretation of the hydrographical network in terms of structural pattern; the location of the groundwater springs and its connection with the tectonic lineaments; the faults and structural elements marked on the

geological maps (at scales 1:500,000, 1:200,000 and 1:50,000), such as those presented by Coke (2000); aerial photo interpretation of morpho-structural elements.

2) The identification of the landslides. This was firstly obtained by the interpretation of the aerial photographs from 1954 (B/W at 1/33,000 scale flight), and then, complemented by fieldwork to confirm the affected areas. To compare the landslide occurrence with the tectonic lineaments identified it was selected the northern margin of the Fornelo valley and its extension till the Tâmega river (Fig. 3).

All the data were used to get a geomorphological interpretation of the area, including the groundwater springs founded. The geomorphological map (Fig. 2), shows the main tectonic faults and the understanding of the relief units arrangement. The PDZ is well identified by the sigmoid shape defined by the main tectonic scarps that follows the direction of the old strike-slip.

3. RESULTS

The main results reinforce the fact that these relief is controlled by an inherited tectonic structure, controlled by three

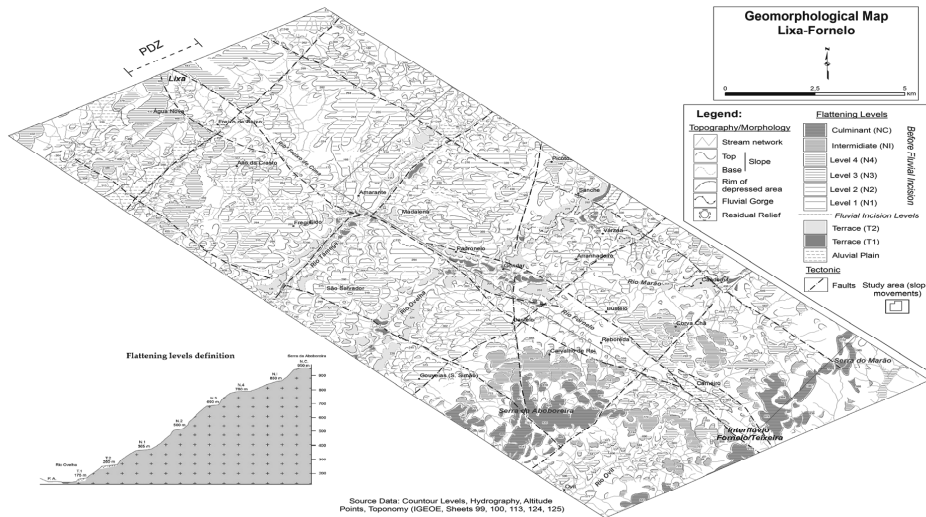


Fig. 2. Geomorphological map of the study area.

fundamental fault lines that determine the main topographic structures and the configuration of the river network, according to the directions NW-SE, NE-SW and NNE-SSW (Fig. 2).

The main deformation area (PDZ) is well delineated in the morphology, and is in accordance with that expressed by (Teixeira, 2011). There is clear evidence in the pronounced deflection exhibited by the rivers course; the clear asymmetries in the dominant orientations of the relief; the orientation and curvilinear design of the principal topographic scarps; the clear definition of several flat topographic levels with special emphasis to a well defined sedimentary terrace staircase in the Padronelo depression; the altimetric differences between the same topographic level on opposite interfluvies of the Fornelo and Freixo de Cima valleys (Fig. 2).

Indeed, the morphology is apparent severely deformed very near the town of Amarante, in particular, the interfluvie between Tãmega and Ovelha rivers, including the Padronelo depression. Particularly in this little sector, the hydrographic network is more dense, the short valleys are deeply incised and the flat

surfaces are more fragmented (Fig. 2).

Preliminary results on landslide processes revealed that movements are recorded with diverse typologies, volumes of material moved and extent of displacement.

On one hand, there are surface landslides (the most abundant), like translational slides, debris and mud flows, which, in general, derived from pellicular flows fed by slope deposits (usually with a thickness of <1 m) or agricultural soil from agricultural terraces (soils of variable thickness), associated to granitic sands emanating from the superficial weathering mantle, or even fed by the sedimentary infill of paleo-ravines.

In general, these movements include short displacement and are not related to the structure of the substrate.

Moreover, there are deep landslides, translational or rotational type, affecting long slopes and moving considerable volumes of material.

They are well recognized by the head scarps and the deposition area, at the foot. The planar surfaces along which is given the rotation or the backward tilting, normally, it is not easy to identified. These movements seems

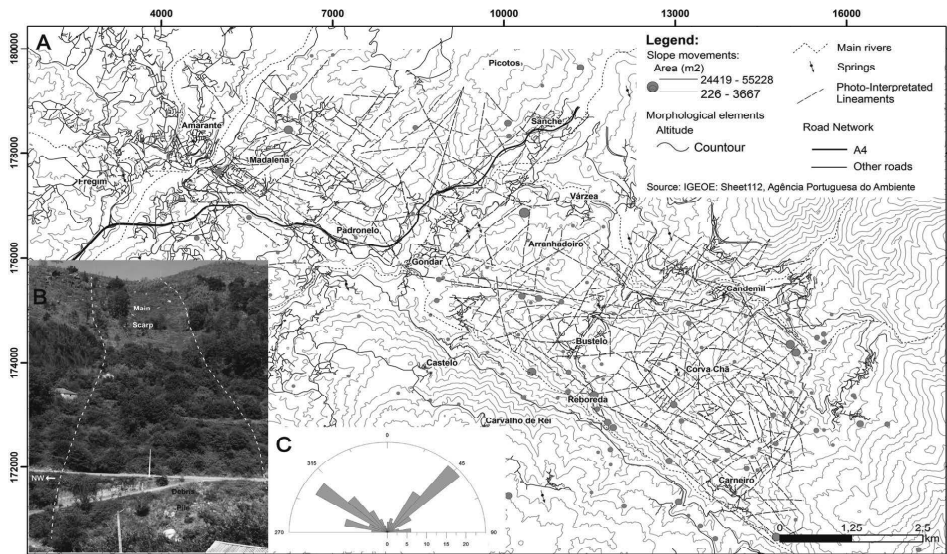


Fig. 3. A. Location of landslides (initial point and the amount of affected area). B. The big slump near Reboreda which damage the local road. C. Rose diagram of the fracture network in the studied area.

to be related with structural components of the substrate. They are at fault scarps or in the intersection of the tectonic lineaments identified. These movements seems to cause more heavily structural damage in the local road network, like the road between Reboreda and Bustelo localities (Fig. 3).

4. CONCLUSIONS

The main conclusions reflect that the relief of this area is highly deformed and structural controlled. Some landslides seems to be linked with the identified tectonic lineaments, specially the deep landslides. Some of this landslides has an important impact on the local road network.

These observations are important, since they already indicate areas of important slope instability, implying superior attention to land planning, namely on the destination of spaces to build, as well as the level of the civil protection,

recognizing the potentially affected areas and therefore, areas that should be subject to closer and effective monitoring.

REFERENCES

- Coke, C. 2000. Evolução Geodinâmica do Ramo Sul da Serra do Marão. Um caso de deformação progressiva em orógenos transpressivos. Tese de Doutoramento, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, 331 pp.
- Feio, M. 1948. Notas Geomorfológicas. Boletim da Sociedade Geológica de Portugal, Vol. VII, Fasc. I-II, 1948.
- Teixeira, H. 2011. Geomorfologia Tectónica e implicações no ordenamento do território – Metodologias de Análise aplicadas no estudo da falha do rio Fornelo. Dissertação de Mestrado, Faculdade de Letras da Universidade do Porto, 139 pp.

SESIÓN III. RIESGOS NATURALES

LOS RIESGOS NATURALES EN CATALUÑA ANALIZADOS EN EL INFORME RISKCAT. J.M. Vilaplana. **Natural Risks in Catalonia analyzed in the RISKCAT report.**

RISK MAPPING FOR EMERGENCY PLANNING IN PORTUGAL -AN EXAMPLE ON SLOPE INSTABILITY. J.L. Zêzere, I.L. Fonseca, S. Pereira, R. Melo, C. Henriques, A. Piedade, E. Reis. **Mapas de Riesgos para la Planificación de Emergencia en Portugal - Aplicación a la Inestabilidad de Laderas.**

PROGRESSIVE FLOODS ALONG THE ARDA RIVER VALLEY: LAND PLANNING IMPLICATIONS IN THE AROUCA MUNICIPALITY (PORTUGAL). I. Marafuz, A. Gomes. **Inundaciones progresivas a lo largo del valle del Río Arda: implicaciones en la ordenación del territorio del municipio de Arouca (Portugal).**

INFLUENCIA DEL TRANSPORTE DE DETRITOS LEÑOSOS (*WOODY DEBRIS*) EN LA PELIGROSIDAD POR AVENIDAS TORRENCIALES. V. Ruiz-Villanueva, J.M. Bodoque, A. Díez-Herrero, M.A. Eguibar. **Effects of woody debris transport on the flash flood hazard analysis.**

RECONSTRUCTION OF THE 1909 HYDRO-GEOMORPHOLOGIC EVENTS IN NORTH OF PORTUGAL: THE IMPORTANCE OF GIS DATABASES. L. Soares, M. Santos, C. Hermenegildo, C. Bateira, L. Martins, F. Matos, A. Gomes, A. Peixoto, S. Couceiro, S. Gonçalves, S. Lourenço. **Reconstrucción de los eventos hidro-geomorfológicos de 1909 en el Norte de Portugal: importancia de las bases de datos en SIG.**

IMPLEMENTACIÓN DE TÉCNICAS DENDROGEOMORFOLÓGICAS PARA LA GESTIÓN DEL RIESGO DE INUNDACIONES: EL CASO DE ESTUDIO DE NAVALUENGA (ÁVILA). J.A. Ballesteros-Cánovas, M. Sanchez-Silva, J.M. Bodoque, A. Díez-Herrero. **Implementation of dendrogeomorphologic methods for flood risk management: the case of Navalunga (Central Spain).**

PROPUESTA PARA LA CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN DE LOS ANÁLISIS Y CARTOGRAFÍAS DE PELIGROSIDAD Y RIESGOS NATURALES MEDIANTE EL ESTUDIO DE EVENTOS RECIENTES. A. Díez Herrero, R. Baillo Calvo, J. Garrote Revilla, I. Gutiérrez Pérez, L. Lain Huerta, M.J. Mancebo Mancebo, J.F. Martín Duque, F.L. Pérez Cerdán. **A proposal for the calibration and validation of natural hazard and risk analysis and mapping through the study of recent events.**

INVESTIGACIONES DENDROGEOMORFOLÓGICAS APLICADAS AL ESTUDIO DE LA PELIGROSIDAD POR AVENIDAS E INUNDACIONES EN EL PARQUE NACIONAL DE LA CALDERA DE TABURIENTE (LA PALMA, ISLAS CANARIAS). A. Díez Herrero, M. Génova Fúster, P. Mayer Suárez, J.A. Ballesteros Cánovas, L. Becerril Carretero, J.M. Rubiales Jiménez, M. Hernández Ruiz, M.A. Saz Sánchez, J.M. Bodoque del Pozo, V. Ruiz Villanueva. **Dendrogeomorphological research applied to flood hazard analysis in the ‘Caldera de Taburiente’ National Park (La Palma, Canary Islands, Spain).**

GIS DATABASE ON HYDRO-GEOMORPHOLOGIC DISASTERS IN PORTUGAL (DISASTER PROJECT). S. Pereira, J.L. Zêzere, I. Quaresma, J. Verde, I.L. Fonseca, E. Reis. **Base de datos SIG sobre desastres hidro-geomorfológicos de Portugal (Proyecto DISASTER).**

EVALUACIÓN DE LA SUSCEPTIBILIDAD DE CORRIENTES DE DERRUBIOS. APLICACIÓN AL MAPA PARA LA PREVENCIÓN DE RIESGOS GEOLÓGICOS 1:25 000 DE CATALUÑA. M. Camafort Blanco, M. González Díaz, J. Pinyol Guamis, J.M. Vilaplana Fernández, P. Oller Figueras. **Evaluation of debris flow susceptibility. Application on the Prevention of the Geological Hazards Map of Catalonia 1:25 000.**

EVALUACIÓN DE MODELOS DE RIESGO POR DESLIZAMIENTOS A PARTIR DE EVENTOS RECIENTES. J. Bonachea, J. Remondo, V.M. Bruschi, J.R. Díaz de Terán, A. González-Diez, A. Cendrero. **Landslide risk models on the basis of recent occurrences.**

APLICACIÓN DEL ÍNDICE DE RIESGO POR ALUD EN UN ITINERARIO DE MONTAÑA DEL PARQUE NACIONAL DE LOS PICOS DE EUROPA. J.A. Vada, M. Frochoso, J.M. Vilaplana. **Application of Avalanche Hazard Index in a mountain walking track of the Picos de Europa National Park.**

DESARROLLO DE UN SISTEMA DE ALERTA TEMPRANA POR RIESGO DE TEMPORALES MARINOS: APLICACIÓN A LA COSTA DE CÁDIZ. J. Benavente, T.A. Plomaritis, L. Del Río, G. Anfuso, F.J. Gracia. **Development of an early warning system for marine storm risk: Application to Cadiz coast.**

DESARROLLO DE MAPAS DE PELIGROSIDAD POR TEMPORALES COSTEROS: APLICACIÓN DE MODELOS EMPÍRICOS Y NUMÉRICOS EN LA PLAYA DE LA VICTORIA (CÁDIZ). L. del Río, T.A. Plomaritis, J. Benavente. **Development of coastal storm hazard maps: Application of numerical and empirical models in La Victoria beach (Cadiz).**

ANALYSIS OF THE 2011 TOHOKU TSUNAMI. A. Santos, J.L. Zêzere. **Análisis del tsunami de Tohoku de 2011.**

RIESGO DE HUNDIMIENTO EN LA LAGUNA DE SANTOS MORCILLO (LAGUNAS DE RUIDERA). S. Albarracín, J. Alcántara-Carrió, A. Fontán Bouzas. **Risk of collapse in the St. Morcillo Lake (Ruidera Lakes).**

LOS RIESGOS NATURALES EN CATALUÑA ANALIZADOS EN EL INFORME RISKCAT

Natural Risks in Catalonia analyzed in the RISKCAT report

J.M. Vilaplana ⁽¹⁾

(1) Grupo RISKCAT. Institut de Recerca Geomodels. Departament de Geodinàmica i Geofísica. Universitat de Barcelona. Barcelona. nue.vilaplana@ub.edu

Abstract: Riskcat report presents the main conclusions and proposals for an extensive study that analyses our capacity to deal with certain natural hazards in Catalonia. On the basis of seven reports (one for each phenomenon studied: avalanches, landslides, subsidence, floods, coastal erosion, earthquakes and volcanic eruptions), the analysis of current legislation, and with the aid of the document database with material inventory, Riskcat provides the fundamental information on the geographical extension of events and related damage in the past, the current state of knowledge, and the measures taken to mitigate natural hazards.

Palabras clave: Riesgos naturales, Mitigación, Gestión del riesgo

Key words: Natural hazards, Mitigation, Risk management

1. INTRODUCCIÓN

El proyecto RISKCAT nació en el 2006 del interés del CADS (Consejo Asesor para el Desarrollo Sostenible) para reflexionar sobre la incidencia de determinados riesgos naturales en Cataluña, especialmente aquellos que tienen un mayor impacto en el territorio. La principal finalidad residía en convencer al Gobierno de Cataluña para mejorar la gestión del riesgo. El CADS encargó el estudio al Grupo de investigación en riesgos naturales de la Universidad de Barcelona (RISKCAT).

El trabajo analiza una serie de fenómenos de origen geológico e hidrometeorológico y consta de siete informes de experto sobre los peligros naturales, un informe jurídico sobre la normativa en relación con los riesgos naturales, una base de datos documental que incluye todo el material inventariado, y un informe ejecutivo, que recoge, de manera sintética, las principales valoraciones y recomendaciones (Vilaplana y Payàs, 2008). Todos los documentos se encuentran disponibles para su consulta y descarga en el sitio web del CADS (www.gencat.cat/cads/). Los informes de experto detallan con qué herramientas contamos en su momento para el análisis y la previsión de los fenómenos, y también para su delimitación espacio-temporal. Los

fenómenos analizados son los aludes de nieve, los movimientos de ladera (deslizamientos y desprendimientos), la subsidencia (hundimientos y colapsos), los fenómenos litorales (erosión e inundación costera), las inundaciones (avenidas fluviales, riadas y torrentadas), los terremotos y el vulcanismo. Todos estos fenómenos son súbitos, de corta duración y tienen una actividad recurrente. Todos ellos pueden producir daños a personas y bienes, de distinta consideración y con una amplitud geográfica variable según el caso. El estudio sobre la legislación vigente vinculada a los riesgos, al territorio y al sistema de protección civil, constituye una parte esencial del informe, puesto que de ello se deriva gran parte de la gestión y limita o fomenta la eficacia de todo el proceso.

El informe RISKCAT se presentó al Gobierno de Cataluña y a la opinión pública en 2008. En él se propone una serie de acciones de gobernanza, especialmente dirigidas a los responsables de la gestión de los riesgos naturales, que posibilitan una gestión eficiente de los riesgos y una ordenación más sostenible del territorio y más segura para las personas. El trabajo representa un ejercicio de autoanálisis y reflexión. La intención era estimular al gobierno de la Generalitat de Cataluña de

cara a una mejora de la gestión de los riesgos naturales y para que considerase este tema, tan relevante, dentro sus líneas estratégicas de actuación.

2. OBJETIVOS

El objetivo de RISKCAT consiste en realizar un análisis de la capacidad para afrontar riesgos naturales en Cataluña. El objetivo de la presente comunicación pretende: a) dar a conocer los principales resultados de RISKCAT que permiten realizar una serie de reflexiones sobre las principales fortalezas y debilidades del sistema de gestión y mitigación de riesgos; c) y realizar nuevas reflexiones sobre la aplicación y la utilidad del estudio, con la perspectiva del tiempo, cuatro años después de su presentación oficial.

3. METODOLOGÍA

Para la realización del estudio se constituyó un panel de expertos coordinados por un equipo de dirección. Para recabar la información de los fenómenos naturales, de las herramientas disponibles en su día para la previsión y análisis, así como para su delimitación espacio-temporal y para la gestión del riesgo de desastre asociado, se utilizaron diversos procedimientos. A) recopilación bibliográfica y análisis de publicaciones científicas, académicas, técnicas. B) recopilación y análisis de toda la reglamentación relacionada, directa o indirectamente, con los riesgos naturales en Cataluña. C) visitas a organismos públicos y privados para recabar información sobre informes, proyectos técnicos, cartografías, etc. D) se generó un catálogo en forma de base de datos documental con 943 entradas que incluye todo el material inventariado y que actualmente está a disposición pública en la web del CADS. E) se realizaron entrevistas a más de 50 personas relacionadas con los temas tratados (académicos, investigadores, técnicos,

gestores, etc.) para recoger datos y opiniones.

Los miembros del equipo de trabajo realizaron cada uno de los 8 informes correspondientes a su competencia, siempre bajo la coordinación del equipo de dirección, el cual redactó un informe-resumen ejecutivo final (Vilaplana y Payás, 2008). El informe fue asesorado y revisado por un experto que ha intervenido como observador externo durante todo el proceso.

4. RESULTADOS

Los resultados del estudio nos muestran, en primer lugar, cómo se encuentra expuesto la globalidad del territorio catalán a los siete fenómenos analizados. A continuación se comentan algunos aspectos de cuatro de los fenómenos analizados.

El riesgo de aludes en el Pirineo de Cataluña ha ido en aumento durante la última década tanto en lo que se refiera a la exposición de personas como de infraestructuras y edificaciones (Fig.1).

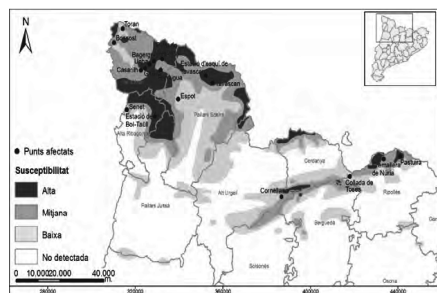


Fig. 1. Las zonas susceptibles a los aludes de nieve en Cataluña. Reproducido de Vilaplana y Payás, 2008.

Los movimientos de ladera afectan y han afectado siempre a gran parte del territorio, especialmente a las zonas de montaña pero actualmente la exposición a este peligro tiene una gran incidencia en la red de carreteras y ferrocarriles.

La peligrosidad asociada a la erosión e inundación en el litoral catalán está relacionada con los temporales de levante. La peligrosidad asociada a estos

fenómenos es alta en los tramos de costa deltaica (Ebro, Llobregat, Besós, Tordera, Ter) y en las playas del Maresme y de la Bahía de Roses. Los fenómenos que generan riesgo en la costa tienen una altísima incidencia el sector turístico, principal fuente de ingresos del país. Se produce una gran controversia con la regeneración artificial de playas, su elevado coste y su impacto ecológico.

Entre todos los fenómenos destaca lo que podríamos denominar “la Cataluña que se inunda” (Fig.2). Todos los municipios están expuestos al riesgo de inundación en mayor o menor grado, al menos en algún tramo de su red hidrológica. Las avenidas más frecuentes que producen daños son las de tipo “flash flood” y van asociadas a las rieras litorales y a los torrentes de montaña en las cabeceras de cuenca. El coste estimado de las inundaciones en Cataluña entre 1997 y 2007 fue de 100 millones de euros por año, teniendo en cuenta únicamente los bienes asegurados. Este es un coste mínimo ya que muchos bienes no están asegurados y además habría que añadir los costes indirectos, no estimados en este período. En el mismo sentido el Ilustre Colegio de Geólogos de España, partiendo de un estudio del IGME (Ayala et al., 1987), ha estimado que las inundaciones en España tienen un coste anual por habitante de entre 160 y 250 euros.

El conjunto de normativas recogidas en el catálogo documental ha sido analizado y valorado en el informe jurídico a partir de una revisión de la situación, regulación y ordenación legal de los riesgos naturales a nivel autonómico, estatal y europeo. En el momento de cerrar el estudio había 46 normativas que, parcial o totalmente, regulan los riesgos naturales en Cataluña. Todo ello representa una regulación compleja, que afecta a diversas administraciones y que en algunos casos supone superposiciones de normativas.

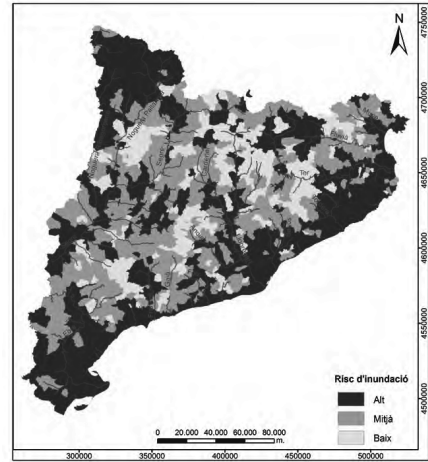


Fig. 2. Mapa de riesgo de inundaciones en Cataluña por municipios (fuente: INUNCAT), reproducido de Vilaplana y Payàs, 2008.

5. PRINCIPALES CONCLUSIONES Y PROPUESTA FINAL

Se detectan las fortalezas y las debilidades en relación al conocimiento y su transferencia, a las herramientas tecnológicas y a su uso, a las normativas existentes y al conjunto del sistema de gestión del riesgo. El informe recoge 80 recomendaciones técnicas y 34 jurídicas, para finalmente realizar una propuesta final y concreta dirigida al Gobierno autonómico para mejorar, vertebrar y coordinar el sistema actual de gestión de riesgos en Cataluña.

Se concluye que existe un buen nivel de conocimiento científico y técnico pero no siempre es transferido a las acciones de gestión. Faltan bases de datos con documentación de desastres ocurridos y evaluación de la vulnerabilidad. Existen cartografías de peligrosidad pero todavía no recubren todo el territorio ni en todos los casos las escalas son las apropiadas. Existen planes de Protección Civil bien diseñados, pero para su total efectividad se necesita la total implementación de los planes de emergencia a nivel municipal. Es necesario mejorar la coordinación entre los procedimientos técnicos, las acciones de

mitigación y la ordenación del territorio. Para ello es imprescindible realizar un esfuerzo de coordinación entre las administraciones y los organismos competentes que de por sí son robustos. Las normativas están fragmentadas y dispersas en diferentes áreas legislativas y, esto puede repercutir en incumplimientos. Se ha constatado que en una sociedad industrializada, avanzada y supuestamente fuerte el ciudadano no tiene conciencia de la vulnerabilidad. Para subsanar esta deficiencia es necesario mejorar la información a la sociedad y educar a los niños y jóvenes en relación a los riesgos naturales. La irresponsabilidad en el desarrollo territorial, especialmente en la toma de decisiones sobre los usos del suelo y muy especialmente del suelo urbanizable ha implicado un notable incremento de la exposición al riesgo de desastre. En consecuencia los costes por daños han aumentado debido sobre todo al aumento de la vulnerabilidad y de la exposición. Por ejemplo, en Cataluña, en el 2007 había más de 30.000 ha de suelo urbanizado en zona inundable, lo que representa el 15% del suelo total urbanizado.

Finalmente el informe propone crear un Comisionado para la Reducción de los Riesgos Naturales nombrado por el Gobierno de la Generalitat, con capacidad de decisión y gestión durante un período transitorio. Presidiría una Comisión Interdepartamental constituida por un alto representante y un técnico experto de cada Departamento de la Generalitat implicado en el sistema de riesgos. Rendiría cuentas al Parlamento de Cataluña. Sus objetivos serían priorizar la política de prevención, preparar una hoja de ruta y un cronograma de actuaciones basado en las recomendaciones del informe RISKCAT

6. RISKCAT 4 AÑOS DESPUÉS

Algunas cosas han cambiado, otras no. Sirva como muestra lo siguiente. Se ha producido una mejora en la implementación de guías técnicas

reglamentadas y mapas de zonificación de la peligrosidad para incorporar en la ordenación territorial, tal como el Mapa de Prevención de Riesgos Geológicos (Martínez y Oller, 2009). No se ha recogido la recomendación de elaborar el Plan Especial de Protección de las áreas expuestas al riesgo donde la urbanización ya está consolidada. Si se han actualizado algunos planes de protección civil (Inuncat) y se ha diseñado alguno nuevo (Allaucat). En cambio sigue pendiente su total implementación a nivel municipal. No se ha iniciado ninguna estrategia para dar prioridad a la educación y a la información en materia de riesgos como pilares básicos de la prevención. Finalmente resaltar que la propuesta del Comisionado recibió el silencio administrativo

Agradecimientos

A la Dra. M^a Angels Marqués por su impulso inicial y continuado. A la Sra. Blanca Payàs por sus eficientes labores de coordinación. A todo el equipo de expertos del Proyecto RISKCAT: Dr. R. Copons, Sr. J. Escuer, Dr. M. García, Dr. J. Guillén, Dra. M.J. Jiménez, Dr. J. Martí, Sr. E. de Ribot. A M. Guinau i a Lau Llobet. Al Dr. Antonio Cendrero por la oportunidad y sabiduría de sus opiniones. Este trabajo se ha realizado con el soporte del grupo de investigación consolidado RISKCAT 2009GR/520 subvencionado por el DIUE de la Generalitat de Catalunya y con el financiamiento del CADS.

REFERENCIAS

- Ayala-Carcedo, F., Elizaga, González de Vallejo L. y colaboradores. 1987. *Impacto Económico y Social de los Riesgos Geológicos en España*. IGME, Madrid. 92 pp.
- Martínez, P. y Oller, P. 2009. El mapa per a la prevenció dels riscos geològics. *Geològica: Butlletí del IGC*, 3, 4-5.
- Vilaplana, J.M. y Payàs, B. 2008. RiskCat. Els riscos naturals a Catalunya. Informe executiu / Los riesgos naturales en Cataluña / Natural Risks in Catalonia. Informes del CADS nº6, Dept. de la Presidència, Barcelona, 228 pp.

RISK MAPPING FOR EMERGENCY PLANNING IN PORTUGAL –AN EXAMPLE ON SLOPE INSTABILITY

Mapas de Riesgos para la Planificación de Emergencia en Portugal - Aplicación a la Inestabilidad de Laderas

J.L. Zêzere⁽¹⁾, I.L. Fonseca⁽¹⁾, S. Pereira⁽¹⁾, R. Melo⁽¹⁾, C. Henriques⁽¹⁾, A. Piedade⁽¹⁾, E. Reis⁽¹⁾

(1) RISKam. Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa (Portugal). zezere@campus.ul.pt

Resumen: En este trabajo se evalúa la aplicabilidad de la Guía Metodológica para la elaboración de Mapas de Riesgo en los municipios portugueses, utilizando el caso específico de los deslizamientos de ladera de la zona del Alto Douro, situada en el noreste de Portugal. Su objetivo es construir un mapa de susceptibilidad de deslizamientos de ladera para el Plan de Emergencias de la región y cruzarlo con los elementos expuestos al riesgo. El modelo de evaluación de la susceptibilidad está basado en el Método del Valor de la Información. El inventario de inestabilidades fue sometido a una partición aleatoria para permitir la validación independiente de los resultados. Los resultados muestran que algunas laderas en el área de estudio tienen una alta susceptibilidad de ocurrencia de deslizamientos, y en algunas de ellas están presentes elementos humanos y socio-económicos, lo que genera situaciones de riesgo, que deben ser tenidas en cuenta por los agentes de protección civil.

Key words: Emergency Planning, Risk Analysis, Risk Matrix, Landslides, Information Value

Palabras clave: Planificación de Emergencias, Análisis de Riesgos, Matriz de Riesgo, Deslizamientos, Valor de la Información

1. INTRODUCTION

A guide related to risk mapping for Civil Protection and Spatial Planning, which establish general rules for risk mapping in Portugal, was published in 2009. The Methodological Guide for Risk Mapping and for Development of a GIS at the Council Level (Julião et al., 2009) highlights the difficulties encountered in Quantitative Risk Analysis (QRA) for a large set of hazardous phenomena and proposes a methodological approach for susceptibility mapping, applicable from council to national levels, to locate the best areas for future development. Moreover, this guide also recommends the mapping of Exposed Elements, to be combined with susceptibility maps, in order to classify levels of risk. Although the procedure does not quantify potential losses, it indicates where risks are more likely to occur in the future.

In this work the guidelines from the Methodological Guide for Risk Mapping are followed and tested for slope instability assessment in the High-Douro region in NE Portugal, an area with c. 1934 km². The main aim is to produce a landslide susceptibility map as part of the Emergency Plan of the High-Douro region and combine this information with the exposed human and socio-economic elements at risk.

2. STUDY AREA

The High Douro region is located within the Central-Iberian Zone. Metasediments belonging to the Douro Group (mainly schist and greywacke) of Cambrian age, and schist and quartzite of Ordovician age are prevalent in this region. Granitic rocks also occur in small spots in the areas located between the Douro and Sabor rivers.

The study area is characterised by a high plateau with elevation ranging from 650 m to 750 m and small residual mountains resulting from differential erosion (quartzite ridges) where the highest elevation is found (994 m). The upper high plateau is deeply incised by the Douro and Sabor rivers which can present valley slopes reaching up to 600 m and slope gradients usually above 45° (Alves et al., 2004). The study area includes the Vilarica strike-slip fault oriented NNE-SSW which is c. 200 km long and affects the Variscan bedrock (Cabral, 1995). This fault is clearly responsible for a 6.5 km long trench of the Douro River. Other NNE-SSW oriented valleys are also tectonically controlled.

3. METHODOLOGY

A data-driven method was used to assess landslide susceptibility. The rationale is that future slope movements will occur under lithological and geomorphological settings similar to the ones that led to previous movements (Varnes, 1984). As a result, landslide prediction is based on the spatial correlation between previous movements with known location and a set of independent variables (predisposing factors) which control geomorphic instability (van Westen et al., 2008). In this context, the robustness of the inventory of past landslides is absolutely crucial for the quality of the prediction.

Landslide inventory was performed using digital aerial photos with 0.5 m resolution overlapping elevation data. Photo-interpretation was done using geomorphic criteria, such as those that indicate potential slope movements through changes in topography, vegetation or drainage network. Field work was done in order to validate the inventory in some areas.

Six variables were used in the landslide prediction model – three derivatives of elevation data: slope gradient (10 classes), aspect (9 classes) and plan curvature (3

classes); lithology (53 classes), soil type (24 classes) and land use (12 classes).

The landslide susceptibility assessment model used was the Information Value (IV) method (Yin & Yan, 1988), applied to a digital matrix with a 10 m pixel size. The IV method is Bayesian and is based on the natural logarithmic transform of the ratio between the conditioned and the a priori probabilities. The IV was calculated for each class of each of the six variables and the susceptibility value in each *j* pixel is the sum of all IV scores of the classes for each pixel.

Given that the relative age of the landslides is unknown because only one set of aerial photos was used, the inventory data was split randomly into two sets: one for training and one for model validation. Thus, the former was used to weight the classes of the predisposing factors and build the prediction model; and the latter was used as an independent set to validate the model, by plotting prediction-rate curves and computing the Areas Under the Curve (AUC).

Lastly, the structural exposed elements (buildings and roads) as well as the vital and strategic elements were spatially identified and were combined with the susceptibility map in order to locate the risk areas and quantify its spatial extent.

4. RESULTS AND DISCUSSION

Photo-interpretation resulted in the identification of 1295 shallow translational and shallow rotational slides, which in this analysis were considered as a single set. The delineation of the rupture zones of the landslides showed that the average area is 234 m², which corresponds to over 300,000 m² of unstable terrain (Table 1).

The existing landslides in this area tend to be rapid or very rapid and the affected material is frequently moved beyond the rupture zone as debris flow. Table 1 also shows a synthesis of the morphometric characteristics of the training and validation landslide sets.

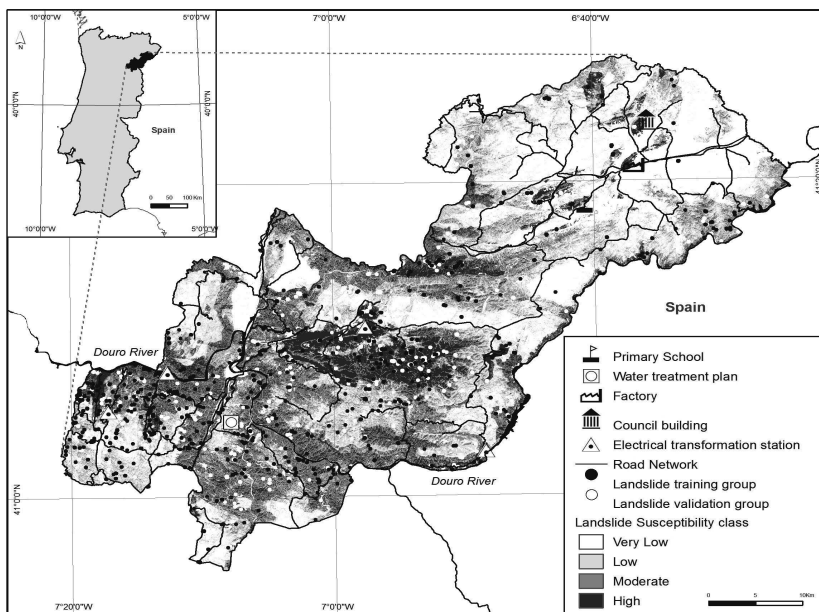


Fig. 1. Landslide susceptibility map of the High Douro Region. Landslides are not represented to scale to ease visualisation.

Table 1. Characteristics of the landslides in the inventory of the High Douro region (area values in meters)

	Landslide training group	Landslide validation group	Total landslide data set
Number of cases	647	648	1295
Min. Area	6	7	6
Max. Area	4,373	6,085	6,085
Mean Area	214	253	234
Std	380	511	451
Total area	139,033	163,914	302,947

Fig. 1 shows the susceptibility map of the study area classified according to final amplitude of variation of the Information Value obtained for each cell and Fig. 2 shows the success and prediction rate curves for the landslide susceptibility model. In the latter it is also indicated the limits of the four classes of susceptibility into which the IV data were split (Table 2). Not surprisingly, the success rate curve, based on the overlapping between the susceptibility model and the landslides in the inventory (training set), has a higher AUC (0.765) than the prediction rate curve (0.749) because the latter expresses the ability of the model to correctly and independently predict landslides in the

validation set. Nevertheless, the values of both AUCs are considered reasonably good.

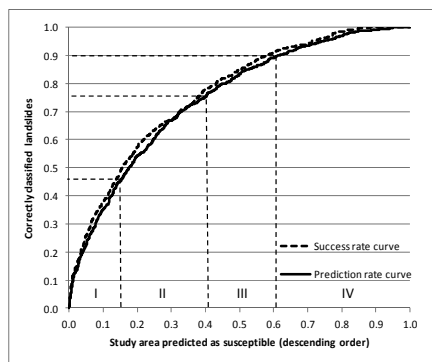


Fig. 2. Success rate and Prediction rate curves of landslide susceptibility model. Susceptibility classes: I – High; II – Moderate; III – Low; IV – Very low.

Table 2 synthesizes the spatial extent and the ability prediction of each susceptibility class. Thus, within an unlimited temporal framework, 46% of future slope movements in the High Douro region shall occur within the areas found to have high susceptibility to landsliding, which represents less than 16% of the total study

area. Similarly, about 30% of future movements are predicted to occur within areas considered to have moderate landslide susceptibility, which represent a quarter of the study area.

Table 2. Landslide susceptibility classes and their spatial extent and predictive power

Susceptibility classes	Information Value scores	Class area (% of total area)	Predictive power
High	> 1.0	15.5	0.462
Moderate	0.0 – 1.0	24.9	0.298
Low	-1.0 – 0.0	20.8	0.140
Very low	< -1.0	38.8	0.100

Table 3. The landslide susceptibility class of buildings and roads in the High Douro Region.

Susceptibility classes	Building Stock (%)	Roads (%)
High	1.6	12.1
Moderate	4.1	17.5
Low	5.2	16.2
Very low	89.1	54.1

In 2004 the High Douro region had 2,662 buildings (inhabited, offices, industrial, agricultural, etc), which correspond to an area of 5,352,000 m² and 751 km of roads, including dual and single carriageways.

The overlap between the built up area (buildings and roads) and landslide susceptibility maps shows that the exposed elements are located mainly on stable terrain, as c. 90% of buildings and c. 54% of roads are found in the very low landslide susceptibility class (Table 3). Nevertheless, almost 6% of the buildings (mainly inhabited) are located in areas classified as having high or moderate landslide susceptibility. Moreover, in those two classes of susceptibility are located ten vital and strategic elements, which should be the target of special planning and surveillance by the Civil Protection Agency: one primary school, one council building, two factories, four electrical transformation stations, and two water treatment plants. Also, almost 30% of the road network (223 km) is located within the two highest susceptibility class areas.

5. CONCLUSIONS

Results clearly showed that some slopes within the study area have high

susceptibility to landslide occurrence, and some of those are built-up areas with important human and socio-economic elements for which actions can now be devised to decrease the losses that may arise from future landslides. In particular, roads are very important in Emergency Planning because landslide-induced road cutting offs can cause major disruption by decreasing the efficiency of emergency responses or stopping entire populations from receiving emergency aid altogether. Thus, the maps produced in this work can be used to identify the extension of roads at high risk of being affected by landslides which could cut off towns.

Acknowledgements

This work was partially supported by the Project DISASTER (PTDC/CS–GEO/103231/2008) funded by the Portuguese Foundation for Science and Technology (FCT).

REFERENCES

- Alves, M.I., Monteiro, A., Ferreira, N., Dias, G., Brilha, J. and Pereira, D.I. 2004. Landscape as a support for biodiversity: the Arribas do Douro case study. En Parkes, M.A. (Ed.): *Natural and Cultural Landscapes*, Royal Irish Academy, 65–68.
- Cabral, J. 1995. *Neotectónica em Portugal Continental*. Memórias do IGM, 31.
- Yin, K.L. and Yan, T.Z. 1988. Statistical prediction models for slope instability of metamorphosed rocks. In Bonnard, C. (Ed.): *Landslides*, 2, Balkema, Rotterdam, 1269–1272.
- Julião, R.P., Nery, F., Ribeiro, J.L., Castelo Branco, M., Zêzere, J.L. 2009. *Guia metodológico para a produção de cartografia municipal de risco e para a criação de sistemas de informação geográfica de base municipal*. ANPC, DGOTDU, IGP.
- Van Westen, C., Castellanos, E. and Kuriakose, S. 2008. Spatial data for landslide susceptibility, hazard, and vulnerability assessment: An overview. *Engineering Geology*, 102, 112–131.
- Varnes, D.J. 1984. *Landslide hazard zonation: a review of principles and practice*. UNESCO, Paris.

PROGRESSIVE FLOODS ALONG THE ARDA RIVER VALLEY: LAND PLANNING IMPLICATIONS IN THE AROUCA MUNICIPALITY (PORTUGAL)

Inundaciones progresivas a lo largo del valle del Rio Arda: implicaciones en la ordenación del territorio del municipio de Arouca (Portugal)

I. Marafuz⁽¹⁾, A. Gomes⁽¹⁾

(1) Department of Geography, Faculty of Arts, University of Porto. ines.mfuz@gmail.com

Resumen: Las inundaciones son un fenómeno global con un impacto significativo en términos de pérdidas humanas y económicas (Jonkman y Vrijling, 2008). Para mitigar estos eventos, se ha utilizado el método estadístico de Loureiro (Loureiro, 1984), para la estimación de los caudales máximos de la crecida en los períodos de retorno de 10, 50 y 100 años. Posteriormente, se llevó a cabo el levantamiento topográfico de las secciones transversales del río y de la llanura de inundación, para después se calcular los parámetros hidráulicos que indican la superficie de flujo libre. Finalmente, se ha utilizado una extensión de optimización disponible en el Excel (*Solver*) con el fin de obtener las alturas de la agua. Con estos datos y conociendo la morfología de la llanura de inundación, se ha delimitado los perímetros de inundación y se identificaron los elementos expuestos. La componente metodológica presentada y los resultados obtenidos son una importante contribución para la ordenación del territorio.

Key words: Progressive floods, peak flood flows, flooded area, return periods, Arda river

Palabras clave: Inundaciones progresivas, caudal máximo de la crecida, perímetros de inundación, períodos de retorno, Rio Arda

1. INTRODUCTION

Floods are a global process with significant impact in terms of human and economic losses (Jonkman & Vrijling, 2008). Their increasing occurrence are related with the anthropogenic contribution which intensifies the destructive process caused by these events, in particular, through the demographic and occupation pressures of the floodplains that changes the natural dynamics of these territories. For a correct planning, it's necessary establish the recurrence of these episodes, which requires the knowledge of the hydrological processes and the factors that influence them.

In this study, we present the methodology used to define flood-prone areas for different return periods and the results of the exposed area and landscape elements for the municipality of Arouca (Portugal).

2. STUDY AREA

The study sector is part of the Arda river drainage basin which includes the second largest watershed of the Iberian Peninsula – the Douro watershed (Fig. 1A). The Arda river basin has an approximately area of 168 km² and the length of the main river is 42.6 km. The Arda River have an initial orientation East-West, however, after the place of Ribeira it sudden changes is orientation to north. The altitudes in the basin range from 10 to 1090 m, which corresponds to the confluence of the Arda river with the Douro river and the top of the vigorous relief of the Freita mountain, at south (Fig. 1B).

The slope gradient of the basin is ranging between values of 0° and 65°, having an average slope of 17°. According to the global rank of Köppen-Geiger, the basin has a soft and dry summer and a rainy winter, mainly temperate.

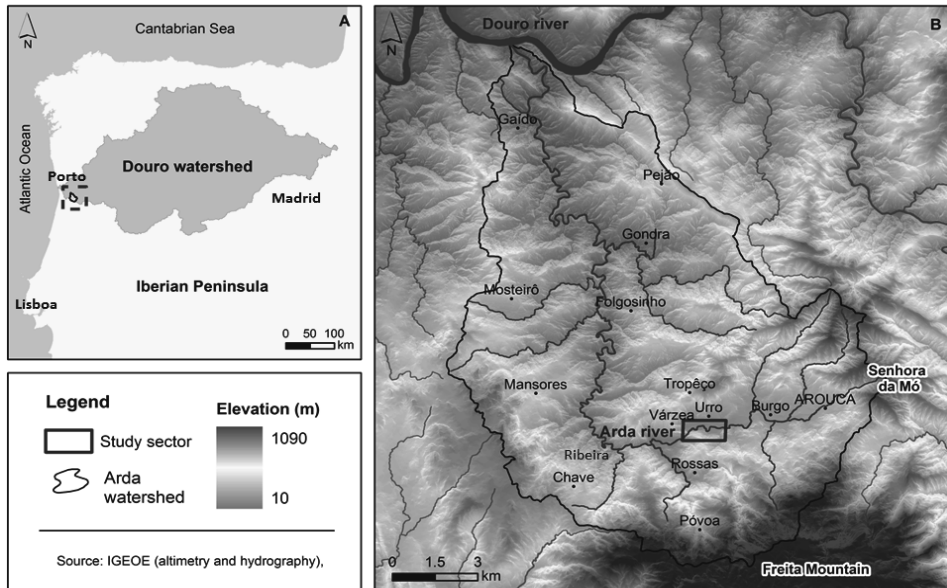


Fig. 1. Location of the Arda river basin (A) and study sector (B).

The precipitation in the basin increases from north to south due to its proximity to the Freita Mountain, which reaches 2500mm per year (Daveau, 1977). The geological substrate that arises in the basin mainly corresponds to shale rocks, highlighting, however, the presence of a granite batholith inside this large patch of schists. The land use is characterized by the existence of a vast forest area (81.8%), unlike the agricultural (12.5%), urban (5.6%) and other spaces (0.1%) (Marafuz, 2011). However, from 1990 to 2007 (the date of the land use maps available in Portugal), there was an increase of the urban areas above the forest areas (annual growth of 5.2%/year and 0.29%/year, respectively). This means that impermeable areas have increased over the areas with good infiltration capacity of water and, consequently, leading to an increase in the surface runoff.

3. METODOLOGY

In progressive floods studies is usual to use methods and mathematical formulas, as the

empirical, kinematic and statistical methods, that allow the pre-determination of peak flood flows (Lencastre & Franco, 1984). Thus, initially in our case study, we used the kinematics formula of Giandotti, however, the calculated values were too much for the size watershed of the Arda river basin (Marafuz, 2011). Therefore, it was used a statistical method widely used in Portugal – the Loureiro method – being aware that does not consider the (Loureiro, 1984) characteristics of the moving water such as the time of concentration and critical rain. Loureiro (1984) based on several studies for the North and South of Portugal, delimited zones according to the correlation between the peak flood flows measured through the Gumbel distribution and the basin area. Thus, the Loureiro equation takes into account the area of the basin and two regional parameters (C and Z) with values set by the author, according the area of the country and the return period considered (Lencastre & Franco, 1984). The Arda river basin is part of the four zone, which corresponds to a Z value of 0.489 and a C value of 16.79 for a return

period of 10 years, 22.31 in 50 years and 26.20 in 100 years. The table 1 shows the maximum flow achieved for each return period.

Table 1. Peak flood flow for the return periods of 10, 50 and 100 years.

Return period (years)	10	50	100
Flow (m ³ /s)	205.8	273.2	320.9

The following procedure involved the topographic survey of the cross sections of the river and of the floodplain, using a total station and a high precision GPS in areas of lower visibility where the presence of vegetation was an important obstacle (Fig.2).

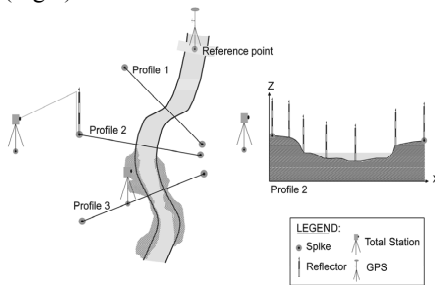


Fig. 2. Scheme of the topographic survey.

In order to refine the data obtained by these two devices, it was adapted a reference system relating the local topographic surveying with three geodesic vertices placed very near of the study area. In order to refine the data obtained by these two devices, it was adapted a reference system relating the local topographic surveying with three geodesic vertices placed very near of the study area. The data obtained with the total station were processed in *Autocad* and combined later with the GPS points. From this information the transverse profiles were mapped out for helped in the definition of the hydraulic parameters. Thus, the river channel and floodplain characteristics are extremely important as they constitute the basis for the calculation of hydraulic parameters used in determining the free surface flow, such as the cross-sectional area of flow, wetter perimeter and the hydraulic radius. The determination of the

free surface flow was made through the *Manning-Strickler* formula (Velhas, 1991). Finally, we used a range of optimization available in Excel spreadsheet (*Solver*), in order to obtain the heights of the water flow corresponding to the previously calculated for each section.

4. RESULTS AND CONCLUSIONS

The delimitation of the flood-prone areas for the various return periods was carried expeditiously, through the analysis of the levels reached by the water, together with the territorial knowledge, namely, the topographic factors and geometric characteristics of the channel and flood plain (Lencastre & Franco, 1984).

The slope appears to be important since it can influence the rate of flow surface and the consequent time of water concentration in the alluvial beds (Velhas, 1991). On the other hand, the historical research helped to get a sense of the reality, providing an overview of the affected areas. Thus, the result was a map with the flood-prone areas on the alluvial plain of the Arda river for the return periods of 10, 50 and 100 years (Fig. 3). The delimited areas reveal the presence of homes, a road and a bridge in flooded areas (Fig. 3), a fact confirmed by photographs obtained in local newspapers regarding the 2001 centennial flood. The bridge location downstream works like an obstacle (almost like a little dam) to the passage of water that, therefore, promotes the increase upstream water level. In the remaining area, we only see the inundation of the farmland, having in mind that the flooded limits depends of the morphology of each sector, including the depth and width of the plain (Velhas, 1991).

In order to complete this analysis, we present some mitigation measures such as the need to increase the rising section of the bridge. It is also important to limit and prevent the construction in the alluvial plain, as are areas subject to the effects caused by the overflow of the river.

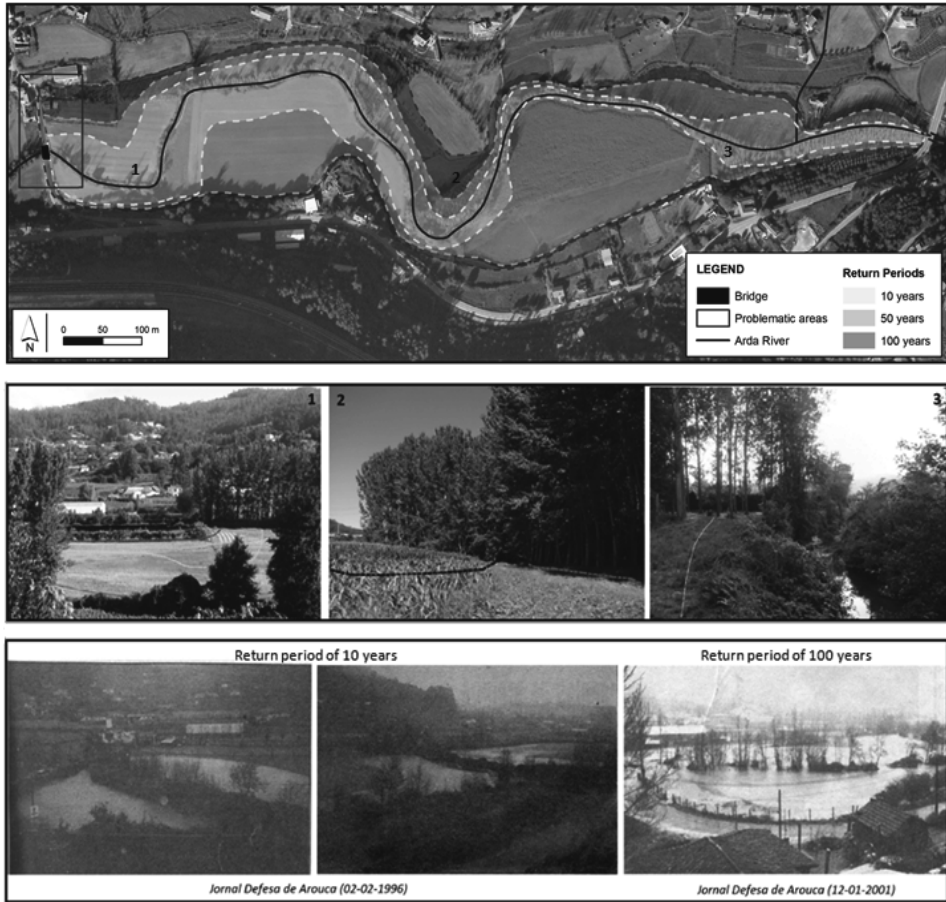


Fig. 3. Flood-prone areas on the alluvial plain of Arda river for the return periods of 10, 50 and 100 years and the exposed elements (houses, road, bridge and farmland).

The methodological approach and the mapped results turn out to be an important contribution to the planning and evaluation of surface water resources.

REFERENCES

Daveau, S. 1977. *Répartition et Rythme des Précipitations au Portugal*. Memória do Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, 3, 97-103

Jonkman, S.N. and Vrijling, J.K. 2008. Loss of life due to floods. *Journal of Flood Risk Management*. 1, 43-56.

Koeppen 2012. [http://koeppen-geiger.vu-wien.ac.at/].

Lencastre, A. and Franco, F. M. 1984. *Lições de Hidrologia*. Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Nova de Lisboa. 284-318

Loureiro, J.M. 1984. Expressão para o cálculo do caudal máximo de cheia em cursos de água de Portugal. *Recursos Hídricos*, 5. Lisboa. 53-78

Marafuz, I. 2011. *Inundações urbanas e cheias progressivas em Arouca – casos de estudo, metodologias de análise e ordenamento do território*. Dissertação de Mestrado. Faculdade de Letras da Universidade do Porto. 71-89.

Velhas, E. 1991. A Bacia Hidrográfica do Rio Leça -Estudo Hidroclimatológico. *Revista da Faculdade de Letras - Geografia*. 7 (1), 139-251.

INFLUENCIA DEL TRANSPORTE DE DETRITOS LEÑOSOS (*WOODY DEBRIS*) EN LA PELIGROSIDAD POR AVENIDAS TORRENCIALES

Effects of woody debris transport on the flash flood hazard analysis

V. Ruiz-Villanueva ⁽¹⁾, J.M. Bodoque ⁽²⁾, A. Díez-Herrero ⁽¹⁾, M.A. Eguibar ⁽³⁾

(1) Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. v.ruiz@igme.es.

(2) Dpto. de Ingeniería Geológica y Minera de la Universidad de Castilla-La Mancha, Toledo.

(3) Dpto. de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente de la Universidad Politécnica de Valencia.

Abstract: An important flash flood, accompanied by the transportation of large quantities of woody material, occurred in 1997 in the Sierra de Gredos (Central Spain). The woody remnants clogged a bridge section, raising the water level upstream. The aim of this work is to analyse the influence of wood in the flood hazard pattern. Hydraulic simulation through an iterative process was used to reconstruct bridge obstruction. It was observed that the flooded areas were different from those where there was no wood. This conclusion helped define the concept of equivalent return period, as the recurrence interval of an event where an obstruction is present is equivalent in depth and extension to an event without obstruction. According to this concept, the magnitude of the event magnitude may be up to eight times greater as the obstruction increases. These results highlight the need to include obstruction phenomena in flood hazard analyses.

Palabras clave: avenida torrencial, detritos leñosos, peligrosidad de inundación, área inundable.

Key words: flash flood, woody debris, flood hazard, flood prone area.

1. INTRODUCCIÓN

En cuencas forestadas de montaña las interacciones entre la vegetación y los procesos geomorfológicos se acentúan por la alta energía de la corriente, las elevadas tasas de transporte de sedimento y la abundancia de madera disponible (Johnson et al., 2000). Así, un evento torrencial puede dar lugar a respuestas hidrológicas complejas, cambios bruscos en la morfología y/o reducción de la capacidad hidráulica del canal debido al transporte de materiales como detritos leñosos (*woody debris*), incrementando la magnitud de una inundación. Así lo demuestran por ejemplo, los eventos ocurridos en Suiza y oeste de Austria en 2005, caracterizados por transportar elevadas cantidades de *woody debris*, ocasionando numerosos daños (Mazzorana et al., 2010). También en Eslovenia, en 2007, la acumulación de sedimentos y madera en diques y su posterior colapso produjeron los efectos más catastróficos (Comiti et al., 2008).

En la península Ibérica este fenómeno puede parecer menos frecuente; sin

embargo también ha sido responsable de numerosos problemas y pérdidas económicas. Durante las inundaciones de febrero de este mismo año 2012 se tuvo que cortar la carretera N-632 en Asturias debido al arrastre de abundante material leñoso que taponó 9 de los 16 vanos del puente sobre el Río Nalón entre los concejos de Soto del Barco y Muros del Nalón.

Algo similar ocurrió en la cuenca del arroyo Cabrera (Sierra de Gredos), donde en 1997 tuvo lugar una avenida torrencial que, entre otros efectos, originó el bloqueo parcial de varios puentes debido al abundante transporte de material leñoso (Díez-Herrero, 2003).

A pesar de lo expuesto anteriormente, son muy pocos los estudios que se han llevado a cabo para incorporar este fenómeno en los análisis de peligrosidad y/o riesgo por inundaciones (ver Mazzorana et al., 2010). Por lo tanto el objetivo principal de este trabajo es reconstruir la avenida de 1997, analizando la influencia que tuvo el transporte de *woody debris* en la peligrosidad del evento.

2. ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio es la cuenca del arroyo Cabrera, afluente del río Alberche por su margen derecha, situada en la Sierra del Valle (Sierra de Gredos, Sistema Central), (Fig. 1). El área de la cuenca es de unos 15 km² y la longitud del arroyo es de 5,5 km, siendo el desnivel máximo de 1188 m (la pendiente media del canal principal es 21,6%).

Desde el punto de vista geológico los materiales aflorantes corresponden a granitos y granodioritas paleozoicos cubiertos por materiales cuaternarios formados por un manto de alteración, gravas y arenas. En relación a la vegetación la masa boscosa está formada por *Pinus pinaster*, *Quercus pirenaica* y *Pinus sylvestris*, además de vegetación de ribera (principalmente *Alnus glutinosa* y *Fraxinus angustifolia*) y en las laderas y divisorias, matorral de tipo piorno serrano.

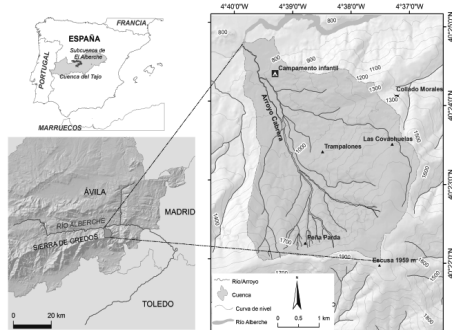


Fig. 1. Localización de la cuenca del Arroyo Cabrera, y detalle del tramo bajo donde se sitúa la zona de estudio.

La noche del 17 al 18 de diciembre de 1997 tuvo lugar un evento repentino que comenzó con un deslizamiento superficial en cabecera que evolucionó a flujo de derrubios e hiperconcentrado aguas abajo. En el trayecto el flujo arrancó centenares de árboles, lo que originó el taponamiento y destrucción de varios puentes. Además, 400 m de camino forestal fueron también arrasados. En la parte baja de la cuenca, se sitúa una colonia infantil y el puente de mayor envergadura, que también quedó

bloqueado parcialmente por la carga leñosa (Fig. 2) produciendo un aumento del calado aguas arriba.



Fig. 2. Imagen tomada días después del evento; al fondo el puente que se obstruyó. La caseta blanca forma parte de la colonia infantil (Díez-Herrero, 2003).

3. RECONSTRUCCIÓN DEL EVENTO DE 1997

3.1. Reconstrucción de la magnitud

El caudal punta (123 ± 18 m³/s) se estimó mediante métodos clásicos de paleohidrología (Costa, 1983). Este valor fue contrastado con otros estudios realizados en la zona (Ballesteros et al., 2011). Además se pudo estimar la altura de la lámina de agua en varias secciones a partir de marcas de agua altas o paleonivel encontradas en la zona tras el evento. Así, en la sección del puente principal, el agua alcanzó una altura de 7,1 m (enrasando el tablero). El periodo de retorno estimado basado en datos elaborados por los autores (ver detalles en Ruiz-Villanueva et al., en revisión) correspondería a 35 ± 10 años.

3.2. Obstrucción del puente

Para reconstruir el fenómeno de obstrucción se llevó a cabo un proceso iterativo empleando el modelo hidráulico unidimensional Hec-Ras 4.1 (USACE, 2010). Para ello se obtuvo una topografía detallada de todo el tramo (250 m de largo) y del puente, obteniéndose un modelo digital del terreno de 0.65 m de tamaño de pixel. Así, se simularon, a intervalos de 10 m³/s, caudales entre 10 y 200 m³/s, variando a su vez para cada uno de los

valores, la sección efectiva del puente (para ello se empleó la herramienta *Multiple block obstruction*) en un 10% en cada iteración. Este proceso permitió obtener las curvas *calado/obstrucción* (Fig.).

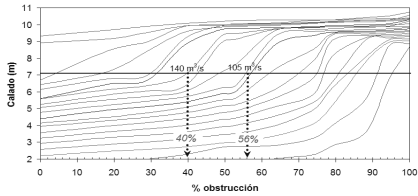


Fig. 3. Curvas calado/obstrucción obtenidas mediante simulación hidráulica iterativa (Modificado de Ruiz-Villanueva et al., en revisión).

Como puede observarse en la gráfica de la Fig. 3, para el caudal y altura de la lámina de agua estimados en el puente, la obstrucción del mismo correspondería a un $48 \pm 8\%$ de la sección total.

3.3. Influencia en la peligrosidad

Además, se reconstruyó el efecto de la obstrucción en el calado de la sección estudiada y la extensión de la inundación. Para ello se simuló el caudal estimado con y sin obstrucción, observándose, como era esperable, un incremento en el nivel del agua y en el área afectada (Figs. 4 y 5).

A la vista de los resultados obtenidos, las

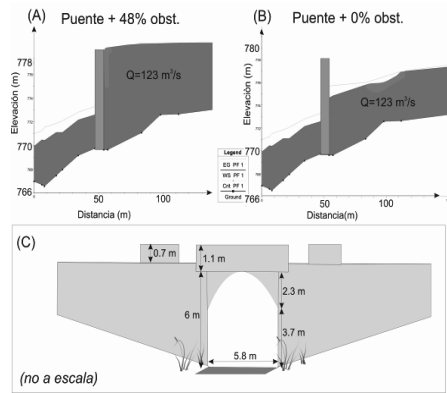


Fig. 4. Reconstrucción de la altura de lámina de agua estimada en la sección del puente; (A) con 48% de la sección obstruida; (B) sin obstrucción; (C) dimensiones del puente (Modificado de Ruiz-Villanueva et al., en revisión).

consecuencias de la inundación fueron equivalentes a las que corresponderían a un evento de mayor caudal. Como consecuencia, se puede definir el concepto de *periodo de retorno equivalente*, como el intervalo de recurrencia de un evento de cierta magnitud que en presencia de una obstrucción (en este caso debida al transporte y acumulación de *woody debris*) es equivalente en calado y extensión a un evento sin obstrucción pero de mayor caudal.

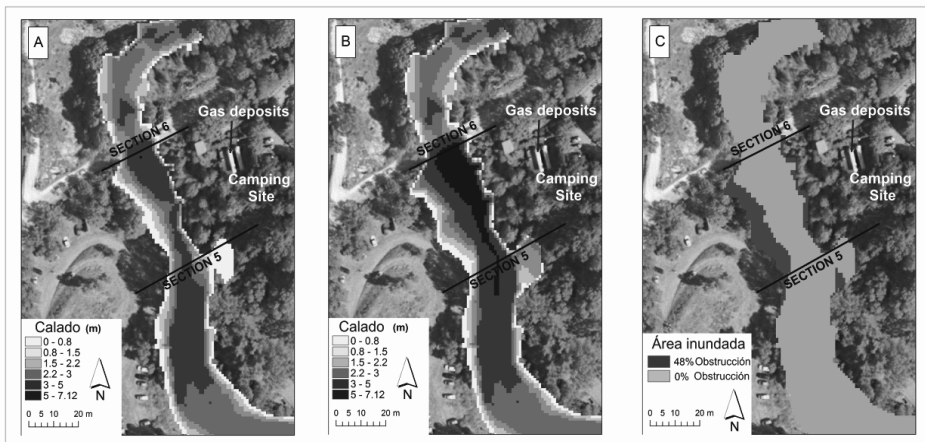


Fig. 5. Reconstrucción del calado y del área inundada para el caudal estimado sin obstrucción (A y C) y con el valor de obstrucción estimado (B y C) (Modificado de Ruiz-Villanueva et al., en revisión).

Inicialmente, el periodo de retorno estimado para el evento de 1997 era de 25 años. Sin embargo, debido al proceso de obstrucción sería equivalente al evento de periodo de retorno de 50 años; es decir, la magnitud del evento es el doble de la que cabría esperar sin obstrucción (Fig. 6).

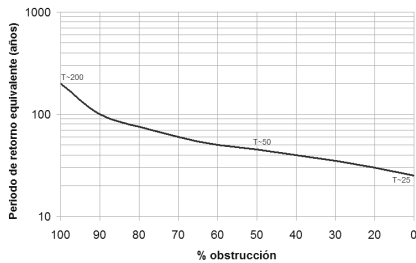


Fig. 6: Representación del periodo de retorno equivalente para el evento estudiado en función del porcentaje de obstrucción de la sección (Modificado de Ruiz-Villanueva et al., en revisión).

4. CONCLUSIONES

En cuencas forestadas de montaña (como la del arroyo Cabrera) la influencia de la carga leñosa en la peligrosidad de una avenida no puede ser obviada. Por ello, es necesario seguir avanzando en el conocimiento de la dinámica de incorporación y transporte de este tipo de carga en los ríos.

Para definir la influencia que tuvo este proceso en el evento de 1997 se han definido las curvas de *calado/obstrucción* y el concepto de *periodo de retorno equivalente*. Este procedimiento ha permitido establecer que las consecuencias del evento fueron iguales a las de un evento del doble de magnitud.

Agradecimientos

La elaboración de este trabajo se enmarca en el proyecto de investigación MAS Dendro-Avenidas (CGL2010-19274) del Ministerio de Ciencia e Innovación.

REFERENCIAS

Ballesteros Cánovas, J.A., Eguibar, M., Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., Stoffel, M. y Gutiérrez-

Pérez, I. 2011. Estimating flash flood discharge in an ungauged mountain catchment with 2D hydraulic models and dendrogeomorphic paleostage indicators. *Hydrological Processes* 25 (6), 970-979.

Comiti, F., Mao, L., Preciso, E., Picco, L., Marchi, L. y Borga, M. 2008. Large wood and flash floods: evidences from the 2007 event in the Davca basin (Slovenia). In de Wrachien, D., Brebbia, C.A. y Lenzi, M.A. (Eds.): *Monitoring, simulation, prevention and remediation of dense and debris flow II*. WIT Press, Southampton, 173-182.

Costa, J.E. 1983. Paleohydraulic reconstruction of flash-flood peaks from boulder deposits in the Colorado Front Range. *Geological Society of America Bulletin* 94, 986-1004.

Díez-Herrero, A., 2003. Geomorfología e Hidrología fluvial del río Alberche. Modelos y SIG para la gestión de riberas. *Serie Tesis Doctorales 2*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. 587 pp.

Johnson, S.L., Swanson, F.J., Grant, G.E. y Wondzell, S.M. 2000. Riparian forest disturbances by a mountain flood? the influence of floated wood. *Hydrological Processes* 14(16-17), 3031-3050.

Mazzorana, B. y Fuchs, S. 2010. Fuzzy Formative Scenario Analysis for woody material transport related risks in mountain torrents. *Environmental Modelling and Software* 25(10), 1208-1224.

Ruiz Villanueva, V., Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., Eguibar, M.A. y Pardo-Igúzquiza, E. 2012. Reconstruction of an ungauged flash flood event with large woody debris transport and its influence on hazard patterns. *Hydrological Processes* (en revisión).

US Army Corps of Engineers (USACE). 2010. HEC-RAS River Analysis System: Hydraulic Reference Manual, US Army Corps of Engineers Hydrologic Engineering Center, Davis, CA.

RECONSTRUCTION OF THE 1909 HYDRO-GEOMORPHOLOGIC EVENTS IN NORTH OF PORTUGAL: THE IMPORTANCE OF GIS DATABASES

Reconstrucción de los eventos hidro-geomorfológicos de 1909 en el Norte de Portugal: importancia de las bases de datos en SIG

L. Soares⁽¹⁾, M. Santos⁽¹⁾, C. Hermenegildo⁽²⁾, C. Bateira⁽¹⁾, L. Martins⁽¹⁾, F. Matos⁽³⁾, A. Gomes⁽¹⁾, A. Peixoto⁽³⁾, S. Couceiro⁽³⁾, S. Gonçalves⁽³⁾, S. Lourenço⁽³⁾

(1) Cegot, Dynat. Departamento de Geografia da Faculdade de Letras do Porto. lmpsoares@gmail.com

(2) Disaster Project. Departamento de Geografia da Faculdade de Letras do Porto.

(3) Master students. Departamento de Geografia da Faculdade de Letras da Universidade do Porto

Resumen: Se presenta una reconstrucción de los eventos hidro-geomorfológicos que tuvieron lugar en el norte de Portugal en 1909, considerando el desarrollo de una base de datos construida a partir de la prensa diaria. El año 1909 fue elegido por la asociación entre un gran número de desastres naturales y una crisis político-institucional, logrando estos eventos, por exploración de vulnerabilidades preexistentes, haber contribuido a un creciente descontento con la monarquía, derribada al año siguiente. La metodología se basa en la intersección de los eventos, en SIG, con la cartografía de peligrosidad a inundaciones y movimientos de ladera, registros meteorológicos/hidrológicos y los datos de reanálisis de NCEP/NCAR. Los resultados muestran la validez de la consulta sistemática de los medios de comunicación para la reconstrucción del número, localización y magnitud de eventos extremos, justificando también la importancia de las bases de datos como apoyo a la ordenación del territorio y protección civil.

Key words: Slope movements, floods, database, reanalysis, risk management

Palabras clave: Movimientos de ladera, inundaciones, base de datos, reanálisis, gestión de riesgos

1. INTRODUCTION

The *Disaster* research project, oriented to the study of hydro-geomorphological disasters, is preparing a GIS database (DB) on floods and slope movements occurred in Portugal during the XX and XXI centuries, with direct consequences over the population. This database aims, above all, to support studies related to risk management, analyzing its spatial distribution, the susceptibility of territories and the vulnerability of exposed elements, constituting a tool for decision support in territory management and civil protection. Nevertheless, considering its structure and sources of information, *Disaster* DB can be used as a proxy-data for various purposes, including those of socio-economic, political and cultural domains. Indeed, it enables to obtain data on the frequency and magnitude of the events in question, but can also be applied, for example, to studies on social perception of risk (Llasat et al.,

2009). From another perspective, this database also allows to analyze the consequences of past events, framing them in its socio-political context and assess the extent to which they may enhance its modification. However, there are still very few studies that address how natural disasters affect political regimes or the outbreak of conflicts, although they may incite or aggravate already instable situations (Abney and Hill, 1966; Nel and Righarts, 2008; Adler, 2009). Finally, we highlight the potential of *Disaster* DB in the reconstitution of specific extreme events, allowing to step back in time and define evolutionary trends in greater detail, with the advantage that they can be classified and compared, in the case of the events that we are dealing, with secular meteorological records in order to obtain more objective data.

2. OBJECTIVES AND METHODOLOGY

This study integrates the last perspective: it presents a reconstruction of hydro-geomorphological events that took place in northern Portugal in 1909, one of the emblematic years that emerges from the *Disaster DB* by the number and combination of damaging occurrences. With a strong socio-economic and environmental impact, these events happened on the eve of the establishment of the Republic, after the assassination of King Carlos I and his son, heir to the throne. At that time, when Portugal was living a constitutional crisis undermining the monarchy and its values, the occurrence of several natural disasters probably contributed to aggravate the latent conflict. Not only the North of Portugal has recorded great magnitude events: there were major floods in Mondego and Tejo rivers affecting large areas (Azevedo et al., 2006), and earthquakes like the one of Benavente, that is considered the most destructive of the last century in Portugal (Senos e Carilho, 2003). If the political-institutional crisis had historical, socio-economic and cultural roots, no doubt that natural events, exploring pre-existing vulnerabilities, may have contributed to increase popular discontent. However, we do not approach these issues, leaving them as a clue to future work.

The methodology followed in the reconstruction process and analysis of 1909 floods and slope movements, was based on records of *Disaster DB*, but involves all the events reported in the a selected newspaper - *Jornal de Notícias* (JN) - regardless of whether they involved deaths, wounded, missing or displaced people. These events were projected, in a GIS environment, over the hazard maps developed under the PROT-Norte issue. To assess the information source relevance, we proceeded comparing the number, location and date of the reported events with meteorological and hydrological available records. We've also used the

reanalysis data of NCEP/NCAR to visualize the precipitation anomalies in some of the most problematic dates, in part to address the lack of weather stations with long enough series to cover the period and study area (Compo et al, 2011).

3. RESULTS AND DISCUSSION

3.1. The 1909 floods

The 1909 year can be considered exceptional in terms of the number of recorded floods in northern Portugal. Projecting the DB occurrences on the hazard map, there is an obvious correlation with the areas identified as medium and high hazard, even considering the emphasis given to the events registered in the main rivers and those of greatest impact on the exposed elements, given their incidence in the areas having, at the time, a higher population density (Fig.1).

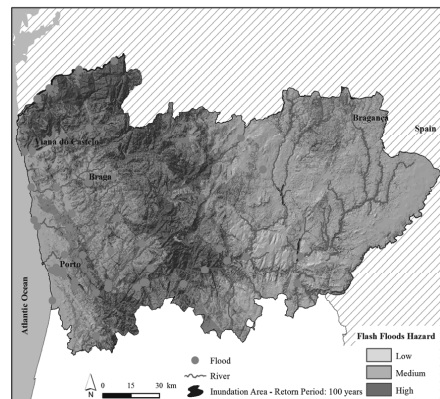


Fig.1. Distribution of 1909 floods in northern Portugal.

But the flood that has assumed greater prominence was developed in the Douro river at the end of the year. The JN of 21 December refers the (...) endured harsh winter that has been as rigorous as for many years not felt [which] resulted in a flood of our Douro river. Facing that, in Miragaia waters started (...) to break and spread to that location, making it a picturesque Venetian canal. The next day it was written that (...) the waters reached up almost to the middle of Ribeira square, whose establishments were flooded [and in Miragaia] there are two boats...leading people to their homes or from these

to the street. At December 24, was notorious the (...) fear and desolation...the waters rising even above the height of the 1860 flood, that in memory of old people, until now, was appointed as being the largest that had been in Oporto. In the event aftermath, between December 27 and 30, there were news about the (...) large number of deaths, the great economic loss, shattered buildings, lost crops, shipwrecks...poverty and hunger [such that Douro flood was reported] in Paris newspapers.

These transcripts reflect the information revealed by the available data and literature: the 1909 Douro flood was the largest during the twentieth century (Fig. 2), reaching in Régua a discharge of 16700 m³/s, value that exceeds the threshold of 10000 m³/s defined by Rodrigues, Brandão & Costa (2003) for exceptional floods in this river, and overcoming the height of +6.00m measured near D. Luiz bridge. This height implies the flooding of Ribeira docks, since it is situated at +5.90 m, but when this happen Miragaia (+4.19 m) is already 'submerged' (Aires Pereira & Azevedo, 2000).

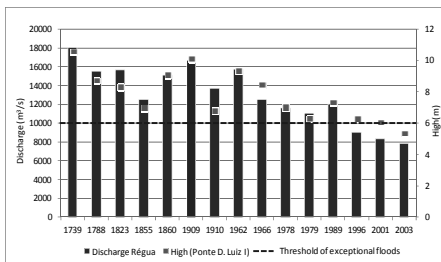


Fig. 2. Exceptional floods in Douro river.

The registers of Serra do Pilar meteorological station, shows a prolonged sequence of days with precipitation since late November, particularly important from December 17, when are notice the early reports and flood warnings. At December 22 were attained 63 mm of rainfall, and the accumulated precipitation approached 700mm (Fig. 3).

The reanalysis data of NCEP/NCAR, illustrates precisely the important precipitation values that occurred in that day, reaching higher quantitative overnight, with an estimated anomaly

greater than 50 mm at 3 pm of December 22 (Fig. 4).

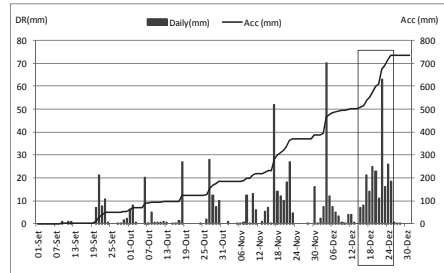


Fig.3. Values of daily and accumulated rainfall between September and December of 1909.

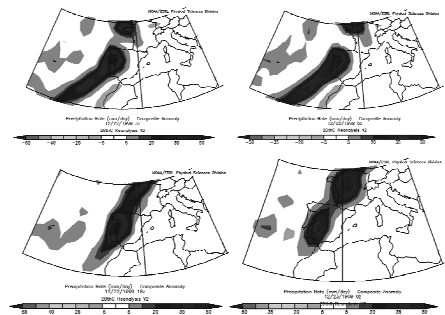


Fig.4. Precipitation reanalysis for December 22, 1909.

3.2. The slope movements

During 1909, there were accounted 52 slope movements, 86% of which in December, and particularly on day 22 (Fig. 5). From the descriptions of the newspaper, they mostly correspond to rock and debris falls, as suggests the extract we transcribe: (... several trenches fall at various points of Douro railway...yesterday morning...an extensive trench collapsed...Finished the transshipment, the train left to Régua, but when passing among Chancelleiros and Ferrão stations, was collected by stones and trees that fell from a trench causing heavy damage. Remedied the accident, the train followed again to Régua, where he was detained four hours and a half, due to line interruption...given the landslides that happened during the night (JN, Dec. 21).

Most of the movements registered in 1909 were in fact observed in the middle section of Douro Valley and nearby the railway, verifying that, such it happens with floods, a significant correlation with the areas of middle and high hazard to slope movements previously defined (Fig. 6).

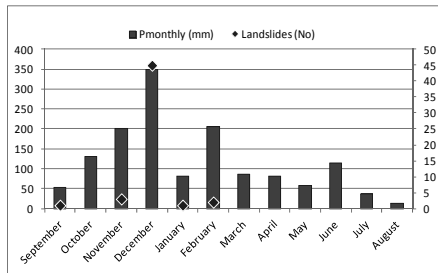


Fig.5. Precipitation and slope movements values, 1909.

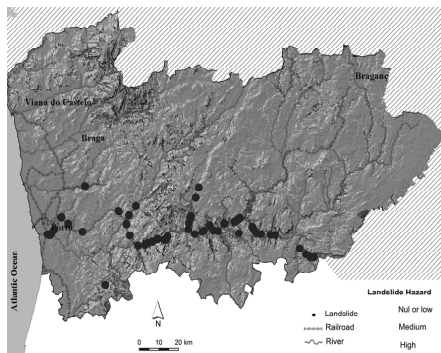


Fig 6. Spatial distribution of slope movements.

4. CONCLUSIONS

The natural disasters inventories, aiming the development of databases and their manipulation in a GIS environment, is a key initial step for the application of temporal/spatial predictive models, with direct applications in territory management. This study demonstrates that press news can be used as *proxy-data* to estimate flood and slope movements evolution, through a systematic consultation that allows the reconstitution of number, location and magnitude of extreme events. Indeed, there is a positive correlation between the news about floods and landslides reported to northern Portugal in 1909 (duly organized in a GIS database), the meteorological/hydrological records, and the hazard cartography previously prepared for the same territory.

Acknowledgements

This study was carried out within the framework of the DISASTER Project,

granted by the *Portuguese Foundation for Science and Technology* (FCT), contract PTDC/CS-GEO/103231/2008. It was also supported by the *Research Center in Geography and Territory Management* (CEGOT).

REFERENCES

- Abney, F. and Hill, L. 1966. Natural Disasters as a Political Variable: The Effect of a Hurricane on an Urban Election. *American Political Science Review* 60 (4), 974-981.
- Adler, K. 2009. The structural and cultural impact of natural disasters on social capital: a theoretical framework. *Fac. Politics, Psychology, Sociology and International Studies Working Paper Series*, University of Cambridge, s/p. [www.ppsis.cam.ac.uk/working_papers/PPSIS%20WP%2009-06-09%20Adler.pdf. Accessed 28-02-2012.]
- Aires, C., Pereira, D. and Azevedo, T. 2000. Inunda33es do rio Douro: dados hist33ricos e hidrol33gicos. *I Jornadas do Quatern33rio da APEQ*. Porto, s/p. [http://web.letras.up.pt/asaraujo/APEQ/p11.html. Accessed 28-02-2012].
- Azev33do, T., Nunes, E., Ramos, C., Pereira A., Freitas, C., Andrade, C. and Pereira, D. 2006. The tagus river and its historical floods (Santar33m, Portugal). *Tagus Floods '06' Workshop - Abstracts*, Lisboa, 64-67.
- Compo, G., Whitaker, J., Sardeshmukh, P., Matsui, N., Allan, R., Yin, X., Gleason, B., Vose, R., Rutledge, G., Bessemoulin, P., Bronnimann, S., Brunet, M., Crouthamel, R., Grant, N., Groisman, P., Jones, P., Kruk, M., Kruger, A., Marshall, G., Maugeri, M., Mok, H., Nordli, Ø., Ross, T., Trigo, R., Wang, X., Woodruff, S. and Worley, S. 2011. The Twentieth Century Reanalysis Project. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137 (654), 1-28.
- Llasat, M., Llasat-Botija, M. and Lopez, L. 2009. A press database on natural risks and its application in the study of floods in Northeastern Spain. *Natural Hazards Earth Syst. Sci.* 9, 2049-2061.
- Nel, P. and Righarts, M. 2008. Natural Disasters and the Risk of Violent Civil Conflict. *International Studies Quarterly*, 52, 159-185.
- Rodrigues, R., Brand33o, C. and Costa, J. 2003. *As cheias no Douro ontem, hoje e amanh33*. Inst. da 33gua, 29p.
- Senos, M.L. and Carilho, F. 2003. Sismicidade de Portugal Continental. *Fisica de la Tierra*, 15, 93-110.

IMPLEMENTACIÓN DE TÉCNICAS DENDROGEOMORFOLÓGICAS PARA LA GESTIÓN DEL RIESGO DE INUNDACIONES: EL CASO DE ESTUDIO DE NAVALUENGA (ÁVILA)

Implementation of dendrogeomorphologic methods for flood risk management: the case of Navaluenga (Central Spain)

J.A. Ballesteros-Cánovas⁽¹⁾, M. Sanchez-Silva⁽²⁾, J.M. Bodoque⁽³⁾, A. Díez-Herrero⁽¹⁾

(1) Instituto Geológico y Minero de España, C/ Ríos Rosas 23, 28003. Madrid (España). ja.ballesteros@igme.es

(2) Universidad de los Andes, Bogotá (Colombia)

(3) Universidad de Castilla-La Mancha, Toledo (España)

Abstract: Flood risk management requires the analysis of flood defense strategies, which is a complex decision-making process involving many uncertainties. Here, we present a case study where a cost-based methodology is carried out in the Village of Navaluenga (Ávila, Spain). With this aim, a semi-distributed hydrological model, as well as a 1D/2D hydraulic model, have been used, based on different flood hazard scenarios. Flood damages have been assessed by means of depth-damage functions. We have reduced and incorporated into the decision-making process estimation of flood frequency uncertainties by means of dendrogeomorphological analysis of riparian trees. In addition, we also have taken into account observed uncertainties as a result of applying different empirical depth-damage functions. Expected losses associated to each different defense strategy were compared by means of a cost-benefit procedure, where both epistemologies and random uncertainties were incorporated by means of a stochastic approach.

Palabras clave: riesgo de inundaciones, modelos hidrológicos e hidráulicos, dendrogeomorfología, Navaluenga, Ávila.

Key words: flood risk, hydraulic and hydrological model, dendrogeomorphology, Navaluenga, Ávila.

1. INTRODUCCIÓN

La gestión del riesgo de inundaciones requiere un análisis adecuado de las distintas estrategias encaminadas a la reducción de las pérdidas esperadas para la Sociedad (Loucks et al., 2008). Para llevar a cabo dicho análisis, se recurre a estudios económicos en los que se enfrentan los costes de actuación frente a las pérdidas esperadas (análisis coste-beneficio-ACB; Sánchez-Silva, 2004). Este tipo de análisis posibilita un proceso de decisión asertiva que resulta esencial para el desarrollo de una Sociedad paradigmática y segura (Ayala, 2001).

Sin embargo, este tipo de análisis está sujeto a un elevado número de parámetros que incurren en incertidumbres, ya sean asociadas a la naturaleza aleatoria del proceso de estudio en cuestión (incertidumbres irreducibles), o asociadas a la pérdida de información de dicho proceso o la incapacidad de describir correctamente sus consecuencias (incertidumbres reducibles).

Por ello, resulta determinante el tratamiento de dicha incertidumbre y su inclusión en la toma de decisión final (Apel et al., 2004).

Tal es así, que existe cierto consenso en la comunidad científica en la idea de que, debido al impacto de los valores extremos en el análisis estadístico, sería necesario buscar e incluir en el análisis evidencias fiables de avenidas pretéritas para mejorar la caracterización estadística y con ella la determinación del riesgo de inundaciones (Benito y Thorndycraft, 2002).

En este trabajo, se presenta los resultados obtenidos de la evaluación integrada de distintas estrategias encaminadas a la reducción del riesgo de inundaciones en una población del centro peninsular. En este proceso, se ha tratado de reducir las incertidumbres existentes, extendiendo la serie sistemática de inundaciones a través del empleo de técnicas dendrogeomorfológicas.

2. LA ZONA DE ESTUDIO

El municipio de Navaluenga se sitúa al sur de la provincia de Ávila y a las orillas del río Alberche, entre la Sierra del Valle (macizo oriental de Gredos) y la Sierra de la Paramera (40° 24' 30" N; 4° 42' 17" O; 761 msnm - Fig. 1). Cuenta con una población aproximada de 2.460 habitantes; sin embargo, durante los fines de semana, esta cifra se sitúa en torno a los 5.000 hab., pudiendo superar incluso los 10.000 hab. durante la época estival.

El río Alberche nace en el sector oriental de la Sierra de Gredos (Sistema Central, Ávila) a unos 1800 msnm. Hasta el municipio de Navaluenga, el río tiene una longitud de unos 70 km en régimen natural, y una cuenca drenante de 717 km². El Alberche atraviesa el casco urbano parcialmente canalizado y generando una serie de represas debido a la construcción de pequeños diques transversales que son utilizados por la población como zonas de esparcimiento durante la época estival. Hasta este punto, varios torrentes provenientes de la sierra del Valle y de la sierra de la Paramera drenan sus aguas al río Alberche. Especialmente reseñable es el caso del arroyo Chorrerón que tributa perpendicularmente en el Alberche dentro del casco urbano.

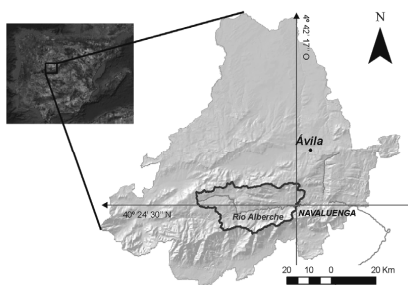


Fig. 1. Ubicación de la cuenca del Alberche y la localidad de Navaluenga.

3. METODOLOGÍA GENERAL

La metodología fue diseñada para cuantificar las pérdidas económicas por inundaciones considerando diferentes alternativas de defensas. La Fig. 2 muestra los diferentes

pasos seguidos para determinar el riesgo de inundaciones mediante la expresión simplificada de las pérdidas económicas esperables $E(D|x)$, donde D es el daño asociado a un evento específico (x).

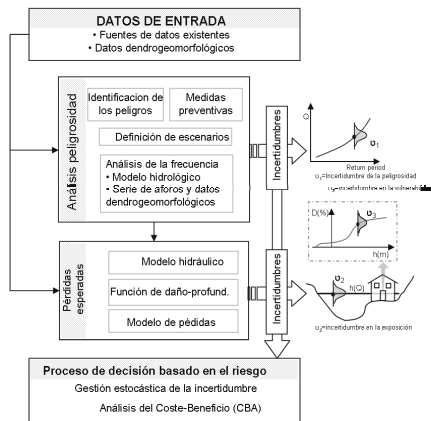


Fig. 2. Diagrama metodológico

Inicialmente, y a partir del reconocimiento de campo, se definieron dos posibles escenarios: S1) considera que la inundación sólo se produce por la crecida del río Alberche; S2) se producen crecidas en el río Alberche y en el arroyo Chorrerón simultáneamente.

Posteriormente, se planificaron y evaluaron económicamente las distintas medidas estructurales. Éstas se basaron en informes técnicos existentes (construcción de grandes presas en la corriente principal; CHT, 1992) y en el propio criterio de los autores (construcción de pequeños diques en los torrentes tributarios).

Basados en los datos de lluvia, se implementó un modelo hidrológico semi-distribuido (HEC-HMS) para calcular el periodo de retorno del riesgo de inundación. Este modelo permite incluir las distintas medidas adoptadas con diferentes condiciones iniciales. En este paso, nos centramos en describir la variabilidad observada comparando los resultados obtenidos del modelo hidrológico y los resultados obtenidos de extender la serie de aforos mediante un análisis dendrogeomorfológico (más detalles sobre este proceso en Ballesteros et al, 2011),

pero también la variabilidad obtenida en la operabilidad de las medidas adoptadas como consecuencia de la hipotética capacidad de llenado inicial o la operatividad de los desagües de fondo.

Para evaluar las pérdidas económicas asociadas a cada periodo de retorno se emplearon ecuaciones empíricas daños-profundidad de la avenidas, inspiradas en experiencias previas (PATRICOVA, 2002). La estimación de dicha profundidad se llevó a cabo mediante el modelo hidrodinámico 1D/2D MIKE Flood. Dicho modelo requiere la parametrización de la batimetría y la geometría de las infraestructuras, así como de la rugosidad del lecho y de la viscosidad (más detalle en Ballesteros et al., 2011). Para su posterior inclusión en el modelo, se cuantificó la variabilidad derivada de: a) el proceso de calibración de la rugosidad; b) la construcción de las curvas empíricas dañocalado. Por último, la modelización estocástica de la incertidumbre permitió incluir dicha variabilidad en el proceso de decisión coste-beneficio. Para ello, se empleo la siguiente formulación:

$$E[CT]_i = E[C_{0,i} * CFR + D_i(x, \Phi)],$$

donde $E[CT]_i$ es el coste total esperado para la intervención o medida evaluada i ; $C_{0,i} * CFR$ es el coste anual de cada implementación (CFR indica factor de recuperación anual de la inversión

$$= \frac{i(1+i)^n}{(1+i)^n - 1},$$

donde i =interés anual medio;

n = ciclo de vida -500 años).

Por otro lado, el segundo término $D_i(x, \Phi)$ es el coste total del daño asociado a la inundación:

$$E[D_i(x)] = \sum_{j=1}^2 \sum_{i=1}^{n=500} \frac{1}{T_i} \int_0^{\infty} D(\Phi, x)_j f_{\Phi}(x, \Phi) d\Phi$$

donde j representa los escenarios considerados (S1 y S2); i , las intervenciones evaluadas, $D_i(x, \Phi)$ es el daño esperado que depende de la magnitud

del evento (x) para cada periodo de retorno T_i y del nivel de vulnerabilidad y exposición de Navalunga (Φ); $y f_{\Phi}(x, \Phi)$ es una función de densidad normal que representa la suma de las incertidumbres determinadas en cada paso metodológico (Tabla 1).

Tabla 1. Resumen de las incertidumbres obtenidas en cada proceso.

Etapa	Derivado de:	Variabilidad
Análisis de la frecuencia	Extender la serie de datos	40,9 %
	Proceso de calibración	23,3 %
	Condiciones iniciales operabilidad	4,2 %
	Existencia de desagües	4,7 %
Modelo hidráulico	Proceso de calibración	6,7 %
Estimación del daño	Daños tangibles	6,2 %
	Daños estructurales	5,8 %

4. RESULTADOS Y DISCUSION

En el S1 se evaluaron 18 alternativas diferentes de las cuales 6 se consideraron como aceptables en términos economicos. Para el S2 se evaluaron 24 alternativas y se seleccionaron un total de 10 alternativas como óptimas (Fig. 3 y 4).

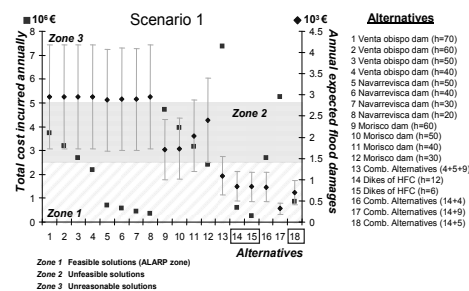


Fig. 3. Resultados obtenidos para el S1.

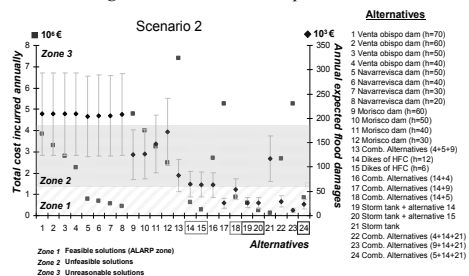


Fig. 4. Resultados obtenidos para el S2.

Basado en estos resultados, las actuaciones más óptimas para reducir el riesgo de Navaluenga en el S1 serían la construcción de pequeños diques en los torrentes y su combinación con la construcción de la presa en Navarrevisca. Sin embargo, basados en el S2, sin duda la medida más conveniente sería una actuación sobre el tributario Chorrerón. Esto se debe a la capacidad de dicho arroyo de generar daños cuando sufre crecidas y el nivel del Alberche impide su correcto desagüe, lo que provoca importantes daños en el centro del casco urbano. De hecho, las pérdidas anuales esperadas para el S2 ascienden a 210.660 ± 86.431 € que podrían ser reducidas entorno al 87% adoptando las medidas óptimas; mientras que para el S1 las pérdidas ascenderían a 99.266 ± 41.359 € con una capacidad de amortiguación tomando las alternativas propuestas de hasta el 73%. Estos resultados soportan la idea de que la alternativa óptima para mitigar el riesgo de inundaciones es la combinación de actuaciones en los torrentes que tributan al Alberche cerca del municipio y la actuación en el Chorrerón. Por otro lado, la construcción de grandes presas (p.e. presa de Venta del Obispo y del Morisco) podrían aportar una falsa sensación de seguridad que podría incurrir en un aumento de la exposición de elementos vulnerables aguas abajo. De hecho, se ha puesto de manifiesto una posible falta de sintonía entre el criterio ingenieril para localizar el emplazamiento de la construcción de grandes presas (determinadas zonas morfológicas que favorecen la construcción de la presa) con el objetivo de disminuir el riesgo de inundaciones en Navaluenga.

Por último, se ha demostrado que la inclusión de datos dendrogeomorfológicos en el análisis de la frecuencia de inundaciones ha aportado una variabilidad en la toma de decisión cercana al 40%. Dicha variabilidad ha supuesto la mayor cuantificación de incertidumbre y, aunque en este estudio no ha resultado crucial debido a elevada polaridad de los costes de

actuación de las medidas previstas (grandes presas vs. diques), en otros casos podría ser un elemento decisivo para la elección de las medidas óptimas a adoptar.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por la Fundación Mapfre y el proyecto Mas Dendro-Avenidas (CGL2010-19274).

REFERENCIAS

- Apel, H., Thielen, A.H., Merz, B., y Blöschl, G. 2004. Flood Risk assessment and associated uncertainty. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 4, 295-308
- Ayala-Carcedo, F.J. 2001. Natural disasters mitigation in the world and sustainable development: a Risk Analysis approach. *Boletín Geológico y Minero* 112 (4), 43-64
- Ballesteros Cánovas, J.A., Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., Sánchez-Silva, M. y Stoffel, M. 2011. Calibration of floodplain roughness and estimation of flood discharge based on tree-ring evidence and hydraulic modeling. *Journal of Hydrology* 403 (1-2), 103-115.
- Benito, G. y Thorndycraft, V.R. 2004. *Systematic, palaeoflood and historical data for the improvement of flood risk estimation, methodological guidelines*. CSIC, Madrid, 115 pp.
- CHT 1992. *Plan Hidrológico. Proyecto de Directrices*. CHT, Madrid, 242 pp.
- Loucks, D.P., Stedinger, J.R. DaArryl W.D. y Stakhiv, E.Z. 2008. Private and public responses to flood risks. *International Journal of Water Resources Development* 24 (4), 541-553.
- PATRICOVA 2002. *Plan de acción territorial de carácter sectorial sobre prevención del riesgo de inundación en la comunidad valenciana*. Generalitat Valenciana, 84 pp.
- Sánchez-Silva, M. 2004. *Risk analysis and the decision making process in engineering*. Leondes Krewler Press, Chapter 7.

PROPUESTA PARA LA CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN DE LOS ANÁLISIS Y CARTOGRAFÍAS DE PELIGROSIDAD Y RIESGOS NATURALES MEDIANTE EL ESTUDIO DE EVENTOS RECIENTES

A proposal for the calibration and validation of natural hazard and risk analysis and mapping through the study of recent events

A. Díez Herrero ⁽¹⁾, R. Baillo Calvo ⁽²⁾, J. Garrote Revilla ⁽³⁾, I. Gutiérrez Pérez ⁽⁴⁾, L. Lain Huerta ⁽¹⁾, M.J. Mancebo Mancebo ⁽¹⁾, J.F. Martín Duque ⁽⁵⁾, F.L. Pérez Cerdán ⁽¹⁾

(1) Instituto Geológico y Minero de España. Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. andres.diez@igme.es

(2) Responsable Área S.A.U. 1-1-2 Castilla-La Mancha. Toledo

(3) Centro de Estudios Hidrográficos. CEDEX. Madrid

(4) Máster Universitario en Evaluación y Gestión de la Calidad de la Información Geográfica, Universidad de Jaén

(5) Dpto. de Geodinámica e Instituto de Geociencias (CSIC-UCM). Univ. Complutense de Madrid. Madrid

Abstract: In recent decades many analyses and maps on natural hazards and risks have been produced and published, but there are few methodological proposals that allow the analysis of the techniques and procedures that were used in the past and are nowadays applied to obtain these products. This paper proposes the use of a simple tool for the calibration and validation of hazard and risk analyses and maps: the description of the places where recent events have taken place, after completion of studies. In a simple way natural hazards are observed and analyzed, taking notes about where they have taken place; and their comparisons regarding how hazard or risk areas were categorized in cartography, drawing conclusions about the quality of the maps produced. Two different cases studies have been used to show and put into practice this methodological proposal: on one hand, a local study about mass movements' hazard in Segovia; and, on the other hand, a regional flood risk map in Castilla-La Mancha.

Palabras clave: cartografía, riesgo, inundación, movimiento de ladera, validación

Key words: cartography (mapping), risk, flood, mass movement, validation

1. INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas se ha producido y publicado una enorme cantidad de análisis y mapas de peligrosidad y riesgos naturales. Desde diversos organismos de la administración pública y desde las universidades y centros de investigación, se han hecho importantes inversiones económicas y esfuerzos científico-técnicos para el desarrollo de estas cartografías y guías metodológicas (Regueiro, 2008).

Sin embargo, existen muy pocas propuestas metodológicas que permitan analizar las técnicas y procedimientos con los que fueron y están siendo realizados, y comprobar la calidad de los resultados obtenidos. Y ello a pesar de que esta preocupación por la calidad en la producción cartográfica está latente desde la propia Directiva INSPIRE (ver

borradores de las especificaciones de datos de los mapas de riesgos), hasta la Directiva europea de gestión del riesgo por inundaciones, pasando por la familia de normas ISO19100 dedicadas a la información espacial.

En el presente trabajo se propone utilizar una sencilla herramienta para la calibración y validación de los análisis y mapas de peligrosidad y riesgo: el análisis de los eventos recientes, posteriores a la realización del mapa, y la observación de la categoría que se les asignó a las zonas donde han ocurrido, dentro del mismo. Además se utilizan dos casos de estudio contrapuestos para ilustrar y poner en práctica dicha propuesta metodológica.

2. PROPUESTA METODOLÓGICA

Cuando se trata de analizar la calidad en la

producción cartográfica, existen numerosos métodos (Ariza, 2002), desde control estadístico de los procesos a planes de aceptación por muestreo. Conocido es el método convencional en control de calidad de mapas topográficos en el que se realizan muestreos aleatorios y se reservan puntos donde se comprueba la veracidad de los datos reflejados en el mapa.

Sin embargo, cuando lo que se trata es de analizar la calidad en la componente temática se suelen utilizar otros test, como el *Pa* y el *Kappa*, tanto para muestreos aleatorios simples como estratificados; o el test de comparación de dos matrices de confusión (Ariza, 2002).

Pero todos estos test y métodos requieren tener la capacidad de hacer muestreos sobre hechos verificables en el territorio (objetos reales y observables); mientras que los mapas de peligrosidad y riesgo tienen elementos (zonas de riesgo, niveles de peligrosidad, calados potenciales, áreas susceptibles...) que en realidad no existen en el momento presente, y por lo tanto no pueden ser muestreados.

Por ello, para el control de calidad de los mapas de peligrosidad y riesgo no son válidos los test de control habituales para otros mapas temáticos de realidades observables. Para subsanar este serio impedimento, a veces se ha recurrido a comparar eventos singulares observados en campo (p.e. una avenida o inundación singular), con la representación cartográfica de la misma que se hacía mediante modelación hidráulica (Camarasa y Bescós, 2004; Perles et al., 2006). Estas experiencias son muy positivas, pero tan sólo permiten la calibración y validación de una parte del análisis que da lugar al mapa de peligrosidad, el modelo hidráulico, pero no de las zonas de peligrosidad en su conjunto (incluyendo la frecuencia y dimensión temporal del peligro o riesgo).

Por ello, una propuesta de análisis de la calidad para estos mapas debería tener en cuenta no solo un evento, sino todos los eventos posteriores a la realización del

mapa; observando no sólo su magnitud y correlación con lo reflejado en el mapa, sino también su dimensión temporal, y con ello la aproximación a la frecuencia o periodos de retorno.

Por todo ello, la propuesta metodológica aquí planteada es una herramienta basada en los eventos singulares de procesos activos que han ocurrido recientemente, con posterioridad a la elaboración de esos estudios, en las mismas áreas geográficas. De forma sencilla, se observan y analizan las inundaciones, movimientos de ladera, terremotos, etc. que ocurren y dónde se ubican, y de su comparación respecto a cómo estaban categorizados el peligro o el riesgo en ese área, se extraen conclusiones acerca de la bondad o no de la cartografía elaborada.

Para ensayar esta propuesta metodológica, y que no quede todo en un mero artificio conceptual, se han elegido dos estudios de peligros y riesgos naturales, correspondientes a sendas tipologías de peligros diferentes (movimientos de ladera e inundaciones) y que abarcan ámbitos espaciales antagónicos, uno local (ciudad de Segovia) y otro regional (comunidad autónoma de Castilla-La Mancha); además uno es un 'simple' mapa de susceptibilidad de movimientos de ladera, mientras que el otro es un completo estudio de riesgo social integrado; y finalmente, mientras que uno se terminó hace 20 años, otro apenas hace 5 años que se finalizó. En ambos casos se han recopilado y analizado los eventos de movimientos de ladera e inundaciones ocurridos desde las respectivas fechas de finalización, y se ha interpretado el significado de su ubicación dentro de las categorías del mapa.

2.1. Mapa de susceptibilidad de movimientos de ladera de la ciudad de Segovia

Entre los años 1991 y 1992 se elaboraron diversos mapas de susceptibilidad de movimientos de ladera en el entorno de la ciudad de Segovia; los trabajos fueron publicados en un estudio el año siguiente

(Díez y Martín, 1993). A lo largo de estos 20 años desde que se finalizaron los mapas, han ocurrido 23 movimientos de ladera en la zona cartografiada. Durante este tiempo se ha documentado cada uno de estos eventos, estudiando tanto los factores condicionantes y desencadenantes, como las propias características del desarrollo del fenómeno (incluyendo su cartografía de detalle).

Aplicando la propuesta metodológica, además se ha analizado la categorización de cada uno de los movimientos ocurridos, dentro de las zonas diferenciadas en el mapa publicado en 1993. Los resultados de ese cruce se recogen en la Tabla 1.

A la vista de los resultados de la Tabla 1 se puede comprobar cómo un 74% de los movimientos ocurridos, se localizan en las zonas delimitadas como de mayor susceptibilidad. Pero que también en términos relativos respecto al área total ocupada por cada zona en el mapa, ese porcentaje de 'acierto' en la asignación del mapa, no sólo se mantiene, sino que se hace más significativo.

Tabla 1. Eventos recientes vs categorías en el mapa de susceptibilidad a movimientos de ladera

Susceptibilidad	% Área en mapa	Eventos recientes (1992-2012)
Alta	3,0	17
Media	16,3	2
Baja	33,0	2
Muy baja	47,7	1

2.2. Mapa de riesgo social integrado por inundaciones de los núcleos de población de Castilla-La Mancha

Entre los años 2006 e inicios de 2007, técnicos del Instituto Geológico y Minero de España realizaron un análisis de riesgo social para la elaboración del Plan Especial de Protección Civil ante el Riesgo por Inundaciones de Castilla-La Mancha (PRICAM). Los resultados se representaron en más de un centenar de mapas (Díez-Herrero et al., 2008). Entre ellos, de acuerdo con la Directriz Básica de planificación de protección civil, un mapa

de síntesis categorizaba el riesgo social integrado en los 1489 núcleos de población de Castilla-La Mancha, donde se diferenciaban localidades: A1 (riesgo alto frecuente), A2 (riesgo alto ocasional), A3 (riesgo alto excepcional), B (riesgo significativo) y C (riesgo bajo).

En los cinco años que han transcurrido, han ocurrido 31 eventos significativos de inundación de núcleos urbanos, entendiéndose por tales aquellos que han requerido de la movilización de medios y recursos de protección civil, o han concentrado las llamadas al servicio regional del 112.

En la Tabla 2 se sintetiza la posición de los eventos recientes en relación con las categorías o clases del mapa de riesgo social integrado donde han ocurrido.

Como se puede apreciar, hay una excelente correlación entre los lugares donde han ocurrido las inundaciones de importancia y los núcleos de población de categorías A1 y A2. Los escasos eventos ocurridos en núcleos de categorías A3, B y C, tienen en su mayoría explicaciones alternativas, como que en realidad no afectaron al casco

Tabla 2. Eventos recientes vs categorías en el mapa de riesgo social integrado por inundaciones

Riesgo social integrado	% Núcleos urbanos	Eventos recientes (2007-2012)
A1	46	9
A2	371	14
A3	605	6
B	417	2
C	47	0

urbano, sino a las vías del AVE o a urbanizaciones de reciente creación, no contempladas en el análisis de riesgo realizado entre 2006 y 2007.

3. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

A la vista de los resultados de los dos casos de estudio que se presentan, parece entenderse que la propuesta metodológica es una buena herramienta para la calibración y validación de los análisis y mapas de peligrosidad y riesgos naturales; y que en ambos casos se puede decir que

los mapas y análisis generados en ambos proyectos tienen una calidad cartográfica muy buena, pues existe una excelente correlación entre los lugares donde han ocurrido eventos recientes, y la categorización que tenían en dichos mapas. No obstante, esta propuesta no deja de ser una herramienta extremadamente rudimentaria, pues precisa una muestra suficientemente amplia de eventos, como para que esta buena correlación sea estadísticamente significativa, y no sea fruto de una simple casualidad. En este sentido, el tamaño de la muestra de eventos necesarios para la calibración y validación, o del periodo temporal de observación necesario desde la producción del mapa, es tremendamente variable y difícil de determinar; puesto que cambiaría de una tipología de fenómeno a otro (no debe ser el mismo para inundaciones que para movimientos de ladera), de una zona a otra, según el grado de actividad, y dependería del tamaño de la zona a analizar. Si todos los mapas y análisis de peligrosidad y riesgos producidos en las últimas décadas llevaran aparejado un sencillo estudio de este tipo con posterioridad a su publicación, se dispondría de una base de datos suficientemente numerosa de fenomenología y casuística, como para establecer unas recomendaciones técnicas sobre cuál tiene que ser el periodo de observación o muestreo de eventos, en función del tipo de fenómeno, su frecuencia y el tamaño de la zona de estudio. De ahí que la herramienta de calibración se complete con una propuesta a repetir estos análisis comparativos por parte de todas las instituciones y organismos productores de cartografía de peligrosidad y riesgos naturales. Con ello se conseguiría que, cuando se debiera proceder a la actualización de los estudios (p.e. cada seis años según la Directiva europea de gestión del riesgo de inundaciones), se pudiera recapacitar sobre los métodos y resultados obtenidos en la anterior actualización, y tomar decisiones sobre mantenerlos o sustituirlos por otros

que den mejores resultados en estos análisis de calidad cartográfica.

Agradecimientos

Estos estudios son financiados por el proyecto de investigación MAS Dendro-Avenidas, del Plan Nacional de I+D (CGL2010-19274; M° de Economía y Competitividad); y enlazan con los trabajos del proyecto GeoINSPIRE, financiado por el IGME. Agradecemos la colaboración de los Servicios de Protección Civil y 112 de la Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha, y la Concejalía de Urbanismo y Vivienda del Ayuntamiento de Segovia.

REFERENCIAS

- Ariza, F.J. 2002. *Calidad en la Producción Cartográfica*. Ra-Ma Editorial, Madrid, 389 pp.
- Camarasa, A.M. y Bescós, A. 2004. Cartografía de áreas inundables: comparación entre mapas de peligros y mapas de inundaciones concretas. En Benito, G. y Díez, A. (Eds.): *Riesgos naturales y antrópicos en geomorfología*. CSIC y SEG, Madrid, 25-36.
- Díez, A. y Martín, J.F. 1993. Fenómenos gravitacionales en el entorno de la ciudad de Segovia: análisis de riesgos y aplicación a la ordenación territorial. En Ortiz, R. (Ed.): *Problemática geoambiental y desarrollo*. SEGAOT, Murcia, II, 681-692.
- Díez Herrero, A., Garrote, J., Baíllo, R., Laín, L., Mancebo, M.J. y Pérez, F. 2008. Análisis del riesgo de inundación para planes autonómicos de protección civil: RICAM. En Galindo, I., Laín, L. y Llorente, M. (Eds.): *El estudio y la gestión de los riesgos geológicos*. IGME y CCS, Madrid, 53-70.
- Perles, M.J., Gallegos, A. y Cantanero, F. 2006. Análisis del ajuste del área inundable obtenida mediante una evaluación integrada de la peligrosidad de inundación y peligros asociados. *Baetica* 28, 527-545.
- Regueiro, M. (Ed.) 2008. *Guía metodológica para la elaboración de cartografías de riesgos naturales en España*. Ministerio de Vivienda e Ilustre Colegio Oficial de Geólogos, Madrid, 187 pp.

INVESTIGACIONES DENDROGEOMORFOLÓGICAS APLICADAS AL ESTUDIO DE LA PELIGROSIDAD POR AVENIDAS E INUNDACIONES EN EL PARQUE NACIONAL DE LA CALDERA DE TABURIENTE (LA PALMA, ISLAS CANARIAS)

Dendrogeomorphological research applied to flood hazard analysis in the 'Caldera de Taburiente' National Park (La Palma, Canary Islands, Spain)

A. Díez Herrero ⁽¹⁾, M. Génova Fúster ⁽²⁾, P. Mayer Suárez ⁽³⁾, J.A. Ballesteros Cánovas ⁽¹⁾, L. Becerril Carretero ⁽⁴⁾, J.M. Rubiales Jiménez ⁽⁵⁾, M. Hernández Ruiz ⁽¹⁾, M.A. Saz Sánchez ⁽⁶⁾, J.M. Bodoque del Pozo ⁽⁷⁾, V. Ruiz Villanueva ⁽¹⁾

- (1) Instituto Geológico y Minero de España. Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. andres.diez@igme.es
- (2) EUIT Forestal. Universidad Politécnica de Madrid. Madrid
- (3) Dpto. de Geografía. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Las Palmas de G.C.
- (4) Unidad del IGME en Canarias. Las Palmas de Gran Canaria
- (5) ETSI de Montes. Universidad Politécnica de Madrid. Madrid
- (6) Dpto. de Geografía y Ordenación del Territorio. Universidad de Zaragoza. Zaragoza
- (7) Dpto. de Ingeniería Geológica y Minera. Universidad de Castilla-La Mancha. Toledo

Abstract: Las Angustias torrent is an ungauged stream located in the Caldera de Taburiente National Park (Canary Islands), where frequent and intense flood events occur (even causing fatalities, such as in November 2001). The aim of this research is to analyse the flood hazard in one of the most visited areas of this protected area. To carry out this objective, during two dendrogeomorphological campaigns, all pine trees located on the stream bed and banks showing external evidence of flash flood damage were sampled. In addition, a detailed topographical survey using GPS and total station allowed us to obtain the inputs for hydraulic modelling. In the preliminary results, two flood events have been identified (1967-1968 and 1999-2000), and evidence of other dates has been observed (1976, 1983, 1993 and 2001). Magnitude reconstruction of these events will improve flood hazard and risk analyses and will be useful for National Park managers.

Palabras clave: dendrogeomorfología, pino canario, avenida, Caldera de Taburiente, parque nacional

Key words: dendrogeomorphology, Canarian pine, flood, Caldera de Taburiente, national park

1. INTRODUCCIÓN

La red de drenaje del parque nacional de la Caldera de Taburiente (La Palma, Islas Canarias) está constituida por numerosos torrentes tributarios del barranco de Las Angustias, que presentan frecuentes e intensos eventos de avenidas súbitas. Estas riadas han producido incluso víctimas mortales entre practicantes de senderismo (3 fallecidos en noviembre de 2001); varias situaciones de movilización de medios de protección civil al quedar grupos numerosos de visitantes incomunicados por la inundación (la última el 22 de octubre de 2011); e importantes pérdidas económicas al interferir las avenidas con los proyectos

de repoblación de las riberas con especies autóctonas y endemismos (superiores a los 700.000 euros en los últimos dos años). A parte de daños puntuales a instalaciones del Parque y fincas (puentes, conducciones de agua, sistemas hidroeléctricos) y las sendas más transitadas.

El objetivo de estas investigaciones es realizar un análisis de peligrosidad por avenidas e inundaciones en uno de los sectores más frecuentados del parque nacional (la denominada 'Playa de Taburiente'), como paso previo para la elaboración de estudios de riesgo y la adopción de medidas de gestión del mismo para la prevención de nuevos desastres en el futuro.

2. ZONA DE ESTUDIO

La Caldera de Taburiente ocupa 4690 ha del sector centro-septentrional de la isla de La Palma (Islas Canarias), y fue declarada parque nacional en el año 1954. Se extiende entre las coordenadas de latitud 28°40' y 28°46' N, y longitud 14°08' y 14°13' O (meridiano de Greenwich); y presenta un rango altitudinal entre los 2426 msnm del Roque de Los Muchachos y los 430 m del fondo del barranco de Las Angustias a su salida del parque nacional. Geológicamente, a pesar de su nombre, no está formada por una caldera volcánica s.s., sino por diferentes edificios volcánicos superpuestos (Carracedo et al., 2001) desde el complejo basal submarino, inyección de diques, y los estrato-volcanes Taburiente I y II, Cumbre Nueva y Bejenado; entre los cuales existen fases erosivas y grandes deslizamientos, como el de Aridane o la etapa reciente que generó el vaciado del relieve de la propia Caldera. Predominan las litologías basálticas y volcanoclásticas (Vegas et al., 1999).

La zona concreta donde se ha centrado el análisis es un tramo del fondo aluvial-coluvial del barranco de Taburiente conocida como la 'Playa de Taburiente', desde la confluencia de sus tributarios, los barrancos Verduras de Alfonso y Los Cantos de Turugumay, hasta su paso por las inmediaciones del Centro de Servicios del Parque. La disposición en planta es semejante a la letra Y, con una longitud de 1600 m y una anchura media de unos 130 m (Fig. 1). Se trata de una llanura aluvial formada por grandes barras de bloques y gravas entre las que discurren uno o varios hilos de corriente, con una terraza baja separada por un escarpe de banco de orilla de unos 2,3 m de altura media (Fig. 2). Las barras estabilizadas y las terrazas presentan vegetación arbórea de pino canario (*Pinus canariensis* Chr. Sm. ex DC.) y sauce canario (*Salix canariensis* C. Sm. ex Link). En esta zona convergen buena parte de los senderos más transitados y se encuentra la única zona de acampada autorizada,

estimándose una población expuesta anual media en tránsito por el sistema de barrancos en unas 67.000 personas (A. Palomares, com. per.).

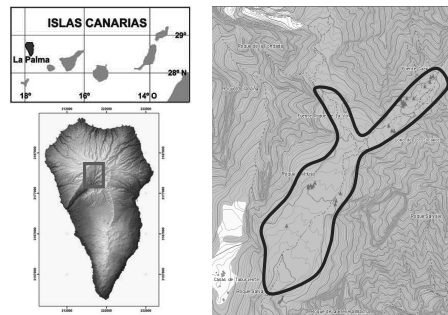


Fig. 1. Mapas de situación de la zona de estudio en el marco de las Islas Canarias, la isla de La Palma (imagen: Luis Lain, IGME), y la Playa de Taburiente.



Fig. 2. Vista general de la Playa de Taburiente desde el centro del barranco de Taburiente, hacia la confluencia de los barrancos afluentes (NE).

3. METODOLOGÍA

Ante la imposibilidad de realizar análisis de peligrosidad con métodos hidrológico-hidráulicos convencionales por no existir estaciones de aforo representativas ni datos pluviométricos con series largas y discriminación temporal adecuada, se ha recurrido a los métodos dendrogeomorfológicos. Para ello, siguiendo la propuesta metodológica de Díez Herrero et al. (2007), se ha comenzado por caracterizar geomorfológica y florísticamente varios tramos de los barrancos principales, combinando tanto fotointerpretación de

pares estereoscópicos seriados en el tiempo, como trabajo de campo. A continuación se ha realizado una campaña sistemática de muestreo dendrocronológico de todos los pinos ubicados en el fondo de los barrancos y que presentaban evidencias dendrogeomorfológicas externas atribuibles a la interacción con avenidas torrenciales (descortezados, raíces expuestas, inclinados...; Fig. 3).



Fig. 3. Ejemplar de pino canario muestreado con evidencias dendrogeomorfológicas externas de afección por avenidas, como descortezado y raíces expuestas.

En total se muestrearon más de 60 ejemplares mediante barrena *Pressler*, obteniéndose más de 130 testigos cilíndricos. Para la datación de eventos de avenidas se muestrearon árboles afectados, tanto del tronco completo (en dos direcciones; T-01 a T-48), como de la zona de los descortezados (al menos dos a varias distancias). Sin embargo para la construcción de la serie de referencia se muestrearon árboles sin ninguna afección (T-50 a T-65). También se obtuvieron secciones discoidales (rodajas) y cuñas con motosierra mecánica de tres ejemplares muertos (Fig. 4) y un resto de madera subfósil del relleno de la terraza.

Tras su preparación mediante fijación en soporte, secado, cortado y lijado, se han contado y medido los anillos utilizando una mesa *LINTAB* y el software *TSAFWin*. Posteriormente se ha procedido a realizar sincronizado de las series por datación cruzada con la serie de referencia, y a la identificación y fechado de las perturbaciones de los anillos atribuibles a eventos de avenida pasados.

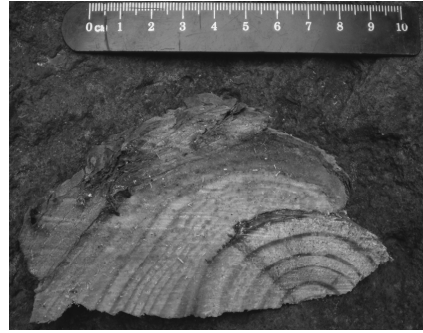


Fig. 4. Cuña extraída del lateral de un descortezado donde se observa la cicatriz interna producida por la avenida y tapada por tejido calloso.

En paralelo se realizó un levantamiento topográfico detallado mediante GPS diferencial y estación total, tanto de los perfiles longitudinales de los barrancos y las líneas de ruptura de pendiente con las laderas y bancos de orilla; como de la posición de todos los árboles muestreados en secciones transversales al cauce, y las cotas de los descortezados.

También se han realizado entrevistas a los escasos habitantes y trabajadores del Parque, consultado las estadísticas meteorológicas, y la documentación histórica de interés (Arroyo, 2009).

4. RESULTADOS PRELIMINARES

A partir del análisis de la secuencia de anillos y de las heridas de los descortezados producidos por la carga sólida transportada durante las riadas, se ha podido reconstruir el registro reciente (últimos 140 años, desde 1870 a 2010) de eventos de avenidas súbitas que han sufrido estos barrancos.

Existen dos eventos recientes (años 1967-1968 y 1999-2000) que se repiten sistemáticamente en muchos de los ejemplares muestreados (Fig. 5), dando una idea de su extremada magnitud y consecuencias. Otras fechas parecen corresponder a avenidas de magnitud media-ordinaria, como: 1976, 1983, 1993 y 2001.

Existe una buena correspondencia entre

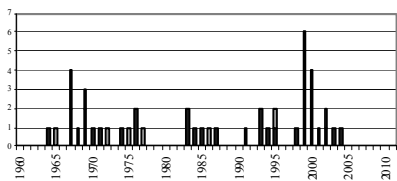


Fig. 5. Histograma de frecuencias de fechas de descortezados por avenidas, entre 1960 y 2010.

estas fechas y las obtenidas de las entrevistas al personal del Parque y los registros meteorológicos (Arroyo, 2009).

La topografía está sirviendo de entrada a la primera aproximación hidráulica de la magnitud de dichos eventos (caudales, velocidades, energías...; Fig. 6). Con todas las incertidumbres derivadas de la existencia de lecho móvil y de la necesidad de utilizar escenarios de caudales mínimos alcanzados, los órdenes de magnitud de los caudales obtenidos son coherentes con los correspondientes a una cuenca de estas dimensiones y régimen hídrico.

Con toda esta información se pretende realizar un estudio integral de peligrosidad y riesgo, de utilidad para los gestores del parque nacional a la hora de decidir la ubicación y diseño de infraestructuras (caminos, puentes, vados), la adopción de planes de protección civil, y la selección de rutas de evacuación seguras durante eventos catastróficos.

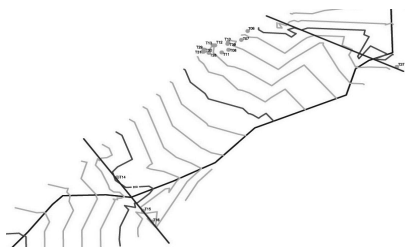


Fig. 6. Detalle del mapa de situación de los perfiles topográficos (líneas rojas) para el modelo hidráulico y los árboles muestreados (puntos verdes).

5. CONCLUSIONES

Los métodos dendrogeomorfológicos se

están mostrando como una alternativa y complemento a los métodos hidrológico-hidráulicos tradicionales en lugares donde no existen datos de aforos ni registros de precipitaciones suficientemente fiables estadísticamente. En la Playa de Taburiente están permitiendo reconstruir las fechas de avenidas pasadas e inferir los órdenes de magnitud de los caudales, con lo que se pueden realizar análisis de periodos de retorno útiles en la prevención y gestión del riesgo por inundación.

Agradecimientos

Estos estudios son financiados por el proyecto de investigación IDEA-GesPPNN, del Organismo Autónomo de Parques Nacionales (OAPN 163/2010; Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente). Quisiéramos agradecer su colaboración a todo el personal del Parque Nacional de la Caldera de Taburiente, desde su Director (D. Ángel Palomares), hasta los guías, vigilantes, guardias y obreros de Tragsa. Igualmente al topógrafo Luis Fernández y su ayudante Luis Barca; y al fotógrafo profesional Alberto Carrera.

REFERENCIAS

- Arroyo, J. 2009. *Cinco siglos de la tempeerie canaria: cronología de efemérides meteorológicas*. Asociación Canaria de Meteorología (ACANMET), 13 pp. (inédito).
- Carracedo, J.C., Badiola, E.R., Guillou, H. Nuez, J. de la, y Pérez Torrados, F.J. 2001. Geology and volcanology of La Palma and El Hierro, Western Canaries. *Estudios Geológicos* 57, 175-253.
- Díez-Herrero, A., Ballesteros, J.A., Bodoque, J.M., Eguibar, M.A., Fernández, J.A., Génova, M., Lain, L., Llorente, M., Rubiales, J.M. y Stoffel, M. 2007. Mejoras en la estimación de la frecuencia y magnitud de avenidas torrenciales mediante técnicas dendrogeomorfológicas. *Boletín Geológico y Minero* 118 (4), 789-802.
- Vegas, J., Hernández-Pacheco, A., Marfil, R. 1999. Los depósitos volcanoclásticos de la isla de La Palma (Canarias): su relación con la evolución de las Calderas de Taburiente y Cumbre Nueva. *Boletín Geológico y Minero* 110-2, 15-37.

GIS DATABASE ON HYDRO-GEOMORPHOLOGIC DISASTERS IN PORTUGAL (DISASTER PROJECT)

Base de datos SIG sobre desastres hidro-geomorfológicos de Portugal (Proyecto DISASTER)

S. Pereira⁽¹⁾, J.L. Zêzere⁽¹⁾, I. Quaresma⁽¹⁾, J. Verde⁽¹⁾, I.L. Fonseca⁽¹⁾, E. Reis⁽¹⁾

(1) RISKam. Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa (Portugal). susana-pereira@campus.ul.pt

Resumen: En el siglo XX Portugal continental se vio afectado por varios desastres naturales de origen hidro-geomorfológico con altos niveles de destrucción. El proyecto DISASTER tiene como objetivo crear una base de datos hidro-geomorfológicos, consistente y validada, mediante la creación, difusión y explotación de una base de datos en SIG sobre inundaciones y deslizamientos de terreno catastróficos, cubriendo un periodo desde 1865 hasta la actualidad. Se han utilizado como fuentes, periódicos nacionales, regionales y locales. Cualquier evento hidro-geomorfológico se almacena en la base de datos si ha provocado víctimas, heridos, desaparecidos y evacuados o personas sin hogar, independientemente del número de personas afectadas y del valor de los daños y perjuicios. La base de datos se divide en dos partes: (i) las características de los hechos y (ii) los daños y perjuicios. Estos datos permitirán una mejor comprensión de las dimensiones espaciales y temporales de los desastres hidro-geomorfológicos en Portugal.

Key words: GIS database, Natural Disasters, Floods, Landslides.

Palabras clave: Base de Datos en SIG, Desastres Naturales, Inundaciones, Deslizamientos.

1. INTRODUCTION

The inventory, development and exploitation of natural disasters databases, which include characteristics of the occurrences, their impacts and value of losses, have been used worldwide in recent years for different purposes (Tschoegl *et al.*, 2006).

In Europe, the European Commission identified the need to have wide monitoring capacities, where the standardization of data collection should be a priority (ECDGE, 2008). For instance, in Italy an important effort has been made to produce, exploit and disseminate disaster information (Guzzetti and Tonelli, 2004; Salvati *et al.*, 2010).

The development of natural disaster databases is absolutely decisive for risk management purposes because it highlights the relationships between the occurrence of dangerous natural phenomena and the existence of vulnerable elements (e.g., people, assets, activities) that can be quantified through human and material losses.

Recently, risk prevention became a priority in Portugal which is reflected in the

National Programme on Policies for Territorial Management. The general guide for the Portuguese territorial management states that risk management and prevention must be considered in all instruments dealing with territorial planning and management.

Hydrologic (floods) and geomorphologic (landslides) events are the most common natural disasters worldwide, as well as in Portugal. Nevertheless, the basic information on past floods and landslides which occurred in Portugal is scattered and incomplete and this is a shortcoming for the implementation of effective disaster mitigation measures.

The research project named "DISASTER - GIS database on hydro-geomorphologic disasters in Portugal: a tool for environmental management and emergency planning" supported by the Science and Technology Foundation aims to develop, exploit and disseminate a GIS database on disastrous floods and landslides which occurred in the Portuguese mainland since 1865 (earliest dates for available newspaper records).

In this work, we discuss the concept of Disaster applied in the Portuguese context.

In addition, the methodological aspects related to hydro-geomorphological data collection and the multiuser online database development linked to a GIS are presented.

2. BASIC CONCEPTS OF THE DISASTER DATABASE

In the framework of the United Nations (UN) International Decade for Natural Disaster Reduction (IDNDR, 1995), Natural Disaster was defined as “a serious disruption of the functioning of a community or a society causing widespread human, material, economic or environmental losses which exceed the ability of the affected community or society to cope using its own resources”. Therefore, the concept of natural disaster includes the direct and indirect negative impacts to society (in social, economic and environmental terms) resulting from the occurrence of a hazardous natural phenomenon (Alexander, 2000; Wisner *et al.*, 2004).

The EM-DAT (Tschoegl *et al.*, 2006) is the most well known international disaster database. For a disaster to be registered into this database at least one of the following criteria must be fulfilled: (i) 10 or more people reported dead; (ii) 100 or more people reported affected; (iii) declaration of state of emergency; or (iv) call for international assistance. The EM-DAT criteria are relatively strict if applied at national level, and this is the reason why this disaster database includes only 10 hydro-geomorphologic events for the Portuguese mainland for the 1900-2008 period. In fact, many floods and landslides that have resulted in relevant social and economic losses are not included in this database and need to be considered at the national level for risk analysis purposes.

Therefore, the Disaster Project considers a hydro-geomorphological disaster any flood or landslide that, independently of the number of people, caused either casualties, injuries, or missing, evacuated or homeless people.

In the context of this work the concepts of Disaster Case and Disaster Event are also differentiated. A Disaster Case is an unique hydro-geomorphological occurrence which fulfills the Disaster database criteria, and is related to an unique space location and a specific period of time (i.e. the place where the flood or landslide harmful consequences occurred on a specific date). A Disaster Event is a set of Disaster cases sharing the same trigger which can have a widespread spatial extension and a certain magnitude.

3. ORGANIZATION OF THE DISASTER DATABASE

3.1. Data Collection

Fig. 1 represents the methodology for data collection and storage using an online multiuser database. The data collection process starts with the selection of newspapers by three research teams based in Oporto, Coimbra and Lisbon. Newspapers were selected according to two criteria: 1) the newspaper must have been published continuously for a long period of time; 2) the set of selected newspapers should guarantee the best regional spatial distribution of the news, in order to cover the whole country.

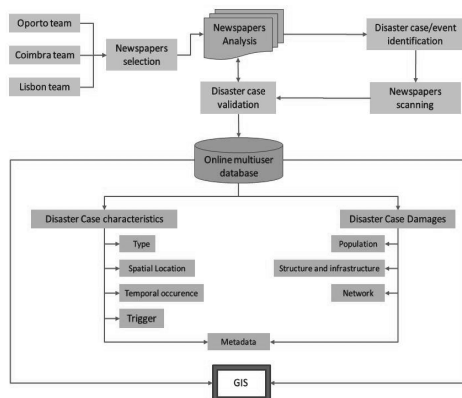


Fig. 1. Methodological scheme of data collection and storage of the Disaster database.

The complete set of newspapers used in the Disaster database is showed in Table 1, including the corresponding reference

Table 1. Newspapers used for data collection.

Newspaper	Reference period	Category	Distribution	Spatial incidence
Diário de Notícias	1865-2010	Daily	National	Portugal (mainly the metropolitan area of Lisbon and the Tagus valley region)
Jornal de Notícias	1888-2010	Daily	Regional	Northern Region (mainly the metropolitan area of Oporto)
Diário de Coimbra	1931-2010	Daily	Regional	Centre region (mainly the Coimbra area)
Soberania do Povo	1936-2010	Weekly	Local	Centre region (mainly northwest area)
Região de Leiria	1935-2010	Weekly	Regional	Centre region (west area)
Jornal do Fundão	1946-2010	Weekly	Regional	Centre region (mainly east area)
Diário do Alentejo	1933-2002	Daily until 1982 and after then weekly	Regional	Southern Region (Alentejo)
O Algarve: o semanário independente	1908-2001	Weekly	Regional	Southern Region (Algarve)

period, category, distribution and spatial incidence.

The national daily newspaper selected (*Diário de Notícias*) provides the longest time period, having been published continuously since 1865. The remaining data sources are mainly daily and weekly newspapers having a regional spatial incidence. The majority of the newspapers are in analogical support (paper or microfilm).

The next stage includes the reading and interpretation of the news (newspapers analysis). During this process the Disaster cases and events are identified according to the Disaster project criteria.

The complete set of news reporting hydro-geomorphological disaster cases/events are subsequently scanned and converted to digital support (.PDF). Next, all Disaster cases are validated using the newspaper main report and cross-checking different news sources (national, regional and local newspapers).

3.2. Database structure

In the next stage, the information about the characteristics and damages of Disaster cases are introduced in an online database which is currently available for project members only. Using an online database, on a client/server model, allowed teams based in different parts of the country to introduce data, provided there is an internet connection. For maximum portability, development was made on a LAMP platform, comprised of an Apache Webserver, a MySQL database engine and using the PHP programming language built

on a Linux Server. In addition to portability, this platform also provides an efficient, secure, and cost free solution. The back office handles all data loading and exporting, as well as future data provision on a public interface.

The database comprises two major parts: (i) the characteristics of the occurrences and (ii) the damages (Fig. 2). The first part includes data on type, subtype, date (starting date and hour), location (council, parish and Portuguese military projected coordinate system), triggering factor and information source (name, source type and news trustworthiness). The size and location of the news of occurrences and events on the newspaper page were also recorded in order to, at a later stage, evaluate the change in importance that is given to disaster news over time by the mass media.

The second part of the Disaster database records damages: number of casualties, injuries, missing, evacuated or homeless people, type of damages in buildings (superficial, structural or functional), number of affected buildings, type of damage in networks (superficial, structural or functional), interruptions in road and railroad circulation and extent of interruption.

4. FUTURE DEVELOPMENTS

The Disaster Project database is expected to be concluded during 2012, and the

Fig. 2. Disaster database web page for data entry and validation.

following tasks will be performed until the end of the project in 2013: evaluation of the Geographic Distribution of Hydro-Geomorphological Disasters; evaluation of the Time Dimension of Hydro-Geomorphological Disasters; vulnerability Assessment of Elements subject to Hydro-Geomorphological Disasters; climatological analysis of rainfall extreme events in Portugal and relationships with Hydro-Geomorphological Disasters; implementation of the Project Web-GIS and dissemination of results.

Acknowledgements

This work is part of the project “Disaster - GIS database on hydro-geomorphologic disasters in Portugal: a tool for environmental management and emergency Planning” (PTDC/CS-GEO/103231/2008) funded by the Portuguese Foundation for Science and Technology (FCT). The first author is a Post-Doc fellow funded by FCT (SFRH / BPD / 69002 / 2010).

REFERENCES

Alexander, D. 2000. *Confronting Catastrophe*. Terra Publishing, Harpenden, Hertfordshire, 282 pp.
 ECDGE, 2008. *Member States' approaches towards*

prevention policy – a critical analysis. Report. European Commission DG Environment, COWI, 83 pp.

Guzzetti, F. and Tonelli, G. 2004. Information system on hydrological and geomorphological catastrophes in Italy (SICI): a tool for managing landslide and flood hazards. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 4, 213-232.

IDNDR (International Decade for Natural Disaster Reduction), 1995. *The Yokohama strategy and plan of action for a safer world*. World Conference on Natural Disaster Reduction, Yokohama, 1994, 17 pp.
 Salvatti, P., Bianchi, C., Rossi, M. and Guzzetti, F., 2010. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10, 465-483.

Tschoegl, L., Below, R. and Guha-Sapir, D. 2006. *An Analytical Review of Selected Data Sets on Natural Disasters and Impacts*. March 2006. UNDP/CRED Workshop on Improving Compilation of Reliable Data on Disaster Occurrence and Impact. 2-4 April, Bangkok, Thailand, 21 pp.

Wisner, B., Blaikie, P., Cannon, T. and Davis, I., 2004. *At Risk. Natural hazards, people's vulnerability and disasters*. Second Edition, Routledge, Taylor & Francis Group, London, 472 pp.

EVALUACIÓN DE LA SUSCEPTIBILIDAD DE CORRIENTES DE DERRUBIOS. APLICACIÓN AL MAPA PARA LA PREVENCIÓN DE RIESGOS GEOLÓGICOS 1:25 000 DE CATALUÑA

Evaluation of debris flow susceptibility. Application on the Prevention of the Geological Hazards Map of Catalonia 1:25 000

M. Camafort Blanco ⁽¹⁾, M. González Díaz ⁽¹⁾, J. Pinyol Guamis ⁽¹⁾, J.M. Vilaplana Fernández ⁽²⁾, P. Oller Figueras ⁽¹⁾

(1) Institut Geològic de Catalunya. Balmes, 209-211. 08006 Barcelona. mcamafort@igc.cat

(2) Grup RISKNAT. Departament de Geodinàmica i Geofísica. Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona.

Abstract: In order to evaluate the susceptibility of generating debris flows in Catalan river basins on a regional level, a method has been analyzed to evaluate its application potential for the Geological Risk Prevention Map of Catalonia (1:25,000) map series, produced and published by the Institut Geològic de Catalunya. The method is based on that proposed by Wilford et al. (2004), on the basis of different morphometric catchments parameters. These parameters are area, length and basin relief, as well as the Melton ratio (relief/ $\sqrt{\text{area}}$) and relief ratio (relief/length). The method has been validated in 29 dynamic torrential catchments with documented phenomena (flood, hyperconcentrated flow or debris flow). In 9 out of 10 cases, the dynamic type determined by the ratios proposed by Wilford et al. (2004) coincides with documented data.

Palabras clave: riesgos geológicos, corrientes de derrubios, susceptibilidad.

Key words: geological hazards, debris flows, susceptibility.

1. INTRODUCCIÓN

En Cataluña, la dinámica torrencial es un proceso habitual tanto en zonas de montaña (Pirineo y Prepirineo) como en la vertiente mediterránea (Sierras Litoral y Prelitoral catalanas). En el pasado se han documentado episodios de lluvias importantes que han producido consecuencias catastróficas sobre el territorio. Ejemplos de las más destacadas son las que ocurrieron en 1907, 1937 y 1982, que produjeron inundaciones, deposición de sedimentos y una gran destrucción de bienes (Balasch et al., 2008). A principios de este siglo, también se han producido episodios torrenciales puntuales e intensos como los del río Runer, situado en la frontera Hispano-Andorrana, en 2008 (Hürlimann et al., 2011) y los del barranco de Portainé, en el Pallars Sobirà, en 2008 y 2010 (IGC, 2010).

Para dar respuesta a las funciones que otorga la Ley 19/2005, del 27 de

diciembre, del Institut Geològic de Catalunya (IGC) de la Generalitat de Catalunya, en 2007 se inició, entre otros planes de cartografía geotemática, el Mapa para la Prevención de los Riesgos Geológicos 1:25.000 (MPRG25M), constituido por un total de 304 hojas que cubrirán la totalidad del territorio catalán. Este plan de cartografía se engloba dentro de los Geotrabajos que realiza el IGC, y que tienen como objetivo adquirir, elaborar e integrar la información geológica, edafológica y geotemática referente a la totalidad del territorio catalán, a escalas adecuadas para la planificación territorial y el urbanismo.

El MPRG25M se ha concebido como un mapa multi-peligrosidad, en el que se indica la superposición de diferentes peligrosidades en una misma zona (Oller et al., 2011). Pretende dar una visión de conjunto del peligro geológico identificado en el territorio y recomendar la realización de estudios de detalle en caso de planificar actuaciones en zonas identificadas como

peligrosas.

Para determinar la peligrosidad de los distintos fenómenos considerados en el mapa se aplican diversas metodologías, que periódicamente son revisadas para su mejora. Con este objetivo, para evaluar la susceptibilidad a generar flujos torrenciales se ha aplicado la metodología propuesta por Wilford et al. (2004) y se ha validado para la zona de estudio (Camafort, 2011).

2. DESCRIPCIÓN DEL MÉTODO

El método escogido está basado en el propuesto por Wilford et al. (2004) en el que, a partir del análisis de diferentes parámetros morfométricos de las cuencas hidrográficas y de relaciones entre dichos parámetros, se determina la susceptibilidad de inundaciones, flujos hiperconcentrados o corrientes de derrubios.

Los parámetros morfométricos utilizados (Fig. 1) son: el área de la cuenca; la longitud de la cuenca, definida como la longitud en línea recta desde el ápice del cono hasta el punto más distal de la cuenca; y el relieve de la cuenca, definido como la diferencia de altitud entre el punto más alto de la cuenca y el ápice del cono. Las relaciones entre éstos parámetros propuestos por Wilford et al. (2004) son la Relación de Melton (relieve de la cuenca /

área de la cuenca) y la de Relieve (relieve de la cuenca / longitud de la cuenca).

Para determinar la susceptibilidad de inundaciones, flujos hiperconcentrados o corrientes de derrubios en las cuencas, Wilford et al. (2004) proponen unos valores límite de clase para distintas combinaciones de parámetros y relaciones (Tabla 1). Estas combinaciones son la Relación de Melton vs Longitud de la cuenca, la Relación de Melton vs la Relación de Relieve y la Relación de Relieve vs la Longitud de la cuenca. Los autores del método recomiendan la combinación de la Relación de Melton vs Longitud de la cuenca ya que es en la que los resultados teóricos obtenidos se acercan más a la realidad.

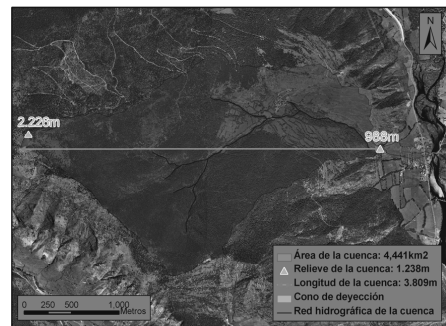


Fig. 1. Parámetros de las cuencas utilizados en el método de Wilford et al. (2004). Ejemplo del barranco de Jou (La Guingueta d'Aneu, Pallars Sobirà).

Tabla 1. Tabla con los valores de los parámetros propuestos para clasificar los diferentes tipos de flujos torrenciales. Extraída de Wilford et al. (2004)

Variables	Límites de clase		
	Inundaciones (I)	Flujos hiperconcentrados (FH)	Corrientes de derrubios (CD)
R. Melton vs Longitud	R. Melton < 0,3	R. Melton 0,3 – 0,6 R. Melton > 0,6 y Longitud > 2,7	Relación de Melton > 0,6 y Longitud < 2,7
R. Melton vs R. Relieve	R. Melton < 0,3	R. Melton 0,3 - 0,77 R. Melton > 0,77 y R. Relieve < 0,42	Relación de Melton > 0,77 y Relación de Relieve > 0,42
R. Relieve vs Longitud	R. Relieve < 0,15	R. Relieve 0,15 – 0,35 R. Relieve > 0,35 y Longitud > 2,7	Relación de Relieve > 0,35 y Longitud < 2,7

3. APLICACIÓN Y VALIDACIÓN DEL MÉTODO

Wilford et al. (2004) calibraron el método en 65 cuencas hidrográficas de la Columbia Británica (Canadá). Para

comprobar si el método era aplicable al territorio catalán, el primer trabajo que se realizó fue su validación.

Para ello, se seleccionaron 29 cuencas en las que se tenía constancia de que se habían producido diferentes tipos de flujos

torrenciales, a través de las distintas descripciones del fenómeno encontradas en la documentación existente. El objetivo era comparar los resultados teóricos de la aplicación del método con el tipo de fenómeno acaecido en la realidad. Una vez seleccionadas las zonas de estudio y realizadas las cartografías de las cuencas, se calcularon los parámetros morfométricos y las relaciones propuestas por Wilford et al. (2004). Así para cada cuenca se determinó la susceptibilidad para un determinado tipo de fenómeno. En la Tabla 2, se presentan las zonas de estudio escogidas para la verificación del método con los valores de la relación de Melton (Mel.), de la longitud de la cuenca (Long.) y el tipo de flujo (FH, flujos hiperconcentrados; CD, corrientes de derrubios) según la combinación Relación de Melton vs Longitud de la cuenca (M/L).

Tabla 2. Validación del método. Los diferentes colores corresponden al resultado de la validación, en verde, coincidencia; en azul, coincidencia no evidente; y en rojo, nula coincidencia.

Nombre del torrente	Mel.	Long.	M/L
Casau (Vielha e Mijaran)	0,54	4,087	FH
Basco (la Vall de Boi)	0,74	2,582	CD
Ribampiedro (la Vall de Boi)	0,92	0,972	CD
Redona (la Vall de Boi)	1,78	1,428	CD
Jou (La Guingueta d'Àneu)	0,59	3,809	FH
Portainé (Rialp)	0,62	5,078	FH
Baixada-Clot d'Espòs (Vilaller)	0,64	3,032	FH
Baixada (subconca) (Vilaller)	0,97	1,639	CD
Rebaixader (Vilaller)	1,25	1,835	CD
Unarre (la Guingueta d'Àneu)	0,30	10,151	FH
Ancs (Baix Pallars)	0,35	10,782	FH
Enseu (Baix Pallars)	0,37	7,090	FH
Casassa (Molló)	0,55	1,416	FH
Runer (les Valls de Valira)	0,46	5,517	FH
Borda d'Andreuet (W) (Alt Àneu)	1,65	1,269	CD
Borda d'Andreuet (E) (Alt Àneu)	1,54	1,095	CD
Airoto (Alt Àneu)	0,50	5,568	FH
Coma Furosa (la Coma i la Pedra)	0,99	2,014	CD
Clot de Socarrats (Setcases)	0,87	1,805	CD
Rec dels Coloms (Setcases)	1,36	1,833	CD
Serrat dels Pollegons (Collbató)	1,15	1,262	CD
l'Artiga Alta (Collbató)	1,23	0,817	CD
la Coma del Rafael (Collbató)	1,18	0,745	CD
la Coma de la Mònica (Collbató)	1,54	0,748	CD
Missé (Collbató)	1,47	0,883	CD
Serra de la Guàrdia (Collbató)	1,22	1,144	CD
Clot de Lladerns (Collbató)	1,20	1,207	CD
Sant Joan (Collbató)	0,81	2,458	CD
Clot d'en Casanelles (Collbató)	0,97	1,714	CD

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Se han comparado los resultados obtenidos

de la aplicación del método con los antecedentes documentados de cada cuenca. En la Fig. 2 se presenta un diagrama de dispersión con los valores de la combinación de la Relación de Melton vs Longitud. En verde se han representado los torrentes que dan validez al modelo, en azul los que la coincidencia no es evidente y en rojo los que la coincidencia es nula.

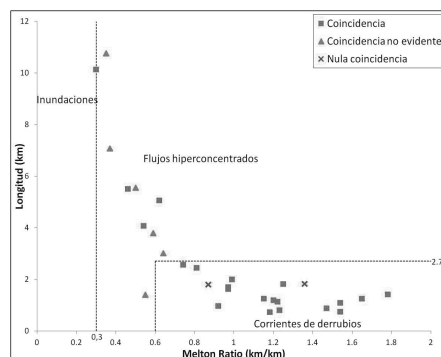


Fig. 2. Diagrama de dispersión. En tramas discontinuas están representados los límites entre las diferentes clases de flujos torrenciales propuestas por Wilford et al. (2004).

Una vez analizados, se ha observado que en un 72,4% de los casos existe coincidencia entre los resultados obtenidos y los antecedentes documentados, mientras que del 27,6% restante, en un 75% de los torrentes la coincidencia no es evidente, y en el 25% es nula. Debido a que los motivos de la coincidencia “no evidente” entre antecedentes y resultados obtenidos de la aplicación del método suele ser la utilización errónea del término “debris flow” o la no determinación del acontecimiento ocurrido en el torrente en los antecedentes documentados, se podría afirmar que en 9 de cada 10 casos el método utilizado ha dado resultados satisfactorios.

5. LIMITACIONES DE LA METODOLOGIA UTILIZADA

Aunque los resultados de la validación del método muestran un alto porcentaje de aciertos, cabe recordar que su validación,

en este estudio, se ha basado en la comparación entre los resultados teóricos obtenidos y las descripciones de los antecedentes documentados, sin realizar un análisis más profundo del fenómeno ocurrido. Es probable que un fenómeno fuera identificado por el observador como corriente de derrubios y no como flujo hiperconcentrado, o al revés. La revisión de estos casos utilizando otras herramientas, como por ejemplo, análisis de ortofotoimágenes y trabajo de campo, ayudarían a precisar más la fiabilidad del método.

Como limitación importante del método, se ha podido constatar que por mucho que el método pronostique que en una cuenca se puedan producir flujos torrenciales con un porcentaje considerable de carga sedimentaria (flujos hiperconcentrados o corrientes de derrubios), si en la cuenca no hay material disponible para ser movilizado, se producirán fenómenos de tipo inundación. Por tanto, a la hora de aplicar éste método y de interpretar los resultados obtenidos es muy importante tener presente esta restricción.

6. CONCLUSIONES

Las conclusiones extraídas de la aplicación del método son las siguientes:

El método se ha validado con relativamente escasa información debido a que el registro de acontecimientos históricos en Cataluña es limitado. Por lo tanto, se recomienda validarlo con más datos para precisar más su fiabilidad.

Se considera un método apto para la evaluación preliminar de la susceptibilidad de las cuencas hidrográficas a generar flujos torrenciales, pero hay que tener en cuenta sus limitaciones. La disponibilidad de material susceptible de ser movilizado en la cuenca es un factor muy importante para que se produzcan flujos torrenciales. Por lo tanto, la aplicación del método tiene que ir acompañada de otras herramientas complementarias que ayuden a verificar los resultados obtenidos, como son las

observaciones de campo, la interpretación de ortofotoimágenes, el criterio de experto y las encuestas a la población, entre otras.

Agradecimientos

Agradecer al IGC la oportunidad que me ha dado para realizar el trabajo de fin de carrera durante mi estancia en éste como becario.

REFERENCIAS

- Balash, C., Becat, J., Marugán, C.M., Nadal, A., Rapalino, V. y Remacha, R. 2008. Les riuades del segle XX al Pallars Sobirà: 1907, 1937 i 1982. *Arxius i societat, Quaderns de divulgació històrica, Núm 2*. Departament de Cultura i Mitjans de comunicació, Generalitat de Catalunya. 239pp.
- Camafort, M. 2011. "Avaluació de la perillositat per corrents d'arrossegalls en conques torrenciales a Catalunya. Aplicació al Mapa per a la Prevenció de Riscos Geològics." Trabajo fin de carrera. Dept. de Geodinàmica i Geofísica. Facultat de Geologia. Universidad de Barcelona. Septiembre 2011. 154 pp.
- Hürlimann, M., Abancó, C., Moya, J., Raïmat, C. y Luis-Fonseca, R. 2011. Debris-flow monitoring stations in the eastern Pyrenees. Description of instrumentation, first experiences and preliminary results. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment - Book*. Casa Editrice Università La Sapienza. [DOI: 10.4408/IJEGE.2011-03.B-061, pp. 553-562].
- IGC. 2010. Nota de la visita al barranc de Portainé (Pallars Sobirà) arran del episodi de pluges dels dies 22 i 23 de juliol de 2010. Pinyol, J. Informe del Institut Geològic de Catalunya, Generalitat de Catalunya. Código informe IGC: AP-046/10. 33pp.
- Oller, P., González, M., Pinyol, J., Barberà, M. y Martínez, P. 2011. The geological hazard prevention map of Catalonia 1:25 000. A tool for geohazards mitigation. *Proceedings of the Second World Landslide Forum – 3-7 Oct. 2011, Rome*. 6p.
- Wilford, D.J., Sakals, M.E., Innes, J.L., Sidle, R.C. y Bergerud, W.A. 2004. Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through watershed morphometrics. *Landslides (2004)* 1: [DOI 10.1007/s10346-003-0002-0. Published online: 5 March 2004, Springer-Verlag, pp. 61-66].

EVALUACIÓN DE MODELOS DE RIESGO POR DESLIZAMIENTOS A PARTIR DE EVENTOS RECIENTES

Landslide risk models on the basis of recent occurrences

J. Bonachea ⁽¹⁾, J. Remondo ⁽¹⁾, V.M. Bruschi ⁽¹⁾, J.R. Díaz de Terán ⁽¹⁾, A. González-Díez ⁽¹⁾, A. Cendrero ⁽¹⁾

(1) Dep. Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada, Facultad de Ciencias, Universidad de Cantabria, España. jaime.bonachea@unican.es

Abstract: Mass movements, or landslides, are one of the most common and frequent processes affecting the Earth's surface. This type of process produces important economic losses when affecting vulnerable elements. Therefore, it is necessary to develop methods and/or tools that make possible risk assessment and prediction mapping for these processes. During recent decades significant progresses have been made in this field, developing and applying different methodologies to model landslide susceptibility and, to a lesser extend, landslide hazard. However, procedures for landslide risk modelling are scarce.

In this work the economic losses caused by two landslides occurred in the Bajo Deba area (Guipúzcoa) due to intense precipitations have been analysed. The study of these slope movements and their effects has been compared with landslide susceptibility, hazard and risk models produced in previous works.

Palabras clave: modelos de riesgo, deslizamientos, validación de modelos, Bajo Deba.

Key words: risk models, landslides, model validation, Bajo Deba.

1. INTRODUCCIÓN

El equipo investigador ha desarrollado en los últimos años metodologías para analizar la susceptibilidad, peligrosidad y riesgo por deslizamientos a partir de los movimientos de ladera producidos en una zona de montaña en la provincia de Guipúzcoa (norte de España). Las tesis doctorales de Remondo (2001) y Bonachea (2006) analizaron los deslizamientos producidos en el Bajo Deba a lo largo de las últimas décadas, en relación con una serie de variables condicionantes y factores desencadenantes. Los modelos generados han permitido predecir las zonas del territorio que son más propensas a sufrir pequeños movimientos del terreno, así como estimar las pérdidas económicas que se producirán en el futuro próximo.

Son abundantes las metodologías propuestas para estimar la susceptibilidad, menos frecuentes son las evaluaciones de la peligrosidad y los ejemplos de estimación del riesgo son muy escasos. Los trabajos de Remondo (2001) y Bonachea (2006) presentan modelos de

susceptibilidad, peligrosidad y riesgo por deslizamientos, generados sobre la base de lo ocurrido en el pasado (frecuencia de ocurrencia y daños generados), de cara a hacer extrapolaciones de lo que podría ocurrir en el futuro.

Cualquier predicción que se realice, tiene un alto grado de incertidumbre. Sin embargo, el paso del tiempo permite evaluar o testar las predicciones realizadas anteriormente, es decir, analizar su grado de fiabilidad o predicción de lo que ha sucedido realmente, respecto a lo que se planteaba que acontecería.

El objetivo de este trabajo es presentar, a partir de ejemplos recientes de deslizamientos, la capacidad de predicción de los modelos presentados en Remondo et al. (2008) y Bonachea et al. (2009).

2. DATOS Y MÉTODOS

Durante los días 4 y 7 de Noviembre de 2011 se produjo en el Bajo Deba un episodio intenso de lluvias (Euskalmet, 2011) con una precipitación total acumulada de 225 mm y un máximo de

precipitación diaria de 117 mm. En esas condiciones de precipitación se desencadenaron dos movimientos en masa, uno en el municipio de Deba y otro en el municipio de Elgoibar (Fig. 1). Se trata de dos movimientos traslacionales de carácter superficial de dimensiones diferentes (Deba: 700 m²; Elgoibar: 6400 m²); desarrollados sobre litologías poco competentes como las margas y el flysch calcáreo, ambos en zonas de prados, con espesores de regolito entre 0,5-1 metro (Deba) y 2-4 metros (Elgoibar). Ambos movimientos han afectado a infraestructuras viarias importantes así como a terrenos dedicados a pradería.

Los deslizamientos en esta zona están ligados principalmente a la concurrencia de una serie de factores condicionantes que influyen en su aparición (p. ej. litología, vegetación, pendiente de la ladera, etc.). Sin embargo, existen otros factores, como son la precipitación y/o la actividad humana, que actúan como desencadenantes del proceso de deslizamiento. Los dos movimientos estudiados parecen tener su origen en las precipitaciones y en los cambios de uso experimentados por el terreno. La zona del deslizamiento ocurrido en el municipio de Elgoibar sufrió cambios en el tipo de uso entre 2004 y 2005, pasando de tener un uso forestal a tener un uso dedicado a prado. En el área del deslizamiento de Deba, no se han producido cambios en los usos del suelo desde el año 1954 (fecha de la fotografía aérea más antigua); el único cambio observado es la ampliación y asfaltado de una carretera situada aguas arriba que drena directamente en la cabecera donde se ha producido el deslizamiento.

El método utilizado en este trabajo ha consistido en analizar los modelos predictivos propuestos por Remondo et al. (2008) y Bonachea et al. (2009), en la zona del Bajo Deba, para el periodo 2001-2011, y compararlos con la aparición de los dos deslizamientos observados.



Fig. 1. Deslizamientos ocurridos en los municipios de Elgoibar (arriba) y Deba (abajo), afectando a zonas de prado y a carreteras.

3. RESULTADOS

De acuerdo con los modelos propuestos por dichos autores, los movimientos analizados se han producido en zonas de alta susceptibilidad (valor superior a 180, en una escala de 200 en el caso del deslizamiento de Elgoibar; y valor de 200, el máximo de susceptibilidad, en el caso del deslizamiento de Deba; Fig. 2).

En cuanto a los valores de peligrosidad de las zonas afectadas por estos movimientos, cabe señalar que la probabilidad de ocurrencia predicha, en función de los escenarios de peligrosidad considerados (Fig. 3), para el periodo de los últimos 10 años, oscila entre 1,41 y el 4,10% para el deslizamiento de Deba, y entre 0,71 y 2,09%, para el movimiento de Elgoibar (Tabla 1).

El deslizamiento ocurrido en el municipio de Deba afectó a la carretera nacional. Los trabajos de reparación consistieron en la retirada de 100 m³ de material y en el traslado de una excavadora a la zona

(comunicación personal), además del coste de personal.

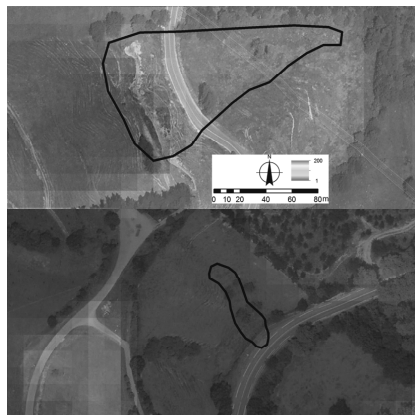


Fig. 2. Valores de susceptibilidad obtenidos en los modelos para las zonas que se han visto afectadas por los deslizamientos (Elgoibar –arriba– y Deba –abajo–). El color rojo equivale a la máxima susceptibilidad.

Según la Base de Precios de Edificación y Obra Civil en España, el coste derivado de esta actuación (retirada de material de la plataforma y traslado a vertedero próximo) podría ascender a unos 600 €.

El deslizamiento de Elgoibar no ha provocado daños a la carretera, pero puede llegar a desestabilizarla en el futuro, provocando daños similares.

Los modelos de riesgo propuestos, vaticinaban unas pérdidas en la carretera de Deba, de entre 5 y 33 €, y entre 1,4 y 9,4 € en la carretera de Elgoibar, según el escenario de peligrosidad considerado para los últimos 10 años (Tabla 1).

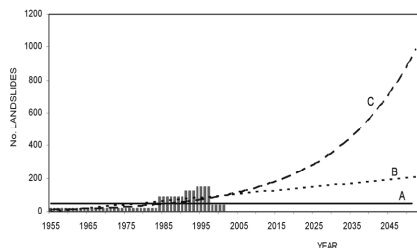


Fig. 3. Frecuencia de los deslizamientos en el pasado en la zona del Bajo Deba. A partir de la frecuencia observada en cada una de las 200 clases y considerando distintos escenarios de frecuencia futura se calcula la probabilidad de nuevos deslizamientos (Bonachea et al. 2009).

Para los usos del suelo, las pérdidas pronosticadas variaban entre 0,7 y 4,7 € en Deba, y entre 0,6 y 4,3 € en Elgoibar, en función del escenario de peligrosidad y para toda la superficie afectada por el deslizamiento (Tabla 1).

Tabla 1. Valores de susceptibilidad, peligrosidad y riesgo extraídos de los modelos predictivos para las zonas de los dos deslizamientos.

	Elgoibar (6461 m ²)	Deba (703 m ²)
Susceptibilidad (min. 0-máx. 200)	180	200
Peligrosidad (escenario A)	0,71 %	1,41 %
Peligrosidad (escenario B)	1,69 %	3,33 %
Peligrosidad (escenario C)	2,09 %	4,10 %
R. usos (escenario A)	0,66 €	0,71 €
R. usos (escenario B)	4,07 €	4,38 €
R. usos (escenario C)	4,38 €	4,71 €
R.carreteras (escenario A)	1,43 €	5,1 €
R.carreteras (escenario B)	8,51 €	31,26 €
R.carreteras (escenario C)	9,43 €	33,61 €

4. DISCUSIÓN

Lo primero que conviene señalar es que el estudio presentado carece de una evaluación sistemática, dado que se basa únicamente en dos ejemplos. En cualquier caso se requeriría analizar todos los eventos de deslizamiento producidos durante el periodo estudiado. Sin embargo, los dos movimientos representan los ejemplos de mayor magnitud y de los cuales se dispone de datos con el fin de comparar modelos predictivos.

Con motivo de las intensas precipitaciones registradas en noviembre de 2011, se han desarrollado en la zona del Bajo Deba dos deslizamientos de importante magnitud. Esto es interesante, dado que, tal y como muestran los últimos inventarios de deslizamientos realizados, durante estos últimos 10 años la frecuencia de eventos ha disminuido, al contrario de lo que plantean los escenarios de peligrosidad mostrados en la Fig. 3, y para los cuales se generaron los modelos de susceptibilidad, peligrosidad y riesgo.

Los modelos predictivos presentados por los autores, muestran una predicción que se puede considerar estática, esto es, para un determinado momento y unas determinadas condiciones. Los escenarios

se deben ir adaptando a las nuevas condiciones en las que se producen los deslizamientos. Por ejemplo, los modelos generados no han tenido en cuenta el papel de las precipitaciones ni el de la actividad humana, relacionada con los cambios de uso, y que se consideran los principales desencadenantes de los deslizamientos en la zona.

Los deslizamientos descritos se han producido en zonas clasificadas como de alta susceptibilidad, lo cual da validez al modelo de susceptibilidad generado por los autores. No obstante, existen zonas de alta susceptibilidad en los modelos en las cuales no se han producido deslizamientos. Los valores de peligrosidad mostrados por los modelos sobre los que aparecen los deslizamientos, son cifras promedio de la peligrosidad que puede llegar a tener un determinado punto del territorio, sobre la base de lo que ha ocurrido en el pasado. Cuando se produce un deslizamiento, como es el caso, esta probabilidad se debe considerar que la probabilidad de ocurrencia es del 100% y, por tanto, el riesgo será máximo.

Los modelos de riesgo propuestos por los autores, para unos movimientos de menores dimensiones que los estudiados aquí, y unos valores de peligrosidad bajos (entre el 0,7 y el 4,1%), reflejan unas cifras de pérdidas económicas como consecuencia de la ocurrencia de esos dos deslizamientos muy bajas, comparadas con las cifras que realmente se han perdido.

Por todo ello, se hace necesario apuntar que las comparaciones entre las predicciones que proponen los modelos (siempre infravaloradas) y lo que realmente ocurre han de realizarse con ciertas reservas y, nunca considerarse como predicciones absolutas.

5. CONCLUSIONES

Los modelos de riesgo son útiles para hacer una buena planificación y gestión del territorio, minimizando los daños potenciales.

Los modelos de riesgo constituyen una mera hipótesis que debe ser validada. No obstante su evaluación no es fácil debido a la habitual falta de datos. Una posible estrategia para llevar a cabo dicha evaluación consiste en comparar las predicciones con eventos de deslizamientos posteriores, cuyos efectos se conozcan o puedan ser fácilmente inferidos.

Los modelos probabilísticos de riesgo muestran los daños promedio esperables, por lo que infravaloran las pérdidas reales debidas a la ocurrencia de eventos como los analizados en el trabajo. A pesar de esta limitación, la evaluación realizada indica que los resultados son más que satisfactorios.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto DO-SMS (SOE1/P2/F157 (Interreg IV B SUDOE, EU-FEDER).

REFERENCIAS

- Bonachea, J. 2006. *Desarrollo, aplicación y validación de procedimientos y modelos para la evaluación de amenazas, vulnerabilidad y riesgo debidos a procesos geomorfológicos*. Tesis Doctoral, Universidad de Cantabria, 356 pp.
- Bonachea, J., Remondo, J., González-Díez, A., Díaz de Terán, J.R. y Cendrero, A. 2009. Landslide risk models for decision making. *Risk Analysis* 29 (11), 1629-1643.
- Euskalmet 2011. Agencia Vasca de Meteorología. <http://www.euskalmet.euskadi.net>.
- Remondo, J. 2001. *Elaboración y validación de mapas de susceptibilidad de deslizamientos mediante técnicas de análisis especial*. Tesis Doctoral, Universidad de Cantabria, Santander, Spain, 404 pp.
- Remondo, J., Bonachea, J. y Cendrero, A. 2008. Quantitative landslide risk assessment and mapping on the basis of recent occurrences. *Geomorphology*, 94, 495-507.

APLICACIÓN DEL ÍNDICE DE RIESGO POR ALUD EN UN ITINERARIO DE MONTAÑA DEL PARQUE NACIONAL DE LOS PICOS DE EUROPA

Application of Avalanche Hazard Index in a mountain walking track
of the Picos de Europa National Park

J.A. Vada ⁽¹⁾, M. Frochoso ⁽²⁾, J.M. Vilaplana ⁽¹⁾

- (1) Grupo RISKMAT, Dept. de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, joseantonio.vada@gmail.com.
(2) Dpto. de Geografía, Urbanismo y Ordenación del Territorio, E.T.S. de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Universidad de Cantabria.

Abstract: The growing interest in natural mountain areas related to winter recreation activities requires the elaboration of studies that quantify the avalanche risk. In this work the main goal has been to assess avalanche hazard and the associated risk from an Avalanche Hazard Index (AHI) in one of the most popular mountain routes in Picos de Europa National Park, the walking route to Vega de Urriellu from Collado Pandébano, the PR-PNPE 21. Firstly, it has been necessary to locate and identify the avalanche path crossing the mountain route using different information: morphological, vegetation and historical. The frequency of the avalanches was estimated from comparison of temporal sequences of aerial photographs, field observations, population surveys and average slope gradient along the avalanche path. With regards to the risk assessment, several possible scenarios in relation to the variability of the data have been considered. The AHI obtained by this procedure is generally low for the entire winter season, moderate in certain situations when the exposure factor is high, and, finally, high during Easter due to an increase in traffic. Also, information for users is proposed as a means of mitigating risk.

Palabras clave: zona de aludes, frecuencia de aludes, exposición al riesgo, riesgo de aludes, Picos de Europa

Key words: avalanches path, frequency of avalanches, risk exposure, avalanches risk, Picos de Europa

1. INTRODUCCIÓN

Las áreas y rutas de montaña se están convirtiendo en espacios cada vez más transitados debido al creciente interés social en los entornos naturales y la mayor accesibilidad de la población a la práctica de deportes de montaña. Muchas de estas rutas transcurren por zonas afectadas por avalanchas de nieve, hecho que hace recomendable desarrollar estudios que permitan localizar el peligro y analizar el riesgo que asumen sus usuarios. En el presente trabajo se presenta la primera experiencia española de aplicación del Índice de Riesgo de Alud (IRA) en una de las rutas de montaña más frecuentadas del Macizo Central de los Picos de Europa, conjunto montañoso situado íntegramente en la vertiente norte de las Montañas Cantábricas Centrales a escasos 20 km del mar Cantábrico, el camino de acceso a la Vega de Urriellu desde el Collado

Pandébano, situado en el interior del Parque Nacional, el PR-PNPE 21. El segmento de PR-PNPE 21 objeto de estudio salva un desnivel de 825 m desde la Portiella del Vao Liesprón (1.125 m) hasta el refugio Delgado Ubeda (1.950 m), y una distancia aproximada de 6 Km (Fig. 1) que en condiciones estivales se recorre en unas 2 h 30 min. A lo largo de su recorrido transcurre a media ladera por vertientes con unos desniveles máximos, desde la zona de cumbres hasta el camino, de hasta 900 m y unas pendientes favorables al desencadenamiento de aludes de entre 25° y 60°. Las altitudes máximas del área se encuentran por encima de los 2.400 m.

El clima de la zona se caracteriza por una fuerte influencia marítima, precipitaciones abundantes, frecuentes oscilaciones térmicas en torno a los 0° C y habituales vientos de componente sur que generan subida de temperaturas y fusión repentina de la cubierta nival.

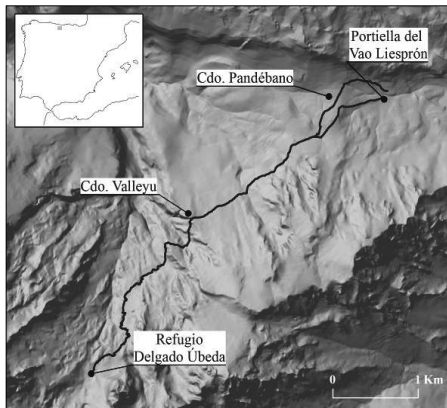


Fig. 1. Localización del área de estudio.

La vegetación se caracteriza, de forma general, por la presencia de bosques de haya (*Fagus sylvatica*) en el área de Bosque Pandébano y Monte La Varera hasta aproximadamente los 1.400 m. Por encima de esta altitud, la inexistencia del piso forestal subalpino de coníferas en la montaña cantábrica hace que hasta alrededor de los 2.100 m la vegetación sea de tipo herbácea y subarbutiva.

El paisaje se encuentra antropizado por el uso ganadero que lo ha transformado, incluso por encima del límite superior del bosque, de manera continuada durante siglos. Encontramos gran número de cabañas tradicionales, majadas, diseminadas por el territorio en zonas de suaves pendientes rodeadas de prados de pasto y siega. Debido a una menor presión antrópica y ganadera desde los años 50-60 del siglo XX la superficie arbolada está aumentando en extensión.

2. LOCALIZACIÓN DEL PELIGRO

Se ha realizado una cartografía de zonas probables de aludes aplicando la metodología estándar (CEMAGREF, 1981; Oller et al., 1998) en tres fases diferenciadas: fotointerpretación, interpretación de campo y encuesta a la población. Los parámetros tenidos en cuenta en la delimitación de las Zonas de Aludes han sido la cota, pendiente,

orientación, morfología del terreno, rugosidad, vegetación y distribución de las construcciones tradicionales.

Como resultado se ha obtenido un Mapa de Zonas de Aludes en el que aparecen identificadas 47 Zonas de Alud, 27 de las cuales individualizadas y 20 de Difícil individualización (Fig. 2). Esta cartografía ha permitido conocer que el 91% de PR-PNPE 21 objeto de estudio se encuentra afectado por aludes.

3. ANÁLISIS DEL RIESGO

Una vez delimitado el peligro potencial de alud se ha procedido a la evaluación cuantitativa del riesgo a partir del IRA establecido por la Avalanche Task Force (1974) para el tránsito de vehículos y modificado por Owens y Fitzharris (1989) para su aplicación en caminos excursionistas. Dicho índice ha permitido determinar la gravedad de la problemática de los aludes en el PR-PNPE 21, así como identificar los partes del camino que presentan mayor riesgo con la finalidad de llevar a cabo respuestas apropiadas de mitigación del riesgo. La fórmula empleada para ello ha sido:

$$I_x = N_x \cdot \sum P_x$$

donde N_x es el número de personas en el periodo x y \sum es la suma de las probabilidades de encuentro alud/persona a lo largo del camino.

$$P_x = \frac{t_e}{t_x} = f_x \cdot W$$

donde P_x es el producto de la intensidad (W) y probabilidad de encuentro alud/persona en el periodo x ; t_e es el tiempo durante el cual el caminante está expuesto al peligro, función de la velocidad de paso y distancia de camino afectada por una misma f_x ; t_x es el periodo de año considerado; f_x es la frecuencia de alud en el periodo x ; W hace referencia a la intensidad o gravedad de encuentro alud/persona.

La inexistencia de observaciones directas a

largo plazo ha hecho que se recurra a los siguientes métodos en combinación para estimar la frecuencia de los aludes que afectan al PR-PNPE 21: observación de secuencias temporales de fotografía aérea, encuesta a la población, observación directa de la temporada 2009/10, análisis de la vegetación en campo e inclinación media del recorrido de los aludes. La información obtenida ha permitido establecer cinco clases de frecuencia anual de alud: muy baja ($<0,01 - 0,1$); baja ($0,1 - 1$); moderada ($1 - 2,5$); alta ($2,5 - 10$); y muy alta ($10 - 25$). En general, las zonas de camino en las que se registra una frecuencia moderada, alta y muy alta son aquellas en las que discurre junto a escarpes rocosos con una pendiente media $>30^\circ$.

En relación a la intensidad de los aludes (W) se han establecido unos valores de ponderación de 1, 5 y 10 según la longitud

del alud desde la zona de inicio hasta el camino, tipo de recorrido y daños potenciales que pueden ocasionar.

$W = 1$ en aquellas zonas en las que se producen purgas, aludes de intensidad baja con un recorrido inferior a 50 m y un volumen menudo de nieve movilizada, que aunque son relativamente inofensivas para las personas pueden representar un riesgo de daños mínimo el cual se debe considerar; $W = 5$ en aquellas zonas del camino afectadas por aludes pequeños, de entre 50 - 100 m de longitud, con una intensidad media derivada de un recorrido no canalizado como consecuencia del tránsito por vertientes planas y que comienzan a ser capaces de enterrar, lesionar o matar a una persona; $W = 10$ en aquellas zonas en las que los aludes son capaces de enterrar, lesionar o matar a una persona, siendo de intensidad alta

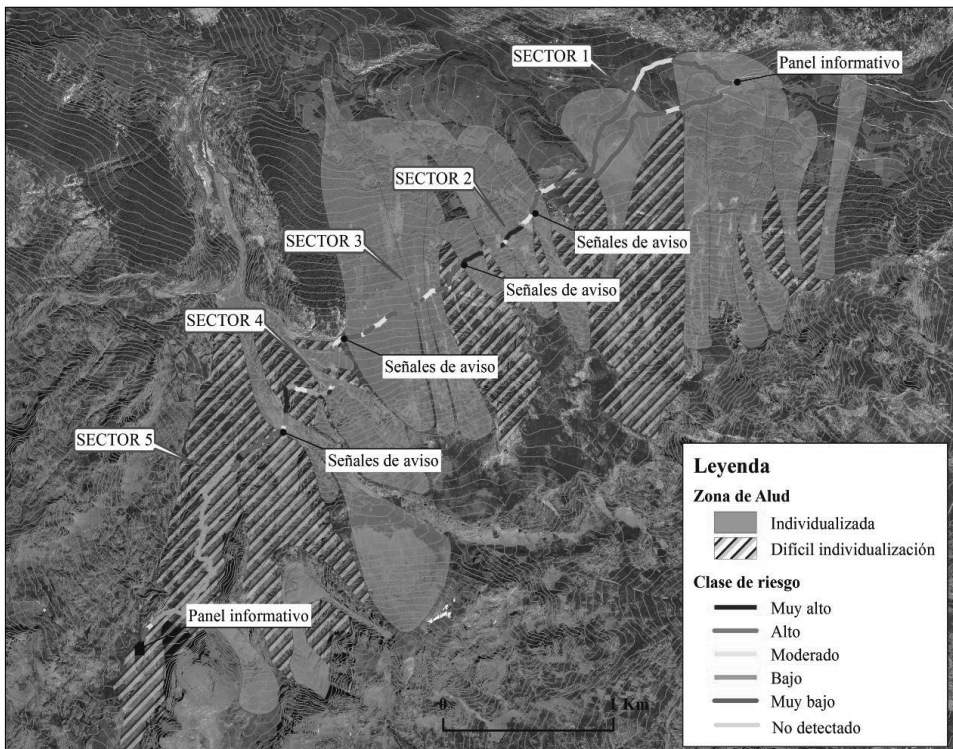


Fig. 2. Zonas de Aludes y clase de riesgo por alud que afecta al camino PR-PNPE 21 con medidas de mitigación propuestas según los sectores de riesgo diferenciados.

debido a un recorrido canalizado y/o grandes dimensiones, tanto en longitud como en volumen de nieve movilizado. En cuanto a los elementos expuestos al peligro se ha constatado una clara concentración de los visitantes hacia el fin de semana (viernes, sábado y domingo) con un volumen medio de 9 personas en el periodo, y en Semana Santa (jueves, viernes y sábado) con un volumen de 200 transeúntes en el periodo. Para el conjunto de la temporada invernal, de noviembre a mayo, el número estimado mínimo de transeúntes es de 500. Por lo que respecta al tiempo de exposición a los aludes ha sido calculado, considerando 3, 4,5 y 6 horas por trayecto de camino. Dada la variabilidad de los elementos tenidos en cuenta en análisis del riesgo se han planteado diferentes escenarios probables. Como resultado se ha obtenido un valor del IRA en general bajo para el conjunto de temporada invernal, moderado en determinadas situaciones de exposición prolongada al peligro, y alto cuando se produce una gran concentración de personas en poco tiempo. Además, a lo largo del segmento PR-PNPE 21 objeto de estudio se han diferenciado cinco sectores de riesgo definidos a partir del nivel de riesgo más alto y/o combinación de clases de riesgo más representativo y de las características geomorfológicas del área por la que transcurre (Fig. 2). Del conjunto de PR-PNPE 21 objeto de estudio un 8.1 % presenta un riesgo muy alto, un 5 % riesgo alto, un 7.5 % riesgo moderado, un 26.6% riesgo bajo, un 43.8% riesgo muy bajo y sólo un 9% riesgo no detectado (Fig. 2).

En estas circunstancias las medidas destinadas a mitigar y gestionar el riesgo de aludes durante toda la temporada invernal deben ir en la línea de informar y concienciar al usuario del riesgo existente con el fin de reducir la vulnerabilidad y la exposición ante el peligro. Alguna de estas medidas puede ser la instalación de paneles informativos permanentes situados a ambos extremos del PR-PNPE 21 y señales de aviso de entrada y salida de los sectores del camino con alto riesgo de alud para evitar

detenerse en dichas zonas (Fig. 2). Estas medidas podrán ir acompañadas de otras de carácter temporal, como es el cierre del camino o la sugerencia de caminos alternativos con menor riesgo trazados según estudios como el presente, apoyados en una predicción temporal del peligro de aludes.

Hay una clara tendencia hacia un incremento generalizado del número de visitantes en el Parque Nacional de los Picos de Europa en temporada invernal. En consecuencia, en el caso de que no se lleven a cabo medidas de mitigación del riesgo se prevé que el valor del IRA vaya en aumento.

Agradecimientos

La elaboración de este trabajo ha sido posible gracias al apoyo del Grupo de Aludes del Institut Geològic de Catalunya, Glòria Furdada, Peter Schaerer, Tomás Fernández, Pedro Fernández, Alberto Mediavilla, y de todos los vecinos de Sotres, Bulnes y Tielve, en especial de Alfonso, Kika, Esperanza, Rosa y Colás. Con el soporte del grupo de investigación consolidado RISK NAT 2009GR/520 subvencionado por el DIUE de la Generalitat de Catalunya.

REFERENCIAS

- Avalanche Task Force. 1974. Report on Findings and Recommendations, Appendix II. British Columbia Department of Highways, Victoria, B.C., Canada.
- CEMAGREF. 1981. Plan de zones exposées aux avalanches. Ministère de l'Agriculture, France.
- Oller, P., Martí, G. y Marturià, J. 1998. New methods applied to avalanche mapping. *Proceedings of the Second Congress on Regional Geological Cartography and Information Systems*, Barcelona, 211-215.
- Owens, I.F. y Fitzharris, B.B. 1989. Assessing avalanche-risk on walking tracks in Fjorland, New Zeland. *Annals of Glaciology*, 13, 231-236.
- Vada, J.A., Frochoso, M. y Vilaplana, J.M. [en prensa]. Evaluación y cartografía del riesgo de aludes en el camino PR-PNPE 21 de acceso a la Vega de Urriellu, Picos de Europa (noroeste de España). *Cuaternario y Geomorfología*.

DESARROLLO DE UN SISTEMA DE ALERTA TEMPRANA POR RIESGO DE TEMPORALES MARINOS: APLICACIÓN A LA COSTA DE CÁDIZ

Development of an early warning system for marine storm risk: Application to Cadiz coast

J. Benavente ⁽¹⁾, T.A. Plomaritis ⁽¹⁾, L. Del Río ⁽¹⁾, G. Anfuso ⁽¹⁾, F.J. Gracia ⁽¹⁾

(1) Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Cádiz. Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales. Avda. República Saharaui s/n 11510 Puerto Real (Cádiz, España). javier.benavente@uca.es.

Abstract: Natural disasters in coastal areas have devastating effects; in addition, climate change implicates high uncertainty as to how extreme events will behave in the future, particularly regarding the magnitude and duration of coastal storms. In this context, the ability to predict the arrival of coastal storms is a valuable tool for civil protection agencies. Current meteorological and oceanographic models can develop predictions up to three days in advance that can be integrated into coastal morphodynamic models such as XBeach, allowing forecasting of morphological impacts. Within the European MICORE project a generic structure of Early Warning System (EWS) for coastal storms was designed. The prototype EWS is operated on-line, providing daily predictions of storm impact indicators. This prototype lays the foundation for greater scale EWSs, by using a generic structure adaptable to different coastal environments and free and open-source software; this also allows the adaptation of the EWS functionality to the needs of the end-users.

Palabras clave: Sistema de Alerta Temprana, temporales marinos, riesgos costeros, Cádiz.

Key words: Early Warning System, marine storms, coastal risk, Cadiz.

1. INTRODUCCIÓN

Los temporales constituyen los episodios que provocan los cambios más dramáticos y de mayor entidad en las zonas costeras (Ferreira, 2005). Tienen un papel fundamental en la evolución costera a largo plazo, a pesar de que su actuación se restringe a cortos intervalos de tiempo (Morton et al., 1995). Asociados a estos cambios morfológicos, los temporales causan un fuerte impacto socioeconómico, de forma que se encuentran entre los procesos generadores de riesgo más importantes. En este sentido, a la acción de los temporales se añade la alta densidad de población de las zonas litorales. En la Unión Europea, en los últimos 50 años la población de los municipios costeros se había duplicado hasta alcanzar 70 millones de personas en el año 2001 (EUROSION, 2004). Esta concentración de la población en el litoral está produciendo un incremento en los riesgos asociados a los temporales.

En este contexto, la capacidad de predecir eventos costeros resulta de gran utilidad para que las agencias de protección civil puedan, en caso necesario, adoptar las medidas adecuadas de reducción del riesgo. Los actuales avances en modelización climática permiten predecir la llegada, intensidad y otras variables de los temporales costeros con una antelación aproximada de hasta tres días. Trabajar con estas predicciones permitiría conocer y difundir en tiempo real los resultantes impactos morfológicos y escenarios de riesgo costero.

En este ámbito se desarrolló el proyecto MICORE (*Morphological Impacts and COastal Risks induced by Extreme storm events*), una iniciativa europea que implicó a 16 centros de investigación, empresas e instituciones de nueve países. El objetivo general del mismo consistió en desarrollar un prototipo de sistema de alerta temprana *on-line* para la predicción del impacto morfológico causado por temporales marinos, con el fin de apoyar las

estrategias de mitigación de protección civil. En este trabajo se presenta el prototipo realizado en la costa de Cádiz.

2. ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio se encuentra localizada en el sector externo de la Bahía de Cádiz (Fig. 1), en el SO de la península Ibérica y enfrentada al Océano Atlántico. Se trata de una costa baja de dirección NNO-SSE. Los ríos más importantes que desembocan en la zona son el Guadalquivir y el Guadalete, ambos al norte del área estudiada.



Fig. 1. Localización de la zona de estudio, en el sector meridional de la ciudad de Cádiz.

Es una costa de tipo mesomareal con un rango medio de 3,2 m para mareas vivas y 1,1 m para mareas muertas. Los vientos dominantes son del ESE (19%) y ONO (12,8%), lo que junto con la orientación de la costa hace que el oleaje provenga del tercer y cuarto cuadrantes, creando una corriente de deriva con dirección SE. La altura de ola significativa media es inferior a 1 m, considerándose condiciones de temporal las alturas superiores a 1,5 m, por lo que la zona puede considerarse como de baja energía. Dichos temporales están concentrados entre los meses de noviembre y marzo.

La playa objeto de estudio está situada sobre una barrera arenosa que une los

afloramientos rocosos que constituyen las ciudades de Cádiz y San Fernando. Los contornos batimétricos son en general paralelos a la línea de costa, generando una pendiente suave salvo en las zonas de afloramientos rocosos, también paralelos a la costa y que controlan en gran medida el flujo de energía sobre la misma.

La sección estudiada se encuentra en el entorno de la ciudad de Cádiz, y se divide en dos playas diferenciadas a lo largo de unos 3500 m, lo que ha permitido estudiar el efecto de los temporales sobre dos tipos de ambientes. La zona norte, constituida por la playa de La Victoria, es una playa urbana limitada en su parte trasera por un paseo marítimo. La zona sur, playa de Cortadura, es una playa semi-natural limitada en su parte posterior por dunas estabilizadas por tablestacados. En general ambas zonas son playas de tipo intermedio-disipativo, compuestas por arenas finas-medias, que están caracterizadas por amplias zonas de surf y por rompientes en derrame. Ambas playas sufren una importante presión turística, concentrada durante los meses estivales.

3. METODOLOGÍA

La creación de un sistema de alerta necesitó en primer lugar la aplicación de un modelo capaz de predecir los cambios morfológicos de una playa bajo los efectos de un temporal. En este caso el modelo utilizado fue el XBeach (Roelvink et al., 2009). Dicho modelo incluye fenómenos como la rotura y rebase de sistemas dunares, lo que permite simular los procesos de inundación de forma muy aproximada a las condiciones reales. El modelo hubo de ser calibrado para las condiciones específicas de la costa estudiada (Van Dongeren et al., 2009). Para ello, se realizaron campañas topográficas mediante DGPS antes y después de los temporales durante los inviernos de 2008-2009 y 2009-2010, así como batimetrías de carácter estacional.

La realización de las predicciones necesita

un constante suministro de datos sobre las condiciones energéticas. Para ello, se realizó el acoplamiento del modelo al Sistema de Predicción Local de Oleaje realizado para la autoridad portuaria de la Bahía de Cádiz, por Puertos del Estado. Dicho sistema realiza una propagación del oleaje en la zona del entorno de la Bahía de Cádiz mediante la utilización del modelo SWAN. Con ello se introducen las variables de agitación con un horizonte de predicción de 72 horas. Por otro lado, la salida de la citada propagación incluye las predicciones del nivel del mar, realizadas por el mismo organismo.

Con estas predicciones se modela el alcance del oleaje (*run-up*), incluyendo al mismo tiempo los cambios topográficos que se producen en la playa. El objeto de este cálculo es identificar la anchura de la playa seca, que fue considerado el indicador de impacto de temporal para esta zona. Dicha elección se debió tanto a criterios de seguridad (posible necesidad de evacuación de la playa) como a criterios económicos (pérdida de playa seca, daños a infraestructuras).

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Se desarrolló una estructura genérica para un Sistema de Alerta Temprana (EWS) de riesgo costero, adaptable a diferentes áreas como prototipo de EWS. La estructura de dicho sistema está basada en cinco módulos.

Un módulo de observación, donde se recopilan las medidas de condiciones meteorológicas, oleaje, marea meteorológica y perfil inicial de playa necesarias para la modelización numérica.

Un módulo de predicción, que incluye las predicciones del modelo numérico (XBeach).

Un módulo de apoyo a la toma de decisiones, con herramientas para ayudar en la toma de decisiones sobre el riesgo (indicadores del impacto de temporales y mapas de peligrosidad).

Un módulo de alerta, donde se lanzan

avisos en función de determinados umbrales específicos para cada zona.

Un módulo de visualización, que muestra información *on-line* (<http://www2.uca.es/serv/micore/>) para los usuarios (Fig. 2).



Fig. 2. Aspecto del sistema de alerta online para la playa La Victoria (Cádiz), con los niveles de riesgo: sin riesgo (verde), riesgo medio (amarillo) y riesgo alto (rojo).

Este sistema de alerta temprana trabaja en modo *on-line* y ejecuta diariamente la mencionada cadena de módulos. Este funcionamiento diario, al contrario de los casos en los que únicamente se predicen condiciones extremas, resulta crucial para probar la robustez del sistema y aumentar la confianza de los usuarios finales en su fiabilidad general.

Un aspecto crítico revelado por el proyecto es que en la actualidad muy pocos países europeos cuentan con esquemas de protección civil para el riesgo por temporales costeros. Los escasos protocolos existentes se basan en alertas meteorológicas, que no siempre tienen en cuenta la vulnerabilidad de una determinada zona costera y sus características particulares (como el tipo de morfología o el grado de urbanización). Una de las razones de la ausencia de este tipo de esquemas para temporales costeros, al contrario de lo que sucede en las inundaciones en zonas continentales, es el escaso contacto entre los usuarios finales

que toman las decisiones sobre protección civil y los científicos y técnicos expertos con conocimiento acerca de los procesos que tienen lugar en la costa.

En este proyecto se buscó activamente impulsar una mayor cooperación entre los expertos costeros y los usuarios finales, colaborando a lo largo del proyecto. Esta cooperación consistió en el mantenimiento de reuniones para tratar las necesidades de los usuarios finales. En este caso fueron precisamente dichos usuarios los que propusieron algunos de los indicadores del impacto de temporal que se incorporaron al EWS. De esta forma, los EWS resultantes (uno para cada zona piloto del proyecto) están contruidos a la medida de las necesidades de los responsables que han de tomar las decisiones, y por tanto es más probable que puedan adoptarse como una herramienta del día a día. Sin embargo, en el caso particular de Cádiz se ha visto cómo las necesidades están más centradas en el uso estival de la playa y su gestión a medio-largo plazo, siendo los riesgos por inundación un problema secundario para muchas de las administraciones, debido a sus elevados periodos de retorno (Del Río et al., 2012).

5. CONCLUSIONES

En el proyecto descrito en este trabajo se han conseguido innovaciones significativas en el ámbito de la gestión del riesgo por temporales costeros y de los esquemas de protección civil en zonas litorales. El desarrollo de un sistema de alerta temprana operacional para el riesgo por temporales costeros demuestra que es factible realizar una herramienta *on-line* basada en la adquisición de datos en tiempo real y su integración en diversos modelos hidrodinámicos y morfológicos. Este tipo de prototipos sientan las bases para una mayor expansión, mediante la adopción de los principios descritos a continuación.

Utilizar una estructura genérica adaptable a una variedad de ambientes costeros diferentes.

Emplear programas libres y de código abierto sin necesidad de licencias comerciales.

Adaptar las funcionalidades de los EWS a las necesidades de los usuarios finales.

Se recomienda la asignación de recursos para el desarrollo de dichos sistemas a nivel regional, nacional y europeo. Estos sistemas podrían unirse a los ya existentes, como los esquemas de alerta para inundación terrestre. Asimismo, el seguimiento continuo de futuros temporales costeros empleando sistemas precisos resulta crucial para profundizar en la comprensión de la vulnerabilidad de nuestras costas, avanzando en el desarrollo de los EWS.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al grupo RNM-328 del PAI y a los proyectos FP7-ENV-2007-1-202798 y CGL 2011-25438. Se agradece a Puertos del Estado toda la colaboración y facilidades prestadas.

REFERENCIAS

- Del Río, L., Plomaritis, T.A., Benavente, J., Valladares, M. y Ribera, P. 2012. Establishing storm thresholds for the Spanish Gulf of Cádiz coast. *Geomorphology* 143-144, 13-23.
- EUROSION 2004. *Living with coastal erosion in Europe: Sediment and Space for Sustainability, Part VII* –Guidance document for quick hazard assessment of coastal erosion and associated flooding.
- Ferreira, O. 2005. Storm groups versus extreme single storms: predicted erosion and management consequences. *Journal of Coastal Research* S142, 221-227.
- Morton, R.A., Gibeaut, J.C. y Paine, J.G. 1995. Meso-scale transfer of sand during and after storms: implications for prediction of shoreline movement. *Marine Geology* 126, 161-179.
- Roelvink, J.A., Reniers, A., van Dongeren, A., van Thiel de Vries, J., McCall, R. y Lescinski, J. 2009. Modeling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands. *Coastal Engineering* 56, 1133-1152.
- Van Dongeren, A. et al. 2009. MICORE: Dune erosion and overwash model validation with data from nine European field sites. En Mizuguchi, M. y Sato, S. (Eds.): *Proceedings of Coastal Dynamics 2009*, Tokyo, paper nº 82, 1-15.

DESARROLLO DE MAPAS DE PELIGROSIDAD POR TEMPORALES COSTEROS: APLICACIÓN DE MODELOS EMPÍRICOS Y NUMÉRICOS EN LA PLAYA DE LA VICTORIA (CÁDIZ)

Development of coastal storm hazard maps: Application of numerical and empirical models in La Victoria beach (Cadiz)

L. del Río ⁽¹⁾, T.A. Plomaritis ⁽¹⁾, J. Benavente ⁽¹⁾

(1) Dpto. CC. Tierra, Universidad de Cádiz. Av. República Saharaui s/n 11510 Puerto Real, Cádiz. laura.delrio@uca.es

Abstract: Storms constitute an important source of risk in coastal zones. A comparison between different methods for creating storm hazard maps was performed in La Victoria beach (Cádiz). Maximum wave run-up was calculated for storms with diverse return periods, using an empirical model, based on literature and on an experimental correlation between storm surge and wave height, and a numerical model (XBeach), used for simulation of wave processes and beach profile changes. GIS tools were applied for combining water level and a LiDAR DEM of the area, obtaining the maximum run-up line and the dry beach width, which is the basis for the hazard maps. Results show that total wave run-up is more accurately simulated by the numerical model, while the empirical model is adequate for calculating erosive run-up but underestimates the flood risk. The maps were integrated in a prototype early warning system within the European MICORE project.

Palabras clave: marea meteorológica, inundación costera, modelos costeros, mapas de riesgo, Cádiz

Key words: storm surge, coastal flooding, coastal models, risk maps, Cadiz

1. INTRODUCCIÓN

Los temporales constituyen una de las principales fuentes de riesgo en zonas costeras, generando con frecuencia erosión, inundación y daños a infraestructuras, por lo que es importante contar con herramientas que permitan predecir y reducir estos efectos. En este trabajo se presenta la comparación de dos metodologías para la realización de mapas de peligrosidad de temporales costeros, aplicadas a una playa de la provincia de Cádiz y enmarcadas en los objetivos del proyecto europeo MICORE.

El área de estudio, el sector sur de la playa urbana de La Victoria (Cádiz), se extiende unos 1.200 m a lo largo del límite externo de la Bahía de Cádiz (Fig. 1). Es una costa mesomareal donde el oleaje de viento y de fondo procede generalmente del O y SO, presentando una altura significativa media inferior a 1 m, que durante los temporales invernales puede superar los 4 m (Benavente et al., 2000).

La playa, de arena media y con un carácter disipativo, está respaldada por un paseo

marítimo y numerosas construcciones, con dunas en su extremo sur (en el límite con la playa de Cortadura).



Fig. 1. Localización de la zona de estudio, en el sector meridional de la ciudad de Cádiz.

En esta zona los temporales causan periódicamente daños significativos en la playa y en las infraestructuras costeras (Del

Río et al., 2012).

2. METODOLOGÍA

Los mapas de peligrosidad se basaron en el cálculo del máximo alcance (*run-up*) del oleaje para temporales de distintos períodos de retorno (10, 50 y 100 años), según dos aproximaciones diferentes.

Por un lado, se aplicó un modelo empírico considerando la cota de inundación como la suma de marea astronómica, marea meteorológica (*storm surge*) y apilamiento asociado al oleaje (Benavente et al., 2006). Se consideraron mareas vivas mensuales, y la componente del oleaje se calculó mediante la expresión de Holman (1986) modificada por Komar (1998). Los parámetros del oleaje se obtuvieron de la base de datos SIMAR-44 del proyecto HIPOCAS y de las características del régimen extremal en Cádiz (Puertos del Estado, 2006). La pendiente de la playa se calculó sobre 3 perfiles topográficos de la zona de estudio, medidos con DGPS y representativos de su morfología invernal. El *storm surge* se obtuvo de una correlación experimental con la altura de ola, elaborada previamente para la zona de estudio (Del Río et al., 2012).

Por otro lado, se utilizó el modelo numérico de código abierto XBeach (Roelvink et al., 2009) para simular los procesos de oleaje y los cambios en el perfil de playa. El modelo se calibró para el área de estudio (van Dongeren et al., 2009) y se aplicó sobre la topografía de los perfiles. Los parámetros de oleaje, marea y *storm surge* para cada periodo de retorno fueron los mismos que en el caso anterior, y se aplicó un bucle de realimentación del modelo por cambios morfológicos.

En ambos casos se emplearon herramientas SIG para superponer la cota de inundación obtenida sobre la topografía de la zona, mediante un MDT derivado de un vuelo LiDAR. De esta forma se obtuvo la posición de la línea de alcance del oleaje sobre la playa, y con ello la anchura de playa seca, correspondiente a la distancia

horizontal entre la línea de *run-up* y la base del paseo marítimo o el pie de las dunas. Esta distancia, medida en secciones de 10 m a lo largo de la zona, se clasificó en tres intervalos para asignar los niveles de peligrosidad. La anchura de playa seca constituye así el parámetro básico de los mapas, ya que se considera que garantiza la existencia de espacio suficiente, tanto para el uso recreativo de la playa como para la seguridad de los visitantes.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la Fig. 2 se muestra el mapa correspondiente a un temporal con 10 años de periodo de retorno, donde aparecen la línea de *run-up* y la anchura de la playa seca con el nivel de riesgo asociado, calculados mediante el modelo empírico.

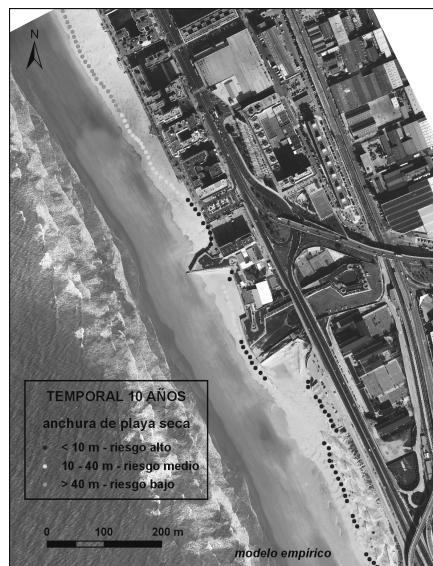


Fig. 2. Línea de *run-up* del oleaje para un temporal de 10 años de periodo de retorno según el modelo empírico. El color de los puntos representa la anchura de playa seca resultante, y el nivel de peligrosidad asociado. Imagen de fondo: ortofotografía de Diciembre de 2008.

Se observa cómo el *run-up* en la zona norte del área de estudio es sólo ligeramente superior a la línea de pleamar que se observa en la foto, correspondiente a una marea media en condiciones de bonanza invernales. Sin embargo, parece razonable

plantear que un temporal con período de retorno de 10 años en pleamares vivas debería generar una penetración del oleaje muy superior. De hecho, las observaciones de campo realizadas en la zona durante la secuencia de temporales del invierno 2009-2010 muestran que oleajes de temporal con periodo de retorno inferior a 3 años causaron la llegada del *run-up* hasta el muro del paseo marítimo y hasta las dunas de la zona sur (Fig. 3 y 4), produciendo daños importantes por inundación.



Fig. 3. Incidencia del oleaje sobre el paseo marítimo en el centro del área de estudio, durante un temporal con periodo de retorno inferior a 3 años, en Marzo de 2010.



Fig. 4. Inundación de servicios de playa en la zona sur del área de estudio, durante un temporal con periodo de retorno inferior a 3 años, en Enero de 2010.

El resultado del modelo empírico para un periodo de retorno de 100 años tampoco se ajusta a la realidad, especialmente en la zona norte (Fig. 5), donde se aprecia que, según este modelo, ni siquiera en un temporal tan extremo podría llegar el oleaje hasta el paseo marítimo. En cambio, al aplicar el modelo numérico XBeach se observa que para un temporal con periodo de retorno de 10 años (Fig. 6) ya aparece la totalidad de la playa inundada, con el *run-up* llegando hasta el paseo marítimo y las dunas, y quedando la anchura de playa seca

reducida a cero en pleamar viva. Este resultado está validado por las mencionadas observaciones de campo. En la zona sur, la altura del paseo marítimo y de las dunas es tan elevada que impide su desbordamiento por el nivel del mar incluso en temporales extremos con periodos de retorno de 100 años.

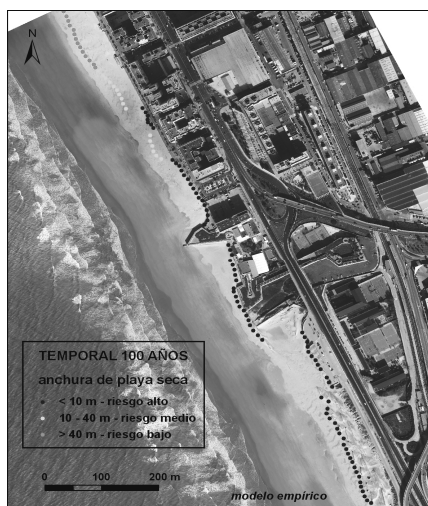


Fig. 5. Alcance del oleaje para un temporal de 100 años de periodo de retorno según el modelo empírico.

La subestimación de la cota de inundación obtenida mediante el modelo empírico se puede asociar fundamentalmente a que la formulación empleada para el apilamiento por oleaje calcula el denominado *run-up* efectivo, que es la penetración del oleaje que causa erosión en la playa. Sin embargo, no es adecuada para el cálculo del alcance total del oleaje (Plomaritis et al., 2011), que si bien no causa erosión en la parte alta de la playa, puede generar inundación y otros efectos negativos.

Por otro lado, en la penetración total del oleaje es fundamental la morfología de la playa, que se modifica constantemente por el oleaje incidente. Por este motivo resulta de gran utilidad el empleo de un modelo numérico como XBeach, que permite retroalimentar las simulaciones con la morfología del perfil de playa resultante de las simulaciones anteriores. En este sentido, los mencionados temporales de

2009-2010 causaron grandes daños en la zona de estudio, a pesar de que la altura significativa media del oleaje no fue extremadamente alta (entre 2,6 y 3,5 m). Los daños se debieron principalmente a la acción de varios grupos de temporales que se extendieron (con cortas interrupciones) a lo largo de más de dos meses, con prolongadas situaciones de baja presión atmosférica y por tanto elevadas mareas meteorológicas (Del Río et al., 2012). Las playas erosionadas por los primeros temporales favorecieron la inundación de las infraestructuras situadas en la trasplaya en los eventos subsiguientes.

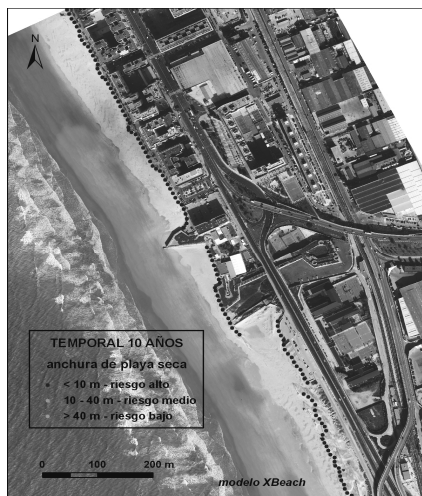


Fig. 6. Alcance del oleaje para un temporal de 10 años de periodo de retorno según el modelo numérico XBeach.

4. CONCLUSIONES

Se han comparado dos modelos para evaluar la peligrosidad asociada al *run-up* del oleaje durante los temporales en la playa de La Victoria (Cádiz). Los modelos clásicos tienden a subestimar la cota de inundación, mientras que el modelo numérico XBeach calibrado para la zona y realimentado con datos morfológicos, junto con el uso de datos topográficos de detalle, permite simular de manera adecuada el alcance total del oleaje y evaluar con mayor fiabilidad el nivel de peligrosidad. En un futuro se pretende ampliar la zona de estudio a la totalidad de la playa urbana,

añadiendo el análisis de otros factores como el rebasamiento del muro del paseo marítimo en cotas bajas y la consiguiente inundación de zonas urbanas.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al grupo RNM-328 del PAI y a los proyectos FP7-ENV-2007-1-202798 y CGL 2011-25438. Se agradece a Puertos del Estado la cesión de los datos de oleaje, y a G. Anfuso, N. Rangel y M. Valladares su ayuda en el trabajo de campo.

REFERENCIAS

- Benavente, J., Del Río, L., Gracia, F.J. y Martínez, J.A. 2006. Coastal flooding hazard related to storms in Valdelagrana spit (Cadiz Bay Natural Park, SW Spain). *Continental Shelf Research* 26, 1061-1076.
- Benavente, J., Gracia, F.J. y López-Aguayo, F. 2000. Empirical model of morphodynamic beachface behaviour for low-energy mesotidal environments. *Marine Geology* 167 (3-4), 375-390.
- Del Río, L., Plomaritis, T.A., Benavente, J., Valladares, M. y Ribera, P. 2012. Establishing storm thresholds for the Spanish Gulf of Cádiz coast. *Geomorphology* 143-144, 13-23.
- Holman, R.A. 1986. Extreme value statistics for wave run-up on a natural beach. *Coastal Engineering* 9, 527-544.
- Komar, P.D. 1998. *Beach processes and sedimentation*. Prentice-Hall, New Jersey, 544 pp.
- Plomaritis, T.A., Del Río, L. y Benavente, J. 2011. Validating storm threshold using a single environmental parameter: The case of Cadiz coast. *Journal of Coastal Research* SI 64, 1876-1880.
- Puertos del Estado, 2006. *Extremos máximos de oleaje. Boya de Cádiz, 1983-2005*. Banco de Datos Oceanográficos Puertos del Estado, Madrid, 8 pp.
- Roelvink, J.A., Reniers, A., van Dongeren, A., van Thiel de Vries, J., McCall, R. y Lescinski, J. 2009. Modeling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands. *Coastal Engineering* 56, 1133-1152.
- Van Dongeren, A. et al. 2009. MICORE: Dune erosion and overwash model validation with data from nine European field sites. En Mizuguchi, M. y Sato, S. (Eds.): *Proceedings of Coastal Dynamics 2009*, Tokyo, paper n° 82, 1-15.

ANALYSIS OF THE 2011 TOHOKU TSUNAMI

Análisis del tsunami de Tohoku de 2011

A. Santos ⁽¹⁾, J.L. Zêzere ⁽¹⁾

(1) RISKam. Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa (Portugal). angela.santos@campus.ul.pt

Resumen: El tsunami del 2011 fue responsable de muchas víctimas y daños significativos a lo largo de la costa de Tohoku. Provocó varios incendios y la inundación de la central nuclear de Fukushima Daiichi dando lugar a un apagón en toda la región y al accidente nuclear. En este estudio, se analiza la combinación de varios desastres y se concluye que las consecuencias han sido catastróficas: en varias localidades la altura máxima de las olas del tsunami fue de 10 m, superando todas las medidas de protección costera. La inundación del tsunami superó largamente los límites previstos en los mapas de peligrosidad; 19.089 muertos y desaparecidos y más de 380.000 personas fueron evacuadas; problemas de salud ambiental y pública. Sin embargo, la preparación del Japón a los desastres naturales, junto con la firme determinación de los japoneses para volver a su vida cotidiana ha permitido una rápida recuperación en la región.

Key words: Tohoku tsunami, multi-disaster, tsunami warning system (TWS), tsunami hazard maps, recovery
Palabras clave: Tsunami de Tohoku, multi-desastre, sistema de alerta de tsunami, mapas de peligro de tsunamis, recuperación

1. INTRODUCTION

On the March 11, 2011 a magnitude 9.0 earthquake occurred offshore the Tohoku region (Fig. 1). The tsunami generated by this earthquake was the responsible for most of the damages and victims. As of February 10, 2012 the number of dead was 15,787 and missing 3,302 (NHK World, 2012).

In this study, the earthquake and its consequences are briefly presented. In addition, the role of the media is discussed. On the other hand, tsunami data (travel times and maximum water level) allow the validation of the tsunami numerical model. Finally, the mitigation of the tsunami disaster is discussed, which include analysis of tsunami hazard maps, details of evacuation process of the populations and summary of the progress in the recovery of the Tohoku region.

2. THE EARTHQUAKE AND CONSEQUENCES

The earthquake occurred offshore the northeast region of Japan, in the subduction zone between the Pacific and North American plates (Fig. 1).

Immediately after the earthquake the Fukushima Daiichi nuclear power plant (FDnpp) stopped production, with minor damage. However, when the tsunami inundated the facility caused permanent damage on the plant that triggered a massive blackout on the Tohoku region and the nuclear accident.

The immediate consequence of the non-operation of the plant was the lack of both seismic and tsunami data. Therefore, there is a large uncertainty about the detailed focal mechanism of the earthquake. Nevertheless, it was estimated that the rupture is 500 km length and 200 km width Santos (2011). The author conducted a preliminary tsunami numerical simulation by considering these dimensions, and in this study the same fault parameters will be used to validate the tsunami data.

Other immediate consequence of the malfunction of the plant was the lack of communications. Fix phones, mobiles and fax machines couldn't be used. In addition, television and radio could not be used. The earthquake also caused subsidence of the soil mainly in the Ishinomaki–Yuriage zones (see Fig. 1 for location).

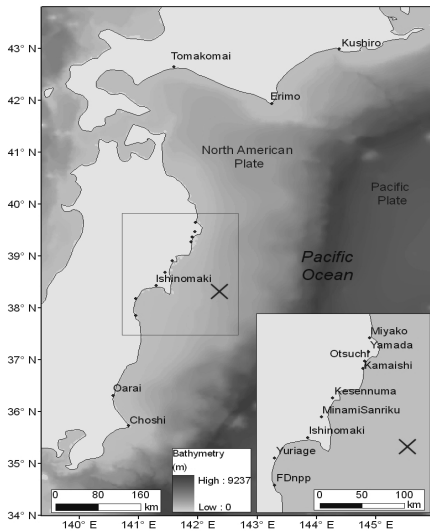


Fig. 1: Location of the epicenter and the places where travel times are considered.

3. THE ROLE OF THE MEDIA

Media in Japan is fundamental to disseminate information about the tsunami disaster on 2 major levels: before the disaster, by the tsunami warning system, and after the disaster, by long term broadcast.

The tsunami warning system showed many weaknesses and was not effective to inform accurate information about tsunami arrival times and maximum water level high. As a consequence, many people were confused about what to do.

The Japanese television NHK has been broadcasting daily information about the disaster. In this study some witness's accounts reporting the tsunami travel times were compiled in order to validate the tsunami numerical model.

4. TSUNAMI DATA

4.1. Travel times

Japan Meteorological Agency (JMA) is responsible for the management of tsunami gauge stations. However, due the malfunction of the FDnpp, there is no data from Miyako to Yuriage. Therefore,

tsunami travel times on these areas were reported by the witnesses, and compiled as presented in Table 1.

Table 1: Observed tsunami travel times.

Place	Travel time in minutes
Kushiro	48, JMA(2011)
Erimo	32, JMA (2011)
Tomakomai	54, JMA (2011)
Miyako	At least 20, Tanoya (2011)
Yamada	40, Tarou (2011)
Otsuchi	30, Usuzawa (2011)
Kamaishi	39, Inoguchi (2011)
Kesennuma	40, Ito (2011)
MinamiSanriku	40, Oikawa (2011)
Ishinomaki	40, Takahashi (2011) 30, Jou (2011)
Yuriage	70, NHKWorlda (2011)
FDnpp	51, NHKWorldb (2011)
Oarai	29, JMA (2011)
Choshi	27, JMA (2011)

4.2 Maximum water level

Post-tsunami field survey is an *in-situ* survey conducted by tsunami experts with the aim to collect clues in order to understand the tsunami features.

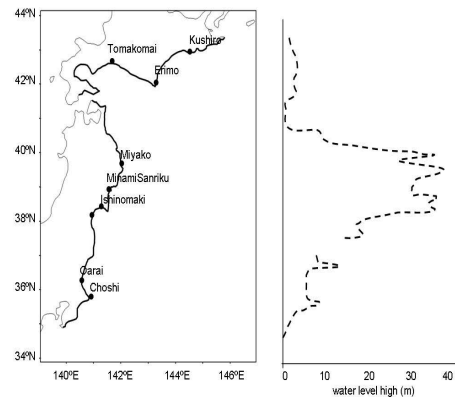


Fig. 2: Measured water level on the Hokkaido and Tohoku regions, except in the exclusion zone of the FDnpp (modified from TSJ (2011)).

When there is no tsunami gauge stations available, this technique is fundamental to provide important scientific data.

Fig. 2 shows the maximum water level measured by tsunami experts (TSJ (2011)) on the coastal areas of Hokkaido and Tohoku regions, as of August 26, 2011.

The figure may not represent the final report however as of August 16, 2011 the tsunami run-up was measured at Miyako with 39 m.

5. RESULTS OF THE TSUNAMI NUMERICAL SIMULATION

The lack of both seismic and tsunami data makes the determination of the earthquake's focal mechanism difficult. Nevertheless, Santos (2011) considered a fault 200 km by 500 km. Fig. 3 shows the modelled and observed travel times. The Figure shows that in general, the model is in agreement with both tide gauge stations and witness's accounts.

Fig. 3 also shows that the tsunami hit most of the affected coastal areas between 30 to 40 minutes after the earthquake. The modeled maximum water level is represented on Fig. 4. Although the model results are slightly overestimated at Erimo Cape and Miyako, the overall tsunami behavior is well represented by the tsunami numerical model. These results show that the tsunami was higher than 10m on most of the coastal areas on the Tohoku region.

6. MITIGATION OF THE TSUNAMI DISASTER

6.1 Tsunami hazard maps

All coastal areas are provided with tsunami hazard maps. The construction of disaster supporting buildings like schools, hospitals and evacuation centers are located outside of these areas. However, on the March 11 most of these facilities were inundated by the tsunami, causing many people to parish.

6.2. Evacuation procedures

It is estimated that 2/3 of the victims are older than 65 years old. From several witnesses' accounts most of the elderly people refused to leave their homes. Therefore, most of the victims did not even try to evacuate. However, many people escaped either by their own judgment or by

the emergency call of the local wireless disaster prevention system.

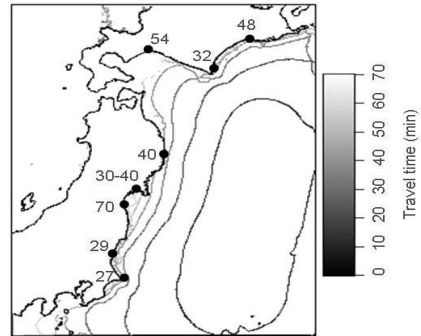


Fig. 3: Modeled and observed tsunami travel time in minutes.

On the other hand, at the time of the earthquake it was snowing on most of the affected areas. Some survivors admitted they were reluctant to go outdoors because it was cold. In addition, the coastal areas are protected by breakwaters, seawalls and gates; some survivors also admitted they were confident in the coastal defense mechanisms, since in previous large earthquakes they didn't had to evacuate due to tsunami. They only realized the urgency to evacuate when they saw the tsunami waves overtopping the seawalls.

6.3. Recovery

Since March 11, Santos et al. (2011) compiled daily information for the first 6 months, showing the recovery process started immediately after the disaster. The rescue and support to the survivors was the immediate priority, by providing shelter, food, water and medicine to those in need. Cleaning and repair of the roads and railways was another priority measurement, as well as to keep the FDnpp under control. The affected region has a long recovery process: on February 9, 2012 the repair of damaged roads and sewage systems was underway in the devastated areas. On March 7, 2012 new guidelines for buildings used as emergency tsunami shelters were drawn. Full-scale breakwater repair work started on April 6, 2012.

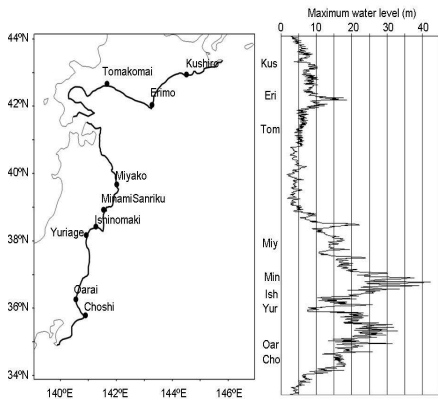


Fig. 4: Modeled maximum water level.

7. CONCLUSIONS

The tsunami caused an elevated number of casualties mainly due to: aging population, too many false alarms and over confidence in coastal defense mechanisms, lack of action from the persons (because of weather conditions at the time of the earthquake) and vulnerability of communications systems to lack of electricity.

The tsunami caused significant damage mainly because tsunami hazard maps and all the coastal mechanism defenses were not prepared for the worst case scenario.

Acknowledgements

This paper is an output of the TsuRiMa (TSUunami RiSk MAagement for spatial planning and civil protection) Project, No PTDC/CSGEO/118992/2010, Foundation of Science and Technology (FCT), Portugal. It was also financially supported by this project.

REFERENCES

Inoguchi, N. 2011. An account from Inoguchi Nobuyuki, age 58, at Kamaishi machi, Series Anohi anotoki, Morioka 6:10 PM News, NHK Iwate-Morioka branch, NHK online, broadcasted on November 21, 2011 (in Japanese).
 Ito, S. 2011. An account from Ito Seiji, at Kesenuma shi, Series Anohi watashiwa, Sendai 6:10 PM News, NHK Miyagi-Sendai Branch,

NHK online broadcasted, August 18, 2011 (in Japanese).
 JMA – Japan Meteorological Agency, 2011. The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, [http://www.jma.go.jp].
 Jou, A. 2011. An account from Jou Atushi, age 28, at Ishinomaki shi, Series Anohi watashiwa, Nr. 15, Sendai 6:10 PM News, NHK Miyagi-Sendai Branch, NHK online broadcasted on November 24, 2011 (in Japanese).
 NHK World 2011. Program NHK Special, Documenting the Japan 3/11 Disaster – the line between life and death, aired in Portugal on November 6, 2011.
 NHK World 2011. Program Science Zero-Reactor revelations: Fukushima's meltdown and hydrogen explosions explained, aired in Japan in Portugal on November 6, 2011.
 Oikawa, K. 2011. An account from Oikawa Kiyotaka, age 62, at MinamiSanriku chou, Series Anohi watashiwa, Nr. 17, Sendai 6:10 PM News, NHK Miyagi – Sendai Branch, NHK online, broadcasted on December 8, 2011 (in Japanese).
 NHK World, News, NHK World online.
 Santos, A., Zezere, J.L. and Doria, J. 2011. The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, [http://riskam.ul.pt/index.php?option=com_content&view=article&id=64&Itemid=146, as of September 11, 2011].
 Santos, A., 2011. Análise preliminar do Tsunami de Tohoku de 2011, VIII Congresso de Geografia – Repensar a Geografia para novos desafios, Tema 11: Riscos, protecção civil e ordenamento do território, 26–29 Outubro, 6 pages.
 Takahashi, B. 2011. An account from Takahashi Bumio San, at Ishinomaki shi, Series “Anohi watashiwa”, Sendai 6:10 PM News, NHK Miyagi – Sendai Branch, NHK online, broadcasted on August 4, 2011 (in Japanese).
 Tanoya, M. 2011. An account from Tanoya Hamaasami San, age 35, at Miyako shi, Series “Anohi anotoki”, Morioka 6:10 PM News, NHK Iwate - Morioka branch, NHK online, 2011 (in Japanese).
 Tarou, K. 2011. An account from Tarou Kunimitsu San, age 52, at Yamada machi, Series “Anohi anotoki”, Morioka 6:10 PM News, NHK Iwate - Morioka branch, NHK online, 2011 (in Japanese).
 TJS - The 2011 Tohoku Earthquake Tsunami Joint Survey Group, 2011. Nationwide field survey of the 2011 Off The Pacific Coast Of Tohoku Earthquake Tsunami. [www.coastal.jp/tsunami2011, as of August 26, 2011].
 Usuzawa, Y., An account from Usuzawa Yoichi San, age 62, at Otsuchi chou, Series “Anohi anotoki”, Morioka 6:10 PM News, NHK Iwate - Morioka branch, NHK online, 2011 (in Japanese).

RIESGO DE HUNDIMIENTO EN LA LAGUNA DE SANTOS MORCILLO (LAGUNAS DE RUIDERA)

Risk of collapse in the St. Morcillo Lake (Ruidera Lakes)

S. Albarracín ⁽¹⁾, J. Alcántara-Carrió ⁽¹⁾, A. Fontán Bouzas ⁽¹⁾

(1) Instituto de Medio Ambiente y Ciencias Marinas (IMEDMAR) Universidad Católica de Valencia. C/Guillem de Castro 94. Valencia 46001. silvia.albarracin@ucv.es

Abstract: The Ruidera Lakes are located along the Guadiana Valley, forming a fluvial network developed with a predominant NW-SE drainage direction on a great Mesozoic plain with quite homogeneous lithology. The lakes are the result of the precipitation of tuffaceous barriers. This paper presents a study carried out since the appearance in January 2007 of a series of cracks of metric length in St. Morcillo Lake, which have been analyzed by topographic, bathymetric, geophysical and hydrogeological surveys, carried out from 2007 to 2011. As a result, we have monitored the expansion of existing cracks and the appearance of new cracks. The study also shows the presence of large underground cavities in the northeast of St. Morcillo Lake, as well as a linear structure (a possible fault) in the central area of the lake with the same direction as the cracks. These results suggest the existence of an intense active process, with a clear potential collapse hazard in the margin of the lake, which could even affect the barrier that closes it.

Palabras clave: karst, riesgo de hundimiento, grietas, monitorización, Lagunas de Ruidera.

Key words: karst, risk of collapsing, cracks, monitoring, Ruidera Lakes.

1. INTRODUCCIÓN

Las Lagunas de Ruidera pertenecen a la región del Campo de Montiel, cobertura mesozoica del antepaís Bético en la zona más próxima al frente prebético del Arco de Cazorla-Alcaraz-Hellín (Rincón y Vegas, 1996). Está formada principalmente por materiales calcáreos, calizas y dolomías del Jurásico Inferior (Lías), en discordancia angular sobre las cuarcitas y pizarras paleozoicas que se superponen al Triásico, aflorante en grandes extensiones de arcillas impermeables así como margas y yesos (Ordóñez *et al.* 1997).

Esta región corresponde a una gran planicie, con escasas pendientes y litología bastante uniforme, sobre la cual se desarrolla una red fluvial con morfología sinuosa, poco profunda y una dirección predominante del drenaje de NO-SE que da lugar a dichas lagunas por la formación de barreras tobáceas (González Martín *et al.* 1987).

La génesis inicial de las lagunas estuvo controlada por una serie de protuberancias, compuestas por lechos de musgo que tras

alcanzar una altura daban paso a la desgasificación mecánica en una parte de la barrera, continuando su acción bioconstructiva fuera del alcance erosivo de la caída del agua (García del Cura *et al.* 1991, 1997).

Además existe una neotectónica activa caracterizada por un campo de esfuerzos ligados a una zona de fractura orientada NO-SE, llamado Accidente de Ruidera, y a otras direcciones tectónicas de cierta envergadura, como el ONO-ENE que define la hidrogeología de las mismas (Montero, 1994 y 2000, Vegas y Rincón, 1996, Rincón *et al.* 2000, 2001a, 2001b).

El objetivo fundamental de este trabajo multidisciplinar ha sido monitorizar, caracterizar a corto-medio plazo y analizar las causas de un riesgo geológico como es el hundimiento de un terreno calcáreo en ambiente lagunar. Para ello se han establecido los siguientes objetivos específicos:

- Cartografiar las grietas y su evolución.
- Detectar posibles cambios por procesos de hundimientos del fondo de la laguna.
- Determinar la estructura interna del

subsuelo.

-Analizar la hidrogeoquímica de las masas de agua de la laguna.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

Los estudios se iniciaron a partir de la aparición, en enero de 2007, de una serie de fracturas de longitud métrica en la Laguna de Santos Morcillo. Desde dicha fecha y hasta 2011 se han realizado estudios topográficos y batimétricos para la monitorización de las grietas, mediante GPS diferencial en modo stop&go y ecosonda monohaz de alta resolución (Fontan *et al.*, 2009). La morfología del fondo de la laguna se comparó en varias campañas batimétricas sucesivas para observar los posibles cambios en la profundidad de la laguna asociados a procesos de hundimientos u otros procesos geológicos activos.

Los estudios geofísicos se realizaron mediante tomografías eléctricas en la zona sumergida, para medir las diferentes respuestas del terreno según su resistencia a la propagación de las corrientes eléctricas y así determinar su estratificación y como consecuencia de ello, la predisposición a la formación de procesos cársticos subterráneos.

Por último, los análisis hidrogeológicos se realizaron mediante una sonda multiparamétrica con la que se midió la temperatura, conductividad y pH, para conocer en detalle las características hidrogeoquímicas de las aguas de la laguna y determinar las zonas de la laguna más susceptibles a la disolución.

2.1. Monitorización topográfica

Como resultado, se han obtenido 4 topobatimetrías de alta resolución. Su comparación revela que la topografía de la laguna no ha sufrido ningún cambio apreciable. La cartografía de las grietas y la batimetría están expresadas en metros sobre el nivel medio del mar, de acuerdo con la red geodésica nacional. En la Fig. 1 se muestra la campaña realizada en

septiembre de 2009.

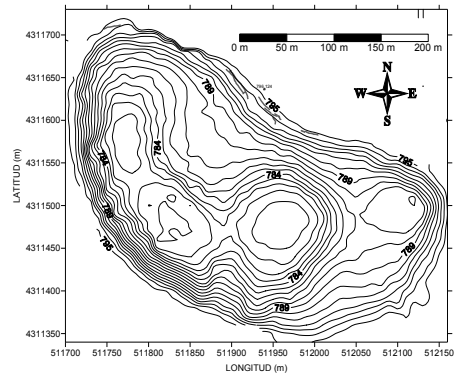


Fig. 1. Batimetría de la laguna Santos Morcillo con la posición de las grietas (líneas rojas) en septiembre de 2009.

A lo largo del periodo de estudio las grietas se han ido expandiendo de forma rápida, acercándose hacia la barrera tobácea que cierra la laguna aguas abajo. Además se han creado nuevas grietas en la cala NE y ha aparecido una grieta en la cala N. La aparición de nuevas grietas y expansión de las ya existentes implican un proceso activo e intenso a corto plazo.

Por otra parte hay que indicar que la exploración subacuática de la laguna Batana, aguas abajo de dicha barrera, no ha permitido observar presencia de procesos similares en dicho flanco de la barrera.

3. RESULTADOS

3.1. Estudio geofísico del subsuelo

Los estudios geofísicos mediante tomografías eléctricas muestran la existencia de cavidades subterráneas a distintas profundidades en la cala NE (fig.2), coincidiendo con estratos calcáreos poco cohesivos, claramente relacionados con la posición de las grietas en superficie, que indican que éstas se deben a procesos de hundimiento relacionados con cavidades subterráneas.

3.2. Perfiles Hidrológicos

El análisis temporal y espacial de los puntos de medida en las diferentes campañas dio como resultado principal que

las aguas en las proximidades de las grietas presentan valores físico-químicos diferentes a las aguas subterráneas que afloran en el manantial de la laguna (estos últimos con valores menores de temperatura, pH y conductividad).

Por tanto, no están asociadas a procesos de surgencia subterránea de agua, que podría explicar la formación de las grietas debido

a la capacidad para disolver la roca calcárea como un manantial natural, así confirmamos como hipótesis más fiable la formación de las grietas como inicio de un proceso de disolución subterránea de cavidades que daría lugar a un colapso gravitacional del techo de dichas cavidades.

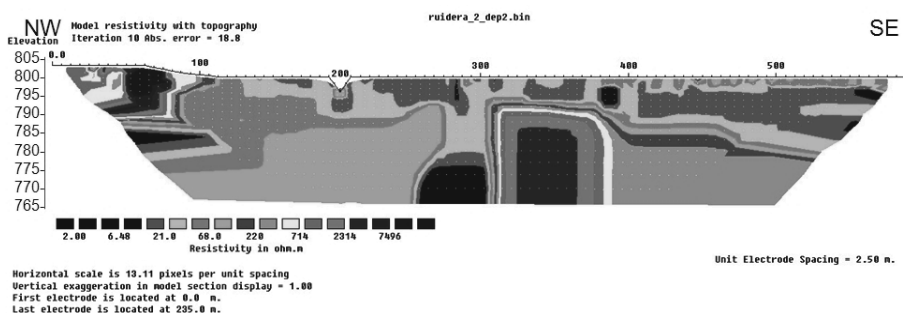


Fig. 2. Tomografía de la laguna Santos Morcillo.

4. CONCLUSIONES

Todos estos resultados permiten afirmar que se trata de un proceso activo, intenso, con un riesgo potencial claro de hundimiento en el margen de la laguna e incluso de la propia barrera que la cierra.

En las cavidades cársticas subterráneas se observa una orientación preferentemente a favor de las direcciones de las fallas neotectónicas.

Las distintas técnicas aplicadas en este trabajo para identificar el riesgo asociados a hundimiento han sido de gran utilidad para identificar las zonas susceptibles de hundimiento de la laguna.

La comparación de las batimetrías en las diferentes campañas realizadas permite afirmar que durante este periodo no se han producido procesos de hundimiento en la zona sumergida.

Los estudios geofísicos han puesto de manifiesto la existencia de cavidades

subterráneas activas de grandes dimensiones en la zona noreste de la Laguna de Santos Morcillo, aumentando su dimensión en dirección a la barrera, así como la presencia de una estructura lineal en la zona central, posiblemente una falla, con la misma dirección que las grietas.

Agradecimientos

Los autores de este trabajo agradecen a la Confederación Hidrográfica del Guadiana la financiación de este estudio, así como a la Dirección del Parque Natural de Las Lagunas de Ruidera el apoyo para su realización. Gracias también de una manera especial a INEMA Ingenieros Asesores por la participación en los estudios geofísicos, así como a los profesores Juan Antonio González (UAM) y Carlos Arteaga (UNED) por su ayuda con los estudios iniciales, al Doctor Miguel Álvarez Cabelas (CSIC) por cedernos amablemente la embarcación para poder

hacer las batimetrías en la laguna, y a todos los colaboradores en las campañas de medición en las lagunas.

REFERENCIAS

- Fontán, A., Albarracín, S. y Alcántara-Carrió, J. 2009 Estudios de erosión en costas sedimentarias mediante GPS diferencial y ecosondas monohaz/multihaz. En: Alcántara-Carrió, J., Correa, I.D., Isla, F., Alvarado, M., Klein, A.H. F., Cabrera, J.A. y Barlow, R. (Eds.): *Métodos en teledetección aplicada a la prevención de riesgos naturales en el litoral*. Servicio de publicaciones del Programa Iberoamericano de Ciencia y Tecnología para el Desarrollo, Madrid. 100-122.
- García del Cura, M.A., González Martín, J.A. y Ordóñez, S. 1991. El Parque de las lagunas de Ruidera. En González, J.A. y Vázquez, A. (Coord.): *Guía de los espacios Naturales de Castilla La Mancha*. Servicios de Publicaciones Junta de Castilla La Mancha, Toledo, 579-604.
- García del Cura, M.A., González Martín, J.A., Ordóñez, S. y Pedley, H.M. 1997. Las Lagunas de Ruidera. En García Rayego, J.L., González Cárdenas, E. (Eds.): *Elementos del medio natural en la provincia de Ciudad Real. Libro Guía de las Excursiones de las XII Jornadas de Campo de Geografía Física*, Ediciones de Castilla-La Mancha, Cuenca, 83-129.
- García del Cura, M.A., Pedley, H.M., Ordóñez, S. y González Martín, J.A. 2000. Petrology of a barrage tufa system (Pleistocene to Recent) in the Ruidera Lakes Natural Park (Central Spain). *Geotemas* 1, 359- 363.
- González Martín, J.A., Ordóñez, S. y García del Cura, M.A. 1987. Evolución geomorfológica de Las Lagunas de Ruidera (Albacete- Ciudad Real). *Estudios Geológicos* 43, 227-239.
- Montero, E. 1994. *Funcionamiento Hidrogeológico del sistema de las Lagunas de Ruidera*. Tesis Doctoral. Editorial de la Universidad Complutense, Madrid. 275 pp.
- Montero, E. 2000. Contribución al estudio de la geometría y los límites del acuífero del Campo de Montiel. *Instituto de Estudios Albacetenses "Don Juan Manuel"*, Excma. Diputación Provincial de Albacete. 177 pp.
- Rincón, P.J. y Vegas, R. 2000 Aplicación de índices geomorfológicos de actividad tectónica reciente en el antepaís Bético. *Geogaceta* 27, 139-142.
- Rincón, P.J.; Montero, E. y Vegas, R. 2001a. Contexto tectónico del "Parque Natural de las Lagunas de Ruidera" (acuifero del Campo de Montiel). *Geogaceta* 30, 131-135.
- Rincón, P.J.; Montero, E. y Vegas, R. 2001b. Marco tectónico de la unidad hidrogeológica del Campo de Montiel (Ciudad Real- Albacete, España

Central). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 14, 213-225.

Vegas, R. y Rincón, P.J. 1996. Campos de esfuerzos, deformación alpina y volcanismo neógeno-cuaternario asociado en el antepaís bético de la provincia de Ciudad Real (España Central). *Geogaceta* 19 (3), 1-34.

SESIÓN IV. MÉTODOS Y TÉCNICAS EN GEOMORFOLOGÍA

INVESTIGACIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL SUBSUELO EN ZONAS URBANAS MEDIANTE TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA DE RESISTIVIDADES (ERT) DE ALTA RESOLUCIÓN. R. Linares, M. Zarroca, C. Roqué, J. Bach, D. Carbonel, J. Guerrero, V. Rodríguez, F. Gutiérrez. **Geomorphological research of urban subsoil by means of high-resolution electrical resistivity tomography (ERT).**

EFFECTO DE FACTORES TOPOGRÁFICOS EN LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA: ANÁLISIS MEDIANTE SIG. L. Quijano, L. Gaspar, M. López-Vicente, J. Machín, A. Navas. **Effect of topographic factors on the spatial distribution of magnetic susceptibility: GIS analysis.**

NUEVA PROPUESTA PARA LA MEJORA DE LA ESTIMACIÓN DE TASAS DE EROSIÓN HÍDRICA MEDIANTE TÉCNICAS DENDROGEOMORFOLÓGICAS. J.M. Bodoque del Pozo, J.A. Ballesteros Cánovas, A. Díez Herrero, V. Ruiz Villanueva, M.E. Nadal Romero, M. Génova Fúster, J.M. Rubiales Jiménez, E. Baeza Chico M. Hernández Ruiz. **A new proposal for the improvement of sheet erosion rate estimates by means of dendrogeomorphic methods.**

DETERMINACIÓN DEL ORIGEN DEL SEDIMENTO EN SUSPENSIÓN EN UNA PEQUEÑA CUENCA AGRÍCOLA MEDITERRÁNEA: CAN REVULL, MALLORCA. J. Estrany, C. Garcia, N. Martínez-Carreras. **Determining suspended-sediment sources in a small Mediterranean agricultural catchment: Can Revull, Mallorca.**

APLICACIÓN DEL MODELO SWAT A UNA CUENCA ACARCAVADA DEL PIRINEO. L. Palazón, A. Navas. **Application of the SWAT model to a Pyrenees badland catchment.**

PROPUESTA DE MÉTODO TOPOGRÁFICO PARA EL ESTUDIO DE LA EROSIÓN EN UN CAMINO FORESTAL. Matamoros, A. Novella, F. Pros, C. Gracia, E. Pacheco, X. Úbeda. **Proposal of a topographic method for the study of erosion in an unpaved road.**

APLICACIÓN DE TÉCNICAS AVANZADAS EN GEOMÁTICA PARA EL ESTUDIO DE LA DINÁMICA SEDIMENTARIA EN CÁRCAVAS DEL PRE-PIRINEO ARAGONÉS. D. Vericat, M. Smith, J.A. López-Tarazón, A. Tena, J. Brasington, R.J. Batalla. **Badland morphology and evolution by means of the application of new geomatics technologies: a pilot study in the Aragon Pre-Pyrenees.**

DESARROLLO DE UNA METODOLOGÍA PARA LA ESTIMACIÓN DE TASAS DE EROSIÓN LAMINAR HISTÓRICAS A PARTIR DE RAÍCES EXPUESTAS Y ESCÁNER LASER TERRESTRE. Á. Gómez-Gutiérrez, S. Schnabel, J. Rubio, Á. Morales, J.J. de Sanjosé, F. Berenguer. **Developing a methodology for estimating historical sheet erosion rates using exposed roots and terrestrial laser scanner.**

TESTING A TERRESTRIAL LASER SCANNER FOR STUDYING BADLANDS DYNAMICS. VALLCEBRE (CATALAN PRE-PYRENEES). N. Perez-Gallego, T. Francke, J. Latron, S. Werth, S. Werb, F. Gallart. **Ensayo de la utilización de un equipo Laser Scan Terrestre para el estudio de la dinámica de Badlands, Vallcebre (Prepirineo Catalán).**

ESTRUCTURA Y DINÁMICA ACTUAL DEL GLACIAR DE LA PAUL (PIRINEOS): APLICACIÓN DE LASER ESCANER Y GEORADAR. I. Rico, E. Serrano, M. Del Rio, J.J. Sanjosé, J.J. Tejado Ramos. **Present day structure and dynamic of La Paul glacier (Pyrenees): Application of Laser Scanner and Ground Penetrating Radar (GPR).**

LA APLICACIÓN DE TÉCNICAS GEOMÁTICAS AL ESTUDIO DE PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS EN ALTA MONTAÑA (PIRINEOS Y PICOS DE EUROPA). J.J. de Sanjosé, E. Serrano, J. de Matías, F. Berenguer, I. Rico. **Application of geomatic techniques in the study of high mountain geomorphic processes (Pyrenees and Picos de Europa).**

CONTROL FOTOGRÁFICO DE LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA RECIENTE DE LOS MOVIMIENTOS EN MASA SOBRE EL TALUD DETRÍTICO DEL CORRAL DEL VELETA, SIERRA NEVADA, ESPAÑA. L.M. Tanarro, D. Palacios, A. Gómez-Ortiz. **Photographic control of the recent geomorphological evolution of mass movements on the Veleta cirque talus slope, Sierra Nevada, Spain.**

THE INFLUENCE OF DEM PROPERTIES IN LANDSLIDE SUSCEPTIBILITY ASSESSMENT AT A REGIONAL SCALE. R.A.C. Garcia, J.L. Zêzere, S.C. Oliveira. **Influencia de las Propiedades del Modelo Digital de Elevaciones en la evaluación de los Modelos de Susceptibilidad a Deslizamientos a escala regional.**

INTEGRATION OF PHOTOGRAMMETRIC AND LiDAR TECHNIQUES FOR LANDSLIDE EVOLUTION ANALYSIS. J. Cardenal Escarcena, J.L. Pérez García, E. Mata de Castro, T. Fernández del Castillo, M.A. Hernández Caro, J. Delgado García, A. González Díez. **Integración de técnicas fotogramétricas y de LiDAR para el análisis y evolución de deslizamientos.**

CONTRIBUCIÓN AL CONOCIMIENTO DE LA CUEVA DE EL SIDRÓN (PILOÑA, ASTURIAS) CON TÉCNICAS DE LÁSER ESCÁNER 3D. G. Santos-Delgado, J. Martínez Rubio, P.G. Silva Barroso, S. Sánchez-Moral, J.C. Cañaveras Jiménez, M. de la Rasilla Vives. **Contribution to the study of the El Sidron Cave (Piloña, Asturias) with 3D laser scanner techniques.**

DETECCIÓN AUTOMÁTICA DE DEPRESIONES UTILIZANDO EL MODELO DIGITAL DEL TERRENO Y SU APLICACIÓN A LA CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA. J.J. Durán, E. Pardo-Igúzquiza, P.A. Robledo. **Automatic detection of depressions using digital terrain models and their application in geomorphological mapping.**

EXTRACCIÓN AUTOMÁTICA DE MDT A PARTIR DE DATOS PROCEDENTES DE LÁSER ESCÁNER (ESPADA). E. Rodríguez-Caballero, S. Chamizo, A. Afana, A. Solé-Benet, Y. Cantón. **Automatic digital terrain model extraction from terrestrial laser scanner data (Espada).**

APLICACIÓN DE MODELOS DIGITALES DEL TERRENO GENERADOS A PARTIR DE TECNOLOGÍA LIDAR EN LA CARACTERIZACIÓN DE ZONAS INUNDABLES. J. Crespo, R. Menéndez, E. Fernández. **LIDAR derived digital terrain model applications in the characterization of floodplains.**

ESTIMACIÓN DE LA CUBIERTA NIVAL EN SIERRA NEVADA A PARTIR DE IMÁGENES LANDSAT. B.M. Santos, A. Gómez-Ortiz, J. Cristóbal-Rosselló, D.K. Hall, M. Sálva-Catarineu, F. Salvador-Franch. **Snow cover assessment in the Sierra Nevada from Landsat imagery.**

¿ES ÚTIL LA INFORMACIÓN GEOGRÁFICA PÚBLICA (LiDAR Y CARTAS NÁUTICAS) COMO INSTRUMENTO DE ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO? EJEMPLOS EN VALLES FLUVIALES Y PLATAFORMA CONTINENTAL DEL MARGEN CANTÁBRICO. E. Iriarte, M. Arriolabengoa, M. del Val, P. Iridoi, M. López-Horgue, A. Aranburu, **Is Public geographical data (LiDAR and nautical charts) useful for geomorphological research?: Examples from fluvial valleys and the continental shelf of the Cantabrian margin.**

INVESTIGACIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL SUBSUELO EN ZONAS URBANAS MEDIANTE TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA DE RESISTIVIDADES (ERT) DE ALTA RESOLUCIÓN

Geomorphological research of urban subsoil by means of high-resolution electrical resistivity tomography (ERT)

R. Linares ⁽¹⁾, M. Zarroca ⁽¹⁾, C. Roqué ⁽²⁾, J. Bach ⁽¹⁾, D. Carbonel ⁽³⁾, J. Guerrero ⁽³⁾,
V. Rodríguez ⁽³⁾, F. Gutiérrez ⁽³⁾

(1) Departamento de Geología. Universitat Autònoma de Barcelona. mario.zarroca.hernandez@uab.cat

(2) Departamento de Ciencias Ambientales. Universitat de Girona.

(3) Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza.

Abstract: This work illustrates the practicality of Electrical Resistivity Tomography (ERT) in geomorphological studies carried out in urban environments. The most relevant methodological aspects are discussed, including the use of non-conventional electrodes and adequate interelectrode spacings. The results obtained in different geomorphological investigations focused on the identification and characterization of landslides, Quaternary faults and active sinkholes in the urban areas of Terrassa (Barcelona), Amer (Girona) and Zaragoza, respectively, are presented.

Palabras clave: Tomografía eléctrica de resistividades (ERT), Geofísica urbana, Deslizamiento, Dolina, Falla activa.

Key words: Electrical resistivity tomography (ERT), Urban geophysics, Landslide, Sinkhole, Active fault

1. INTRODUCCIÓN

Desde hace aproximadamente dos décadas, la exploración del subsuelo mediante técnicas geofísicas constituye una metodología de trabajo frecuente en las investigaciones geomorfológicas. No obstante, en zonas urbanas, las limitaciones físicas y las condiciones de trabajo existentes (*urban noise*) dificultan o incluso restringen la aplicación de la mayoría de los métodos. Éste es el caso de las técnicas que se basan en la utilización de campos electromagnéticos variables (e.g. técnicas EM o GPR), o velocidades sísmicas (e.g. técnicas de reflexión o refracción sísmica), cuyas mediciones de campo pueden quedar distorsionadas o dificultadas por las interferencias debidas a señales electromagnéticas, vibraciones, o condiciones superficiales relacionadas con elementos artificiales (instalaciones, pavimentos o edificaciones). En este tipo de contextos, la prospección geofísica mediante tomografía eléctrica de resistividades (ERT) se muestra, frente a

otras técnicas, como una herramienta muy resolutive. Se presentan tres casos de estudio que ponen en evidencia la idoneidad de la técnica ERT de alta resolución aplicada a investigaciones geomorfológicas en contextos urbanos. El método se ha aplicado a la identificación y análisis de deslizamientos, fallas activas y dolinas en las poblaciones de Terrassa (Barcelona), Amer (Girona) y Zaragoza, respectivamente.

2. METODOLOGIA

El método de la tomografía eléctrica de resistividades (ERT) es de uso frecuente en numerosos contextos geomorfológicos (e.g. Van Dam, 2012; Linares et al., 2010; Zarroca et al., 2011; Gutiérrez et al., 2012). No obstante, la aplicación de la ERT a la resolución de problemas geomorfológicos en ambientes urbanos es aún poco frecuente (e.g. Suski et al., 2010).

La capacidad de la ERT de trabajar en zonas urbanas está condicionada por la posibilidad de: (1) seleccionar los tipos de

configuración y separaciones interelectródicas que permitan obtener una relación señal-ruido apropiada (Loke, 2011) y (2) obtener un correcto acoplamiento entre los electrodos y el suelo, utilizando, si resulta necesario, electrodos no-convencionales (Tsokas et al., 2011).

Para la adquisición de datos se seleccionaron las configuraciones Wenner-Schlumberger (WS) y Dipolo-Dipolo (DDP). A priori, la configuración DDP ofrece una mayor resolución, especialmente para detectar variaciones laterales de resistividad bruscas. No obstante, dicha configuración ofrece una relación señal-ruido desfavorable, aunque ésta puede mejorarse sensiblemente reduciendo el espaciado interelectródico. El dispositivo WS ofrece una resolución apropiada para múltiples aplicaciones y una mejor relación señal-ruido, ya que los electrodos de potencial se implantan entre los dos electrodos de corriente. Teniendo en cuenta que el entorno urbano se caracteriza por presentar potenciales espontáneos elevados y de difícil control, se optó por utilizar la configuración WS para aquellos casos en los que se requería una mayor profundidad de investigación (espaciados interelectródicos medios, ≥ 5 m), dejando el dispositivo DDP para los casos en los que se precisaba una mayor resolución, menor profundidad (espaciados interelectródicos pequeños, ≤ 1 m) y se presumía que podían existir estructuras verticales con gran contraste eléctrico.

En zonas pavimentadas, para salvar las restricciones físicas de acoplamiento entre suelo y electrodos, se sustituyeron las piquetas estándar (diámetro 1-2 cm) por varios clavos de acero de menor diámetro humedecidos con agua y sal, reduciendo así la resistencia de contacto (Fig. 1). Alternativamente se recurrió a electrodos a base de bentonita amasada con agua y sal cubriendo una superficie de 100-200 cm². Procedimientos de trabajo similares fueron aplicados por Roqué et al. (2012) para poder llevar a cabo conexiones en rocas

graníticas inalteradas de elevada resistencia, y por Tsokas et al. (2011) sobre pavimentos de hormigón y otros sustratos artificiales con valor histórico.



Fig. 1. Detalle de la utilización de pequeños clavos, humedecidos con agua y sal, como los electrodos de contacto. C/ de Santa Brígida de Amer (Girona).

El equipo utilizado ha sido un Lund Imaging System (ABEM) compuesto por un resistivímetro de 4 canales, unidad selectora y cuatro cables de control con 16 conexiones a electrodo cada uno.

3. CASOS DE ESTUDIO. RESULTADOS

3.1. Deslizamientos en Terrassa (Barcelona)

En el extremo SO de la ciudad de Terrassa afloran litologías susceptibles al deslizamiento (Linares, 1988). Desde la construcción de la autovía C-58 en 1987 hasta la actualidad, los taludes excavados muestran continuos problemas de inestabilidad a pesar de las numerosas medidas estructurales aplicadas (Fig. 2).

La exploración mediante ERT realizada en 2008 puso de manifiesto la existencia de unas peculiares condiciones hidrogeológicas y ayudó a acotar planos potenciales de rotura. La interpretación de los perfiles sugiere la existencia de superficies favorables para el desarrollo de roturas a mayor profundidad que

justificarían las continuadas reactivaciones de los movimientos (Fig. 3a).



Fig. 2. Carretera C-58. SW de Terrasa. Ejemplo de deformaciones en 1999.

A modo de ejemplo, durante los años 2009 y 2010 se produjeron nuevas roturas coincidiendo con algunos de los planos en los que la imagen ERT apuntaba la existencia de discontinuidades y circulación de agua. La imagen representa una alternancia de niveles geoelectricamente muy contrastados, con anomalías de baja resistividad ($\rho < 5 \Omega\text{m}$) correspondiendo a aquellas áreas en las que se produce una circulación preferencial de agua y artefactos de inversión característicos de zonas fracturadas.

3.2. Falla activa en Amer (Girona)

Esta falla es considerada como la responsable de los terremotos de 1427, uno de los episodios más destructivos del NE de Iberia. Zarroca et al. (2012), en zonas no edificadas, identificaron un flujo anómalo de gases endógenos asociado a la traza de esta falla. Entre los gases detectados se midieron concentraciones elevadas de radón. La investigación del subsuelo del núcleo urbano mediante ERT permitió reconocer la localización de fallas recientes cuya expresión geomorfológica ha sido obliterada por la actividad humana (Fig. 3b). La imagen permite identificar las zonas de fractura a partir de la

discontinuidad de las unidades estratigráficas subhorizontales y por la posición de los artefactos de inversión.

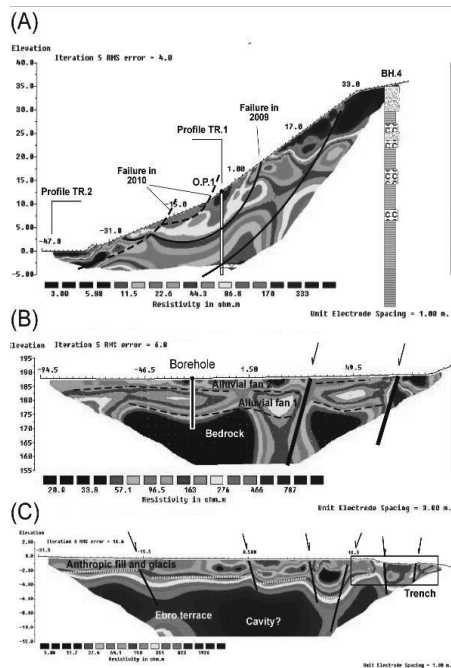


Fig. 3. Perfiles ERT interpretados. (A), deslizamientos en los taludes Autovía C-58. Terrasa. (B), fallas activas en el subsuelo de la ciudad de Amer. (C), dolinas en el parque de Vistabella, ciudad de Zaragoza. Las medidas geofísicas han sido interpretadas en base al contraste con datos directos obtenidos en superficie y mediante sondeos de reconocimiento, piezómetros y catas.

3.3. Dolina del Parque Vistabella (Zaragoza)

La actividad de esta dolina provoca la continua deformación de servicios, aceras y el pavimento de varias calles, precisando costosas reparaciones. El perfil ERT realizado en el margen de la dolina permite precisar la localización del plano de rotura que limita la zona afectada por subsidencia. Determinadas anomalías ($\rho < 10 \Omega\text{m}$) sugieren la existencia de zonas con flujos preferentes de agua (Figs. 3c y 4). La imagen ilustra el escalonamiento en el techo de la terraza (electrocapa de mayor resistividad), anomalías de baja resistividad y artefactos de inversión en zonas de fractura.

4. DISCUSION

Los ejemplos presentados muestran el potencial de la técnica ERT como una herramienta de trabajo en los estudios geomorfológicos en zonas urbanas. Se han obtenido resultados satisfactorios en condiciones ambientales restrictivas para otros procedimientos geofísicos o geotécnicos.



Fig. 4. Toma de datos en Vistabella, Zaragoza. Dispositivo DDP con espaciados interelectródicos de 1m.

La efectividad de la técnica ERT depende en gran medida de (1) la utilización de protocolos adecuados de trabajo que permitan obtener ratios señal-potencial espontáneo adecuados y (2) del uso de electrodos no convencionales.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado mediante el Proyecto CGL2010-16775 (Ministerio de Ciencia e Innovación y FEDER).

REFERENCIAS

Gutiérrez, F., Valero-Garcés, B., Desir, G., González-Sampériz, P., Gutiérrez, M., Linares, R., Zarroca, M., Moreno, A., Guerrero, J., Roqué, C., Arnold, L.J. y Demuro, M. 2012. Late Holocene evolution of playa lakes in the central sector of the Ebro Depression based on geophysical surveys and morpho-stratigraphic analysis of lacustrine terraces. *Geomorphology*, [doi.10.1016/j.geomorph.2012.02.013].

Gutiérrez, F., Linares, R., Roqué, C., Zarroca, M., Galve, J.P., Carbonel, D. y Rosell, J. 2012. Investigating gravitational grabens related to lateral spreading and evaporite dissolution subsidence by means of detailed mapping, trenching and electrical resistivity tomography (Spanish Pyrenees). *Lithosphere*, accepted manuscript.

Linares, R. 1988. *Caracterización geotécnica de los terrenos situados en el llano de Terrassa y alrededores*. Tesis de Licenciatura. Departamento de Geología. UAB.

Linares, R., Rosell, J., Roqué, C. y Gutiérrez, F. 2010. Origin and evolution of tufa mounds related to artesian karstic springs in Isona area (Pyrenees, NE Spain). *Geodinamica Acta* 23(1-3), 129-150.

Loke, M.H. 2011. *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies – a practical guide to 2D and 3D surveys*. Penang, Malaysia

[<http://www.goelectrical.com/coursenotes.zip>].

Roqué, C., Zarroca, M. y Linares, R. 2012. Subsurface initiation of tafoni in granite terrains: geophysical evidence from NE Spain and geomorphological implications. *Geomorphology* submitted.

Suski, B., Brocard, G., Authemayou, C., Consenza Muralles, B., Teyssier, C. y Holliger, K. 2010. Localization and characterization of an active fault in an urbanized area in central Guatemala by means of geoelectrical imaging. *Tectonophysics* 480, 88-98.

Tsokas, G.N., Tsourlos, P.I., Vargemezis, G.N. y Pazaras, N.Th. 2011. Using surface and cross-hole resistivity tomography in an urban environment: An example of imaging the foundations of the ancient wall in Thessaloniki, North Greece. *Physics and Chemistry of the Earth Parts A/B/C*, 36/16, 1310-1317.

Van Dam, R.L. 2012. Landform characterization using geophysics-Recent advances, applications, and emerging tools. *Geomorphology* 137(1), 57-73.

Zarroca, M., Bach, J., Linares, R. y Pellicer X.M. 2011. Electrical methods (VES and ERT) for identifying, mapping and monitoring different saline domains in a coastal plain region (Alt Empordà. Northern Spain). *Journal of Hydrology* 409, 407-422.

Zarroca, M., Linares, R., Bach, J., Roqué, C., Moreno, V., Font, L.I. y Baixeras, C. 2012. Integrated geophysics and soil gas profiles as a tool to characterize active faults: the Amer fault example (Pyrenees, NE Spain). *Environmental Earth Sciences* [doi.10.1007/s12665-012-1537-y].

EFECTO DE FACTORES TOPOGRÁFICOS EN LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA: ANÁLISIS MEDIANTE SIG

Effect of topographic factors on the spatial distribution of magnetic susceptibility: GIS analysis

L. Quijano ⁽¹⁾, L. Gaspar ⁽¹⁾, M. López-Vicente ⁽¹⁾, J. Machín ⁽¹⁾, A. Navas ⁽¹⁾

(1) Departamento de Suelo y Agua. Estación Experimental Aula Dei, CSIC, Zaragoza, Av. Montañana, 1005 (50059). lquijano@eead.csic.es

Abstract: Topography is one of the main physical factors that can affect the spatial variability of magnetic minerals in soils. Magnetic susceptibility is related to the concentration of magnetic minerals and therefore linked to the degree of soil degradation and the soil conservation status. In this contribution, four topographic factors have been analysed and related to values of magnetic susceptibility in order to infer the effect of the topographic factors on the spatial variability of the magnetic minerals in soils. The study area is a cultivated field in the Spanish Pre-Pyrenean border. The geomorphometric landscape analysis assesses and assigns the value of a given topographic factor in each pixel of the digital elevation model in the studied field. The results show a direct and statistically significant relationship between the spatial distribution of the concentration of the magnetic minerals in cultivated soils and topographic factors, such as elevation and slope, which affect soil redistribution processes.

Palabras clave: análisis geomorfológico, SIG, atributos topográficos, susceptibilidad magnética, grado de conservación de un suelo.

Key words: geomorphometric landscape analysis, GIS, topographic factors, magnetic susceptibility, degree of soil conservation.

1. INTRODUCCIÓN

El relieve (elevación y pendiente) determina los patrones de movilidad del agua y del suelo. El análisis de los parámetros morfométricos que caracterizan la topografía de la superficie del terreno a partir de un MDE es fundamental para describir y analizar los procesos de redistribución del suelo (Moore, 1991).

La susceptibilidad magnética está directamente relacionada con la concentración de los minerales magnéticos en el suelo. La cantidad y el tipo de minerales magnéticos en un suelo depende del material parental y de los procesos pedogenéticos (Jong et al., 1998). Para un mismo tipo de suelo y material parental la variabilidad espacial de la susceptibilidad magnética se relaciona con los procesos de redistribución del suelo (Quijano et al., 2011). La susceptibilidad magnética (κ) es una propiedad de los materiales cuya medida en suelos es fácil y no destructiva.

Se define como la relación entre la magnetización inducida en una muestra (M) y el campo magnético aplicado sobre la misma (H), Mullins (1977): $\kappa = M/H$.

El objetivo de este estudio es realizar el análisis numérico e interpretación de los mapas de los parámetros morfométricos del terreno: elevación, pendiente, concavidad-convexidad y curvatura plana y del mapa de dirección de flujo para estudiar el papel de la topografía en la variabilidad espacial de la susceptibilidad magnética en suelos de cultivo.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

El área de estudio se sitúa en el centro de la cuenca del Ebro, en el borde de la Sierra de Santo Domingo (42°25'38.52''N; 1°13'14.0''E, Fig. 1). Es una unidad hidrológica aislada con una superficie de 2671 m² que pertenece a un campo de cultivo de cereal de invierno en condiciones de secano. El clima es

Mediterráneo continental subhúmedo, con una temperatura media anual de 13.4 °C y una precipitación media anual de 500 mm. La altitud media del área de estudio es de 631 m snm. Los suelos son alcalinos de tipo Calcisol.

A partir del MDE y de las observaciones de campo se ha definido el área de drenaje configurando de esta manera los límites del área de estudio. Para el muestreo se estableció una malla de 5x5 metros con un total de 109 puntos (Fig. 1) sobre la que se midió la altitud con Estación Topográfica Total (Geodolite 506B). Estas medidas permitieron mejorar notablemente la resolución del MDE.



Fig. 1. Localización del área de estudio. Vista 3D de los puntos de muestreo. Altitud máxima y mínima.

Las variables topográficas han sido evaluadas y analizadas a partir del MDE de resolución 5x5 metros con el software de ESRI ArcGIS 9.3. Se han extraído los mapas de elevación, pendiente, concavidad-conconvexidad del terreno, curvatura plana y dirección de flujo.

La susceptibilidad magnética (κ) se ha medido *in situ* sobre los 109 puntos de la malla 5x5 m con un susceptibilímetro magnético MS2 y el sensor para medidas en campo MS2D ambos de Bartington Instruments Ltd (Fig. 2). Se han realizado tres medidas en cada punto y se ha utilizado para los análisis numéricos la media de estos tres valores. Las mediciones llevadas a cabo con este tipo de

sensor deben ser corregidas, por lo que se ha multiplicado el valor medio por 4/3 que es el factor de corrección para superficies consideradas regulares o suavizadas, (Bartington Instruments, Ltd., 2000). Para la elaboración del mapa de la distribución espacial de la susceptibilidad magnética en el área de estudio se interpolaron los valores medios de κ corregidos con el método *kriging* ordinario (ESRI, 2011).

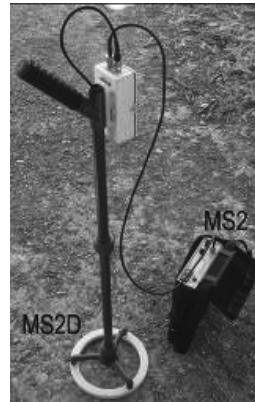


Fig. 2. Susceptibilímetro MS2 y sensor MS2D Bartington Instruments Ltd.

3. RESULTADOS

Los atributos topográficos derivados del MDE 5x5 m del área de estudio son la elevación (m), la pendiente (°), la concavidad-conconvexidad y la curvatura plana.

Tabla 1. Estadística básica de los atributos topográficos y de la susceptibilidad magnética

	n	media	devs. típ.	min	max
$\kappa \cdot 10^{-5}$ SI	109	28,4	9,1	12,7	53,3
Elevación m	109	630,9	1,6	628,0	635,3
Pendiente °	109	4,8	2,6	1,2	15,1
Concavidad-conconvexidad	104	-0,1	1,1	-3,9	3,9
Curvatura plana	107	0,07	0,7	-2,7	3,6

La elevación y la pendiente en la unidad hidrológica decrecen de este a oeste (Fig.3 y 4).

Las figs. 5 y 6 corresponden al mapa de concavidad-conconvexidad y de curvatura plana respectivamente sobre los que se han superpuesto la dirección de las líneas de

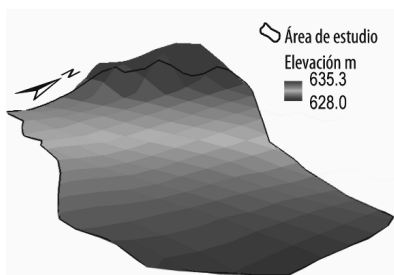


Fig. 3 Mapa de elevación

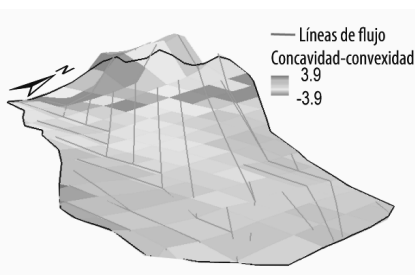


Fig. 5 Mapa de concavidad-conconvexidad

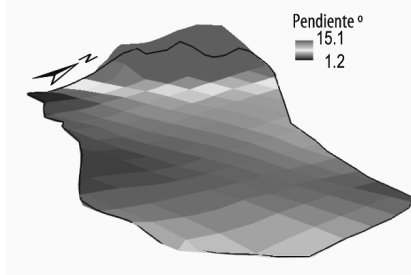


Fig. 4 Mapa de pendiente

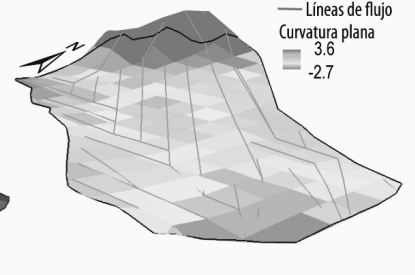


Fig. 6 Mapa de curvatura plana

flujo en color azul. La concavidad-conconvexidad es el cambio de curvatura en cada celda del MDE. La curvatura plana es la concavidad-conconvexidad de la superficie del terreno perpendicular a la dirección de la pendiente. Los valores positivos de los mapas de concavidad-conconvexidad y curvatura plana indican que la superficie es convexa, por el contrario los valores negativos son cóncavos y el valor 0 indica que la superficie es plana. Los valores de ambos atributos topográficos en general varían de 4 a -4 (ESRI, 2011).

En las figs. 5 y 6 se observa que la disminución del relieve de este a oeste (elevación y pendiente) determina el patrón de las líneas de flujo. Las aguas discurren principalmente desde la zona más elevada situada al noreste hasta el suroeste donde drenan a un barranco, aunque también se observa que las aguas drenan a un surco situado al noreste en el área de cabecera que coincide con una zona cóncava (Fig.5). En la Fig. 7 se observa que los valores de susceptibilidad magnética son más bajos en las zonas donde la elevación y la pendiente presentan valores mínimos que

corresponden con zonas cóncavas en las que se produce la acumulación y/o convergencia de agua (Fig. 6) donde los procesos de erosión hídrica son más intensos. En las figs. 8 y 9 se muestra la relación entre el relieve (elevación y pendiente) y la susceptibilidad magnética, que es directa y estadísticamente significativa.

Estos resultados coinciden con los obtenidos por Williams y Cooper (1990) que sostienen que la susceptibilidad magnética es función de la posición topográfica y de la textura del suelo. Los minerales magnéticos están asociados a la fracción fina del suelo (Le Borgne, 1955) que queda retenida en las zonas con menor exposición a la erosión por agua, en el caso del área de estudio las zonas en las que los procesos de erosión hídrica son menos intensos y por lo tanto los valores de susceptibilidad magnética son más altos se identifican en las zonas topográficamente más elevadas y que coinciden con valores más altos de pendiente. Por el contrario, en la zona topográficamente menos elevada donde los procesos de exportación de la

fracción fina del suelo son más intensos coincide con valores bajos de susceptibilidad magnética. Lo que sugiere una mayor degradación del suelo en esta zona debido a la pérdida de la fracción fina del suelo por erosión hídrica (Sadiki et al., 2009).

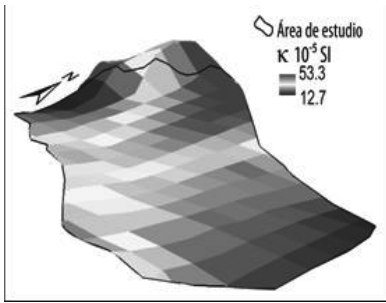


Fig. 7. Mapa de susceptibilidad magnética.

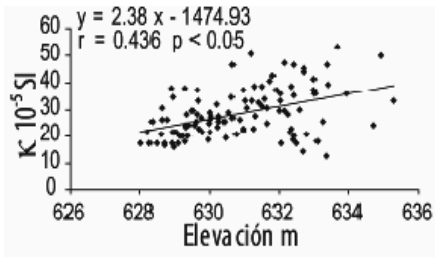


Fig. 8. Regresión lineal entre la elevación y la susceptibilidad magnética.

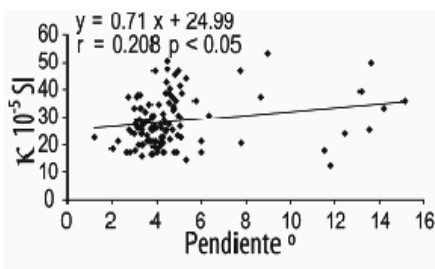


Fig. 9. Regresión lineal entre la pendiente y la susceptibilidad magnética.

4. CONCLUSIONES

En este trabajo se evidencia el control que ejerce la topografía sobre la distribución espacial de la concentración de los minerales magnéticos a través de la medida

de susceptibilidad magnética (SM) en el campo. Los valores de susceptibilidad magnética están directamente relacionados con la elevación y la pendiente, mostrando que los valores de SM son más altos en posiciones topográficas más elevadas donde la retención de la fracción fina del suelo es mayor y los procesos de erosión hídrica son menos intensos. La variabilidad espacial de la susceptibilidad magnética y su relación con factores topográficos como la pendiente y la elevación pueden ser utilizadas como una aproximación al grado de degradación de un suelo debido a los procesos de redistribución por erosión hídrica.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado con fondos del CICYT y el proyecto EROMED (CGL2011-25486).

REFERENCIAS

Bartington Instruments Ltd., 2000. *Operation manual for MS2 Magnetic Susceptibility System*. Bartington Instruments, Ltd., Oxford, 1-71 pp.

De Jong, E., Nestor, P.A., y Pennock, P.J. 1998. The use of magnetic susceptibility to measure long-term soil redistribution. *Catena* 32, 23-25.

ESRI, 2011. *Version 9.3*. Environmental Systems Research Institute, Inc., Redlands, CA, USA.

LeBorgne, E. 1955. Abnormal magnetic susceptibility of the topsoil. *Annales Geophysicae* 11, 399-419.

Moore, I.D., Grayson, R.B. y Ladson, A.R. 1991. Digital terrain modeling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications. *Hydrological Processes* 5, 3-30.

Mullins, C.E. 1977. Magnetic susceptibility of the soil and its significance in soil science-A review. *Journal of Soil Science* 28, 223-246.

Quijano, L., Gaspar, L., López-Vicente, M., Chaparro, M.A.E, Machín, J. y Navas, A. 2011. Soil magnetic susceptibility and surface topographic characteristics in cultivated soils. *Latinmag Letters (D10)*, 1, 1-6.

Sadiki, A., Faleh, A., Navas, A. y Bouhlassa, S. 2009. Using magnetic susceptibility to assess soil degradation in the Eastern Rif, Morocco. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 2057-2069

NUEVA PROPUESTA PARA LA MEJORA DE LA ESTIMACIÓN DE TASAS DE EROSIÓN HÍDRICA MEDIANTE TÉCNICAS DENDROGEOMORFOLÓGICAS

A new proposal for the improvement of sheet erosion rate estimates by means of dendrogeomorphic methods

J.M. Bodoque del Pozo ⁽¹⁾, J.A. Ballesteros Cánovas ⁽²⁾, A. Díez Herrero ⁽²⁾, V. Ruiz Villanueva ⁽²⁾, M.E. Nadal Romero ⁽³⁾, M. Génova Fúster ⁽⁴⁾, J.M. Rubiales Jiménez ⁽⁵⁾, E. Baeza Chico ⁽²⁾, M. Hernández Ruiz ⁽²⁾

- (1) Dpto. de Ingeniería Geológica y Minera. Universidad de Castilla-La Mancha. Avda. Carlos III s/n, 45071 Toledo. josemaria.bodoque@uclm.es
- (2) Área de Investigación en Peligrosidad y Riesgos Geológicos, y Museo Geominero. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- (3) Dpto. de Geografía y Ordenación del Territorio. Universidad de Zaragoza.
- (4) EUIT Forestal. Universidad Politécnica de Madrid.
- (5) ETSI de Montes. Universidad Politécnica de Madrid.

Abstract: Dendrogeomorphology has been used since the 1960s to estimate sheet erosion rates. However, uncertainties resulting from following the standard dendrogeomorphic method have not been taken into account. In this regard, here it is argued that the published rates could be inconsistent in terms of accurately measured sheet erosion. As a first step to address this debate, we have used plaster replicas of complex soil-exposed roots to characterize the abovementioned uncertainty. To this purpose, we have sampled 9 exposed roots and their vicinity. We have observed that estimates obtained from the standard method could have some uncertainty. This is due to the non consideration of soil micro-topography and because height measurements of the eroded soil layer are taken where soil and roots converge, which is not representative of the rate at which the erosive process acts.

Palabras clave: dendrogeomorfología, erosión hídrica, raíces expuestas, topografía del suelo, réplicas de escayola

Key words: dendrogeomorphology, water erosion, exposed roots, soil topography, plaster replicas

1. INTRODUCCIÓN

La erosión hídrica representa uno de los mayores problemas ambientales y socioeconómicos a escala mundial. La caracterización de este proceso se puede realizar utilizando tanto métodos directos como indirectos.

La dendrogeomorfología (Alestalo, 1971) es una rama de la dendrocronología, que posibilita la obtención de medidas directas en relación con la magnitud y frecuencia de ocurrencia de los procesos geomorfológicos (Ballesteros et al., 2011). La estimación de tasas de erosión laminar mediante dendrogeomorfología, se basa en la medida de altura de suelo denudado y en la determinación del primer año de exposición (Bodoque et al., 2005). Del

cociente entre estos dos parámetros se deriva una tasa de erosión en unidades de mm/año. Buena parte del esfuerzo investigador realizado hasta la fecha en esta materia, se ha basado en la determinación precisa del primer año de exposición. Para ello, se han analizado a nivel macroscópico los cambios que se producen en la raíz en respuesta a la exposición (Carrara y Carrol, 1979). Asimismo, se han caracterizado los cambios anatómicos específicos que tienen lugar en la raíz una vez que esta queda expuesta (Rubiales et al., 2008). Recientemente, Corona et al. (2011) demostraron que estos cambios anatómicos se producen cuando la erosión reduce el espesor de suelo sobre la raíz a solo 3 cm. Por lo tanto, esta desviación tiene que ser

tenida en cuenta para obtener tasas fiables de erosión.

Por el contrario, hasta la fecha se ha prestado menos atención a la determinación del parámetro altura de suelo denudado. Así, se ha relacionado el número de anillos que denotan exposición con la altura existente desde el techo de la raíz hasta la superficie actual del suelo en el contacto suelo-raíz (LaMarche, 1968). Posteriormente, para estimar este parámetro también se tuvo en cuenta el crecimiento secundario de la raíz (Gärtner, 2007).

Este trabajo tiene como objetivo principal, demostrar la necesidad de contar con modelos topográficos del complejo suelo-raíz de muy alta precisión, con el fin de obtener estimaciones fiables de tasas de erosión laminar basadas en el uso de métodos dendrogeomorfológicos.

2. METODOLOGÍA

En este estudio se han realizado réplicas de escayola del complejo suelo-raíz, que posteriormente fueron escaneadas con un escáner láser 3D, obteniéndose modelos digitales de elevación (MDE) con una precisión de 225 puntos por mm². Asimismo, se ha realizado una revisión bibliográfica en la que se han recopilado las tasas de erosión laminar publicadas hasta el momento y estimadas con criterios dendrogeomorfológicos. Se ha tratado de encontrar inconsistencia en los datos, cuyo origen pueda estar debido a la no consideración de la variabilidad microtopográfica del suelo, así como al efecto protector que la raíz expuesta ejerce sobre el suelo.

Para la preparación de las réplicas de escayola, previamente se limpia la raíz y su entorno próximo (50 cm a ambos lados de la raíz expuesta). Seguidamente, se consolida el suelo vaporizando con la resina Fluoline A, previamente diluida en acetona (1:2). Una vez curada la resina, se aplica desmoldeante Molykote, tanto a la raíz como al suelo. El molde se realiza

aplicando diversas capas de silicona RTV-2, silastic 3481, catalizador rápido V-F-NH, agente tixotrópico y pigmentos, así como red de nylon de 4 mm de luz. Sobre el molde de silicona ya curado se extiende una lámina de polietileno para aislar la carcasa. Dicha carcasa se elaboró con escayola álamo-70 y se armó con arpillera. Este modo de proceder se aplicó a 9 raíces expuestas ubicadas en los caminos de acceso al castillo y ermita del parque nacional de Monfragüe (Longitud: 6° 03' 11" O; Latitud: 39° 49' 34" N).

Posteriormente, en el laboratorio se etiquetaron los moldes con silicona ácida y, tras limpiarlos de tierra y otros elementos, se aplicó sobre los moldes y con brocha una capa de escayola dental exaduro, con una relación escayola agua 3:1. Una vez fraguada ésta, se humectó y se aplicó una segunda capa más gruesa con espátula de exaduro en agua en una relación 4:1. Tras una hora de fraguado se retiró la réplica (Fig. 1) y se dejó que perdiera el exceso de humedad, al objeto de que alcanzase su dureza final.



Fig. 1. Ejemplo de réplica de molde de escayola realizado para raíz expuesta y suelo circundante.

3. RESULTADOS

El análisis de los MDE, muestra que la microtopografía del suelo introduce una incertidumbre en las estimaciones hasta ahora no considerada. Así, las tasas de erosión laminar obtenidas con criterio dendrogeomorfológico, se han obtenido en base a la toma de escasas medidas realizadas a ambos lados de la raíz y donde ésta converge con el suelo. Como

resultado, hasta el momento no se ha tenido en cuenta la variabilidad que presenta el parámetro altura de suelo denudado, como resultado de la rugosidad del suelo.

El hecho de que las medidas se realicen donde entran en contacto suelo y raíz también reduce la fiabilidad de las tasas. Así, el análisis de los MDE demuestra que el modo de proceder hasta ahora utilizado no es el apropiado, por lo que se realizaron perfiles transversales a la raíz expuesta. En todos los casos, los perfiles definieron una traza cóncava (Fig. 2), tanto más acusada cuanto mayor era el tamaño de la raíz, que acaba convergiendo con la superficie de rebajamiento, resultado de la erosión laminar.

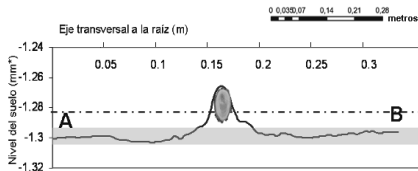
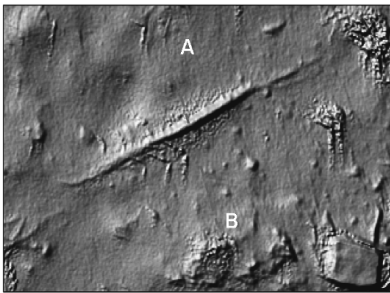


Fig. 2. Modelo digital del terreno de una de las raíces expuestas escaneadas, así como localización y tendencia del perfil transversal obtenido.

En consecuencia, la altura de suelo denudado no debería medirse donde convergen suelo-raíz, sino a una distancia de la raíz expuesta tal que ya no exista efecto protector de la raíz sobre el suelo (Fig. 3).

Las tasas publicadas muestran una dispersión importante cuando se relacionan con el número de anillos expuestos. A este respecto, los datos disponibles presentan una tendencia preferentemente exponencial

(Fig. 4). En todos los casos analizados las tasas de erosión son tanto más bajas cuanto mayor es el tamaño de la raíz y, consecuentemente, también lo es el número de anillos que denotan exposición.

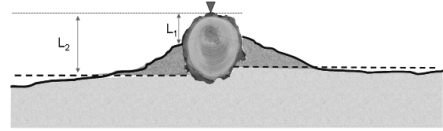


Fig. 3. Ejemplo de raíz expuesta. L1 muestra donde se suele medir la altura de suelo denudado en el método dendrogeomorfológico estándar. L2 muestra la posición en la que debería medirse este parámetro

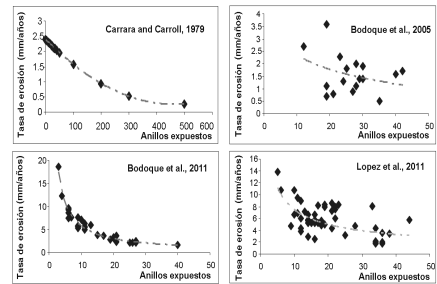


Fig. 4. Relación encontrada en la literatura entre tasas de erosión y número de anillos expuestos. Se observa una tendencia inversamente proporcional entre el número de anillos expuestos y la tasa de erosión.

Por el contrario, las tasas más altas están asociadas a raíces pequeñas que, a su vez, presentan pocos anillos formados una vez la raíz quedó expuesta. En las áreas de estudio en las que se dispone de información suficiente (ver Bodoque et al., 2011) este sesgo no es resultado de cambios en los usos del suelo, o en el patrón de la serie de datos de lluvia. La tendencia exponencial que marcan las tasas podría deberse a errores cometidos durante la fase de muestreo. Ello es debido a que, de acuerdo con el método dendrogeomorfológico estándar, la altura de suelo denudado se mide donde converge la raíz expuesta y suelo. Esta medida podría no ser representativa del rebajamiento real del suelo ocasionado por la erosión laminar. Para los otros casos, esta variabilidad en

las tasas podría ser consecuencia de lo anteriormente comentado, aunque otros factores, tales como el crecimiento secundario de la raíz, o cambios en el patrón de la precipitación o en los usos del suelo, también podrían explicar esta tendencia exponencial.

3. CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos en este trabajo demuestran que las tasas de erosión derivadas de escasas medidas de la altura de suelo desnudo son insuficientes para caracterizar la incertidumbre provocada por la variabilidad derivada de la microtopografía del suelo. El efecto protector que la raíz ejerce sobre el suelo representa otra fuente de incertidumbre a tener en cuenta a la hora de estimar tasas de erosión.

Los perfiles transversales obtenidos muestran una tendencia cóncava, tanto más acusada cuanto mayor es el tamaño de la raíz. Sin excepción, todos ellos muestran una tendencia cóncava al relacionar las tasas con el número de anillos que denotan exposición. Por lo tanto, las tasas de erosión publicadas hasta ahora podrían tener errores cuya importancia sería directamente proporcional al tamaño de la raíz expuesta. Los resultados obtenidos no ponen en duda la utilidad de la dendrogeomorfología para obtener tasas de erosión. Sin embargo, sí justifican una caracterización rigurosa del parámetro altura de suelo desnudo.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de investigación IDEA-GesPPNN, del Organismo Autónomo de Parques Nacionales (OAPN 163/2010; Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente). Asimismo, quisiéramos agradecer al Director del Parque Nacional de Monfragüe (Ángel Rodríguez) el apoyo que en todo momento ha prestado a este proyecto.

REFERENCIAS

- Alestalo, J. 1971. Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia*, 105, 1-139.
- Ballesteros, J.A., Bodoque, J.M., Diez-Herrero, A., Sanchez-Silva, M. y Stoffel, M. 2011. Calibration of floodplain roughness and estimation of flood discharge based on tree-ring evidence and hydraulic modelling, *Journal of Hydrology*, 403 (1-2), 103-115.
- Bodoque, J.M., Diez-Herrero, A., Martin-Duque, F.J., Rubiales, J.M., Godfrey, A., Pedraza, J., Carrasco, R.M. y Sanz M.A. 2005. Sheet erosion rates determined by using dendrogeomorphological analysis of exposed tree roots: Two examples from Central Spain, *Catena*, 64 (1), 81-102.
- Bodoque, J.M., Lucia, A., Ballesteros, J.A., Martin-Duque, J.F., Rubiales, J.M. y Genova, M. 2011. Measuring medium-term sheet erosion in gullies from trees: A case study using dendrogeomorphological analysis of exposed pine roots in central Iberia, *Geomorphology*, 134 (3-4), 417-425.
- Carrara, P.E. y Carroll, T.R. 1979. Determination of erosion rates from exposed tree roots in the Piceance Basin, Colorado, *Earth Surface Processes and Landforms*, 4 (4), 307-317.
- Corona, C., Saez, J.L., Rovera, G., Stoffel, M., Astrade, L. y Berger, F. 2011. High resolution, quantitative reconstruction of erosion rates based on anatomical changes in exposed roots at Draix, Alpes de Haute-Provence - critical review of existing approaches and independent quality control of results, *Geomorphology*, 125 (3), 433-444.
- Gärtner, H. 2007. Tree roots - Methodological review and new development in dating and quantifying erosive processes, *Geomorphology*, 86 (3-4), 243-251.
- LaMarche Jr., V.C. 1968. Rates of slope degradation as determined from botanical evidence, White Mountains, California. U.S. Geological Survey Professional Paper 32-I, 341-377.
- Rubiales, J.M., Bodoque, J.M., Ballesteros, J.A. y Diez-Herrero, A. 2008. Response of *Pinus sylvestris* roots to sheet-erosion exposure: an anatomical approach, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8 (2), 223-231.

DETERMINACIÓN DEL ORIGEN DEL SEDIMENTO EN SUSPENSIÓN EN UNA PEQUEÑA CUENCA AGRÍCOLA MEDITERRÁNEA: CAN REVULL, MALLORCA

Determining suspended-sediment sources in a small Mediterranean agricultural catchment: Can Revull, Mallorca

J. Estrany ⁽¹⁾, C. Garcia ⁽¹⁾, N. Martínez-Carreras ⁽²⁾

(1) Departament de Ciències de la Terra. Universitat de les Illes Balears (ESPAÑA). joan.estrany@uib.cat

(2) Centre de Recherche Public - Gabriel Lippmann. Département Environnement et Agro-Biotechnologies (LUXEMBURGO)

Abstract: Can Revull is a small Mediterranean agricultural catchment (1.03 km²) under traditional soil and water conservation practices. Applying the fingerprinting technique, the relative contribution of the two main potential sources –channel banks and topsoils– was determined. This approach involves the use of a range of properties to characterise potential sediment sources, and a comparison of the measured properties of the suspended sediment transported by the river with those of potential sources. A total of 18 representative samples of potential sources were collected. At the gauging station, where discharge and turbidity were continuously monitored, 12 time-integrated suspended sediment samples were collected during two hydrological years (2004-2006). Results have shown that during events with low rainfall intensities and increased vegetation cover, runoff was mainly generated by the saturation mechanisms causing the mobilisation of sediment previously deposited in the channel bed. However, events with higher rainfall intensities, which mainly occurred during periods with lower vegetation cover, coincided with the dominance of sediment transported from agricultural hillslopes.

Palabras clave: transporte de sedimento en suspensión, origen del sedimento, *fingerprinting technique*, drenaje subsuperficial asistido, Mediterráneo

Key words: suspended-sediment transport, sediment sourcing, fingerprinting technique, subsurface tile drainage, Mediterranean

1. INTRODUCCIÓN

El transporte de sedimento en suspensión (SS) en sistemas fluviales es función de las condiciones energéticas, con lo que el sedimento es depositado al perder competencia; y transportado durante períodos de elevados caudales. El máximo transporte de sedimento está, además, relacionado con la movilización y redireccionamiento de agua y sedimentos de diferente origen hacia los cauces. De este modo, el transporte de SS representa una composición de sedimentos generados en diferentes lugares dentro de la cuenca de drenaje. Así, por ejemplo, un área relativamente pequeña de la cuenca, con un tipo de roca o uso particular del suelo, podría llegar a contribuir en la mayor parte de la carga de SS en la desembocadura de la cuenca. En respuesta a la complejidad que supone el reconocimiento de la

procedencia del SS, se ha desarrollado la técnica mixta de reconocimiento de las fuentes del SS o *fingerprinting technique* (Walling, 2005). Se basa en dos principios fundamentales. El primero, en que las fuentes potenciales de sedimento pueden ser discriminadas a partir del análisis de sus propiedades geoquímicas o trazadores y, el segundo, en que la comparación de estos trazadores del SS con esas muestras de material “fuente” proporciona una oportunidad para determinar la importancia relativa de cada fuente individual. Cabe considerar que el uso de un solo trazador introduce un grado de error elevado en el análisis, pudiendo resultar que ese trazador individual no distinga las diferentes fuentes del sedimento (Collins y Walling, 2002). Por eso, existen numerosos estudios que confirman que un variado rango de trazadores puede ser usado con éxito para determinar las fuentes del sedimento.

En este contexto, las pequeñas cuencas de cabecera representan fuentes importantes de producción de sedimento debido a la elevada *a priori* conectividad ladera-canal. Precisamente, Can Revull es una pequeña cuenca de cabecera del torrent de Na Borges, cuenca agrícola de llanura situada en la isla de Mallorca (Estrany y García, 2009). Este trabajo pretende identificar y cuantificar el origen del SS de Can Revull para reconocer su contribución aguas abajo además de permitir el establecimiento de estrategias eficaces de control de la erosión.

2. ÁREA DE ESTUDIO

La acequia de Can Revull (102,6 ha) se sitúa en la zona central de la isla de Mallorca (Fig. 1). Geológicamente se ubica en los relieves alpinos estructurales de las sierras Centrales de Mallorca caracterizados por la presencia de margas y calcarenitas del Mioceno inferior. Las altitudes oscilan desde los 144 m a los 70 m.s.n.m. La longitud del canal es de 2,4 km. La pendiente media es del 4,7% (del 10% los primeros 400 m y del 2% los restantes 2 km).

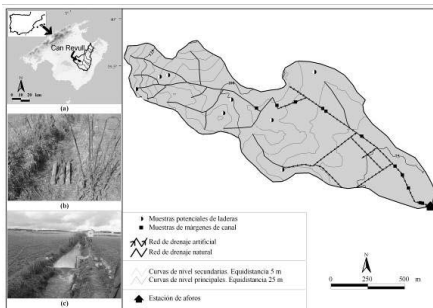


Fig. 1. Localización del área de estudio. (a) Can Revull en Mallorca y Na Borges. (b) Muestreadores totalizadores. (c) Vista aguas arriba de la estación de aforos.

El clima es mediterráneo subseco. La precipitación media anual (en la estación pluviométrica B-614 Boscana Nou AEMET para el período 1974-2005) es de 517 mm. El caudal medio anual durante el

período de monitorización 2004-2006 fue de $4,7 \text{ l s}^{-1}$.

La agricultura de secano es el principal uso del suelo. En concreto, un 91,1% de la superficie de la cuenca está cubierto por agricultura herbácea de secano, localizándose en las zonas con menor pendiente. Un 6,2% corresponde a agricultura arbórea de secano, localizada en las zonas con mayor pendiente. Finalmente, el 2,7% restante es ocupado por garriga. Los suelos se caracterizan por una textura franco-arcillosa. Sin embargo, la textura del suelo, la topografía cóncava y arreica de las zonas de llanura y el régimen hidrológico estacional son factores que estimulan la construcción de un sistema de drenaje subsuperficial asistido, el cual cubre un 75,9% de la cuenca. Las zonas de topografía convexa y de mayor pendiente de la cabecera dominadas por la agricultura arbórea de secano están abancaladas.

3. MÉTODOS

3.1. El caudal y el transporte de SS

Son controlados desde 2003 mediante registro continuo en una estación que contiene una sección de aforos en forma de V de 90° de abertura. Está equipada con un acumulador de datos *Campbell Scientific* CR10X que recibe señales de nivel de la lámina de agua (sensor de presión *Druck* PDCR-1830-3), de turbidez (turbidímetro auto-limpiable *McVan Analite* NEP-9516-G) y de conductividad y temperatura (sensor *Campbell Scientific* CS547).

3.2. Muestreo de fuentes potenciales y del SS

Se recogieron muestras de fuentes potenciales de suelo en zonas con elevada conectividad ladera-canal y muestras de márgenes de canal con evidencias de erosión. En total, 18 muestras (Fig. 1).

Para dirimir la contribución relativa de estas fuentes, se recogieron dos tipos de muestra de SS: (a) integradas, mediante tres muestreadores totalizadores de SS colocados en serie (Phillips et al., 2000) se

acumulan cantidades significativas de sedimento de toda una crecida; (b) intra-eventos, llenando una garrafa de 5 l mediante una bomba de extracción. Un total de seis muestras integradas más otras seis intra-evento cubrieron la totalidad de eventos ocurridos en Can Revull durante el período de estudio (años hidrológicos 2004-2005 y 2005-2006).

3.3. Análisis de laboratorio

Todas las muestras fueron secadas a 40°C, disgregadas y tamizadas a <63 µm. Previamente, a las muestras de SS se les aplicó un sistema para decantar el sedimento del agua. Finalmente, previa aplicación de métodos de digestión ácida, se utilizó un espectrómetro de masas ICP-MS Perkin Elmer PCI-2000 para medir las concentraciones totales de Ca, Cd, Cr, Cu, Fe, Mg, Mn, Na, Ni, Pb y Zn. Las actividades de radionúclidos (Pb²¹⁰, Cs¹³⁷ y Ra²²⁶) se analizaron por espectrometría gamma. La composición granulométrica se estableció usando un *Malvern Mastersizer*, después de pre-tratamiento con peróxido de hidrógeno para eliminar la fracción orgánica.

3.4. La técnica mixta de reconocimiento de las fuentes del sedimento en suspensión

La discriminación cuantitativa de las fuentes con el SS se realizó mediante la aplicación de un método estadístico no paramétrico (*Mann-Whitney U-test*), seguido de un análisis de discriminación multivariante que permite seleccionar el grupo de trazadores con mayor capacidad para discriminar las fuentes potenciales de sedimento. A continuación, se determinó el origen del SS mediante la aplicación de un modelo mixto de optimización que permite cuantificar la proporción relativa de cada fuente potencial del sedimento. En último lugar, se exploraron las diversas fuentes de incertidumbre de la técnica mixta para proporcionar precisión y coherencia a la adscripción del origen en el SS a través de (a) la técnica de simulación de Monte

Carlo para considerar la variabilidad de los trazadores dentro de cada fuente potencial de sedimentos y (b) mediante la restricción de los modelos de mezcla con el objetivo de reflejar la comprensión del proceso en la cuenca (Martínez-Carreras et al., 2009).

4. RESULTADOS

Las propiedades de los sedimentos identificadas a través del *Mann-Whitney U-test* y del análisis de discriminación multivariante han permitido establecer la importancia relativa de las diversas fuentes potenciales de SS en Can Revull. Concretamente, a través de los trazadores Cs¹³⁷ y K y la aplicación de un factor de corrección según el tamaño de partícula, se proporciona un nivel de discriminación del 75% entre las fuentes potenciales y el SS. El análisis de errores relativos -descrito anteriormente- indica que proporcionan una discriminación eficaz para la definición de las fuentes de sedimento.

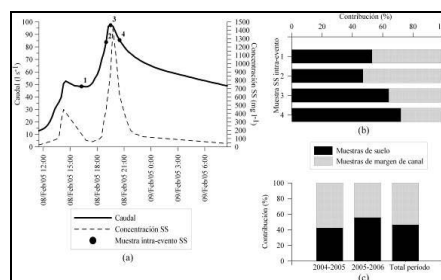


Fig. 2. (a) Hidrograma y sedigrama de un evento, del que se exponen (b) las contribuciones relativas de los tipos de fuentes individuales en las muestras de SS durante dicho evento y (c) las contribuciones relativas ponderadas de cada fuente según la exportación en las muestras integradas durante el período de estudio.

4.1. Variaciones intra-evento del origen del SS

La contribución relativa de cada fuente de sedimento se estableció para una crecida ocurrida el 8 de febrero de 2005 con una precipitación de 30 mm e intensidad máxima en 5' de 15 mm h⁻¹ en la que se recogieron 4 muestras representativas de las condiciones del flujo (Figs. 2a y 2b). La poca cobertura vegetal, la intensidad de

precipitación y la saturación del suelo permitieron la generación de escorrentía y sedimento en las laderas cultivadas. Así, en la rama ascendente del hidrograma la mayor parte del sedimento procedía del canal (53%), mientras que en la recesión dicha procedencia sólo fue del 28% debido a la llegada de sedimento de las laderas cultivadas.

4.2. Contribuciones ponderadas de cada fuente durante el período de estudio

Durante los dos años hidrológicos analizados, se ha observado que la contribución de cada fuente al SS (Fig. 2c) depende de la precipitación (acumulada e intensidad) combinada con la variabilidad estacional de la cobertura vegetal. De este modo, durante el año 2004-2005, en el SS predominó la contribución del sedimento procedente del canal (58%) frente al sedimento procedente de las laderas (32%). Así, durante el año 2004-2005 predominaron eventos de baja intensidad de precipitación y mayor cobertura vegetal en que la escorrentía se generó por saturación de suelos provocando la activación del sistema de drenaje subsuperficial que moviliza mayoritariamente sedimento procedente del canal. En cambio, durante el año 2005-2006, en el SS predominó la contribución del sedimento procedente del canal (44%) frente al sedimento de laderas (56%) ya que la mayoría de crecidas experimentaron mayor intensidad de precipitación en momentos de menor cobertura vegetal provocando el predominio del sedimento procedente de las laderas cultivadas.

5. CONCLUSIONES

Los resultados han permitido reconocer sintéticamente la validez de la aplicación de la técnica mixta de reconocimiento de las fuentes del SS o *fingerprinting technique* para cuantificar por primera vez el origen del SS exportado en una cuenca agrícola mediterránea drenada subsuperficialmente, concluyéndose que:

- a) El drenaje subsuperficial asistido juega un importante papel en la generación de escorrentía y a su vez en la movilización de sedimento en el canal.
- b) La diferente cobertura vegetal, la baja clinometría, las técnicas de conservación del suelo junto con la precipitación (acumulada y su intensidad) hacen que la contribución del sedimento procedente de las laderas cultivadas no sea mayoritaria.
- c) En este sentido, los datos deberán validarse para reconocer el papel del almacenaje temporal de sedimento en el canal procedente de las laderas y su posterior removilización.

Con todo, se ha obtenido información esencial para calcular un balance integrado de sedimentos en la cuenca de Can Revull que permitirá a su vez reconocer su contribución aguas abajo en el torrent de Na Borges.

Agradecimientos

Este trabajo se realizó gracias al proyecto REN2001-0281.

REFERENCIAS

- Estrany, J. y Garcia, C. 2009. El balance de sedimentos: instrumento de gestión integral de la erosión en cuencas de drenaje. En Pillet, F., Cañizares, M.C. y Ruíz, A.R. (Eds.): Geografía, territorio y paisaje: el estado de la cuestión. *Actas del XXI Congreso de Geógrafos Españoles* Ciudad Real, 1741-1756.
- Martínez-Carreras, N., Gallart, F., Iffly, J.F., Pfister, L., Walling, D.E. y Krein, A. 2009. Uncertainty assessment in suspended sediment fingerprinting based on tracer mixing models: a case study from Luxembourg. En Schmidt, J., Cochrane, T., Phillips, C., Elliott, T. and Basher, L. (Eds.): *Sediment Dynamics in Changing Environments* IAHS Publ. 325, 94-105.
- Phillips, J.M., Russell, M.A. y Walling, D.E. 2000. Time-integrated sampling of fluvial suspended sediment: a simple methodology for small catchments. *Hydrological Processes* 14 (14), 2589-2602.
- Walling, D.E. 2005. Tracing suspended sediment sources in catchments and river systems. *Science of The Total Environment* 344 (1-3), 159-184.

APLICACIÓN DEL MODELO SWAT A UNA CUENCA ACARCAVADA DEL PIRINEO

Application of the SWAT model to a Pyrenees badland catchment

L. Palazón ⁽¹⁾, A. Navas ⁽¹⁾

(1) Departamento de Suelo y Agua. Estación Experimental de Aula Dei (EEAD-CSIC) Zaragoza, España. lpalazon@eead.csic.es

Abstract: Computer models that simulate and quantify geomorphologic processes at different spatial and temporal scales had been developed over recent decades. These models provide information that by instrumental manner would be too expensive to obtain. For this study the internationally used model Soil and Water Assessment Tool (SWAT) was selected. The characteristics of the model allow the evaluation of different processes, such as the production and export of sediments in river catchments. The simulated scenarios are constructed through a Geographic Information System (GIS). The model discriminates homogeneous units with unique characteristics of substrate, land cover and slope. From these units the model calculates the sediment mobility. In this study the sediment yield produced by a catchment, composed mainly by Eocene marls located in the Central Spanish Pyrenees, was assessed. Because the erodible nature of the marls the catchment is highly degraded with significant sediment yield and transport to the Barasona reservoir.

Palabras clave: geomorfología, erosión, cárcavas, SIG, modelo SWAT.

Key words: geomorphology, erosion, badlands, GIS, SWAT model

1. INTRODUCCIÓN

Los modelos informáticos que simulan y cuantifican procesos geomorfológicos para la evaluación a diferentes escalas espaciales y temporales han ido evolucionando a lo largo de las últimas décadas. Aquellos que desarrollan diferentes procesos interrelacionados aportan una imagen general de lo que ocurre a escala de cuenca. La utilización de estos modelos suministra información que de modo instrumental sería muy costosa de conseguir. La investigación de los procesos geomorfológicos, así como la identificación y el estudio de las zonas de alto riesgo de erosión son importantes para la definición de estrategias de remediación pudiendo localizarlas en las zonas que lo necesiten.

Dentro de los modelos disponibles actualmente a escala de cuenca, el modelo *Soil and Water Assessment Tool* (SWAT) es ampliamente utilizado. Gracias a las continuas mejoras realizadas durante los últimos 30 años, ha ganado aceptación internacional como una herramienta de

evaluación interdisciplinar adecuada para cuencas de diferentes escalas bajo un amplio rango de configuraciones biofísicas y climáticas. Una amplia revisión bibliográfica de las diferentes aplicaciones del modelo se puede encontrar en https://www.card.iastate.edu/swat_articles/ y Gassman et al. (2007).

En este estudio se ha aplicado el modelo SWAT en el Pirineo Central Español, para el estudio de la exportación de sedimentos producida por una cuenca compuesta mayoritariamente por margas Eocenas. Las características del modelo permiten la evaluación de diferentes procesos a escala de cuenca, tales como la producción y la exportación de sedimentos. Por los materiales que la componen, la cuenca presenta una elevada degradación con una movilidad importante de sedimentos y un importante desarrollo de sistemas de cárcavas.

El objetivo del trabajo es aplicar el modelo SWAT a una cuenca pirenaica acaravada para evaluar la cantidad de sedimentos que produce y la funcionalidad de este modelo para cuencas de cárcavas similares. Los

resultados obtenidos con el modelo han sido comparados con otros estudios realizados en la zona para valorar su funcionalidad.

2. MATERIALES Y METODOS

2.1. Área de estudio

El modelo se ha aplicado a la cuenca de Villacarli, Pirineo Central Español. Ésta forma parte de la cuenca de drenaje del río Isábena (Fig. 1), que junto a la del río Ésera, constituyen la cuenca de drenaje del embalse de Barasona. Este embalse experimenta graves problemas de aterramiento desde su construcción en 1932 (Valero-Garcés et al., 1999; Navas et al., 2009).

La cuenca de Villacarli comprende una superficie de 43 km² (10% de la cuenca del río Isábena). El rango de altitudes de la cuenca oscila entre los 804 m s.n.m. en su desembocadura en el río Isábena y los 2365 m s.n.m. en su parte norte, donde se sitúa el Macizo del Turbón. Geológicamente, la cuenca se desarrolla en la unidad morfoestructural pirenaica de la Depresión Intermedia. La unidad está compuesta mayoritariamente por margas del Cretácico

medio en las que se desarrollan los sistemas de cárcavas (Fig. 2) y constituyen la mayor fuente de sedimentos que transporta el río Isábena hacia el embalse de Barasona (Alatorre et al., 2011).

El clima es de montaña, húmedo y frío, con influencias atlánticas y mediterráneas continentales (García-Ruiz et al., 1985). Las lluvias se desarrollan mayoritariamente en otoño y verano, siendo estas últimas normalmente de carácter torrencial.

Los suelos de la zona son en general, alcalinos, de poco desarrollo y con contenidos de materia orgánica bajos (excepto los desarrollados en bosques >3%). Hidráulicamente, son suelos bien drenados con capacidades de retención de agua limitadas.

Las cubiertas vegetales predominantes en la cuenca son el bosque (35%), el matorral (26%) y las praderas naturales (24%). Del resto, un 6% de la cuenca son afloramientos rocosos y solo un 4% corresponde a cárcavas o badlands.

Los procesos geomorfológicos más activos en la zona son los movimientos en masa y la erosión hídrica en las laderas y las cárcavas.

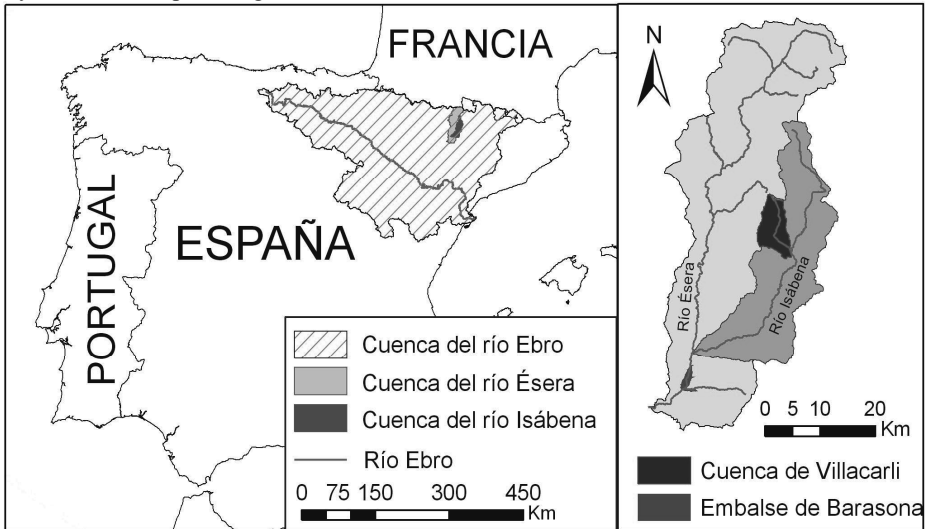


Fig. 1. Localización de la cuenca dentro de la cuenca del río Ebro y de la cuenca del río Isábena.



Fig. 2. Cárcavas de la cuenca de Villacarli.

2.2. El modelo SWAT

El *Soil and Water Assessment Tool* (SWAT) es un modelo semi-distribuido de base física, para la simulación en tiempo continuo y a largo plazo, diseñado para predecir el impacto de las prácticas de manejo del suelo en la hidrología y el transporte de sedimentos y contaminantes en cuencas agrícolas, con condiciones variables de suelos y usos del suelo (Arnold et al., 1998). En este estudio se ha aplicado la última versión del modelo (SWAT2009; Versión 93.6) acoplado como una extensión (ArcSWAT, Olivera, 2006) a un Sistema de Información Geográfica (SIG) que facilita la introducción de las capas de información en el modelo y su posterior calibración.

La producción y movilización de los sedimentos en SWAT es calculada mediante la ecuación universal de pérdida de suelo modificada (MUSLE; Williams 1995), que es función de la cantidad y volumen de escorrentía superficial, así como otros factores físicos relacionados con las características de la superficie, como el uso del suelo, la pendiente y la erodibilidad.

2.3. Aplicación del modelo

La información espacialmente distribuida esencial requerida por SWAT son datos de entrada que describen el clima, las propiedades del suelo, la topografía, la vegetación y las prácticas de manejo. La recopilación de toda esta información supuso un laborioso trabajo de documentación, adaptación y producción de datos.

SWAT se ha aplicado para un periodo de 2

años (2006-2008) a partir de un escenario fluvialmente calibrado para la cuenca del río Isábena.

3. RESULTADOS

La producción específica promedio de la cuenca de Villacarli simulada por SWAT para su desembocadura en el Isábena es de 2637 t km⁻². Para esta misma cuenca, López-Tarazón et al. (2012) estiman una producción específica de 2427 t km⁻² mediante la interpolación de medidas directas de la concentración de los sedimentos en suspensión en diferentes puntos de la cuenca del río Isábena.

Dentro de las unidades superficiales diferenciadas, más del 80% de la producción de sedimentos simulada con SWAT (Tabla 1) provienen de los sistemas de cárcavas. La producción específica simulada de los sistemas de cárcavas supera las 800 t ha⁻¹. Alatorre et al. (2010) obtienen mediante la aplicación del modelo WATEM/SEDEM una producción específica de 337 t ha⁻¹ para los sistemas de cárcavas de la cuenca del embalse de Barasona. En un sistema de cárcavas de una pequeña cuenca (Vallcebre, Pirineo Oriental), Regüés et al. (2000) estiman una producción específica de 600 t ha⁻¹ a partir de la medida de su producción absoluta.

Tabla 1. Producción específica de sedimentos de las unidades superficiales

Unidades	Producción t ha ⁻¹	Porcentaje %
Cultivos	8,63	0,89
Afloramiento rocoso	0,56	0,06
Cárcavas	842,46	84,42
Cauce	125,81	13,56
Bosque	4,80	0,52
Matorral	3,01	0,32
Pastos	2,14	0,23

Estacionalmente las mayores producciones de la cuenca de Villacarli se localizan en primavera y otoño correspondiendo con las épocas de lluvia. La exportación máxima mensual alcanza 82920 t ó 1974 t km⁻² en abril de 2007. Las exportaciones mensuales menores (<10 t) se estimaron en el verano

de 2007, que corresponde con el periodo más seco del periodo de simulación.

4. CONCLUSIONES

La producción de sedimentos en la cuenca de Villacarli presenta una gran variabilidad espacial y temporal. La variabilidad espacial se ve condicionada por la distribución de las unidades superficiales potencialmente productoras de sedimentos y la temporal por la disponibilidad de agua que se mueve por estas unidades.

Dentro de las unidades evaluadas, las principales productoras de sedimentos disponibles para su transporte son las cárcavas y el cauce principal. Según estos resultados las zonas de cárcavas constituyen la fuente mayoritaria de sedimentos dentro de la cuenca de Villacarli y, consecuentemente, del río Isábena. La elevada producción del cauce se origina por la gran disponibilidad de sedimentos acumulados en ellos.

La precisión del modelo está afectada por la resolución de las capas de información disponibles introducidas en este. En función del grado de resolución se puede producir sobre o sub- estimación de la producción de las diferentes unidades superficiales.

La aplicación del modelo SWAT en la cuenca de Villacarli, con un considerable desarrollo de sistemas de cárcavas, produce unos datos de exportación de sedimentos dentro de los rangos esperados. Estos resultados apoyan la aplicabilidad del modelo como herramienta de evaluación de la producción y exportación de sedimentos en cuencas pirenaicas.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto EROMED (CGL2011-25486).

REFERENCIAS

Alatorre, J.C., Beguería, S. y García-Ruiz, J.M. 2011. Regional scale modeling of hillslope sediment delivery: A case study in the Barasona Reservoir watershed (Spain) using

- WATEM/SEDEM. *Journal of Hydrology* 391, 109-123.
- Arnold, J.G., Srinivasan, R., Mutiah, R.S. y Williams, J.R., 1998. Large Area Hydrologic Modelling and Assessment Part I: Model Development. *Journal of the American Water Resources Association* 34(1), 73-89.
- García-Ruiz, J.M., Puigdefábregas, J. y Creus, J. 1985. *Los recursos hídricos superficiales del Alto Aragón*. Instituto de Estudios Altoaragoneses, Huesca, 224 pp.
- Gassman, P.W., Reyes M.R., Green C.H. y Arnold J.G. 2007. The Soil and Water Assessment Tool: Historical Development and Future Research Directions. *Transactions of the ASABE* 50 (4), 1211-1250.
- López-Tarazón, J.A., Batalla, R.J., Vericat, D. y Francke, T. 2012. The sediment budget of a highly dynamic mesoscale catchment: The River Isábena. *Geomorphology* 138, 15-28.
- Navas, A., Valero-Garcés, B.L., Gaspar, L. y Machín, J. 2009. Reconstructing the history of sediment accumulation in the Yesa reservoir: an approach for management of mountain reservoirs. *Lake and Reservoir Management*, 25(1), 5-27.
- Olivera, F., Valenzuela, M., Srinivasan, R., Choi, J., Cho, H., Koka, S. y Agrawal, A. 2006. ArcGIS-SWAT: A geodata model and GIS interface for SWAT. *Journal of the American Water Resources Association* 42(2), 295-309.
- Regüés, D., Balasch, J., Castellort, X., Soler, M. y Gallart, F. 2000. Relación entre las tendencias temporales de producción y transporte de sedimentos y las condiciones climáticas en una pequeña cuenca de montaña mediterránea (Vallcebre, Eastern Pyrenees). *Cuadernos de Investigación Geográfica* 26, 24-41.
- SWAT (Soil and Water Assessment Tool): SWAT model software. U.S. Department of Agriculture-Agricultural Research Service, Grassland, Soil & Water Research Laboratory, Temple, Texas. [<http://swatmodel.tamu.edu/software/swat-model/>].
- Valero-Garcés, B.L., Navas, A., Machín, J. y Walling, D. 1999. Sediment sources and siltation in mountain reservoirs: a case study from the Central Spanish Pyrenees. *Geomorphology* 28, 23-41.
- Williams, J.R. 1995. Chapter 25: The EPIC model. En: Computer models of watershed hydrology. (Eds.) *Water Resources Publications*, Colorado, 909-1000.

PROPUESTA DE MÉTODO TOPOGRÁFICO PARA EL ESTUDIO DE LA EROSIÓN EN UN CAMINO FORESTAL

Proposal of a topographic method for the study of erosion in a unpaved road

I. Matamoros ⁽¹⁾, A. Novella ⁽¹⁾, F. Pros ⁽²⁾, C. Gracia ⁽²⁾, E. Pacheco ⁽³⁾, X. Úbeda ⁽³⁾

- (1) Ingenieros Técnicos en Topografía por la Universitat Politècnica de Catalunya, Departament d'Enginyeria del Terreny, Cartogràfica i Geofísica. Universitat Politècnica de Catalunya. iv.mat.mol@gmail.com
- (2) Departament d'Enginyeria del Terreny, Cartogràfica i Geofísica. Universitat Politècnica de Catalunya.
- (3) GRAM. Departament de Geografia Física i AGR. Universitat de Barcelona.

Abstract: The following paper is based on the explanation of survey applications that have been used for geomorphological research in an experimental basin with a Mediterranean climate. This consisted of determining whether the source of erosion suffered in a small area from different agents, whether they were climatological or anthropic. The study took place in Les Gavarres Mountains, NE Catalonia, between 2010 and 2011. Two data capture campaigns were used to obtain results that were later compared and analyzed, taking into consideration factors that had been favoring or not the quantity of erosion or accumulation of sediment.

Palabras clave: Erosión, Camino Forestal, Cuenca Hidrográfica, Les Gavarres, Topografía, Perfil.

Key words: Erosion, Unpaved Road, Basin, Les Gavarres Mountains, Topography, Section.

1. INTRODUCCIÓN

Los estudios de erosión en vertientes han utilizado durante las últimas décadas diversas técnicas de cuantificación de material erosionado a consecuencia de la escorrentía producida por eventos de lluvia más o menos intensos. Lo que llamamos erosión hídrica puede evaluarse de una forma cualitativa o cuantitativa (Cerdà, 2001). La evaluación cualitativa va ligada al estudio de las formas de erosión (regueros, cárcavas, etc.) que identifican los grados de erosión (Bordas y Sánchez, 1987). Dentro del formato cuantitativo existen los métodos ya conocidos de las agujas, las parcelas, los aforos o los trazadores, para poner algunos ejemplos (Cerdà, 2001). Los diferentes usos del suelo son una de las variables a tener en cuenta a la hora de realizar estudios de este tipo (Kosmas et al., 2000). Es interesante saber cuáles son las vertientes que tienden a ofrecer unas tasas más elevadas de erosión, si estas son forestales o agrícolas, o espacios que han sido afectados por una perturbación (incendios, nevadas, talas desbroces, etc.) (Úbeda y Sala, 2001). En

este artículo se aborda el estudio de la erosión en caminos forestales. Arnáez et al. (2004) experimentan con el uso de la lluvia simulada cuales son las tasas de erosión en caminos forestales en el noreste de España. Jordán-López et al. (2009) también utilizan el mismo método para la cuantificación de la erosión en caminos forestales, esta vez en el sur de España. Ramos (2010) utiliza trampas de sedimento en Puerto Rico. Foltz et al. (2009) utilizando lluvia simulada compara las tasas emitidas en caminos forestales abandonados con los que están en uso. Todos ellos concluyen que las tasas de erosión son más elevadas en los caminos forestales que en otros tipos de usos del suelo. También relacionado con la poca capacidad de infiltración, sellamiento de la superficie e hidrofobicidad del suelo. Este artículo relata una parte del proyecto final de carrera de I.T. en Topografía (Matamoros y Novella, 2011) donde se hace un estudio de erosión en un camino forestal mediante un perfil longitudinal utilizando métodos topográficos para el cálculo del volumen y la forma de erosión.

Los objetivos de este trabajo son:

cuantificar el volumen de erosión y sedimentación en un tramo de este camino forestal y comprobar si esta técnica es válida para este tipo de estudios.

2. ÁREA Y TIEMPO DE ESTUDIO

El trabajo de campo se realiza en un camino forestal cercano a una finca rústica dentro de una pequeña cuenca hidrográfica del macizo de *Les Gavarres* (Fig. 1), denominada cuenca de Vernegà (2,5 Km²).

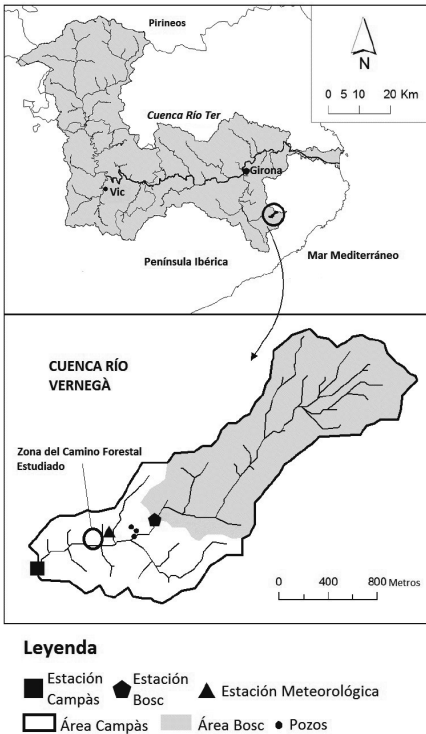


Fig. 1. Ubicación de la cuenca del Río Vernegà y zona del camino forestal estudiado.

En esta cuenca las condiciones de humedad del suelo antes de las crecidas son el factor que determina la escorrentía total, el volumen total generado, el coeficiente de escorrentía, el caudal máximo y así también la carga de sedimentos. En esta cuenca las crecidas aportan un 80% del volumen total de agua que circula durante el año pero esto sucede en tiempos muy

breves, se trata por tanto de una cuenca típicamente torrencial, es decir, que funciona solamente cuando se producen fuertes lluvias y el acuífero ha tenido tiempo de recargarse de la sequía estival.

La toma de datos se hizo en dos campañas distintas, Octubre de 2010 y Mayo de 2011, para poder dejar pasar la época de lluvias y así notar cambios en el terreno que nos indicasen el impacto que se había producido.

Comparando con otros eventos de erosión estudiados en la cuenca y los datos obtenidos de precipitación, se destaca que fue un periodo de escasas lluvias a pesar de que los dos momentos de muestreo acotaban los meses que normalmente hay más precipitación.

La litología, que es principalmente granítica, favorece la erosión de las zonas altas debido a las pendientes más pronunciadas para posteriormente sedimentar gran parte de las partículas en las zonas de menos altura.

3. TOMA DE DATOS

3.1. Trabajo de campo

Como se comenta anteriormente los datos de campo se toman en dos campañas diferentes y con una estación total Leica Flex Line TS-06, aparato topográfico que nos proporciona una gran precisión tanto en planimetría como en cota, cosa que nos es de vital importancia porque es el principal dato de comparación. Este aparato emite un láser a un reflector, llamado prisma, que se coloca allí donde se quieren conocer las tres coordenadas de ese punto. Previamente se colocaron dos hitos en los extremos del perfil de 72 metros de longitud para que la posición de éste sea el mismo en las dos épocas y en posibles futuros estudios.

En cada una de las campañas se tomaron entre 110 y 130 puntos, la mayoría a lo largo de la recta del perfil, el resto fueron próximos al camino para tener más información y así conocer de forma general el impacto producido. La elección de qué

puntos tomar fue pensada de forma que allí donde había un cambio de pendiente más brusco se cogiesen más puntos que en las zonas llanas para representar con mayor exactitud el terreno.

3.2. Procesado de datos

Estas coordenadas de los puntos quedan almacenadas en el aparato topográfico para después ser exportadas al ordenador. Una vez allí se procesan con el *software* de ingeniería civil Inroads para obtener unos resultados y poder analizarlos de una forma adecuada.

Gracias a este programa vamos a obtener distintos mapas temáticos que reflejan tanto la erosión como la sedimentación, en el perfil y en los alrededores donde se tomaron puntos y lo más importante, el gráfico de cómo ha evolucionado ese perfil durante esos meses estando expuesto principalmente a los agentes climáticos y en menor medida a los antrópicos.

4. ANÁLISIS DE RESULTADOS

Como resultado gráfico se obtiene un mapa de isopacas, es decir, aquel que muestra la diferencia de espesor entre las campañas de observación (Fig. 2) del área que rodea al perfil. En la Fig. 2 en color azul se muestran las zonas erosionadas y en color rojo, las zonas de sedimentación. También se dibujan las curvas de nivel para conocer de forma numérica la diferencia de superficie que ha habido durante este tiempo.

Además se confeccionan dos perfiles

superpuestos donde se colorean las diferencias de cota, en rojo donde la segunda toma de datos ha dado una cota superior, es decir ha habido sedimentación, y en azul donde ha sido inferior, es decir, se ha erosionado el terreno (Fig. 3). Para poder ver bien los resultados en esta figura, se representa a escala 1:250 y se exagera la escala vertical 5 veces, así se pueden obtener los detalles con mayor facilidad.

Gracias al *software* utilizado se pudo calcular la cantidad de suelo desplazado, de esta forma se tiene un valor numérico para saber si ha estado dentro de lo normal con respecto a otros tiempos o ha sido de forma excepcional. Los resultados obtenidos muestran 7 m^3 que han sido erosionados y $26,44 \text{ m}^3$ sedimentados, con un movimiento neto de $19,44 \text{ m}^3$ positivos en esa parte del camino estudiado.

5. CONCLUSIONES

Aunque en el mapa de isopacas, elaborado con las dos superficies generadas con el *software* y gracias a la toma de datos con la estación total, aparezca un área predominante de material erosionado, las curvas de nivel y los resultados numéricos ($19,44 \text{ m}^3$ de sedimentación) muestran que el volumen de sedimentación es mayor y concentrado en unas zonas determinadas.

Esto es debido a que el camino se encuentra en la zona baja de la cuenca y van a parar muchos sedimentos que han sido erosionados de la parte más alta, además de que por el camino atraviesa un pequeño reguero que acumula sedimento

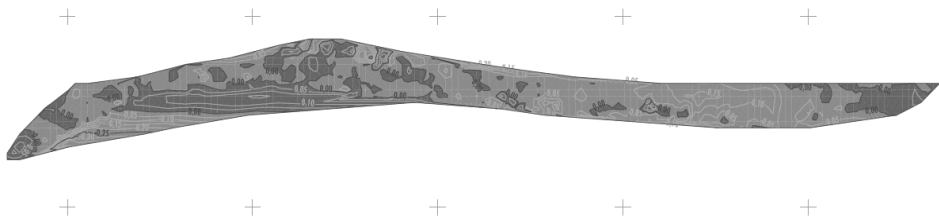


Fig. 2. Mapa de isopacas con curvas de nivel.

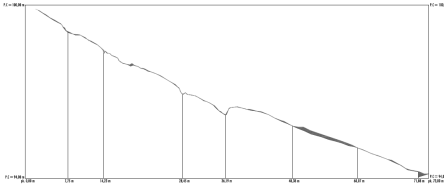


Fig. 3. Diferencia de cotas de los perfiles, rojo sedimentación, azul erosión.

de cotas superiores.

Se puede decir que el método ha generado una información que lo hace susceptible de ser aplicado para este tipo de estudio, cumpliendo el segundo de los objetivos de este trabajo.

Éste ha sido otro método para el estudio de la erosión que se ha aplicado en este camino forestal. En la misma área ya se han desarrollado estudios de erosión con diferentes instrumentos como trampas de erosión entre otros. Con el tiempo se pretende la comparación de datos de diferentes metodologías y ampliarlo a toda la cuenca de estudio.

Agradecimientos

Los autores agradecen a Jesús Soler las facilidades para llevar a cabo las mediciones de campo en la finca de Mas Bassets, a las Acciones Complementarias del Ministerio de Ciencia e Innovación: CGL2008-04178-E/HID y CGL2010-12086-E y a la ayuda a Grups de Recerca del Comissionat per a Universitats i Recerca del DIUE de la Generalitat de Catalunya.

REFERENCIAS

- Arnáez, J., Larrea, V. y Ortigosa, L. 2004. Surface runoff and soil erosion on unpaved forest roads from rainfall simulation tests in Northeastern Spain. *Catena* 57, 1-14.
- Bordas, V. y Sánchez, J. 1987. Estudio comparativo sobre diferentes métodos de valoración de la erosión hídrica en unas áreas piloto representativas de la provincia de Valencia. *Anales de Edafología y Agrobiología* 46, 1277-1290.
- Cerdà, A. 2001. Erosión hídrica del suelo en el territorio valenciano. Geofoma Ediciones. Logroño. 79 pp.

- Foltz, R.B., Copeland, N.S. y Elliot, W.J. 2009. Reopening abandoned forest roads in northern Idaho, USA: Quantification of runoff, sediment concentration, infiltration, and interrill erosion parameters. *Journal of Environmental Management* 90, 2542-2550.
- Jordán-López, A., Martínez-Zavala, L. y Bellinfante, N. 2009. Impact of different parts of unpaved forest roads on runoff and sediment yield in a Mediterranean area. *Science of Total Environment* 407, 937-944.
- Kosmas, C., Gerontidis, St. y Marathanou, M. 2000. The effect of land use change on soils and vegetation over various lithological formations on Lesvos (Greece). *Catena* 40 (1), 51-68.
- Matamoros, I., Novella, A., Gracia, C., Pros, F. y Úbeda, X. 2011. Implementación de una infraestructura geomática en una microcuenca instrumentada en Les Gavarnes. *Proyecto Final de Carrera de Ingeniería Técnica en Topografía*.
- Ramos, E. 2010. Sediment production from unpaved roads in a sub-tropical dry setting - Southwestern Puerto Rico. *Catena* 82, 146-158.
- Úbeda, X. y Sala, M. 2001. Chemical concentrations in overland flow from different forested areas in a Mediterranean Environment: burned forest at different fire intensity and unpaved road. *Zeitschrift für Geomorphologie* 45 (2), 225-238.

APLICACIÓN DE TÉCNICAS AVANZADAS EN GEOMÁTICA PARA EL ESTUDIO DE LA DINÁMICA SEDIMENTARIA EN CÁRCAVAS DEL PRE-PIRINEO ARAGONÉS

Badland morphology and evolution by means of the application of new geomatics technologies: a pilot study in the Aragon Pre-Pyrenees

D. Vericat^(1,2,3), **M. Smith**⁽³⁾, **J.A. López-Tarazón**⁽¹⁾, **A. Tena**⁽¹⁾, **J. Brasington**⁽⁴⁾,
R.J. Batalla^(1,2,5)

- (1) Fluvial Dynamics Research Group (RIUS; www.fluvialdynamics.com). Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl (DMACS), Universitat de Lleida, E-25198, Lleida, España, dvericat@macs.udl.cat
 (2) Centre Tecnològic Forestal de Catalunya
 (3) Institute of Geography and Earth Sciences, Aberystwyth University
 (4) School of Geography, Queen Mary University of London
 (5) ICRA, Institut Català de Recerca de l'Aigua

Abstract: In this paper we present the topographic change of an experimental badland. Multi-temporal topographic models were obtained by means of TLS. Additionally, rainfall between each topographic survey was measured, while air temperature was monitored continuously. A total of 7 topographic surveys were obtained (between 1 and 7 million observations). ToPCAT, an open source algorithm designed to analyse large 3D point clouds, was applied to the TLS data sets. The long term (16 months) erosion rate was estimated between 3 and 5 cm, yielding an annual net erosion of $> -4\text{cm/yr}$ for the whole experimental badland. These results show that TLS data sets provide new opportunities in the study of topographic change in highly erodible landscapes where the use of conventional 'invasive' topographic technologies is limited. TLS-derived morphometric sediment budgets offer distributed estimations of topographic change, permitting evaluation of the main factors controlling erosion processes at multiple spatial and temporal resolutions.

Palabras clave: cárcavas, laser escáner terrestre, erosión

Key words: badland, Terrestrial Laser Scanning, erosion

1. BASE LÓGICA

Recientes avances en el campo de la geomática (adquisición, tratamiento, análisis y almacenamiento de información geográfica, i.e. topográfica) generan una oportunidad única para la obtención de modelos topográficos de alta resolución. La aplicación de láser escáner terrestre permite la obtención de datos topográficos a una resolución y rapidez sin precedente (i.e. alcances entre 10^1 - 10^3 m con resoluciones de 10^{-3} m; 10^4 observaciones por segundo). Las características de estos equipos permiten la obtención de modelos topográficos 3D: auténticas replicas de la compleja realidad topográfica. Aunque las oportunidades son múltiples, el procesamiento de los datos requiere el diseño de metodologías integradas para una correcta adquisición (e.g. Williams et

al., 2011) y herramientas para un procesamiento adecuado al objetivo particular del estudio (e.g. Brasington et al., 2012). En este estudio (*BadlandScan*) se presenta la metodología desarrollada para aplicar tecnologías de escaneo terrestre al estudio topográfico y evolutivo de superficies altamente erosionables. Se presenta el diseño experimental de adquisición, post-proceso y análisis, así como la potencialidad de los modelos topográficos obtenidos y el posible avance en el conocimiento de las relaciones causa-efecto que estos pueden conllevar. La aplicación de técnicas topográficas invasivas (e.g. GPS) en superficies altamente erosionables con fuerte pendiente es limitada; mientras que la obtención de datos puntuales (e.g. clavos de erosión) no permite disponer de la resolución y de la distribución espacial de

observaciones necesaria para el estudio de los principales procesos erosivos y su dinámica temporal a múltiples escalas.

2. ÁREA DE ESTUDIO

Este estudio se ha realizado en una zona de cárcavas ubicadas en la cuenca del río Isábena (445 km², sur del Pirineo Central, Huesca, España), y complementa los trabajos que el grupo de investigación de Dinámica Fluvial de la Universitat de Lleida (RIUS) está realizando desde el año 2005 (e.g. López-Tarazón et al., 2012). La cuenca del río Isábena presenta una franja de margas eocenas en la zona media de la cuenca, formando estructuras acarcavadas. Dichas superficies constituyen la fuente principal de sedimentos en suspensión, pese a representar menos del 1% de la superficie total de la cuenca (López-Tarazón et al., 2012).

Se ha seleccionado una cárcava piloto de 90 m² (ubicada en la subcuenca de Villacarli) para el estudio de la dinámica topográfica entre episodios de lluvia para el periodo Septiembre-Diciembre de 2010. También se dispone de un levantamiento topográfico de contexto obtenido en Agosto de 2009 que permite el estudio evolutivo de la zona piloto a escala anual. Tal y como se ha indicado anteriormente, los sedimentos de estas estructuras son margas eocenas altamente erosionables. La distribución granulométrica de éstos materiales indica que se trata de partículas finas ($D_{50} = 0.0034$ mm, donde el D_{50} corresponde a la mediana de la distribución de tamaños), dentro de la fracción granulométrica característica de limos y arcillas. Un 0.2% de la distribución granulométrica se encuentra dentro la fracción de arenas. La Fig. 1A presenta el modelo topográfico de contexto y la localización de la cárcava piloto.

3. DISEÑO EXPERIMENTAL

BadlandScan presenta un diseño metodológico integrado con un núcleo

central de geomática que se complementa de técnicas convencionales para la obtención de datos de transporte de sedimentos, y para la monitorización de la precipitación (12 pluviómetros ECRN-50 Decagon®) y la temperatura (sonda tipo TruTrack®). Paralelamente a la obtención y monitorización se ha desarrollado un diagrama de flujo muy específico para el post-proceso de datos que incluye: a) la transformación y unificación de los sistemas de coordenadas manteniendo el error de registro dentro de los límites de precisión de los equipos; b) la creación de modelos topográficos, de rugosidad, de densidad de observaciones y de pendientes (mediante el algoritmo de libre distribución TopCat, Brasington et al., 2012 y Vericat et al., en este volumen); c) la obtención de modelos de cambio; y d) el análisis de incertidumbre distribuido espacialmente en base a los modelos descritos en (b) para la creación de límites mínimos de detección y así eliminar aquellos valores de cambio que estadísticamente no son significativos. Este último análisis se ha desarrollado mediante el algoritmo de libre distribución DoD3 (Wheaton et al., 2009). El diseño experimental y metodológico de *BadlandScan* se presenta de manera esquemática en las Figs. 2, 1B y 1C.

4. RESULTADOS INICIALES

Una vez aplicado el diseño experimental descrito anteriormente se ha seleccionado un área de 37 m² para el análisis temporal de los cambios topográficos. Dicha selección se ha realizado para evitar áreas sin observaciones topográficas debido al efecto *sombra* durante la adquisición de los datos; y así mantener una distribución (en el espacio) homogénea de observaciones topográficas para cada uno de los levantamientos y evitar zonas ocultas. Es necesario recalcar que se trata de un estudio piloto para estudio de la potencialidad del diseño experimental. Cada una de la nube de puntos se ha post-procesado a una resolución de 5 x 5 cm

mediante ToPCAT (Fig. 1C). Los resultados del algoritmo permiten la obtención de modelos topográficos para cada uno de los periodos de adquisición (e.g. elevación mínima de cada celda, Fig. 3A), al igual que toda la información necesaria para el correspondiente análisis de límites mínimos de detección para prescindir de cambios estadísticamente no significativos (ver apartado 3).

Las figs. 3B-G muestran como la dinámica erosiva (valores rojos) y de dilatación-expansión o erosión (valores azules) de los materiales es variante. A nivel anual (Fig. 3B) se observa un claro patrón erosivo en ambas orientaciones (26,5 m², -1,8 m³), y una zona sedimentaria en la base de la cárcava (1,1 m²; +0.1 m³).

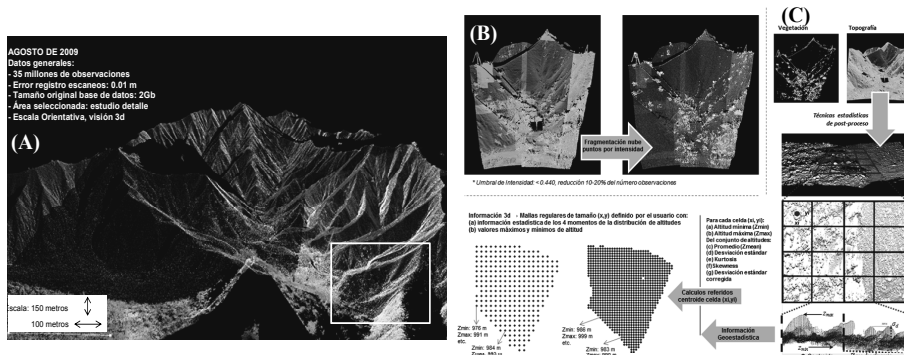


Fig. 1. (A) modelo topográfico (x,y,z) de contexto obtenido mediante láser terrestre en la zona de cárcavas de la cuenca del río Isábena en Agosto de 2009. Los datos se han obtenido con un láser terrestre Leica ScanStation, mientras que las nubes de puntos se han registrado a partir de un total de ocho dianas (ver Fig. 2 para más detalles sobre la red de control topográfica). El cuadro blanco engloba la cárcava piloto. Los puntos han estado coloreados con los valores RGB de la fotografía tomada al mismo tiempo que se realizó el escaneo. Se presenta la escala vertical y horizontal orientativa ya que se trata de un modelo 3D y esta se distorsiona con la distancia desde el origen. (B-C) diseño Experimental II: Post-proceso y Obtención de Modelos. (B) Extracción de la vegetación de los escaneos mediante la fragmentación por intensidad. (C) esquema del análisis de datos mediante ToPCAT. Este algoritmo permite definir una malla regular (xi, yi) que se superpone a la nube de puntos y, para cada una de las celdas se calcula: i) información estadística del conjunto de observaciones coincidentes dentro del espacio definido por xi y yi; y ii) valores mínimos y máximos del dentro del mismo espacio. Adicionalmente se calcula el valor de la desviación estándar corregida, que corresponde a la desviación estándar de los valores de altitud substrayendo la diferencia de elevación causada por la pendiente. Estudios previos demuestran que estos valores se consideran representativos de la rugosidad de la superficie objeto de estudio, mientras que los valores de elevación mínima se consideran la superficie real de esta.

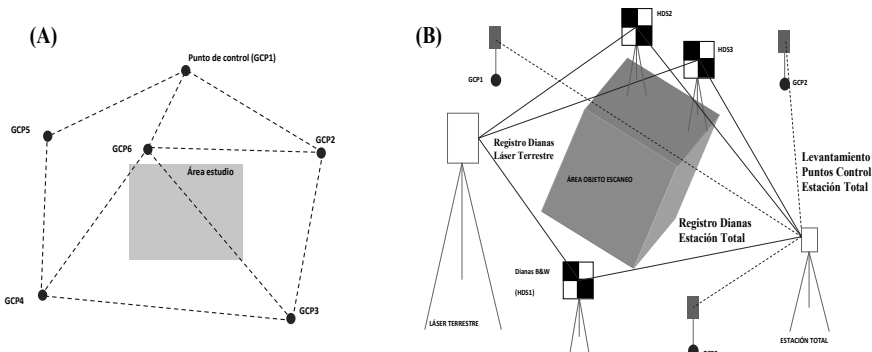


Fig. 2. Diseño experimental I: Red de Control para garantizar la máxima calidad en el procesamiento. (A) esquema de ubicación de puntos de control (hitos topográficos fijos, permanentes) para el registro y unificación de los sistemas de coordenadas de los datos topográficos. (B) esquema simplificado del diseño experimental de campo para la obtención de datos topográficos: estacionamiento, levantamiento de puntos de control y registro de dianas.

La erosión media en ambas vertientes es superior a los -4 cm/año. Los resultados a escala de episodio (Figs. C-G) muestran como la distribución de los procesos erosivos o de dilatación puede ser homogénea (e.g. 3F) o concentrada en zonas específicas de la vertiente (e.g. 3C). Los resultados también indican como la dinámica sedimentaria está relacionada con la escala temporal del análisis y la magnitud de los procesos gobernantes (e.g. erosión debido a la intensidad de la precipitación; dilatación de las partículas por hidratación o expansión del regolito por hielo); que a su vez pueden estar influenciados por el grado de vegetación, por las condiciones antecedentes de compactación, y por la orientación de las vertientes. La aplicación del diseño metodológico de BadlandScan permite obtener los datos necesarios para mejorar el conocimiento sobre la dinámica erosiva de este tipo de superficies que son la principal fuente de sedimentos en cuencas intramontanas Mediterráneas.

Agradecimientos

Se agradece al Instituto de Estudios Altoaragoneses el haber financiado este estudio piloto. También se agradece la amabilidad y colaboración de José, el propietario de las tierras donde se ubica el área de estudio, y de Jesús, vecino que ha colaborado en aspectos logísticos. Se agradece toda la ayuda recibida por parte de los miembros del grupo de investigación RIUS (www.fluvialdynamics.com) y sus colaboradores. También agradecer la información facilitada por la Confederación Hidrográfica del Ebro. El primer autor está contratado mediante el programa Ramón y Cajal (RYC-2010-06264) del Programa Nacional de Contratación e Incorporación de Recursos Humanos de Investigación.

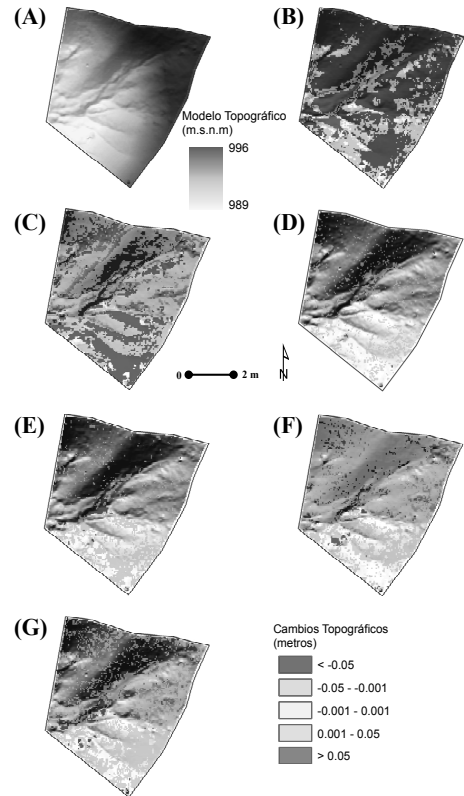


Fig 3. (A) modelo topográfico del área de análisis de detalle en la cárcava piloto. Evolución topográfica: comparación de los modelos (B) de Agosto de 2009 y 29 de Diciembre de 2010 (escala anual); (C) de 01 y 16 de Septiembre de 2010; (D) de 16 de Septiembre y 08 de Octubre de 2010; (E) de 08 y 16 de Octubre de 2010; (F) de 16 de Octubre y 17 de Noviembre de 2010; y (G) de 17 de Noviembre y 29 de Diciembre de 2010.

REFERENCIAS

- Brasington, J., Vericat D. y Rychkov, I. 2012. Modelling River Bed Morphology, Roughness and Surface Sedimentology using High Resolution Terrestrial Laser Scanning. *Water Resources Res.* (in submission).
- López-Tarazón, J.A., Batalla, R.J., Vericat, D. y Franke, T. 2012. The sediment budget of a highly dynamic mesoscale catchment: the River Isábena. *Geomorphology* 138 (1), 15-28.
- Wheaton, J.M., Brasington, J., Darby, S.E. y Sear D. 2010. Accounting for Uncertainty in DEMs from Repeat Topographic Surveys: Improved Sediment Budgets. *Earth Surface Processes and Landforms* 35 (2), 136-156.

DESARROLLO DE UNA METODOLOGÍA PARA LA ESTIMACIÓN DE TASAS DE EROSIÓN LAMINAR HISTÓRICAS A PARTIR DE RAÍCES EXPUESTAS Y ESCÁNER LASER TERRESTRE

Developing a methodology for estimating historical sheet erosion rates using exposed roots and terrestrial laser scanner

Á. Gómez-Gutiérrez⁽¹⁾, S. Schnabel⁽¹⁾, J. Rubio⁽¹⁾, Á. Morales⁽¹⁾, J.J. De Sanjosé⁽²⁾, F. Berenguer⁽²⁾

- (1) Área Geografía Física, Universidad de Extremadura, Avda. universidad s/n, Facultad de Filosofía y Letras, 10071, Cáceres, alvgo@unex.es
 (2) Área Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría, Universidad de Extremadura

Abstract: Estimating historical rates of sheet erosion represents a challenge in areas with a long land use history. In this paper, a methodology based on analyzing the morphology of tree stems, exposed roots and surface micro-topography by means of data obtained with a Laser Terrestrial Scanner is presented. Using the base of tree stems and exposed roots, the initial level of the surface was estimated. On the other hand, an existing tree growth model was applied to the trees in the study area in order to estimate their age. Finally, with the antecedent surface, the current surface and the estimated age of every tree, soil erosion rates were calculated. Preliminary results showed historical rates for 3 trees in the study area with values ranging from 7.47 to 9.24 t·ha⁻¹·y⁻¹. These preliminary results indicate an increase in soil erosion during the last century with the highest rates for the youngest trees.

Palabras clave: erosión laminar, tasas históricas, raíces expuestas, escáner láser terrestre, dehesas.

Key words: sheet erosion, historical rates, exposed roots, terrestrial laser scanner, rangelands.

1. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo se enmarca dentro del proyecto de investigación “*Análisis y Modelización Integral de las Dehesas: Cambios de uso y manejo y repercusiones sobre la sustentabilidad del sistema (AMID)*”. Uno de los objetivos principales de este proyecto es analizar como los diferentes usos del suelo han influido en la situación actual del mismo frente a los procesos de degradación. Sin embargo, resulta muy difícil estimar la evolución de las propiedades edáficas en el tiempo. Tan sólo aquellas que presentan un registro histórico son susceptibles de ser utilizadas y analizadas en el marco del proyecto. Por este motivo, se analizan y tratan de determinar tasas de erosión históricas. Los métodos para la determinación de tasas de erosión laminar histórica son variados, pero entre los más empleados se encuentran la utilización de isótopos radioactivos y el uso de evidencias

botánicas. Ambas técnicas serán utilizadas de forma paralela en el proyecto AMID lo que permitirá el calibrado mutuo y la estimación de los márgenes de error. Sin embargo, el objetivo principal de este trabajo es realizar una análisis y exposición del desarrollo metodológico conducente a la obtención de las tasas de erosión laminar históricas a partir de la morfología de la base del tronco y empleando como técnica de medición un escáner láser terrestre (TLS). En esta línea, se presentan los primeros resultados obtenidos con la aplicación de dicha técnica.

2. ÁREA DE ESTUDIO

La vertiente en la que se llevó a cabo la toma de datos se localiza en la explotación Buitrera de Villavieja (435 ha), término municipal de Deleitosa en la provincia de Cáceres. Se trata de una vertiente en una explotación de dehesa que se desarrolla sobre pizarras del complejo esquisto-

grauváquico y que dan lugar a suelos del tipo Leptosol dístico. El clima es Mediterráneo con una precipitación media anual de 620 mm y una temperatura de 17°C. La principal característica del clima es su elevada variabilidad. Se trata, como se comentó anteriormente, de una explotación de dehesa con una base ganadera ovina y caprina.

3. MATERIAL Y PLATEAMIENTO METODOLÓGICO

El planteamiento metodológico general se basa en la adquisición de un modelo tridimensional actual (superficie actual; S_a) de una vertiente con arbolado disperso y de gran resolución. A partir del modelo, e interpretando la morfología de la base del tronco se define la superficie pretérita (S_p) en el momento del nacimiento del árbol. La definición de dicha superficie se realizó aplicando una corrección a la posición en Z del punto de inflexión (paso de tronco a raíz con cambio de pendiente). La corrección se basa en utilizar el coseno de la pendiente por el radio de la base del tronco para restar a la Z actual del punto de inflexión. Esta modificación resulta indispensable ya que el árbol, como consecuencia de su propio crecimiento provoca un desplazamiento en Z del punto de inflexión a lo largo de su vida. En la Fig. 1 se puede observar una encina con las raíces expuestas en la base del tronco debido a la erosión laminar continuada. Posteriormente, se utilizarán ambas superficies para estimar los volúmenes de material erosionado. Al mismo tiempo, se pretende extraer del modelo actual las dimensiones del tronco de los árboles con el fin de utilizarlas en los modelos de crecimiento existentes y así poder determinar la edad de los individuos. A partir de los volúmenes de material erosionado y la estimación de la edad de los árboles se aportarán tasas de erosión. La expresión que resume el anterior planteamiento es $T_e = (S_p - S_a) / E_a = V_c / E_a$ donde T_e es la tasa de erosión histórica

para el período definido por la edad del árbol (E_a) y V_c es el volumen de suelo removido.

Para la captura de la nube de puntos que conforman el modelo tridimensional (3D) del área de estudio se utilizó un escáner 3D Leica C10. Se llevaron a cabo 3 tomas que fueron posteriormente enlazadas utilizando para ello el software Cyclone (Leica Geosystems). Finalmente, se editó la nube de puntos para eliminar errores groseros y seccionar la información utilizando el software Realworks (<http://www.trimble.com/>) y Pointtools Edit (<http://www.pointtools.com>).

Tras preparar la nube de puntos, se procedió a la reconstrucción S_a . Se han testado varias metodologías. En primer lugar se dio un enfoque LIDAR para la generación de la S_a , para ello se estimó la densidad de puntos y se analizó la reflexión con un valor menor de la coordenada Z para construir así S_a . Sin embargo, y tras varios análisis se desestimó este método para la generación de S_a ya que la irregularidad introducida por la cubierta herbácea generaba modelos de superficie artificiales y poco rigurosos. El enfoque definitivo consistió en utilizar el algoritmo de cálculo de rugosidad implementado en Cloud Compare (<http://www.danielgm.net/cc/>; basado en el cálculo de la distancia de un punto al mejor plano de ajuste en un entorno local) y que permitió aislar y eliminar la cubierta herbácea. En la Fig. 2 se puede observar la nube de puntos para un árbol y el modelo de S_a generado para la base del tronco y la zona de influencia de dicho árbol.

El siguiente punto del desarrollo metodológico consistió en la determinación del punto donde se situaba el suelo cuando el árbol emergió. Dicho punto se definió interpretando la morfología de la base del tronco, analizando la presencia de raíces expuestas y aplicando una corrección al desplazamiento de dicho punto en función del diámetro de la base. También se definió la zona de influencia del árbol,

generalmente determinada por la proyección de la copa del árbol sobre la superficie. Empleando los puntos localizados en los límites del área de influencia de cada árbol y los puntos localizados previamente a partir de la morfología de la base del tronco se calculó S_p . Mediante la sustracción de S_a sobre S_p se estimó el volumen de material perdido. Dicho cálculo se realizó en el software ArcGIS.



Fig. 1. Detalle de las raíces expuestas de una encina sobre la base de su tronco.

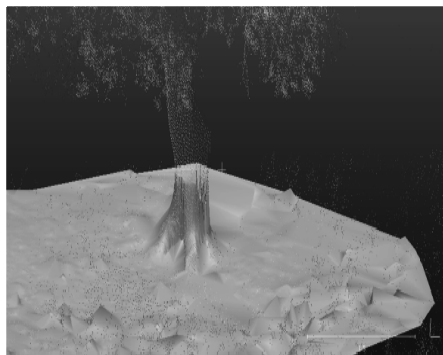


Fig. 2. Detalle de la nube de puntos para un árbol y el modelo de la superficie actual para la base del tronco y la zona de influencia de dicho árbol.

Por otra parte, para la estimación de la edad de cada árbol (E_a) se utilizó el modelo de Plieninger et al. (2003) para encinas en Extremadura y cuyo cálculo se realiza como sigue:

$$E_a = -72,978 + \exp(4,443 + 0,016 \cdot D_{150})$$

donde D_{150} es el diámetro del tronco del árbol a una altura de 1,5 metros.

4. RESULTADOS PRELIMINARES

Como resultado del muestreo se registraron más de 25 millones de puntos en una superficie de 70.000 m², donde se localizaron un total de 65 árboles útiles para su análisis (para los que no existe ocultamiento desde ningún punto de vista). De la aplicación de la metodología se extrajeron varias conclusiones. La primera es, sin duda, la imposibilidad de desarrollar el proceso completo con un único software. Es necesario llevar a cabo varios pasos de importación/exportación de formatos en diferentes fases de la metodología. La segunda conclusión que pudo extraerse, es la inexistencia de un software de análisis de nubes de puntos que permita editar los puntos en un entorno gráfico tridimensional y al mismo tiempo el acceso a la base de datos y el filtrado de la nube por valores de intensidad u otros. En este sentido, debemos destacar la versatilidad que Cloud Compare ha mostrado, permitiendo desarrollar cálculos de rugosidad, curvatura, etc. sobre nubes de millones de puntos. Este software incorpora también la posibilidad de filtrar los datos en función de dichos parámetros y se trata de una iniciativa gratuita. Por ejemplo, la eliminación de la cubierta herbácea se desarrolló mediante el cálculo de la rugosidad de los puntos de la nube y el filtrado por umbral de dicho parámetro. Finalmente, se ha constatado la dificultad que existe en el software testado para realizar mallados tridimensionales. Se trata de un proceso exigente desde el punto de vista computacional y que se complica aún más ante nubes de puntos con millones de datos. Para la realización de mallados o modelos con base SIG (bidimensional) es necesario una labor previa de preparación de los datos.

La metodología completa se ensayó sobre tres individuos en una zona bastante llana de una vertiente. Con esta selección se trató de minimizar el efecto de la topografía sobre las tasas de erosión laminar histórica. En la tabla 1 se presentan

los resultados obtenidos para esos tres individuos.

Tabla 1. Resumen de resultados

	Edad (años)	Erosión (m ³)	Tasa (t·ha ⁻¹ ·año ⁻¹)
Árbol 3	92	0,52	2,71
Árbol 1	109	0,51	2,10
Árbol 2	147	0,43	1,10

Los resultados muestran tasas de erosión elevadas que oscilan entre las 2,71 y 1,10 t·ha⁻¹·año⁻¹. Respecto a la variabilidad de las tasas de erosión obtenidas, los individuos 1 y 2 presentaron valores muy similares de erosión y edades por encima de la centena. Por otra parte, el árbol 3 experimentó un valor máximo para la tasa de erosión de 2,71 t·ha⁻¹·año⁻¹, siendo el individuo más joven. Estos primeros resultados señalan hacia una intensificación del uso durante los últimos 90 años, hecho constatado en la literatura.

Los trabajos en los que se arrojan tasas de erosión laminar históricas en ambientes adehesados son prácticamente inexistentes y tan sólo hay algunas publicaciones referentes a los últimos 10-20 años. El trabajo de Schnabel (1997) aportó una tasa de erosión laminar de 0,53 t·ha⁻¹·año⁻¹ en la cuenca Guadalperalón. A partir de la acumulación de materiales en el lecho de un canal acarcavado, Gómez Gutiérrez et al. (2012) hablan de 0,28 y 0,30 t·ha⁻¹·año⁻¹ provenientes de las vertientes en la cuenca Parapuños, si bien en estas tasas no estarían incluyendo el sedimento que abandona la cuenca en suspensión. Los valores anteriores son inferiores a los estimados para Buitrera, si bien, el marco temporal y espacial al que se refieren no es el mismo. Por otra parte, la explotación donde se localiza el área de estudio presenta en la actualidad una elevada carga ganadera y evidencias de sobrepastoreo. La aplicación extendida de la metodología arrojará luz sobre las tasas de erosión histórica en las dehesas.

5. CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos presentan tasas de erosión de similar magnitud a las que aparecen en la literatura y muestran una tendencia al alza en los últimos 100 años. Resultó inviable desarrollar la metodología de forma íntegra con un único software. Aplicar la metodología de forma extensiva permitirá conocer la dinámica erosiva en los ambientes dehesados.

Agradecimientos

Proyecto AMID (CGL2011-23361)
Ministerio de Ciencia e Innovación.

REFERENCIAS

- Gómez Gutiérrez, A., Schnabel, S., De Sanjosé, J.J. y Lavado Contador, J.F. 2012. Exploring the relationships between gully erosion and hydrology in rangelands of SW Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie* 1, 027-044.
- Plieninger, T., Pulido, F.J. y Konold W. 2003. Effects of land-use history on size structure of holm oak stands in Spanish dehesas: implications for conservation and restoration. *Environmental Conservation* 30, 61-70.
- Schnabel, S. 1997. Soil erosion and runoff production in a small watershed under silvo-pastoral landuse (dehesas) in Extremadura, Spain. Logroño, Geoforma Ediciones.

TESTING A TERRESTRIAL LASER SCANNER FOR STUDYING BADLANDS DYNAMICS. VALLCEBRE (CATALAN PRE-PYRENEES)

Ensayo de la utilización de un equipo Laser Scan Terrestre para el estudio de la dinámica de Badlands, Vallcebre (Prepirineo Catalán)

N. Perez-Gallego ⁽¹⁾, T. Francke ⁽²⁾, J. Latron ⁽¹⁾, S. Werth ⁽²⁾, S. Werb ⁽²⁾, F. Gallart ⁽¹⁾

- (1) Grup d'Hidrologia Superficial i Erosió, Departament de Geociències. IDÆA-CSIC. C/Jordi Girona, 18-26. E-08034 Barcelona. SPAIN. nuria.perez@idaea.csic.es
 (2) Institut für Erd- und Umweltwissenschaften. Universität Potsdam. Karl-Liebknecht-Str. 24-25. 14476 Potsdam-Golm. GERMANY.

Resumen: El escáner láser terrestre es un dispositivo que permite analizar la superficie del terreno y obtener un modelo digital del terreno. Comparando diferentes modelos de la misma zona obtenidos en diferentes momentos podemos observar variaciones en la superficie del terreno. El propósito de este estudio es analizar si el escáner láser terrestre permite detectar cambios en las formaciones o medir tasas de erosión.

Los resultados del análisis muestran que es posible medir cambios de unos pocos milímetros en laderas pero la resolución disminuye en formas menores tales como surcos. Estos resultados preliminares demuestran que este equipo es de gran valor para llevar a cabo análisis cualitativos y morfométricos de los Badlands, así como para hacer un seguimiento de las variaciones que pueda sufrir la superficie. Pero para poder obtener una resolución operacional para medir la erosión se debería realizar un seguimiento a lo largo de varios años.

Key words: Terrestrial Laser Scanner, Erosion, Gullies, Badlands, Vallcebre

Palabras clave: Escáner láser terrestre, Erosión, Cárcavas, Badlands, Vallcebre

1. INTRODUCTION

The Terrestrial Laser Scanner is a device designed to analyze the surface of the ground to obtain high resolution 3D digital elevation models (DEM). By comparing different DEM of the same area obtained at different moments, variations in the terrain can be analyzed. This method is potentially useful for erosion studies as the Terrestrial Laser Scanner operates without contact with the ground surface, the acquisition

time is relatively short and the precision is sufficient for detailed erosion studies in very active areas.

This paper presents a test of a terrestrial laser scanner for studying badlands forms and erosion rates.

The aim of this study is to assess the in-situ operational resolution of the Terrestrial Laser Scanner to evaluate the potential error associated to the detection of changes in the landforms as for erosion measurements.



Fig. 1. General view of the study area.

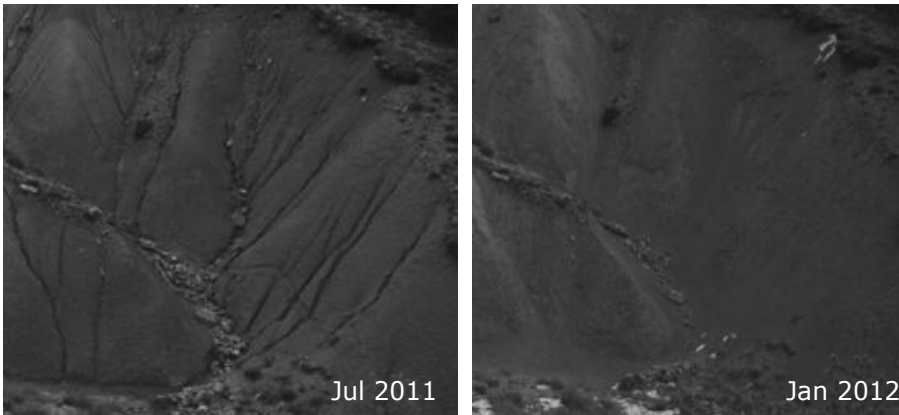


Fig. 2. Changes observed in the study area, showing the formation and obliteration of rills.

2. METHODS

To reach the objective, we have selected a study area (Fig. 1) where field observations and measurements showed intense activity of weathering and erosion processes (Regúés et al., 1995; Gallart et al., in press), including the formation and obliteration of rills (Fig. 2).

The study area is in the Vallcebre research basins, located at the headwaters of the Llobregat River, on the southern margin of the Pyrenees (Catalonia, North-East Spain). The basins altitude ranges from 1,100 to 1,700 m and the climate is humid Mediterranean. The mean annual temperature is 9.1°C and the mean annual precipitation is 862 mm. The basins lie in sedimentary rocks and the scanned area (Fig. 1.) exhibits an active badlands slope of approximately 1,200 m² with an average denudation rate of about 8 mm per year.

The Terrestrial Laser Scanner used is the model Riegl VZ-400 near infrared laser wavelength (Fig. 3.). Seven permanent control points were installed in the ground before using the scanning instrument. Three scan positions from different sides toward the scan area were performed on the same day in the badlands area in June 2011, in order to cover shaded areas. At each scan position a repositioning of the equipment was carried out three times (not simulated but real) in order to simulate the

accuracy for repeated scans at different time steps (9 scans in total). Two subsequent scans were performed in September 2011 and March 2012.



Fig. 3. Terrestrial Laser Scanner.

Data analysis has been carried out using the RiSCAN software of the instrument and a contouring and 3D surface mapping software; different maps have been developed for the data analysis.

3. RESULTS

Once scanning was performed, we obtained point clouds with one millimeter resolution. Over most of the study area a density of about 800 points/m² was reached, even if the distribution of points was not homogeneous due to distance from the scanner and the fact that the scanners

signal is a multipulse signal, which can return three distances from one measurement. As a result, in areas with vegetation higher point densities were obtained, whereas in areas with low visibility we found less density or gaps (Fig. 4.).

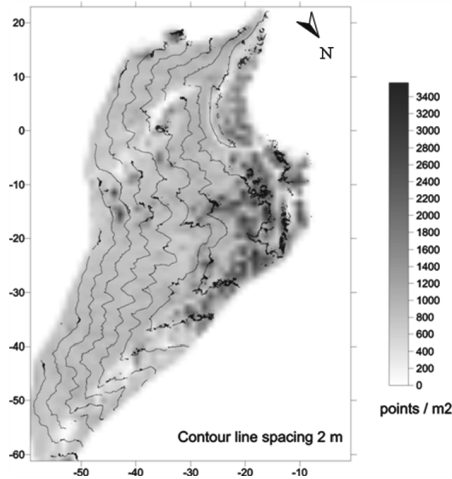


Fig. 4. Density distribution of points.

Subsequently, for the analysis of the point clouds we made raster grids with 0.02 m spacing. To choose the methods several tests with diverse grid spacing and point interpolation methods were performed. Finally the interpolation method used was the inverse to the distance at a power of 4.

The results showed that the scans are adequate to analyze badlands topography (Fig. 5.), including detailed features in the area such as small rills and hillslope irregularities of a centimeter scale. Some artifacts appeared when the data were forced in order to visualize minor features on hillslopes.

When raster grids were built from point clouds, an analysis of the errors initially showed that it is possible to measure changes of a few millimeters on hillslopes. It appears that most of the interfluves had absolute residuals lower than 0.005m but the residuals increased in minor forms such as rills (Fig. 6.) and in areas with vegetation where the error is higher and will need to be filtered. For now, due to the scarcity of the vegetation in the study area, no filtering process has been performed.

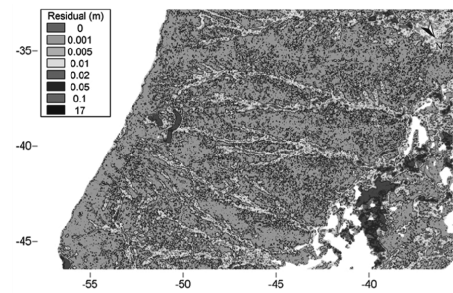


Fig. 6. Map of the residuals between point cloud and grid (m).

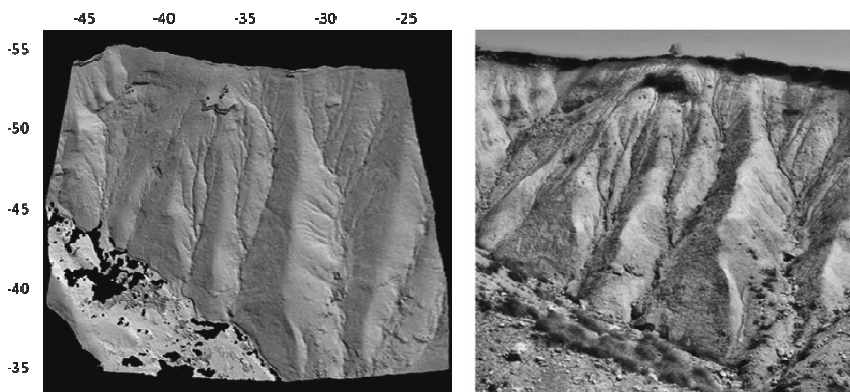


Fig. 5. Image obtained from the point cloud and photograph of the same area.

These results imply that rills may be easily mapped, so the appearance and the disappearance of rills can be analyzed. Erosion rates of these forms may be measured with longer observational periods, closer distance of scanner to the area, higher scan resolution or improved data analyses.

Other maps have been obtained, such as the slope gradient (Fig. 7.). On this map we can see that the divides are rounded with a low slope while linear incisions have a high slope due to rills with abrupt boundaries. Areas with vegetation appear as areas with steep slopes showing the need for a specific filtering process on these areas if they are to be used.

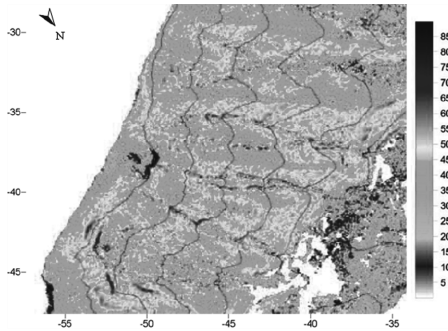


Fig. 7. Slope gradient map (degrees).

4. CONCLUSIONS

The preliminary results of this study show that terrestrial laser scanning is of great value to perform qualitative and morphometric analyses of minor badland features. It is also suitable to monitor qualitative features such as the appearance or disappearance of rills and the occurrence of mass movements. Anyhow, the operational resolution for erosion measurements means that monitoring exercises must be made over a long period, such as several years. In order to achieve better results, more scan positions, higher scan resolutions or closer scanning

distances should be used, in order to better cover hidden areas and rill structures.

These results also show that to correctly estimate the ground surface we would have to eliminate noise and vegetation in the point clouds. To avoid errors caused by uncontrolled filters, subsequent work will be done excluding patches with vegetation.

Acknowledgements

The research leading to these results has been carried out within the RespHiMed (CGL2010-18374) project, funded by the Spanish Government. Research at the Vallcebre catchments is also supported by the agreement (RESEL) between the CSIC and the “Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino” (Environment Ministry). J. Latron was the beneficiary of a research contract (Ramón y Cajal programme) funded by the “Ministerio de Ciencia e Innovación” (Science Ministry). We thank colleagues of the University of Potsdam for providing professional support and technical equipment, hence, the RIEGL laser scanner, which was funded by the “Deutsche Forschungs Gemeinschaft” (DFG).

REFERENCES

- Gallart, F., Pérez-Gallego, N., Latron, J., Catari, G., Martínez-Carreras, N. y Nord, G. 2012. Short- and long-term studies of sediment dynamics in a small humid mountain Mediterranean basin with badlands. *Geomorphology* (in press).
- Regués, D., Pardini, G. y Gallart, F. 1995. Regolith behaviour and physical weathering of clayey mudrock as dependent on seasonal weather conditions in a badland area at Vallcebre, Eastern Pyrenees. *Catena* 25(1-4), 199-212.

ESTRUCTURA Y DINÁMICA ACTUAL DEL GLACIAR DE LA PAUL (PIRINEOS): APLICACIÓN DE LASER ESCANER Y GEORADAR

Present day structure and dynamic of La Paul glacier (Pyrenees): Application of Laser Scanner and Ground Penetrating Radar (GPR)

I. Rico ⁽¹⁾, **E. Serrano** ⁽²⁾, **M. Del Rio** ⁽³⁾, **J.J. Sanjosé** ⁽⁴⁾, **J.J. Tejado Ramos** ⁽⁵⁾

- (1) Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología, Universidad del País Vasco. ibai.rico@ehu.es
- (2) Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid.
- (3) Departamento de Física Aplicada. Escuela Politécnica, Universidad de Extremadura.
- (4) Departamento de Expresión Gráfica. Escuela Politécnica, Universidad de Extremadura.
- (5) Instituto Tecnológico de las Rocas Ornamentales y Materiales de la Construcción (INTROMAC).

Abstract: The La Paul glacier is one of the last remaining glaciers in the Pyrenees. Laser Scanner and GPR techniques were applied in order to determine its internal structure and current glacial dynamic. The GPR survey carried out in 2010 yielded a maximum 20 m depth and three different glacial layers. Laser Scanner measurements taken in 2010 and 2011 show that present-day changes in La Paul glacier are characterised by limited snow accumulation and increasing thinning.

Palabras clave: Glaciología, Cambio Global, Laser Escáner, GPR, Pirineos

Key words: Glaciology, Global Change, Laser Scanner, GPR, Pyrenees

1. INTRODUCCIÓN

Los glaciares de los Pirineos se encuentran actualmente en desequilibrio respecto a las condiciones ambientales de la alta montaña. Sin embargo, aún existen 21 glaciares, 10 en la vertiente española y 11 en la francesa, cubriendo una superficie de 450 ha (González Trueba et al., 2008). Debido a su reducido tamaño y situación geográfica, estos glaciares son sensibles geoindicadores de cambios ambientales (Grunewald y Scheithauer, 2010; Serrano et al., 2010; Serrano et al., 2011).

El glaciar de la Paul se encuentra en la cara NW del Pico Posets (3360 m, 42°39'N, 0°36'E) en el macizo de Posets (Parque Natural Posets- Maladeta, Fig.1). La isoterma 0°C se sitúa en 2700 m. mientras que la Línea de Equilibrio Glaciar (ELA) para el macizo se estima en 3075 m (Serrano et al., 2002; Lugon et al., 2004). El glaciar de la Paul ocupa actualmente 7,3 ha con el frente situado a 2878 m (medidas DGPS en 2010 y 2011). La evolución glaciar ha seguido la tendencia general de los glaciares Pirenaicos desde el final de la Pequeña Edad del Hielo (PEH): recesión

continua desde finales del siglo XIX, y drástica desde 1980 hasta la actualidad (Serrano y Agudo, 2004; González Trueba et al., 2008). Hoy en día no existen apenas datos cuantitativos sobre el comportamiento y la dinámica actual de este glaciar. El objetivo de este trabajo es comprender la dinámica actual y estructura interna del glaciar de La Paul a través del uso de Laser Escáner Terrestre (TLS) y Georadar (GPR).

2. METODOLOGIA

Los cambios en la altimetría de la superficie glaciar han sido estudiados a través de TLS. Su uso en glaciares de montaña es relativamente reciente aunque está demostrando ser una técnica eficiente y rápida (Avian y Bauer, 2006; Schwalbe et al., 2008). Las mediciones con TLS (Topcon Image Station, IS) han sido realizadas durante los veranos de 2009, 2010 y 2011.

La presencia continua de nieve en el frente (sobrecumulación por efecto ventisca) ha obligado a dirigir los escaneos hacia la parte media/alta del glaciar (Fig.2).

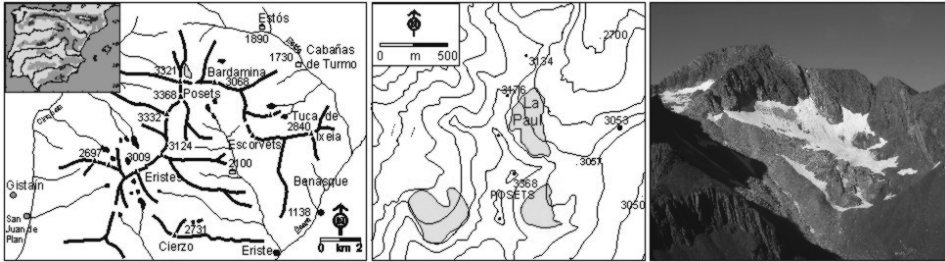


Fig.1. Situación del glaciar de la Paul.

Por otra parte, el perfeccionamiento del uso del aparato en el campo ha permitido aumentar el área escaneada hasta cubrir la totalidad del glaciar. La presencia de nieve en 2009 y el carácter experimental de las mediciones no impide la comparación con las mediciones consecutivas. Los escaneos de 2010 y 2011 cuentan con una mayor zona de solape, aportando información más amplia sobre la dinámica de la superficie glaciar. Los datos han sido trabajados a través de Autocad y SIG, creando modelos digitales de terreno para su posterior comparación.

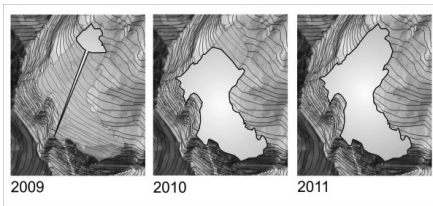


Fig.2. Zonas escaneadas en 2009, 2010 y 2011.

La utilización de GPR es hoy en día una técnica extendida en el ámbito de la glaciología (Schwamborn et al., 2008; Del Rio et al., 2009; Shean y Marchant, 2010). La prospección GPR (RAMAC/ GPR, Måla Geoscience) fue realizada utilizando antenas de 200 y 500 MHz. En agosto de 2010 se realizaron 26 radargramas georeferenciados, creando un perfil longitudinal (280 m) y dos transversales (55 y 70 m).

3.RESULTADOS

3.1 Estructura Interna

Utilizando una velocidad de propagación de ondas de 0.21 m/ns, las mediciones con GPR proporcionan valores de espesor máximo de 19-20 m en la zona central del glaciar. Este valor decrece suavemente hacia el frente donde los espesores varían entre 1-5 m. La presencia de capas de derrubios, bloques y agua de fusión dificulta la interpretación de su estructura interna. Sin embargo, es posible deducir al menos tres secciones desde la superficie hasta el sustrato rocoso:

- 1.- Capa de clastos heterométricos insertos en una masa de nevé y firn de 1 y 3 m de espesor.
- 2.- Capa casi exclusivamente de hielo, de espesor variable (1-19 m).
- 3.- Capa basal de clastos, hielo y agua en la interfaz hielo-sustrato.

3.2. Altimetría de superficie

La comparación de los resultados de las mediciones de TLS durante tres años permite observar los cambios en la altimetría de superficie. Estos muestran una disminución entre 0 y -1,28 m para la zona de solape de los años 2009 y 2010 (Figs. 2 y 3). Sin embargo, la disminución media de la superficie glaciar en el perfil longitudinal es de -0,07 m. Estos resultados, reflejan que entre 2009 y 2010 el glaciar de La Paul perdió espesor pero que se mantuvo cercano al equilibrio.

El área de solape entre 2010 y 2011 es considerablemente mayor (80%) y en

consecuencia es posible detectar cambios en la altimetría de superficie para el conjunto del glaciar (Fig. 4). Los valores máximos y mínimos oscilan entre los -6 m en la zona superior y 1 m en la zona inferior. Los acusados valores de -6 m en la parte superior son debidos a la fusión de nieve estacional entre 2010 y 2011.

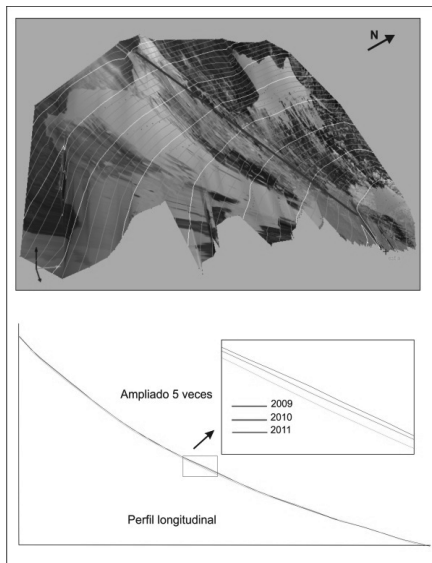


Fig. 3. Perfil longitudinal y detalle de las mediciones TLS.

Un análisis más detallado muestra que el glaciar de la Paul no experimentó acumulación nival en el periodo 2010-2011 a excepción de un aumento puntual y de carácter sub-métrico en la zona frontolateral. La comparación de ambos años indica una disminución media de la superficie de -1,46 m. Por el contrario, la zona frontolateral, en contacto con el entorno rocoso, muestra menores pérdidas; la sobreacumulación nival por efecto ventisca y una menor pendiente, favorecen la retención de nieve que protege el hielo glaciar de manera puntual.

Un recálculo del espesor medio perdido en el periodo 2010-2011 omitiendo las zonas con presencia nival en 2010, muestra un valor ligeramente inferior de pérdida de espesor de hielo, de -1,43 m., para el conjunto del glaciar. En el caso del perfil

longitudinal (Fig. 3) los valores son de -1,33 m de media.

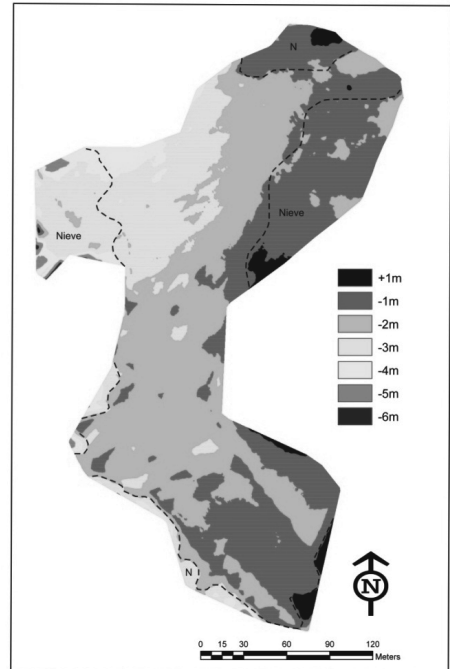


Fig. 4. Cambios en superficie 2010- 2011.

Las mediciones TLS muestran que la dinámica de superficie ha estado caracterizada por la pérdida de espesor. Estas pérdidas han sido desiguales en el tiempo; de carácter centimétrico entre 2009 y 2010 y de más de un metro entre 2010 y 2011.

Por otra parte, entre desde 2009 se ha observado un constante recubrimiento de derrubios y la desaparición progresiva de grietas de tracción.

4. CONCLUSIONES

La aplicación de las técnicas de GPR y TSL ha demostrado su eficacia y viabilidad logística a la hora de conocer el estado y la morfodinámica actual de un glaciar de circo en los Pirineos Centrales.

Los resultados de la prospección GPR muestran valores de espesor máximo entorno a los 20 m. La estructura interna del glaciar está caracterizada por tres

capas: 1. Nevé y firm con clastos; 2. Hielo glaciar; 3. Capa basal detrítica.

Las mediciones TLS han permitido conocer la dinámica de la mayor parte del glaciar en el periodo 2010-2011, con una pérdida de superficie media de -1,43 m.

La dinámica glaciar actual se caracteriza por la limitada acumulación nival, la pérdida de espesor, el recubrimiento de derrubios y la disminución progresiva de grietas y flujo glaciar.

Nuevas mediciones permitirán un conocimiento más preciso sobre el estado y dinámica del glaciar de La Paul en el contexto de la alta montaña pirenaica.

Agradecimientos

Agradecemos a Fernando Bereguer, Javier de Matías e Idoia Urrutia su labor en el trabajo de campo y a Mikel Gurrutxaga y especialmente a Álvaro Gómez por su ayuda con SIG. Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el proyecto CGL-2010-19729 y el Programa para la Formación y perfeccionamiento del Personal Investigador del Gobierno Vasco.

REFERENCIAS

- Avian, M. y Bauer, A., 2006. First Results on Monitoring Glacier Dynamics with the Aid of Terrestrial Laser Scanning on Pasterze Glacier (Hohe Tauern, Austria). *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung* 41, 27-36.
- Del Río, L.M., Tejado, J.J., De San José, J.J., Atkinson, A., Serrano, E., González, J.J. y Fernández, A. 2009. Ice patch structure and depth using GPR techniques: a first approach to the Jou Negro ice patch (Picos de Europa, Spain). *Proceedings Internacional Workshop on Advanced Ground Penetrating Radar IWAGPR*. Granada. 278-284.
- González Trueba, J.J., Martín Moreno, R., Martínez de Pisón, E. y Serrano, E. 2008. 'Little Ice Age' glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula. *Holocene* 18(4), 551-568.
- Grunewald, K. y Scheithauer, J. 2010. Europe's 2010. southernmost glaciers: response and adaptation to climate change. *Journal of Glaciology*. 56 (195), 129-142.
- Lugon, R., Delaloyé, R., Serrano, E., Reynard, E., Lambiel, C. y González Trueba, J.J. 2004. Permafrost and Little Ice Age relationships, Posets massif, Central Pyrenees, Spain. *Permafrost and Periglacial Processes* 15, 207-20.
- Serrano, E., Agudo, C. y González Trueba, J.J. 2002. La deglaciación de la alta montaña. Morfología, evolución y fases morfogénicas glaciares en el macizo del Posets (Pirineo aragonés). *Cuaternario y Geomorfología* 16 (1-4), 111-126.
- Serrano, E. y Agudo, C. 2004. Glaciares rocosos y deglaciación en la alta montaña de los Pirineos aragoneses (España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* (Sección Geológica) 99 (1-4), 159-172.
- Serrano, E., Sanjosé, J.J., y González Trueba, J.J. 2010. Rock glacier dynamics in marginal periglacial environment. *Earth Surface Processes and Landforms* 35, 1302-1314.
- Serrano, E., González-Trueba, J.J., Sanjosé, J.J., y Del Río, L.M. 2011. Ice patch origin, evolution and dynamics in a temperate maritime high mountain: the Jou Negro, Picos de Europa (NW Spain). *Geografiska Annaler* 93, 97-70.
- Schwalbe, E., Maas, H-G., Dietrich, R. y Ewert, H. 2008. Glacier velocity determination from multi temporal terrestrial long range Laser Scanner point clouds. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*. XXXVII. Part B5, 457-462.
- Schwaborn, G., Heinzl, J. y Schirmeister, L. 2008. Internal characteristics of ice-marginal sediments deduced from georadar profiling and sediment properties (Brøgger Peninsula, Svalbard). *Geomorphology* 95, 74-83.
- Shean, D.E. y Marchant, D.R. 2010. Seismic and GPR surveys of Mullins Glacier, McMurdo Dry Valleys, Antarctica: ice thickness, internal structure and implications for surface ridge formation. *Journal of Glaciology* 56 (195), 48-64.

LA APLICACIÓN DE TÉCNICAS GEOMÁTICAS AL ESTUDIO DE PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS EN ALTA MONTAÑA (PIRINEOS Y PICOS DE EUROPA)

Application of geomatic techniques in the study of high mountain geomorphic processes (Pyrenees and Picos de Europa)

J.J. de Sanjosé ⁽¹⁾, E. Serrano ⁽²⁾, J. de Matías ⁽¹⁾, F. Berenguer ⁽¹⁾, I. Rico ⁽³⁾

- (1) Escuela Politécnica. Universidad de Extremadura, Av. Universidad s/n. 10071 Cáceres. jblasco@unex.es
 (2) Departamento de Geografía. Universidad de Valladolid. Valladolid.
 (3) Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología. Universidad del País Vasco. Vitoria.

Abstract: Since 1991 we have taken measurements on geomorphic processes in the Pyrenean high mountain. The studies began in the Argualas rock glacier, measuring horizontal and vertical displacements (1991-2000). From 2000 we have worked in the Pyrenees and Picos de Europa measuring the dynamics of glaciers, rock glaciers, protalus lobes, solifluction lobes and ploughing blocks. Measurements have been made using DGPS, Total Station and Laser Scanner. The aim of this work is to explain the applied geomatic techniques, the analysis of the results and usefulness on each process or landform.

Palabras clave: Geomática, procesos geomorfológicos, glaciares, Pirineos, Picos de Europa.

Key words: Geomatic, geomorphological processes, glaciers, Pyrenees, Picos de Europa.

1. INTRODUCCIÓN

En la alta montaña de los Pirineos y Picos de Europa se desarrollan procesos geomorfológicos fríos, asociados a la presencia de hielo o saturación de agua que generan formas activas (glaciares, glaciares rocosos, heleros, lóbulos de solifluxión, taludes de derrubios mixtos), con desplazamientos anuales de milímetros a decímetros. El control de los desplazamientos verticales y horizontales (junto a otros parámetros no tratados aquí) es determinante para comprender la génesis de las formas, su funcionalidad y su utilidad como indicadores de cambios ambientales.

En este trabajo se estudian procesos glaciares y periglaciares en los Pirineos, asociados en algunos casos a permafrost de montaña (glaciares rocosos y lóbulos protalud). Todos se sitúan por encima de 2100 m, en ambientes en desequilibrio con las condiciones climáticas actuales. En Picos de Europa, donde no existen glaciares actuales y los procesos nivokársticos son dominantes, se controlan los heleros, restos de hielo procedentes de los glaciares de la

Pequeña Edad del Hielo. También se estudian derrubios de ladera mixtos, donde los flujos de derrubios, la gravedad, la nivación (aludes y fusión) o el hielo en el suelo participan en los procesos que modelan estas formas. Lóbulos de solifluxión y bloques aradores, en las porciones bajas de la montaña supraforestal (1750-2000 m), así como deslizamientos de ladera, son objeto de control en estos ambientes.

El objetivo de este trabajo es presentar las técnicas geomáticas (Sistemas de Posicionamiento Global Diferencial-DGPS-, Estación Total-IS- y Laser Scanner-LSC10-), su precisión, y la valoración de su utilidad para el control y el conocimiento de los procesos mencionados.

2. APLICACIONES GEOMÁTICAS

2.1. Glaciar rocoso de las Argualas

En el glaciar de las Argualas (Pirineos, 42° 46'28''N /0°16'14''W) se realizaron entre el año 1991 y el 2000 seis observaciones con estación total (Sanjosé, 2003; Serrano

et al., 2006). Es el primer glaciar rocoso estudiado en España mediante técnicas geomáticas modernas que permitió establecer un movimiento medio de 20-40 cm a⁻¹.

La técnica empleada es la intersección múltiple angular y de distancias (16 varillas en el glaciar), desde tres estaciones fijas. Con esta técnica se consiguieron precisiones planimétricas y altimétricas de ± 3 cm. Además, en el año 2000 se empleó la técnica fotogramétrica “objeto cercano y convergente” para hacer la cartografía de una pequeña zona del glaciar (Sanjosé, 2003). El uso de técnicas DGPS no fue posible, pues la verticalidad de las paredes interrumpe la señal de los satélites.

2.2. Glaciar rocoso del Posets

Situado en el macizo de Posets (Pirineos, 42°39'31''N/0°26'22''E), se utiliza la técnica del DGPS, ya que el glaciar está muy separado de las paredes, y por tanto no hay obstáculos que interrumpan la señal de los satélites. Se emplazaron dos estaciones fijas y diez varillas sobre el glaciar. Una sola estación ha sido suficiente para aplicar la técnica DGPS, pero es aconsejable colocar al menos dos bases estables. En una de estas bases se instala el GPS fijo, y el GPS móvil se posiciona en las varillas del glaciar.

El método DGPS cinemático en tiempo real (RTK) permite obtener las coordenadas de los puntos y compararlas con las del año anterior a la vez que se mide. Si son similares al año anterior, en un rango de error aceptable, la medición es aceptada y la diferencia es el desplazamiento. Si los valores se alejan (>1 m), la medición debe repetirse. Las precisiones obtenidas durante el control (2001 y 2005-2011) fueron de ± 2 cms (Serrano et al., 2010).

2.3. Glaciar rocoso de la Maladeta

En este glaciar rocoso (Pirineos, 42°39'21''N/0°37'42''E) el control geomático se inició en 2008 (hasta la actualidad), mediante DGPS (RTK), y la instalación de

15 varillas y puntos en bloques. Además hay 8 señales en el vecino lóbulo protalud de la Maladeta. La precisión obtenida es de ± 2 cm y se ha detectado un desplazamiento medio de 6-7 cm a⁻¹ (González García et al., 2011).

2.4. Glaciar de la Paul

Los glaciares, a diferencia de los glaciares rocosos, no permiten la instalación de varillas y por ello se analiza mediante la generación de Modelos Digitales de Elevaciones (MDE). En cada campaña del glaciar de La Paul (Pirineos, 42°39'42''N/0°26'22''E) se genera un MDE que se compara con los de años anteriores (Fig. 1).

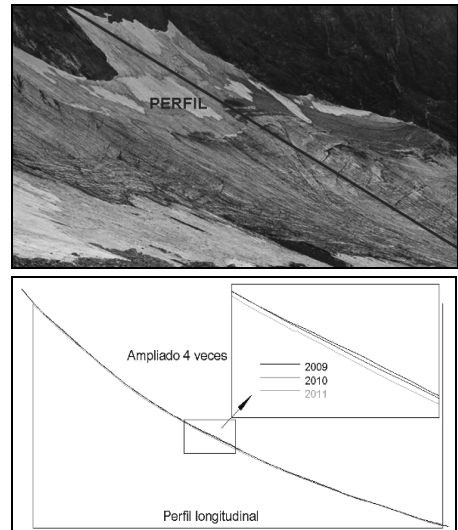


Fig. 1. Evolución del glaciar de la Paul mediante la comparación de perfiles.

Para generar estos MDE son necesarios una gran cantidad de puntos en 3D, medidos desde una estación total “con prisma”, DGPS o láser escáner. En este caso se utiliza una estación total “sin prisma” (Image Station, IS) que almacena en memoria 20 puntos por segundo hasta una distancia de 200 metros y para distancias mayores (hasta 1 km) guarda en memoria 1 punto por segundo. Se obtienen precisiones de 1 cm para cada punto y se miden más de 10.000 puntos en cada

campana, con distancias medias entre ellos de 4 metros.

2.5. Heleros del Jou Negro y Llambrión

El Jou Negro (Picos, $43^{\circ}12'9''\text{N}/4^{\circ}51'5''\text{W}$) se controla desde 2007 mediante fotogrametría de objeto cercano y topografía clásica para la representación de perfiles y el contorno (Fig. 2), y se ha reconstruido la evolución del helero (Serrano et al., 2011). La nieve impidió su control los años 2009 y 2010 y en 2011 se han empleado técnicas de escaneo (IS) y de fotogrametría automática convergente, mediante un programa de elaboración propia denominado "Restitutor".

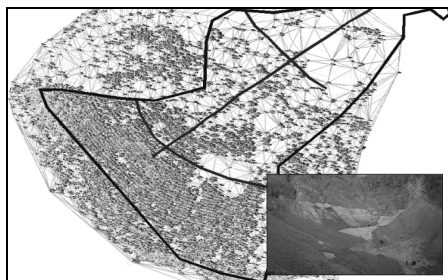


Fig. 2. Puntos obtenidos por fotogrametría (año 2008 en el glaciar de La Paül. Perfiles representados en rojo.

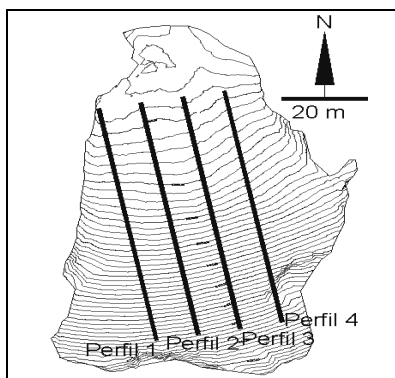


Fig. 3. Levantamiento topográfico del glaciar del Llambrión (año 2011).

El helero del Llambrión (Picos, $43^{\circ}10'29''\text{N}/4^{\circ}51'5''\text{W}$) se controla con la estación total IS, dando un intervalo de malla de 20 cm a los 140 metros (distancia máxima desde la estación al punto medido)

(Fig. 3).

El objetivo de estos trabajos es comparar diversos perfiles anuales y analizar la evolución del contorno, de modo que conozcamos los ritmos de pérdida de superficie y espesor de los heleros.

2.6. Conos de derrubios de la Vueltona

Para estudiar estos conos (Picos, $43^{\circ}10'18''\text{N}/4^{\circ}48'47''\text{W}$) se utiliza la Estación Total IS desde 2009, con un intervalo de malla de 4 metros a una distancia de 600 metros. Los puntos escaneados más alejados de la estación están a 860 m (Fig. 5). Los resultados han mostrado deformaciones de todo el cuerpo de orden centimétrico y se han cuantificado las variaciones en los canales de los flujos de derrubios, la porción más activa de los conos.

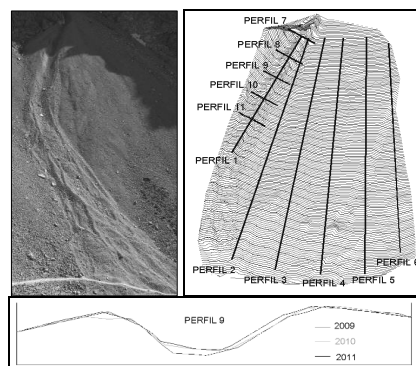


Fig. 5. MDE y situación de los perfiles. Evolución del perfil 9.

2.7. Soliflucción en Aliva y La Renclusa

Los bloques aradores y lóbulos de soliflucción de Aliva (Picos de Europa, $43^{\circ}10'18''\text{N}/4^{\circ}47'27''\text{W}$) y la Renclusa (Piri-neos, $42^{\circ}40'11''\text{N}/0^{\circ}39'8''\text{E}$) se controlan mediante IS y el láser escáner C10. En la Renclusa se miden desde 2010, a una distancia aproximada de dos metros con una precisión posicional de 2 mm (Fig. 6). En Aliva desde 2008, el uso de LS C10 permite medir 50.000 puntos por segundo y alcanzar precisiones de 6 mm, con un tiempo invertido en cada escaneo de 5 minutos, y obteniendo más de 20 millones

de puntos en cada elemento escaneado. Los desplazamientos registrados son muy pequeños, inscritos en los márgenes de error de la instrumentación, pero las mediciones sucesivas permitirán conocer la actividad o inactividad de los procesos.

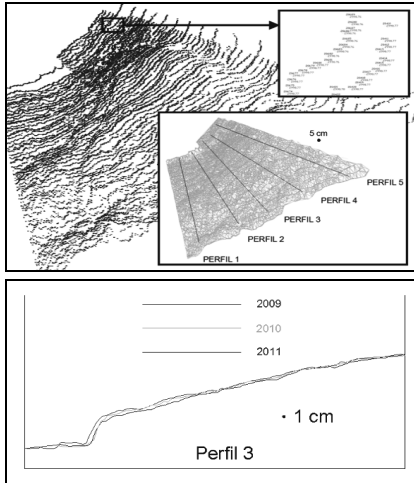


Fig. 6. Escaneado (puntos y TIN) y representación de un perfil en diferentes años en un lóbulo de la Renclusa.

3. CONCLUSIONES

Existe una amplia variedad de técnicas geomáticas que pueden emplearse para el estudio de procesos geomorfológicos en zonas de alta montaña. Cualquiera de ellas busca siempre la máxima precisión en el control de desplazamientos 3D (horizontales y verticales). La técnica aplicada se debe adaptar a las condiciones dinámicas de cada ambiente y elemento, del emplazamiento y accesibilidad con los instrumentos, por lo que no existe una técnica idónea general y se debe usar la más adecuada o con carácter complementario. En los diferentes procesos estudiados se obtienen mayores o menores precisiones dependiendo de la proximidad del levantamiento y de la técnica empleada. Láser escáner y técnicas de escaneo con IS permiten precisiones milimétricas en mediciones cercanas (lóbulos y bloques aradores). Para mediciones más lejanas (glaciares,

glaciares rocosos, derrubios de ladera), entre 200 y 800 metros, la precisión obtenida es de ± 1 cm, adecuadas a este tipo de procesos. Estas técnicas ofrecen muchos datos precisos, pero una gran complejidad de procesamiento. Mediante DGPS las precisiones son ± 2 cms y es un método rápido en el procesamiento, pero con dificultades y deficiencias en la aplicación de campo en montaña (inútil, p.ej. en Argualas, Jou Negro o La Paúl), donde es necesario emplear la estación total.

A partir de las condiciones de emplazamiento, la reología del proceso y las necesidades de control, se debe optar por la técnica geomática más adecuada, si bien todas ellas nos han permitido resultados positivos para la medición y control de procesos geomorfológicos con precisiones milimétricas a centimétricas.

Agradecimientos

Estos trabajos han sido financiados por los proyectos CGL-2010-19729 (ministerio de Ciencia e innovación) y OAPN 053/2010 (MARM).

REFERENCIAS

- González García M., Serrano, E., Sanjosé, J.J. y González Trueba, J.J. 2011. Dinámica superficial y estado actual del glaciar rocoso de la Maladeta Occidental (Pirineos). *Cuadernos de Investigación Geográfica* 37(2), 81-94.
- Sanjosé, J.J. 2003. Estimación de la dinámica de los glaciares rocosos mediante modelización ambiental y técnicas fotogramétricas automáticas. Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Valencia.
- Serrano, E., Sanjosé, J.J. y Agudo, C. 2006. Rock glacier dynamics in a marginal periglacial high mountain environment: Flow, movement (1991-2000) and structure of the Argualas rock glacier, the Pyrenees. *Geomorphology* 74, 285-296.
- Serrano, E., Sanjosé, J.J. y González Trueba, J.J. 2010. Rock glacier dynamics in marginal periglacial environments. *Earth Surface Processes and Landforms* 35 (11), 1302-1314.
- Serrano, E., González Trueba, J.J., Sanjosé, J.J. y Del Río, L.M. 2011. Ice patch origin, evolution and dynamics in a temperate maritime high mountain: The Jou Negro, Picos de Europa (NW Spain). *Geografiska Annaler* 93 (2), 57-70

CONTROL FOTOGRÁFICO DE LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA RECIENTE DE LOS MOVIMIENTOS EN MASA SOBRE EL TALUD DETRÍTICO DEL CORRAL DEL VELETA, SIERRA NEVADA, ESPAÑA

Photographic control of the recent geomorphological evolution of mass movements on the Veleta cirque talus slope, Sierra Nevada, Spain

L.M. Tanarro ⁽¹⁾, D. Palacios ⁽¹⁾, A. Gómez-Ortiz ⁽²⁾

(1) Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física. Universidad Complutense de Madrid. pace@ghis.ucm.es

(2) Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional. Universidad de Barcelona

Abstract: This paper explains the technique used to analyze the geomorphologic dynamics in a high mountain talus (Veleta peak cirque, Sierra Nevada, Spain) by GIS processing and by comparing of a series of photographs taken at different dates. Results show the occurrence of frequent mass movements that trigger morphologic changes on the talus surface.

Palabras clave: Tratamiento SIG, talud detrítico, movimientos en masa, Pico del Veleta. Sierra Nevada

Key words: GIS processing, talus slope, mass movements, Veleta peak cirque, Sierra Nevada.

1. INTRODUCCIÓN

En los ambientes periglaciares de alta montaña, los taludes detríticos desarrollados al pie de los escarpes rocosos de los valles y de los circos glaciares muestran una activa dinámica geomorfológica. Numerosos y variados procesos afectan con frecuencia a los taludes detríticos, los cuales están principalmente asociados al desarrollo de movimientos en masa, entre los que destacan los flujos y deslizamientos de distinta tipología (Akerman, 1984; Rapp y Nyberg, 1988), y cuya génesis se ha interpretado indistintamente con la fusión rápida de la nieve y con la degradación de niveles de permafrost o "lentejones" de hielo atrapado entre los derrubios (Christiansen, 1988).

En Sierra Nevada, los taludes detríticos situados al pie de las imponentes paredes de los circos muestran un modelado superficial ocasionado por movimientos en masa de diversa naturaleza. En este sentido, destaca la inestabilidad del talud detrítico del Corral del Veleta, adosado en la pared norte del antiguo circo glaciar del

Guarnón, coronado por el Pico del Veleta (3.398 m, 37°03'21''N, 3°21'57''W). La pared está labrada sobre rocas metamórficas (micaesquistos feldespáticos) y alcanza en algunos puntos más de 300 m de desnivel, a cuyo pie se instala el talud detrítico referido de desarrollo irregular, constituido por abundantes derrubios, de medidas heterométricas, destacando, en este sentido, la abundante presencia de material fino, en la parte central y oriental del mismo.

El estudio se ha llevado a cabo en el sector central del talud detrítico, que presenta un desarrollo longitudinal aproximado de 110-120 m y un desnivel entre la base (3084 m) y el ápice (3175 m) de 91 m. No obstante, su perfil, en el tramo inferior-intermedio, es accidentado, reconociéndose varias rupturas de pendiente y rellanos. Además, muestra una activa dinámica e inestabilidad geomorfológica como se deriva de los trabajos de campo realizados en los últimos 13 años (1998-2011). A lo largo de este periodo se ha observado como la superficie del talud (en torno a 2551 m²), se encuentra remodelada por la

formación frecuente de flujos solifluidales con el desarrollo de numerosas lenguas de solifluxión, flujos superficiales, coladas fangosas y deslizamientos rotacionales. Estos procesos remueven y desplazan con relativa rapidez espesores reducidos de derrubios superficiales con las consiguientes modificaciones en las formas de modelado (Gómez et al., 2003; Tanarro et al., 2010).

Desde esta perspectiva el objetivo de este trabajo es explicar la técnica empleada para estudiar la dinámica y evolución morfológica de esta parte central del talud detrítico del Corral del Veleta mediante la utilización y comparación de fotografías convencionales.

2. MATERIAL Y MÉTODO

La configuración peculiar del Corral del Veleta, formada por una escarpada pared orientada al NE y que se prolonga en más de 250 metros de desnivel hasta enlazar con un amplio e irregular talud, permite captar desde su cumbre (Pico del Veleta) fotografías convencionales prácticamente verticales, obteniéndose imágenes detalladas de los modelados del fondo del Corral.

Las fotografías, tomadas desde 1999, se han efectuado a finales del verano (septiembre-octubre), periodo en el que la cobertura nival es mínima o incluso inexistente (Fig. 1), algo que no ha ocurrido en los veranos de 2010 y 2011, donde la nieve se mantuvo cubriendo la casi totalidad del fondo del Corral del Veleta.

Además, la pared del circo del Veleta se desarrolla a lo largo de unos 600 m de dirección NW-SE, lo que a su vez posibilita la obtención de fotografías desde dos enfoques diferentes, consiguiéndose una visión estereoscópica más o menos aceptable. En este sentido, desde el año 2008 también se han tomado fotografías desde otro punto de la cima, separado del Pico del Veleta, aproximadamente 180 m. En concreto, se dispone de una colección

de ocho fotografías para el estudio del sector central del talud detrítico. Se corresponden a los años 1999, 2002, 2004, 2005, 2006, 2008, 2009 y 2011, y cada una presenta diferencias en cuanto a su formato y a su mejor o peor resolución (Tabla 1).



Fig. 1. Fotografía sin georreferenciar, tomada desde la cima del Pico del Veleta, donde se observa en detalle el sector central del talud detrítico en septiembre de 2008.

Las fotografías analógicas, una vez reveladas, se escanearon para su posterior tratamiento.

La preparación y tratamiento de la colección de imágenes obtenidas se llevó a cabo en un SIG (*ArcMap* v.9.3 de ESRI). En primer lugar, se utilizó como base la ortofoto del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea de 2008 (hoja MTM-1027, 50 cm de resolución) en la que se pudieron identificar toda una serie de elementos comunes para georreferenciar una fotografía general del fondo del Corral del Veleta (tomada en septiembre de 2009). Posteriormente, en esta imagen, ya georreferenciada y de mayor calidad que la ofrecida por la propia Ortofoto, se identificaron 26 puntos de control (generalmente asociados a grandes bloques que permanecieron fijos a lo largo de todo el periodo de observación), que se utilizaron para la georreferenciación de las fotografías detalladas del sector central del talud detrítico (Fig. 2). Por medio del módulo “*Georeferencing*” de *ArcMap* se ejecutó un simple ajuste planimétrico de las imágenes, aplicando un polinomio de tercer grado.

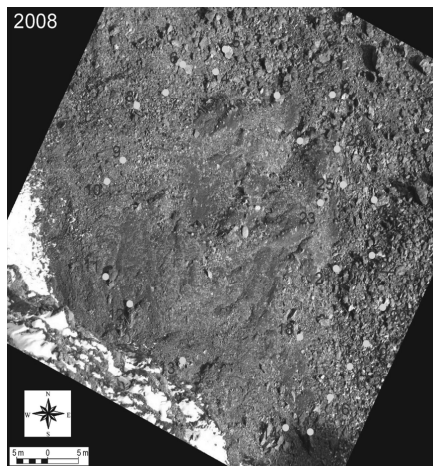


Fig. 2. Fotografía georreferenciada (y puntos de control utilizados) del sector central del talud detrítico en septiembre de 2008.

Los errores de la georreferenciación pueden considerarse bastante aceptables: oscilan entre 0,25 y 0,09 m, lo que permite obtener mediciones de los cambios morfológicos relativamente precisos (Tabla 1). Con este fin, las imágenes rectificadas se guardaron con una resolución alta.

Tabla 1. Características técnicas de las fotografías y resultados de la georreferenciación					
Fecha fotografías	Formato	Cámara (marca y modelo)	Resolución/Tamaño imagen	Datos Georreferenciación Total RMS Error (m)	Resolución/Tamaño imagen
09/1999	Analogico	CANON EOS Rebel S	Anchura: 4.298 pixeles Altura: 3.828 pixeles 2 MB (escaneada)	0.25226	Anchura: 8.267 pixeles Altura: 9.131 pixeles 38 MB
09/2002	Analogico	CANON EOS Rebel S	Anchura: 3.564 pixeles Altura: 4.200 pixeles 9.5 MB (escaneada)	0.25276	Anchura: 8.331 pixeles Altura: 13.867 pixeles 49 MB
25/09/2004 10:56 h	Digital	FUJIFILM. FinePi 2800ZOOM, 2 MP	Anchura: 1.280 pixeles Altura: 960 pixeles 334 KB	0.17425	Altura: 10.523 Altura: 12.143 63.5 MB
21/09/2005 12:06 h	Digital	PENTAX Optio SV, 5 MP	Anchura: 3.488 pixeles Altura: 2.345 pixeles 1.90 MB	0.12686	Anchura: 9.959 pixeles Altura: 11.947 pixeles 44.2 MB
28/09/2006 10:35 h	Digital	CANON PowerShot S50, 5 MP	Anchura: 1.959 pixeles Altura: 1.515 pixeles 2.59 MB	0.10302	Anchura: 13.036 pixeles Altura: 15.004 pixeles 51 MB
21/10/2008 11:15 h	Digital	CANON PowerShot SX100 IS, 8 MP	Anchura: 3.764 pixeles Altura: 2.448 pixeles 4.33 MB	0.09720	Anchura: 11.642 pixeles Altura: 12.547 pixeles 73.4 MB
22/09/2009 12:34 h	Digital	CANON PowerShot SX100 IS, 8 MP	Anchura: 3.264 pixeles Altura: 2.448 pixeles 3.9 MB	0.09384	Anchura: 9.318 pixeles Altura: 10.402 pixeles 46 MB
11/10/2011 10:25 h	Digital	CANON PowerShot S90, 10 MP	Anchura: 3.648 pixeles Altura: 2.736 pixeles 4.2 MB		Parcialmente cubierta por nieve

Finalmente, con este material se elaboró una cartografía geomorfológica de cada fotografía, apoyada en las sucesivas campañas de campo, cuya interpretación ha permitido estudiar la dinámica y los cambios morfológicos producidos en cada año y en el conjunto del periodo analizado.

3. RESULTADOS

El resultado de la georreferenciación planimétrica de las fotografías es asumible (error inferior a 25 cm), lo que ha permitido su comparación.

A lo largo del periodo de observación se pone de manifiesto la gran actividad morfogénica que sufre el talud en su sector central, donde se han reconocido e identificado la formación de numerosos procesos y formas asociadas: deslizamientos rotacionales, grietas rotacionales, coladas fangosas, flujos superficiales, lóbulos solifluidales, rotación y movimiento de bloques, canales de arroyada nival, etc. A lo largo del perfil longitudinal del conjunto del talud, la mayor actividad ocurre en su sector intermedio, donde se produce la removilización y arrastre de derrubios hacia la parte inferior o basal, que en ocasiones terminan formando flujos de lodo (*mudflows*). Esta dinámica está provocando la paulatina destrucción y el retroceso del talud original, sólo reconocible aún en su parte superior o ápice.

Las mayores transformaciones en la superficie del talud, y por tanto el mayor arrastre de derrubios, han ocurrido tan sólo en dos fechas (1999 y 2006). En el primer año, se formaron dos deslizamientos rotacionales tipo *slumps*, con formación de grietas, algunas alcanzaron un desarrollo longitudinal superior a los 10 metros y saltos superiores al metro. Además uno de los *slumps* derivó en un *mudflow* que movilizó una superficie de 54 m². En el segundo año se desarrolló una amplia lengua de derrubios o *debris tongue*, afectando en conjunto a un área de 325,2 m² (Fig. 3A y Fig. 3B). En los años siguientes (2000 y 2007) las formas modeladas por estos movimientos en masa prácticamente ya habían desaparecido. En el resto de los años, aunque la magnitud de los cambios es menor, se produce un intenso lavado por el deshielo nival, que puede llegar a provocar flujos

superficiales. Esta actividad morfogenética, traducida en la inestabilidad del paquete de derrubios, parece estar asociada a los procesos derivados de la fusión nival que recubre el suelo en verano, así como a la posible degradación del *permafrost* o del antiguo hielo glaciar que aún perdura bajo el talud (Gómez et al., 2003; Tanarro et al., 2010).

central, ha resultado de gran utilidad, pues ha permitido no sólo reconocer los distintos procesos y formas asociadas, sino también cuantificar la superficie afectada. Teniendo en cuenta que las formas generadas por los movimientos en masa en los taludes detríticos alpinos suelen ser efímeras, afectan a un escaso espesor de derrubios y pueden desaparecer de un año para otro, resulta valioso disponer de una colección de fotografías en diferentes fechas, cuyo tratamiento informático (SIG o CAD), permite clasificar, cuantificar y cartografiar los diferentes modelados y valorar e interpretar su evolución geomorfológica, detectando los procesos y sectores más afectados.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado al amparo de los proyectos 018/2007, del Organismo Autónomo Parques Nacionales, y CSO2009-06961, del MICINN, el Grupo de Geografía Física de Alta Montaña de la Universidad Complutense de Madrid y el Grup de Recerca Paisatge i Paleaambients de la Muntanya Mediterrània, de la Universitat de Barcelona.

REFERENCIAS

Akerman, H.J. 1984. Notes on talus morphology and processes in Spitsbergen. *Geografiska Annaler* 66A (4), 267-284.

Christiansen, H.H. 1998. Nivation forms and processes in unconsolidated sediments in Greenland. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 751-760.

Gómez, A., Palacios, D., Luengo, E., Tanarro, L. M., Schulte, L. y Ramos, M. 2003. Talus instability in a recent deglaciation area and its relationship to buried ice and snow cover evolution (Picacho del Veleta, Sierra Nevada, Spain). *Geografiska Annaler* 85A (2), 165-182.

Rapp, A. y Nyberg, R. 1988. Mass movements, nivation processes and climatic fluctuations in northern Scandinavian mountains. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 42, 245-253.

Tanarro, LM., Palacios, D., Zamorano, L. y Gómez, A. 2010. Cubierta nival, permafrost y formación de flujos superficiales en un talud detrítico de alta montaña (Corral del Veleta, Sierra Nevada, España). *Cuadernos de Investigación Geográfica* 36 (2), 39-59.

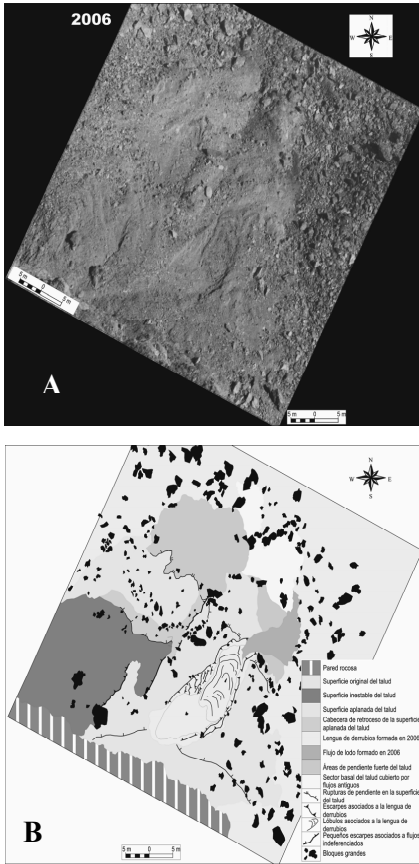


Fig. 3. Fotografía georreferenciada del sector central del talud detrítico en septiembre de 2006 (A) y cartografía geomorfológica derivada (B).

4. CONCLUSIONES

La técnica empleada, a través de la georreferenciación y posterior análisis comparativo de fotografías convencionales para estudiar los cambios en la morfología del talud del Corral del Veleta en su sector

THE INFLUENCE OF DEM PROPERTIES IN LANDSLIDE SUSCEPTIBILITY ASSESSMENT AT A REGIONAL SCALE

Influencia de las Propiedades del Modelo Digital de Elevaciones en la evaluación de los Modelos de Susceptibilidad a Deslizamientos a escala regional

R.A.C. Garcia ⁽¹⁾, J.L. Zêzere ⁽¹⁾, S.C. Oliveira ⁽¹⁾

(1) RISKam - Centro de Estudos Geográficos. IGOT - Instituto Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa (Portugal). rgarcia@campus.ul.pt

Resumen: El objetivo de este trabajo es evaluar la influencia de los MDE con diferentes propiedades en la capacidad de predicción de los modelos de susceptibilidad a deslizamientos rotacionales, a través de uno de sus parámetros derivados más importantes en la inestabilidad de laderas (pendiente). Los resultados indican que los diferentes MDE influyen en la distribución de frecuencias de valores de pendiente. No obstante, la capacidad para predecir deslizamientos rotacionales permanece casi inalterada. La razón de esto es que las mayores diferencias de pendiente encontradas se producen en las zonas donde generalmente no hay deslizamientos. Así, la evaluación de la susceptibilidad a deslizamientos es relativamente independiente de la complejidad de la construcción del MDE. Sin embargo, esta conclusión solo es cierta si la calidad de los datos de las curvas de nivel para la elaboración del modelo está garantizada y los deslizamientos ocurren en las zonas de mayor pendiente.

Key words: DEM, slope angle, landslide, susceptibility, regional scale

Palabras clave: MDE, pendiente, deslizamiento, susceptibilidad, escala regional

1. INTRODUCTION

Digital Elevation Models (DEMs) are essential for landslide susceptibility assessment, directly through altitude data but also indirectly because some parameters derived from altitude are predisposing landslide factors.

Thus, the aim of this work is to assess the influence of different DEM characteristics in the predictive capacity of susceptibility to rotational slide modelling at the basin scale, using as a proxy the predictive ability of slope angle.

2. DATA & METHODOLOGY

2.1. Study area and data

The study area is the Alenquer river basin (Fig. 1), located north of Lisbon (Portugal). The catchment is 118 km² in area, and is a hilly landscape with altitudes ranging between 0 and 373 m. The major relief elements are strongly controlled by differences in the resistance and plasticity of the rocky formations, such as sandy-marls, sandstones and limestones.

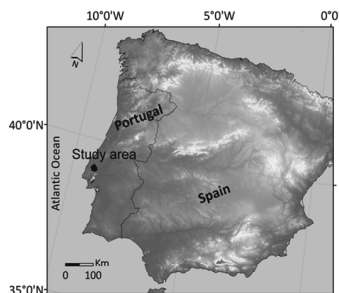


Fig. 1. Alenquer river basin.

Field work and interpretation of orthophotomaps (0.5 m resolution) allow the identification and mapping of 116 rotational slides (0.98 landslides/km²), with a total unstable area of 663,508 m² (0.56% of the study area).

2.2. Digital Elevation Model (DEM)

The original elevation data used was a 1:10,000 contour map (5 m equidistance lines) and spot height data. In order to avoid distortion problems near the boundaries, all the DEMs are wider than the study area, and were computed using a

Triangular Irregular Network (TIN) model. These models allow a very accurate representation of relative complex topographical surfaces (Reis, 2006). However, these models may have difficulty in correctly representing flat areas, such as valley bottoms and hilltops. These areas are known to be responsible for the major altimetric errors in DEMs (Carrara et al., 1997), due to the lack of data inside closed contours or irregular reliefs.

In order to decrease the areas lacking data, automatic or semi-automatic procedures can be adopted (Eastman, 2003; Bonin and Rosseaux, 2005). In this work two different procedures were tested: (1) the production of an artificial auxiliary spot height network using a parabolic function; (2) an automatic sinkholes removal operation. The artificial network allows the calculation of about 50,000 additional height spots. However, many of these spots are superfluous as they are spatially redundant using the original contours and spot height data. For this reason, filters were used to remove points and avoid excessive and erroneous information.

Thus, auxiliary height spots which are within a buffer zone of 5 and 10 m from the original contours and spot data were removed. With this correction 30,000 spots were maintained with the 5 m buffer and only about 19,000 with the 10 m buffer.

The various approaches resulted in four DEMs with different amounts of input data: (a) single contours (CN), which often are the only available topographic data; (b) original contours and height spot data (CN+S); (c) additional artificial network height spots associated with 5 m buffering zones (CN+S+ASN5); and (d) similar to (c) but using a 10 m buffering zone (CN+S+ASN10). An automatic correction to remove sinkholes was applied to each, resulting in four further DEMs to be tested. Thus, 8 different DEMs were used to derive slope angles.

2.3. Slope angle and predictive capacity

Slope data extracted from DEM grid structured files (5 m cell sizes), were classified in 1° range classes. First, slope angle values were compared by means of absolute frequencies as well as the correlation percentage between maps based on different DEMs. Secondly, the landslide predictive capacity was assessed by plotting the success rate curves (Fabbri et al., 2002) and computing the area under the curve (Bi and Bennett, 2003). The susceptibility ranking of each slope class was performed based on the conditional probability to find a rotational slide in a specific slope angle class.

3. RESULTS & DISCUSSION

The visual comparison of the DEMs produced showed that there are slight differences between them (Fig. 2). However, the automatic removal of sinkholes (depressions) did not produce significant differences. This is due to the fact that, regardless of DEM analysed, the amount of corrected cells had no impact over the whole study area, with the percentage of corrected cells equal or lower to 0.11 (Table 1).

Table 1. Number of corrected cells by the removal of depressions

DEM	# corrected cells	% corrected cells
CN	650	0.01
CN+S	3544	0.07
CN+S+ASN10	3727	0.08
CN+S+ASN5	4969	0.11

Similar results were obtained for slope angle frequency distributions, as shown in Fig. 3. The absolute frequencies of slope angles clearly show that the higher the density of altimetry input data, the lower the frequency of values close to zero (Fig. 3A). Indeed, the main differences are observed for gradients lower than 15°. This results from the increased amount of elevation data, especially in flatter areas (hilltops and valley bottoms), which no

longer have slope angles near zero but slightly higher gradients.

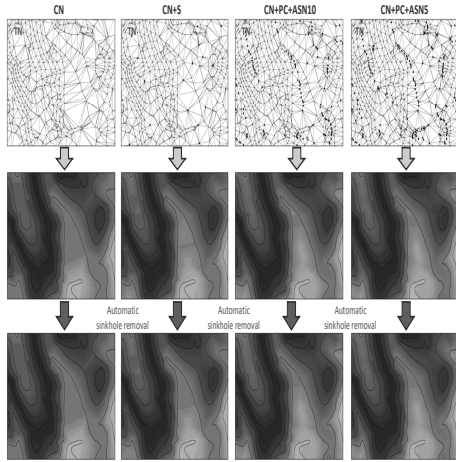


Fig. 2. Different input data DEM (1:10,000) in Alenquer river basin (CN – Contours; S-Height spots; ASN- Auxiliary Height Spot Network buffer 10 or 5m; TN- Triangulation network).

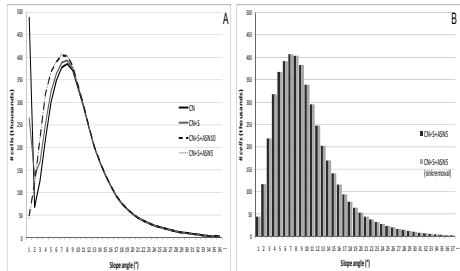


Fig. 3. Frequency distribution of slope angle derived from different DEMs in an Alenquer river basin.

Nevertheless, the comparison between DEMs with or without sinkhole removal reveals that the final results are almost identical and there were no significant differences in slope angles obtained with either DEMs (see Fig. 3B, for example). These results are further reinforced when analysing the agreement percentage between slope angle maps (Table 2). Comparison of DEMs with different input data shows that differences increase as more artificial height spots are added. Whilst the lowest spatial similarity found is 75%, if an error of $\pm 1^\circ$ of slope angle value is accepted, then the minimum

agreement increases to 85% (Table 2). Once again the changes produced by automatically removing depressions have no significant impact on the percentage of agreement ($> 98\%$) as shown in Table 3. However, the main question remains: will the small differences encountered affect the slope angle prediction ability in landslide modelling?

Table 2. Degree of overlap between tested DEMs (%)

$\pm 1^\circ$	CN	CN+S	CN+S+ASN10	CN+S+ASN5
CN	---	89.2	77.9	75.4
CN+S	94.3	---	83.3	80.1
CN+S+ASN10	86.7	91.0	---	94.7
CN+S+ASN5	85.4	89.5	98.0	---

Upper right – equal slope values (=); lower left – slope values with $\pm 1^\circ$.

Table 3. Degree of overlap between DEM with or without sinkhole removal (%)

DEM/Slope angle	=	± 1
CN vs CN[c]	99.96	99.97
CN+S vs CN+S[c]	98.8	99.6
CN+S+ASN10 vs CN+S+ASN10[c]	98.6	99.1
CN+S+ASN5 vs CN+S+ASN5[c]	98.4	99.0

Equal slope values (=); Slope value error of $\pm 1^\circ$.

Analysis of the success rate curves shows that the differences in predictive ability are minimal (Fig. 4).

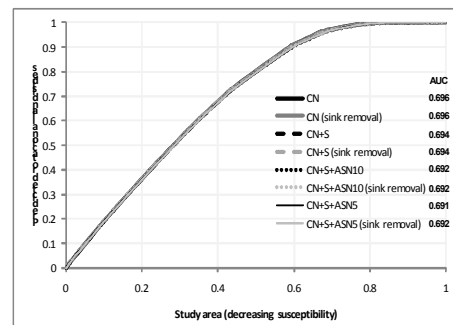


Fig. 4. Success rate curves and Area Under the Curve (AUC) of models using slope angles derived from different DEMs in the Alenquer river basin.

Nevertheless, the AUC reflects that DEM characteristics have some impact on the modelling results. In fact, it seems that

DEMs with more input data have the least predictive ability (Fig. 4). Results highlight that the areas in which slope values change are areas where landslides do not tend to occur, i.e. flat areas. Thus, using more altimetry data in those areas will increase the slope angle values and classify them as areas that are more prone to the occurrence of landslides. This reduces the discriminatory capacity of flat areas, which generally leads to a worse predictive capacity. Additionally, it should be pointed out that the use of an artificial height spots network forces all hilltops and valley bottoms to have a parabolic shape, which possibly introduces further errors.

4. CONCLUSIONS

The results obtained clearly show that slope angle frequency distributions obtained from different DEMs have several differences, which are mainly found in areas with low gradients ($<15^\circ$). The removal of depressions has no significant impact on general gradient distributions. Nevertheless, differences in slope angle values have little impact in the predictive ability of rotational slides. Furthermore, it appears that the increment of altimetry data to produce DEMs leads to reduced predictive ability. This is due to differences in slope angle values being found mainly in areas where landslides tend not to occur (flat tops and valley bottoms). Therefore, more complex DEMs do not have a positive impact on regional landslide susceptibility modelling, which allows a higher confidence in the use of gradient data obtained from simple contours. Nevertheless, this idea is strongly dependent on the availability of good contour data and on the morphology of the study area. Additionally, further studies should be done to verify if results hold true for other morphometric variables derived from DEMs commonly used as predisposing factors in landslide susceptibility models.

Acknowledgements

The first author is funded by FCT (PhD grant BD/SFRH/31667/2006) and research work was supported by the DO-SMS Interreg-Sudoe project (SOE1/P2/F157).

REFERENCES

- Bi, J. and Bennett, K.P. 2003. Regression Error Characteristic Curves. In Fawcett, T., Mishra, N. (Eds.): *Proceedings of the Twentieth International Conference on Machine Learning*. AAAI Press, Washington DC, USA.
- Bonin, O. and Rousseaux, F. 2005. Digital Terrain Model computation from contour lines: How to derive quality information from artifact analysis. *GeoInformatica* 9 (3), 253-268.
- Carrara, A., Bitelli, G. and Carla, R. 1997. Comparison of techniques for generating digital terrain models from contour lines. *International Journal of Geographical Information Science* 11 (5), 451-473.
- Eastman, J.R. 2003. *IDRISI Kilimanjaro, Guide to GIS and Image Processing*. Version 14.00. Clark Labs, Worcester, 322 pp.
- Fabbri, A., Chung, C.F., Napolitano, P., Remondo, J. and Zêzere, J.L. 2002. Prediction rate functions of landslide susceptibility applied in the Iberian Peninsula. In Brebbia, C.A. (Ed.): *Risk Analysis III, Series: Management Information Systems V*. 5. WIT Press, Southampton, 703-718.
- Reis, E.J.M. 2006. *As bacias hidrográficas das ribeiras da serra de Grândola: dinâmica hidrológica e factores condicionantes*. Dissertação de Doutoramento em Geografia Física apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa. Lisboa.

INTEGRATION OF PHOTOGRAMMETRIC AND LiDAR TECHNIQUES FOR LANDSLIDE EVOLUTION ANALYSIS

Integración de técnicas fotogramétricas y de LiDAR para el análisis y evolución de deslizamientos

J. Cardenal Escarcena⁽¹⁾, J.L. Pérez García⁽¹⁾, E. Mata de Castro⁽¹⁾, T. Fernández del Castillo⁽¹⁾, M.A. Hernández Caro⁽¹⁾, J. Delgado García⁽¹⁾, A. González Díez⁽²⁾

- (1) Department of Cartographic, Geodetic and Photogrammetric Engineering. Higher Technical School, University of Jaen. Campus Las Lagunillas, s/n, 23071, Jaen (SPAIN). jcardena@ujaen.es
 (2) Department of Earth Sciences and Physics of Condensed Matter. Faculty of Sciences. University of Cantabria. Avenida de Los Castros, s/n, 39005, Santander (SPAIN).

Resumen: Se presenta una revisión de diferentes métodos y técnicas geomáticas (fotogrametría digital, LiDAR, etc.) aplicadas al estudio y evolución de deslizamientos. La fotogrametría, como método basado en imágenes, presenta un alto nivel de detalle y sus costes son bajos o moderados. Por otro lado, las ventajas de los sensores activos (LiDAR) se relacionan con su gran capacidad de adquisición de datos espaciales, pero también con la posibilidad de captura de la información radiométrica de los puntos medidos (RGB e intensidad). La gran cantidad de datos capturada permite la generación de modelos de superficie de gran detalle y fiabilidad. Pero no se trata de elegir entre una u otra técnica, sino de integrarlas y aunar las ventajas de todas ellas, minimizando los inconvenientes de cada técnica aplicada de forma individual. Así, se integra, la valiosa información semántica de la imagen con la detallada información espacial del LiDAR.

Key words: airborne LiDAR (ALS), terrestrial laser scanner (TLS), digital photogrammetry, landslides.

Palabras clave: LiDAR aerotransportado, escáner láser terrestre, fotogrametría digital, deslizamientos.

1. INTRODUCTION

Geomatic techniques have been routinely applied in recent years in natural hazard studies related to landslides. Some techniques are based on the 2D processing of both aerial and satellite images for detecting landslide scarps and mapping conditioning factors. But 3D analysis is very interesting using a multi-temporal schema. Stereoscopic and 3D analyses allow an accurate interpretation of landslides through the recognition of morphological features, such as scarps, accumulation zones, etc., not easily identifiable in 2D views, but also the evaluation of accurate and reliable digital elevation models (DEM) obtained by digital photogrammetric analysis (Cardenal et al., 2008). Besides optical remote sensing techniques, other techniques such as LiDAR (both terrestrial and airborne), RADAR, DInSAR, etc., are also widely used and allow the creation of high resolution digital terrain models and the calculation of extremely accurate vertical

displacements. Although some works use only image based techniques or LiDAR, other approaches employ the combined use of LiDAR and photogrammetry (González et al., 2009), since it is better to integrate several techniques maximising their advantages whilst also minimising the disadvantages of each technique. In this work, several applications with LiDAR and photogrammetry are presented in order to show the utility of these techniques in landslide studies.

2. AERIAL IMAGES AND AIRBORNE LiDAR

The first example shows a case study located in the Alpujarras region (Granada). This region is affected by many landslide processes such as rock falls, rock slides and debris flows because of a combination of steep relief and materials prone to slope instability, triggered by irregular and heavy rainfalls and the geomorphologic evolution of the zone. The studied landslide is located near Guadalfeo River, close to the

village of Almegíjar (Fig. 1). It is a translational rock slide, whose net main scarp presents a vertical displacement close to 20 m, showing a pattern of progressive activity in recent years. Its full dimensions are: length, 250 m; width, 300 m; and, vertical interval, 140 m.



Fig. 1. Almegíjar landslide (Las Alpujarras, Granada, Southern Spain) affecting metamorphic rock massifs belonging to Alpujarride complex of Internal Zones of Betic Cordilleras in 2008.

The approach used for the landslide evolution is based on the comparison between digital elevation models to analyse the quantitative changes in the slope (Fernández et al., 2011). The processed data included two sets of historical analogue aerial photographs (1956 and 1992) and a combined LiDAR and digital photogrammetric flight (2008). The 2008 flight (GPS supported) was selected as a reference and the DEM was obtained from the raw LiDAR data (edited and refined). Orthophotograph, control points -measured in the reference flight- for further photogrammetric procedures and geomorphic features were extracted from the 2008 flight. A reference DEM of the slope surface was calculated from all the data. Next, the photogrammetric methodology included the following steps (Cardenal et al., 2009): digitalisation of historical aerial analogical photographs (with a Vexcel Ultrascan 5000 scanner); image orientation using block adjustment (with control points derived from 2008 flight); digital stereoplotting of

morphologic features; generation of the 1992 and 1956 DEMs and orthophotographs; comparison of DEMs. The results (partially shown in Fig. 2) showed that the landslide started after 1956 and since then has evolved continuously, the main scarp has progressed and new minor scarps and cracks have appeared. Vertical displacements in depletion and accumulation zones have an average value of about 10 m.

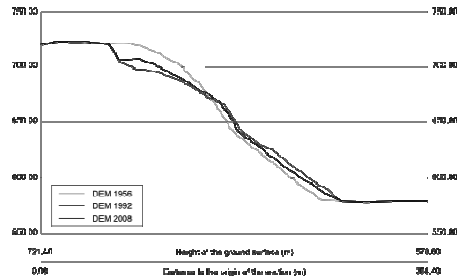


Fig. 2. Almegíjar landslide evolution from 1956 to 2008. The graph shows the longitudinal sections obtained from DEMs.

3. TERRESTRIAL LASER SCANNER AND PHOTOGRAMMETRY

Another example is the integration of terrestrial laser scanner (TLS) and close range photogrammetric techniques for monitoring rock avalanches. This approach uses the combination of the semantic and metric information offered by an image-based technique (close range with a reflex digital camera) and a high performance spatial data capture method (TLS). Several landslides have been analysed. The first one is located in Northern Merilla (Miera Valley in the Cantabrian Range, North Spain). This is a deep valley with a highly uneven relief with elevations between 300 and 1000 m. The selected area for this study is an unstable slope where a topple landslide (developed in Cretaceous limestones) has been showing recent activity in its front through rock avalanches (Fig. 3).

First, a terrestrial laser survey with a long range TLS (Optech Illris 3D) was carried out.

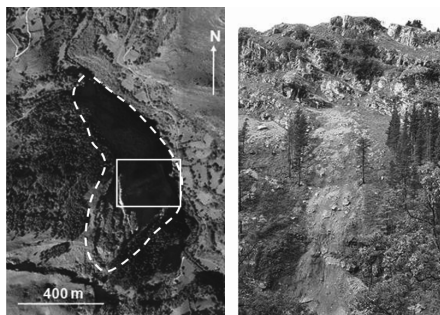


Fig. 3. Landslide in Northern Merilla (Miera Valley in the Cantabrian Range, North Spain) in 2009. Left: aerial view shows the landslide area (white dashed line). Right: rock avalanche (marked with solid line in left image).

Fourteen scan stations, placed on the opposite slope (at a distance of 300 m), were employed to cover the surveyed area, obtaining a point density capture of 6-10 cm. The scan stations were registered with GPS, so all the point cloud data were collected in the same coordinate system. A huge data volume (over $15 \cdot 10^6$ points) were captured and intensive post processing work such as fine point cloud alignment, filtering and classification of points into different classes (terrain, vegetation and noise) was necessary to analyse the geomorphological information.

The data from the TLS were combined with other data from a non-metric camera (Canon-D5). Laser point clouds provided a highly reliable method of slope surface definition and a means to obtain necessary information through the use of in situ camera calibration and the population of control points for photogrammetric adjustment.

In addition, photogrammetry can be advantageous in order to facilitate the construction of digital scanner surface models, whilst stereoscopic shots permit the use of a digital photogrammetric workstation and a method to check and edit slopes depicted in the digital elevation model generated by TLS (Fig. 4). As a result of this information a geomorphological analysis was carried out of future rupture surfaces in the rock walls. Registering TLS point clouds and digital



Fig. 4. DEM contour levels (projected in the XZ plane) from TLS data plotted on a stereoscopic model from a digital reflex camera (Socet Set Digital Photogrammetric Workstation). Noise in the TLS DEM is clearly visible in vegetation while contour levels fit properly in terrain.

photographs in the same reference system can be carried out by means of targets. Target design must be appropriate for measuring techniques using a topographic total station, TLS and image analysis methods. Another example is given in a road cutting affected by landslides located in Jaén province (Southern Spain, Fig. 5). It is a medium dipping slope (approximately 30° on average) and of regular size (80x80 m and 40 m high).

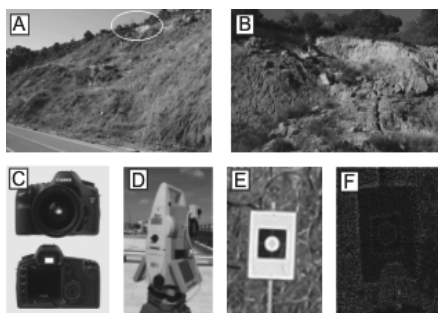


Fig. 5. A, general panoramic view of the slope (Jaén-Granada highway); B, details of one of the landslides detected in the slope (marked in A with white line). C, Canon D5; D, robotized reflectorless total station (Leica TCRA1203); E, target; F, details of the TLS point cloud at the target.

After multi-temporal analysis based on photogrammetry (with metric and non metric cameras) and TLS, volumetric changes in the slope of the order of 200-300 m³ and height differences of up to 5 m

(both denudation and accumulation) were registered (Cardenal et al., 2008; Fig. 6).

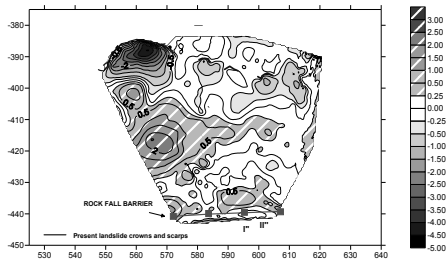


Fig. 6. Height differences (in m) between 2000 and 2007 DTM. Negative values indicate denudation (solid fill), positive values accumulation (dashed fill).

Indeed definition of the slope surface from TLS is more reliable than a photogrammetric survey with respect to density of data. But intense post processing work was carried out in order to filter the data (protection meshes, vegetation, targets, etc.). Fig. 7 shows the upper area of slope. The main landslide is clearly visible. After the use of geometric filters and manual edition, the vegetation was separated from the terrain. Contour levels from the 2007 photogrammetric survey were added, showing a good fit between both image and laser data.



Fig. 7. Classified TLS point cloud (terrain and vegetation) with photogrammetric derived contour levels.

4. CONCLUSIONS

LiDAR and photogrammetric techniques (both aerial and terrestrial) can be successfully used for landslide monitoring by comparing DEMs generated at different dates (instead of photogrammetric or GPS

recording of discrete points at permanent bench marks). Combination of both techniques can combine their advantages, but also minimize the disadvantages of each single technique. Also stereoscopic networks can facilitate the edition of LiDAR generated DEMs by using photogrammetric workstations. Although as the principle shortcomings, LIDAR is a high cost technique with intensive and cumbersome post-processing.

Acknowledgements

The present study has been financed by grant CGL2006-05906/BTE –MAPMUT-, TIN2009-09939 –IFOTEL- (National Program of R+D+I of the Spanish Ministry of Science), RNM-06862 –ISTEGEO- (Andalusia Research Plan), and European Regional Development Funds (ERDF).

REFERENCES

Cardenal, J., Mata, E., Pérez-García, J.L., Delgado, J., Hernández, M.A., Gonzalez-Diez, A. and Díaz de Terán, J.R. 2008. Close range digital photogrammetry techniques applied to landslides monitoring. *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*. Vol. 37, Part B8, 235-240.

Cardenal, J., Mata, E., Pérez-García, J.L., Delgado, J., González-Diez, A., Díaz de Terán, J.R. and Olague, I. 2008. Detección y cuantificación de cambios geomorfológicos a partir del análisis de vuelos históricos. *GeoFocus* 9, 150-165.

Fernández del Castillo, T., Pérez-García, J.L., Delgado, J., Cardenal, J., Irigaray, C. and Chacón, J. 2011. Evolution of a diachronic landslide by comparison between different DEMs obtained from digital photogrammetry techniques in las Alpujarras (Granada, southern Spain). *GI4DM-Geoinformation for Disaster Management*. Antalya, Turquía.

Gonzalez-Diez, A., Fernández-Maroto, G., Díaz de Terán, J.R., Doughty, M., Otero, C., Cardenal, J., Mata, E., Perez-Garcia, J.L. and Delgado, J. 2009. A methodological approach for the analysis of the landslide changes using LIDAR and ADP. *7th Int. Conference on Geomorphology*, Melbourne, Australia.

CONTRIBUCIÓN AL CONOCIMIENTO DE LA CUEVA DE EL SIDRÓN (PILOÑA, ASTURIAS) CON TÉCNICAS DE LÁSER ESCÁNER 3D

Contribution to the study of the El Sidron Cave (Piloña, Asturias) with 3D laser scanner techniques

G. Santos-Delgado ⁽¹⁾, J. Martínez Rubio ⁽²⁾, P.G. Silva Barroso ⁽³⁾,
S. Sánchez-Moral ⁽⁴⁾, J.C. Cañaveras Jiménez ⁽⁵⁾, M. de la Rasilla Vives ⁽⁶⁾

- (1) Dpto. I^o Cartográfica y del Terreno, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, Pza. de la Merced, s/n 37008 Salamanca. gsd@usal.es
 (2) Laboratorio de Fotogrametría Arquitectónica. E. T. S. de Arquitectura. Universidad de Valladolid.
 (3) Departamento de Geología, Escuela Politécnica Superior de Ávila. Universidad de Salamanca.
 (4) Departamento de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC Madrid.
 (5) Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Universidad de Alicante.
 (6) Departamento de Historia. Facultad de Filosofía y Letras. Universidad de Oviedo.

Abstract: The application of 3D Terrestrial Laser Scanner (TLS) for topographic data sampling, and also its relevant capability to improve detailed 3D terrain models, are commonly applied to a large variety of scientific and technical analyses, such as geomorphology, archaeology and historical heritage studies. This work presents the application of TLS to the Neanderthal Site of “El Sidrón” Cave (Piloña, Asturias). The detailed different topographic analyses carried out in the area are strictly focused on the establishment of relationships between the endo- and exokarstic evolution of the cave system. In other words, on the evolution of the geomorphological evolution of the karstic complex directly related with the Neanderthal site. The TLS terrain model of the “Galería del Osario” presented here helps to put constraints on the geometrical relationships between endo- and exokarstic features, giving support to the analysis of probable ancient connections between these two environments.

Palabras clave: Escáner láser, Cueva de El Sidrón, Yacimiento Neandertal, Geomorfología, Musteriense.

Key words: Laser scanner, El Sidron Cave, Neanderthal site, Geomorphology, Mousterian.

1. INTRODUCCIÓN

En 1994 unos espeleólogos hallaron en el interior de la Cueva de El Sidrón unos restos de los cuales, tras diversos estudios, se determinó su adscripción a *Homo Neanderthalensis* (Rosas y Aguirre, 1999; Fortea et al., 2003). Por ello, desde el año 2000 se vienen desarrollando trabajos de excavación y estudios del yacimiento arqueológico de El Sidrón. A día de hoy, los trabajos vinculados con el yacimiento aglutinan un amplio grupo multidisciplinar: arqueólogos, geólogos, paleoantropólogos, genetistas, geomorfólogos, geofísicos, topógrafos, etc., tratando de resolver cuestiones concretas, por ejemplo: ¿cómo llegaron los restos allí?.

Encontrar explicación a cómo han llegado los restos a la zona de la cueva en la que se hallan es clave para plantear posibles zonas de habitación del grupo de individuos

neandertales y el modelo de relleno en el interior de la Galería del Osario, objetivos arqueológicos fundamentales.

Para poder responder a éste y a otros interrogantes, es necesario el conocimiento en detalle de la zona, por lo que se han llevado a cabo estudios de diversa índole en el exterior entre los que se encuentran estudios topográficos, geológicos, geomorfológicos y geofísicos, cuyo objetivo es la localización de rellenos sedimentarios o cavidades que pudieran estar relacionados con la citada Galería del Osario y haber funcionado como conexión entre el exterior y el yacimiento y poder contextualizarlos con los niveles geomorfológicos que se registran en el paisaje kárstico externo. Para abordar el tipo de análisis que se pretende y dado que los productos cartográficos existentes de la zona de estudio no poseen la suficiente resolución, se hizo necesario un

levantamiento topográfico de detalle en el exterior que, junto con la cartografía previa de la cueva (Alonso, 2011) y sucesivos trabajos topográficos de detalle en el interior, son indispensables para la correlación de elementos endo y exokársticos de dimensiones métricas y poder proponer modelos geológicos del subsuelo necesarios para poder guiar futuras actuaciones arqueológicas.

En el afán de conseguir otros productos cartográficos de detalle que pudiesen contribuir al conocimiento del yacimiento de El Sidrón, se planteó hacer un levantamiento con TLS. Este trabajo es una primera contribución al estudio general con esta técnica.

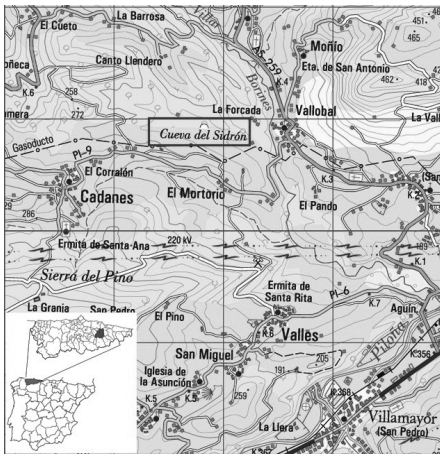


Fig. 1. Fragmento de la hoja nº 30 (Villaviciosa) del Mapa Topográfico Nacional 1:50000 con la localización geográfica de la Cueva de El Sidrón, entre las poblaciones de Cadenes y Vallobal. Cuadrícula kilométrica.

2. MARCO GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO

La zona de estudio se encuentra en la Zona Cantábrica en la unidad estructural "Sinclinorio de Oviedo-Infiesto" (Gervilla et al., 1973). La Cueva de El Sidrón se desarrolla por entero en la formación paleocena "Pudinga de Posada", Silva et al. (2011). El poljé del complejo kárstico de El Sidrón se desarrolla en un valle con dirección este-oeste a lo largo del contacto

entre materiales del cretácico superior (calizas del cenomaniense-coniaciense) y los materiales terciarios de la "Pudinga de Posada", quedando el terciario al norte y el cretácico al sur. Se trata de un contacto discordante de los materiales terciarios sobre los cretácicos. El valle queda cerrado en su parte sur-este por una hombrera a cota 167 m. que da nivel a la plataforma principal del poljé. Es drenado por la riega de La Infiesta, que circula de oeste a este desapareciendo por el sumidero de La Cabañina a 154 m de cota. Actualmente el sistema tiene su surgencia en el paraje de Salelagua, a 142 m de cota.

La cueva propiamente dicha se desarrolla subparalela a la dirección del valle, a lo largo de unos 600 m desde la Entrada de la Tumba, en su límite oeste, hasta Salelagua, en su límite este (Fig. 2).

3. LEVANTAMIENTO TLS EN LA GALERÍA DEL OSARIO

Para el levantamiento se utilizó un escáner Leica, modelo ScanStation C-10, con campo de visión completo de 360° x 270°, 6 mm de desviación típica para medida individual en el rango comprendido entre 0 y 50m, largo alcance y escaneado de alta velocidad (50k pts/seg).

Se realizaron un total de 7 escaneos cuyos resultados se procesaron con los programas Cyclone de Leica y PolyWorks.

Todos los escaneos se realizaron con los mismos parámetros, fijando una malla con un espaciado entre puntos de 1 cm a 10m de distancia del escáner, lo que supuso el registro de unos 104 millones de puntos.

El levantamiento se planteó con dicha malla para medir varias chimeneas de la Galería del Osario cuyo diámetro lo requería, pero, dada la complejidad de la galería (Fig. 3), tal densidad resultó un problema al gestionar la información.

Tal vez éste sea el único inconveniente del método, la gestión de la cantidad de información obtenida, para lo que se necesita una gran potencia de cálculo y un software específico.

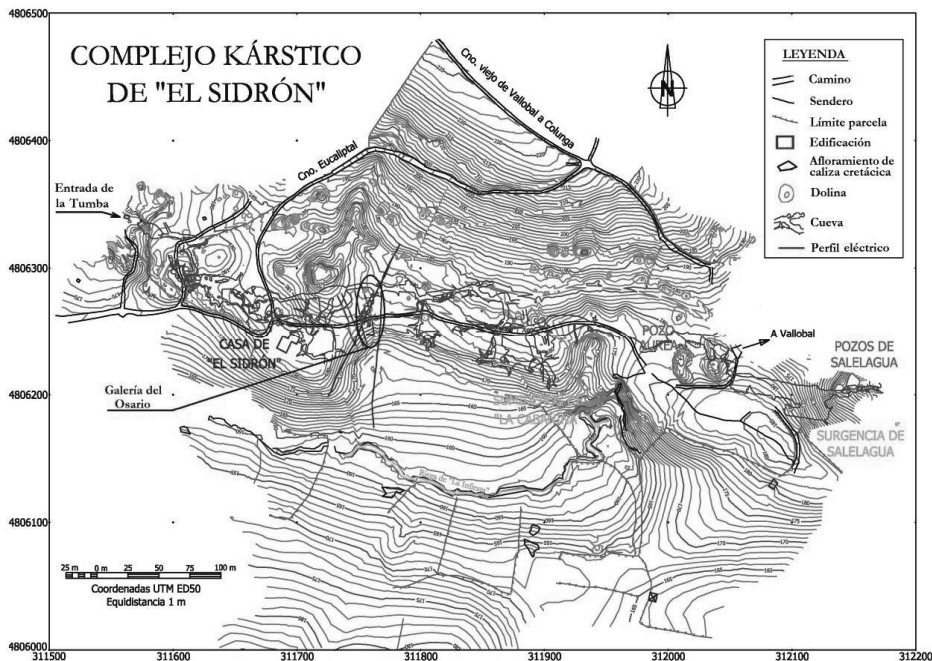


Fig. 2. Levantamiento topográfico del complejo kárstico de El Sidrón (Piloña, Asturias). En esta figura quedan recogidos los detalles planimétricos más importantes. En el centro del mapa se aprecia el polje surcado por la riega de La Infiesta, que lo recorre de oeste a este hasta desaparecer en los sumideros de La Cabañina. Al sur de la riega afloran las calizas cretácicas, mientras que al norte aparecen los materiales terciarios. Se han marcado las dolinas existentes y se ha proyectado la silueta de la cueva procedente de la cartografía espeleológica (Alonso, 2011). Las coordenadas son UTM ED50 y la equidistancia es de un metro.

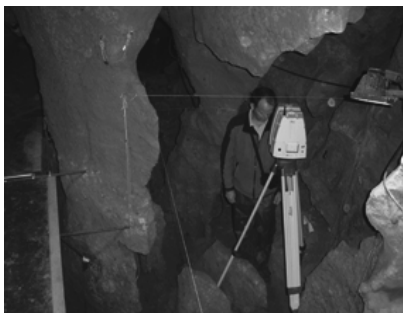


Fig. 3. Trabajos de levantamiento en la Galería del Osario. Puede observarse la complejidad morfológica de la Galería con columnas completas en algún caso y restos de ellas en otros.

La ventaja principal del método es la rapidez. En muy poco tiempo, frente a otros métodos topográficos, se obtiene una gran cantidad de información, pudiendo filtrarla a posteriori en función de la precisión requerida.

Los productos que se pueden obtener son diversos. Se muestran a continuación la planta de la Galería del Osario (Fig. 4), su alzado desde el eje positivo de las X (Fig. 5) y una sección del terreno con el perfil de la galería (Fig. 6).

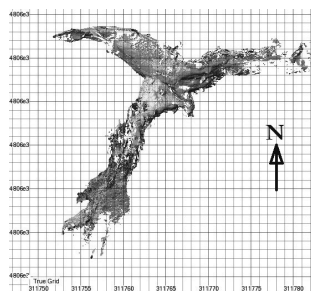


Fig. 4. Nube de puntos en proyección ortogonal en planta del levantamiento efectuado. Las ramas hacia el este y el oeste pertenecen a la Galería Principal y la rama hacia el sur es la Galería del Osario. Los diferentes colores representan cada una de las nubes individuales, correspondientes a cada uno de los escaneos. Cada cuadro pequeño corresponde a un metro.

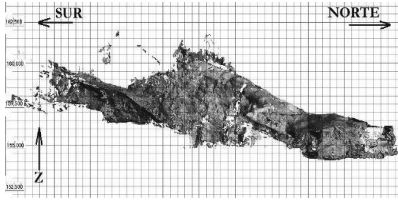


Fig. 5. Visualización de la nube de puntos con PolyWorks en proyección ortogonal desde el eje positivo de las X. La zona más al norte corresponde con la Galería Principal. En esta imagen, cada cuadro pequeño representa medio metro, lo que nos permite apreciar diferencias de cota de hasta 7 m. Los diferentes colores representan cada una de las nubes individuales, correspondientes a cada uno de los escaneos.

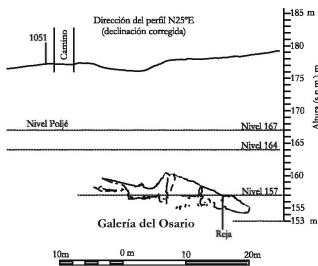


Fig. 6. Sección del terreno según el eje de la Galería del Osario, con el perfil de la Galería y la referencia de los niveles geomorfológicos más importantes.

4. CONCLUSIONES

El TLS es una poderosa herramienta para recoger información relacionada con geometría de superficies más o menos complejas. En cualquier cueva, a excepción de las zonas inaccesibles por el volumen de la instrumentación, allí donde se pueden aplicar los métodos de topografía clásica también se puede aplicar el levantamiento con TLS, siendo este más rápido y productivo, permitiendo, además, recabar información de calidad de lugares inaccesibles de otro modo, como paredes verticales o techos. La densidad de malla debe ser escogida en función de la finalidad del trabajo, de la precisión requerida y de la morfología a escanear. Dada la morfología de la Galería Principal de la Cueva de El Sidrón, el método es muy adecuado para su levantamiento futuro, pudiendo obtener productos de

interés tanto científico como divulgativo.

Agradecimientos

El levantamiento láser ha sido realizado como colaboración por el Laboratorio de Fotogrametría Arquitectónica de la ETS de Arquitectura de la Univ. de Valladolid en el marco del proyecto ADISPA (BIA2009-14254-C02-01). Las campañas de topografía realizadas desde 2004 hasta la fecha en El Sidrón han sido financiadas por la Consejería de Cultura del Principado de Asturias en el marco de varios convenios entre dicha Consejería y la Universidad de Oviedo, e integrados en ellos con la Universidad de Salamanca.

REFERENCIAS

Alonso, J. 2011. Descripción física del complejo cárstico y sus conexiones exteriores. En Rasilla, M. de la, Rosas A., Cañaveras J.C. y Lalueza-Fox, C. (Eds): *La cueva de El Sidrón (Borines, Piloña. Asturias). Investigación interdisciplinar de un grupo neandertal*. Consejería de Cultura y Turismo. Gobierno del Principado de Asturias. 21-25.

Fortea, J., de la Rasilla, M., Martínez, E., Sánchez-Moral, S., Cañaveras, J.C., Cuezva, S., Rosas, A., Soler, V., Castro, J., de Torres, T., Ortiz, J.E., Julià, R., Badal, E., Altuna, J. y Alonso, J. 2003. La Cueva de El Sidrón (Borines, Piloña, Asturias). Primeros resultados. *Estudios Geológicos* 59, 159-179.

Gervilla, M., Beroiz, C., Pignatelli, R., Barón, A., Coma, J.E., Felgueroso, C., Ramírez del Pozo, J. y Giannini, G. 1973. *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 30 (Villaviciosa)*. IGME. Madrid.

Rosas, A. y Aguirre, E. 1999. Restos humanos neandertales de la Cueva del Sidrón, Piloña, Asturias. Nota preliminar. *Estudios Geológicos* 55, 181-190.

Silva, P.G., Santos, G., Carrasco, P., Huerta, P., Ayarza, P., Álvarez Lobato, F., Fernández Macarro, B. y Standing, M. 2011. La geomorfología, topografía y prospección geofísica del complejo de El Sidrón. La búsqueda del lugar de procedencia de los restos fósiles. En Rasilla, M. de la, Rosas A., Cañaveras J.C. y Lalueza-Fox, C. (Eds): *La cueva de El Sidrón (Borines, Piloña. Asturias). Investigación interdisciplinar de un grupo neandertal*. Consejería de Cultura y Turismo. Gobierno del Principado de Asturias. 65-79.

DETECCIÓN AUTOMÁTICA DE DEPRESIONES UTILIZANDO EL MODELO DIGITAL DEL TERRENO Y SU APLICACIÓN A LA CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA

Automatic detection of depressions using digital terrain models and their application in geomorphological mapping

J.J. Durán ⁽¹⁾, E. Pardo-Igúzquiza ⁽¹⁾, P.A. Robledo ⁽²⁾

(1) Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid. jj.duran@igme.es

(2) IGME. Unidad de Palma de Mallorca. Ciudad de Queretaro s/n, 07007 Palma de Mallorca

Abstract: Digital terrain models (DTMs) are especially suitable for numerical terrain analysis in earth sciences and engineering. One of the main uses of DTMs has been the automatic delineation of flow networks where depressions (pits) have been considered a problem for algorithms. However there are geomorphological environments where depressions are of interest *per se*. Such is the case of karst terrains where depressions appear at all scales, from metres to kilometres: dolines, uvalas and poljes. This work deals with the problems inherent in the detection of karst depressions and has been applied to the Sierra de las Nieves (Málaga), a mountain massif where karst depressions have a relevant role in the complex hydrogeology of the karst aquifer.

Palabras clave: cartografía geomorfológica, depresión endorreica, depresiones espurias, dolinas, MDT corregido

Key words: geomorphological mapping, endorheic depression, spurious pits, dolines, pit-free DTM

1. INTRODUCCIÓN

Los modelos digitales del terreno (MDTs) son una representación digital de la topografía de una porción de la superficie terrestre, especialmente indicados para su procesamiento numérico con amplias aplicaciones en ciencias de la tierra e ingeniería. Los MDTs se usan extensivamente en análisis del terreno (Deng, 2007) aprovechando las posibilidades tecnológicas que ofrecen los sistemas de información geográfica (SIG). Además de la obtención de modelos digitales derivados del terreno (modelos de pendientes, modelos de orientaciones de ladera), la principal aplicación de los MDTs ha sido en hidrología superficial para la delimitación de redes de drenaje, cuencas vertientes y parámetros relacionados con el flujo acumulado en los canales de drenaje. En estas aplicaciones, las depresiones constituyen un problema y se ha dedicado un gran esfuerzo para generar MDTs libres de dichas depresiones (Arnold, 2010). Sin embargo, la detección de depresiones y su adecuada delimitación

geométrica pueden ser muy interesantes, desde el punto de vista geomorfológico, en ámbitos muy diversos, especialmente en los terrenos kársticos. En ellos, la detección automática de depresiones se ha realizado con el propósito de identificar riesgos asociados a simas (USGS, 2011), modelos erosivos (López-Vicente et al., 2009) y cartografía geomorfológica (Siart et al., 2009). La detección automática de depresiones es ventajosa sobre la delimitación manual en muchas ocasiones, cuando se trata de estudiar áreas de gran extensión, inaccesibles o cubiertas de vegetación. En este trabajo se discute la problemática inherente a la detección automática de depresiones en terrenos kársticos, basándonos en su aplicación en la Sierra de las Nieves, un macizo kárstico de la provincia de Málaga donde las depresiones cerradas juegan un papel fundamental en la hidrodinámica del acuífero como zonas de recarga preferente.

2. METODOLOGÍA

Existen muchos algoritmos capaces de

generar MDTs libres de depresiones. En este sentido, el trabajo de Jenson y Domingue (1988) ha propuesto el procedimiento fundamental, implementado en muchos programas informáticos de SIG y en el que se han basado todas las variantes posteriores más modernas (Grimaldi et al., 2007). Jenson y Domingue (1988), proporcionan el algoritmo básico de relleno de depresiones, derivado de otros algoritmos descritos igualmente en el mismo trabajo, como el cálculo de direcciones de flujo y la construcción de la tabla de puntos de drenaje. Esta metodología se ha implementado en diversos programas informáticos de tipo SIG, que tienen la opción de eliminación de depresiones a partir de un MDT de entrada, generando un MDT de salida libre de dichas depresiones. Por consiguiente, un mapa con dichas depresiones puede obtenerse fácilmente mediante álgebra de imágenes ráster, al sustraer al MDT original el MDT libre de depresiones. El procedimiento tiene ciertas limitaciones, ya que utiliza para el cálculo de depresiones el método denominado de *vecindad inmediata*, consistente en comparar cada celda con sus ocho celdas vecinas (vecindad-8). Esto implica que se considera la existencia de flujo entre dos celdas que sólo comparten una esquina (esto es, un punto), lo que puede dar lugar al desagüe de conjuntos de celdas que de otro modo se interpretarían como una depresión, por ejemplo si se considerasen como vecinas únicamente las celdas que comparten una cara (vecindad-4). Otro problema es el que presentan las depresiones encajadas en otras depresiones, como es el caso de dolinas desarrolladas en una cuenca endorreica mayor. La solución propuesta para este problema es degradar el MDT a menor resolución (mayor tamaño de celda o píxel), de modo que se identifique la cuenca endorreica como una depresión normal para dicha escala en la cual la dolina ya cae dentro de la resolución de la celda. Un problema adicional es la existencia de falsos

positivos y falsos negativos. Los falsos positivos son depresiones ficticias creadas por el algoritmo, por ejemplo, al interpretar como depresiones cerradas ciertos barrancos muy encajados o tramos de ríos que presentan algunas infraestructuras antrópicas, como puentes o presas. En cuanto a los falsos negativos, se producen cuando no se detectan depresiones naturales verdaderas, como puede ocurrir en algunos casos por el problema anteriormente mencionado con la vecindad-8. Finalmente, en ocasiones algunas de las depresiones detectadas, aun siendo reales, no son naturales, sino de origen antrópico, como ocurre con ciertas canteras y minas a cielo abierto o con grandes balsas de agua.

3. CASO DE ESTUDIO

La zona de estudio es el acuífero carbonático de la Sierra de las Nieves, en la provincia de Málaga, al sureste de la ciudad de Ronda. Desde el punto de vista orográfico, es un área muy rugosa, con altitudes entre 400 m s.n.m. y casi 2000 m s.n.m. Es un kart montañoso mediterráneo que registra altas precipitaciones (1000 mm de lluvia anual en el año medio). La Sierra de las Nieves ha sido estudiada por diversos autores desde el punto de vista de la geología (Martín-Algarra, 1985), geomorfología (Delannoy y Guendon, 1985) e hidrogeología (Liñán-Baena, 2005).

El procedimiento descrito en la metodología se ha aplicado a un MDT con una resolución de 5 m del Instituto Geográfico Nacional. Los resultados se muestran en la Fig. 1, donde también se han representado los límites de las cuencas vertientes endorreicas, delimitadas manualmente a partir del mapa topográfico 1:10000, donde se instalan la mayor parte de las grandes depresiones cerradas (dolinas) existentes.

El procedimiento de detección automática de depresiones ha permitido localizar las dolinas de tamaño comprendido entre los 5

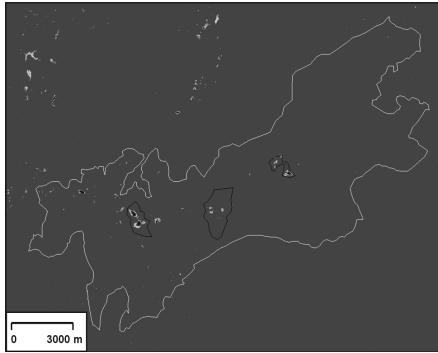


Fig. 1. Resultado de la detección automática de depresiones (colores distintos del verde oscuro del fondo) en la Sierra de las Nieves y su entorno. La línea blanca es el límite del acuífero carbonático. Las líneas negras son las cuencas vertientes a las principales depresiones endorreicas, identificadas mediante delineación manual.

m y los 200 m, pero no ha sido el adecuado para la delimitación de las cuencas vertientes endorreicas. Estas se han podido obtener de manera parcial mediante la aplicación de la misma metodología, pero con una serie de degradaciones sucesivas del MDT a resoluciones de 50, 100, 200 y 500 m, aunque el procedimiento no está exento de dificultades, por el problema de la vecindad-8 anteriormente mencionado. En la zona de estudio, también se han identificado varios falsos positivos correspondientes a canteras y tramos de ríos con barrancos muy estrechos o con puentes que actúan frente al programa a modo de presa. Son muchas las dolinas detectadas, algunas de ellas muy poco evidentes sobre el terreno y que habían pasado desapercibidas, tanto en los reconocimientos de campo como en las inspecciones cartográficas y de las fotografías aéreas. Un detalle de dolinas complejas de tipo uvala se muestra en la Fig. 2. La gran precisión de los bordes exteriores de las dolinas y la distribución espacial de los valores de la profundidad de estas facilitan la detección del fuerte control estructural, puesto de manifiesto por la presencia de direcciones preferenciales, coherentes con las modas principales de la fracturación. Por último, en la Fig. 3 se muestra un

detalle del área del Cortijo del Rajete, situado en una antigua dolina capturada por la red fluvial, que no ha sido detectada por el procedimiento automático. Sin embargo, el algoritmo sí ha permitido detectar otras dolinas del entorno mucho más sutiles de poca profundidad (menos de un metro y medio).

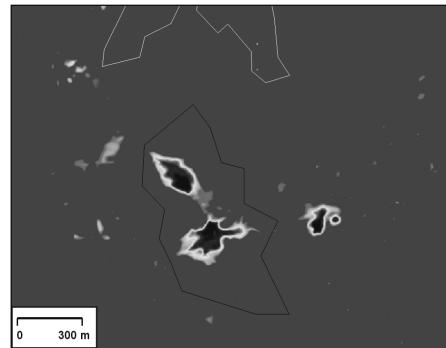


Fig. 2. Detalle de la Fig. 1 donde se aprecia la precisión de los límites y las profundidades (más profundidad colores oscuros, menos profundidad, colores verde claro y amarillo) de las dolinas delimitadas automáticamente, utilizando un MDT de 5 m de longitud del lado de cada píxel ó celda.

4. CONCLUSIONES

La detección automática de depresiones resulta de gran interés como herramienta eficiente y rápida para la cartografía geomorfológica de ciertos elementos característicos de los terrenos kársticos, como las dolinas. Mediante su uso combinado con otras técnicas complementarias tradicionales, como el análisis del mapa topográfico, la fotografía aérea o la fotografía de satélite y, con el imprescindible apoyo del trabajo de campo, la detección automática permite poner de manifiesto la presencia de depresiones que podrían pasar desapercibidas, bien por la inaccesibilidad de ciertas áreas, por la cubierta vegetal, por la escasa impronta morfológica o por las grandes dimensiones del área de estudio. Los falsos positivos son sencillos de determinar. Por lo general, corresponden a depresiones antrópicas o están relacionadas

con encajamientos fluviales, fácilmente identificables.

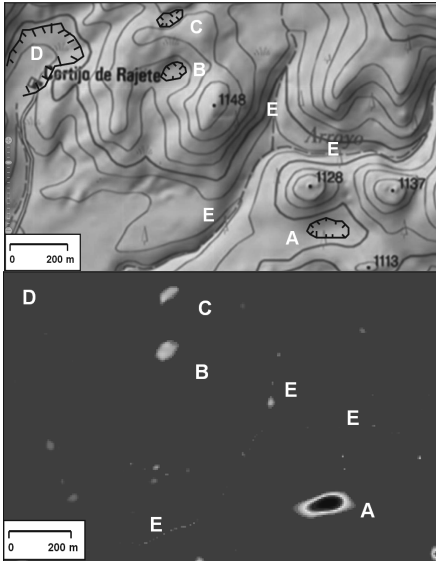


Fig. 3. Detalle de la Fig. 1 donde se aprecian las depresiones detectadas en la zona del Cortijo de Rajete. Se han localizado tres dolinas importantes (A, B y C), no se ha detectado una dolina capturada (Cortijo de Rajete, D) y son espurias las depresiones localizadas a lo largo de la red del Arroyo de las Carboneras (E).

Un caso especial corresponde a la identificación lineal de numerosas falsas depresiones de pequeño tamaño a lo largo de los cauces fluviales. Se generan debido a que, al ser con frecuencia zonas planas o con escasa pendiente, el propio error en el MDT puede inducir a la detección de dichas depresiones ficticias. Los falsos negativos ligados a grandes vertientes endorreicas pueden solucionarse modificando la escala del MDT, adecuando su resolución a las dimensiones de las depresiones.

Agradecimientos

Trabajo financiado por el proyecto de investigación CGL2010-15498, del Ministerio de Economía y Competitividad.

REFERENCIAS

Arnold, N. 2010. A new approach for dealing with depressions in digital elevation models when

- calculating flow accumulation values. *Progress in Physical Geography*, 34 (6), 781-809.
- Delannoy, J.J. y Guendon, J.L. 1986. La Sierra de las Nieves (Málaga). La Sima G.E.S.M. Etude géomorphologique et spéléologique. *Karstologia Mémoires* 1, 71-85.
- Deng, Y. 2007. New trends in digital terrain analysis: landform definition, representation, and classification. *Progress in Physical Geography* 31 (4), 405-419.
- Grimaldi, S., Nardi, F., Di Benedetto, F., Istanbuluoglu, E. y Bras, R.L. 2007. A physically-based method for removing pits in digital elevation models. *Advances in Water Resources* 30 (10), 2151-2158.
- Jenson, S.K. y Domingue, J.O. 1988. Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 54 (11), 1593-1600.
- Liñan-Baena, C. 2005. *Hidrogeología de acuíferos carbonatados en la unidad Yunquera-Nieves (Málaga)*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. Serie: Hidrogeología y Aguas Subterráneas 16, Madrid, 322 p.
- López-Vicente, M., Navas, A. y Machín, J. 2009. Geomorphic mapping in endorheic catchments in the Spanish Pyrenees: An integrated GIS analysis of karstic features. *Geomorphology* 111 (1-2), 38-47.
- Martín-Algarra, A. 1987. *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética*. PhD thesis, University of Granada.
- USGS (United States Geological Survey) 2011. Using GIS Techniques to Identify and Delineate Karst Features in Tennessee. *Geohazards Impacting Transportation in the Appalachian Region-11th Annual Technical Forum, Chattanooga, TN*.
- Siart, C., Bubenzer, O. y Eitel, B. 2009. Combining digital elevation data (SRTM/ASTER), high resolution satellite imagery (Quickbird) and GIS for geomorphological mapping: A multi-component case study on Mediterranean karst in Central Crete. *Geomorphology* 112 (1-2), 106-121.

EXTRACCIÓN AUTOMÁTICA DE MDT A PARTIR DE DATOS PROCEDENTES DE LÁSER ESCÁNER (ESPADA)

Automatic digital terrain model extraction from terrestrial laser scanner data (Espada)

E. Rodríguez-Caballero ⁽¹⁾, S. Chamizo ⁽¹⁾, A. Afana ⁽²⁾, A. Solé-Benet ⁽²⁾, Y. Cantón ⁽¹⁾

(1) Departamento de Edafología y Química Agrícola. Universidad de Almería. rce959@ual.es

(2) Departamento de Desertificación y Geocología. Estación Experimental de Zonas Áridas (EEZA. CSIC).

Abstract: Terrestrial laser scanners (TLS) enable the acquisition of accurate tridimensional point clouds that allow the generation of high resolution digital terrain models (DTM), permitting a wide range of applications in geomorphologic studies. These studies focus on the analysis of soil surfaces, where vegetation filtering is quite important. Filtering is a laborious and time-consuming process, cause for which numerous automatic methods have been developed to remove vegetation. Most methods have been developed to filter LiDAR data, which vary widely from TLS data. Application of LiDAR filtering to TLS data produces smoothed surfaces that do not retain their real morphology. We present a new methodology to filter TLS data, based on the morphology and spectral response of surfaces, which acts at different scales depending on the vegetation type. This methodology reduced the error generated by processed filtering compared with previous methodologies. This reduction is more important in non-vegetated areas, where other methodologies underestimate surface heights.

Palabras clave: Escáner láser, filtrado de vegetación, micro-topografía, semiárido.

Key words: Laser scanner, vegetation filtering, micro-topography, semiarid.

1. INTRODUCCIÓN

La tecnología láser posibilita la obtención de modelos digitales del terreno (MDT) de alta resolución. Esta tecnología ha evolucionado en dos líneas: escáner láser aerotransportado (ALS) y escáner láser terrestre (TLS). Los TLS, ofrecen nubes de puntos mucho más densas y precisas que los ALS, lo cual abre un amplio abanico de aplicaciones relacionadas con la geomorfología: estudios de morfología superficial, hidrología, erosión y deposición, deslizamientos, micro-topografía, etc., (Guarnieri et al., 2009; Rodríguez-Caballero et al., 2012). La mayoría de estos estudios se centran en el análisis de la superficie del suelo, siendo necesario el filtrado de la vegetación. Este filtrado es un proceso muy laborioso y costoso en tiempo, por lo que se han desarrollado numerosos métodos automáticos y semiautomáticos para detectar y eliminar la vegetación. La mayoría de estos métodos se han desarrollado para filtrar datos ALS (Streutker y Glenn, 2006), pero la

naturaleza, escala de trabajo y el rango de aplicaciones para los que se destinan los datos difieren en gran medida de los datos TLS. Por este motivo, la aplicación de estos métodos de filtrado en datos TLS produce superficies muy suavizadas que no conservan su morfología real, lo cual tiene fuertes repercusiones en los procesos geomorfológicos y de generación de escorrentía a diferentes escalas (Rodríguez-Caballero et al., 2012). Por este motivo se presenta una nueva metodología para la extracción automática de MDT de gran resolución y precisión, manteniendo inalteradas las zonas desprovistas de vegetación. Esta metodología se basa en las técnicas tradicionales de filtrado ALS (Streutker y Glenn, 2006), y en la respuesta espectral de la superficie escaneada en la región del verde, de acuerdo con la metodología propuesta por Guarnieri et al. (2009).

El objetivo es presentar una técnica de filtrado y generación de MDT automática, capaz de conservar la micro-topografía de las zonas no vegetadas. Esta técnica será aplicada en un entorno SIG.

2. METODOS

2.1. Zona de estudio

El trabajo se ha realizado en el área experimental El Cautivo, que es una zona acarcavada de margas yesíferas localizada en la cuenca de Tabernas (provincia de Almería, Fig. 1). Esta zona presenta un clima termo-mediterráneo semiárido con una temperatura media anual de 17,8°C y una precipitación media anual de 235 mm. La zona está dominada por suelos poco evolucionados (Leptosoles, Regosoles y Gipsisoles), cubiertos por un variado mosaico de superficies (áreas erosionadas, áreas cubiertas por plantas y por costras físicas y biológicas, Cantón et al., 2004).

2.2. Parcelas experimentales y toma de datos

Para este experimento se instalaron dos parcelas experimentales sobre superficies con características morfológicas y cobertura vegetal bien diferenciadas.

2.2.1 Parcela A

Parcela de 1 m² situada sobre un campo agrícola sometido a laboreo, para aumentar su rugosidad superficial y reducir la escorrentía y la pérdida de suelo. La parcela está cubierta por cultivo de cebada (*Hordeum vulgare*) de baja densidad y muy seco.

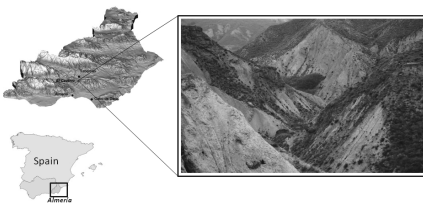


Fig. 1. Área experimental El Cautivo. Localizada en la cuenca de Tabernas (Almería).

2.2.1 Parcela B

Parcela situada sobre una ladera, con fuerte pendiente y vegetación dispersa, dominada por macollas de *Lygeum spartum*, muy densas. En este tipo de superficies, la micro-topografía de las zonas no cubiertas por vegetación juega un papel fundamental en la respuesta geomorfológica de la

superficie (Rodríguez-Caballero et al., 2012).

Las dos parcelas se escanearon con un TLS ScanStation-2 (Leica Geosystems). Las principales características residen en su precisión (~1mm), rapidez (50.000 puntos/s), y alcance (hasta 300 m). Este laser escáner emite pulsos laser a 532 nm, lo cual resulta muy útil para caracterizar zonas vegetadas (Eitel et al., 2010). Se realizaron dos escaneos desde posiciones opuestas para cubrir toda la parcela minimizando la existencia de zonas ocultas y se unieron posteriormente empleando varios puntos de control (proceso de registro).

El proceso se realizó dos veces en cada parcela. El primer escaneo se hizo sobre la parcela inalterada, incluyendo la vegetación. Tras dicho escaneo se eliminó cuidadosamente la vegetación, sin alterar la superficie adyacente. Una vez la parcela estuvo desprovista de vegetación se repitió el proceso de escaneo.

2.3. Proceso de filtrado

A partir de las nubes de puntos obtenidas en cada parcela inalterada, se ha desarrollado un método de extracción automática de la vegetación en pasos sucesivos a diferentes escalas (Fig. 2). Se trata de un proceso adaptativo de filtrado de datos TLS, en el cual se combina información morfológica y espectral de los puntos. Este proceso se ha nombrado con el acrónimo (*ESPADA, Método adaptativo de filtrado de datos laser, a partir de información espectral*). El proceso fue implementado en ARCGIS v10.0.

ESPADA se basa en la obtención de la cota mínima de los puntos contenidos en una ventana móvil de determinado tamaño, y asigna ese valor como cota de la superficie para la generación del MDT, de forma similar a la mayoría de los algoritmos desarrollados con el mismo objetivo (Streutker y Glenn, 2006, morfológicos). El tamaño de la ventana es crucial para optimizar la relación entre la información real y la estimada y, por lo tanto, para

mejorar los resultados. Una ventana muy grande aumenta la posibilidad de encontrar un punto real de la superficie dentro de ella, pero genera superficies muy suavizadas en zonas donde la vegetación es menos densa, o no hay vegetación. Por este motivo es necesario minimizar el tamaño de la ventana, para conseguir un MDT de elevada precisión, pero asegurando un correcto filtrado de todos los puntos de vegetación (Streutker y Glenn, 2006). El tamaño óptimo depende del tipo de vegetación y su densidad (Guarnieri et al., 2009).

Como paso previo al filtrado clasificamos la nube de puntos en dos clases (vegetación y superficie) aplicando una clasificación K-Mean sobre la información espectral aportada por la intensidad de la nube de puntos, de acuerdo con Guarnieri et al. (2009). Una vez clasificada cada una de las nubes de puntos, se les ajustó un polinomio de segundo orden para eliminar el efecto de la pendiente y de la curvatura sobre los valores de altura de los puntos. A partir de las nubes de puntos sin pendiente, se generó un modelo ráster de 1 cm de resolución.

Una vez obtenidas las diferentes capas, el primer paso (Paso 1) es detectar las zonas no cubiertas por vegetación, para mantener su superficie inalterada. Para detectar las superficies no vegetadas usamos la Rugosidad Aleatoria (RR), definida según Allmaras et al. (1966). Una vez calculada, se fijó un umbral de RR para clasificar las zonas de vegetación y suelo en cada escenario en función del tipo de vegetación predominante. Para ello se testaron diferentes umbrales (1-20 cm), y se validó cada MDT, comparándolo con el MDT generado a partir de las nubes de puntos escaneadas tras eliminar la vegetación, en términos de la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE). El valor medio de todos los puntos contenidos en la ventana fue asignado a las zonas clasificadas como suelo. En las zonas clasificadas como vegetadas se asignó el valor mínimo de todos los puntos

localizados dentro de la ventana de tamaño igual al tamaño de celda (1x1). Al aplicar este filtro morfológico, con una ventana móvil muy detallada, se elimina el efecto de la vegetación poco densa (vegetación anual, vegetación seca y errores aleatorios en la nube de puntos).

El siguiente paso (Paso 2) fue localizar las zonas cubiertas por vegetación, para lo cual se utilizó la clasificación previa de las nubes de puntos, basada en su respuesta espectral. Para conseguir una caracterización correcta de la vegetación, generamos además un búfer sobre los puntos clasificados como tal, ya que la respuesta espectral puede verse afectada por la distancia al objeto, el ángulo de incidencia y el efecto borde (Höfle y Pfeifer, 2007), lo cual hace difícil clasificar toda la vegetación sólo con la información espectral. Este búfer se optimizó en cada escenario para el tipo de vegetación presente en la parcela, siguiendo el método empleado en el paso 1.

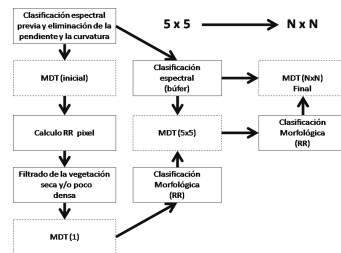


Fig. 2. Proceso de filtrado en pasos sucesivos (Espada), combinando información morfológica y espectral a diferentes escalas. Espada opera de forma progresiva desde 1x tamaño de píxel hasta nx tamaño de píxel, n depende del tipo de vegetación en la zona de estudio.

Una vez obtenidas las zonas cubiertas por vegetación, deben filtrarse los elementos correspondientes a vegetación contenidos en ellas y no eliminados en el paso 1. Estas zonas pueden contener diferentes tipos de vegetación, que controlan la capacidad de penetración del láser en el dosel, y por tanto el tamaño óptimo de la ventana. Por este motivo es necesario realizar un proceso adaptativo, aplicando a cada zona el tamaño de ventana adecuado, en función

de la estructura de la vegetación. En base al MDT generado en el paso 1 (MDT 1), aplicamos un filtro morfológico en una ventana de 5x5 píxeles, pero sólo en las zonas previamente clasificadas como vegetación en base a su respuesta espectral y rugosidad (Paso 3). Para determinar el umbral de rugosidad en este paso, se operó siguiendo la metodología empleada en el paso 1. A partir del MDT generado (MDT 5), se repite el proceso sucesivamente, con ventanas más amplias (10x10, 15x15, 20x20 y 40x40), optimizando el valor de RR en cada paso, acorde con la densidad y estructura de la vegetación.

3. RESULTADOS Y DISCUSION

El método ESPADA laser presenta mejor resultado que otras metodologías en ambas parcelas (Tabla1). Esta mejora es mayor en las zonas no vegetadas, al incluir información espectral que nos ayuda a discriminar las zonas que no deben ser filtradas, como ya sugería Guarnieri et al. (2009).

Tabla 1: Errores de los tres filtros probados (cm). Errores para la parcela completa, zona sin vegetación y zona con vegetación

	Parcela 1			Parcela 2		
	RMSE	RMSE zona no vegetada	RMSE vegetación	RMSE	RMSE zona no vegetada	RMSE vegetación
Morfológico	2.57	1.57	2.92	7.71	4.77	9.89
Guarnieri	2.57	1.57	2.92	7.19	4.88	10.71
Espada	2.55	0.90	3.05	4.78	2.88	7.41

En las zonas cubiertas por vegetación densa alternada con claros sin vegetación (parcela 2) esta metodología constituye una mejora muy importante, porque es capaz de adaptar el tamaño de ventana al tipo de vegetación, mejorando el resultado global en toda la parcela. La metodología presentada por Guearnieri et al. (2009), y el filtrado morfológico presentan un RMSE muy elevado en las zonas sin vegetación, ya que es necesario alcanzar un compromiso en el tamaño de ventana entre las zonas vegetadas y no vegetadas que

induce a una subestimación de la superficie en las zonas sin vegetación (Streutker y Glenn, 2006).

4. CONCLUSIONES

El empleo de información espectral y tamaños de ventana adaptativos, mejora notablemente la precisión de los MDT obtenidos a partir de datos de TLS, sobre todo en las zonas con vegetación poco densa o sin vegetación.

Agradecimientos

A la Junta de Andalucía (COSTRAS, RNM 3614 cofinanciado con Fondos FEDER), al Plan Nacional (Bacarcos, CGL2011-29429), a la UE (DESIRE, contrato nº 037046) y al Ministerio de Educación y Ciencia por una Acción Complementaria (2007).

REFERENCIAS

Allmaras, R.R., Burwell, R.E., Larson, W.E y Holt, R.F. 1966. Total porosity and random roughness of the interrow zone as influenced by tillage. *USDA Conservation Research Report* 7, 22.

Cantón, Y., Del Barrio, G., Solé-Benet, A. y Lazaro, R. 2004. Topographic controls on the spatial distribution of ground cover in the Tabernas badlands of SE Spain. *Catena* 55, 341-365.

Eitel, J.U.H., Long, D.S., Gessler, P.E., Hunt, Jr. y Brown, D.J. 2010. Sensitivity of ground-based remote sensing estimates of wheat chlorophyll content to variation in soil reflectance. *Soil Science Society of America Journal* 73 (5), 1715-1723.

Guarnieri, A., Vettore, A., Pirotti, F., Menenti, M. y Marani, M. 2009. Retrieval of small-relief marsh morphology from Terrestrial Laser Scanner, optimal spatial filtering, and laser return intensity. *Geomorphology* 113, 12-20.

Höfle, B. y Pfeifer, N. 2007. Correction of laser scanning intensity data: Data and model-driven approaches. *Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 62 (6), 415-433

Rodríguez Caballero, E., Cantón Castilla, Y., Chamizo De La Piedra, S., Afana, A. y Sole-Benet, A. 2012. Effects of biological soil crust on surface roughness and implications for runoff and erosion. *Geomorphology* 145-146, 81-89.

Streutker, D.R. y Glenn, N.F. 2006. LiDAR measurement of sagebrush steppe vegetation heights. *Remote Sensing of Environment* 102 (1-2), 135-145.

APLICACIÓN DE MODELOS DIGITALES DEL TERRENO GENERADOS A PARTIR DE TECNOLOGÍA LIDAR EN LA CARACTERIZACIÓN DE ZONAS INUNDABLES

LIDAR derived digital terrain model applications in the characterization of floodplains

J. Crespo ⁽¹⁾, R. Menéndez ⁽¹⁾, E. Fernández ⁽¹⁾

(1) INDUROT (Universidad de Oviedo), Campus de Mieres, 33600, Mieres (España). j.crespo.c@terra.es

Abstract: A Digital Elevation Model (DEM), created from LIDAR data, has been used to develop a quantitative description of zones with different flood frequencies, according to previous mapping using the geomorphological-historical method, in the floodplain of the Saja River (Cantabria). Several Digital Terrain Models (DTMs) have been analyzed for this description: slope, relief index and curvature models. The average values of the DTMs for each flood frequency class progressively decrease from the more to the less floodable classes. The results show that DTMs from LIDAR accurately reflect the relationship between irregular topography and the intense relief of floodplains, due to erosive and sedimentary processes, in the areas of higher flood frequency, where the energy and height of the water sheets are greater.

Palabras clave: LIDAR, MDT, inundación, evidencias geomorfológicas, llanura aluvial.

Key words: LIDAR, DTM, flood, geomorphological evidences, alluvial plain.

1. INTRODUCCIÓN

Cuando se produce una inundación fluvial de elevada intensidad, las aguas que circulan por la llanura aluvial pueden alterar la superficie del terreno por erosión del suelo o por el depósito de materiales, procesos estrechamente relacionados con el calado y la velocidad de la corriente. Las evidencias de la actuación de estos procesos quedan preservadas en la llanura, generando una topografía irregular de crestas y surcos de dimensiones variadas (centimétricas a métricas). Esta topografía es más intensa en los terrenos que tienen una mayor frecuencia de inundación y se puede reconocer durante trabajos de campo o incluso en fotografías aéreas (Marquínez et al., 2006; MARM, 2011).

Recientemente, en las llanuras aluviales de cauces de la vertiente norte de la Cordillera Cantábrica, la identificación de zonas con diferente frecuencia de inundación se está apoyando en la utilización Modelos Digitales de Elevaciones (MDE) derivados de levantamientos LIDAR (Light Detection And Ranging, Fernández et al., 2011).

La utilización de MDE obtenidos con LIDAR está actualmente en desarrollo en

distintos estudios geomorfológicos. Gracias a los MDE de alta resolución se están realizando descripciones cuantitativas de diferentes formas del terreno, como abanicos torrenciales y áreas afectadas por procesos de *debris flow* (Bull et al., 2010), valles en zonas de cabecera fluvial (Tarolli y Dalla Fontana, 2009), movimientos en masa (Booth et al., 2009) o descripciones generales del relieve (Mitasova et al., 2012).

En otros casos, a partir de varios MDE de diferentes fechas y derivados de LIDAR, se está realizando el seguimiento cuantitativo de procesos geomorfológicos importantes como la movilidad de sedimentos glaciares (Irvine-Fynn et al., 2011) y la erosión en escarpes erosivos fluviales (De Rose y Basher, 2011).

En el presente trabajo un MDE, obtenido a partir del vuelo LIDAR, se utiliza para la descripción cuantitativa de zonas con diferente frecuencia de inundación, definidas en la llanura aluvial del Río Saja en la Comunidad Autónoma de Cantabria (España). Las llanuras aluviales han sido zonificadas siguiendo el método geomorfológico-histórico. Los Modelos Digitales del Terreno (MDT) utilizados

para esta descripción han sido los modelos derivados de pendientes, índice de relieve y curvatura.

2. AREA DE ESTUDIO Y CARTOGRAFÍA DE ÁREAS INUNDABLES

2.1. Área de estudio

La cuenca de drenaje del río Saja ocupa una extensión de aproximadamente 440Km². El río nace a una altitud de 1700m y tras 67 km de recorrido desemboca en el mar Cantábrico. El clima de la región es Atlántico, con aportaciones medias anuales de 140 Hm³. El tramo estudiado, ubicado entre las localidades de Cabezón de la Sal y Torrelavega (Fig. 1), tiene una longitud de 11 km y una superficie fluvial inundable de 3,5 Km², en su mayoría clasificados como terrenos con una inundabilidad alta y muy alta.

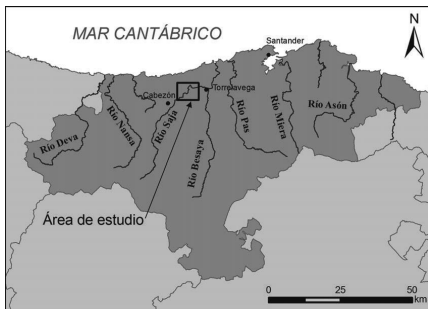


Fig. 1. Situación del área de estudio en un tramo del río Saja, aguas arriba de su confluencia con el río Besaya (Cantabria, vertiente norte de la Cordillera Cantábrica).

2.2. Cartografía de áreas inundables

Como se ha indicado, en el área de estudio se dispone de una cartografía de áreas inundables realizada siguiendo el método geomorfológico-histórico de la guía metodológica del MARM (2011), siendo la escala de trabajo de 1:5000. En esta cartografía, el área inundable se ha zonificado en cinco clases (Fig. 2) correspondientes a zonas con diferente frecuencia de inundación (muy alta, alta, media, baja y otras categorías, ligadas a terrenos aluviales pero que por causas

artificiales son no inundables, además de la delimitación del canal geomorfológico.

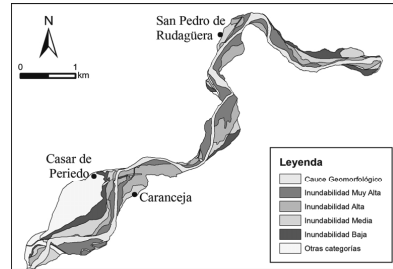


Fig. 2. Cartografía de áreas inundables de todo el tramo fluvial estudiado.

3. MDE Y MODELOS DERIVADOS

3.1. Modelo Digital de Elevaciones

El MDE utilizado se ha obtenido a partir de los datos del vuelo LIDAR llevado a cabo durante el mes de febrero del año 2009.

Este MDE tiene una resolución espacial de 1 metro por píxel y su precisión en la escala vertical es de +/-15 cm. En este modelo, pese a que se le ha realizado una corrección de la cubierta vegetal, las zonas con una cubierta arbórea densa aún son reconocibles, dando un relieve ‘almohadillado’ que en parte enmascara los relieves reales de las áreas inundables.

Para evitar este efecto, el MDE original fue reclasificado a un MDE con tamaño de celda mayor (celdas de 5x5 m). Con este proceso, pese a que se pierde resolución, se evita el efecto de relieve asociado a la vegetación y se favorece el análisis geomorfológico. Los resultados de esta modificación se muestran en la Fig. 3.

La problemática de la interferencia de la vegetación en los modelos LIDAR y las técnicas para evitar este efecto, son discutidas en trabajos como el de Bryant y Goodrich (2005).

3.2. Modelos digitales derivados

Con el fin de describir cuantitativamente la topografía de las áreas con diferente frecuencia de inundación, se han creado varios modelos derivados del MDE: 1) Modelo de Pendientes elaborado aplicando

el comando *Slope* (ArcGIS), 2) Modelo de Curvaturas (Valor Absoluto) elaborado aplicando el comando *Curvature* (ArcGIS) y calculando un nuevo modelo en el que se guarda el valor absoluto de la curvatura, independientemente de que este valor sea positivo (formas convexas) o negativo (formas cóncavas) y 3) Modelo de Índice del Relieve, calculando a partir del MDE el rango (máxima diferencia de elevaciones) para cada celda y un entorno de 3x3 celdas. En la Fig. 4 se muestran dos de estos modelos para una zona concreta del área de estudio.

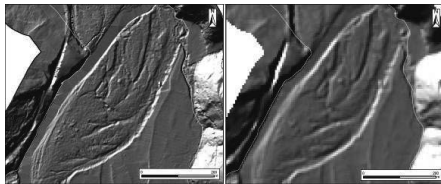


Fig. 3. Modelos de sombreado de una porción del área de estudio realizados a partir del MDE de 1m de resolución (izquierda) y de 5 m (derecha).

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El resultado de cruzar los MDT elaborados y las diferentes clases de inundabilidad se presenta en la Tabla 1.

Tabla 1. Valores de los modelos de curvatura, pendientes e índice del relieve

Modelo	Clases	Mínimo	Máximo	Media	D. estándar
Curvatura	Canal	0,00	110,84	3,08	4,32
	Muy alta	0,00	75,28	2,09	2,99
	Alta	0,00	37,34	1,23	1,94
	Media	0,00	34,16	1,09	1,80
	Baja	0,00	78,12	1,27	2,63
Pendientes	Canal	0,00	60,47	5,22	5,62
	Muy alta	0,00	43,23	2,92	3,17
	Alta	0,00	26,11	2,03	2,40
	Media	0,00	23,83	1,68	2,06
	Baja	0,00	54,84	2,04	3,14
Índice Relieve	Canal	0,01	21,50	1,29	1,26
	Muy alta	0,03	12,61	0,79	0,75
	Alta	0,03	6,38	0,53	0,57
	Media	0,03	5,39	0,45	0,51
	Baja	0,03	21,08	0,55	0,93

Los resultados muestran que los valores de pendiente, curvatura e índice del relieve (Fig. 5) disminuyen progresivamente desde las clases con mayor peligrosidad hacia las

menos inundables, salvo en la categoría de inundabilidad baja. Es decir, los valores obtenidos para el canal geomorfológico y para las zonas de inundabilidad muy alta, alta y media, indicadores de la irregularidad del relieve, se cuantifican como más intensos en las zonas con mayor frecuencia de inundación y expuestas a los valores de velocidad y calado más altos.

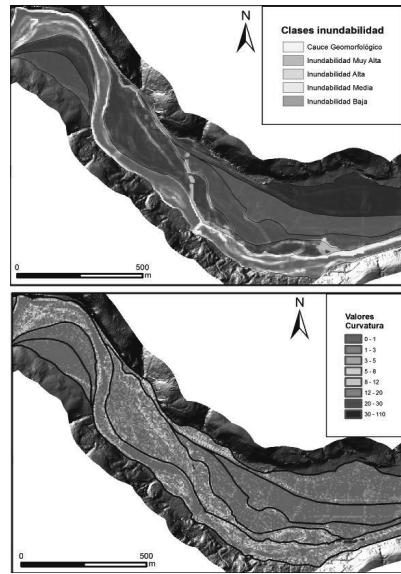


Fig. 4. Se muestra la cartografía de peligrosidad sobre el modelo de índice de relieve (arriba) y de curvatura (abajo), centrados en la llanura aluvial.

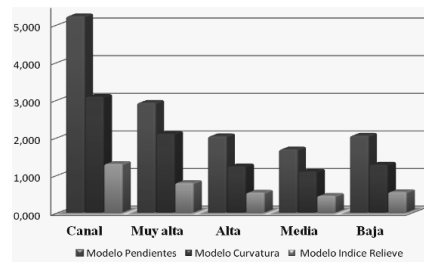


Fig. 5. Histograma de los valores medios de los modelos derivados frente a las diferentes categorías de inundabilidad.

En el caso de las zonas de frecuencia de inundación baja, los valores son algo superiores a los de las zonas de inundación media. Estos resultados se han interpretado como relacionados con la presencia de

algunas infraestructuras artificiales, como taludes de carreteras y muros, que dan incrementos locales pero relativamente abundantes de los valores de pendiente, curvatura o índice de relieve. Esta situación se da en varias zonas del área de estudio como se puede apreciar en la (Fig. 6), en coherencia con los valores altos de rango y desviación estándar en las clases de inundabilidad baja que se aprecian en la Tabla 1.

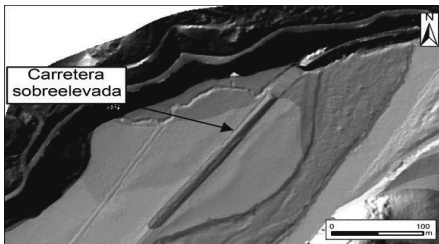


Fig. 6. Carretera sobreelevada presentando taludes pronunciados.

Los datos preliminares obtenidos indican que los MDT derivados del LIDAR reflejan la topografía irregular característica de las áreas más inundables, cuantificando como estas irregularidades son más importantes a medida que aumenta la frecuencia de inundación. No obstante, estos trabajos deben continuar para mejorar las interferencias que introducen los relieves asociados a las infraestructuras y a la cubierta vegetal, además de continuar con el ensayo de técnicas de análisis multivariante espacial que puedan permitir ofrecer una clasificación automática de aproximación a las zonas con diferente inundabilidad.

Agradecimientos

La cartografía de áreas inundables fue realizada en el INDUROT para la empresa INOCSA en el proyecto titulado *Estudio de zonas inundables y delimitación del Dominio Público Hidráulico de los ríos de la Cuenca Norte en el ámbito de la Comunidad Autónoma de Cantabria*. El vuelo LIDAR fue llevado a cabo por la empresa HIFSA y el posterior

levantamiento y tratamiento de los datos por la empresa Stereocarto.

REFERENCIAS

- Bryant, R. y Goodrich, D. 2005. LIDAR resolution, vegetation filters and preservation of topographic discontinuities. *Second annual Research Insights in Semiarid Ecosystems (RISE) Symposium in Tucson (Arizona)*.
- Bull, J.M., Miller, H., Gravley, D.M., Costello, D., Hikuroa, D.C.H. y Dix, J.K. 2010. Assessing debris flows using LIDAR differencing: 18 May 2005 Matata event, New Zealand. *Geomorphology* 124, 75-84.
- De Rose, R. y Basher, L.R. 2011. Measurement of river bank and cliff erosion from sequential LIDAR and historical aerial photography. *Geomorphology* 126, 132-147.
- Fernández, E., Anadón, S., Fernández, M., Vázquez, D., Crespo, J., Moro, V. y Menéndez, R. 2011. Aportaciones geomorfológicas de los modelos derivados del LIDAR en el estudio de la Zona de Flujo Preferente. *XIV Congreso de la Asociación Española de Teledetección (AET)*.
- Irvine-Fynn, T.D.L., Barrand, N.E., Porter, P.R., Hodson, A.J. y Murray, T. 2011. Recent High-Arctic glacial sediment redistribution: A process perspective using airborne lidar. *Geomorphology* 125, 27-39.
- MARM (Ministerio de Medio Ambiente, y Medio Rural y Marino-Gobierno de España), 2011. Análisis Geomorfológico-Histórico. *Guía Metodológica para el desarrollo del Sistema Nacional de Cartografía de Zonas Inundables*, 151-203.
- Marquinez, J., Lastra, J. y Fernández, E. 2006. Metodología utilizada para cartografiar la peligrosidad de inundaciones en las cuencas del Norte. En: Diez Herrero, A., Lain Huerta, L. y Llorente Isidro, M. (Eds.): *Mapas de peligrosidad de avenidas e inundaciones. Métodos, experiencias y aplicación. Publicaciones del IGME. Serie: Medio Ambiente. Riesgos Geológicos*, Madrid. Nº 7, 125-141.
- McKean, J. y Roeding, J. 2004. Objective landslide detection and surface morphology mapping using high-resolution airborne laser altimetry. *Geomorphology* 57, 331-351.
- Mitasova, H., Harmon, R.S., Weaver, K.J., Lyons, N.J. y Overton, M.F. 2012. Scientific visualization of landscapes and landforms. *Geomorphology*, 137, 122-137.
- Tarolli, P. y Fontana, G. 2009. Hillslope-to-valley transition morphology: New opportunities from high resolution DTMs. *Geomorphology* 113, 47-56.

ESTIMACIÓN DE LA CUBIERTA NIVAL EN SIERRA NEVADA A PARTIR DE IMÁGENES LANDSAT

Snow cover assessment in the Sierra Nevada from Landsat imagery

B.M. Santos ⁽¹⁾, A. Gómez-Ortiz ⁽¹⁾, J. Cristóbal-Rosselló ⁽²⁾, D.K. Hall ⁽³⁾,
M. Sàlva-Catarineu ⁽¹⁾, F. Salvador-Franch ⁽¹⁾

- (1) Departamento de Geografía Física y A.G.R. Universidad de Barcelona, España. bia.m.santos@hotmail.com
(2) Geophysical Institute, University of Alaska Fairbanks, Alaska, USA.
(3) Cryospheric Sciences Branch, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, USA.

Abstract: The *Veleta Cirque* (Sierra Nevada) still contains ice masses that are relics of the larger glaciers from the Little Ice Age. These ice masses are receding, and the process is controlled primarily by snow cover duration and land surface temperature. In this work a total of 14 Landsat images were used, from August 2007 to August 2008, to estimate the snow cover extension. The Normalized Difference Snow Index (NDSI) is usually used with this purpose, considering the presence of snow for NDSI values above 0.4. The aim of this study is to analyze the viability of lower thresholds for spring and summer images, as these seasons the snow cover becomes thinner and is covered by sediments and this standard threshold may not be optimal for mapping snow cover. The results show that reducing the threshold for spring and summer images is feasible since images are not affected by clouds or important changes in topography.

Palabras clave: Cubierta nival, NDSI, Landsat, Sierra Nevada

Key words: Snow cover, NDSI, Landsat, Sierra Nevada

1. INTRODUCCIÓN

El glaciario cuaternario en Sierra Nevada (España) ocupó una superficie modesta, fijada en el sector más occidental del macizo, donde los cordales superan los 3000 m. Los circos de Sierra Nevada quedaron instalados en las antiguas cabeceras de los barrancos, donde las concavidades preexistentes fueron propicias al almacenamiento de las nieves. Estas concavidades también fueron los últimos reductos donde el hielo quedó retenido a lo largo del periodo Tardiglaciario y en algunas de ellas, además, durante la Pequeña Edad del Hielo. En su seno se albergan los más importantes cúmulos de glaciares rocosos, (Gómez-Ortiz, 2002), como es el caso del Corral del Veleta. En este contexto, el estudio de la cubierta nival en Sierra Nevada (Fig.1) es de gran interés para los análisis de la evolución del *permafrost* y del glaciar rocoso activo, instalados en la base del Corral del Veleta (3106 m). La monitorización de dichas masas heladas viene a mostrar que se

encuentran en proceso de degradación (Gómez et al., 2008).

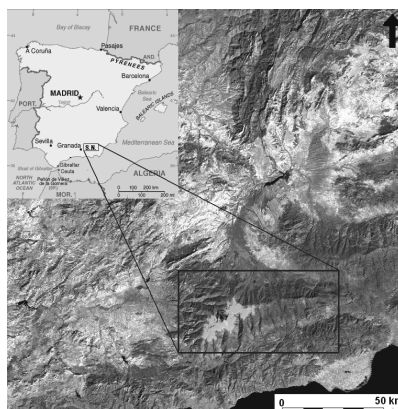


Fig. 1. Situación geográfica de Sierra Nevada en la Península Ibérica

Ello está directamente subordinado a la temperatura del aire, de la superficie del suelo y a la de su interior, éstas dos últimas, supeditadas a la presencia/ausencia de nieve en el suelo durante el verano (Gómez-Ortiz et al.,

2008; Santos et al., 2010).

2. MÉTODOS

En este trabajo se ha aplicado el (NDSI) para la estimación de la cubierta nival en Sierra Nevada. El NDSI es un índice usado para detectar la presencia de nieve que usa información del espectro solar en el verde y en el infrarrojo medio (Hall et al, 1995). En el caso del satélite Landsat 7 ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*) la expresión usada es: $NDSI = (TM2-TM5) / (TM2+TM5)$, donde TM2 es la banda del verde y TM5 la banda del infrarrojo medio. La utilidad del NDSI está basada en el hecho que la radiación en el espectro del rojo se refleja con mayor intensidad que en el infrarrojo en cubiertas como la nieve o el hielo. La reflectividad de las nubes y de la nieve en la banda TM2 son ambas elevadas pero en el caso de la banda TM5 la reflectividad de las nubes permanece elevada mientras que la de la nieve cae para valores cercanos al cero, por lo que el NDSI permite discriminar ambas cubiertas (Hall et al., 1995; *National Aeronautics and Space Administration*, 2001). El NDSI se aplicó a 14 imágenes Landsat 7 ETM+ adquiridas en el sitio web del *United States Geological Survey* (USGS - <http://earthexplorer.usgs.gov/>) para el periodo experimental del verano del 2007 al verano de 2008. Según Hall et al. (1995), en condiciones normales un valor

de NDSI superior a 0.4 selecciona los píxeles cubiertos por nieve. No obstante, este rango puede presentar serias limitaciones dependiendo de las circunstancias locales en las que se capta la imagen, como sucede en verano en Sierra Nevada, cuando el espesor de la cubierta nival es reducido y cuando una fina capa de sedimentos la cubre. Ambos aspectos suponen que las reflectividades de la nieve presenten valores muy bajos respecto a la nieve reciente. De este modo, la delimitación de la cubierta nival basada en un NDSI superior a 0.4 (Fig. 2B) no incluirá los píxeles que estén cubiertos por nieve poco densa y/o cubierta por sedimentos. Según Cea et al. (2007), Riggs et al. (2006), Herrero (2007), entre otros, para solventar este problema han ensayado umbrales inferiores 0.4, usando un NDSI superior a 0.25 y 0.3 (Figs. 2C y 2D). En la Fig. 2C se puede observar como un conjunto de neveros de dimensiones reducidas aislados son ahora incluidos en la delimitación de nieve como resultado de la aplicación del umbral 0.3. A su vez, la aplicación del umbral 0.25 (Fig. 2D), genera mejores resultados en la delimitación de los neveros ya identificados anteriormente pero incluye píxeles donde la presencia de nieve es inexacta incrementando los errores de comisión.

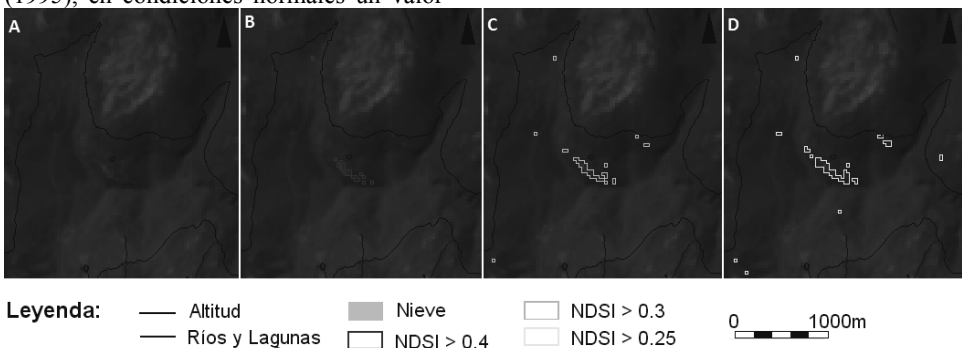


Fig. 2. (A) Composición RGB (542) del sector del Corral del Veleta (3150 m) para el día 19.08.2008. (B, C y D) Cubierta nival calculada a partir de un NDSI > 0.4, 0.3 y 0.25 respectivamente.

Cada píxel representa un área de 900m^2 que puede estar solo parcialmente cubierto de nieve y por ello la reflectividad de cada píxel dependerá del porcentaje de ocupación de nieve en esta superficie (Herrero, 2007).

2.1. NDSI en verano vs. invierno

Sin embargo los buenos resultados obtenidos para el verano, bajar el umbral del NDSI para el cual se considera que un determinado píxel se encuentra cubierto de nieve no parece ser una técnica fiable para la estación fría, presentándose algunos problemas. La presencia de sombras duras debido a la topografía, a la baja posición del Sol y a la presencia frecuente de nubes en invierno (algunos de estos aspectos ya mencionados por Riggs et al., 2006), aumenta el error de comisión de estos píxeles, siendo erróneamente incluidos en la delimitación de la cubierta nival cuando son usados umbrales inferiores a 0.4. En la Fig. 3, se presenta una composición 5+4+2 para un día de invierno (27.02.2008). Se pueden observar dos situaciones conflictivas: la presencia de nubes y las sombras provocadas por las mismas. En la Fig. 3A se muestra una comparación entre los umbrales 0.3 y 0.4, pudiéndose constatar que el umbral 0.4 evita relativamente bien las nubes, mientras el umbral 0.3 las comienza a incluir, así como la sombra provocada por las mismas. En la Fig. 3B, se hace la misma comparación, ahora entre los umbrales 0.25 y 0.3. En esta última situación se puede verificar que cuanto más bajo es el umbral de NDSI aplicado mayor resulta la probabilidad de incluir erróneamente píxeles afectados por nubosidad y sombras.

3. DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Asumiendo que el NDSI es el índice de nieve más adecuado para el cálculo de la cubierta nival en Sierra Nevada, el umbral 0.4 para el que se considera la presencia de nieve, presenta algunas limitaciones en la identificación de píxeles cubiertos por

nieve residual, especialmente durante el periodo estival. Durante el verano, los neveros de fusión tardía presentan menor espesor, pudiendo el píxel incluir a la vez nieve y otro tipo de cubierta. Además, la nieve que queda del invierno se encuentra normalmente cubierta por sedimentos, siendo su reflectividad más baja que la nieve reciente.

Los resultados obtenidos en el presente trabajo han demostrado que reducir el umbral de NDSI para el cual se considera que un píxel está cubierto de nieve ofrece una mejora en la estimación de la cubierta nival, siempre que las imágenes estén libres de nubes y que las sombras orográficas no sean significativas.

Según el trabajo de Riggs et al. (2006), la radiación difusa disminuye la reflexión en la superficie de las cubiertas, presentando valores de NDSI en el mismo rango que la nieve y siendo erróneamente identificadas como nieve. Esto resulta frecuente en cuencas orientadas al norte, como la del Corral del Veleta. La inclusión de los valores del cenit solar o la utilización de imágenes adquiridas cerca del mediodía solar pueden disminuir el problema de la baja luminosidad y proporcionar mejores resultados en la delimitación de la nieve.

Respecto a la discriminación entre nieve y nubes, Hall et al. (2002), Riggs et al. (2006) y Herrero (2007) mencionan que es un problema que puede presentar limitaciones significativas en áreas de montaña. Cea et al. (2007) sugiere que mejoras en las máscaras de nubes pueden optimizar la discriminación entre los píxeles cubiertos por nieve y los afectados por nubes o por la sombra provocada por las mismas. No obstante, el algoritmo utilizado para la obtención de las máscaras de nubes se encuentra en conflicto en los contornos de la cubierta nival. Es decir, esta máscara clasifica la nieve poco densa de los límites de la cubierta nival como nubes. Este problema se puede verificar en montañas o planicies y es frecuente a lo largo de muchos kilómetros en situaciones de nieve dispersa o poco densa.

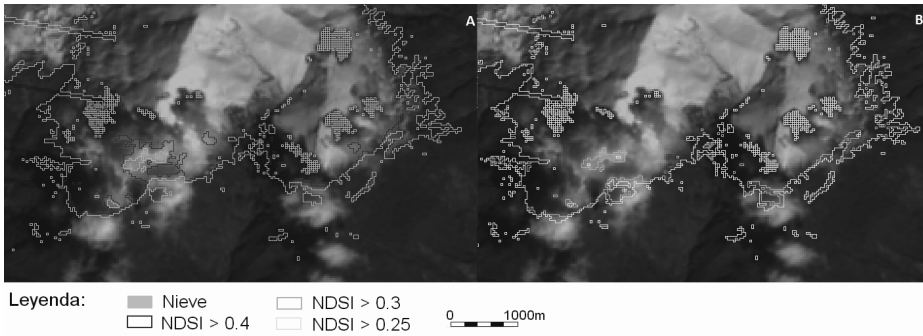


Fig. 3. Composición RGB (542) del sector sur de Sierra Nevada para el día 27.02.2008.
(A) comparación del umbral 0,4 y 0,3; (B) comparación del umbral 0,3 y 0,25

Excepcionalmente el problema no tiene lugar cuando existe una diferencia clara entre una capa de nieve densa y el terreno libre de nieve (Riggs et al., 2006).

En esta comunicación se han expuesto las ventajas y las limitaciones de la aplicación de un umbral de NDSI superior a 0.4 en áreas de montaña para estimar la superficie nival en Sierra Nevada. En fechas primaverales y estivales un umbral superior a 0.4 no estima correctamente la superficie nival, siendo mejor la aplicación de un umbral superior a 0.3 para el periodo estival. Esto permite obtener una delimitación de cubierta nival correcta, sin que los errores de comisión se sobrepongan a los de omisión. Una línea futura de investigación será establecer en qué condiciones del año se debe pasar de un umbral al otro, no siendo coherente hacerlo de forma automática ya que el comportamiento nival no es el mismo de un año al otro.

Agradecimientos

A los Proyectos de Investigación CSO2009-06961/GEOG y 18/2007 del MICINN y OAPN, respectivamente, ambos del Gobierno de España.

REFERENCIAS

- Cea, C., Cristóbal J. y Pons, X. 2007. An improved methodology to map snow cover by means of Landsat and MODIS imagery. IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, DOI: 10.1109/IGARSS.2007.4423781 Barcelona, Spain.
- Gómez-Ortiz, A. (Coordinador) et al. 2002. *Geomorphological Map of Sierra Nevada. Glacial and periglacial geomorphology*. Granada: Junta de Andalucía, Consejería de Medio Ambiente.
- Gómez-Ortiz, A., Salvador-Franch, F., Sanjosé, J. J., Palacios, D., Schulte, L. y Atkinson, A. 2008. Evolución morfodinámica de un enclave montañoso recién deglaciado: el caso del Corral del Veleta (Sierra Nevada), ¿Consecuencia del Cambio Climático? Diez años de cambios en el Mundo, en la Geografía y en las Ciencias Sociales, 1999-2008. *Actas del X Coloquio Internacional de Geocrítica*. Barcelona.
- Hall, D.K., Riggs, G.A. y Salomonson, V.V. 1995. Development of methods for mapping global snow cover using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data. *Remote Sensing Environment* 54, 127-140.
- Hall, D.K., Riggs, G.A., Salomonson, V.V., DiGirolamo, N.E. y Bayr, K.J. 2002. MODIS snow cover products. *Remote Sensing of Environment* 83, 181-194.
- Herrero, J.L. 2007. Modelo Físico de Acumulación y Fusión de la Nieve. Tesis doctoral. Departamento de Mecánica de Estructuras e Ingeniería Hidráulica. Universidad de Granada. pp. 233-249.
- National Aeronautics and Space Administration, 2011. Landsat 7 Science Data Users Handbook. National Aeronautics and Space Administration [<http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/>] (última actualización, 11.03.2011)
- Riggs, G.A., Hall, D.K. y Salomonson, V.V. 2006. MODIS Snow Products user guide to collection 5. National Aeronautics and Space Administration.
- Santos, B., Gómez-Ortiz, A., Salvà-Catarineu, M. y Salvador-Franch, F. 2010. Cubierta nival y temperaturas de superficie en Sierra Nevada a través de tratamiento digital de imágenes Landsat 7 (avance preliminar: 2007-2008). *Ambientes periglaciares, permafrost y variabilidad climática*. II Congreso Ibérico de la I.P.A. Universidad de Alcalá de Henares. pp. 69-78.

¿ES ÚTIL LA INFORMACIÓN GEOGRÁFICA PÚBLICA (LiDAR Y CARTAS NÁUTICAS) COMO INSTRUMENTO DE ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO? EJEMPLOS EN VALLES FLUVIALES Y PLATAFORMA CONTINENTAL DEL MARGEN CANTÁBRICO

Is Public geographical data (LiDAR and nautical charts) useful for geomorphological research?: Examples from fluvial valleys and the continental shelf of the Cantabrian margin

E. Iriarte⁽¹⁾, M. Arriolabengoa⁽²⁾, M. delVal⁽²⁾, P. Iridoi⁽²⁾, M. López-Horgue⁽³⁾, A. Aranburu⁽²⁾

- (1) Laboratorio de Evolución Humana, Dpto. de CC.HH. y Geografía, Universidad de Burgos. Edificio de I+D+i, Pl. Misael Bañuelos s/n, 09001 Burgos. eiriarte@ubu.es
- (2) Centro Geo-Q Aranzadi, Dpto. de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco. Barrio Sarriena s/n, 48940 Leioa, Bizkaia.
- (3) Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco. Barrio Sarriena s/n, 48940 Leioa, Bizkaia.

Abstract: We analyze the suitability of public geographical data, LiDAR topographical data and bathymetry from nautical charts, for geomorphological research. Digital elevation models (DEM) of fluvial valleys and the continental shelf are constructed digitalizing and extrapolating topographical data using Geographical Information System (GIS) software. The analysis of DEMs using different algorithms leads the calculation of geomorphological data in relation to different relief parameters (slope, curvature, etc.) and geomorphological features (fluvial terraces, wave-cut platforms, etc.). The results obtained in the experimental areas indicate that the public LiDAR data and nautical charts are suitable for geomorphological studies. Nevertheless, the accuracy and the representation of the different information used must be carefully considered.

Palabras clave: Datos LiDAR, Cartas náuticas, Sistema de Información Geográfica, Geomorfología, Margen Cantábrico

Key words: LiDAR data, Nautical charts, Geographical Information System, Geomorphology, Cantabrian Margin

1. INTRODUCCIÓN

Esta comunicación está encaminada a aplicar y valorar las capacidades de los Sistemas de Información Geográfica (SIG) en el estudio de variables geomorfológicas. Más concretamente se pretende analizar el relieve (Modelos Digitales del Terreno, MDT) de distintos valles fluviales y zonas de la plataforma costera cantábrica a partir de distintos tipos de información topográfica y batimétrica publicada por distintas administraciones públicas. Dicho estudio se realiza a partir de distintos tipos de información geográfica pública y accesible (gratuita), con el objetivo de valorar la idoneidad de dichos recursos

(información) en este tipo de estudios. Pretende conocer por tanto, si dicha información y su tratamiento mediante SIG pueden aportar nueva información con valor científico. Este hecho, permitiría avanzar tanto en el conocimiento geológico de estas áreas, como en la optimización y correcto planteamiento de inversiones en la adquisición de nueva información a la hora de realizar futuros proyectos de investigación (p. ej. campañas batimétricas, topográficas, etc.).

2. METODOLOGÍA

La metodología aplicada se ha basado en la recopilación, digitalización y análisis de la

información geográfica disponible tanto para áreas de plataforma continental cantábrica, como para zonas continentales. Tanto el tipo de información utilizada como los procesos de análisis efectuados han estado condicionados por la disponibilidad geográfica de los distintos tipos de información geográfica y las capacidades del software SIG utilizado (ArcGIS 9.2) respectivamente.

Así, el tipo de información utilizable y su disponibilidad varía a lo largo de las distintas provincias y comunidades autónomas, habiéndose seleccionado áreas de la Comunidad Autónoma Vasca dada la gran disponibilidad de distintos tipos de información geográfica, desde datos topográficos vectorizados (dxf) a rasters de distinto tipo como ortofotografías, datos LiDAR, etc. disponibles a través de servidores WMS o mediante descarga de ficheros desde el Servidor Cartográfico de la Diputación Foral de Gipuzkoa y el Servidor de Datos Cartográficos del Gobierno Vasco, ambos fácilmente accesibles desde la IDEE. La información referente a las zonas de plataforma marina se ha obtenido a través de la digitalización de distintas Cartas Náuticas del Instituto Hidrográfico de la Marina. Las áreas de estudio se han limitado a los valles de los ríos Oiartzun y Deba (Gipuzkoa) y a la zona de plataforma continental de la Comunidad Autónoma del País Vasco (Fig. 1).

Posteriormente, el proceso seguido para el análisis de los distintos tipos de información varió según el tipo de área estudiada, marina o continental (Fig. 2). A través de distintas herramientas del software ArcGIS 9.2 y sus extensiones *3D Analyst* y *Spatial Analyst*, se analizó la información mediante la creación de distintos MDTs de elevaciones, pendiente, curvatura y TIN sobre los que se intentó extraer información y rasgos geomorfológicos, como p. ej., áreas de terrazas fluviales y rasas marinas.

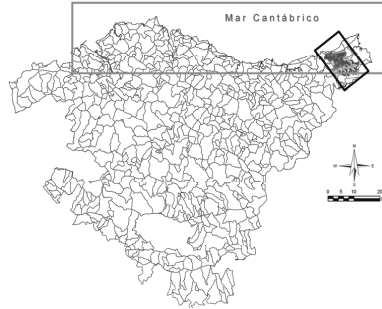


Fig. 1. Localización geográfica del área de plataforma continental marina y la cuenca del río Oiartzun estudiados.

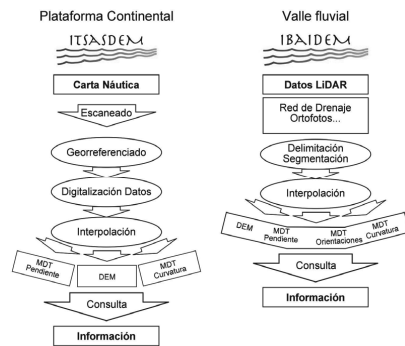


Fig. 2. Diagramas de los principales procesos ejecutados a lo largo del proceso de estudio.

3. RESULTADOS

Aunque los tipos y calidad de la información de partida utilizada son antagónicos, ambos han dado resultados preliminares positivos. A partir de los datos y modelos analizados se ha podido extraer información geológica en ambos tipos de ambientes estudiados, tanto marinos como fluviales. Si bien, hay que ser conscientes de la desigual calidad de la información original a la hora de realizar interpretaciones.

La digitalización de cartas náuticas ha dado lugar a una información poco densa e irregularmente distribuida, con limitaciones en la representatividad en áreas con pocos puntos de medida. Sirve para trabajos y caracterizaciones a gran escala (kilométrica-decakilométrica).

En el caso de la información LiDAR, la información de partida es regular y de gran resolución y precisión. Su mayor rendimiento podría obtenerse en estudios de gran resolución de zonas relativamente pequeñas (decamétrica a kilométrica).

3.1. Plataforma continental: Cartas Náuticas

En el caso de las zonas de plataforma continental se ha obtenido un MDT que además de servir como mapa base para distintos tipos de información, muestreos, sondeos, líneas sísmicas, etc.; serviría también para realizar cartografías de otros tipos, p. ej. litología del fondo, calidad de las aguas, etc.

Del análisis de distintos parámetros del MDT pueden, además, extraerse en algunas áreas morfologías escalonadas paralelas a la línea de costa actual, zonas de fuerte pendiente que dan paso a zonas de relieves suaves (Fig. 3A). Dicha morfología podría corresponder a rasas y paleoacantilados sumergidos que podrían estar relacionadas con las rasas marinas expuestas subaéreamente especialmente en la costa de la zona más occidental del margen cantábrico (Asturias y Cantabria) (Álvarez- Marrón et al., 2008).

3.2. Valles fluviales: Datos LiDAR

El uso de mallas de datos digitales y la construcción y análisis de modelos digitales del terreno realizados en zonas fluviales, permiten caracterizar áreas y niveles de terrazas fluviales (Demoulin et al., 2007). En nuestro caso hemos utilizado datos medidos mediante LiDAR, habiendo desarrollado una metodología que permite estudiar con gran precisión (resoluciones de 1 m² en la posición y centimétrica en la altura) los valles fluviales y establecer de manera rápida y precisa pautas para su estudio geomorfológico.

Así, del estudio preliminar de algunos tramos del curso medio del río Oiartzun puede observarse la presencia de, al menos 4 niveles de terraza a +3, +7, +15 y +35 m (error: ± 7 m, Fig. 3C). De corroborarse la

idoneidad del método con estudios de verificación sobre el terreno, la metodología propuesta será de gran importancia a la hora de abordar el estudio geomorfológico de los valles fluviales del margen cantábrico.

Asimismo, y de manera complementaria a los estudios sobre mapas de pendientes, los modelos digitales de curvatura pueden también ser utilizados para describir y complementar las características físicas de cuencas de drenaje y otros relieves con el fin de caracterizar los procesos de erosión/sedimentación. Mientras que la pendiente afecta a la intensidad y flujo de todos los movimientos hacia abajo, la orientación de las laderas (modelos digitales de orientación) define la dirección del flujo. En el caso de la curvatura de perfil (*Perfil Curvature*) ésta suele representar zonas de aceleración y desaceleración de flujos y por lo tanto zonas donde aumenta o disminuye el potencial de erosión o sedimentación. En el caso de la curvatura planiforme (*Planar Curvature*) se representan zonas de convergencia y divergencia de flujos.

4. CONCLUSIONES

El tratamiento básico mediante SIG de distintos tipos de información geográfica actualmente fácilmente accesibles (cartas náuticas y datos LiDAR), ofrece posibilidades de apoyo y ampliación del estudio y el conocimiento de la geología del Cuaternario en distintos ambientes y procesos.

La digitalización y tratamiento de la información batimétrica de las cartas náuticas del Instituto Hidrográfico de la Marina ofrece información geomorfológica básica y de resolución limitada sobre la morfología del fondo marino a escala kilométrica, y está probablemente relacionada con las distintas etapas de erosión marina de la zona costera debida a la actividad de sucesivas variaciones en el nivel del mar y el ascenso tectónico que ha sufrido.

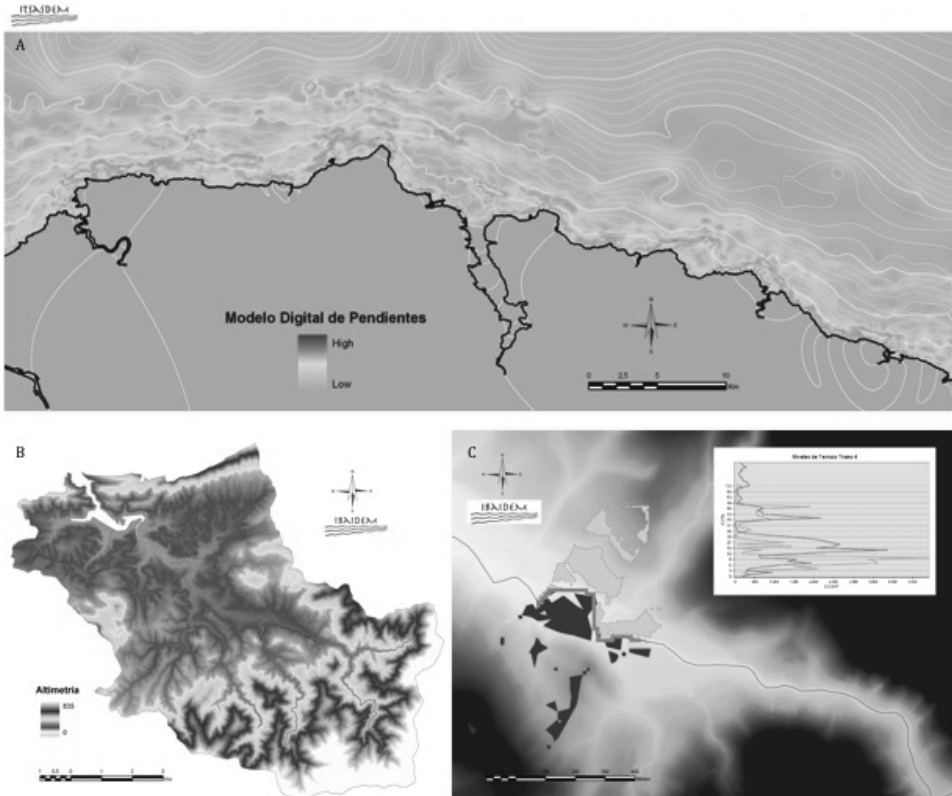


Fig. 3. A: modelo Digital de Pendientes de la plataforma continental de la costa vasca obtenido a partir de la digitalización de las Cartas Náuticas del IHM. B: modelo Digital de Elevaciones de la Cuenca del río Oiarzun a partir de datos LiDAR de la Diputación Foral de Gipuzkoa. C: Fig. 5. modelo Digital de Elevaciones de la Cuenca del río Oiarzun a partir de datos LiDAR de la Diputación Foral de Gipuzkoa.

Los datos LiDAR son de un gran valor en la detección y estudio de la geomorfología de valles fluviales. La segmentación del área a estudiar hace que la gran densidad de datos no sea impedimento a la hora de su procesamiento. De este modo, se ha podido definir una metodología que de forma sencilla permite extraer información sobre las áreas y niveles de terrazas presentes en valles fluviales.

Agradecimientos

Este trabajo se ha desarrollado en el marco del proyecto de investigación *KANTAUDEM: Lurrazalaren Eredu Digitalen bidezko Kantaurialdeko Ibai-arroen eta Kontinente-Plataformaren bilakaera geomorfologikoaren ikerketa*

financiado por Eusko Ikaskuntza/Sociedad de Estudios Vascos.

REFERENCIAS

Álvarez-Marrón, J., Niedermann, S., Hetzel, R., Menendez, R. y Marquínez, J. 2008. Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: A multiple cosmogenic nuclide approach. *Geomorphology* 93, 316-334.
 Demoulin, A., Bovy, B., Rixhon, G. y Cornet, Y. 2007. An automated method to extract fluvial terraces from digital elevation models: The Vesdre valley, a case study in eastern Belgium. *Geomorphology* 91, 51-64.

SESIÓN V. GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL

INCISIÓN Y DESARROLLO DE LA RED FLUVIAL SOBRE SUBSTRATO ROCOSO. MORFOLOGÍA TECTÓNICA EN EL INTERFLUVIO TAJO – GUADIANA. G. Garzón, R. Tejero, J. A. Ortega, J. Garrote. **Drainage network incision and evolution over bedrock. Tectonic geomorphology in the Tajo and Guadiana Rivers interfluvium.**

GEOMORPHOLOGY OF THE LUBANGO AREA, ANGOLA: INTERPRETATION BASED ON ALTIMETRIC DATA FROM THE SRTM MISSION. M. Kalesso, A. Gomes, P.P. Cunha. **Geomorfología de la zona de Lubango, Angola: interpretación de datos altimétricos de la misión SRTM.**

INDICADORES DE ACTIVIDAD NEOTECTÓNICA DURANTE EL HOLOCENO RECIENTE EN EL P.N. DE DOÑANA (SO, ESPAÑA). A. Rodríguez-Ramírez, E. Flores, C. Contreras, J. J. R. Villarias-Robles, S. Celestino, Á. León. **Neotectonic indicators during Late Holocene in the Doñana National Park (SW SPAIN).**

ANÁLISIS DE COMPONENTES DEL RELIEVE MEDIANTE LA COMPARACIÓN DE SUPERFICIES DE TENDENCIA RESPECTO A LA TOPOGRAFÍA ACTUAL. CUENCA DE MADRID. J. Garrote, G. Garzón. **Relief component analysis by comparison of actual landscape topography and trend surfaces. Madrid Basin.**

EVOLUCIÓN DE LA RED HIDROGRÁFICA PLIOCUATERNARIA DE LA CUENCA DE MIRANDA DE EBRO (BURGOS). A. Soria Jauregui, M.J. González Amuchástegui. **Plio-Quaternary fluvial network evolution of the Miranda de Ebro basin (Burgos).**

RASGOS MORFOLÓGICOS DE ORIGEN ESTRUCTURAL EN EL MARGEN CONTINENTAL DE LA PENÍNSULA IBÉRICA. J. López-Martínez, A. Maestro, E. Llave, F. Bohoyo, J. Acosta, A. Muñoz, G. Jané. **Morphotectonic features in the Iberian Continental Margin.**

INCISIÓN Y DESARROLLO DE LA RED FLUVIAL SOBRE SUBSTRATO ROCOSO. MORFOLOGÍA TECTÓNICA EN EL INTERFLUVIO TAJO – GUADIANA

Drainage network incision and evolution over bedrock. Tectonic geomorphology in the Tajo and Guadiana Rivers interfluvium

G. Garzón⁽¹⁾, R. Tejero⁽¹⁾, J.A. Ortega⁽²⁾, J. Garrote⁽¹⁾

- (1) Dpto. Geodinámica. Universidad Complutense de Madrid, C/ Jose Antonio Novais, nº 12, 28040 Madrid. minigar@geo.ucm.es;
 (2) Dpto. de Geología y Geoquímica. Facultad Ciencias. C/ Fco. Tomás y Valiente 7. Cantoblanco Universidad Autónoma de Madrid. Madrid 28049- Spain.

Abstract: Morphometric indexes have been established for bedrock incised rivers on the Caceres Peneplain. Gradient Indexes reflect knickpoint incision on the pediment and strike slip faults control. Rivers following the peneplain tilting offer low sinuosity and are not entrenched. Transverse rivers flowing north towards the Tajo River show high sinuosity and incised meanders. Drainage network evolution fits a morphotectonic model of crustal undulations that converges in the integration of the main flow and tributaries, forced by segmentation of transverse faults.

Palabras clave: índices morfométricos, ríos en roca, incisión meandros, integración fluvial, morfotectónica
Key words: morphometric indexes, bedrock rivers, incised meanders, drainage integration, morphotectonic

1. INTRODUCCIÓN

Los ríos que se desarrollan sobre las extensas planicies del Macizo Ibérico presentan morfologías de gran diversidad y complejidad pero mal conocidas. El interfluvio Tajo-Guadiana se define hacia el Norte sobre la llanura extremeña y es un buen ejemplo de estas peculiares redes encajadas en el basamento. Presenta una disposición asimétrica en que los ríos convergen progresivamente hacia las arterias troncales principales, primero a los ríos Almonte y Salor, y luego al Tajo (Fig. 1). Los afluentes son cortos sin apenas desarrollo de cabeceras, pues nacen en relieves poco significativos. Son cauces con valles profundos, alta sinuosidad y meandros que oscilan de amplio a pequeño radio y que contrastan con el trazado rectilíneo del Almonte (Garzón et al. 2010). Diversos índices morfométricos del drenaje permiten interpretar aspectos significativos de la compleja integración de la red y su adaptación a largo plazo a la morfología tectónica imperante

2. LA RED DE DRENAJE

Frente a los ríos aluviales de morfología impuesta por el caudal y la carga, o sea por su potencia fluvial, en los cauces sobre roca cobran especial relevancia las rupturas de pendiente o cambios de nivel de base condicionados por la tectónica o la resistencia de la roca. En este último caso resulta importante, además, la existencia de coberteras de alteraciones o sedimentarias. Se han obtenido los perfiles longitudinales de estos ríos así como sus índices de gradiente. Los perfiles muestran unas rupturas de pendiente (Knickpoints) bruscas y coincidentes, que presentan un descenso de altitud homogéneo hacia el Oeste. Corresponden al encajamiento de los cauces sobre la penillanura, y el descenso de los *knickpoints* marca la inclinación de ésta. El río Almonte presenta el perfil más encajado y un salto o *knickpoint* mas retrasado lo que indica su mayor capacidad evolutiva y de retroceso fluvial. Los índices de gradiente de los ríos se han proyectado sobre un mapa que muestra unos máximos que definen nodos

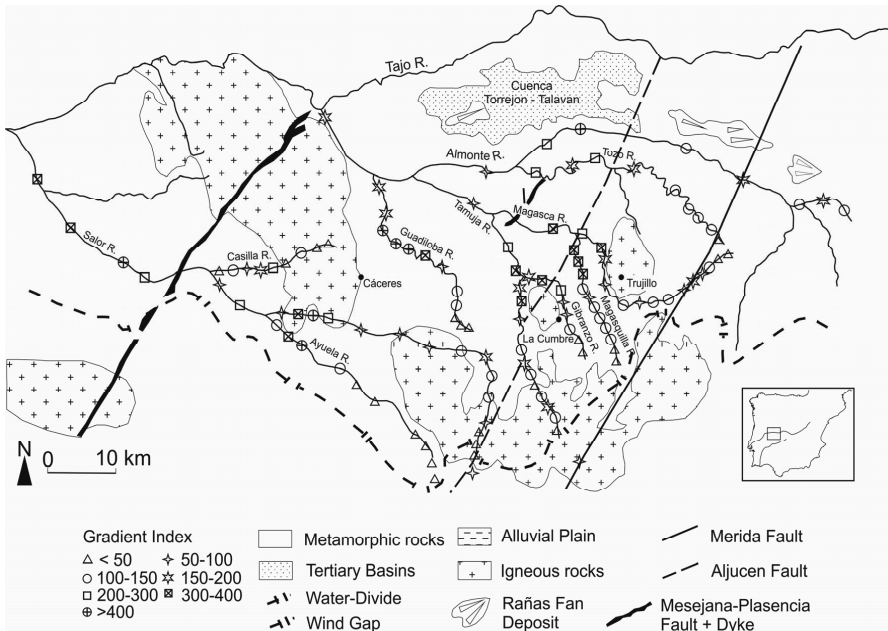


Fig. 1. Esquema de la red de drenaje sobre la penillanura extremeña mostrando la distribución de los índices de gradiente. Los valores máximos de índices de gradiente coinciden con fallas en dirección que controlan la jerarquización de la red.

morfológicos significativos (Fig. 1). Corresponden con importantes lineaciones regionales, como las fallas direccionales de Plasencia y Mérida, y que a su vez inducen el arqueamiento de los cauces hacia el N y controlan confluencias de afluentes.

3. INDICES DE SINUOSIDAD

Paralelamente al desarrollo de otros índices morfométricos, se ha calculado la sinuosidad en los afluentes de la margen Sur del Tajo correspondiente a la Penillanura Cacereña. Se distinguen dos dominios claramente (Fig. 1 y Tabla 1). Los ríos del sector Oeste presentan baja sinuosidad, lo que podría achacarse a que fluyen en la misma dirección de la pendiente regional. Por el contrario, los ríos de sector oriental, destacan por su alto índice de sinuosidad (Fig. 2 y Tabla 1) que se mueve entre 1.34 y 1.88, a lo que se une el encajamiento de estos ríos y sus meandros. Esta alta sinuosidad contrasta

con la de los dos ríos troncates, Salor (1.28) y Almonte (1.15). En este caso, puede considerarse que actuando estos dos ríos como troncales su mayor potencia fluvial puede haber determinado incremento en la capacidad del canal de encajarse y remodelar su propio valle de acuerdo con su mayor potencia fluvial.

Otro hecho significativo es su marcada dirección norteada. Aún sin excluir algún control litológico local, como los plutones graníticos de Trujillo y La Cumbre, que modifique el trazado de estos ríos el del desplazamiento al Norte debe estar promovido en parte por el movimiento senestral de las fallas NNE, con la jerarquización paulatina de la red en este sentido.

El índice de sinuosidad en los ríos en roca no puede interpretarse con el mismo significado que en los ríos aluviales, en donde el propio río tiene la capacidad de acomodar su forma para ajustarse a sus variables hidrológicas. En ríos en cajados

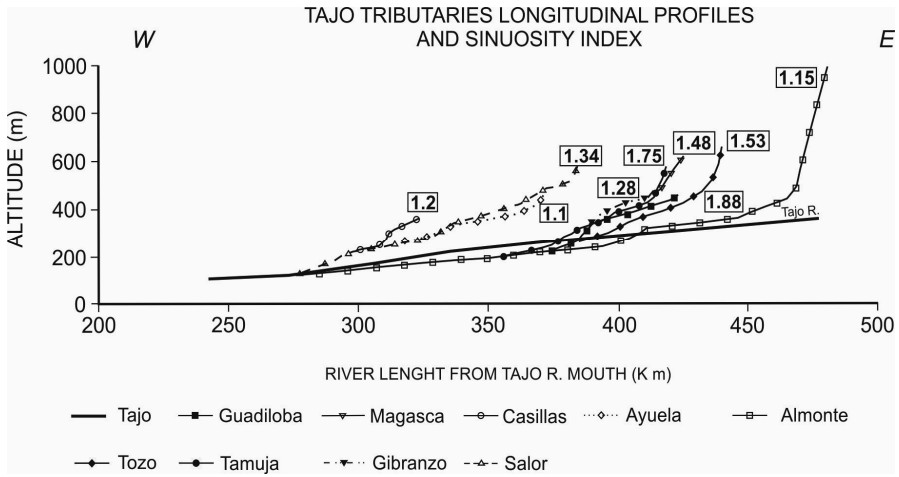


Fig. 2. Perfiles longitudinales de los afluentes de la margen Sur del Tajo con marcados puntos de inflexión y datos de sinuosidad.

sobre roca, la sinuosidad vendrá definida además por una historia geológica no siempre fácil de determinar. El incremento de sinuosidad podría achacarse a un incremento (moderado) de pendiente o pérdida de caudal.

Respecto al caudal, cabe señalar que estos ríos apenas presentan cabeceras, por lo que pueden haber sufrido un decapitado por captura. Pero también es posible que la pérdida de caudal se produzca por un traspaso del flujo hídrico subterráneo hacia el río troncal a medida que se produce el mayor encajamiento de este. Se produce un proceso de tipo absorción (Schumm, 1977) en que el río con mayor incisión toma el dominio en el control del flujo subterráneo regional y podría decirse que captura el agua subterránea del valle adyacente, que va perdiendo caudal hasta que se produce la practica desaparición de sus aportes. Se transforma así en lo que se ha denominado un río *misfit* o inadaptado en el que las características de su valle no se corresponden con el caudal actual del río. Esto justificaría el patrón de alta sinuosidad o de meandros de excesivo radio que se observa en muchos de los

afluentes de la vertiente del Tajo, y que también es una característica de los ríos inadaptados.

La preservación de estos patrones del antiguo drenaje en estos afluentes encajados sobre roca, tendría que haberse

Tabla 1. Índices de los ríos principales

Río	Long. Km	IG max.	IG medio	Sinuosidad
Almonte	206.00	237.60	590.00	1.15
Tozo	66.00	112.48	273.33	1.53
Magasca	53.00	166.67	390.00	1.48
Magasquilla	36.00	147.43	355.00	1.97
Tamuja	63.00	130.72	346.00	1.75
Gibranzo	35.00	16.38	300.00	1.28
Guadiloba	50.00	222.94	516.67	1.88
Salor	109.00	210.85	550.00	1.34
Ayuela	54.00	21.08	400.00	1.20
Casillas	25.00	53.73	165.00	1.10

realizado por superposición en una cobertera sedimentaria preexistente. Esto

es posible, puesto que retazos de sedimentos terciarios están representados sobre la llanura extremeña en la cuenca de Torrejón-Talaván (Fernández y Blanco, 1991) y también en las pequeñas *pull-apart* que se conservan asociadas a fallas de desgarre (Villamayor, 2002), así como en manchas aisladas de raña preservadas sobre la penillanura.

4. CONCLUSIONES

La jerarquización de las redes fluviales conlleva una larga historia de capturas y relevos del cauce dominante pero que se reorganiza superando la erosión diferencial y controles tectónicos locales para integrarse a favor de un patrón predeterminado (Garrote y Garzón, 2007). El patrón que guía y hace converger los flujos hídricos puede explicarse a partir del modelo de ondulaciones corticales (Tejero et al., 2006). La lenta actividad de pliegues corticales E-O alpinos que son segmentados y desplazados a su vez por las fallas senestral NNE favorece el desplazamiento y relevo sucesivo de los cauces dominantes hacia el Norte y la jerarquización de la red hacia el curso principal actual, el Tajo. Durante este complejo proceso, los afluentes de la margen Sur del Tajo pueden estar desconectados o decapitados, encajándose en un proceso residual sobre la llanura. Apenas el río Almonte preserva una cabecera con alimentación significativa como colector norte de la Sierra de Las Villuercas, lo que le ha permite modelar un valle amplio y rectilíneo, al menos durante tiempos pasados.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido financiada por el proyecto CGL2008-03463/BTE (MCIE).

REFERENCIAS

Fernández, B. y Blanco, J.A. 1991: La Depresión de Talaván-Torrejón el Rubio. En Blanco, J., Molina, E., Martín Serrano, A. (Eds.): *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología*

del Oeste Peninsular. ITGE/SEG, Madrid, 263-286.

- Garrote, J. y Garzón, G. 2007. Diseño morfoestructural de los grandes ríos ibéricos y su significado evolutivo a partir de la generación de superficies polinómicas del relieve. En Lario, J. y Silva, P. (Eds.): *Contribuciones al estudio del periodo cuaternario*. Ávila, 23-24.
- Garzón, G., Ortega, J.A. y Garrote, J. 2010. Controles litológicos y estructurales en la jerarquización del drenaje. Las Vegas del Guadiana. *Avances de la Geomorfología en España XI Reunión Nacional de Geomorfología Solsona*, 373-376.
- Schumm SA. 1977. *The fluvial System*. Wiley: NewYork.
- Tejero, R., González Casado, J.M., Gómez Ortiz, D., Sánchez Serrano, F. 2006. Insights into the tectonic topography of the present day landscape of Central Iberian Peninsula. *Geomorphology*, 76, 280-294.
- Villamayor, P. 2002. *Cinemática Terciaria y Cuaternaria de la Falla del Alentejo –Plasencia*. Tesis UCM, 343 pp.

GEOMORPHOLOGY OF THE LUBANGO AREA, ANGOLA: INTERPRETATION BASED ON ALTIMETRIC DATA FROM THE SRTM MISSION

Geomorfología de la zona de Lubango, Angola: interpretación de datos altimétricos de la misión SRTM

M. Kalesso⁽¹⁾, A. Gomes⁽²⁾, P.P. Cunha⁽³⁾

- (1) Geographer by Agostinho Neto University (Angola); Master in Geosciences by the Coimbra University (Portugal). calessofirmino@yahoo.com.br
 (2) CEGOT-Dynat, Geography Department, University of Porto, Portugal. albgomes@gmail.com
 (3) IMAR-CMA, Earth Sciences Department, University of Coimbra, Portugal. pcunha@dct.uc.pt

Resumen: La interpretación geomorfológica y sedimentológica de la región del Lubango (Angola), como resultado de trabajos de campo, de gabinete y laboratorio ha permitido la elaboración de un mapa geomorfológico de la región, que caracteriza las principales unidades geomorfológicas: Planalto Principal, Planalto de Humpata, Escarpa de Chela, Piedmonte de la Chela y Depresión de Lubango. Durante los trabajos de campo, han sido analizados los depósitos sedimentarios cenozoicos, especialmente los depósitos sedimentarios que están en la base del escarpe que delimita la depresión de Lubango, los cuales se designan como Formación de Lubango.

Key words: Lubango Plateau, structural lineaments, resistance relief, residual relief, alluvial fans.

Palabras clave: Meseta de Lubango, lineamientos estructurales, relieve de resistencia, relieve residual, abanicos aluviales.

1. INTRODUCTION

This study aims the geomorphological and sedimentological characterisation of the Lubango plateau and surrounding areas (Fig. 1). This significant relief unit of the southwest of Angola, encompasses a large and high plateau above 1600 meters of altitude comprehending a flattening top

and steep slopes with *ca.* 1000 m of gap, namely in the West sector (Medeiros, 1976; Feio, 1981). At its foot, in the Lubango area, it was possible to distinguish and define a sedimentary unit with a thickness less than 5 m, combining field work with sedimentological analysis performed in the laboratory.

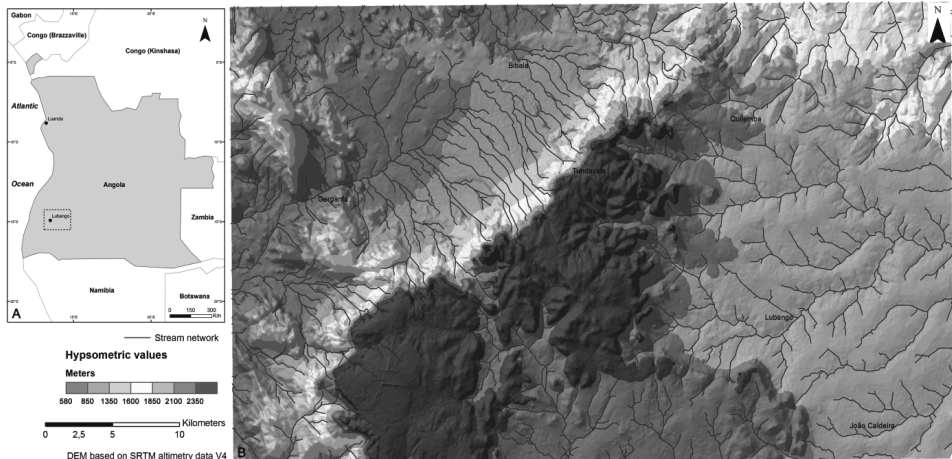


Fig. 1 – A) Location of the geomorphological study area in Angola; B) Hypsometric map obtained by SRTM altimetry data.

2. METHODOLOGY

The approach was focused on three stages:
 1) field study: observation, registration, sedimentological outcrop description and sampling. The survey was assisted by using geological (Vale, 1971) and topographic maps.
 2) office: cartographic exploration of the digital terrain model (DEM) obtained from the SRTM (NASA Shuttle Radar Topographic Mission) altimetry data (spatial resolution of *circa* 90 m), using the level contours and the hydrographic

network created automatically from the SRTM DEM. The geomorphological interpretation presented is the result of the field observation conjugated with the maps interpretation.

3) laboratory: the sedimentary samples collected during the field work were analysed at the Univ. Coimbra laboratory, comprehending compositional and particle size analysis.

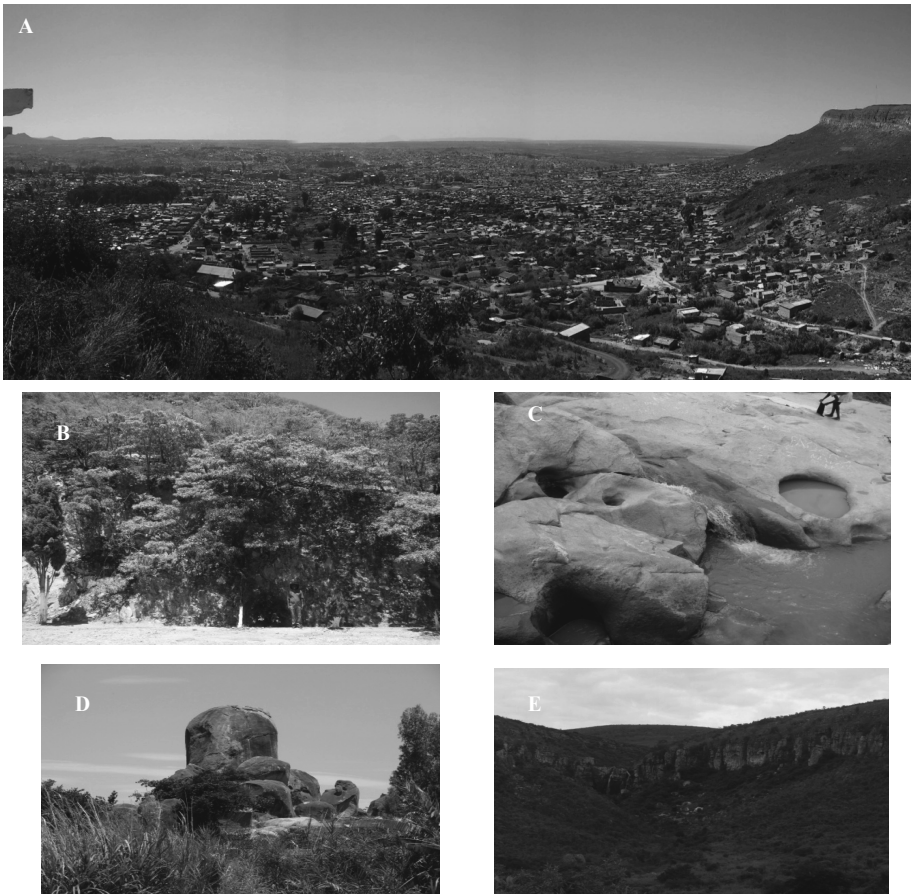


Fig. 2. Illustrative images of some relief forms existent on the Lubango plateau: A) overview of Lubango depression and talus topped by a quartzite scarp; B) deposits that lie at the foot of the escarpment; C) granitic bed of a river that drains the Lubango depression; D) a granitic residual relief; E) a small waterfall placed at a quartzite corni

3. RESULTS

The observation, analysis and data interpretation allowed a systematization of this territory in two levels: physical characteristics - elevation, slope, exposures and hydrographic network; major landforms linked to - relief resistance, network evolution, slopes evolution and tectonics.

Based on digital elevation models data (hill shaded relief and river network maps) and satellite imagery, structural lineaments were identified; they have several directions, mainly N-S and NE-SW (Fig. 3). These dominant directions covers the lineaments with largest longitude, well represented by its great length.

This structural pattern is well marked by some water lines and by the relief disposition.

The sedimentological study indicate two main depositional *facies* for the Lubango Formation, that has a thickness <5 m and is defining an alluvial fan depositional system. A coarser *facies* association is located at the proximal alluvial sector along the Lubango scarp, comprising boulder gravels with quartzite clasts reaching till 1 m long. A finer *facies* association is abundant in the depressed area (the distal alluvial sector); it comprises ochre clayish sands and silts. Identification of clay minerals in the sediment <2 μ m fraction indicate that kaolinite is dominant and illite is scarce.

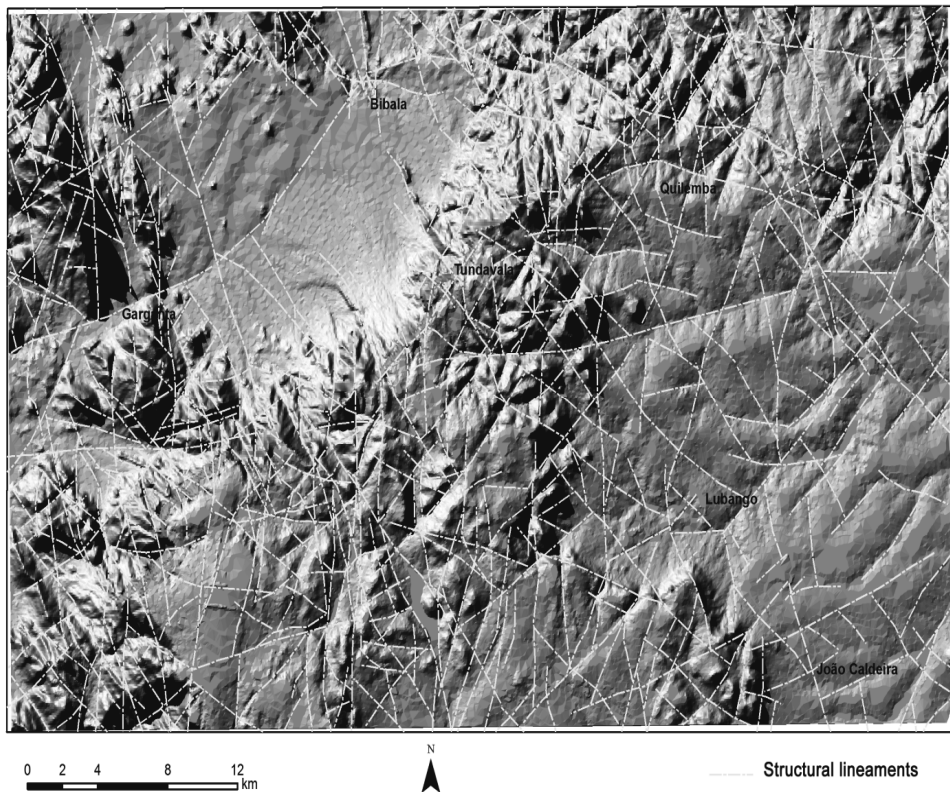


Fig. 3. Structural lineaments interpreted from the shading relief map.

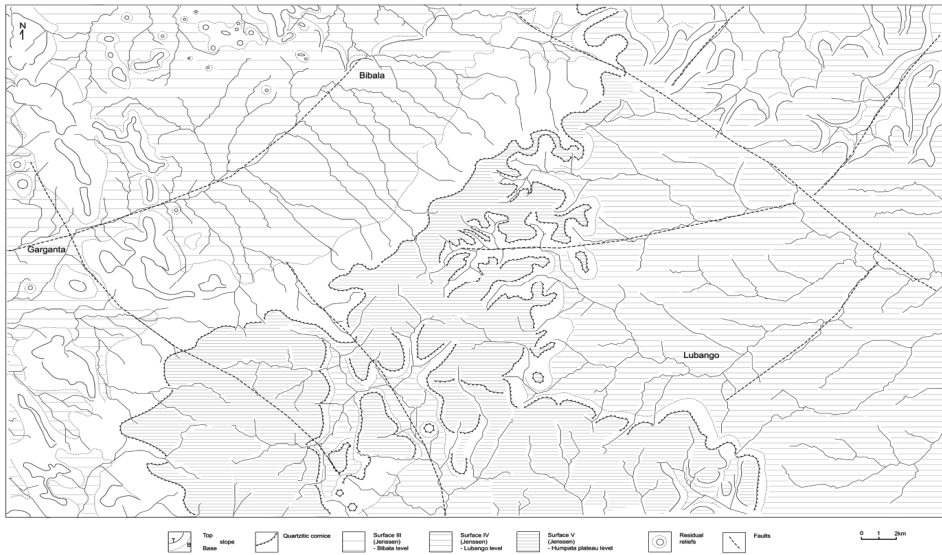


Fig. 4. Geomorphological map of the Lubango area.

Data analysis and interpretation provided new ideas about the evolution of the relief in the region, especially the latest developments of the Lubango depression. The detailed study, incorporating ideas of Feio (1946, 1981) and Jenssen (1936), resulted in a new geomorphological map where the main geomorphological units are individualized (Fig. 4): Main Plateau, Humpata Plateau, Escarpment of Chela, Chela foothills and Lubango Depression. Feio (1981), considered the latter unit as the result of a vertical tectonic movement which caused the lowering of the area that now is occupied by the Lubango city.

4. - CONCLUSIONS

The results obtained in this study show that the Depression of Lubango is not off tectonic origin. It represents a large and open amphitheater towards to NE, delimited by a steep and irregular scarp of erosive genesis (Fig. 4). According to the present geomorphological and sedimentological arguments, the Lubango depression represents the proximal sector of a large drainage area that feed the Meso-Cenozoic sedimentary

basin well developed towards NE. The sedimentological analysis indicates that the alluvial sediments (Lubango Formation) are prior to the actual fluvial incision stage and has a depositional geometry type of alluvial fan. Its genesis occurred in environment conditions of hot and humid climate that promoted the kaolinization and the intensification of sedimentary processes. The probable age is Placenzian - Gelasian.

REFERENCES

Feio, M. 1946. O relevo de Angola, segundo as interpretações de Jessen e de Veatch. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, 5 (3), 40 p.
 Feio, M. 1981. O relevo do sudoeste de Angola, (estudo de geomorfologia). *Memórias da Junta de Investigação Científica do Ultramar*. Lisboa. 32 p.
 Jenssen, O. 1936. *Reisen und forschungen in Angola*, Verlag Von Dietrich Reimer, Berlin.
 Medeiros, C. A. 1976. A Colonização das Terras Altas da Huila (Angola), Estudo de Geografia Humana. *Memórias do Centro de Estudos Geográficos*, 2, Lisboa. 21-96.
 Vale, F.S. 1971. Carta geológica de Angola na escala de 1:100.000. Nota explicativa da folha nº 336 (Sá da Bandeira). Luanda, Serviços Geológicos e Minas de Angola. 36p.

INDICADORES DE ACTIVIDAD NEOTECTÓNICA DURANTE EL HOLOCENO RECIENTE EN EL P.N. DE DOÑANA (SO, ESPAÑA)

Neotectonic indicators during Late Holocene in the Doñana National Park (SW SPAIN)

A. Rodríguez-Ramírez ⁽¹⁾, E. Flores ⁽²⁾, C. Contreras ⁽¹⁾, J.J.R. Villarías-Robles ⁽³⁾, S. Celestino ⁽⁴⁾, Á. León ⁽⁵⁾

- (1) Departamento de Geodinámica y Paleontología. Universidad de Huelva. Avda. 3 de Marzo, s/n 21007 Huelva. arodri@uhu.es
 (2) Espacio Natural Doñana. Junta de Andalucía. Ctra. El Rocío-Matalascañas, 21760 Almonte (Huelva, España) .
 (3) Instituto de Lengua, Literatura y Antropología. Centro de Ciencias Humanas y Sociales (CCHS). Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC). C/ Albasanz, 26-28. 28037 Madrid (España).
 (4) Instituto de Arqueología de Mérida. Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC). Plaza de España 15, 06800, Mérida (Badajoz, España).
 (5) Fundación del Hogar del Empleado (FUHEM), Colegio Lourdes. C/ San Roberto, 8. 28011 Madrid (España).

Abstract:

The geomorphological and stratigraphic study of the marshes of Doñana National Park has revealed neotectonic activity during the Late Holocene. Anomalous drainage systems and relict surfaces show alignments in NE-SW and NW-SE directions. Analysis of a 12 m core has allowed us to identify coastal formations that are now buried under 6 m of subsequent clayey sedimentation. A radiocarbon age of 4,410-3,830 cal BP has been obtained for this depth. The identified coastal formations in the core are related to the current dune system of El Abalarío, which appears on the topographic surface to the north. We estimate a subsidence rate of 1.5 mm per year south of the NE-SW alignment over the past 4,000 years. To the SE this progressive, relative subsidence has led to the sedimentation of all subsequent formations.

Palabras clave: Doñana, Holoceno, neotectónica, formaciones costeras.

Key words: Doñana, Holocene, neotectonic, coastal formation.

1. INTRODUCCIÓN

Una de las características más notables del estuario del Guadalquivir es la amplia extensión de las formaciones cuaternarias (marismas, dunas y playas), resultado del relleno del antiguo estuario (Rodríguez Ramírez, 1998).

Un poco más al norte, en el Condado de Huelva y en El Abalarío, existen evidencias de actividad neotectónica que afectan a formaciones del Neógeno y Pleistoceno (Flores, 1993; Goy et al., 1994; Zazo et al., 1999).

El efecto de tal actividad en las formaciones del Holoceno del estuario del Guadalquivir (Doñana) no ha sido estudiado hasta la fecha.

El objetivo de este trabajo es presentar los datos preliminares de un estudio de mayor

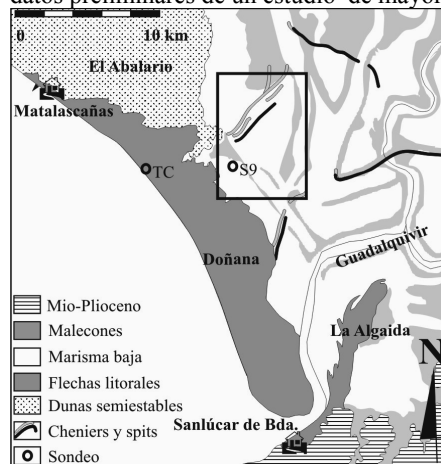


Fig. 1. Localización del área estudiada

entidad, que se está elaborando, en el que se pone de manifiesto la existencia de indicadores de deformación, hasta ahora escasamente estudiados, en medios tan recientes y dinámicos como son las formaciones holocenas de Doñana.

2. ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio se ha centrado en un pequeño sector de las Marismas del P.N. de Doñana (Fig 1), con una intensa dinámica hidrológica y sedimentaria.

Estas presentan una orografía muy suave con desniveles decimétricos. Geomorfológicamente las mayores cotas las dan los antiguos malecones fluviales (*paciles*), algunos de los cuales están muy degradados, dando morfologías ovaladas (*vetas*), ligeramente más elevadas que la llanura circundante. La litología predominante es arcillosa, aunque se pueden dar episodios arenosos, con forma de cordones alargados, resultado de la dinámica marina en el interior del estuario (Rodríguez-Ramírez & Yañez, 2008). La vegetación dominante (*Spartina*, *Salicornia*...) marca muy bien las ligeras elevaciones y zonas de humedad. La alta estacionalidad del medio da lugar a periodos de encharcamiento, en otoño-invierno, y periodos de sequía el resto del año.

3. METODOLOGÍA

Se ha efectuado un análisis geomorfológico de las diferentes formaciones a partir de ortofotos, imágenes de satélite y MDT. Las alineaciones detectadas se identifican en base a la existencia de drenajes anómalos, ligeras morfologías e incluso al establecimiento de manchas de vegetación que se asocia a estas estructuras, debidas a las debilidades y cambios de humedad que generan en el sustrato.

Del mismo modo se ha realizado un sondeo de 12 m (S9), interpretándose su estratigrafía y datándose un nivel arenoso

con conchas, a 6 m de profundidad, en el laboratorio Beta analytic (USA) (B-285004: Edad conv. 4180 ± 40 BP. Edad calib BP 4410 - 3830). Calibradas con el programa Calib Radiocarbon (curva Marine04) (Reimer et al., 2009) y aplicando $\Delta R = 100 \pm 100$ (Soares, 2010).

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

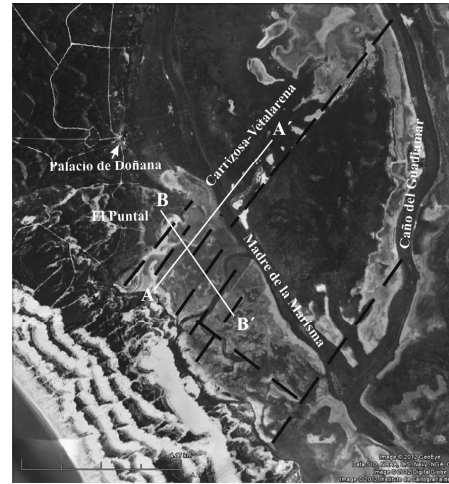


Fig. 2. Alineaciones más visibles y localización de perfiles topográficos.

El análisis geomorfológico ha permitido establecer una familia de alineaciones muy marcadas por la red hidrográfica, de dirección SO-NE ($\approx N40E$) y de notable carácter rectilíneo (Fig. 2). Incluso algunas de ellas se continúan al otro lado de redes de drenaje principales (Madre de la Marisma). Se da también paralelismo de estas alineaciones con la dirección de ladera que define el borde norte y sur de la cubeta de la marisma por lo que estas deben ser previas al relleno sedimentario de la zona o sinsedimentarias.

En la franja cercana a las dunas hay cierta concentración de alineaciones edáficas o de humedad donde se ajusta de manera preferentemente la vegetación. Se muestran como un entramado ortogonal de direcciones preferenciales NO-SE, NE-SO (Fig. 3).

Perfiles topográficos de detalle, realizados



Fig. 3. Alineaciones de menor rango en el límite dunas-marisma.

con un MDT, muestran anomalías topográficas en la zona (Fig. 2 y 4).

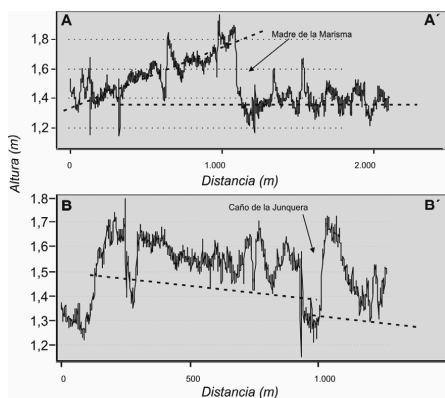


Fig. 4. Perfiles con MDT en el área de estudio.

Por otra parte resulta llamativa la inflexión erosiva de El Puntal y como ésta se prolonga a través del cordón arenoso de Carrizosa-Vetalarena, siguiendo la misma alineación NE-SO. Esta alineación corta el malecón derecho del Guadiamar dejando a su vez al norte restos degradados de una antigua superficie de marisma que se eleva 1,80 m sobre la llanura circundante (Fig. 5). Los depósitos arenosos que constituyen las vetas de Carrizosa y Vetalarena dan una cronología de unos 4000 años BP (Rodríguez Ramírez, 1998).

Al sur de dicha formación se ha realizado un sondeo de unos 12 m. El testigo analizado muestra en los primeros 6 m unas arcillas limosas grises (75-85%) con restos de raíces en los primeros metros y



Fig. 5. Antigua superficie degradada en la marisma

malacofauna estuarina dispersa (*Cerastoderma edule*, *Tellina* sp. y *Scrobularia plana*). Este depósito se ha interpretado como una marisma mareal en transición a marisma pluvio/fluviol. Entre los 6-6,5 se observa un paquete de arenas medias/gruesas amarillentas (80-90%) con malacofauna marina (*Glycimeris*, *Venus*, *Chlamys*, *Ostrea*) y algún canto rocoso. Se ha interpretado como un depósito litoral muy somero de alta energía. Dicha fauna fue datada reflejando una edad calibrada de 4410-3830 BP. Entre los 6,5-12 m arenas medias (90-95%), anaranjadas muy homogéneas con abundantes tinciones rojizas y trazas edáficas, sin evidencias de fauna, y correspondiente a los mantos eólicos de la formación de El Abalarío, que aparecen en superficie al norte (Fig. 1).

Hace unos 4000 años BP el nivel del mar tenía una posición similar a la actual (Zazo et al., 1994) por lo que en el momento de su depósito el nivel arenoso se tendría que encontrar en una cota similar a las formaciones litorales actuales. De hecho los cordones de Carrizosa-Vetalarena son de cronología similar y se encuentran en superficie.

Las dunas estables y semiestables estarían a una altitud ligeramente por encima del nivel del mar. Un evento marino sobremontaría dichas formaciones eólicas en un contexto subsidente de la zona, instaurándose un lagoonal mareal a partir de entonces, protegido de la acción directa de la dinámica marina por una barrera arenosa

situada más hacia el oeste (Fig. 6). Teniendo en cuenta la cronología del depósito arenoso se puede estimar una subsidencia en los últimos 4000 años, suponiendo unas tasas constantes, de 1,5 mm año. Hacia el este del S9, en un sondeo realizado por el IGME en plena flecha litoral de Doñana (Torre Carbonero (TC) (Fig. 2 y 6)), se puede determinar un espesor de los sedimentos correspondientes a la barrera arenosa de unos 23 m, apoyados sobre la formación dunar de El Abalarío (Salvany et al., 2011). Las causas de tales anomalías se deben de encontrar por una parte en el deslizamiento del Olistostroma Bético hacia el NO y la tectónica compresiva-distensiva generada, junto con los procesos diapíricos en esta zona del Golfo de Cádiz, a lo que hay que sumar la propia subsidencia generada por las potentes formaciones holocenas.

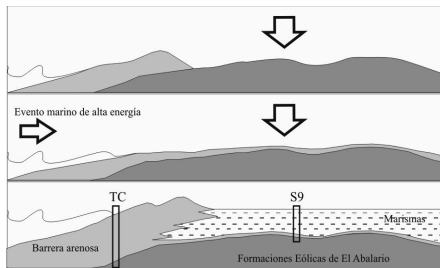


Fig. 6. Esquema del modelo evolutivo de la zona, atendiendo a los procesos de subsidencia y dinámica marina.

5. CONCLUSIONES

En la zona de estudio determinados contrastes geográficos son el resultado de un importante condicionante tectónico, desdibujado por la intensa dinámica fluvial, marina y eólica reciente. Se ha deducido la existencia de marcadas alineaciones en la dirección SO-NE con un amplio control estructural por toda la zona. El análisis del testigo permite determinar tasas de subsidencia elevadas, del orden de 1,5 mm año en los últimos 4000 años. Esto ha provocado un cortejo de secuencias sedimentarias retrogradacionales, durante

al menos el Holoceno reciente, en un contexto de ascenso relativo del nivel del mar (Fig. 6). Cuestión a tener en cuenta a la hora de establecer los modelos paleogeográficos y de relleno sedimentario de este estuario a lo largo del Holoceno.

REFERENCIAS

- Flores, E. 1993. *Tectónica reciente en el margen ibérico suroccidental*. Tesis Doctoral. Universidad de Huelva, 458 pp.
- Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J. y Lario, J. 1994. Fault-controlled shifting shorelines in the Gulf of Cádiz since 20 Ky BP. *Abstract Volume 1st symposium Atlantic Iberian Continental Margin*, Lisboa, 24 p.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Mc Cormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W. 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51 (4), 1111-1150.
- Rodríguez-Ramírez, A. 1998. *Geomorfología del Parque Nacional de Doñana y su entorno*. Organismo Autónomo Parques Nacionales, MMA, (Eds.) Madrid, 146 pp.
- Rodríguez-Ramírez, A. y Yáñez-Camacho, C.M. 2008. Formation of chenier plain of the Doñana marshland (SW Spain): observations and geomorphic model. *Marine Geology* 254, 187-196.
- Salvany, J.M., Larrasoña, J.C., Mediavilla, C. y Rebollo, A. 2011. Chronology and tectono-sedimentary evolution of the Upper Pliocene to Quaternary deposits of the lower Guadalquivir foreland basin, SW Spain. *Sedimentary Geology* 241, 22-39.
- Soares, A.M.M., Martins, J.M.M. 2010. Radiocarbon dating of marine samples from Gulf of Cadiz: the reservoir effect. *Quaternary International* 221, 9-12.
- Zazo, C., Dabrio, C.J., Borja, J., Goy, J.L., Le'zine, A.M., Lario, J., Polo, M.D., Hoyos, M., Boersma, J.R. 1999. Pleistocene and Holocene aeolian facies along the Huelva coast (southern Spain): climatic and neotectonic implications. *Geologie en Mijnbouw* 77, 209-224.
- Zazo, C., Goy, J.L., Somoza, L., Dabrio, C.J., Belluomini, G., Improta, S., Lario, J., Bardaji, T. and Silva, P.G. 1994. Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast. *Journal of Coastal Research*, 10 (4), 933-945.

ANÁLISIS DE COMPONENTES DEL RELIEVE MEDIANTE LA COMPARACIÓN DE SUPERFICIES DE TENDENCIA RESPECTO A LA TOPOGRAFÍA ACTUAL. CUENCA DE MADRID

Relief component analysis by comparison of actual landscape topography and trend surfaces. Madrid Basin

G. Garzón ⁽¹⁾, J. Garrote ⁽¹⁾,

(1) Dpto. Geodinámica. Universidad Complutense de Madrid, C/ Jose Antonio Novais, nº 12, 28040 Madrid. juliog@geo.ucm.es

Abstract: Trend surface analysis (relief data in this case) represents a mathematical methodology used to separate the topographic data, from a DEM, into its main components: regional and local fluctuations. According to Grohmann (2005) regional trends can be computed from polynomial surfaces of different orders. On the other hand, residual values, which correspond to local fluctuations of the analysed variable, represent the arithmetic difference between the real data and the trend surface obtained. From the results, a preliminary conclusion can be suggested, the distribution of residuals is not random, but has a good relationship with different geomorphological zones in the Madrid Basin. Moreover, the presence of high residual values would also be indicative of the existence of possible disturbances of tectonic character determining the configuration of the relief in the study area.

Palabras clave: Cuenca de Madrid, Relieve, Superficies Polinómicas, Residuales.

Key words: Madrid Basin, Relief, Polynomial surfaces, Residuals.

1. INTRODUCCIÓN

La estimación de superficies polinómicas del relieve se engloba dentro de los análisis de tendencia del relieve (trend-surface analysis), los cuales son métodos matemáticos usados para separar los datos en sus distintos componentes, por un lado aquellos de naturaleza regional frente a las fluctuaciones locales (Agterberg, 1974; Davis, 1986). Así, las tendencias regionales de la variable a analizar se calculan como superficies polinómicas de diferentes ordenes, a partir de las cuales se pueden obtener valores residuales, que se corresponderían con las fluctuaciones locales de la variable, como la diferencia aritmética entre los datos originales y los de las superficies de tendencia (en este caso, superficies polinómicas).

Los mapas de los valores residuales juegan un importante papel en el análisis de superficies de tendencias, puesto que estos valores pueden favorecer la identificación de elementos de interés dentro del relieve, acentuando los mismos en el mapa de

residuos. La estimación de superficies de tendencia puede aplicarse sobre distintas variables, como los datos de isóneas de nivel o el gradiente hidráulico del terreno (Grohmann, 2004 y 2005). En este trabajo la variable de partida será el valor topográfico del terreno.

Para el cálculo de estas superficies polinómicas del terreno se parte de una población aleatoria de datos recopilados de la zona de estudio, a partir de los cuales se procede al ajuste de las superficies de distinto orden polinómico. Posteriormente, estas superficies son relacionadas con la original para obtener los datos de residuos, a partir de los cuales poder analizar los elementos o zonas que aparecen destacadas en estos mapas y proceder a su interpretación.

2. METODOLOGÍA

El cálculo de las diferentes superficies de tendencia del relieve (mediante el ajuste de una función polinómica) se ha llevado a cabo siguiendo en parte la metodología

descrita por Grohmann (2005), a partir de la selección aleatoria de una población de datos perteneciente a la superficie analizada.

Se generaron 6 conjuntos de datos (de 5000 puntos cada una) para proceder al cálculo de distintas superficies polinómicas de diferente orden, definidas matemáticamente por un polinomio de grado n , que nos permitía el paquete informático utilizado, en este caso ESRI ArcInfo 9.3, las cuales abarcaban los ordenes 1° a 12°, aunque por la complejidad de la superficie a representar se optó por la estimación de la de mayor orden, y por la de orden intermedio (6°) para su comparación y comprobación de la funcionalidad y representatividad de las mismas.

Tabla 1. RMS (m) de los distintos ajustes polinómicos

POBLACION DATOS	Superficie orden 6	Superficie orden 12
A	143,83	128,03
B	147,51	132,05
C	145,93	130,92
D	140,64	125,96
E	146,38	131,45
F	146,88	131,37

En la Tabla 1 puede verse la calidad del ajuste de cada una de las superficies polinómicas generadas, pudiéndose comprobar como el ajuste es semejante para cada una de las poblaciones de datos en función del orden del polinomio utilizado.

3. RESULTADOS

La superficie polinómica elegida nos muestra una clara tendencia (en los seis ejemplos usados) de cuenca rodeada de un relieve perimetral excepto en el extremo occidental de la misma (Fig. 1A), lo que se asemeja bastante bien con la descripción

somera que podríamos realizar de la zona de la Cuenca de Madrid. En el caso de los modelos derivados mediante el ajuste de una función polinómica de orden 6, el resultado es parecido al comentado anteriormente, pero el cierre perimetral de la cuenca se aprecia principalmente en el extremo norte, no siendo capaz esta superficie teórica de representar de forma satisfactoria los relieves asociados a los extremos NE, E y SE de la Cuenca de Madrid (Fig. 1B).

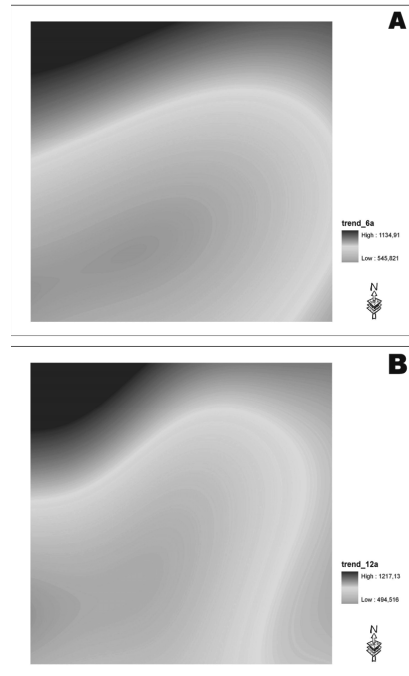


Fig. 1. Modelos polinómicos derivados a partir de la topografía de la Cuenca de Madrid. A, modelo de orden 6. B, modelo de orden 12.

3.1. Comparación entre la superficie actual y los modelos polinómicos. Mapas de Residuales

La comparación entre el relieve actual y las superficies polinómicas generadas se llevo a cabo a partir de la obtención de los valores residuales de la resta de dichas superficies. Los valores obtenidos para este análisis presentan tanto signo positivo, caso en el cual la cota topográfica del

MDE se encuentra por encima de la estimación teórica que representa la superficie polinómica, como signo negativo en la situación inversa a la anterior.

De la comparación con el polinomio de orden 6 podemos comentar que existe una distribución de valores positivos y negativos que se adapta a un bandeo de dirección NE-SO que atraviesa la zona de estudio. La primera de estas franjas quedaría constituida en el extremo NO de la zona de estudio por el relieve correspondiente del Sistema Central. Si continuamos en dirección sur, la predominancia de valores negativos se hace completa. A continuación de esta banda de valores negativos aparece una segunda banda de valores positivos (Fig. 2A). El tránsito entre estas dos bandas difiere, siendo muy neto en la parte oriental y más gradual en la zona occidental, apreciándose además un giro en la dirección del bandeo, el cual mantiene la dirección apuntada anteriormente para la mitad oriental de la banda mientras en la zona occidental presenta una dirección más próxima a E-O. Semejante descripción, en sus rasgos principales, puede aplicarse para la comparación con la superficie polinómica de orden 12 (Fig. 2B).

4. DISCUSIÓN

De los resultados obtenidos, la primera idea que podemos extraer es que la distribución de valores no es aleatoria, sino al contrario, presenta una buena relación con diferentes zonas geo-morfológicas de la Cuenca de Madrid. Así, como zonas que presentan elevaciones superiores a las estimadas dentro de la superficie polinómica podemos indicar el sector NO correspondiente al Sistema Central, el cuadrante S-SSE relacionado con la Mesa de Ocaña, y la franja NE-SO inmediatamente superior a la anterior y que se corresponde con la cuenca del río Tajuña (Fig. 2B), la cual se continua hacia el oeste con cambio de dirección a E-O.

Con carácter general, podríamos indicar la existencia de cuatro subgrupos de relieve dentro de la Cuenca de Madrid, los cuales de mayor a menor, vendrían representados en primer lugar por los relieves del Sistema Central (con desviación máxima superior a los 1000 metros), posteriormente podríamos definir un segundo grupo de relieves que presentan desviaciones máximas próximas a los 200 metros positivos y constituido por la cuenca del río Tajuña y la margen izquierda del Tajo (borde sur de la Cuenca de Madrid). El tercer grupo de relieves estaría constituido por las divisorias principales (a excepción de las anteriormente mencionadas) en mayor o menor extensión y desviaciones topográficas entre los 0 a 100 metros positivos; y por último el resto de las zonas bajas del área de estudio y desviaciones topográficas superiores a los 100 metros negativos (con máximo en torno a los 300 metros negativos).

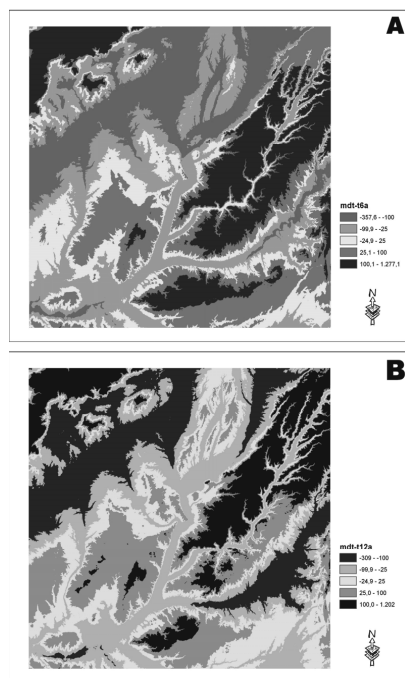


Fig. 2. Mapas de Residuales obtenidos de la comparación entre la topografía actual (MDT) y las superficies polinómicas utilizadas (T6a y T12a). A, modelo de orden 6. B, modelo de orden 12.

En función de las propiedades morfológicas de la superficie residual, o más concretamente de las variaciones de pendiente en la misma, se observa que existen zonas en las que se producen rupturas de pendiente claras, como por ejemplo los límites de algunas de las zonas de relieve significativo anteriormente apuntadas.

Dejando a un lado la esquina NO perteneciente al Sistema Central, relieve estructural positivo que por su origen y litologías asociadas difiere totalmente del resto, podemos apreciar que los cambios más bruscos de pendiente se encuentran asociados a los límites que definen el relieve de la cuenca del río Tajuña, en el cual y debido en parte a la escala de trabajo, nos encontramos con zonas (principalmente en el borde norte o margen derecha de la cuenca) de pendiente muy pronunciada. El origen de esta forma puede estar condicionado por el desplazamiento en ese sentido del río Henares, como muestra la asimetría (T Index) que presenta el mismo (Garrote et al., 2008). Este aspecto contrasta en parte con la margen izquierda de esta cuenca, en la que el cambio de pendiente asociado es menos brusco. En la parte central, asociada al curso principal, las pendientes son similares a las del borde norte, muy elevadas y con una clara asociación con la incisión de los cursos principales y secundarios dentro de la cuenca.

Hay que apuntar que en estas dos zonas los depósitos que coronan topográficamente son las calizas que colmataron la Cuenca de Madrid durante el Terciario.

5. CONCLUSIONES

La generación de superficies polinómicas a partir de muestras representativas del relieve real de una zona nos permite extraer la componente regional de la topografía de una zona. La posterior comparación de estos resultados con el relieve actual nos ofrece un mapa de residuales que podemos tratar como

fluctuaciones locales de la topografía.

Como la comparación se lleva a cabo con el modelo asociado a la componente regional del relieve, la extensión de las zonas elevadas y deprimidas es amplia y se podría relacionar con el efecto general de estructuración del relieve asociado a la presencia de las ondulaciones o trenes de ondas en el mismo. No se aprecia con claridad la posible influencia en los resultados de las estructuras NNO-SSE, mientras que en algún caso si es apreciable la relación entre la forma de las regiones de elevación positiva y los límites de los dominios de asimetría preferente (Garrote et al., 2008) de la red de drenaje.

REFERENCIAS

- Agterberg, F.P. 1974. *Geomathematics*. Elsevier, Amsterdam, 596pp.
- Davis, J.C. 1986. *Statistics and Data Analysis in Geology*. Wiley, New York, 656pp.
- Garrote, J, Garzón, G. y Cox, R.T. 2008. Multi-stream order analyses in basin asymmetry: A tool to discriminate the influence of neotectonics in fluvial landscape development (Madrid Basin, Central Spain). *Geomorphology*, 102, 130-144.
- Grohmann, C.H. 2004. Morphometric analysis in geographic information systems: applications of free software GRASS and R. *Computers & Geosciences*, 30, 1055-1067.
- Grohmann, C.H. 2005. Trend-surface analysis of morphometric parameters: a case study in southeastern Brazil. *Computers & Geosciences*, 31, 1007-1014.

EVOLUCIÓN DE LA RED HIDROGRÁFICA PLIOCUATERNARIA DE LA CUENCA DE MIRANDA DE EBRO (BURGOS)

Plio-Quaternary fluvial network evolution of the Miranda de Ebro basin (Burgos)

A. Soria Jauregui ⁽¹⁾, M.J. González Amuchástegui ⁽¹⁾

(1) Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología, Universidad del País Vasco. angel.soria@ehu.es

Abstract: The existence of a palaeo-fluvial network in the Miranda Basin (Burgos), which flowed into the Ebro River after crossing the Obarenes Mountains, has been identified by the morphological and sedimentological analysis of the main landforms and deposits. Preferential flow direction, both in the Carrias Platform and the Obarenes Mountains, as well as the morpho-sedimentological characteristics of various fluvial remnants preserved within the Miranda Basin, point towards the existence of such a palaeo-drainage network. Its first stages date back to the Late Miocene. The stream network developed in the Carrias Platform crossed the Obarenes Mountains through evaporitic Keuper outcrops and drained into the Miranda Basin. These conditions prevailed until the Pleistocene, when erosion and/or tectonic processes disconnected the Carrias Platform from the Obarenes Mountains, leading to the capture of its drainage basin by the Tiron River system, a tributary of the Ebro River in La Rioja.

Palabras clave: Geomorfología, Cuaternario, Red de drenaje, Terrazas, Ebro.

Key words: Geomorphology, Quaternary, Fluvial network, Terraces, Ebro.

1. INTRODUCCIÓN

El río Ebro, con una dirección ONO-ESE, constituye el colector principal de la Cuenca de Miranda de Ebro (Burgos-Álava). La red fluvial en este sector ha sufrido una larga evolución con importantes modificaciones en su trazado desde el Plioceno.

Esta investigación pone de relieve la existencia de huellas morfológicas y sedimentológicas que evidencian el desarrollo de una red de drenaje que se remonta al Mioceno superior y que, procedente del sur con su cabecera en la Plataforma de Carrias (NE Burgos – La Rioja), penetraba en la Cuenca de Miranda a través de la alineación montañosa de los Montes Obarenes (Fig. 1). La existencia de una paleored fluvial de estas características ya fue apuntada con anterioridad en estudios realizados en otras zonas del Alto Ebro (Ortega Valcarcel, 1974; Gonzalo Moreno, 1981; González Pellejero, 1986 y Glez. Amuchástegui y Serrano, 1996).

2. AREA DE ESTUDIO

El ámbito de estudio corresponde al norte de Burgos hasta su límite con La Rioja. El conjunto se inscribe en el contacto entre el extremo occidental de la Depresión del Ebro y el margen meridional de los Montes Vasco-Cantábricos donde se enmarcan la Plataforma de Carrias, los Montes Obarenes y la Cuenca de Miranda (Fig. 1). La Plataforma de Carrias constituye el límite occidental de la Depresión del Ebro. Es un relieve tabular de 300 km² de superficie rectangular, elaborado sobre margas y yesos miocenos en posición subhorizontal. Pierde progresivamente altitud de SO a NE, desde los 900 hasta los 800 m. en un recorrido de 25 km. Se eleva en escarpe sobre la cuenca del río Tirón al Este, sobre el río Oca al Oeste y la depresión de La Bureba al Norte. En ella, una incipiente red fluvial muerde los escarpes y genera profundos valles a partir de procesos de erosión remontante (Fig. 1). Los Montes Obarenes, junto con Sierra Cantabria, conforman el límite meridional de los Montes Vascos. Se trata de un

frente montañoso, de dirección E-W cabalgante sobre la Depresión del Ebro. El relieve se resuelve en vertientes disimétricas; mientras la conexión con la Cuenca de Miranda al norte presenta una disminución progresiva de la pendiente, la vertiente sur se caracteriza por formar un marcado escarpe sobre el Terciario del Ebro, con saltos topográficos de hasta 200 m (Riba y Jurado, 1992).

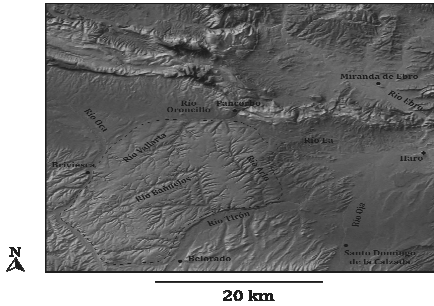


Fig. 1. La Plataforma de Carrias (trazo discontinuo), los Montes Obarenes (relieve intermedio) y la Cuenca de Miranda (al noreste).

La Cuenca de Miranda es una depresión desarrollada al Norte de los Montes Obarenes, en el flanco sur del sinclinal terciario de Miranda-Treviño. En ella se ha depositado una serie terciaria que abarca desde el Paleoceno al Plioceno, apareciendo plegada en un dispositivo de series sucesivas de cuevas anulares (García Rodrigo y Fernández Álvarez, 1973; IGME, 1978; IGME, 1979).

3. METODOLOGÍA

El análisis de la paleored fluvial, objetivo fundamental de este estudio, se basa en el análisis morfológico así como de los rumbos de los diversos cursos fluviales a través de la cartografía topográfica 1:25.000 y modelos digitales del terreno con paso de malla de 25 m. La interpretación morfoestratigráfica se apoya en un levantamiento cartográfico de detalle y en el análisis estratigráfico y sedimentológico de los principales depósitos fluviales.

4. RESULTADOS

La existencia de una paleored fluvial que vertía sus aguas a la Cuenca de Miranda atravesando los Montes Obarenes se fundamenta en los rumbos dominantes de la escorrentía de la Plataforma de Carrias y de los desfiladeros existentes en los Montes Obarenes así como en las huellas sedimentológicas que esta red fluvial dejó en la Cuenca de Miranda.

El estudio de la red fluvial desarrollada sobre la Plataforma de Carrias evidencia una escorrentía primigenia de dirección SO-NE, hacia los Montes Obarenes, en lógica con la dirección de descenso altitudinal de este relieve. Esta trayectoria se reconoce en numerosos ríos y arroyos que drenan la plataforma así como vallejitos fluviales hoy abandonados (Fig. 1).

Esta dirección dominante coincide a grandes rasgos con el trazado de los desfiladeros labrados en los Montes Obarenes (Pancorbo, Fonca y Galbarruli) por los afluentes meridionales del Ebro en la Cuenca de Miranda (Fig. 2).

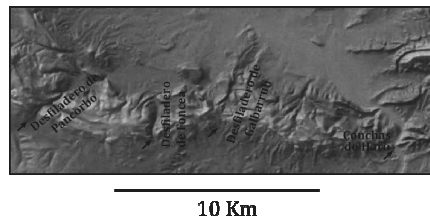


Fig. 2. Desfiladeros existentes en los Montes Obarenes.

Diversas huellas sedimentológicas generadas por este paleored fluvial se han conservado en la Cuenca de Miranda. En el contacto entre la vertiente norte de los Montes Obarenes y el flanco sur de la Cuenca de Miranda se conservan unos conglomerados poligénicos de edad pliocena cuyos cantos muestran una procedencia meridional del material. En la salida septentrional del desfiladero de Galbarruli se localiza un depósito aluvial cuyo análisis sedimentológico evidencia la existencia de cantos cuya orientación apunta a un origen meridional para el

material detrítico.

5. DISCUSIÓN

El rumbo SO-NE se reconoce como trayectoria principal del drenaje en numerosos cursos fluviales que circulan a través de la Plataforma de Carrias. Únicamente han visto variar su trazado durante el Cuaternario como consecuencia de fenómenos de captura provocados por los ríos circundantes más competentes (p.ej. río Bañuelos [Fig. 1]).

La inexistencia de huellas morfológicas y deposicionales a una cota cercana a los 800 m. a lo largo del piedemonte meridional de los Montes Obarenes (altitud final de la Plataforma de Carrias) descarta la presencia de un drenaje de dirección E hacia La Rioja. Por el contrario, los rumbos de los desfiladeros abiertos en los Montes Obarenes, así como las huellas sedimentológicas conservadas en la margen septentrional de este relieve, ya en la Cuenca de Miranda, parecen apoyar la existencia de un desagüe hacia latitudes más septentrionales previo a los últimos esfuerzos tectónicos pliocenos que definieron los Montes Obarenes.

La altitud de los desfiladeros existentes en los Montes Obarenes permitiría el paso de los caudales procedentes de la Plataforma de Carrias hacia la Cuenca de Miranda. La plataforma desciende hasta los 800 m. en las inmediaciones de Altable (Burgos), donde se alza en escarpe sobre el piedemonte de los Obarenes (Fig. 3).

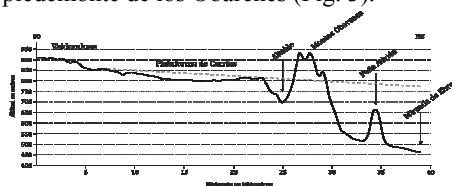


Fig. 3. Perfil longitudinal de la Plataforma de Carrias y su extensión a la Cuenca de Miranda (trazo discontinuo).

Si se da continuidad a dicha altitud hasta los puntos de paso hacia la Cuenca de Miranda, se observan dos hechos significativos. En el desfiladero de Fonceda existe una superficie alomada a una cota

aproximada a los 800 m. en la entrada meridional tras la cuál se sitúa una morfología subhorizontal, basculada hacia la Cuenca de Miranda por debajo de ese nivel teórico de los 800 m. En el desfiladero de Galbarruli, ocupado actualmente por el Arroyo de San Miguel, también se distinguen hondonadas alomadas en torno a esa cota en el extremo meridional del paso (Fig. 2).

En cuanto a las huellas sedimentológicas, el análisis del depósito fluvial situado en el extremo septentrional del desfiladero de Galbarruli pone de manifiesto que la corriente que depositó esta acumulación tenía una procedencia meridional, es decir, tiene su origen en el desfiladero recorrido hoy en día por el Arroyo San Miguel (Fig. 4). El análisis de sus sedimentos fluviales, de decenas de metros de espesor, muestra un material apenas cementado, sin presencia de procesos de disolución, creación de costras, signos de alteración o elementos que permitan definirlo como pre-cuaternario. Además, este análisis concluye que las condiciones morfodinámicas bajo las que se depositó este material presentaban rasgos fluviotorrenciales. Teniendo en cuenta la potencia y las características sedimentológicas de este depósito es ciertamente complicado que el Arroyo de San Miguel, tal y como se describe en la actualidad -pequeño cauce confinado sin apenas caudal- fuera el generador de esta forma de acumulación. No obstante, el rasgo más destacado por este estudio sedimentológico es la presencia de cantos y bloques areniscosos de edad terciaria típicos del relleno de la Depresión del Ebro y por tanto indicativo del origen meridional del material fluvial.

6. CONCLUSIONES

Los datos esgrimidos apuntan hacia la existencia de un desagüe regional generalizado desde posiciones meridionales hacia la Cuenca de Miranda. Desde un punto de vista temporal, el momento más antiguo del que se tiene

constancia se remonta al Mioceno superior. Debido a los esfuerzos compresivos intramiocenos, los materiales del Keuper afloran en el frente de cabalgamiento de los Montes Obarenes, captando los principales colectores que drenan la Plataforma de Carrias. Estos cursos fluviales vertían sus aguas a la Cuenca de Miranda en un ambiente fluvio-lacustre de carácter endorreico que se alargó hasta por lo menos el Mioceno superior. El levantamiento final de los Montes Obarenes contribuiría a un mayor encajamiento de los cursos que los atravesaban así como al desmantelamiento parcial de las montañas recién elevadas. Testigo directo de dicho proceso son los conglomerados de edad pliocena conservados en el flanco sur de la Cuenca de Miranda. La existencia de una importante red de drenaje proveniente de más allá de los Montes Obarenes continuó hasta un momento indeterminado del Pleistoceno. La huella más importante de este hecho es la presencia del nivel fluvial a la salida del desfiladero de Galbarruli, cuyas características sedimentológicas muestran un material que únicamente pueden asociarse a dicho periodo. En un momento determinado como consecuencia de procesos erosivos y/o tectónicos que rebajaron la cota en el piedemonte meridional de los Montes Obarenes, la Plataforma de Carrias queda desconectada del mismo y su red fluvial es capturada por los cursos fluviales circundantes, en especial por el sistema del río Tirón. Este proceso es de difícil adscripción temporal. En base a la cota del nivel aluvial del depósito del desfiladero de Galbarruli (600-584 m. [Fig. 4]), se concluye que la desconexión de la red fluvial de la Plataforma de Carrias de la Cuenca de Miranda se produciría con posterioridad a la sedimentación de este nivel, por tanto ya durante una etapa indeterminada del Pleistoceno inferior o medio.

Hoy en día, el piedemonte meridional de los Montes Obarenes está drenado por el río Ea, de dirección meridiana y afluente

del río Tirón en Anguciana, inmediaciones de Haro (La Rioja). Sin embargo, existen cauces que escapan a dicha captura y todavía aún hoy se adentran en los Montes Obarenes y cruzan hacia la Cuenca de Miranda, como es el caso del río Matapán (Desfiladero de Foncea en Fig. 2), reminiscencia de la red hidrográfica primigenia.

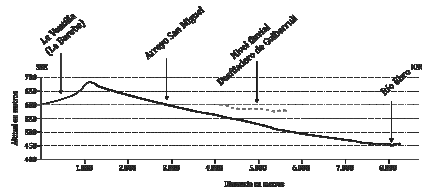


Fig. 4. Perfil longitudinal del Arroyo San Miguel en el desfiladero de Galbarruli (negro) y del nivel fluvial situado a su salida septentrional (trazo gris continuo) junto con una proyección de su posible nivel de base en la Cuenca de Miranda (trazo gris discontinuo).

REFERENCIAS

- García Rodrigo, B. y Fernández Álvarez, J.M. 1973. *Estudio geológico de la provincia de Álava*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 198 pp.
- González Amuchástegui, M.J. y Serrano, E. 1996. Cartografía geomorfológica del valle de Tobalina (Burgos). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 21, 737-748.
- González Pellejero, R. 1986. *Dinámica de un espacio natural. Los cañones calcáreos del Ebro (Burgos)*. Universidad de Cantabria, Santander, 86 pp.
- Gonzalo Moreno, A. 1981. *El relieve de La Rioja. Análisis de geomorfología estructural*. Instituto de Estudios Riojanos, Logroño, 508 pp.
- IGME, J. 1978. *Memoria del mapa geológico de España a escala 1:50.000, hoja de Casalarreina*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 41 pp.
- IGME, 1979. *Memoria del mapa geológico de España a escala 1:50.000, hoja de Miranda de Ebro*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 44 pp.
- Ortega Valcárcel, J. 1974. *La transformación de un espacio rural: las Montañas de Burgos*. Universidad de Valladolid, Valladolid, 531 p.
- Ramírez del Pozo, J. (1973). *Síntesis geológica de la provincia de Álava*. Caja de Ahorros Municipal de la Ciudad de Vitoria, Vitoria, 66 pp.
- Riba, O. y Jurado, M.J. (1992). Reflexiones sobre la geología de la parte occidental de la Depresión del Ebro. *Acta Geológica Hispánica* 27, 177-193.

RASGOS MORFOLÓGICOS DE ORIGEN ESTRUCTURAL EN EL MARGEN CONTINENTAL DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

Morphotectonic features in the Iberian Continental Margin

J. López-Martínez⁽¹⁾, A. Maestro⁽²⁾, E. Llave⁽²⁾, F. Bohoyo⁽²⁾, J. Acosta⁽³⁾, A. Muñoz⁽⁴⁾, G. Jané⁽²⁾

(1) Dept. de Geología y Geoquímica. Universidad Autónoma de Madrid. 28049 Madrid. jeronimo.lopez@uam.es

(2) Instituto Geológico y Minero de España. La Calera 1, 28760 Tres Cantos, Madrid.

(3) Instituto Español de Oceanografía. Corazón de María 8, 28002 Madrid.

(4) TRAGSA-SGM. Núñez de Balboa, 117, 28006 Madrid.

Abstract: The different types, origins and intensities of the tectonic processes that have affected the Iberian Continental Margin have led to the presence of various structural morphologies. In the Cantabrian and Galician margins the North-Atlantic Ocean, spreading has led to the development of large marginal platforms. The reactivations of Hercynian faults during the Mesozoic and Cenozoic have controlled the orientation of some of the largest canyons in the Iberian Margin. The Gulf of Cadiz Margin is characterized by the development of salt tectonic and vertical focused fluid flow related morphologies. The Alboran Sea Basin shows morphologies connected with the Miocene rift phase, which generated igneous volcanic edifices and various reliefs, and the subsequent compressive phase of the Upper Miocene to present, with development of folds and strike-slip, reverse faults, diapirs and mud volcanoes. Finally, the Valencian-Catalan Margin and the Balearic Promontory are characterized by the presence of horst and graben structures related to the development of the Valencia Trough during the Paleogene.

Palabras clave: Morfología submarina, Geomorfología estructural, Margen Continental, Península Ibérica

Key words: Submarine morphology, Tectonic geomorphology, Continental Margin, Iberian Peninsula

1. INTRODUCCIÓN

El objetivo de este trabajo es obtener una visión general de las morfologías submarinas relacionadas con procesos tectónicos en torno a la Península Ibérica, y discutir su evolución geomorfológica en relación con las estructuras tectónicas del fondo marino. El área de estudio comprende la plataforma, el talud y el ascenso continental, así como las llanuras abisales alrededor del Margen Ibérico, incluido el Promontorio Balear y parte del fondo marino de la costa marroquí en la zona del Estrecho de Gibraltar. En total, el área cubierta en este trabajo es de unos 2,3 10⁶ km², que incluye una banda de 50 a 400 km de ancho desde la línea de costa.

2. RASGOS MORFOLÓGICOS DE ORIGEN ESTRUCTURAL

Las principales morfologías relacionadas con los procesos tectónicos son las plataformas marginales (Fig. 1). Ocupan

grandes superficies y se encuentran a diferentes profundidades en el talud continental, con pendientes muy suaves (0,5° a 3°). El origen de estas plataformas se relaciona con fallas normales que han favorecido el hundimiento progresivo del margen continental hacia la cuenca. Las más importantes son la Plataforma de Motril (que se desarrolla a 900 m de profundidad) en el Margen Bético, el Banco de Galicia (a unos 700 m de profundidad) y las plataformas de Pardo Bazán (a 900-2000 m de profundidad), de Castro (a 2200-2400 m de profundidad) y de Ortegá (a 200-400 m de profundidad) en el Margen de Galicia, y las plataformas del Banco Le Danois y Las Landas (desarrolladas a unos 500 m y 1000-2000 m de profundidad, respectivamente) en los sectores central y oriental, respectivamente, del Margen Cantábrico. Son también frecuentes las morfologías ligada a levantamientos y hundimientos del fondo marino relacionados con la actividad de fallas normales como ocurre en el

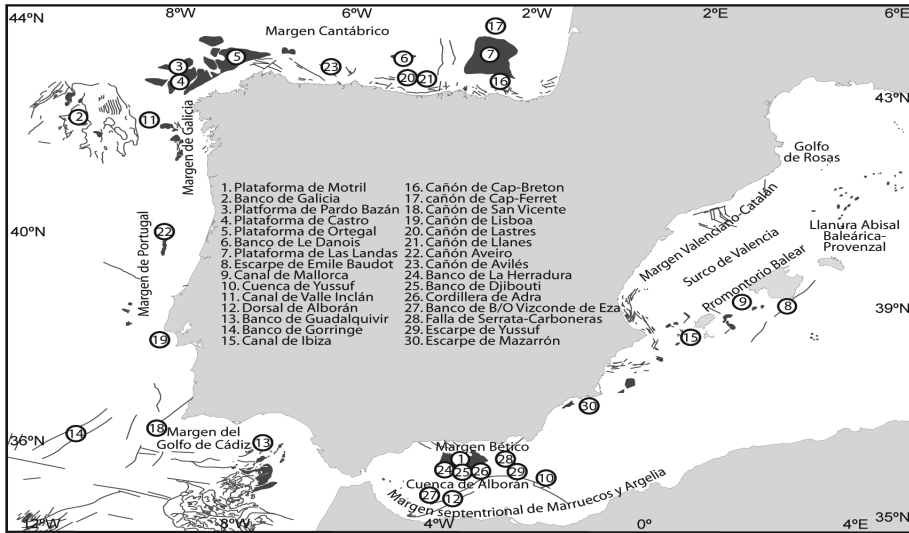


Fig. 1. Mapa esquemático del Margen Continental Ibérico donde se representan los principales rasgos morfológicos de origen tectónico comentados en el texto.

Margen de Valencia (Díaz del Río et al., 1986), el Escarpe de Emile Baudot al sur del Promontorio Balear y el Canal de Mallorca (Acosta et al., 2002), la Cuenca de Yussuf en la Cuenca de Alborán, el Banco de Galicia y el Canal de Valle-Inclán en el Margen de Galicia (Murillas et al., 1990); y de fallas inversas como es el caso de la Dorsal de Alborán en la Cuenca de Alborán, y de los bancos de Guadalquivir y de Gorringe en el Golfo de Cádiz.

Las deformaciones asociadas con la migración de evaporitas y margas se reflejan como relieves positivos, deformando los depósitos suprayacentes con morfologías domáticas o dando lugar a dorsales, cuando la migración de las unidades salinas se produce en la vertical, o con el desarrollo de intrusiones de componente horizontal. Las morfologías asociadas a migración en la vertical se localizan principalmente en tres áreas del Margen Ibérico: 1) el Margen Nor-Balear, en relación con la migración de evaporitas Messinienses, 2) el sector occidental de la Cuenca de Alborán, en relación con margas Burdigalienses, y 3) los domos

salinos y dorsales en el Golfo de Cádiz, en relación con margas y evaporitas pertenecientes a la Unidad Alóctona o unidades evaporíticas autóctonas del Triásico. Las morfologías relacionadas con la migración en la horizontal hacia la cuenca presentan su máxima expresión en el sur del Golfo de Cádiz, donde se observa el desarrollo de cuñas salinas y minicuevas.

Otras estructuras conectadas con la actividad tectónica son aquellas relacionadas con la emisión de fluidos a través de fracturas o unidades sedimentarias de grano fino. Las estructuras más comunes son los volcanes de fango y *pockmarks*. Los volcanes de fango son relieves positivos de morfología cónica construidos a partir de erupciones de fango y fluidos (agua, salmuera, gas y petróleo) como resultado de procesos de desgasificación que tiene lugar en profundidad. El diámetro de los volcanes de fango varía entre 800 y 2500 m, y su desarrollo vertical oscila entre 150 y 300 m. Se ha observado que estas estructuras están estrechamente ligados a fenómenos de diapirismo y a la actividad de fallas

profundas en el Golfo de Cádiz (Somoza et al., 2002) y en el sector occidental de la Cuenca de Alborán (Sautkin et al., 2003). Los *pockmarks* son morfologías circulares u ovales negativas con un diámetro de entre 40 y 1000 m, y un rango de profundidad de 1 a 6 m (León, 2005, Jané et al., 2010). Se han observado depresiones circulares aisladas relacionadas con la emisión de fluidos en el margen continental de Galicia, con un diámetro de hasta 5 km y profundidades superiores a los 300 m de profundidad. Las áreas de *pockmarks* ocupan superficies bastante extensas y se localizan fundamentalmente en el Golfo de Cádiz (León, 2005), en la Plataforma de Ortegal en el Margen de Galicia (Jané et al., 2010), y en los canales de Mallorca e Ibiza en el Promontorio Balear (Acosta et al., 2002).

3. CONTROL TECTÓNICO DE LOS RASGOS MORFOLÓGICOS SUBMARINOS

La compleja evolución tectónica del Margen Continental Ibérico da lugar a que la naturaleza, tipo y desarrollo de las estructuras y procesos que controlan los rasgos morfológicos sean diferentes a lo largo de él.

El Margen Cantábrico se desarrolló durante la apertura y expansión del Océano Atlántico y del Mar Cantábrico. Este proceso dio lugar a la formación de extensas plataformas marginales en el talud continental (Galicia, Castro, Pardo Bazán, Ortegal, Le Danois y Las Landas). Posteriormente, la convergencia entre las placas Ibérica y de Europa dio lugar a la progresiva elevación y deformación de este margen, que terminó cabalgando sobre la corteza oceánica de la Cuenca de Vizcaya, de orientación E-O. La elevación del margen se refleja en las fuertes pendientes del talud continental (hasta 20°), y en el desarrollo de cañones submarinos de más de 100 km de longitud y que se extienden hasta el ascenso continental con una orientación E-O (Cap-Breton y Cap-

Ferret).

Los rasgos morfológicos de los márgenes de Galicia y Portugal están claramente controlados por las estructuras tectónicas de orientación N-S desarrolladas durante la etapa inicial de *rifting* del Océano Atlántico y que dio lugar a una serie de bloques basculados por fallas normales donde se pueden distinguir estructuras en *horsts* y *semi-grabens* tales como el Banco de Galicia y el Canal de Valle-Inclán. La deformación cenozoica reactiva estas fallas como inversas dando lugar al desarrollo de escarpes en zonas de transición océano-continente y procesos de deformación de los sedimentos recientes.

En el margen septentrional y occidental ibérico la estructuración del basamento hercínico ha tenido un papel muy importante en el desarrollo de algunos de los caracteres morfológicos más relevantes. La existencia de fallas de desgarre desarrolladas durante las etapas finales de la orogénia hercínica, de dirección NE-SO y NO-SE, reactivadas durante el *rifting* mesozoico y la etapa compresiva cenozoica, han controlado la orientación del eje de los cañones más importantes de estos márgenes: San Vicente, Lisboa, Lastres y Llanes, con orientación NE-SO, y de Aveiro y Avilés, con dirección NO-SE.

Los márgenes del Golfo de Cádiz, Bético, del norte de Marruecos y de Argelia, muestran, debido a su peculiar posición entre el límite de placas euroasiático y africano, caracteres morfológicos con un importante control tectónico. El sector norte del Margen del Golfo de Cádiz presenta una pendiente relativamente pronunciada y bancos de dirección NE-SO controlados por fallas inversas (bancos de Guadalquivir y de Gorringe). La parte oriental de este margen también muestra una pendiente relativamente fuerte, por influencia de las estructuras tectónicas. El sector sur se caracteriza por el emplazamiento hacia el oeste de la Unidad Alóctona de Cádiz relacionada con la deriva y la colisión del Dominio de

Alborán. El nivel de despegue de esta unidad enraíza en margas y evaporitas triásicas y del Mioceno medio que son expulsadas en los frentes de cabalgamiento dando lugar al desarrollo de dorsales diápiricas y estructuras domáticas. Por otro lado, las características morfoestructurales de los márgenes Bético y del norte de Marruecos y Argelia se han desarrollado a lo largo de varios eventos tectónicos. La etapa de *rifting* Mioceno dio lugar el desarrollo de relieves de origen volcánico como son los bancos de La Herradura y de Djibouti, la cordillera de Adra y el monte submarino B/O Vizconde de Eza. Posteriormente con la formación de los márgenes de la cuenca se produce la progradación de las unidades sedimentarias *post-rift* hacia la cuenca. La formación de estructuras frágiles se relaciona con la convergencia continua entre las placas de Eurasia y África, que perdura hasta la actualidad. Son elementos destacados la Falla de Serrata-Carboneras, el Escarpe de Mazarrón, la Dorsal de Alborán y el Escarpe de Yussuf.

En el sector oriental del Margen Ibérico, cabe destacar el Surco de Valencia, una depresión tectónica desarrollada durante la etapa extensional miocena y que se extiende en dirección NE-SO entre el Margen Catalán y el Promontorio Balear, alcanzando la Llanura Abisal Baleárico-Provenzal. El basamento mesozoico del Margen de Cataluña muestra estructuras de dirección NO-SE a NNO-SSE en el sector del Golfo de Rosas, que hacia el sur son intersectadas por fallas normales lítricas de orientación NNE a NE, generadas durante la etapa extensional del Oligoceno superior y que se ha mantenido activas hasta el Plioceno-Cuaternario. Estas fallas dan lugar a la existencia de bloques levantados y hundidos paralelos a la costa actual. El Promontorio Balear se encuentra limitado al sureste por el Escarpe de Emile Baudot, de dirección NE-SO, cuyo origen ha sido relacionado con el desarrollo de una falla en dirección (Acosta et al., 2002).

Agradecimientos

Los autores agradecen a todos aquellos científicos y técnicos de diferentes instituciones que durante varias décadas han contribuido al conocimiento de los rasgos morfológicos del Margen Ibérico, proporcionando la información en que se basa este trabajo. Esta investigación forma parte de los proyectos CTM2011-13367-E y Consolider-Ingenio 2010 CSD2006-0041-TopoIberia.

REFERENCIAS

- Acosta, J., Canals, M., López-Martínez, J., Muñoz, A., Herranz, P., Urgeles, R., Palomo, C. y Casamor, J.L. 2002. The Balearic Promontory geomorphology (western Mediterranean): morphostructure and active processes. *Geomorphology* 49 (3-4), 177-204.
- Díaz del Río, V., Rey, J. y Vegas, R. 1986. The Gulf of Valencia Continental Shelf: Extensional Tectonics in Neogene and quaternary sediments. *Marine Geology* 73, 169-179.
- Jané, G., Maestro, A., Ercilla, G., López-Martínez, J., de Andrés, J.R., Casas, D., González-Aller, D. y Catalán-Morollón, M. 2010. Occurrence of pockmarks on the Ortegalete Sp2010 continental margin, Northwestern Iberian Peninsula. *Marine and Petroleum Geology*, 27, (7), 1551-1564.
- León, R. 2005. Modelo S.I.G. del campo de estabilidad de los hidratos de gas: Aplicación a las estructuras geológicas ligadas a las emisiones submarinas de fluidos hidrocarburos en el Golfo de Cádiz. Tesis Doctoral. Universidad Complutense Madrid, 463 pp.
- Murillas, J., Mougnot, D., Boillot, G., Comas, M.C., Banda, E. y Mauffret, A. 1990. Structure and evolution of the Galicia Interior Basin (Atlantic Western Iberian continental margin). *Tectonophysics*, 184, 297-319.
- Sautkin, A., Talukder, A.R., Comas, M.C., Soto, J.I. y Alekseev, A., 2003. Mud volcanoes in the Alborán Sea: evidence from micropaleontological and geophysical data. *Marine Geology*, 195 (1-4), 237-261.
- Somoza, L., Gardner, J.M., Díaz-del-Río, V., Vázquez, J.T., Pinheiro, L., Hernández-Molina, F.J. y TASYO scientific parties, 2002. Numerous Methane Gas-related sea floor structures identified in Gulf of Cádiz. American Geophysical Union, *EOS Transactions*, 83 (47), 541-543.

SESIÓN VI. GEOMORFOLOGÍA LITORAL

EVIDENCIAS DE UNA PULSACIÓN POSITIVA DEL MAR DURANTE EL HOLOCENO EN LA COSTA NE DE GALICIA. IMPLICACIONES MORFODINÁMICAS. A. Feal Pérez, R. Blanco Chao. **Evidence of a Holocene positive sea-level pulse in the NE coast of Galicia. Morphodynamic implications.**

TIPOLOGÍAS DE DUNAS EN LOS CAMPOS EÓLICOS DE LA COSTA DE CANTABRIA (NW ESPAÑA). G. Flor, P. Martínez Cedrún, G. Flor-Blanco, G. Fernández Maroto. **Dune typologies of aeolian fields of the Cantabrian coast (NW Spain).**

CLASIFICACIÓN GEOMORFOLÓGICA Y CARACTERÍSTICAS DE LOS ESTUARIOS CANTÁBRICOS (NW DE ESPAÑA). G. Flor-Blanco, G. Flor. **Geomorphologic classification and characteristics of the Cantabrian estuaries (NW Spain).**

VARIACIONES DE LA LÍNEA DE COSTA ENTRE CUBELLES Y TORREDEMBARRA (TARRAGONA) A PARTIR DE IMÁGENES SATELITALES DESDE 1990 HASTA 2010. M. FUENTEALBA, E. RALLO. **Shoreline changes between cubelles and torredembarra (tarragona, spain) from 1990 to 2010.**

RESPUESTA DE LAS MARISMAS CANTÁBRICAS AL ESCENARIO ACTUAL DE ASCENSO MARINO. A. García-Artola, A. Cearreta, E. Leorri. **Response of the Cantabrian salt marshes to the current sea-level rise scenario.**

CONTRIBUCIÓN AL CONOCIMIENTO DEL PAPEL DE LAS ACUMULACIONES DE *POSIDONIA OCEANICA* EN LA MORFODINÁMICA DE LAS PLAYAS MEDITERRÁNEAS. L. Gómez-Pujol. **Contributions to the knowledge of the role of *Posidonia oceanica* in Mediterranean beach morphodynamics.**

NIVELES TRANSGRESIVOS RECIENTES ENTRE LAS DESEMBOCADURAS DEL BIDASOA Y DEL OIARTZUN-BAHÍA DE PASAJES (GIPUZKOA). A. Lopetegui Galarraga, J.M. Edeso Fito, J.A. Mujika Alustiza. **Evidence of recent transgression events between the estuaries of the Bidasoa and Oiartzun rivers (Gipuzkoa).**

UTILIZACIÓN DE FITOLITOS COMO INDICADORES DE CAMBIOS PALEOAMBIENTALES EN DEPÓSITOS EÓLICOS COSTEROS DEL PLEISTOCENO SUPERIOR EN CALÓ DES MORT (FORMENTERA, ISLAS BALEARES). M.J. Machado, C. Zazo, J.L. Goy, A. Cabero, C.J. Dabrio, J. Lario, E. Roquero. **The use of phytoliths as palaeoenvironmental change indicators in Upper Pleistocene aeolian coastal deposits in Caló des Mort (Formentera, Balearic Islands).**

EVOLUCIÓN HISTÓRICA DEL CAMPO DUNAR DE LAREDO (CANTABRIA). P. Martínez Cedrún, G. Flor-Blanco, G. Flor, J. Pardo, G. Fernández Maroto. **Historic evolution of the Laredo dune field (Cantabria).**

CARACTERIZACIÓN DEL RELLENO HOLOCENO DEL ESTUARIO DEL RÍO DEBA (GIPUZKOA). J. Núñez-Sánchez, M. Arriolabengoa, A. Aranburu, E. Iriarte, A. Cearreta. **Holocene deposits of the Deba estuary (Gipuzkoa).**

FORMACIONES DE TURBA DURANTE EL HOLOCENO RECIENTE EN EL P.N. DE DOÑANA (SW ESPAÑA): IMPLICACIONES AMBIENTALES. A. Rodríguez-Ramírez,

G. Jiménez-Moreno, J.N. Pérez-Asensio, M. Ruiz-Alonso, E. Flores, J.A. Morales, C. Contreras. **Peat Formations during the Late Holocene in Doñana National Park (SW Spain): environmental implications.**

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL DE LOS SISTEMAS PLAYA-DUNA DE LAS ISLAS BALEARES EN BASE A VARIABLES GEOAMBIENTALES (1956-2008). F.X. Roig-Munar, J.A. Martín-Prieto, G.X. Pons, M. Mir-Gual, A. Rodríguez-Perea. **Space-time evolution of beach-dune systems in the Balearic Islands based on geoenvironmental variables (1956-2008).**

TEMPORALES MARINOS Y OCUPACIÓN COSTERA EN GARACHICO (NO DE TENERIFE). A. Yanes. **Sea storms and Garachico's shoreline occupation (NW de Tenerife).**

EFFECTOS DE LOS TEMPORALES COSTEROS EN EL SISTEMA DUNAR DE CAMPOSOTO (SAN FERNANDO, CÁDIZ). L. del Río, W. Menapace, J. Benavente. **Effects of coastal storms on the Camposoto dune system (San Fernando, Cádiz).**

SEDIMENTACIÓN RECIENTE Y DINÁMICA LITORAL EN LA BAHÍA DE PALMA (MALLORCA, ILLES BALEARS): PERSISTENCIA Y DINÁMICA DE LA CONTAMINACIÓN SÓLIDA PROCEDENTE DE UNA ANTIGUA CENTRAL ELÉCTRICA. L. del Valle-Villalonga, J. J. Fornós, L. Gómez-Pujol, F. Pomar. **Recent sedimentation and coastal dynamics in Palma Bay (Mallorca, Balearic Islands): persistence and dynamic sound pollution from an old power plant.**

MANTOS EÓLICOS DE MENORCA (ISLAS BALEARES). G.X. Pons, J.A. Martín-Prieto, F.X. Roig-Munar, P. Fraga, A. Rodríguez-Perea, B. Gelabert, M. Mir-Gual. **Aeolian sand sheets of Minorca (Balearic Islands).**

ÍNDICES DE VULNERABILIDAD GEOAMBIENTAL EN SISTEMAS DUNARES COSTEROS: UN MÉTODO DE EVALUACIÓN INTEGRAL. F.J. Gracia, B. Chousa, G. Anfuso. **Geoenvironmental vulnerability index in coastal dune systems: an integrated evaluation method.**

MODELO TEÓRICO PARA LA DEFINICIÓN DE CURVAS DE SENSIBILIDAD LITORALES. COMPARATIVA ENTRE LOS SISTEMAS PLAYA-DUNA MEDITERRÁNEOS Y CARIBEÑOS. M. Mir-Gual, F.X. Roig-Munar, G.X. Pons, J.A. Martín-Prieto, A. Rodríguez-Perea. **Theoretical model for the definition of coastal sensitivity curves. Comparison between Mediterranean and Caribbean beach dune systems.**

EROSIÓN DE LAS PLAYAS DE "LAS COVATICAS" Y "PARAZUELOS" EN EL LITORAL DE LA REGIÓN DE MURCIA. A. Romero Díaz., D. Ibarra, F. Belmonte Serrato, J.D. Ruíz Sinoga. **Erosion of the Covaticas and Parazuelos beaches in the coast of the Murcia region.**

EVIDENCIAS DE UNA PULSACIÓN POSITIVA DEL MAR DURANTE EL HOLOCENO EN LA COSTA NE DE GALICIA. IMPLICACIONES MORFODINÁMICAS

Evidence of a Holocene positive sea-level pulse in the NE coast of Galicia. Morphodynamic implications

A. Feal Pérez⁽¹⁾, R. Blanco Chao⁽¹⁾

(1) Facultad de Geografía e Historia, Universidad de Santiago. Praza da Universidade, 1. 15782 Santiago, A Coruña, España. alejandra.feal@usc.es

Abstract: The analysis of a sedimentary sequence sited in the NW coast of Spain allowed the identification of a marine influence event in the Middle Holocene, before 5580-5530 cal. yr BP. The sediments properties, composed of silts and fine sands, suggest that they were deposited in a low energy environment, probably in a shallow lagoon. The occurrence of marine shells is the evidence of marine influence, probably coming from a shoreline that was still displaced seaward from its present position.

Palabras clave: Holoceno, nivel del mar, sedimentos, Galicia

Key words: Holocene, sea-level, sediments, Galicia

1. INTRODUCCIÓN

En la actualidad no existen demasiados datos precisos sobre los cambios del nivel del mar holocenos en la costa noratlántica occidental de la Península Ibérica. Los escasos datos publicados sugieren la existencia de un máximo nivel relativo que se alcanzaría en un amplio lapso temporal entre hace 5000 y 2500 años BP, si bien existen dudas de que se alcanzase antes de 4000 años BP (Alonso y Pagés 2010; Bao et al., 1999, 2007; Dias et al., 2000; Freitas et al, 2002, 2003; Granja y De Groot, 1996; Santos Fidalgo y Vidal Romani, 1993; López Cancelo y Vidal Romani, 2000; Costas-Otero et al., 2009). Al contrario, en la costa cantábrica, sin embargo, existen numerosas referencias de la existencia de niveles relativos superiores al actual durante el Holoceno (Cearreta, 1992; Mary, 1990, 1992; Edeso, 1992, 1994).

Si bien se acepta la importancia del papel de los factores locales en los estudios que trazan los cambios del nivel del mar Holoceno, aún resulta necesario profundizar en la reconstrucción de los ambientes costeros, especialmente en el

tipo de registro sedimentológico que han dejado y en este trabajo, precisamente se plantean las evidencias de un nivel del mar similar o cercano al actual en una fecha próxima al 5580-5530 cal BP.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se localiza en la costa cantábrica gallega, en las estribaciones del límite administrativo entre las provincias de Lugo y Asturias. Punta Gallín es un promontorio en cuyo flanco oriental se abren dos calas estrechas, en las que afloran dos complejas plataformas rocosas modeladas sobre estratos de cuarcitas, filitas y cuarzofilitas. El rango mareal oscila entre 1,64 m en mareas muertas y 4,83 m en mareas vivas, con valores máximos de 4,96 m (mareógrafo de Gijón). El régimen del oleaje está dominado por olas de componente NO siendo el 85% de las olas de altura significativa entre 1 y 2 m con periodos de 5 a 10 segundos, y un 6,2% superior a 3 m (Boya de Gijón II 2001-2008).

Al fondo de la ensenada occidental aflora una secuencia sedimentaria de 3 m de potencia máxima.

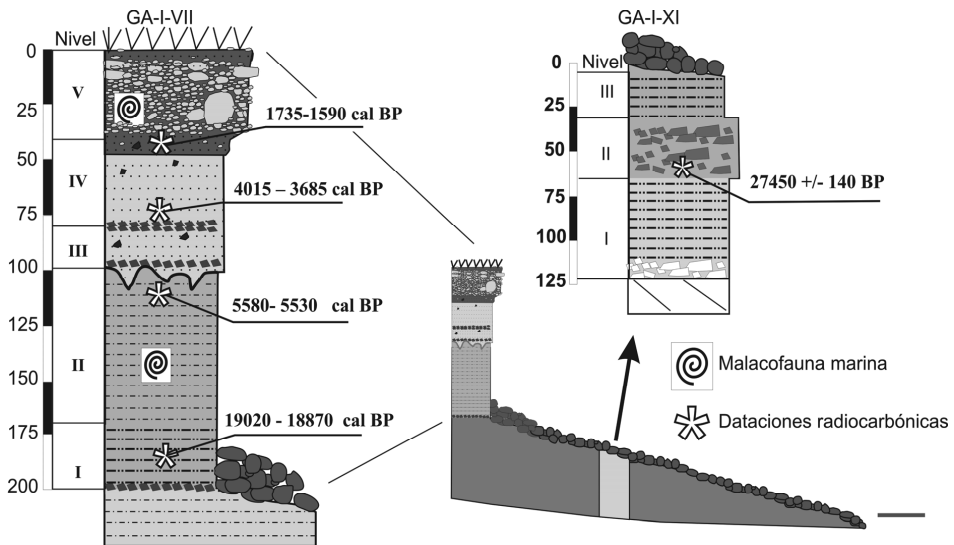


Fig. 1. Secuencias sedimentarias estudiadas

El techo de la sedimentación se localiza a una elevación entre 3,3 y 3,8 m sobre el nivel de la máxima marea viva astronómica. La primera secuencia estudiada (GA-I-VII) corresponde a la parte central de la ensenada y alcanza 2 m de potencia (Fig. 1). El nivel basal (Nivel I) está compuesto por 30 cm de limos y arenas gruesas, sobre el que se disponen 73 cm de limos y arenas finas con malacofauna marina en los 50 cm superiores (Nivel II). El techo del nivel coincide con la presencia de grietas cementadas por oxihidróxidos de hierro en las que penetra material del nivel superior, compuesto por 18 cm de arenas con hiladas de gravas angulosas (Nivel III). Sobre éste, se sitúan 38 cm de arenas y gravas angulosas que, a techo, presenta un horizonte mineral rico en materia orgánica (Nivel IV). El techo de la secuencia está compuesta por 42 cm de sedimentos de playa con gravas y cantos redondeados (Nivel V) (Feal Pérez, 2011).

Frente al acantilado sedimentario se sitúa una playa de material grueso con 15 m de ancho y una pendiente de unos 10,7°. En

realidad, la playa está constituida por una capa de gravas y cantos de 20-50 cm de potencia sobre un sedimento muy cohesivo con una potencia que se incrementa desde los 5 cm en el extremo distal hasta 1,6 m en la base del acantilado sedimentario, y que constituye la segunda secuencia estudiada (GA-I-XI) (Feal Pérez, 2011). En la secuencia se han podido distinguir un nivel basal de 53 cm de limos, arcillas y arenas finas (Nivel I), 40 cm de arenas y limos con gravas finas y medias muy alteradas (Nivel II) y 27,5 cm de limos y arenas finas (Nivel III).

3. MATERIAL Y MÉTODOS

Se tomaron muestras del sedimento cada 5 cm y se separaron mediante tamizado en seco las fracciones gruesas (>2 mm) y finas (<2 mm). La fracción fina fue atacada con H_2O_2 para eliminar la materia orgánica, y se separaron las fracciones de 1, 0,5, 0,4, 0,2 y 0,1 mm. En los sedimentos de G-I-VII el porcentaje de limo y arcilla se determinó mediante un analizador de partículas láser, mientras en

el perfil GA-I-XI solamente se estimó la fracción total de limos y arcillas mediante tamizado en húmedo. Se determinaron además las propiedades químicas (pH, análisis elemental, contenido en C y N, extracciones selectivas de Al y Fe). Se obtuvieron cinco dataciones C_{14} , calibradas mediante el programa CALIB 5.0.1 (Stuiver y Reimer, 1993).

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Por su posición bajo la playa de bloques actual, el perfil GA-I-XI parece ser la continuación en profundidad del perfil GA-I-VII. La caracterización física y geoquímica de los niveles I y II de GA-I-VII los diferencian nítidamente de los sedimentos superiores, pero por el contrario, la mayor parte de las variables analizadas muestran una continuidad natural al situar el perfil GA-I-XI directamente por debajo del perfil GA-I-VII. Las dataciones más antiguas obtenidas en el perfil (27.450 +/- 140 en el nivel I de GA-I-XI y 19.020-18.870 cal BP en el nivel I de GA-I-VII) sugieren que, en el Pleniglacial Superior y parte del Tardiglacial, el sector central de la ensenada formaba parte de un área de sedimentación de material aluvial en flujos de baja energía. El origen del material fino podría responder a la alteración durante el interglacial anterior de los materiales metamórficos, mientras que los niveles más gruesos (nivel II del perfil GA-I-XI y base del nivel I del perfil GA-I-VII) coincidirían con eventos sedimentarios de mayor energía.

La rápida tasa de ascenso del nivel del mar, entre el inicio del Holoceno y aproximadamente el 6000 BP, se tradujo en la erosión de los sedimentos depositados durante el Pleistoceno, en unas condiciones energéticas con un comportamiento neto erosivo que debió removilizar un gran volumen de sedimentos de la ensenada. La presencia de malacofauna marina de ambientes intermareales y supralitorales rocosos (*Littorina saxatilis*, *Littorina*

neritoides) y de fondos submareales arenosos del sublitoral (*Nassarius*, *Pygmaeus*) en el nivel II del perfil GA-I-VII, datado a techo (2,90 m sobre la cota de marea alta astronómica) en 5580-5530 cal BP, sugiere la existencia de un nivel del mar próximo al actual que habría permitido la llegada de sedimentos de origen marino hasta una posición topográfica todavía alejada del frente costero. En el nivel II del depósito GA-I-VII, predomina el limo, principalmente grueso y medio seguido por las arenas muy finas, con escasas variaciones sedimentológicas y geoquímicas. El estudio al microscopio reveló un porcentaje superior al 50% de arenas de origen eólico entre 0,4 y 1 mm. Aun asumiendo que el nivel del mar fuese más alto que el actual, las características sedimentarias no reflejan un ambiente energético sometido a la influencia directa del oleaje. El ascenso del nivel del mar Holoceno generó una gran disponibilidad de sedimento procedente del desmantelamiento de los depósitos pleistocenos, que pudo favorecer la formación de playas o barreras en una posición más adelantada hacia el mar que la playa actual. Estas formaciones cerrarían un área hidromorfa o un pequeño lagoon, y el perfil analizado correspondería a una posición interna de dicho lagoon, alejado de la acción directa del oleaje. La presencia de malacofauna responde a sedimentos aportados desde el frente litoral durante eventos de tormenta que causarían la deposición de grandes volúmenes de sedimento en la zona de trasplaya.

No es descartable, sin embargo, que se haya producido además un aporte eólico de arenas finas y limos procedente igualmente del desmantelamiento de los depósitos de los flancos. Granja et al. (2008) han destacado la importancia del nivel freático en la retención de limos en sedimentos eólicos. Siguiendo esta argumentación, dada la topografía deprimida del sector de estudio, los limos derivados de la erosión de sedimentos pleistocenos no consolidados podrían haber quedado

retenidos en un sistema eólico húmedo favorecido por la presencia de una capa freática elevada.

5. CONCLUSIONES

Los resultados sugieren la existencia de un nivel del mar próximo al actual anterior a 5580-5530 cal BP. Con posterioridad a esa fecha, se produjo una continentalización en el fondo de la ensenada que, más que interpretada como consecuencia de un descenso relativo del nivel del mar, corresponde a una reorganización del sector de estudio, caracterizada por un incremento de la disponibilidad sedimentaria al erosionarse los depósitos Pleistocenos a causa de la transgresión Holocena.

REFERENCIAS

- Alonso Millán, A. y Pagés Valcarlos, J.L. 2010. Evolución del nivel del mar durante el Holoceno en el noroeste de la Península Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 23 (3-4), 157-167
- Bao, R., Alonso, A., Delgado, C. y Pagés, J.L. 2007. Identification of the main driving mechanisms in the evolution of a small coastal wetland (Traba, Galicia, NW Spain) since its origin 5700 cal yr BP. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 247, 296-312.
- Bao, R., Freitas, M.C. y Andrade, C. 1999. Separating eustatic from local environmental effects: a late-Holocene record of coastal change in Albufeira Lagoon, Portugal. *The Holocene* 9, 341-352.
- Cearreta, A. 1992. Cambios medioambientales en la Ría de Bilbao durante el Holoceno. *Cuadernos de la Sección de Historia*, 20, 435-454.
- Costas-Otero, S., Muñoz Sobrino, C. Alejo, I. y Pérez-Arlucea, M. 2009. Holocene evolution of a rock-bounded barrier lagoon system, Cies Islands, northwest Iberia. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 1575-1586.
- Dias Alveirinho, J.M.A., Boski, T., Rodrigues, A. y Magalhães, F. 2000. Coast line evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until present – a synthesis. *Marine Geology* 170 (1-2), 177-186.
- Edeso, J.M. 1992. Variaciones del nivel del mar durante el Pleistoceno Medio (extremo oriental de Guipúzcoa, País Vasco). *Lurralde* 15, 63-106.
- Edeso, J.M. 1994. El relleno Holoceno de la depresión de Zarauz. *Lurralde* 17, 115-152.
- Feal Pérez, A. 2011. *Evolución, morfodinámica y procesos actuales en costas rocosas*. Tesis Doctoral (inédita). Universidad de Santiago. 290 pp.
- Freitas, M.C., Andrade, C., Rocha, F., Tassinari, C., Munha, J.M., Cruces, A., Vidinha, J. y Da Silva, C.M. 2003. Late glacial and Holocene environmental changes in Portuguese coastal lagoons 1: the sedimentological and geochemical records of the Santo Andre coastal area. *The Holocene* 13, 433-446.
- Freitas, M.C., Andrade, C. y Cruces, A. 2002. The geological record of environmental changes in southwestern Portuguese coastal lagoons since the Late glacial. *Quaternary International* 93-94, 161-170.
- Granja H.M. y de Groot, T.A.M. 1996. Sea level rise and neotectonism in a Holocene coastal environment at Cortegaça Beach (NW Portugal) – a case study. *Journal of Coastal Research* 12, 160-170.
- Granja, H.M., de Groot T.A.M, Costa, A.L. 2008. Evidence for Pleistocene wet aeolian dune and interdune accumulation, S. Pedro da Maceda, north-west Portugal. *Sedimentology* 55, 1203-1226
- López Cancelo, L. y Vidal Romani, J.R. 2000. Cronología de la transgresión holocena en la Ría de Foz, (Lugo, Galicia, España). *Geogaceta* 28, 87-88.
- Mary, G. 1990. La evolución del litoral cantábrico durante el Holoceno. *Proceedings of the International Conference on the Environment and the Human Society in the Western Pyrenees and the Basque Mountains during the Upper Pleistocene and the Holocene*, Vitoria/Gasteiz, 81-87.
- Mary, G. 1992. La evolución del litoral cantábrico durante el Holoceno. En Cearreta, A. y Ugarte, F. (Eds.): *The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region*. Servicio Editorial, Universidad del País Vasco, Bilbao, 161-177.
- Santos Fidalgo, M.L. y Vidal Romani, J.R. 1993. El Lagoon de Seselle: un episodio de la transgresión holocena en la Ría de Ares (A Coruña, Galicia, España). Datos geomorfológicos, sedimentarios y paleoecológicos. *Caderno do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 18, 163-174.
- Stuiver, M. y Reimer, P. 1993. Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon* 35, 215-30.

TIPOLOGÍAS DE DUNAS EN LOS CAMPOS EÓLICOS DE LA COSTA DE CANTABRIA (NW ESPAÑA)

Dune typologies of aeolian fields of the Cantabrian coast (NW Spain)

G. Flor ⁽¹⁾, P. Martínez Cedrún ⁽²⁾, G. Flor-Blanco ⁽¹⁾, G. Fernández Maroto ⁽²⁾

(1) Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. C/ Arias de Velasco, s/n 33005 Oviedo. gflor@geol.uniovi.es

(2) Departamento de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada. Universidad de Cantabria. Avda. de los Castros. 39005 Santander.

Abstract: Sand dune fields are created in Cantabria when excess sand flows from rivers onto the coast, especially when situated to the east of estuaries. The geometry of a simple dune consists of measurements using metric to decametric scales, with coppice dunes being the most commonly represented forms in the majority of dune fields. Decametric foredunes are the most numerous with some consisting of two or more parallel sets in areas such as El Puntal in Somo and Loredo, Oyambre, Trengandín and Ris, and from Regatón to El Puntal on to Salvé beach. Examples of dunes of hectometric and kilometric scales can be found in the longitudinal dune of Cuchía-Miengo (now destroyed) and also at Sonabia where the only examples of fossil dunes with barchans can be seen. Further examples can also be seen in the cliff top dunes of Jorganes and Noja and El Olivar, which have developed tabular topographies; the climbing dunes of Valdearenas-Lienres smooth out the previous reliefs. Hectometric tongue-like dunes generated by North Easterly winds can be found in Joyel, Trengandín, Berria and the NW of La Salvé. Parabolic dunes are only present in Valdearenas, at the blowouts of El Puntal in Laredo and the areas of Somo, Sonabia and Berria.

Palabras clave: tipologías, dunas eólicas, costa, Cantabria

Key words: typologies, aeolian dunes, coast, Cantabria

1. INTRODUCCIÓN

La costa acantilada de Cantabria contiene una serie de campos eólicos dunares relacionados con los aportes siliciclásticos de ríos, preferentemente cordilleranos.

Las corrientes de deriva funcionales han transportado grandes volúmenes de arena con una dirección persistente hacia el E, lo que derivó en que los mayores campos dunares se hayan construido sobre las barreras confinantes de los estuarios o en sus áreas de influencia ubicadas en posiciones orientales. En el interior de algunos estuarios, también se ha construido campos de dimensiones menores, algunos artificiales (La Maza, en San Vicente de la Barquera y El Rostro en Santander).

No obstante, ensenadas abiertas susceptibles de generar playas arenosas también pudieron desarrollar campos dunares en las áreas de posplaya (Fig. 1).

Las contribuciones principales sobre dunas de Cantabria se deben a Hernández-Pacheco y Asensio Amor (1966), Flor (1980), Rivas Mantecón (1991), Flor y Martínez Cedrún (1991, 2000, 2004),

Arteaga y González (2002), Flor y Carriedo Veci (2006), Flor *et al.* (2006) Arteaga *et al.* (2008), Martínez-Cedrún (2008), Martínez-Cedrún y Flor (2008) y Flor *et al.* (2011).

Los componentes de viento más importantes como generadores de acumulaciones dunares en esta costa provienen del W y SSW, seguidos del NE.

El primer escalón para conocer los campos dunares reside en la identificación de las tipologías básicas constituyentes bajo la perspectiva geomorfológica. Este es el objetivo de este trabajo sobre las generadas en la comunidad autónoma de Cantabria.

2. CAMPOS DUNARES

Las acumulaciones arenosas eólicas son numerosas en esta costa, pero especialmente concentradas: 1) entre los estuarios de San Vicente de la Barquera y La Rabia; 2) entre los de San Martín de la Arena y Mogro; 3) zona oriental del estuario de Santander, incluyendo la espiga confinante de Somo; 4) desde el estuario de Cabo Quejo a la playa de Berria; 5) Barrera

confinante del Asón y 6) playas de Sonabia y Oriñón (Fig. 1 y Tabla 1).

3. TIPOLOGÍAS DE DUNAS

Formas básicas, generalmente como dunas cónicas vegetadas con barrón *Ammophila arenaria* son muy comunes en la mayoría de los campos dunares. Las más ampliamente representadas son los cordones dunares (“foredune”) si bien no alcanzan dimensiones de gran contraste altimétrico (máximo 2,50 m). Se encuentran en Rosal, Oyambre, La Concha, Valdearenas, El Puntal de Somo y Somo-Loredo, El Sardinero (destruidas), la Canal de Galizano (incipientes), Los Nudistas (estuarina), Joyel-Ris y Trengandín, Berria, El Regatón (estuarina) La Salvé, Sonabia y Oriñón. Dunas tabulares de altura métrica se formaron en el Sable de Tina Menor, Berellín (muy incipiente), La Maza

Galizano, Cuberris, El Arenal (incipiente), Trengandín y Berria.

Las dunas remontantes son numerosas, dadas las características acantiladas de la costa. Están fijadas por vegetación natural o fueron colonizadas por pinar y/o eucaliptal. Suelen ocupar posiciones internas en campos dunares complejos, representando etapas pioneras en su desarrollo. Merón (interno), Gerra, Tagle (interno), Valdearenas-Liencrez (mayor extensión, Somocuevas, Portio, La Magdalena, Los Peligros (inducida por realimentación), Somo-Loredo, La Canal de Galizano, Cuberris, Los Nudistas, Ris-Joyel, y Noja, Berria (retazo), y el conjunto de Sonabia, constituido por dunas yuxtapuestas de los tipos longitudinal y barján (Flor y Martínez Cedrún, 1991). Las dunas colgadas, conectadas insensiblemente a las remontantes de las que dependen para su formación, suelen adquirir formas tabulares y se extienden

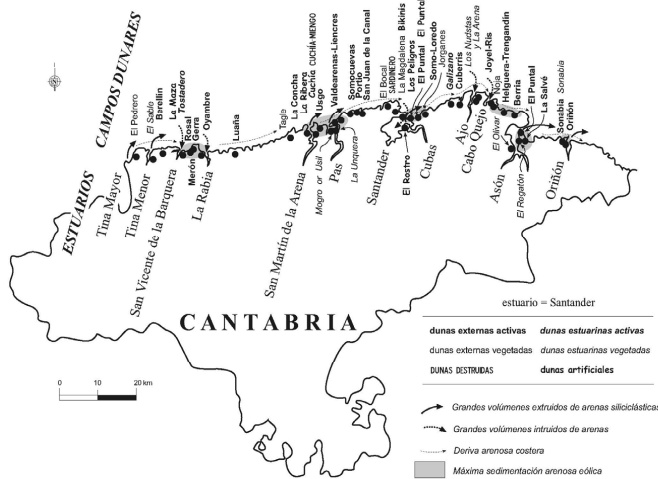


Fig. 1. Campos dunares de la costa de Cantabria, incluyendo las características: áreas abiertas e internas activas y/o vegetadas, así como si se destruyeron o se construyeron artificialmente, detallando los entornos de mayor acumulación sedimentaria (trama gris). Se tienen en cuenta las aportaciones arenosas de grandes ríos, rellenando el estuario propio, y los que son receptores de volúmenes de arena procedentes de otros vecinos, gracias a la deriva costera hacia el E.

(artificial), Rosal, Merón, Luña, La Ribera (artificial en el área N), Usgo (incipiente), Mogro o Usil y La Unquera (estuarinas), San Juan de la Canal (incipiente), El Rostro (artificial en el estuario de Santander), la Canal de

sobre superficies amplias, como las de El Bocal, Jorganes, Noja y El Olivar En Valdearenas-Liencrez, se suceden dos conjuntos (interno y externo) de dunas parabólicas (Martínez-Cedrún y Flor, 2008; Arteaga et al., 2008), hasta un

Tabla 1. Características morfológicas, tipologías dunares, superficies que ocupan (m²) y dependencia de ríos y estuarios, así como los componentes de vientos generadores de los campos dunares principales.

RÍO	ESTUARIO	CAMPO DUNAR	UNIDAD MORFO-SEDIMENTARIA	CARACTERÍSTICAS	TIPOLOGÍAS DUNARES PRINCIPALES	SUPERFICIES PARCIALES (m ²)	SUPERFICIE TOTAL (m ²)	DIRECCIONES DEL VIENTO		
NANSA	TINA MAYOR	<i>El Sable</i>	barrera estuarina interna	embrionarias vegetada inactiva	<i>duna tabular</i> <i>duna tabular y cordón dunar incipiente</i>	1.060 13.573	13.633	NW y SW		
		TINA MENOR	<i>Tostadero</i>	playa estuarina	embrionarias vegetada inactiva	<i>duna tabular</i> <i>cordón dunar incipiente</i>	5.044 1.384	6.424	NW	
CARES-DEVA + NANSA	SAN VICENTE DE LA BARQUERA	<i>El Rosal</i>	barrera estuarina	embrionarias vegetada activa	<i>duna tabular</i> <i>montículos irregulares</i> <i>montículos irregulares</i>	8.486 48.539 34.732	161.923	NW y NE		
				vegetada inactiva antropizadas		70.166				
ESCUDO		<i>Merón</i>	playa expuesta	vegetada activa	<i>duna tabular, cordón dunar</i> <i>montículos irregulares duna remontante</i>	7.450	24.855	NW		
				vegetada inactiva		11.428 5.977				
CARES-DEVA + NANSA	LA RABIA	<i>Oyambre</i>	barrera estuarina	vegetada inactiva antropizadas	<i>cordón dunar y dunas lingüiformes</i> <i>montículos irregulares</i>	90.486 13.630	104.116	NW		
				embrionarias vegetada inactiva antropizada		3.378 1.088 8.583				
			playa expuesta	embrionarias destruidas	<i>cordón dunar incipiente</i> <i>dunas remontantes y colgadas</i>	280 32.204	32.494	NW y W		
SAJA-BESAYA	SAN MARTÍN DE LA ARENA	<i>La Concha</i>	barrera estuarina	embrionarias vegetada inactiva destruidas	<i>duna tabular y cordón dunar</i> <i>montículos irregulares</i> <i>montículos irregulares</i>	3.421 8.565 89.732	101.718	NW y NE		
				embrionarias vegetada inactiva		3.734 12.058				
		<i>Cuchía</i>	externo ----- interno	playa expuesta	recuperada artificial	<i>cordones dunares</i> <i>dunas longitudinales</i>	9.312	669.965	NW W	
				playa expuesta	destruidas		660.653			
PAS	MOGRO	<i>Lienres</i>	barrera estuarina	embrionarias vegetada inactiva antropizadas	<i>cordón dunar y montículos suavizados</i> <i>dunas parabólicas</i> <i>dunas remontantes</i> <i>dunas lingüiformes y remontantes</i> <i>dunas lingüiformes</i>	29.063 272.316 1.058.656	1.457.243	NW y SW		
				recuperadas natural		45.618				
		<i>Mogro o Usil</i>	playa estuarina	vegetada inactiva destruida	<i>duna tabular</i> <i>duna tabular</i>	8.560 31.081	39.641	NW		
		<i>La Unquera</i>	playa estuarina	destruida	<i>duna tabular</i>	28.100	28.100	NW		
PAS + MIERA	SANTANDER + CUBAS	<i>El Sardinero</i>	playa expuesta	destruidas	<i>cordones dunares y duna tabular</i>	28.100	84.330	NE		
				barrera estuarina		embrionaria vegetada inactiva	7.584 300.565	308.149	NW y SSW	
				playa expuesta		embrionaria vegetada activa vegetada inactiva destruidas	19.970 66.651 287.828 364.592	739.041	NW	
		<i>Jorganes</i>	playa expuesta	destruida	<i>duna colgada tabular</i>	1.127.289	1.127.289	NW y W		
LA COLINA CUBERRIS		<i>Galizano</i>	playa - estuario	vegetada inactiva recuperada	<i>cordones dunares y duna tabular</i> <i>duna tabular</i>	5.148 2.893	8.041	NW y NE		
				playa expuesta		vegetada inactiva antropizadas	28.975 20.476	49.451	NW	
CAMPIAZO	AJO	<i>La Arena y Los Nudistas</i>	playa estuarina	vegetada activa vegetadas inactivas antropizada	<i>cordones dunares</i> <i>cordones dunares y dunas remontantes</i> <i>duna tabular</i>	1.782 15.057 20.133	36.972	NW		
surgencias cársicas	CABO QUEJO	<i>Joyel - Ris - Noja</i>	playa expuesta	embrionarias vegetada activa vegetada inactiva destruida	<i>cordones dunares</i> <i>cordones dunares y dunas remontantes</i> <i>montículos irregulares y remontantes</i> <i>montículos irregulares</i>	1.081 75.423 302.552 681.102	1.060.158	NW		
ASÓN		<i>Trengandín</i>	playa expuesta	embrionaria	<i>duna tabular</i> <i>cordones dunares</i> <i>montículos irregulares</i> <i>montículos irregulares</i>	20.414 125.169 97.141 42.065	284.789	NW y NE		
				vegetadas activas vegetadas inactivas destruidas						
		<i>Berria</i>	playa expuesta	vegetada activa	<i>duna tabular</i> <i>cordones dunares</i> <i>montículos irregulares</i> <i>montículos irregulares</i>	100.208 18.412 118.326 242.615	479.561	NW y NE		
				vegetadas inactivas antropizadas destruidas						
				<i>El Olivar</i>	playa estuarina	destruidas	<i>dunas remontantes</i>	689.213	689.213	NE
						playa estuarina		vegetadas inactivas	29.784	29.784
		<i>El Puntal + La Salvé</i>	barrera estuarina	embrionarias vegetadas activas vegetadas inactivas antropizadas destruidas	<i>duna tabular</i> <i>cordones dunares y dunas lingüiformes</i> <i>montículos irregulares y casquetes de erosión</i> <i>montículos irregulares</i> <i>montículos irregulares</i>	79.398 33.445 950.776 2.303.229 2.328.127	5.694.975	NE y NW		
AGÜERA	ORIÓN	<i>Sonabia</i>	playa expuesta	vegetadas activas vegetadas inactivas	<i>cordones dunares</i> <i>dunas mixtas (longitudinal + bajanes)</i> <i>duna transversa + casquetes de erosión</i>	3.576 93.198	96.774	NW		
				embrionarias vegetadas inactivas destruido		<i>duna tabular y cordones dunares</i> <i>cordones dunares</i> <i>montículos irregulares</i>			39.594 61.043 201.101	301.738

número total de 8 con dimensiones desiguales, únicas en la costa de Cantabria. Dunas lingüiformes se han construido vinculadas a cordones dunares, que parten desde sus crestas. En el Puntal de Somo y de Laredo son numerosas, muchas generadas como dunas transgresivas sobre franjas de sistemas playa/dunas en franca recesión. También como formas fijadas en la playa de Oyambre.

Los casquetes erosivos de escalas métricas, generalmente con ribetes sedimentarios en sus bordes y plantas subcirculares se han formado en el Puntal de Somo y Laredo, dunas colgadas de Noja y sobre la única duna transversa existente en toda la costa, concretamente en Sonabia, en la posición más interna de todo el conjunto.

La gran duna longitudinal de Cuchía-Miengo, con una longitud de 2,24 km y anchura media de 255 m, fue totalmente eliminada como árido en los años 80 y 90.

Otras dunas sin tipologías definidas, aunque asimilables a conjuntos de montículos suavizados, a modo de *hummocky dunes* con dimensiones de escala métrica, aparecen en grandes campos, como los de la barrera confinante del estuario del Asón. Probablemente, se generaron debido a una progradación muy rápida del sistema que impidió una gran acumulación de arena en la vertical y tampoco dejó tiempo suficiente para que la actuación del viento y la fijación vegetal construyeran geometrías de las citadas anteriormente.

REFERENCIAS

Arteaga, C. y González, J.A. 2002. Impactos antrópicos y evolución geomorfológica reciente (siglos XIX-XX) en el parque nacional de las dunas de Liencres. *Actas de la VII Reunión Nacional de Geomorfología, Estudios Recientes (2000-2002) en Geomorfología*. Valladolid, 67-78.

Arteaga, C. Sanjosé, J.J. y Serrano, E. 2008. Terrestrial photogrammetric techniques applied to the control of a parabolic dune in the Liencres dune system, Cantabria (Spain). *Earth Surface Processes and Landforms* 33, 2201-2210.

Flor, G. 1980. Las dunas costeras de Cantabria: valores singulares geológicos. *Actas de la I*

Reunión de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio. Santander, 22 pp.

Flor, G. y Martínez Cedrún, P. 1991. Características morfológicas y sedimentológicas de las dunas eólicas de Sonabia (zona oriental de Cantabria, NO de España). *Estudios Geológicos* 47, 317-337.

Flor, G. y Martínez Cedrún, P. 2000. Itinerarios Geológicos. a.2. Excursión costera: Liencres-San Vicente de la Barquera. *XI Simposio de Enseñanza de la Geología*. Santander, 18 pp.

Flor, G. y Martínez Cedrún, P. 2004. Geocantabria II. Excursión costera Liencres-San Vicente de la Barquera. *Geocantabria. Itinerarios Geológicos. Itinerarios Didácticos del XI Simposio sobre la Enseñanza de la Geología*. Santander, 26-47.

Flor, G. y Carriedo Veci, J. 2006. Evolución histórica de los campos dunares de Noja (Cantabria): progradación y antropización. *Proc. IX Reunión Nacional de Geomorfología*. En Pérez Alberti, A. y López Bedoya, J. (Eds.): Pub. Universidad de Santiago de Compostela. 349-360.

Flor, G. Carriedo Veci, J., Martínez Cedrún, P. 2006. Aspectos morfológicos y sedimentarios de los campos dunares de la costa de Noja (Cantabria). En Pérez Alberti, A. y López Bedoya J. (Eds.): *IX Reunión Nacional de Geomorfología*. Pub. Universidad de Santiago de Compostela, 361-373.

Flor, G., Martínez Cedrún, P. y Flor-Blanco, G. 2011. Los campos dunares de Asturias, Cantabria y País Vasco. En Sanjaume, E. y Gracia, F.J. (Eds.): *Las dunas en España*. Sociedad Española de Geomorfología, 127-159.

Hernández Pacheco, E. y Asensio Amor, I. 1966. Fisiografía y sedimentología de la playa y ría de San Vicente de la Barquera (Santander). *Estudios Geológicos* 22, 1-23.

Martínez Cedrún, P. (2008). *Caracterización morfológica y sedimentológica de los campos dunares de Cantabria. Evolución ambiental*. Tesis Doctoral (inérita). Departamento de Geología. Universidad de Oviedo.

Martínez-Cedrún, P. y Flor, G. 2008. Rasgos morfológicos y sedimentarios del campo dunar de Liencres (Cantabria). En Benavente, J. y Gracia, F.J. (Eds.): *Trabajos de Geomorfología en España, 2006-2008*. Actas X Reunión Nacional de Geomorfología, Universidad de Cádiz, 275-278.

Rivas Mantecón, V. 1991. *Evolución Reciente y Estado Actual del Litoral Cantábrico Oriental*. Tesis Doctoral (inérita). Departamento de Geografía. Universidad de Murcia.

CLASIFICACIÓN GEOMORFOLÓGICA Y CARACTERÍSTICAS DE LOS ESTUARIOS CANTÁBRICOS (NW DE ESPAÑA)

Geomorphologic classification and characteristics of the Cantabrian estuaries (NW Spain)

G. Flor-Blanco ⁽¹⁾, G. Flor ⁽¹⁾

(1) Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. C/ Arias de Velasco, s/n 33005 Oviedo. gfb@geol.uniovi.es

Abstract: Cantabrian estuaries are primary estuaries, flooded river valleys, funnel-shaped and rock-bounded. Based on physiographic features (Fairbridge, 1980) these are bar-built estuaries correlating with micro- and mesotidal regimes (this region is mesotidal). Despite this, some segments of the inner Eo and Ajo estuaries may be considered as macrotidal because many ebb and flow elongated sandy bars develop due to the narrowing of the estuarine valley, thereby generating strong currents. The characteristics of the estuarine mouth geometry: confined (micro- and mesotidal ranges) and unconfined (macro- and hypertidal ranges) are highly significant. Confined barriers can be culminated by dune fields, and this scenario corresponds with well-evolved barriers. Upstream, longitudinally, four geomorphologic zones are typically distinguished: the mouth complex, bay, tidal flats and upper channel.

Palabras clave: clasificación, zonación morfológica, costa cantábrica, NW España

Key words: classification, morphologic zonation, Cantabrian coast, NW Spain

1. INTRODUCCIÓN

Sobre 485 km de una costa mesomareal W-E, se abren 29 estuarios mayores de 50 ha, el más occidental de Fazouro (Galicia) hasta Fuenterrabía (Guipúzcoa). (Tabla 1). Están vinculados a ríos con cabeceras en la divisoria hidrográfica de la Cordillera Cantábrica y Los Ancares en Galicia, de mayor caudal fluvial. Fueron, suministradores de material siliciclástico para el relleno estuarino y los excedentes se alojaron en los prismas costeros, transportándose en parte por deriva costera de O a E, e introducirse también en estuarios de ríos o arroyos costeros.

En este trabajo, se dan algunas características morfológicas generales de estos estuarios, y otras más específicas, como longitud y superficies parciales de las zonas mayores y totales originales. Se identifican las distintas unidades morfosedimentarias y dinámicas, detallando su presencia o ausencia y los tipos dominantes de fondos sedimentarios. Algunos estuarios muy degradados fueron tenidos en cuenta, si bien la información obtenida es incompleta.

Los cálculos se realizaron tomando como

referencia la cota topográfica +3,0 m (Rivas Mantecón, 1991) a partir de la web: *visor ign iberpix* y mapas 1/5.000 de cada Comunidad Autónoma, así como las áreas de cada zona geomorfológica estuarina. Las superficies de las cuencas hidrográficas y caudales medios anuales de los ríos principales se obtuvieron a partir de los organismos regionales y nacionales.

2. CLASIFICACIÓN

Morfogenéticamente (Perillo, 1995), son estuarios primarios, inundados y rellenados durante la transgresión holocena, adquiriendo una planta triangular muy alargada sobre sustratos rocosos hasta una casi completa colmatación sedimentaria.

Se desarrollan sobre sistemas fluviales muy estrechos que se confinan con barreras arenosas (*bar-built estuaries*, según Fairbridge, 1980), muchas de las cuales culminan con campos dunares.

Aunque se podrían asignar a estuarios dominados por el oleaje (según Dalrymple et al., 1992), esta propuesta atiende mejor a reconstrucciones del relleno sedimentario, que a la particularidad morfológica, ya que la dinámica del oleaje sólo afecta a la

Tabla 1. Estuarios estudiados y ríos o arroyos vinculados, incluyendo las superficies de la cuenca hidrográfica y los caudales fluviales medios anuales. Se detallan las longitudes estuarinas y sus superficies originales.

ESTUARIO			RÍO PRINCIPAL					
	longitud km	superficie original ha	nombre	tipo	cuenca hidrográfica km ²		caudal medio anual m ³ /s	
FAZOURO	4,59	77,27	Ouro	rio costero	188,90		4,31	
FOZ	6,99	415,24	Masma	rio costero	291,62		4,34	
EO	subsistema externo	3,99	272,40	Berbesa	arroyo costero	16,45		
	subsistema interno	13,94	578,80	Eo	rio cordillerano	828,00		19,61
NAVIA	7,17	370,92	Navia	rio cordillerano	2.578,00		62,85	
NALÓN	11,96	761,95	Nalón + Narcea	rios cordilleranos	3.692,00	1.135,00	55,18	
AVILÉS	subsistema de Avilés	11,80	1.236,61	varios	arroyo costero	162,00		3,98
	subsistema de Llodero	2,85	77,65	Vioño	arroyo costero	22,00		0,49
VILLAVICIOSA	9,84	879,87	varios	arroyo costero	125,90		3,36	
RIBADESELLA	7,36	429,86	Sella	rio cordillerano	1.284,00		18,07	
TINA MAYOR	5,28	217,60	Deva + Cares	rios cordilleranos	371,02	412,28	20,73	
TINA MENOR	5,46	177,64	Nansa	rio cordillerano	420,00		12,85	
SAN VICENTE DE LA BARQUERA	subsistema de Rubin	7,49	425,46	El Escudo	rio costero	71,93		4,65
	subsistema de Pombo	4,19	132,98	Gandarilla	arroyo costero	23,90		
LA RABIA	subsistema de Rioturbio	4,19	111,85	Rioturbio	arroyo costero	21,39		
	subsistema del Capitán	2,60	47,19	Capitán	arroyo costero	20,12		
SAN MARTÍN DE LA ARENA	11,33	779,13	Besaya + Seja	rios cordilleranos	579,00	422,00	13,14	
MOGRO	10,13	456,08	Pas	rio cordillerano	661,00		8,98	
SANTANDER	subsistema de Santander	11,27	3.495,20	varios	rio costero	98,94		
	subsistema de Cubas	10,04	335,86	Miera	rio cordillerano	316,00		5,24
AJO	8,09	145,86	Campiazo	rio costero	65,50		1,53	
CABO QUEJO	2,79	120,10	—	surgencia	agua subterránea			
ASÓN	14,87	3.497,59	Asón	rio cordillerano	743,00		21,85	
ORIÑÓN	5,39	254,44	Agüera	rio costero	147,00		4,49	
BARBADÚN	4,19	270,75	Barbadún	rio costero	132,60		2,90	
NERVIÓN	13,99	1.323,48 ?	Nervión + Ibaizábal	rios cordilleranos	1.814,93		29,14	
PLENCIA	7,24	142,62	Butrón	rio costero	172,32		4,53	
GUERNICA	14,28	1.010,26	Oka	rio costero	183,21		5,05	
LEQUEITIO	5,07	87,04	Lea	rio costero	99,27		2,40	
DEBA	4,56	92,82	Deba	rio cordillerano	554,29		14,94	
ZUMAYA	7,29	218,78	Urola	rio cordillerano	348,98		9,43	
ORIA	7,06	329,90	Oria	rio cordillerano	912,86		22,95	
PASAJES DE SAN JUAN (PASAIA)	5,50	217,43 ?	Oyarzun	rio costero	93,32		2,31	
FUENTERRABIA (TXINGUDI)	8,56	1.190,40	Bidasoa	rio cordillerano	723,00		24,69	

construcción de la barrera confinante, mientras que el cuerpo principal estuarino está regido por mareas y descargas fluviales, y oleajes y vientos internos intervienen en las playas y dunas estuarinas, escasamente representadas.

Los caudales fluviales son relativamente bajos comparados con los prismas mareales intruidos durante los ciclos mareales, y por ello, las mezclas de aguas tienden a verticalmente homogéneas, en términos promediados.

3. CARACTERÍSTICAS GENERALES

Son estuarios totalmente colmatados que, excepto el Eo externo, continúan por un prisma arenoso costero hacia la plataforma continental interna desnutrida.

Los de Tina Mayor (Flor-Blanco, 2007) y Ribadesella contienen gravas y gravillas dominantes, incluso en la barrera confinante, salvo el último citado que construyó una amplia barrera arenosa, culminada con un campo dunar. Los tramos de la cola estuarina están dominados por procesos de descargas

fluviales, desarrollando lechos y barras de gravillas, gravas y cantos poco desgastados. Las llanuras fluvio-mareales están constituidas por secuencias positivas decimétricas de estas fracciones citadas que culminan con limos y/o arenas.

Los estuarios cantábricos se desarrollan en valles simples, pero algunos aprovechan algún tributario, de modo que se separan dos subsistemas, uno de mayor magnitud. Son los del Eo, Avilés, San Vicente de la Barquera, La Rabia y Santander.

La longitud medida sobre el canal principal hasta el alcance de la pleamar viva con caudales de estiaje es mínima de 2,79 km en Cabo Quejo y máxima de 16,92 en el Eo. Tanto los menores de 5,0 km, como hasta 8 km de longitud, se constituyen en los más numerosos (17 estuarios).

Las dimensiones varían desde 77,27 ha (Fazouro) hasta las 3.831,06 ha de los subsistemas estuarinos de Santander, seguido del Asón, con 3.497,59 ha. La mayoría (12) están comprendidas entre 100 y 600 ha, si bien son 7 estuarios los que superan los 1.000 ha.

4. ZONACIÓN ESTUARINA

Las zonas geomorfológicas, desde la boca a la cola, longitudinalmente, son: *complejo de desembocadura, bahía, llanuras mareales y canal superior* (Tabla 2).

4.1. Complejo de desembocadura

Constituye el conjunto confinante del estuario y unidades ligadas al área externa. La barrera es la mayor estructura, ocasionalmente como espiga kilométrica (Mogro, Puntal de Somo y Laredo), representada por la playa expuesta y, ante una mayor evolución, culminando con un campo dunar. El Asón construyó la de mayor extensión (770,72 ha), pero los más numerosos oscilan entre 10 y 50 ha e importantes los menores de 10 ha.

En los estuarios del Eo externo, Tina

Mayor, Tina Menor, Ajo y Pasajes se sustituye por un confinamiento rocoso. El paso de desembocadura (*inlet*) es corto y estrecho (escala decamétrica), pero puede extenderse mar afuera unos pocos de cientos de metros por una depresión canaliforme producida por el reflujo en chorro (*jet flow*). Algunos pasos enlazan mar afuera con barras de desembocadura de geometría convexa (Foz, Navia, Nalón, Villaviciosa, Ribadesella, etc), aunque pudieron no haberse generado o fueron dragadas (Avilés, Santander, Nervión).

En los subsistemas tributarios o menores, no se desarrollan estas unidades.

Obras de alargamiento de diques sobre el paso de desembocadura, realizados en los pasados años 30, promovieron la formación de nuevos campos dunares, incrementado la superficie de la barrera (Navia, Nalón, Villaviciosa, San Vicente de la Barquera, Plencia, Deba, etc).

4.2. Bahía

Superado el paso de desembocadura, aguas arriba, los estuarios se ensanchan, conteniendo fracciones sedimentarias tractivas, generalmente arenosas.

La bahía de mayor extensión corresponde al subsistema de Santander, con 1.475 ha, mientras que son más numerosos los comprendidos entre 10 y 50 ha, seguidos de los que ocupan entre 50 y 200 ha.

Son numerosas y variadas las unidades morfosedimentarias y dinámicas de las cuales siempre está presente el canal principal. El delta de flujo, con geometrías subcirculares, es activo en Foz, Eo externo, Villaviciosa, San Vicente de la Barquera, subsistema de Cubas y Guernica. Las barras horquilladas son numerosas en el Eo interno, Tina Menor, Mogro, Ajo y Guernica. Playas, algunas de gravas, y dunas estuarinas son habituales. Algunas sustituyen al delta de flujo cuando la anchura de la bahía se reduce.

Tabla 2. Las cuatro zonas geomorfológicas principales en sentido longitudinal de los estuarios cántabricos con las superficies calculadas que ocupan y cada una de las unidades morfosedimentarias y dinámicas características, especificando su presencia o ausencia y las litologías de los fondos sedimentarios.

ESTUARIO	ZONACIÓN GEOMORFOLÓGICA																	
	COMPLEJO DE DESEMBOCADURA					BAHÍA						LLANURAS MAREALES				CANAL SUPERIOR		
	zona de desembocadura	barra de sedimentación principal	zona de sedimentación	SUPERFICIE TOTAL ha	canal principal	cauce de flujo	cauce secundario	Mezcla turbulenta	Barra arenosa	delta distribuido	campo de mareas	SUPERFICIE TOTAL ha	canal principal	Barra arenosa	mezcla turbulenta	canal principal	Barra arenosa	SUPERFICIE TOTAL ha
FIZOURO				8,65													21,88	28,12
FOZ				81,28													146,17	26,33
subzona de Asón				5,89													195,89	3,40
subzona de Asón																	305,00	93,91
subzona de Asón																	281,80	24,78
subzona de Asón				36,50													118,61	41,18
subzona de Asón				102,90													440,80	112,63
subzona de Asón				471,07													440,80	220,90
subzona de Asón																	44,49	10,14
subzona de Asón				77,50													509,75	107,14
subzona de Asón				40,18													518,77	31,82
subzona de Asón				6,52													128,00	36,45
subzona de Asón				5,96													100,65	20,51
subzona de Asón				36,10													107,50	9,45
subzona de Asón																	85,43	46,86
subzona de Asón				20,51													16,12	19,09
subzona de Asón																	31,67	54,29
subzona de Asón																	31,67	15,52
subzona de Asón				16,66													305,54	300,18
subzona de Asón				110,50													144,30	45,11
subzona de Asón				1101,51													1 715,73	50,53
subzona de Asón																	1 715,73	18,81
subzona de Asón																	210,22	30,99
subzona de Asón				54,79													58,55	19,09
subzona de Asón				24,17													80,50	4,52
subzona de Asón				170,72													2 212,56	229,45
subzona de Asón				68,10													74,82	61,70
subzona de Asón				51,55													30,75	30,10
subzona de Asón																	183,52	4,20
subzona de Asón																	21,01	28,39
subzona de Asón				16,00													168,51	19,40
subzona de Asón				101,50													228,82	102,08
subzona de Asón				6,90													35,30	5,07
subzona de Asón				20,25													37,89	5,88
subzona de Asón				20,85													94,70	39,61
subzona de Asón				22,00													137,19	65,35
subzona de Asón				133,84													82,12	87,78
subzona de Asón				105,95													578,10	340,48

● fondos de gravas y cantos ○ fondos arenosos ⊗ fondos de arenas finas y fangos ⊗ fondos varinos: mezcla, fango y arena con restos corales

4.3. Llanuras mareales

Estas áreas contienen fondos fangosos y ocupan grandes superficies. Son más numerosas las inferiores a 200 ha, siendo los máximos en el Asón (2.212, 55 ha) y subsistema de Santander (1.715,73 ha). El canal principal se continúa aguas arriba por el cauce fluvial; es la unidad más energética con fondos arenosos y fangosos. Las llanuras fangosas están mal representadas a diferencia de las marismas, ambas drenadas por canales mareales con mayor o menor densidad de ocupación.

4.4. Canal superior

Es la zona peor definida en estos estuarios, donde la influencia fluvial es mayor. Ocupan superficies donde las llanuras fluvio-mareales son las de mayor amplitud. Los canales mareales son escasos y con trazas subrectilíneas. Dominan las inferiores a 50 ha, con máximos de 390,16 ha en San Martín de la Arena y 359,45 ha en Fuenterrabía. El canal principal es la unidad más energética, cuyos trazados suelen ser

meandriiformes.

REFERENCIAS

Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. y Boyd, R. 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal Sedimentary Petrology* 62, 1130-1146.

Fairbridge, R. W. 1980. The estuary: its definition and geodynamic cycle. En Olausson, E. y Cato, I. (Eds.) *Chemistry and Biogeochemistry of Estuaries*. Wiley. N.Y., 1-15.

Flor-Blanco, G. 2007. *Características morfosedimentarias y dinámicas y evolución ambiental de los estuarios de Tina Mayor, Tina Menor y San Vicente de la Barquera (Costa occidental de Cantabria)*. Tesis doctoral (inédita). Departamento de Geología. Universidad de Oviedo.

Perillo, G.M.E. 1995. Definition and geomorphologic classifications of estuaries. En Perillo, G.M.E. (Ed.) *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries*. Developments in Sedimentology, 53. Elsevier Science BV, 17-47.

Rivas Mantecón, V., 1991. *Evolución reciente y estado actual del litoral cántabro oriental*. Tesis Doctoral (inédita). Departamento de Geografía. Universidad de Murcia.

VARIACIONES DE LA LÍNEA DE COSTA ENTRE CUBELLES Y TORREDEMBARRA (TARRAGONA) A PARTIR DE IMÁGENES SATELITALES DESDE 1990 HASTA 2010

Shoreline changes between Cubelles and Torredembarra (Tarragona, Spain) from 1990 to 2010

M. Fuentealba ⁽¹⁾, E. Rallo ⁽²⁾

- (1) Institut de Ciències de la Terra Jaume Almera, CSIC. C/ Lluís Solé i Sabarís, 08028, Barcelona. Máster en Geología, especialidad en Riesgos Naturales. Facultad de Geología, Universidad de Barcelona. magdalena.fuentealba@gmail.com
- (2) Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional. Universidad de Barcelona.

Abstract: The aim of this article is to show the validity of the automatic measurement of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the detection of coastline variations. The chosen area for this study is located in the Costa Dorada (Tarragona), a coastal area of 25 km length, between Cubelles and Torredembarra. The study has used Landsat satellite images, Thematic Mapper (TM) and Enhanced Thematic Mapper (ETM +), from 1990 to 2010. Using the program ArcGIS 9.3 we can automatically digitize the line between land and sea, thereby obtaining yearly erosion-accretion results. The gained and lost surface balance has been calculated for periods and there are shown the sectors that have suffered the most significant changes. Finally, traces of human influence have been detected.

Palabras clave: línea de costa, NDWI, variaciones, Costa Dorada (Tarragona)

Key words: coastline, NDWI, variations, Costa Dorada (Tarragona, Spain)

1. INTRODUCCIÓN

La geomorfología litoral, en un territorio de intensa presión antrópica, posee una mayor complejidad que otras áreas menos humanizadas y urbanizadas (Marqués y Julià, 1987). La costa catalana y mediterránea está sometida a modeladores naturales tales como la deriva litoral, los aportes sedimentarios de los ríos y su reorganización en las desembocaduras, así como también aspectos climáticos y meteorológicos (Marqués y Julià, 1987, Alphan, 2011 y Kuleli et al., 2011). Ha sido modificada por la actuación del hombre, mediante puertos e infraestructuras marítimas, además de los sucesivos cambios de usos del suelo que alteran los regímenes sedimentarios.

Diversos estudios advierten sobre la alta sensibilidad de las áreas litorales (Dabrio, 2010, IPCC, 2007), más aún en el contexto del cambio climático. En este sentido, las proyecciones presentadas por el último informe del GECCC (Grup d'Experts del Canvi Climàtic de Catalunya), indican

mayor frecuencia de las tempestades y un aumento del nivel medio del mar, lo que traería como consecuencia un incremento de la erosión y las inundaciones en la costa catalana (Llebot, 2010).

Con el propósito de conocer con mayor detalle las tendencias recientes de variación de la línea de costa, se ha seleccionado un área piloto para evaluar herramientas de detección automática de ella, en un período de 20 años. Con esto se consiguió precisar zonas de acreción y retroceso de la costa.

La detección automática de la línea de costa es complementaria a la foto-interpretación habitual, pero posee la gran ventaja de clasificar un gran volumen de información en menor tiempo.

Mediante el uso de imágenes satelitales, es posible modelar y conocer la distribución espacio-temporal de la morfología de la línea de costa (Vigo et al., 2011), aunque no los diversos factores que condicionan estas variaciones.

Uno de los métodos más novedosos para detectar la línea de costa discrimina agua de tierra (Tucker et al., 2004), denominado

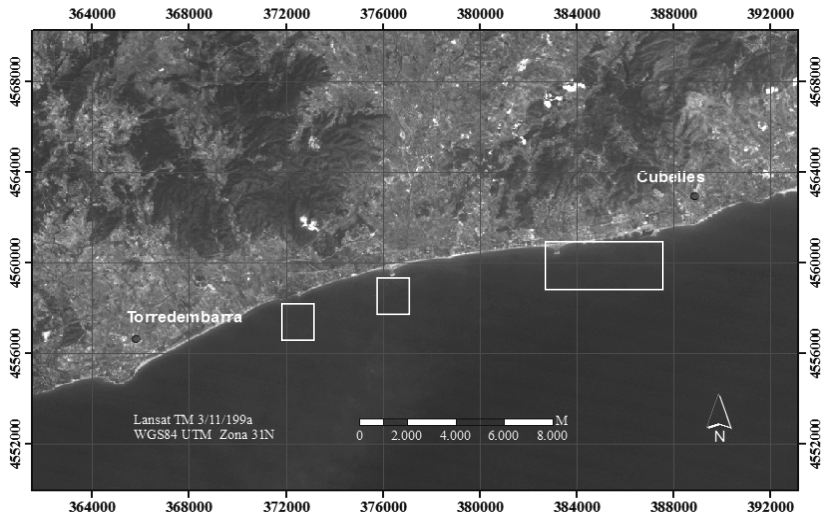


Fig. 1. Localización del área de estudio

NDWI (*Normalized Difference Water Index*). El sensor que ofrece mejores resultados es el Landsat (MSS, TM y ETM+), pues capta un registro global de la tierra y el mar, tanto espacial como temporalmente, cubriendo una gran extensión. Además, cuenta con más de 37 años de registros en un amplio abanico de bandas espectrales (Tucker et al., 2004).

2. ÁREA DE ESTUDIO

Se centra en una franja de Catalunya (España) de 25 km de longitud y orientación NE-SW, entre Cubelles (coordenadas: 1.684802E; 41.204840N) y Torredembarra (coordenadas: 1.407790E; 41.143697N), sector conocido como la Costa Dorada (Fig. 1).

Desde el punto de vista de su morfología estructural, presenta características comunes con el Mediterráneo español, ligado a playas de acreción: abanicos aluviales en progradación y coalescentes a depresiones que tienden a formar lagunas cerradas por barras litorales (Marqués y Julià, 1986 y 1987).

Por otra parte, tradicionalmente, este territorio se destinaba al desarrollo de

actividades agrícolas, y las poblaciones costeras tenían pequeños puertos pesqueros. Sin embargo, a partir de la segunda mitad del siglo XX, tuvo lugar un desarrollo urbanístico y demográfico sin precedentes que ha modificado sensiblemente los usos del suelo.

3. METODOLOGÍA

Para determinar los cambios en la línea de costa entre Cubelles y Torredembarra, se ha utilizado un conjunto de imágenes satelitales Landsat, las Thematic Mapper (TM) para los años 1990, 2002, 2007 y 2010, y las Enhanced Thematic (ETM+) para 1999 con una resolución del píxel de 30 m en ambos casos. Las imágenes escogidas presentan una escasa cobertura nubosa sobre la línea de costa y corresponden a los meses de verano (julio y agosto). La metodología desarrollada, utilizada por Kuleli et al., (2011), consiste en la detección automática de la línea de costa, identificando los límites tierra-mar mediante el programa Arcgis versión 9.3. Para ello se estimó el índice NDWI (índice normalizado de diferencias de agua), utilizando las bandas 2 (verde) y 4 (IR),

bajo la siguiente expresión:

$$NDWI = \frac{B_2 - B_4}{B_2 + B_4}$$

Una vez obtenido el NDWI, las imágenes se clasificaron en 2 categorías, mar y tierra. Extraída la línea de costa para los diferentes años, se calculó la tasa de cambio anual, y se identificaron segmentos de acreción y erosión.

4. RESULTADOS

De la serie de imágenes trabajadas, se seleccionaron las cinco más representativas (1990, 1999, 2002, 2007 y 2010). Los primeros resultados permitieron obtener la superficie erosionada o de acreción por periodos de análisis. En la Tabla 1 se muestran las

hectáreas ganadas y perdidas al mar y el balance global por cada lapso.

Los datos revelan alternancia de años en que se ganan y pierden áreas emergidas.

El cálculo y representación del NDWI para la zona estudiada ha permitido el trazado automático de la línea de costa por cada imagen elegida. En la Fig. 2 se presentan 4 mapas con las áreas y periodos que han sufrido mayores variaciones.

Anteriormente al año 2002, el puerto de Roda de Berà no tenía dique, lo mismo que el puerto de Segur-Calafell que, a partir de 2007, ganó terreno al mar. De ahí los balances positivos más significativos.

No son despreciables los montos de erosión pues constituyen casi el 50% de los porcentajes de acreción. La mayor parte de la superficie perdida corresponde a zonas de arena/playa.

Por el contrario, la superficie ganada

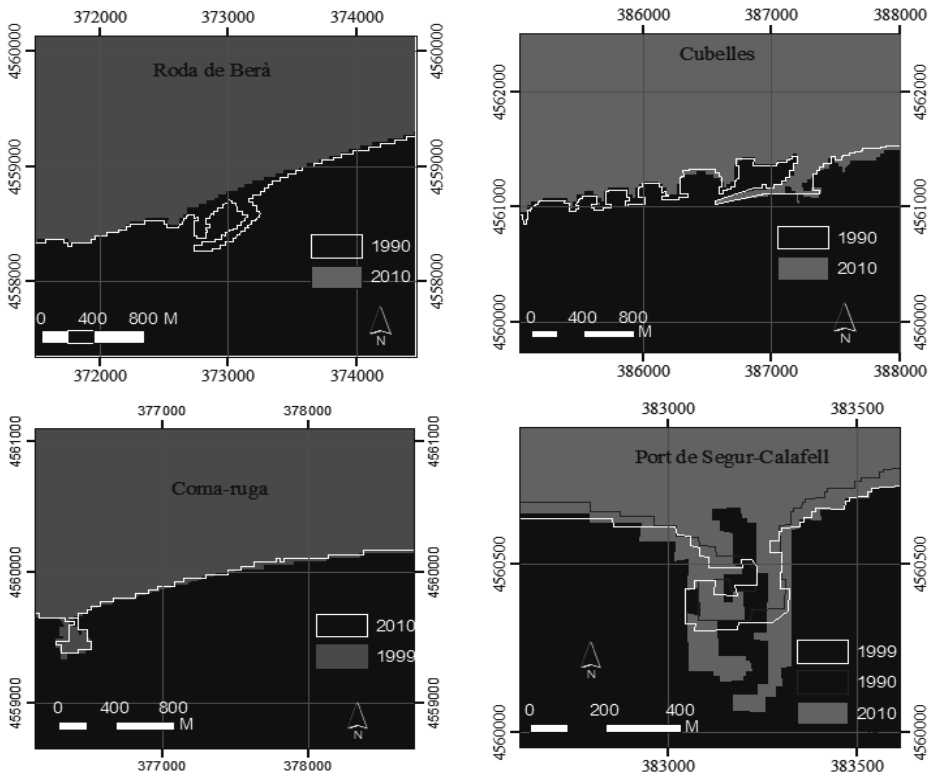


Fig. 2. Variaciones de la línea de la costa en cuatro sectores del área de estudio

Tabla 1. Cálculo geométrico de las variaciones.

Período	Erosión (ha)	Acreción natural e infraestructuras (ha)	Balance (ha)
2007-2010	45,37	30,24	-15,13
2002-2007	28,29	51,95	23,66
1999-2002	40,71	18,90	-21,81
1990-1999	13,41	62,14	48,73
1990-2010	29,86	65,31	35,45

incluye la construcción de puertos.

En este punto, cabe destacar que la resolución de las imágenes no permite un análisis de mayor detalle. Ello constituye un margen de error de algunos metros que no se ha tenido en cuenta para este artículo, pues el fin que se persigue es demostrar la validez del método para la obtención automática de la información.

5. CONCLUSIONES

A nivel general, entre 1990 y 2010, se observa que la tasa de sedimentación ha sido positiva, es decir, ha habido acreción en el litoral, aunque esto se debe al grado de intervención humana en el medio, principalmente, mediante la inserción de infraestructuras.

El cálculo automático del NDWI se presenta como una herramienta válida para conocer las variaciones de la línea de la costa con gran detalle temporal, cubriendo grandes superficies pero con baja resolución espacial. Un análisis más detallado precisa la complementación de este trabajo con otras fuentes de información, como ortofotomapas, fotografías aéreas y cartas temáticas.

El impacto antrópico ha sido el principal agente modificador de la morfología costera. En este sentido, la implementación de puertos ha inducido la acumulación de sedimentos aportados por la deriva litoral, en los sectores NE de cada puerto. Esta situación corrobora lo expuesto por Marqués y Julià (1986 y 1987).

Agradecimientos

Las autoras quieren agradecer la ayuda de Pablo Sarricolea Espinoza y Jaume Calvet. También al U.S. Geological Survey por proveer las imágenes Landsat TM y ETM+.

REFERENCIAS

- Alphan, H. 2011. Comparing the utility of image algebra operations for characterizing landscape changes: The case of the Mediterranean coast. *Journal of Environmental Management* 92 (2011), 2961-2971.
- Dabrio, C. 2010. Playas, capítulo XI. En Arche, A. (Ed.): *Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Madrid, 441-502.
- IPCC. 2007. *Cambio Climático 2007*. Ginebra: Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático.
- Kuleli, T., Guneroglu, A., Karsli, F. y Dihkan, M. 2011. Automatic detection of shoreline change on coastal Ramsar wetlands of Turkey. *Ocean Engineering* 38, 1141-1149.
- Llebot, J. E. (Coord.) 2010. *El Canvi Climàtic a Catalunya. 2n Informe del Grup d'Experts en Canvi Climàtic de Catalunya*. Generalitat de Catalunya, 32 pp.
- Marqués, M.A. y Julià, R. 1986. Litoral Processes and defence structures on the Costa Daurada. *Thalassas*, 143-150.
- Marqués, M.A. y Julià, R. 1987. Geomorphological Mapping of Mediterranean Coastal Features, Northeast Spain. *Journal of Coastal Research* 3 (1), 29-36.
- Tucker, J., Grant, D. y Dykstra, J.D. 2004. NASA's global orthorectified landsat data set. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 70 (3), 313-322.
- Vigo, M. I., Sánchez-Reales, J. M., Trottini, M. y Chao, B.F. 2011. Mediterranean Sea level variations: Analysis of the satellite altimetric data, 1992-2008. *Journal of Geodynamics* 52 (2011), 271-278.

RESPUESTA DE LAS MARISMAS CANTÁBRICAS AL ESCENARIO ACTUAL DE ASCENSO MARINO

Response of the Cantabrian salt marshes to the current sea-level rise scenario

A. García-Artola ⁽¹⁾, A. Cearreta ⁽¹⁾, E. Leorri ⁽²⁾

- (1) Geología Litoral, Depto. de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV/EHU, Apartado 644, 48080 Bilbao. ane.garcia@ehu.es.
 (2) Department of Geological Sciences, East Carolina University, Graham Building, Room 103b, Greenville, NC 27858-4353, USA.

Abstract: Under the current climatic scenario of global warming and accelerated sea-level rise, the study of natural and regenerated salt marshes can provide key information about future coastal evolution. A transfer function has been developed based on foraminifera from the Urdaibai estuary (Basque Country). The application of this transfer function to a sediment core and using ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs chronology provides a sea-level rise rate of 2.0 mm yr⁻¹ for the 20th century. On the other hand, the rapid regeneration process (less than 10 years) observed in a previously reclaimed salt marsh from the same area is of great interest for coastal management, since salt marsh regeneration can be proposed as an adaptation measure against future sea-level rise.

Palabras clave: Marismas, nivel del mar, gestión costera, litoral cantábrico

Key words: Salt marshes, sea-level, coastal management, Cantabrian coast

1. INTRODUCCIÓN

El calentamiento global de origen antrópico observado en los últimos 50 años es algo inusual en comparación con los 1300 años anteriores (IPCC, 2007). Además, el ascenso global marino durante el último siglo ha sido estimado en 1,9 mm año⁻¹ (Church y White, 2006), tres veces superior al observado durante el siglo anterior (Jevrejeva et al., 2008).

El estudio del ascenso marino a nivel local es de gran interés para determinar el ascenso global del nivel marino en curso, así como para contribuir a la gestión de las áreas costeras más afectadas. Así, Chust et al. (2009) midieron un ascenso relativo del nivel marino de 2,08 ± 0,33 mm año⁻¹ para el periodo 1943-2004 a partir de datos del mareógrafo de Santander. Sin embargo, la escasa distribución espacial y temporal de los mareógrafos dificulta el estudio de los cambios en el nivel marino.

En la década de 1990 se iniciaron las primeras reconstrucciones del nivel marino a partir de funciones de transferencia que relacionan los foraminíferos actuales de marisma y su elevación respecto al nivel medio mareal (Gehrels, 2000). Con el fin de conocer las

variaciones del nivel marino relativo en el cantábrico oriental, se ha desarrollado una función de transferencia a partir de muestras superficiales recogidas en las marismas de Axpe-Norte y Murueta (estuario de Urdaibai, País Vasco) y se ha aplicado a un sondeo perforado en la marisma de Murueta. La reconstrucción obtenida se ha comparado con el registro instrumental del mareógrafo de Brest y ha permitido complementar los resultados obtenidos previamente para esta zona (Leorri et al., 2008).

Por otro lado, se ha analizado un sondeo recogido en la recientemente regenerada marisma de Isla (estuario de Urdaibai) que fue previamente ocupada con fines agrícolas.

Por lo tanto, a partir de la combinación de las tasas de ascenso marino calculadas mediante la función de transferencia y las velocidades de regeneración ambiental en marismas previamente ocupadas es posible realizar predicciones sobre la futura evolución costera de esta zona litoral de cara a su posible gestión ambiental.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

En la costa cantábrica, las marismas son escasas y fragmentarias, y se desarrollan en los pequeños estuarios que interrumpen su naturaleza fundamentalmente acantilada. Durante los siglos XVIII y XIX, muchos de estos estuarios fueron ocupados inicialmente con fines agrícolas y posteriormente para dar cabida al desarrollo industrial y al creciente asentamiento humano. Tras su abandono a mediados del siglo XX, estas zonas se fueron regenerando debido a la entrada del agua estuarina a partir del deterioro y eliminación de los diques de aislamiento (Cearreta et al., 2011).

El estuario de Urdaibai (Fig. 1) está formado por la parte mareal del río Oka, que ocupa un área de 765 ha, y presenta 12,5 km de longitud y 1 km de anchura media. Es un estuario mesomareal con mareas semidiurnas de alrededor de 2,5 m (Leorri et al., 2008). La marisma de Axpe-Norte se encuentra en la zona central del estuario y en la margen izquierda del río Oka, mientras que las marismas de Isla y Murueta se localizan en la mitad superior del estuario y en la margen derecha del río Oka.



Fig. 1. Localización de las tres marismas estudiadas (Axpe-Norte, Isla y Murueta) en el estuario de Urdaibai y el mareógrafo de Brest (1), en la zona norte del Golfo de Vizcaya. Los círculos indican los sondeos analizados y los triángulos las muestras superficiales estudiadas.

Con el fin de construir la función de transferencia, se recogieron al azar 21 muestras superficiales (80 cm³) en las marismas de Axpe-Norte y Murueta en el año 2010, y se preservaron en etanol para

su posterior preparación en el laboratorio. En el mismo año, se recogió un sondeo manual de 50 cm de longitud en la marisma de Murueta, ya que su evolución natural a lo largo del tiempo permite reconstruir las variaciones recientes del nivel marino. La compactación del sedimento durante el muestreo fue inapreciable debido a su carácter siliciclástico.

Por otra parte, con el fin de estudiar el proceso de regeneración ambiental de las marismas en este estuario se recogió un sondeo de 44 cm de longitud en la marisma de Isla en el año 2008, que fue previamente ocupada con cultivos agrícolas.

Las elevaciones topográficas de las muestras superficiales y de los dos sondeos se determinaron con un GPS Leica de doble frecuencia (RTK; error: $\pm 0,035$ m) y una estación total. Los datos se presentan en relación al 0 regional (bajamar más extrema del Puerto de Bilbao, 27 de Septiembre 1878; situado 1,73 m por debajo del nivel marino establecido en Alicante).

Las muestras superficiales fueron levigadas en el laboratorio utilizando tamices con luz de malla de 1 mm y 63 μ m para eliminar los fragmentos orgánicos grandes y el material fino respectivamente. Posteriormente, fueron teñidas con Rosa de Bengala para reconocer los individuos que estaban vivos en el momento de muestreo (Walton, 1952). Se recogieron caparzones hasta alcanzar un número representativo de 300 individuos muertos para cada muestra y fueron contados bajo una lupa binocular de luz reflejada. Según Murray (1991), se considera que las asociaciones muertas son mejores análogos para las reconstrucciones de niveles marinos antiguos ya que representan una acumulación de caparzones a lo largo de un intervalo de tiempo (integrando las variaciones estacionales) y son las asociaciones que van a transformarse dentro del registro sedimentario en las asociaciones fósiles. Se identificaron un total de aproximadamente 10.500 individuos en las muestras superficiales estudiadas. Por otra parte, las muestras pertenecientes a los sondeos se

analizaron siguiendo el mismo procedimiento anterior, pero sin utilizar la tinción con Rosa de Bengala. Se estudiaron 37 y 22 muestras en los sondeos de Murueta e Isla, respectivamente, y se identificaron alrededor de 18.000 caparazones.

Las muestras fueron datadas con los isótopos de vida corta ^{210}Pb y ^{137}Cs en la Universitat Autònoma de Barcelona. El ^{210}Pb es un isótopo natural que se forma en la atmósfera a partir de la desintegración del ^{222}Rn y que, debido a su vida media ($T_{1/2}$: 22,3 años), permite datar los últimos 100-150 años. El ^{137}Cs ($T_{1/2}$: 30 años) es un isótopo artificial introducido a comienzos de los años 1950 a raíz de las pruebas nucleares (UNSCEAR, 2000) y permite calibrar las tasas de sedimentación obtenidas con ^{210}Pb . Los radionucleidos se midieron con un detector EG&G Ortec planar (GEMFX8530- S N-type) HPGe durante 24 horas y se fueron seleccionando muestras progresivamente más profundas hasta alcanzar su límite inferior detectable para producir perfiles que pudieran ser utilizados con fines geocronológicos.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1 Reconstrucción del nivel marino

Mediante el modelo de regresión multivariante denominado “weighted averaging” (WA), se ha cuantificado la relación actual existente entre los datos micropaleontológicos y la elevación topográfica. La aplicación de este modelo al sondeo de Murueta proporciona la elevación a la que las muestras fueron depositadas que, junto a la cronología derivada del ^{210}Pb y ^{137}Cs , ha permitido reconstruir la curva de variación del nivel marino para el periodo 1860-2010 (Fig. 2). Esta curva muestra un patrón similar al registro instrumental del mareógrafo de Brest y proporciona un ascenso marino aproximado para el siglo XX de $2,0 \text{ mm año}^{-1}$, corroborando así la cifra previamente obtenida en el estuario de Urdaibai (Leorri et al., 2008).

3.2 Regeneración ambiental de las marismas

En el sondeo de Isla, se han identificado tres intervalos de profundidad (DI) en función de sus contenidos en foraminíferos e isótopos de vida corta (Fig. 3) (Cearreta et al., 2011).

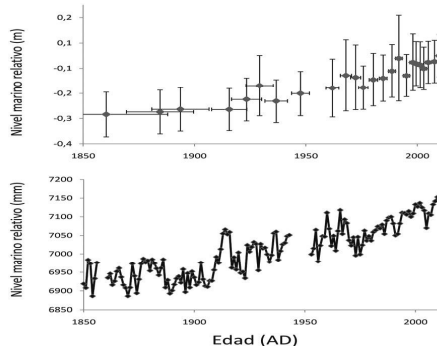


Fig. 2. Arriba, la curva de reconstrucción del nivel marino relativo a partir del sondeo Murueta (estuario de Urdaibai) con sus rangos de error derivados. Abajo, el registro instrumental del mareógrafo de Brest (Norte de Francia).

Los 12 cm basales (DI 3) están caracterizados por la ausencia de foraminíferos y bajos contenidos en arena (media 5%). Los registros históricos y los perfiles de concentración del ^{210}Pb y ^{137}Cs sugieren que este intervalo representa el depósito introducido durante el periodo de ocupación agrícola. Los siguientes 19 cm (DI 2) contienen un número moderado de caparazones de foraminíferos (media 310 caparazones), pocas especies (media 4) y un contenido en arena creciente a techo (media 13%). Teniendo en cuenta las fotografías históricas y las tasas de acreción sedimentaria, derivadas de los perfiles de los radioisótopos analizados, este intervalo representa el proceso de regeneración a partir del suelo agrícola anterior. Los 13 cm superiores (DI 1) están dominados por foraminíferos aglutinantes típicos de marisma (media 99%) y un contenido en arena superior a los dos intervalos inferiores (media 16%), y representan por tanto el ambiente actual de marisma regenerada.

Según los isótopos de vida corta y las fotografías históricas de la zona, el suelo

agrícola representado por el intervalo DI3 es

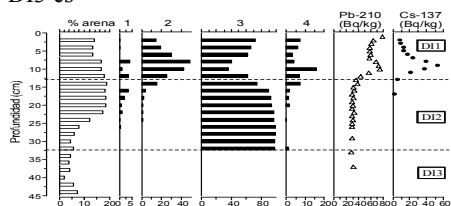


Fig. 3. Contenido en arena (%), especies de foraminíferos más importantes (1: *Arenoparrella mexicana*; 2: *Hormosina moniliforme*; 3: *Jadammina macrescens*; 4: *Trochammina inflata*) y concentraciones ($Bq\ kg^{-1}$) de ^{210}Pb total (triángulos) y ^{137}Cs (círculos) en el sondeo de Isla (estuario de Urdaibai). Se incluyen los intervalos de profundidad (DI) identificados (modificada de Cearreta et al., 2011).

anterior a los años 1950. Por otro lado, se observa un máximo en la abundancia del ^{137}Cs a 8 cm de profundidad en DI1, que representaría el pico característico de 1963. Así, se ha calculado una muy rápida tasa de sedimentación durante el proceso de regeneración ($18\ mm\ año^{-1}$), casi diez veces superior a la observada durante el desarrollo posterior de la marisma regenerada. Estas tasas altas de sedimentación durante la regeneración ambiental de marismas previamente reclamadas se han observado asimismo en otros estuarios de la costa cantábrica (Leorri et al., 2012).

4. CONCLUSIONES

El rápido proceso de regeneración ambiental (menos de 10 años), observado en marismas previamente reclamadas de la costa cantábrica, es de gran interés a la hora de establecer posibles medidas de adaptación frente al ascenso marino en curso, que ha sido cuantificado en $2,0\ mm\ año^{-1}$ durante el siglo XX en esta zona litoral.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos TANYA (MICINN, CGL2009-08840), Harea-Grupo de Investigación en Geología Litoral (Gobierno Vasco, IT365-10), K-Egokitzen II (Eortek 2010, Cambio

Climático: Impacto y Adaptación) y Unidad de Formación e Investigación en Cuaternario (UPV/EHU, UFI11/09). Contribución #15 de Geo-Q Zentroa (Laboratorio Joaquín Gómez de Llarena).

REFERENCIAS

- Cearreta, A., García-Artola, A., Leorri, E., Irabien, M.J. y Masque, P. 2011. Recent environmental evolution of regenerated salt marshes in the southern Bay of Biscay: Anthropogenic evidences in their sedimentary record. *Journal of Marine Systems* [doi:10.1016/j.jmarsys.2011.07.013].
- Church, J.A. y White, N.J. 2006. A 20th century acceleration in global sea-level rise. *Geophysical Research Letters* 33, L01602.
- Chust, G., Borja, Á., Liria, P., Galparsoro, I., Marcos, M., Caballero, A. y Castro, R. 2009. Human impacts overwhelm the effects of sea-level rise on Basque coastal habitats (N Spain) between 1954 and 2004. *Estuarine Coastal and Shelf Science* 84, 453-462.
- Gehrels, W.R. 2000. Using foraminiferal transfer functions to produce high-resolution sea-level records from salt-marsh deposits, Maine, USA. *The Holocene* 10, 367-376.
- IPCC 2007. Climate Change 2007 - The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. 996 pp.
- Jevrejeva, S., Moore, J.C., Grinsted, A. y Woodworth, P.L. 2008. Recent global sea level acceleration started over 200 years ago? *Geophysical Research Letters* 35, L08715.
- Leorri, E., Cearreta, A., García-Artola, A., Irabien, M.J. y Blake, W.H. 2012. Relative sea-level rise in the Basque coast (N Spain): Different environmental consequences on the coastal area. *Ocean and Coastal Management* [doi:10.1016/j.ocecoaman.2012.02.007].
- Leorri, E., Horton, B.P. y Cearreta, A. 2008. Development of a foraminifera-based transfer function in the Basque marshes, N. Spain: Implications for sea-level studies in the Bay of Biscay. *Marine Geology* 251, 60-74.
- Murray, J.W. 1991. *Ecology and Paleocology of Benthic Foraminifera*. Longman, Harlow, 576 pp.
- UNSCEAR-United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation (2000). 2000. *Sources and Effects of Ionizing Radiation, 2000 Report*. United Nations, New York.
- Walton, W.R. 1952. Techniques for recognition of living foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research Special Publication* 3, 56-60

CONTRIBUCIÓN AL CONOCIMIENTO DEL PAPEL DE LAS ACUMULACIONES DE *Posidonia oceanica* EN LA MORFODINÁMICA DE LAS PLAYAS MEDITERRÁNEAS

Contributions to the knowledge of the role of *Posidonia oceanica* in Mediterranean beach morphodynamics

L. Gómez-Pujol^(1, 2)

- (1) SOCIB, Balearic Islands Coastal Observing and Forecasting System. Ctra. Valldemossa km 7.4, Parc Bit. 07121 Palma (Illes Balears). lgomez-pujol@uib.cat
- (2) Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears, Ctra. Valldemossa km 7.5, 07122 Palma (Illes Balears).

Abstract: This work deals with the role of *Posidonia oceanica* banquettes in Mediterranean beach morphodynamics. By means of coastal video-monitoring and wave records we address the marine conditions related to the formation and destruction of *P. oceanica* banquettes and their role in coastal protection at the Cala Millor sandy beach (NE, Mallorca). The principal results indicate that banquettes are habitual features at the study beach although they are not persistent and experience complex construction and destruction dynamics throughout the year. Two different types of banquette construction at the beachface can be differentiated over the year: one related to the reworking of older seagrass beach cast by alongshore currents and a second as a response to the incorporation of new volumes of dead leaves after energetic autumn storms. In both cases, seagrass cast accumulations are continuously built up and destroyed and rarely persist before the arrival of new sea storms.

Palabras clave: banquetas, *Posidonia oceanica*, playas mediterráneas, erosión de playas, Mallorca

Key words: banquettes, *Posidonia oceanica*, Mediterranean beaches, beach erosion, Mallorca

1. INTRODUCCIÓN

El papel ecológico e hidrodinámico de las praderas de algas en los sistemas litorales no se restringe a las praderas propiamente dichas. En función del grado de exposición al oleaje y las corrientes, entre otros factores, los detritos procedentes de las praderas de algas forman acumulaciones que, en forma de parche o cordón, se disponen sobre el estrán de las playas y pueden intervenir activamente en la morfodinámica de las playas (Ochieng y Erfteimeijer, 1999). En las costas mediterráneas, los fondos arenosos y rocosos están colonizados por biohermos de la fanerógama endémica *Posidonia oceanica*. Como ocurre con otras especies de plantas marinas y algas, *P. oceanica* juega un papel importante en la dinámica de las playas puesto que contribuye a la acumulación de sedimentos, la atenuación del oleaje y las corrientes o la propia estabilidad de la playa (Baterretxea et al.,

2004; Fonseca y Calahan, 1992; Gacia et al., 1999; Heindriks et al., 2008; Roig-Munar y Martín-Prieto, 2005). Desde finales de verano hasta mediados del otoño, *P. oceanica* pierde sus hojas que aparecen acumuladas en la ribera formando estructuras de escasos centímetros a pocos metros de potencia (Mateo et al., 2002) que la bibliografía de raigambre francesa ha denominado "banquetes" (Bouderesque y Jeudy de Grissac, 1983). No obstante, las aproximaciones a este fenómeno hasta la fecha son teóricas o en base a observaciones puntuales (Servera et al., 2002; de Falco et al., 2008).

En este presente trabajo, se presentan por primera vez, observaciones a propósito de la creación y dinámica de las banquetas de *P. oceanica* a partir del registro de una estación de videomonitorización costera y de un perfilador de oleaje para la playa de Cala Millor (NE Mallorca, Fig. 1). Se identificaron las condiciones ambientales que provocan la salida y acumulación de

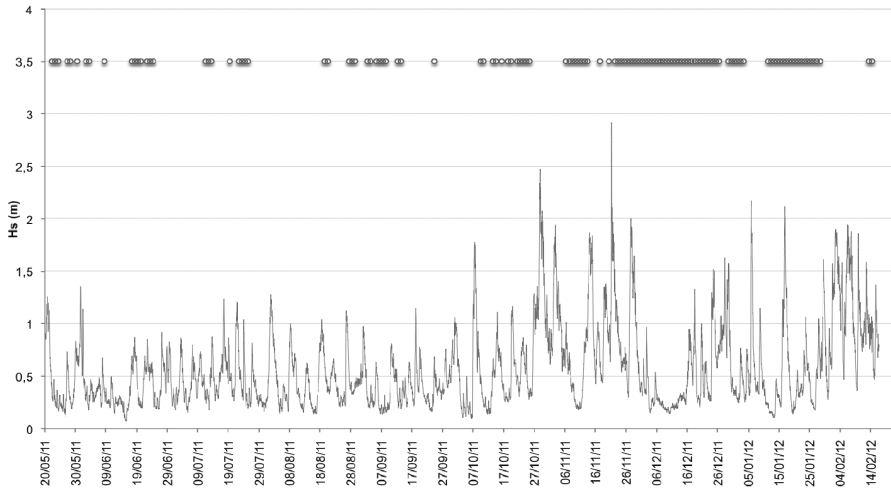


Fig. 2. Presencia de banquetas de *P. oceanica* en algún punto de la playa (círculos) y altura de ola significativa.

arrecia el siguiente episodio energético. En este sentido, cabe destacar que es recurrente la coincidencia de la formación de *beach cusps* en la playa, así como de en las propias banquetas y su desmonte pocos días antes de la llegada de los temporales. Si durante la primavera y el verano, oleajes cercanos al metro de altura significativa son suficientes para dismantlar las banquetas (Fig. 2), durante el otoño-invierno, en que

superan el 1,5 m de altura significativa, se traducen en un continuo monte-desmonte de las banquetas. Tan sólo en una ocasión (28.11.2011), las acumulaciones han permanecido en la línea de costa, sin ser dismantladas, previamente a la llegada de un temporal. El 80% de las banquetas no permanecen más de dos días en la playa. Todo ello obliga a matizar el papel de las banquetas y su función protectora en el



Fig. 3. Proceso de monte-desmonte de una banqueta de *P. oceanica* típica del periodo primavera-verano en el sector central de Cala Millor del 27.05.2011 al 01.06.2011. La banqueta se forma durante la mañana del 28 de mayo con H_s de 0,27 m y queda completamente dismantlada el 30.05.2011 con olas de 0,79 m y máximos de 1,17 m.



Fig. 4. Proceso de monte-desmante de una banqueta de *P. oceanica* típica del periodo otoño-invierno en el sector meridional de Cala Millor del 08.10.2011 al 13.11.2011. La banqueta se forma durante la mañana del 9 de noviembre con Hs inferiores a 0,5 m y tras un temporal que superó el 1,5 m. Queda completamente dismantelada la noche del 12 al 13 de noviembre previa a la entrada de un temporal de 1,2 m de altura de ola.

modelo de playas mediterráneas (Servera et al., 2002), al menos en las playas semi-expuestas como la de Cala Millor.

REFERENCIAS

- Basterretxea, G., Orfila, A., Jordi, A., Casas, B., Lynett, P., Liu, P.L.F., Duarte, C.M., y Tintoré, J. 2004. Seasonal dynamics of a microtidal pocket beach with *Posidonia oceanica* seabeds (Mallorca, Spain). *Journal of Coastal Research* 20, 1155-1164.
- Boudouressque, C.F. y Jeudy de Grissac, A. 1983. L'herbier à *Posidonia oceanica* en Méditerranée: les interactions entre le plant et le sédiment. *Journal de Recherche Océanographique* 8, 99-122.
- De Falco, G., Simeone, S. y Baroli, M. 2008. Management of beach-cast *Posidonia oceanica* seagrass on the island of Sardinia (Italy, Western Mediterranean). *Journal of Coastal Research* 24, 69-75.
- Fonseca, M.S. y Calahan, J.A. 1992. A preliminary evaluation of wave attenuation by four species of seagrasses. *Estuarine Coastal and Shelf Science* 35, 565-576.
- Gacia, E., Granata, T. y Duarte, C.M. 1999. An approach to measurement of particle flux and sediment retention within seagrass *Posidonia oceanica* meadow. *Aquatic Botany* 65, 255-268.
- Gómez-Pujol, L., Orfila, A., Cañellas, B., Álvarez-Ellacuría, A., Méndez, F.J., Medina, R. y Tintoré, J. 2007. Morphodynamic classification of sandy beaches in low energetic marine environment. *Marine Geology* 242, 235-246.
- Heindriks, I.E., Sintès, T., Bouma, T.J. y Duarte, C.M. 2008. Experimental assessment and modelling evaluation of the effects of the seagrass *Posidonia oceanica* on flow and particle trapping. *Marine Ecology Progress Series* 356, 163-173.
- Mateo, M.A., Sánchez-Lizaso, J.L. y Romeo, J. 2002. *Posidonia oceanica* "banquettes": a preliminary assessment of the relevance for meadow carbon and nutrient budget. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 56, 85-90.
- Nieto, M.A., Garau, B., Balle, S., Simarro, G., Zarruk, G.A., Ortiz, A., Tintoré, J., Álvarez-Ellacuría, Gómez-Pujol, L. y Orfila A. 2010. An open source, low cost video-based coastal monitoring system. *Earth Surface Processes and Landforms* 35, 1712-1719.
- Ochieng, C.A. y Erftemeijer, P.L.A. 1999. Accumulation of seagrass beach cast along the Kenyan coast: a quantitative analysis. *Aquatic Botany* 65, 221-238.
- Roig-Munar, F.X. y Martín-Prieto, J.A. 2005. Efectos de la retirada de bermas vegetales de *Posidonia oceanica* sobre playas de las islas Baleares: consecuencias de la presión turística. *Investigaciones Geográficas* 57, 40-52.
- Servera, J., Martín-Prieto, J.A. y Rodríguez-Perea, A. 2002. Forma y dinámica de las acumulaciones de *Posidonia oceanica*. Su papel como elemento protector de la playa subaérea. En Pérez-González, A., Vegas, J. y Machado, M.J. (Eds.): *Aportaciones a la Geomorfología de España en el Inicio del Tercer Milenio*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 363-369.

NIVELES TRANSGRESIVOS RECIENTES ENTRE LAS DESEMBOCADURAS DEL BIDASOA Y DEL OIARTZUN-BAHÍA DE PASAJES (GIPUZKOA)

Evidence of recent transgression events between the estuaries of the Bidasoa and Oiartzun rivers (Gipuzkoa)

A. Lopetegui Galarraga ⁽¹⁾, J.M. Edeso Fito ⁽¹⁾, J.A. Mujika Alustiza ⁽²⁾

- (1) Escuela Universitaria de Ingeniería de Vitoria-Gasteiz (E.U.I.). C/Nieves Cano, 12. 01006. Vitoria-Gasteiz. UPV-EHU. ane.lopetegui@ehu.es
 (2) Facultad de letras de Vitoria-Gasteiz C/Tomás y Valiente s/n. Vitoria-Gasteiz. UPV-EHU

Abstract: Along the Gipuzkoa coast, between the estuaries of the rivers Bidasoa and Oiartzun (including the Bay of Pasajes), different erosive patterns and detrital deposits located above the maximum sea level at high tide can be observed. In some cases they appear as erosive benches with or without correlative sediment deposits, modelled by wave energy. In some others, they consist of detritic accumulations made up of well worn boulders (a well developed soil covers some of these sediments at the present time). Finally a variety of fine material deposits that have been dated using Carbon 14 can also be observed. All three types of deposits have two features in common: they all have a marine origin (they contain shell fragments), and they are situated from one to two metres above maximum sea level, which suggests that at the time these materials were deposited the maximum sea level was slightly higher than at present. The fact that some of these deposits show traces of some sort of structure that could have been used as a pier (something almost impossible currently) support the hypothesis of a higher sea level in the past.

Palabras clave: Depósitos transgresivos, Holoceno, banqueta erosiva, acumulación detrítica, C-14, País Vasco.

Key words: Transgressive deposits, Holocene, erosive benches, detritic accumulation, C-14, Basque Country.

1. LOCALIZACIÓN Y CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO

La zona estudiada se localiza en el extremo nororiental de Gipuzkoa, abarcando el espacio litoral desarrollado entre los estuarios del Bidasoa y Oiartzun-Bahía de Pasajes. Este ámbito está dominado por el monoclin de Jaizkibel, el cual a su vez forma parte de la Cadena Terciaria Costera, Unidad de San Sebastián (Garrote et al.,1990). Estructuralmente se define como un relieve monoclin del tipo cuesta y/o cresta, de dirección general Este-Oeste, cuyo dorso se resuelve mediante una alternancia de grandes chevrones, barras y profundos barrancos ortoclinales y ortoclinales de reverso. Algunos de estos cursos alcanzan el nivel del mar mediante un salto vertical/subvertical de varios metros de desnivel (entre 5 y 20 m), mientras que otros (los más importantes) resentan un perfil más tendido que acaba

enlazando con pequeñas playas de cantos. Todo ello determina el desarrollo de una costa longitudinal, abrupta y escarpada, moderadamente sinuosa, en la que las acumulaciones detríticas son escasas quedando reducidas a pequeñas playas de gravas y cantos alojadas en el interior de las calas y bahías que salpican el litoral. Únicamente en los estuarios citados se desarrollan diversas acumulaciones arenosas y limo-arcillosas que forman parte del relleno Holoceno existente en esos espacios.

2. FORMAS Y ACUMULACIONES HOLOCENAS RECIENTES

A lo largo del litoral se han identificado diversas formas erosivas, así como distintas acumulaciones detríticas, de origen presumiblemente marino, situadas por encima del máximo nivel alcanzado por el mar durante la pleamar. De Oeste a

Este se encuentran las evidencias que se describen a continuación.

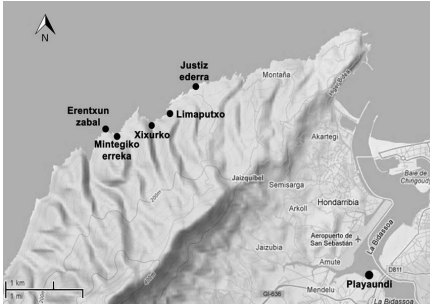


Fig. 1. Ubicación geográfica de las evidencias descritas.

2.1. Depósito de Playaundi

Se localiza en el estuario del Bidasoa (Irún), más concretamente, en el paraje denominado Playaundi (Fig. 1). La acumulación detrítica se sitúa en la confluencia de los ríos Bidasoa y Amute-Jaizubia, presentando la secuencia deposicional, que se describe seguidamente, de muro a techo (Fig. 2). A.- Nivel arcillo-limoso de 75 cm de potencia visible, color pardo y estructura laminar grosera, bioturbada. Los análisis sedimentológicos permiten diferenciar dos tramos: el inferior, que es fundamentalmente arcillo-limoso, (27,74% de arena), con histogramas granulométricos polimodales, curva acumulada sigmoideal ligeramente tendida y selección moderada y el superior más arenoso (45,89%), moderadamente bien clasificado, con histogramas unimodales y curvas acumuladas hiperbólicas bastante enderezadas. La edad de esta acumulación se sitúa entre el 1200 cal BC y 670 cal AD (Edeso, 1990). B.- Nivel fluvial de 50 cm de espesor, constituido por pequeños cantos y gravas de litología sumamente variada, siendo el contacto con las arcillas subyacentes claramente erosivo. La fracción gruesa representa el 58,52%, disponiéndose los cantos de forma imbricada con una cierta estratificación inclinada de bajo ángulo. La fracción fina está formada, básicamente, por arenas gruesas y medias, con histogramas polimodales, clasificación pobre y curvas sigmoideales sumamente

tendidas, lo que pone de manifiesto su origen fluvial.

C.- Nivel arenoso. Básicamente está constituido por arenas sin estructura visible (40 cm de potencia) situadas topográficamente por encima del máximo nivel alcanzado por la pleamar. El contacto con la terraza subyacente es erosivo. La fracción gruesa apenas representa el 10% del sedimento y está constituida por gravas y conchas (enteras o rotas), pudiendo identificarse *Luripes lucinalis*, *Cerastoderma edula* (muy abundante), *Lutraria lutraria*, *Scrobicularia plana* (abundante), *Mya arenaria*, *Mytilus edulis*, *Tellina squalida* y *Hiatella arctica*. Los parámetros granulométricos, junto con la presencia de conchas, indican un sedimento de origen marino.

Este nivel ha podido ser datado mediante el método del C-14, siendo su antigüedad de 540-670 cal AD (95,4% de probabilidad) (ICEN-556). El techo de la acumulación se localiza 1,02 m por encima del máximo nivel alcanzado por la pleamar.

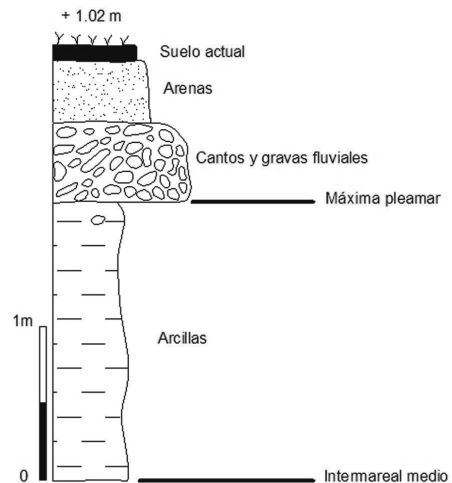


Fig. 2. Características litológicas del depósito de Playaundi.

2.2. Justiz ederra

En el paraje denominado Justiz Ederra, se localiza una plataforma erosiva de 51,59 m de largo por 25,99 m de ancho. Está parcialmente inundada ya que en ella vierte sus aguas el pequeño curso ortoclinal de

Iturraingo erreka, así como algunos rezumes temporales existentes en su parte occidental. La plataforma interrumpe bruscamente el acantilado actual, localizándose a 1,5/2,0 m por encima del máximo nivel alcanzado por el mar durante la pleamar (Fig. 3). En su parte interna se desarrolla un cordón de cantos y bloques constituidos únicamente por areniscas silíceas bien conservadas y con huellas evidentes de haber sido sometidas a una intensa labor de desgaste (Fig. 3). Actualmente, esta acumulación no se ve afectada por el oleaje, ni siquiera durante los fuertes temporales del NW que periódicamente afectan al litoral cantábrico. Su origen tampoco puede vincularse a los aportes del arroyo Iturraingo erreka, ya que este curso apenas es capaz de arrastrar sedimentos arenosos.

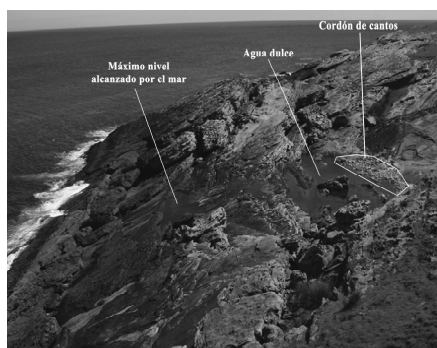


Fig. 3. Rellano erosivo situado a 1,5-2,0 m por encima del nivel marino actual.

Granulométricamente, predominan los cantos pequeños y medios (los bloques representan el 3% y el centil es de 65 cm). El índice de rodamiento oscila entre 245 y 260, valores similares a los obtenidos en las acumulaciones marinas actuales (Ugarte y Edeso, 1987; Edeso, 1990). Este reducido valor se explica en función del elevado porcentaje de cantos rodados y rotos (20%) existentes en la acumulación. En este paraje y en Xixurko, existen vestigios que apuntan la existencia de un rudimentario embarcadero en una posición más elevada que la actual línea de costa.

2.3. Ensenadas de Limaputxu y Xixurko

En la ensenada de Limaputxu, desemboca el arroyo Txortxipiko erreka, cuyo tramo final enlaza con una playa de cantos rodados y bloques cuyo segmento superior está cubierto por un suelo y colonizado por la vegetación. Unos 180 m aguas arriba de la desembocadura, el río debe salvar un pequeño desnivel de 1 m de altura. A partir de ese punto, el valle presenta una inclinación suave ($< 0,5\%$) lo que favorece la deposición de los sedimentos arenosos arrastrados por el arroyo. Al margen de las acumulaciones actuales situadas en el cauce, se observa un pequeño nivel de acumulación de 40 cm de potencia, constituido casi exclusivamente por arena. Esta acumulación se sitúa 2,05 m por encima del máximo nivel alcanzado por la pleamar. Las características sedimentológicas de estas arenas ponen de manifiesto su origen fluvio-marino. La fracción fina está compuesta, casi totalmente por arena (92,9 y 99,8%), predominando las arenas medias, de ahí que la talla media oscile en torno a las 230 μm . Los histogramas granulométricos son unimodales, la selección buena, las curvas son simétricas, la curtosis mesocúrtica y la curva acumulada hiperbólica de tipo sigmoidal ligeramente tendida. La presencia de algunas conchas subraya el carácter marino de la acumulación.

Las características morfométricas y granulométricas de la fracción gruesa son similares a las descritas en Justiz ederra: predominio de los cantos grandes (43%) y medianos (33%), aunque los bloques también están bien representados (13 cm de media y 71 cm el centil); valores morfométricos similares, bajo índice de rodamiento (266), elevado porcentaje de cantos rotos (18%), perforaciones ocasionadas por moluscos litófagos y huellas evidentes de haber sido sometidos a un intenso proceso de abrasión marina.

En Xixurko aparece el mismo esquema, es decir, el pequeño curso ortoclinal de Martitxerreka también está obligado, a unos 120 m de su desembocadura, a salvar un pequeño desnivel de 1,5/2,0 m,

dibujando un salto vertical muy nítido. A partir de este punto, el valle está colmatado por sedimentos arenosos que acaban enlazando con una playa de cantos y bloques. El borde superior de esta playa (edafizado y colonizado por la vegetación), se caracteriza por el predominio de los cantos medios (48%) y pequeños (29%), aunque los bloques también están bien representados (8%) (7,9 cm de media y 86 cm de centil).

2.4. Banquetas erosivas de Mintegiko erreka y Eretxun Zabal

En la desembocadura del arroyo Mintegiko Erreka, se ha modelado una pequeña banqueta erosiva de 50 por 20 m. En este caso, no se observa ninguna acumulación detrítica, siendo tan sólo la forma topográfica la que apunta hacia un origen marino. Dicha banqueta se sitúa entre 1,5 y 2,0 m por encima del nivel marino actual, no viéndose afectada por el oleaje ni siquiera con temporales con olas de 4-5 m. En el paraje conocido como Eretxun Zabal, se ha modelado una amplia plataforma de abrasión marina cuya parte interna está entre 0,5 y 2,0 m por encima del nivel marino actual (en pleamar). No existen en ella acumulaciones dignas de mención, aunque la plataforma presenta un importante modelado de pilancones, cuencos y pozas de evorsión turbillonar.

3. DISCUSION Y CONCLUSIONES

A lo largo del sector litoral, que configura el monoclinal de Jaizkibel-estuario del Bidasoa, se observa una serie de formas y acumulaciones detríticas cuyo origen se vincula a una pulsación transgresiva que ya se había producido durante la Alta Edad Media (540-690 AD). A escala regional, se conocen una serie de evidencias (Mary, 1979; Vilas et al., 1991; Edeso, 1990, etc.) que ponen de manifiesto el desarrollo de un nivel marino situado por encima del actual, aunque la horquilla cronológica obtenida por los diversos investigadores fluctúa, en fechas calibradas, entre el 420

BC-170 AC y el 200 BC-400 AC. Aunque la datación obtenida en Playaundi es algo más reciente, creemos que es coherente con las aportadas por otros investigadores. A pesar de que no puede establecerse de manera fiable una curva de ascenso del nivel del mar en el Cantábrico, parece evidente que, entre finales del primer milenio a.C. y la Alta Edad Media (momento en que se construyen los embarcaderos anteriormente citados), se produjo una pulsación transgresiva que situó el nivel del mar entre 1 y 3 m por encima de su posición actual.

Agradecimientos

El presente trabajo se enmarca dentro del proyecto HAR2008-03976/HIST.

REFERENCIAS

- Garrote, A. García, P. Muñoz, L. Fernández, J. Cerezo, A. Tijero, F. y Zapata, M. 1990. *Mapa Geológico del País Vasco. 64-II. San Sebastián*. E:1/25.000. Vitoria-Gasteiz.
- Edeso, J.M. 1990. *Geomorfología fluvial y litoral del extremo oriental de Gipuzkoa*. Tesis Doctoral (inédita). Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Universidad de Zaragoza.
- Mary, G. 1979. *Evolution de la bordure côtière asturienne (España) du Neogène a l'actuel*. Thèse de Doctorat d'État. Université de Caen. 284 pp.
- Ugarte, F. M. y Edeso, J.M. 1987. Primeros datos sobre el paleopaisaje litoral Cuaternario del golfo de Vizcaya (Bidasoa-Urumea). *Actas de la VII Reunión Nacional de Cuaternario*, Santander, 249-252.
- Vilas, F., Sopeña, A., Rey, L., Ramos, A., Nombela, M.Á., y Arche, A. 1991. The Corrubedo beach-lagoon complex, Galicia, Spain. Dynamics, sediments and recent evolution of a mesotidal coastal embayment. *Marine. Geology* 97, 391-404.

UTILIZACIÓN DE FITOLITOS COMO INDICADORES DE CAMBIOS PALEOAMBIENTALES EN DEPÓSITOS EÓLICOS COSTEROS DEL PLEISTOCENO SUPERIOR EN CALÓ DES MORT (FORMENTERA, ISLAS BALEARES)

The use of phytoliths as palaeoenvironmental change indicators in Upper Pleistocene aeolian coastal deposits in Caló des Mort (Formentera, Balearic Islands)

M.J. Machado ⁽¹⁾, C. Zazo ⁽¹⁾, J.L. Goy ⁽²⁾, A. Cabero ⁽³⁾, C.J. Dabrio ⁽⁴⁾, J. Lario ⁽³⁾, E. Roquero ⁽⁵⁾

(1) Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, 28006 Madrid. machado@mncn.csic.es

(2) Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca

(3) Facultad de Ciencias. UNED. 28040 Madrid

(4) Universidad Complutense, 28040 Madrid.

(5) Universidad Politécnica. ETS I. Agrónomos, 28040 Madrid

Abstract: Phytolith analysis has been successfully used during recent decades in palaeoenvironmental studies and often associated in an archaeological context. Soils, lake sediments, alluvial deposits and cultural tools are the most common materials sampled and studied, but little research has been performed on coastal areas. 26 sediment samples corresponding to a complex Upper Pleistocene sedimentary sequence of aeolian, colluvial and alluvial sediments, including several edaphic horizons in the coastal area of Caló des Mort were collected and phytoliths analysed morphologically and taxonomically. Samples collected at the lower stratigraphic unit (OIS 3), with a high carbonate content, had a very low phytolith content and the few richer phytoliths content horizons at the top of the unit were weathered. Evidence of periods with halophytic (druses) *versus* fresh water vegetation (*Palmae*) were identified. The upper unit samples, corresponding in time with the OIS 2 stage, provided a meaningful number of morphotypes permitted the identification of a trend towards a progressive aridity at the end of the LGM.

Palabras clave: Fitólitos, ambientes costeros, Pleistoceno Superior, Mediterráneo.

Key words: Phytoliths, coastal environments, Upper Pleistocene, Mediterranean.

1. INTRODUCCIÓN

La utilización de fitólitos, presentes en sedimentos y suelos, tiene un papel cada vez más importante en la identificación de variaciones ambientales (Rovner, 1971; Piperno, 2006), tanto en medios continentales como marinos (Abrantes, 2003; Thorn, 2004). Los fitólitos son biominerales que se forman, tanto en el interior de las células como en los espacios intracelulares (Twiss et al., 1969; Piperno, 2006). La sílice que los constituye se produce a partir de la disolución de la sílice que se encuentra en el suelo y de su absorción por la planta. El ácido monosilícico es posteriormente transportado a las distintas partes de la planta donde se polimeriza (cuarzo amorfo).

Una de las grandes ventajas de los fitólitos, frente a otros biofósiles (e.g. diatomeas, polen), reside en su gran resistencia al transporte en medios de alta energía, su consistencia morfológica y su gran capacidad de preservación en suelos y sedimentos. Diversos estudios señalan que en sedimentos marinos el índice de disolución de las diatomeas es hasta dos veces superior al de los fitólitos, mientras que en sedimentos terrestres los índices de disolución superan 3-8 veces a los fitólitos (McManus et al., 1995, Frayse et al., 2009). Lasaga (1984) apunta a un tiempo medio de preservación de los fitólitos en suelos no enterrados que oscila entre 25.000 (pH=7) y 250.000 (pH=4) años. Pese a su aparente potencial en estudios de paleoambientes en áreas costeras, su aplicación en ambientes dunares litorales

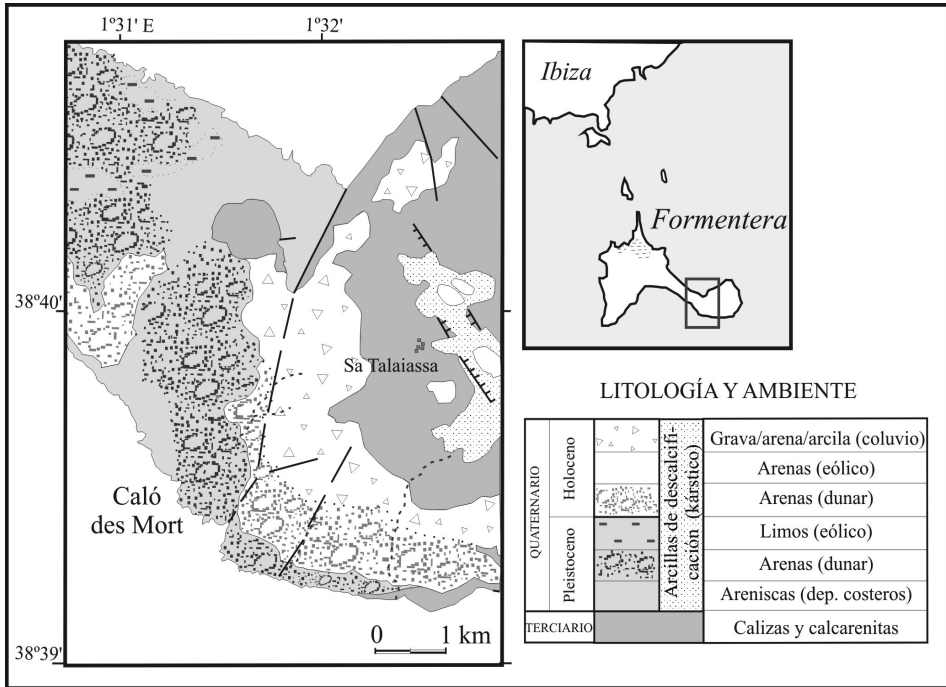


Fig. 1. Mapa de formaciones cuaternarias en el sector oriental de la isla de Formentera y localización del área de estudio.

es aún incipiente (Lu y Liu, 2005).

El presente trabajo aporta los primeros resultados del estudio de fitolitos en sedimentos de origen eólico y su aplicación a la identificación de variaciones ambientales y de actividad edáfica en ambientes dunares litorales del Mediterráneo occidental, en la isla de Formentera.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio, de clima mediterráneo, se localiza en la vertiente sur del sector oriental de la isla de Formentera (Fig. 1). Las formaciones vegetales presentes en la isla están fuertemente condicionadas por el sustrato rocoso: maquia y garriga en los pisos montano y basal donde afloran

formaciones de calizas y calcarenitas del Mioceno, mientras que, sobre materiales arenosos y limosos del Cuaternario, se desarrollan pinares y sabinars sobre dunas fijas (*Pinus halepensis* Mill, *Pinus pinea* L., *Juniperus phoeniceae* L., *Juniperus oxycedrus* L. y un sotobosque con *Pistacia lentiscus* L., *Cistus albidus* L., *Rosmarinus officinalis* L., *Chrythum maritimum* L., *Olea* sp., *Coridothymus capitales* L.), formaciones no arbóreas sobre dunas poco consolidadas (*Tamarix* sp., *Ammophila arenaria* L., *Cistus clusii* Dunal, *Ononis natrix* L.) y formaciones halófitas en zonas de mayor salinidad (*Juncus* sp., *Atriplex rosea* L., *Salicornia* sp., *Suaeda fruticosa*).

El muestreo para el estudio de fitolitos se realizó en un extenso afloramiento de sedimentos marinos y continentales del

Pleistoceno Superior (OIS5 a OIS3) descrito por Goy et al. (2010). Un total de 26 muestras han sido tomadas en las unidades comprendidas entre los estadios isotópicos OIS3 y OIS2, pertenecientes a la secuencia del Pleistoceno Superior de Caló des Mort. Estas unidades comprenden una secuencia compleja de sedimentos eólicos, coluviales y aluviales, que incluyen horizontes edáficos y marcadas superficies de erosión (Goy et al., 2010).

3. METODOLOGÍA

Para la extracción de los fitolitos a partir de muestras de sedimentos se ha seguido el protocolo propuesto por Piperno (1988), de máxima preservación de la fracción mineralógica total. Se ha partido de una muestra inicial de 10 g, a la que se han eliminado las sales solubles, la materia orgánica, carbonatos y desagregado con dispersante (hexametáfosfato sódico), siendo el sedimento restante tamizado para recuperar las fracciones de limo.

Igualmente, se han recolectado muestras de plantas pertenecientes a las formaciones vegetales presentes en la zona, así como muestras de sedimentos superficiales en los que crecen, de tal forma que se dispone de una colección de referencia tanto a nivel taxonómico como de formaciones vegetales.

4. RESULTADOS

Las muestras tomadas en la base de la secuencia (OSI3), correspondientes a la unidad inferior (potencia >2m), con facies de dunas eólicas, han resultado estériles desde el punto de vista de la presencia de silicofitolitos. Sin embargo, a techo de esta unidad, se han identificado silicofitolitos de tipo alargado planar y prismático (Fig. 2) pertenecientes a *Poaceae*, así como drusas (fitolitos de oxalato calcico), coincidente con claras evidencias de una intensa bioturbación (Goy et al., 2010). Las muestras de los niveles más recientes del OIS3, correspondientes a facies

continentales coluvionares, han resultado más ricas, tanto en número como en la variedad de biomorfotipos. Su presencia aumenta hacia el techo de la unidad, presentando sin embargo, mayor concentración en los niveles con elevada bioturbación. Se han identificado morfologías de tipo alargado, alargado trapecoidal liso, y de tipo globular espinoso del género *Palmae*, este último indicativo de la presencia de agua dulce.

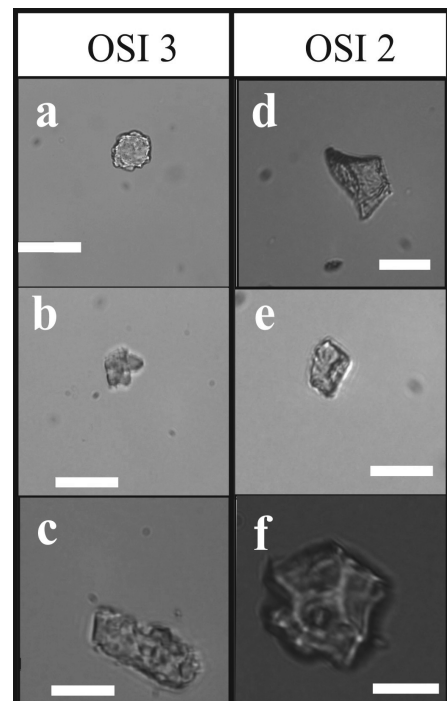


Fig. 2. Morfologías de fitolitos presentes en las secuencias estratigráficas pertenecientes a los estadios isotópicos OIS3 y 2. a: globular espinoso (*Palmae*); b: drusa (especie halófitas); c: prismático alargado alterado (*Poaceae*); d: tipo silla (*Spartina* sp.); e: trapecoidal (*Tamarix* sp.); f: cónico (*Ericaceae*). Escala = 20 μ m.

La unidad superior (facies de dunas eólicas, OIS2) ha permitido la recuperación de un mayor número de fitolitos, tanto en los niveles con evidencias de actividad edáfica como en los niveles más recientes no edafizados. Aunque predominen los morfotipos de tipo C₄ (silla) a lo largo de la unidad, indicando el carácter xerofítico en general de la

vegetación durante este periodo, se puede, sin embargo, identificar una fase más húmeda que se corresponde con la base de la unidad, con predominio de morfotipos de fitolitos pertenecientes a las familias de las *Ericaceae* (Fig. 2), presentes en el sotobosque de las formaciones de pinares y sabinares, seguidas de los morfotipos pertenecientes a *Poaceae*. Hacia el techo de la secuencia, aumenta la presencia de morfotipos de tipo *Poaceae*, como es el caso de *Spartina sp.*, *Ammophila maritima*, así como de *Tamarix sp.* y de *Fabaceae*, característicos de sistemas de dunas y resistentes a la desecación y abrasión. Estos indicios de un aumento de la aridez coinciden con el final del LGM (Last Glacial Maximum).

5. CONCLUSIONES

Los primeros resultados de este estudio corroboran el potencial de los fitolitos como un buen *proxy* en el estudio de cambios ambientales en depósitos de origen eólico y en la identificación de fases de actividad edáfica (número y diversidad de morfotipos). Asimismo, se han podido detectar cambios en la proporción de los principales taxones de las formaciones vegetales, limitados a las muestras con un número significativo de morfotipos.

La existencia de muestras, estériles o con apenas indicios de fitolitos, parece estar relacionada con la menor resistencia de los silicofitolitos a la disolución en ambientes alcalinos ($\text{pH} > 7$) cuyo tiempo medio de preservación es inferior a 25.000 años).

Agradecimientos

Proyectos CGL08-03998 y 04000BTE, Consolider-Ingenio CSD2007-00067-GRACCIE, y Grupo Investigación de la UCM 910198 (Paleoclimatology and Global Change).

REFERENCIAS

Abrantes, F. 2003. A 340,000 year continental climate record from tropical Africa—news from

- opal phytolith from the equatorial Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters* 209 (1), 165-179.
- Frayssé, F., Pokrovsky, O.S., Schott, J. y Meunier, J.-D. 2009. Surface chemistry and reactivity of plant phytoliths in aqueous solutions. *Chemical Geology* 253, 197-206.
- Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J., Cabero, A., Lario, J., Roquero, E., Mercier, N. y Soler, V. 2010. Marine and terrestrial environmental relationships in coastal areas during Late Pleistocene (Formentera, Balearic Islands). *Actas Decoding the Last Interglacial in Western Mediterranean-INQUA Project 0911-CMP*, Cerdeña, Italia, p.27.
- Lasaga, A. 1984. Chemical kinetics of water-rock interactions. *Journal Geophysical Research* 89, 4009-4025.
- Lu, H-Y. y Liu, K-b. 2005. Phytolith assemblages as indicators of coastal environmental changes and hurricane overwash deposition. *The Holocene* 15 (7), 965-972.
- McManus, J., Hammond, D.E., Berelson, W.M., Kilgore, T.E., Demaster, D.J., Ragueneau, O.G. y Collier, R.W. 1995. Early diagenesis of biogenic opal: dissolution rates, kinetics, and paleoceanographic implications. *Deep-Sea Research* 42, 871-903.
- Piperno, D. 1988. *Phytolith Analysis: An Archaeological and Geological Perspective*. Academic Press, San Diego, 280 pp.
- Piperno, D. 2006. *Phytoliths: A Comprehensive Guide for Archaeologists and Paleocologists*. Altamira Press, Lanham MD, 248 pp.
- Rovner, I. 1971. Potential of opal phytoliths for use in paleoecological reconstruction. *Quaternary Research* 1, 345-359.
- Thorn, V.C. 2004. Data report: Phytoliths in drill core sediments from Sites 1165 and 1166, Leg 188, Prydz Bay, East Antarctica, En Cooper, A.K, O'Brien, P.E. y Richter, C. (Eds.): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Sci Results* 188, 1-12.
- Twiss, P.C., Suess, E. y Smith, R.M. 1969. Morphological classification of grass phytoliths. *Soil Science Society of America. Proceedings* 33, 109-1

EVOLUCIÓN HISTÓRICA DEL CAMPO DUNAR DE LAREDO (CANTABRIA)

Historic evolution of the Laredo dune field (Cantabria)

P. Martínez Cedrún ⁽¹⁾, G. Flor-Blanco ⁽²⁾, G. Flor ⁽²⁾, J. Pardo ⁽³⁾, G. Fernández Maroto ⁽¹⁾

- (1) Departamento de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada. Universidad de Cantabria. Avda. de los Castros. 39005 Santander. patricio.martinez@unican.es
 (2) Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. C/ Arias de Velasco, s/n 33005 Oviedo
 (3) Tecna, S.L. C/ Cádiz, 3. 39002 Santander.

Abstract: The Laredo sand dune field, which is part of the confining barrier of the estuary of the river Asón, has undergone important changes over the past few decades due to anthropic interventions that have provoked the alteration and destruction of a large part of it, and also to natural recession related to coastal dynamics and changes in sea-level. The evolution of the sand dune field from 1956 to 2010 has been reconstructed based on orthophotographs taken in 1956, 1972, 1988, 2011 and 2010, employing ArcGIS 9.0. The land use units have been mapped, quantifying the areas and establishing the changes in the beach-dune boundary over time. The most aggressive anthropic intervention has been that related to the urbanization of almost the whole dune front that borders La Salvé beach, developed over an area of 270 ha, more than 45% of the dune surface, with the exception of the zone of “El Puntal”. The advance-recess processes of the dune front is uneven depending on the sector; on the western side of the beach there has been a tendency to advance about 125 m, while in “El Puntal” recession has become the predominant factor, with distances of up to 35 m, which have recently increased at the beginning of 2012.

Palabras clave: evolución, campo dunar, cartografía SIG, usos suelos, Cantabria.

Key words: evolution, dune field, SIG cartography, soils uses, Cantabria.

1. INTRODUCCIÓN

El campo dunar de Laredo, que se sitúa en la costa acantilada oriental de Cantabria, se desarrolla íntimamente vinculado al relleno estuarino del Asón, incluyendo la construcción de la barrera confinante.

Los componentes de viento generadores de acumulaciones dunares en esta costa provienen del W y SSW, seguidos del E al NE y, finalmente, del WNW a NNW.

Las acumulaciones arenosas eólicas son numerosas en esta costa, pero especialmente concentradas en algunos segmentos donde existe mayor disponibilidad de fracciones arenosas que, de una manera generalizada, han sido suministradas por los sistemas fluviales de mayor envergadura, cuyas cabeceras comienzan en la divisoria de la cordillera Cantábrica (Cares-Deva, Nansa, Saja-Besaya, Miera, Asón y Agüera): 1) entre los estuarios de San Vicente de la Barquera y La Rabia; 2) entre los de San Martín de la Arena y Mogro; 3) zona oriental del estuario de

Santander, incluyendo la espiga confinante de Somo; 4) desde el estuario de Cabo Quejo a la playa de Berria; 5) entre los estuarios del Asón y Oriñón, ambos inclusive.

En este trabajo, se analiza la evolución histórica desde los años 50 del siglo pasado hasta el presente (2010) del campo dunar de Laredo, donde la ocupación antrópica ha sido muy intensa. Para ello, se han utilizado como base de partida los fotogramas verticales más representativos (los de proyección cónica de 1956, 1972 y 1988 y las ortofotos de 2001 y 2010). Se ha procedido a la fotointerpretación, digitalización, análisis espacial y cuantificación del conjunto de la información generada. La manipulación, extracción, análisis y cuantificación de la información implícita en cada una de las fotografías aéreas analizadas se ha realizado de manera sencilla y precisa mediante el empleo de Sistemas de Información Geográfica (SIG), con el software Arcgis 9.0.

El hecho de trabajar con fotografías en formatos analógico y digital obliga a preprocesar, escanear y transformar a soporte digital las fotografías aéreas analógicas. Por ello, al ser imágenes que no tienen un sistema de referencia concreto, ha sido necesario dotarlas de un sistema de referencia común.

Una vez diseñadas las diferentes capas de información para cada fotograma analizado, se han cartografiado para cada uno de los años por separado y, posteriormente, se superpusieron para comprobar la dinámica de cambio del campo dunar de Laredo ante la progresiva ocupación antrópica de su superficie y la modificación del límite playa/duna, a lo largo de este intervalo temporal.

2. CAMPO DUNAR DE LAREDO

Las contribuciones principales sobre estas dunas se deben a Flor (1980), Rivas Mantecón (1991), Flor et al. (2004), Martínez-Cedrún (2009) y Flor et al. (2011).

Las intervenciones antrópicas se han clasificado según las particularidades del territorio, basadas en los usos y aprovechamientos del territorio que, desde 1956 hasta la actualidad, han tenido lugar en el campo dunar de Laredo (Tabla 1).

Se diferencia, por una parte, el sistema dunar que conserva las morfologías y la vegetación propia de este ambiente y, por otra, aquéllos que han adquirido otras características por transformación antrópica. Existía un cordón dunar orlando la playa, interrumpido por el pisoteo de acceso a la playa (Fig. 1, esquina inferior

derecha) y una superficie por detrás de apariencia plana, que constituye el resto del extenso campo dunar.



Fig. 1. Vista aérea oblicua desde Laredo al NW del campo dunar con la playa de La Salvé en los años 60, iniciando la urbanización.

Esta morfología poco contrastada altiméricamente se reproduce en aquellos sistemas dunares que han experimentado una progadación relativamente rápida, junto con la playa. Es un proceso inducido por la construcción de diques alargados mar afuera en ambos márgenes de los pasos de desembocadura en ciertos estuarios, como los del Nalón y Villaviciosa (Flor y López Peláez, 2006).

Zonas agropecuarias y eucaliptales, ya existentes en 1956, preservaron, generalmente, las morfologías originales.

Dentro de la categoría de zona urbanizada, se incluyen los suelos urbanos (edificaciones, aparcamientos, paseo marítimo, viales, etc), que han supuesto la destrucción del campo dunar (Fig. 2).

Tabla. 1. Superficies y porcentajes de los usos del suelo del campo dunar de Laredo en 1956, 1972, 1988, 2001 y 2010

USOS	1956 ha (%)	1972 ha (%)	1988 ha (%)	2001 ha (%)	2010 ha (%)
Campo dunar	158,2 (27,0)	91,1 (15,4)	74,2 (12,4)	46,7 (7,8)	42,0 (7,0)
Agropecuario	321,1 (54,8)	273,9 (46,4)	238,9 (39,9)	224,2 (37,4)	202,2 (33,8)
Eucaliptal	48,8 (8,3)	50,3 (8,5)	49,7 (8,3)	48,2 (8,0)	48,2 (8,0)
Zona urbanizada	57,5 (9,8)	172,6 (29,2)	230,0 (38,4)	257,3 (42,9)	270,8 (45,3)
Polígono industrial					8,9 (1,5)
Camping			4,8 (0,8)	4,8 (0,8)	5,8 (0,9)
Saca de arenas		1,4 (0,2)	0,7 (0,1)	1,3 (0,2)	
Alteración indeter.				16,4 (2,7)	19,8 (3,3)
TOTAL	585,8 (100)	589,5 (100)	598,4 (100)	599,1 (100)	597,8 (100)

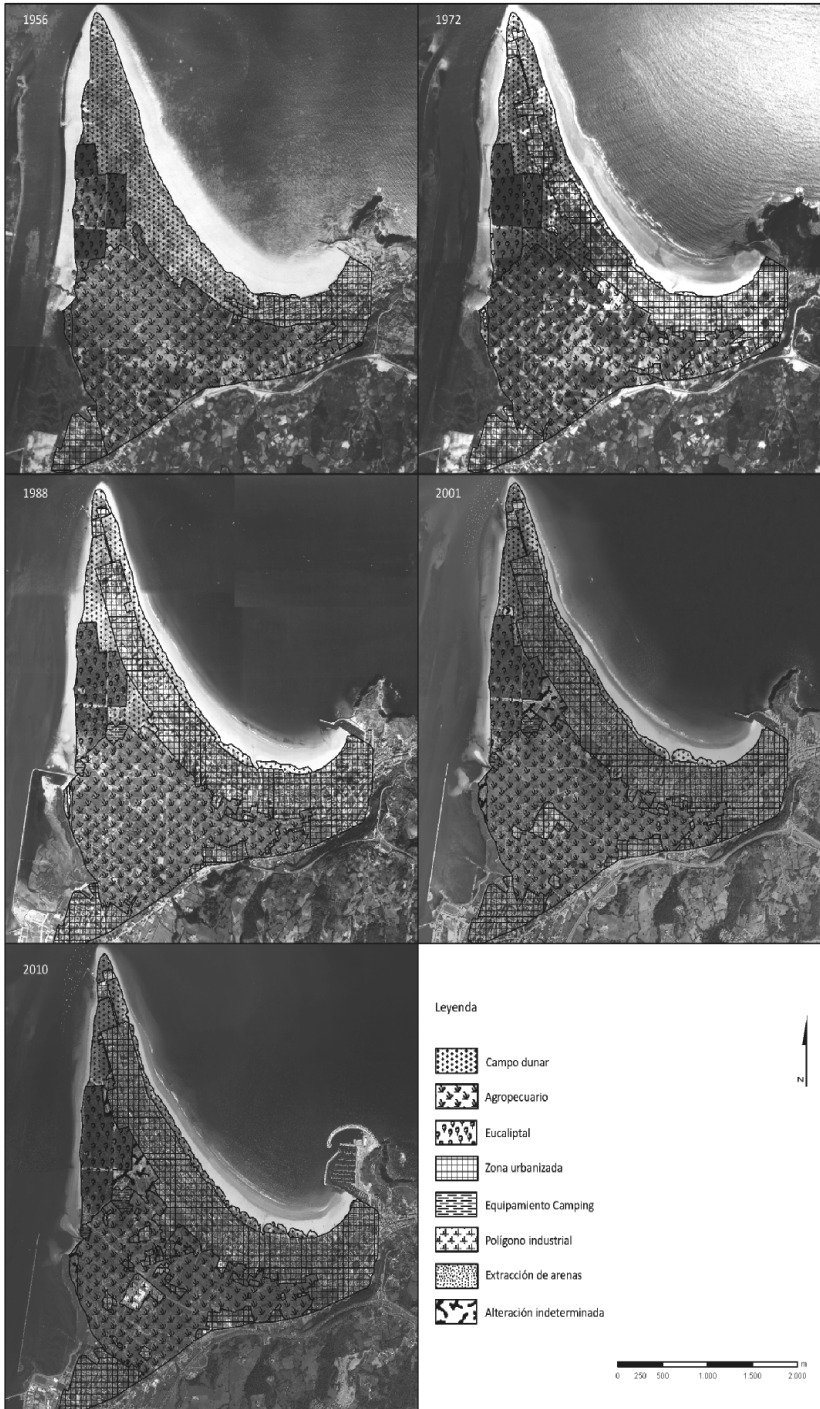


Fig. 2. Evolución histórica del campo dunar de Laredo con las cartografías del campo dunar residual y de los diferentes usos y alteraciones en los años 1956, 1972, 1988, 2001 y 2010. La playa estuarina rectilínea de El Regatón se abre al W y la playa arqueada de La Salvé al E, separadas por el ápice septentrional de El Puntal.

Tabla. 2. Evolución de la superficie dunar no alterada entre los años 1956 y 2010.

Año	Superficie (ha)	Destrucción periodo (ha)	Promedio anual destruido (ha)	Pérdida relativa periodo (%)
1956	158,22	Sin datos	Sin datos	Sin datos
1972	91,11	67,11	4,19	42,42
1988	74,25	16,86	1,05	18,51
2001	46,74	27,51	2,12	37,05
2010	42,00	4,74	0,53	10,14

3. EVOLUCIÓN HISTÓRICA

El estudio de la evolución del sistema dunar desde 1956 muestra que este gran conjunto de origen eólico ocupaba 580 ha, el mayor de la costa cantábrica (Tabla 1). A mediados de siglo, los terrenos agropecuarios representaban la mayor superficie del campo dunar con 321 ha, la mitad de la superficie propiamente dunar.

El desarrollismo de Laredo, fundamentalmente desde los años 60, promovido por inversores franceses, facilitó la dedicación urbanística del campo dunar (Figs. 1 y 2, Tabla 1). En el registro de 1972, el crecimiento urbanístico de Laredo, con una dedicación turística, fue espectacular, eliminando el frente dunar de La Salvé (Fig. 1) y reduciéndose el campo dunar un 42,42% (Tabla 2).

En 1988 continuó, con un ritmo menor, la destrucción dunar por urbanizaciones, que también se extienden a los terrenos agropecuarios. En los siguientes registros de 2001 y 2010, el crecimiento urbanístico es más sostenido hasta alcanzar una superficie de 270 ha, que representa un incremento de 213 ha respecto al año 1956 (Tabla 1). En la actualidad, las únicas superficies dunares sin alterar suponen solamente 42 ha (Tabla 2).

4. CAMBIOS DEL FRENTE DUNAR

Se ha identificado con precisión el contacto entre el frente dunar y la parte alta de la playa, como indicador morfológico sensible de los procesos de erosión y progradación dunar, diferenciándose sectores con tendencias progradantes y erosivas. Así, en las zonas central y

oriental de La Salvé, ha predominado una progradación dunar, máxima en el extremo suroriental (125 m), mientras que en el centro se ha reducido a 45m. En El Puntal, dominan los procesos erosivos con una regresión de 2001 a 2010 superior a 30 m, intensificada en los dos últimos años de 2011 y 2012. Esta tendencia regresiva es generalizada en la playa estuarina del Regatón, con recesiones de 15 m, en este caso, con una distribución más regular.

REFERENCIAS

- Flor, G. 1980. Las dunas costeras de Cantabria: valores singulares geológicos. *Actas de la I Reunión de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio*. Santander, 22 pp.
- Flor, G y López Peláez, J. 2006. Cambios morfológicos por canalización de la desembocadura en los estuarios asturianos de Navia, Nalón y Villaviciosa. *Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología*. A. Pérez Alberti y J. López Bedoya (Eds.): 419-431.
- Flor, G., Flor-Blanco, G. y Martínez, J.F. 2004. Evolución del campo dunar de El Puntal. En Blanco Chao, R., López Bedoya, J. y Pérez Alberti, A. (Eds.): *Procesos geomorfológicos y evolución costera*. *Actas de la II Reunión de Geomorfología Litoral*, 155-166.
- Flor, G., Martínez Cedrún, P. y Flor-Blanco, G. 2011. Los campos dunares de Asturias, Cantabria y País Vasco. En Sanjaume, E. y Gracia, F.J. (Eds.): *Las dunas en España*. Sociedad Española de Geomorfología, 127-159.
- Martínez Cedrún, P. (2009). *Caracterización morfológica y sedimentológica de los campos dunares de Cantabria*. *Evolución ambiental*. Tesis Doctoral (inédita). Departamento de Geología. Universidad de Oviedo.
- Rivas Mantecón, V. 1991. *Evolución Reciente y Estado Actual del Litoral Cantábrico Oriental*. Tesis Doctoral (inédita). Departamento de Geografía. Universidad de Murcia.

CARACTERIZACIÓN DEL RELLENO HOLOCENO DEL ESTUARIO DEL RÍO DEBA (GIPUZKOA)

Holocene deposits of the Deba estuary (Gipuzkoa)

J. Núñez-Sánchez^(1,2), M. Arriolabengoa^(1,2), A. Aranburu^(1,2), E. Iriarte^(2,3), A. Cearreta^(2,4)

- (1) Dpto. de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV/EHU. Barrio Sarriena s/n, 48940 Leioa, Bizkaia. jnunez012@ehu.es.
- (2) ARANZADI Geo-Q Zentroa, Mendibile auzoa, 48940 Leioa, Bizkaia.
- (3) Laboratorio de Evolución Humana, Dpto de Ciencias Históricas y Geografía, Universidad de Burgos. Edificio I+D+i, Plaza de Misael Bañuelos s/n, 09001, Burgos.
- (4) Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV/EHU. Barrio Sarriena s/n, 48940 Leioa, Bizkaia.

Abstract: The Holocene on the Cantabrian coast is characterized by a rapid sea-level rise. This marine invasion of fluvial valleys establishes the beginning of modern estuaries, whose evolution is well recorded based on micropalaeontological and, to a lesser extent, sedimentological data. Thus, the Holocene corresponds to a transgressive period that allows the preservation and study of estuarine depositional sequences and their evolution through time. The sedimentological and micropalaeontological study carried out at the Deba estuary borehole is based on several techniques, such as X-ray diffraction, characterization of sediments using a binocular microscope and laser particle analyzer. This has permitted the identification of five sections in which the sea level rise can be observed and also characterizes the dynamics of the estuarine deposits.

Palabras clave: Holoceno, transgresión, evolución sedimentaria, estuario del río Deba, costa Cantábrica

Key words: Holocene, marine transgression, sedimentary evolution, Deba estuary, Cantabrian coast

1. INTRODUCCIÓN

El Holoceno está caracterizado por una transgresión marina con grandes variaciones en la velocidad de ascenso (Monge-Ganuzas et al., 2006; Monge-Ganuzas, 2008; Cearreta et al., 2006; Leorri et al., 2010; Alonso y Pagés, 2010). Se han realizado distintos estudios de sondeos en diversos estuarios de la costa cantábrica. Este trabajo pretende completar la información existente respecto a esta transgresión, a partir del estudio sedimentológico, mineralógico y micropaleontológico de un sondeo realizado en el depósito estuarino del Deba (Gipuzkoa) (Fig. 1).

Desde el punto de vista geomorfológico, el estuario se encuentra rellenando parte del espacio producido por el encajamiento del río Deba en lutitas, margas, areniscas limosas y areniscas turbidíticas albienses (Aguirrezabala, 1996). Por tanto, el relleno sondeado representa una secuencia estuarina transgresiva de valle encajado

(Reading, 1996).

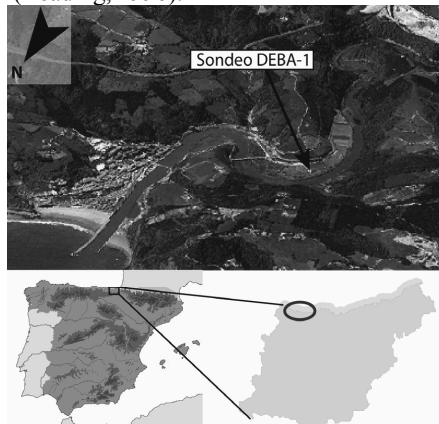


Fig. 1. Localización geográfica del sondeo DEBA-1.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

En febrero de 2008, se realizó un sondeo de 29,40 m de longitud en el relleno estuarino del Deba. La caracterización del sondeo se ha llevado a cabo a partir de un análisis de facies, análisis granulométricos

y de difracción de rayos X (DRX), estudio mineralógico con lupa binocular y análisis micropaleontológico de foraminíferos bentónicos. Finalmente se dató la parte basal del sondeo a partir de radiocarbono.

3. RESULTADOS

Se han identificado cinco facies pertenecientes a distintos subambientes sedimentarios (Fig. 2):

1. Ambiente fluvial: Estos materiales se disponen sobre margas y limolitas calcáreas del Cretácico, mediante un contacto erosivo. A partir de una fábrica sustentada por gravas redondeadas heterométricas de hasta 7 cm muestran una gradación positiva hacia techo, con predominio de la matriz areno-limosa y escasez de materia orgánica. Están formados por litologías de origen

siliciclástico e ígneo, observándose bioclastos e individuos completos resedimentados de gasterópodos. En cuanto a los foraminíferos, se diferencian tanto especies estuarinas como de mar abierto (Fig. 2).

2. Llanura intermareal fangosa con intercalaciones de canal fluvio-estuarino: Está formada por un primer depósito, mayormente limoso, con precipitados evaporíticos autigénicos (yeso), restos vegetales y agregados de cemento carbonatado con edad 10.434 ± 136 cal BP. Posteriormente se alternan niveles de grava y areno-limosos, mostrando varios ciclos de gradación positiva. La composición principal de la arena es de origen ígneo, siliciclástico, bioclastos de gasterópodos y bivalvos, agregados de cemento calcítico y, en menor cantidad, restos vegetales, yesos autigénicos y agregados con cemento de

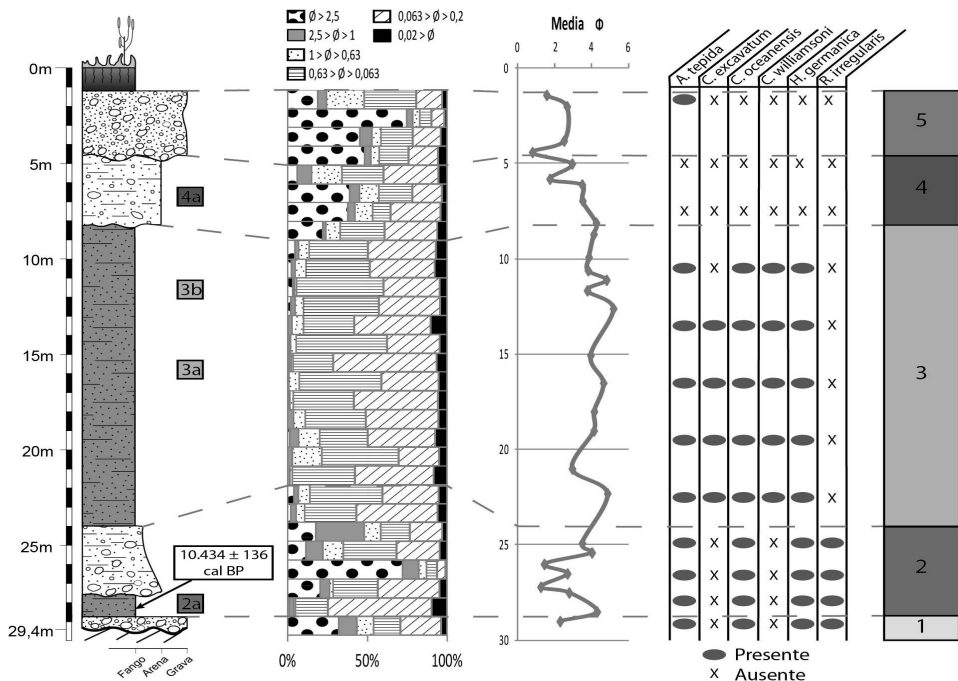


Fig. 2. Secuencia estratigráfica simplificada del sondeo DEBA-1, junto con la ubicación de las muestras de DRX. Análisis granulométrico y micropaleontológico de las especies más relevantes. La última columna muestra los distintos ambientes diferenciados en este trabajo: 1) y 5) Ambientes fluviales; 2) Llanura intermareal fangosa con intercalaciones de canal fluvio-estuarino; 3) Llanura mixta intermareal salobre; 4) Llanura intermareal con canales fluvio-estuarinos; 5) Facies de canal fluvial

óxidos de hierro. El nivel se caracteriza por presentar un elevado número de caparzones de foraminíferos con especies tanto autóctonas estuarinas como alóctonas de mar abierto (Fig. 2). En la mineralogía determinada en la primera litofacies (Tabla 1, 2a) destaca la presencia de pirita y la abundancia de calcita respecto a las demás muestras.

3. Llanura mixta intermareal salobre: Está constituida mayoritariamente por materiales limosos y areno-limosos, con alguna intercalación arenosa. Predominan los agregados de cemento evaporítico y calcítico, junto con diferente cantidad de granos ígneos, siliciclásticos y agregados con cemento de óxido de hierro. Presenta intercalaciones de niveles más bioclásticos (bivalvos y gasterópodos), niveles con abundantes restos vegetales y otros relativamente empobrecidos en fósiles. El final de la serie está marcado por agregados de cemento evaporítico y abundancia de restos vegetales o bioclastos. Contiene una asociación de microfósiles muy abundante, con muy poca diversidad específica y ausencia total de individuos de mar abierto (Fig. 2).

4. Llanura intermareal con canales fluvio-estuarinos: Lo forman paquetes de sedimento de matriz areno-limosa y gravas, en la que predominan granos ígneos y sedimentos siliciclásticos. En la base de la secuencia, se encuentran los únicos agregados con cemento yesífero, carbonático, de óxido de hierro y los niveles con materia vegetal oxidados. Se caracteriza por una asociación de foraminíferos bentónicos extremadamente escasa. El análisis de DRX (4a) muestra una mayor abundancia de clorita respecto a las otras muestras.

5. Facies de canal fluvial: Se caracteriza por presentar niveles de gran concentración en gravas heterométricas de 5 cm y matriz arenosa.

La litología comprende exclusivamente arenas o gravas siliciclásticas e ígneas, con la aparición de alguna limonita.

4. DISCUSIÓN

En primer lugar destaca el origen post-sedimentario de los agregados con diferente cemento. En zonas con abundante materia orgánica se produce un horizonte ácido y se forman minerales de pirita (Canfield y Raiswell, 1999) (Tabla 1, 2a), mientras que los cementos carbonáticos y yesíferos autigénicos, se originan por el contenido de sus iones del agua marina enterrada. Los óxidos probablemente proceden de la alteración de la pirita o materia orgánica en medios más oxigenados. Teniendo en cuenta que no se han podido separar estos agregados a la hora de hacer el análisis granulométrico, los resultados del tamaño medio de las muestras podrían estar sobreestimados.

La secuencia estuarina descrita, pone de manifiesto la transgresión marina experimentada en el litoral cantábrico durante el Holoceno. Las facies fluviales identificadas en la base de la secuencia coinciden con el tipo de ambientes descritos para otros sondeos de esta zona costera (Monge-Ganuzas, 2008; Leorri y Cearreta, 2009), interpretadas como cortejo sedimentario de nivel de mar bajo (LST). La rápida transgresión marina que se produce posteriormente (10.434 ± 136 cal BP), inunda el ambiente anterior, sumiéndolo en un medio transicional con depósito de sedimentos depositados en ambientes reductores, como se deduce a partir del contenido abundante en materia orgánica y la pirita. Los aportes continentales de canal fluvio-estuarino intercalados en este ambiente denotan que aún perdura una influencia fluvial. Estos sedimentos inician el cortejo sedimentario transgresivo (TST).

Tabla 1. Análisis por Difracción de Rayos-X, roca total / mineralogía de arcillas.

Muestra	%Cuarzo	%Calcita	%Filosilic.	%Plag.	%Pirita	%Yeso	% Illita	% Caolinita	% Clorita
2a	40	23	27	-	9	1	84	6	10
3a	66	3	14	16	-	1	82	9	9
3b	89	5	14	-	-	1	78	7	15
4a	73	-	20	7	-	-	78	5	17

A medida que continúa la transgresión marina, la influencia fluvial decrece y el medio se estabiliza desarrollándose una llanura intermareal mixta, con sus respectivos cambios laterales a distintos subambientes de llanura y canales intermareales. Hacia techo se incrementa la cantidad de clorita, proveniente de los materiales volcánicos por los que transcurre el río Deba, indicando un mayor aporte de agua dulce. El incremento del aporte continental puede estar relacionado con la disminución de la velocidad de la transgresión y su estabilización (Alonso y Pagés, 2010). De esta forma la tasa de sedimentación empieza a ser mayor que el espacio de acomodación producido por la transgresión, ocasionando la progradación del estuario, dando inicio al cortejo sedimentario de nivel del mar alto (HST). Por último, se produce la colmatación del estuario, por medio de aportes de canales fluviales en progradación. El sondeo estudiado describe por tanto, una secuencia transgresiva de un estuario interno.

5. CONCLUSIONES

La secuencia sedimentaria estudiada, corresponde al igual que otros sondeos realizados en la cornisa cantábrica, a una secuencia estuarina holocena. Dicha secuencia indica una primera y rápida elevación de nivel del mar y una posterior disminución en la velocidad de ascenso, en la que se produce la colmatación del estuario del río Deba.

El análisis granulométrico de sedimento estuarino puede ser engañoso, ya que los minerales postsedimentarios autigénicos pueden enmascarar los datos indicando un tamaño de grano mayor que el del sedimento detrítico.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido financiada por la Diputación Foral de Gipuzkoa a través del Proyecto “Estudio Geológico del entorno de la cavidad de Praileaitz I” y cofinanciado por los proyectos de

investigación EHU 11/21 y UFI 11/09. Se agradece también al personal del SGiker (UPV/EHU) y al Centro Geo-Q de Aranzadi.

REFERENCIAS

- Aguirrezabala, L.M. 1996. *El Aptiense-Albiense del Anticlinorio Nor-Vizcaino entre Gernika y Azpeitia*. Tesis Doctoral (inédita), UPV/EHU, 429 pp.
- Alonso, A. y Pagés, J.L. 2010. Evolución del nivel del mar durante el Holoceno en el noroeste de la península Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 23, 157-167.
- Canfield, D.E. y Raiswell, R. 1999. The evolution of the sulfur cycle. *American Journal of Science* 299, 697-723.
- Cearreta A., Monge-Ganuzas, M. e Iriarte, E. 2006. Análisis micropaleontológico (foraminíferos) y evolución ambiental Holocena del estuario superior del Oka (área de Portuzarra, Gernika-Lumo). *Illunzar* 6, 57-68.
- Leorri, E. y Cearreta, A. 2009. El registro geológico de la transformación ambiental de la ría de Bilbao durante el Holoceno y el Antropoceno. *Munibe*, suplemento 27, 1-188.
- Leorri, E., Gehrels, W.R., Horton, B.P., Fatela, F. y Cearreta, A. 2010. Distribution of foraminifera in salt marshes along the Atlantic coast of SW Europe: Tools to reconstruct past sea-level variations. *Quaternary International* 221, 104-115.
- Monge-Ganuzas, M., Iriarte, E. y Cearreta, A. 2006. Análisis sedimentario y evolución holocena del estuario superior del Oka en el área de Portuzarra (Gernika-Lumo, Bizkaia). *Illunzar* 6, 39-55.
- Monge-Ganuzas, M. 2008. *Evolución temporal de la dinámica sedimentaria en el estuario inferior de Oka (Reserva de la Biosfera de Urdaibai): una herramienta costera para la Gestión Integrada de las Zonas Costeras*. Tesis Doctoral (inédita), UPV/EHU, 576 pp.
- Reading, H.G. 1996. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, London, 687 pp.

FORMACIONES DE TURBA DURANTE EL HOLOCENO RECIENTE EN EL P.N. DE DOÑANA (SW ESPAÑA): IMPLICACIONES AMBIENTALES

Peat Formations during the Late Holocene in Doñana National Park (SW Spain): environmental implications

A. Rodríguez-Ramírez⁽¹⁾, G. Jiménez-Moreno⁽²⁾, J. N. Pérez-Asensio⁽²⁾, M. Ruiz-Alonso⁽³⁾, E. Flores⁽⁴⁾, J. A. Morales⁽⁵⁾, C. Contreras⁽⁶⁾

- (1) Departamento de Geodinámica y Paleontología. Universidad de Huelva. Avda. 3 de Marzo, s/n 21007 Huelva. arodri@uhu.es
- (2) Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. Avda. Fuentenueva S/N. 18002 Granada, España
- (3) Instituto de Historia. Centro de Ciencias Humanas y Sociales (CCHS). Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC).c/ Albasanz, 26-28. 28037 Madrid (Spain).
- (4) Espacio Natural Doñana. Junta de Andalucía. Ctra. El Rocío-Matalascañas, 21760 Almonte (Huelva) .
- (5) Departamento de Geología. Universidad de Huelva. Avda. 3 de Marzo, s/n. 21007 Huelva.
- (6) Departamento de Agua y Medio Ambiente, EGMASA. C/ Johan Gutenberg, 1, 41092 Sevilla.

Abstract: In this paper we study peat and clay formations that outcrop on the beach of PN Doñana, after a winter storm in 2009. Geomorphological, stratigraphic, paleontological, palynological, chronological and anthracological studies indicate that these sediments were deposited in a freshwater lake and formed sometime before 2492 – 2326 cal yr BP. This lake was located on a deflation surface on the stabilized dune formations of El Abalario, establishing the beginning of the semistabilized dune systems of the zone. This lake was formed at some distance from the coast, in an environment similar to the present Santa Olalla lake, but probably characterized by more steppic conditions and with rare *Pinus* type *pinaster*. The present location of the sedimentary formation of the lake involves a large coastal retreat, with the dismantling of existing coastal and continental formations such as the genesis of the current coastal formations (spits and dunes).

Palabras clave: Doñana, Holoceno, geomorfología costera, sistemas lagunares, dunas, retrogradación.

Key words: Doñana, Holocene coastal geomorphology, lagoon systems, dunes, coastal retrogradation.

1. INTRODUCCIÓN

En el interfluvio Tinto-Guadalquivir se encuentra una de las formaciones dunares más importantes de Europa, el sistema eólico de El Abalario. Este sistema presenta sucesivos episodios dunares estables, semiestables y activos, superponiéndose unos sobre otros a lo largo del Pleistoceno Superior y Holoceno (Vanney y Menanteau, 1985; Rodríguez Ramírez, 1998; Borja et al., 1999; Zazo et al., 2005). Actualmente, los episodios más recientes son los que están relacionados con las fases progradantes de la flechas litorales activas (Doñana principalmente). Una de las características más notables de estas formaciones eólicas es el gran desarrollo de numerosas zonas húmedas asociadas (lagunas, charcas, criptohumedales). Éstas se extienden

actualmente a lo largo de toda su superficie, así como estratigráficamente en los sucesivos episodios Pleistocenos, con importante desarrollo de turba, tal como se puede observar en el corte estratigráfico que define el acantilado del Asperillo. Sin embargo, son muy escasas las formaciones de turba de edad Holocena en la costa de Huelva (Laguna de las Madres) (Menéndez y Florschütz, 1964).

El sector del Abalario está sometido a una erosión importante, especialmente durante los temporales invernales, dando lugar a retrocesos significativos (Menanteau, 1979; Rodríguez Ramírez, 1998). Fue precisamente una sucesión de este tipo de eventos, en los inviernos de 2009 y 2010, los que dejaron al descubierto en las playas del P.N. de Doñana una serie de formaciones de turba y arcilla, que hasta entonces habían estado fosilizadas por

depósitos de playas y dunas actuales (Figs. 1 y 2).

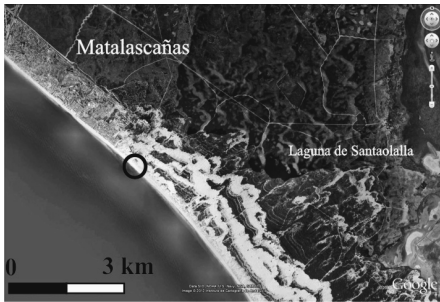


Fig. 1. Localización del área de estudio

El objetivo de este estudio es describir estas formaciones, establecer su marco cronológico, así como determinar las variables ambientales y geodinámicas que han llevado a su génesis y situación actual, dentro del contexto costero en el que se ubica.



Fig. 2. Formación de turba estudiada.

2. FACTORES MORFODINÁMICOS

La zona de estudio se sitúa dentro del P.N. de Doñana, en un pequeño afloramiento en plena línea de costa, unos 200 m al sur del límite de la urbanización de Matalascañas.

La orografía del entorno es muy suave con litologías arenosas cuarzosas de origen eólico principalmente. Los materiales son muy deleznable lo que le confiere un carácter poco competente ante los procesos erosivos costeros.

La zona presenta un clima mediterráneo húmedo con influencia atlántica y marcada

estacionalidad (precipitación media ≈ 550 mm). Los vientos dominantes son del tercer cuadrante, reflejando una frecuencia del 22,5 % anual. El régimen de oleaje es moderado (primavera-verano \approx Hs-0,70 m y Tp-6 s; otoño-invierno \approx Hs-1,5 m y Tp-10 s). El rango mareal es de tipo mesomareal, con un rango máximo de 3,6 m y mínimo de 0,7 m.

3. METODOLOGÍA

Se han realizado diferentes estudios, geomorfológico, estratigráfico, paleontológico, palinológico, antracológico y cronológico de las formaciones de turba y arcilla aflorantes. Las campañas de muestreo se realizaron a lo largo del año 2010. Para ello, se empleó una sonda manual "Eijkkamp", compuesta por un utillaje de varias coronas. Las dataciones efectuadas en la turba y madera fueron llevadas a cabo en el laboratorio del C.N.A. de Sevilla (Edad conv. CNA1114: 2360 \pm 40 BP. CNA1115: 1340 \pm 45 BP). Fueron calibradas con el programa Calib Radiocarbon (curva Intcal09.14c) (Reimer et al., 2009).

4. RESULTADOS

La formación objeto de estudio está compuesta de una capa de arcilla de potencia variable (1-2 m), sobre la que se encuentra una capa de turba, también de espesor variable (20-80 cm), con abundantes restos vegetales (Figs. 2 y 4). La turba es en la base más arcillosa, aumentando hacia techo el componente arenoso (arenas cuarzosas de origen eólico \approx 30%). En la base, la turba refleja un rango de edad entre cal BP 2492 – cal BP 2326. En superficie se observan raíces en posición de vida con restos de la base de troncos de árboles y arbustos. Estos restos de madera han sido determinados como pertenecientes a la especie *Pinus* tipo *pinaster* y *Salix* sp. La datación de *Pinus* refleja un rango de edad entre cal BP 1330-cal BP 1177. Por debajo, se extiende una

capa de arcillas gris verdosas (arena/limo < 5%), de potencia variable (unos 2 m) con algunos restos vegetales en la parte superior. El análisis paleontológico no ha mostrado evidencia alguna de foraminíferos ni de malacofauna marina.

El análisis palinológico de los niveles estudiados muestra en general una vegetación caracterizada por un medio ambiente muy abierto y árido, dominados por *Amaranthaceae*, *Poaceae*, *Ericaceae* y *Artemisia*. Las especies forestales no eran muy abundantes en la zona y sólo se registran *Pinus*, *Quercus* (principalmente de tipo caduco) y *Olea* (Fig. 4).

Estas arcillas se apoyan sobre una formación competente de arenas blanco-anaranjadas, con tinciones por óxidos de hierro, cuya superficie se inclina hacia el sur hasta desaparecer bajo las formaciones litorales (Fig. 3).



Fig. 3. Arenas basales de la formación estudiada. Al fondo se observa la turba.

Tanto la turba como la arcilla presentan numerosas perforaciones por bivalvos litófagos.

Debido a fenómenos postsedimentarios el conjunto aparece deformado con intrusiones arcillosas sobre la capa turbosa.

5. DISCUSION Y CONCLUSIONES

La formación lagunar estudiada se apoya sobre la superficie de deflacción (SsFe) definida por Zazo et al. (2005), que se sitúa sobre los sistemas eólicos estabilizados, en el techo del acantilado del Asperillo (Fig. 3). La cronología de esta superficie de deflacción es de unos ~ 5 ka (Martín de la

Cruz et al., 2000), y se basa en talleres de industria lítica (Neolítico final-Calcolítico) que se encuentran distribuidos en esta superficie.

El depósito de la laguna se inicia con unas arcillas en un medio dulceacuícola, en un ambiente somero de baja energía y escaso aporte arenoso, ocupando una depresión en la superficie de deflacción. Hacia el 2492-2326 BP, comienza el depósito de turba en la laguna con un incremento de la actividad eólica en el entorno, que se traduce en un mayor aumento de la componente arenosa en el depósito. Este episodio marcaría el inicio en este sector de los sistemas semiestables de El Abalario-Doñana. La vegetación estaría dominada por plantas estépicas como las *Amaranthaceae* y *Artemisia* bajo unas condiciones climáticas principalmente áridas. En torno al 1330-1177 BP, la acumulación de turba cesa, instalándose algunos ejemplares de pinos y sauces.

La génesis de la laguna estaría entre los 5-2,5 ka, que se encontraría en un contexto similar al de algunos de los sistemas lagunares actuales de Doñana (laguna de Santaolalla), aunque éstos se asientan sobre sistemas eólicos más recientes.

Al mismo tiempo que la génesis y evolución de la laguna, el retroceso costero se ha ido produciendo de forma continua. Del estudio de las Torres Almenara del litoral se deduce un retroceso en Torre de la Higuera (Matalascañas), del orden de 0,7 m/año (Menanteau, 1979). Si se considera este mismo retroceso en los últimos 2500 años (con todas las salvedades), se podría deducir una costa alejada unos 1.800 m con respecto a la posición actual de la zona de estudio.

Como consecuencia de ese progresivo retroceso, la formación lagunar sería fosilizada por los episodios eólicos activos que recubren la flecha litoral de Doñana a lo largo de estos últimos 1.000 años. Con posterioridad, la acción del oleaje y la marea erosionarían el depósito, dejándolo a merced de la dinámica marina e instalándose las colonias de moluscos

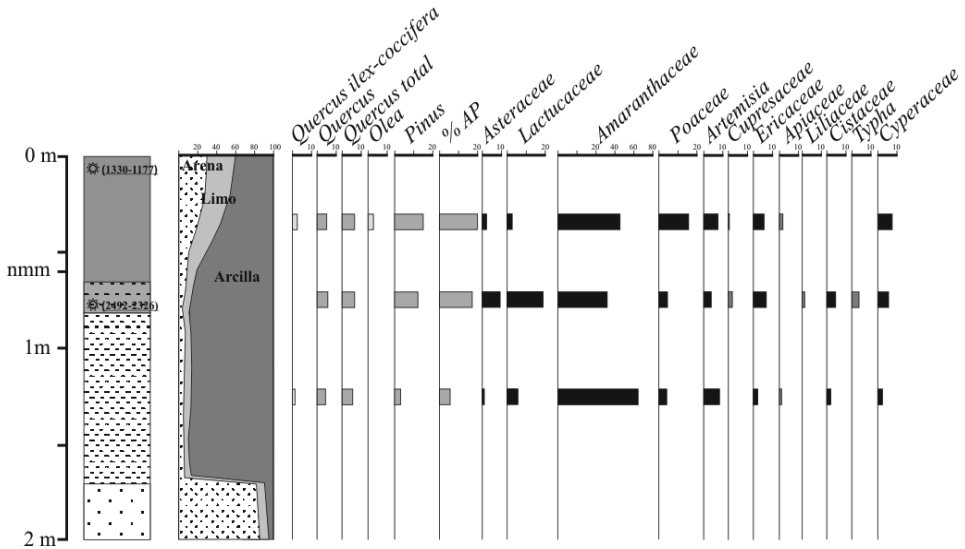


Fig. 4. Columna estratigráfica y polínica y situación del nivel marino medio actual (nmm).

litófagos. Actualmente, la formación se encuentra bajo la actual playa, aflorando sólo en temporales invernales.

Agradecimientos

El trabajo de M. Ruiz-Alonso se ha realizado dentro del Programa Consolider de Investigación en Tecnologías para la valoración y conservación del Patrimonio Cultural -TCP-CSD2007-00058.

REFERENCIAS

- Borja, F., Zazo, C., Dabrio, C.J., Díaz del Olmo, F., Goy, J.L. y Lario, J. 1999. Holocene aeolian phases and human settlements along the Atlantic coast of southern Spain. *The Holocene* 9 (3), 333-339.
- Martín de la Cruz, J.C., Delgado, M.R., Sanz, M.P. y Vera, J.C. 2000. Novedades en el conocimiento sobre el Neolítico y Calcolítico en Andalucía: panorámica de una década de investigaciones. *Trabalhos de Arqueologia* 16, 215-241.
- Menanteau, L. 1979. *Les Marismas du Guadalquivir. Exemple de transformation d'un paysage alluvial au cours du Quaternaire récent*. These 3e cycle, 154 p. Univ. Paris-Sorbonne.
- Menéndez Amor, J. y Florschütz, F. 1964. Resultados del análisis paleobotánico de una capa de turba en las cercanías de Huelva (Andalucía). *Estudios Geológicos* 20, 183-186.
- Rodríguez-Ramírez, A. 1998 *Geomorfología del Parque Nacional de Doñana y su entorno*. Organismo Autónomo Parques Nacionales, MMA. Madrid, 146 pp.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W. y Reimer, R.W. 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51 (4), 1111-1150.
- Vanney, J. R. y Menanteau, L. 1985. *Mapa fisiográfico del litoral Atlántico de Andalucía. Punta Umbria-Matalascañas y Matalascañas-Chipiona*. E. 1:50.000, Junta de Andalucía, 48 p, 2 mapas.
- Zazo, C., Mercier, N., Silva, P.G., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Roquero, E., Soler, V., Borja, F., Lario, J., Polo, D. y Luque, L. 2005. Landscape evolution and geodynamic controls in the Gulf of Cadiz (Huelva coast, SW Spain) during the Late Quaternary. *Geomorphology* 68, 269-290.

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL DE LOS SISTEMAS PLAYA-DUNA DE LAS ISLAS BALEARES EN BASE A VARIABLES GEOAMBIENTALES (1956-2008)

Space-time evolution of beach-dune systems in the Balearic Islands based on geoenvironmental variables (1956-2008)

F.X. Roig-Munar ⁽¹⁾, J.A. Martín-Prieto ^(1, 2), G.X. Pons ⁽²⁾, M. Mir-Gual ⁽²⁾, A. Rodríguez-Perea ⁽²⁾

- (1) QU4TRE, consultoria ambiental. C/ Carritxaret, 18-6. Es Migjorn Gran (Menorca). www.quatreconsultors.com, xiscoroig@gmail.com.
 (2) Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears, Carretera de Valldemossa km 7,5 Palma de Mallorca 07122.guillemx.pons@uib.es.

Abstract: The aim of this study is to analyze the evolution of 61 beach-dune systems in the Balearic Islands during seven periods (1956, 1975, 1983, 1995, 2000, 2004 and 2008), and establish the relationship with beach-dune management. In each case we have defined 36 qualitative variables whose values range from 0 to 5, following the methodology of Williams and Davies (1997) and Laranjerira et al. (1999). We have assigned values for each variable and each system using photogrammetric analysis of the seven selected periods (1956, 1975, 1983, 1995, 2000, 2004 and 2008). It assumes that in 1956 the beach-dune systems are analyzed in a natural balance without anthropogenic interference. A redundancy analysis was developed, by calculating a correlation matrix of the 36 initial variables to select a submatrix with non-redundant variables and, finally, a principal component analysis (PCA) on a matrix defined by 427 cases (61 analysis units for 7 periods) and 15 non-redundant variables.

Palabras clave: variables geoambientales, análisis espacio-temporal, Islas Baleares, gestión ambiental.

Key words: geoenvironmental variables, space-time evolution, Balearic Islands, environmental management.

1. INTRODUCCIÓN

A partir de la década de los 70 los sistemas playa-duna fueron gestionados obviando sus características geoambientales y sus funciones de reserva sedimentaria. En general la falta de gestión sobre los sistemas contribuyó a la generación de diversas formas erosivas (Alonso et al., 2002) sin ser éstos objeto de restitución (Roig-Munar et al., 2009) Estos procesos de alteración y degradación ejemplifican estadios de estabilidad y erosión (Hesp, 2002), que responden a procesos externos y factores ambientales, los cuales actúan sobre ellos y determinan la incidencia de factores ambientales responsables de procesos de formación y equilibrio. Las presiones antrópicas relacionadas con el ocio y desarrollo turístico son causantes de desajustes geoambientales sobre los sistemas, siendo éstas:

1.- Actividades que implican la destrucción

del sistema y/o urbanización parcial o total. Actuaciones que provocan importantes desequilibrios de forma rápida y acelerada.

2.- Actuaciones de gestión y uso, aparentemente menos destructivas, pero más sistemáticas y prolongadas en el tiempo.

Son las morfologías las formas de línea de costa las que contribuyen a la estabilización del sistema en todo su conjunto y son ellas las que determinan el estado ambiental del sistema (Roig-Munar et al., 2006; Martín-Prieto et al., 2009).

2. OBJETIVOS Y METODOLOGÍA

El objetivo del presente trabajo es realizar un análisis temporal de la evolución de 61 sistemas playas-duna de las islas Baleares (Fig. 1) en 7 periodos de análisis (1956, 1975, 1983, 1995, 2000, 2004 y 2008), para conocer la evolución de los sistemas en el tiempo y establecer su relación con la

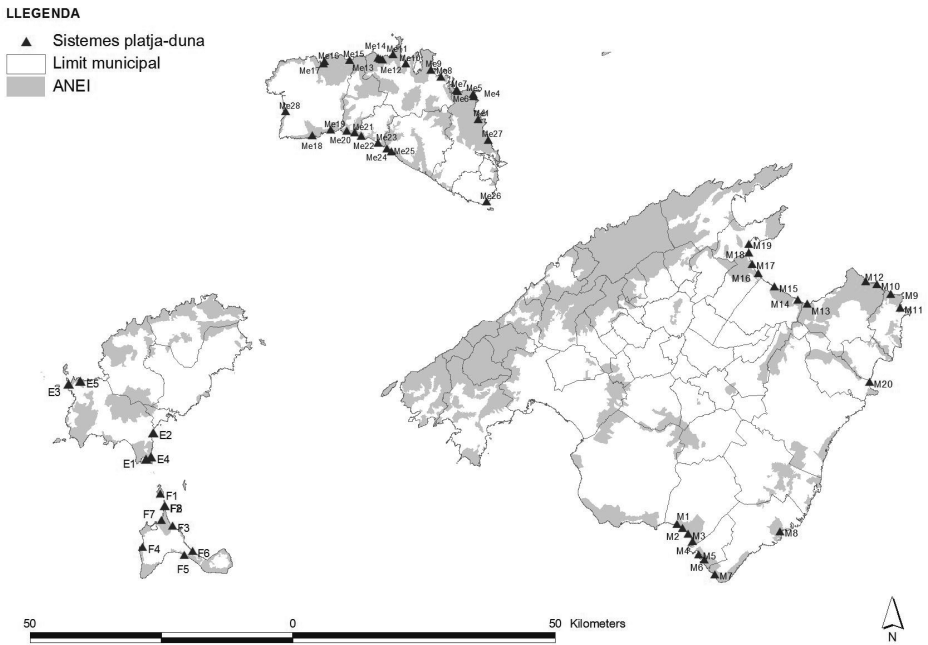


Fig. 1. Ubicación de los 61 sistemas playa-duna estudiados de las islas Baleares

gestión.

Se han seguido las siguientes fases de análisis:

- 1.- Selección representativa y exhaustiva de sistemas playa-duna de Baleares (Fig. 1): 61 casos de estudio.
- 2.- Definición de 36 variables de tipo cualitativo, cuyos valores oscilan entre 0 y 5, siguiendo la metodología de Williams y Davies (1997), y Laranjerira et al. (1999).
- 3.- Asignación de valores para cada variable y cada caso de estudio mediante análisis fotogramétrico de los seis períodos escogidos (1956, 1975, 1983, 1995, 2000, 2004 y 2008). Se adopta la premisa de que en 1956 los sistemas playa-duna analizados se encuentran en equilibrio natural, sin interferencias antrópicas.
- 4.- Análisis de redundancia mediante el cálculo de una matriz de correlaciones sobre las 36 variables iniciales, para seleccionar una submatriz con variables no redundantes (Tabla 1).
- 5.- Análisis de componentes principales

(ACP) sobre una matriz definida por 427 casos (61 unidades de análisis por 7 períodos de estudio) y 15 variables no redundantes.

Tabla 1. Submatriz con variables no redundantes.

Playa	Cordón dunar (foredune)	Neomorfologías
Canales de deflación	Afloramientos sistema dunar	Exhumación de raíces
Vegetación de playa	Cobertura vegetal	Instalaciones permanentes
Urbanización de sistema dunar	Enterramientos vegetales	Área Natural de Especial Interés (ANEI)
Medidas de gestión	Parque natural	Instalaciones permanentes en cordones

3. RESULTADOS Y CONCLUSIONES

El Análisis de Componentes Principales (SPSS v.12) sobre esta matriz extrae 2 factores significativos, que explican el 43,21% de la varianza, ligeramente superiores a los valores establecidos por Roig-Munar et al. (2006) para el caso de

Menorca. La variable relativa a las formas dunares delanteras (Tabla 2) adquiere una importancia en el análisis evolutivo de sistemas, ajustándose a las clasificaciones realizadas por Hesp (2002), y a los resultados expuestos en el caso de Menorca por Roig-Munar et al. (2004; 2006), la evolución de morfologías dunares de es Trenc (Martín-Prieto et al., 2009), y la afectación de servicios sobre sistemas dunares (Alonso et al., 2002). Es importante el valor de la vegetación, indicador inverso a la presencia de actuaciones encaminadas a la conservación del sistema, ya que éstas marcarán la dinámica erosiva del sistema dunar delantero y por ende del conjunto del sistema (Roig-Munar et al., 2009).

Tabla 2. Variables de análisis de los sistemas dunares de las Islas Baleares analizados.

PT	Tipo de playa
FR	Cordón dunar (<i>foredune</i>)
OD	Neomorfologías
BF	Canales de deflacción
UD	Afloramientos
VG	Vegetación de playa
CV	Cobertura vegetal
VE	Enterramiento vegetal
ER	Exhumación de raíces
PD	Instalaciones permanentes
AN	ANEI (figura de protección en Comunidad Autónoma)
GS	Medidas de gestión
DU	Urbanización
PN	Parque Natural
PF	Instalaciones permanentes en cordón dunar (<i>foredune</i>)

En la Fig. 2 se observa la elevada correlación entre los dos primeros factores de correlación, que explican casi la mitad de la varianza. En este caso la Dimensión 1 está altamente relacionada con la variable FR (cordón dunar), con la variable CV (cobertura vegetal) y la variable OD (geomorfologías de playa alta, Tabla 3). Por otro lado, la variable GS (de medidas de gestión) se correlaciona negativamente, con las variables AN (zonas ANEI) y PN (Parques Naturales). Por tanto, el estadio de naturalidad, donde el sistema presenta equilibrio sin afectaciones, adquiere una importancia en la evolución del sistema, ya

que éste presentará evoluciones degenerativas en función de las gestiones realizadas sobre su sistema playa-duna.

Tabla 3. Coeficientes para la interpretación de los ejes de las dos primeras dimensiones.

	Dimensión	
	1	2
PT	,684	,116
FR	,773	,109
OD	,775	-,100
BF	,567	,250
UD	,207	,362
VG	,710	-,174
CV	,768	-,057
VE	,210	,556
ER	,492	,496
PD	,612	-,360
AN	-,120	-,518
GS	,025	-,462
DU	,576	-,239
PN	-,065	-,557
PF	,688	-,329

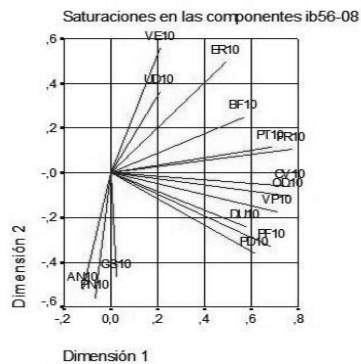


Fig. 2. Gráfico de saturación de las componentes principales para los distintos coeficientes de las playas de las Islas Baleares durante el periodo 1956-2008. Normalización principal por variable.

Basándose en el modelo evolutivo espacio temporal de los sistemas dunares de Menorca (Roig-Munar et al., 2006), de las curvas de sensibilidad geoambiental del sistema playa-duna de las islas Baleares (Roig-Munar et al., 2004, Roig-Munar y Martín-Prieto, 2005) y utilizando la clasificación de sistemas dunares delanteros de Hesp (2002), se podría afirmar que la isla de Menorca presenta un peso específico, incidiendo de forma significativa en los resultados medios. De los análisis realizados se observa que

entre 1956 y 1983 las medianas de las cuatro islas presentaban naturalidad y recuperación con tendencia hacia la degradación, hecho atribuible al tipo de turismo asociado a zonas urbanas litorales con sistemas dunares con dificultades de recuperación geomorfológica

También se observa un encuentro de medianas del 1995 coincidiendo con la inflación turística de las islas Baleares que se manifiestan en la erosión de los sistemas. Las tendencias proyectadas en Menorca e islas Baleares, después de medidas de gestión eficientes, permiten ser optimistas en el estado actual de los sistemas, ya que su evolución tiende a la mejora y renaturalización de procesos. En el caso de Ibiza y Formentera los resultados indican la tendencia a un cierto estancamiento (estabilización), ya que los sistemas no han sido objeto de gestión. En el caso de Mallorca los procesos degenerativos han aumentado en el último período dentro de una clara tendencia degenerativa hacia su regresión.

Agradecimientos

El presente trabajo se ha visto beneficiado del proyecto de investigación CGL2010-18616, y la ayuda de la *Dir. General d'Universitats, Recerca i Transferència de Coneixements del Govern de les Illes Balears* para grupos de investigación competitivos (BIOGEMED).

BIBLIOGRAFÍA

- Alonso, J., Alcántara-Carrió, J. y Cabrera, L. 2002. Tourism resorts and their impacts on the beach erosion at sotavento beaches, Fuerteventura, Spain. *Journal of Coastal Research* 36, 1-7.
- Hesp, P.A. 2002. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology* 48, 245-268.
- Laranjerira, M. M, Pereira, A. y Williams, A. T. 1999. Comparison of two checklist methods for assessment of coastal dune vulnerability. *Boletín del Instituto Español de Oceanografía* 15 (1-4), 259-268
- Martín-Prieto, J.A., Roig-Munar, F.X., Pons, G.X. y Rodríguez-Perea, A. 2009. La foredune como elemento estabilizador en el sistema playa-duna. En Morales, J.A., Cantado, M., Rodríguez, A. y Delgado I. (Eds.): *Nuevas contribuciones sobre geomorfología litoral*. Universidad de Huelva, Huelva, 45-48.
- Roig-Munar, F.X. y Martín-Prieto, J.A. 2005. Efectos de la retirada de bermas vegetales de *Posidonia oceanica* sobre playas de las islas Baleares: consecuencias de la presión turística. *Investigaciones geográficas de México* 57, 39-52.
- Roig-Munar, F.X., Rodríguez-Perea, A. Martín-Prieto, J.A. y Comas Lamarca, E. 2004. Influencia antrópica en la alteración del sistema playa-duna de Son Bou (Menorca). En Benito, G. y Díez Herero, A. (Eds.): *Contribuciones Recientes sobre Geomorfología*. SEG-CSIC, Madrid. 375-384.
- Roig-Munar, F.X., Martín-Prieto, J.A., Comas Lamarca, E. y Rodríguez-Perea, A. 2006. Space-time analysis (1956-2004) of human use and management of the beach dune systems of Menorca (Balearic I.). *Journal of Coastal Research* SI 48, 107-111.
- Roig-Munar, F.X., Rodríguez-Perea A., Martín-Prieto J.A. y Pons, G.X. 2009. Soft management of beach-dune systems as a tool for their sustainability. *Journal Coastal Research* SI 56, 1284-1288.
- Williams, A. T. y Davies, E. 1997. *An innovative approach to integrated dune management*. EUCC Dune seminar, Shagen, Denmark, 150-157, 174 pp

TEMPORALES MARINOS Y OCUPACIÓN COSTERA EN GARACHICO (NO DE TENERIFE)

Sea storms and Garachico's shoreline occupation (NW de Tenerife)

A. Yanes ⁽¹⁾

(1) Departamento de Geografía, Campus de Guajara s/n, 38071, La Laguna, ayanes@ull.es

Abstract: The main purpose of this study was to assess the effects periods of sea storm on the coastal environment of Garachico (NW of Tenerife). The choice of this town is because it is the most affected site in terms of occurrence of such events on the island's shoreline. Garachico is a population settlement that has grown and developed to an extent that the shoreline is now used by the human population for housing. We proceed to the analysis of wave parameters of the twenty sea storms that occurred between 1995 and 2003. Special attention is paid to those of 18-I-1999 and 13-IV-2003 as representative of the atmospheric situations that can generate sea storms in the area. The information gathered about sea storms from historic documents and the printed press has been studied. From all the stated above, the sea compromises a risk for Garachico, therefore coastline defensive structures are necessary.

Palabras clave: Temporal marino, riesgo, defensas costeras, Garachico, Tenerife

Key words: Sea storm, risk, coastline defences, Garachico, Tenerife

1. INTRODUCCIÓN

El mar es un factor de riesgo en Garachico (NO de Tenerife), por los peligros que entraña en un municipio de densa pero desigual ocupación. Con 28,6 km², se prolonga desde la cumbre de la dorsal volcánica de Abeque hasta el mar, salvando en 12 km, 2.100 m de desnivel. Contrarrestan tan abrupto relieve las plataformas lávicas que cubren casi en su totalidad los 8,5 km del frente costero. Su suave topografía facilita el asentamiento de la población desde el inicio de la Conquista de la isla, como lo evidencian su pronta incorporación a la práctica agrícola y la edificación del actual casco histórico a partir de 1496. En dicho núcleo y en los situados por debajo de los 100 m de altitud reside hoy el 69% de los 5.718 habitantes del término municipal.

2. OBJETIVO, FUENTE Y MÉTODO

En este trabajo se valora la incidencia de los temporales marinos, entendiendo por tal la situación de oleaje enérgico, causante o no de daños, cuyo comportamiento difiera con claridad del régimen habitual (Suárez, 1981, Ayala y Olcina 2002). Se estudian los ocurridos entre 1995 y 2003,

período en el que este fenómeno natural se ha trabajado en profundidad (Yanes et al., 2006, 2007). Se emplean, de un lado, los registros de oleaje direccional del modelo de generación de olas Wana 1019017 (Ptos. del Estado), de mareas (Ptos. del Estado) y de intensidad del viento, racha máxima y configuración de la atmósfera (AeMet); de otro, descripciones históricas desde mediados del S. XVI y reseñas de prensa del S. XX (Yanes y Marzol, 2009). El análisis estadístico del oleaje y mareas, con atención a sus variaciones diarias y horarias, centra buena parte de la labor desarrollada. El examen de las topografías de superficie y 300 hPa permite adscribir los temporales a la situación sinóptica que los origina. Por último, se confronta y completa la documentación histórica, al variar según fuentes.

3. RELIEVE Y CLIMA MARÍTIMO

El litoral de Garachico está integrado por la plataforma volcánica de igual nombre, al N, y por parte de La Coronela, al E, y de Daute, al O. Son deltas lávicos adosados a la base de los megaacantilados de la dorsal de Abeque, al descolgarse por su frente las coladas que los integran (Fig. 1). De ahí el avance de la costa y la formación de un



Fig. 1. Deltas lúvicos de la costa actual de Garachico, tras ganar terreno al mar, y en los que se concentra la mayoría de su población.

nuevo litoral dominado por cantiles activos de 1,5 a 5 m de altura.

En el de Garachico, este modelado sólo se advierte en su flanco occidental, junto con los arcos de empuje y canales de derrame de las coladas en su continuación bajo el mar. El resto de su perímetro muestra una densa urbanización, lo que confiere a las obras de defensa una notable importancia, considerando la energía del oleaje (Yanes et al., 2006, 2007; Afonso, 2011).

Su régimen habitual se define por el predominio de olas del NNE (53%), de 1,9 y 3,0 m de altura, según sea Hs o Hmax, 11s de Tp y 216 m de L, y de vientos del NE (50%) de 18-22 km/h. Sin embargo, la exposición de esta costa al oleaje del norte del Atlántico dota de relevancia al *swell*. Lo evidencia la relación entre Hs y Tp, al destacar las olas de 2-3 m y 10-14 s (30%) y un cierto número de ellas de 3-4 m y 14-18 s (Tabla 1).

Tabla 1: Frecuencia anual de Hs y Tp (%) en Garachico (1995-2003)

Hs (m)	Tp (segundos)					Σ tp
	2-6	6-10	10-14	14-18	18-22	
1-2	0,7	6,7	1,4	0,0	0,0	9,0
2-3	1,6	19,5	30,4	3,0	0,2	54,8
3-4	0,0	3,2	13,8	8,5	0,5	26,0
4-8	0,0	0,1	2,3	7,2	0,7	10,2
Σ tp	2,3	29,5	47,9	18,7	1,4	100,0

Su prevalencia es casi absoluta en invierno, con ondas del NO que pueden alcanzar 4 m (16%), más 500 m de L y 18 s de Tp. En verano, el *sea*, con olas de 1,6 m y 6-10 s de media, goza de cierta notoriedad por mayor asiduidad del viento local.

4. RESULTADOS

Garachico es batido por fuertes olas, cuando Canarias se ve afectada por una marcada inestabilidad atmosférica, siendo posible, entonces, que el oleaje derive en temporal. Se estima aquí que es así cuando, al menos durante 12 horas seguidas, la Hs alcanza como mínimo 5,0 m (Yanes et al., 2007).

4.1. Temporales marinos

Aunque no haya evidencia de todos los acaecidos, las alusiones en las crónicas y la prensa ascienden a 69, de los que el 17% tuvieron lugar de 1559 a 1856 y el resto entre 1909 y 2003 (Ponte, 1911; Cioranescu, 1977; Viera y Clavijo, 1982; Acosta, 1994, 2000; Romero y Beltrán, 2007). Una parte de la información, al menos hasta 1960, es dispersa, desigual y centrada en los daños en el litoral. Además, es ambigua la localización de muchos temporales, pues un 30% de los registrados en el S. XX acontece en un punto impreciso de la costa norte de la isla, y se vincula más a eventos de lluvia y viento que al estado del mar.

La determinación de este último es posible a partir de los datos Wana. Con un umbral de riesgo de 5 m de Hs, se computaron 20 temporales entre 1995 y 2003, de los que el 60% fue invernal, 25% de otoño y 15% de primavera. Registrándose de 1 a 5 por año, fueron sucesos de 1,5 a 2 días de duración fruto de un *swell* del NO intenso y regular, resultante, casi en el 80% de los casos, de una potente depresión a 40° N. El del 13-IV-2003 apunta en tal sentido, dada una situación de dipolo entre el anticiclón de Azores en el centro del Atlántico y una borrasca al SO de Irlanda, que aceleró el viento del N sobre Canarias hasta 50 km/h, con una racha máxima próxima a 70 km/h. Arribaron olas de 18 s de Tp y 505 m de L coincidiendo con la bajamar, aunque el mar se sobrelevó 3 cm por efecto de la marea meteorológica. Con una Hs que llegó en algún momento a 9 m y a 16 la Hmax, es el más potente de los temporales

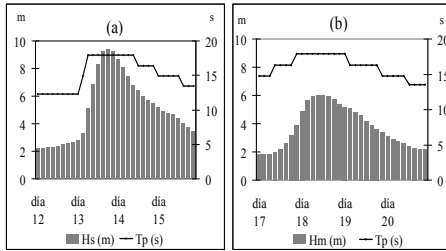


Fig. 2. Evolución de H_s y T_p en los temporales marinos de (a) 13-IV-2003 y (b) 18-I-1999.

del período analizado (Fig. 2a).

El 20% de las tempestades se produce con una situación anticiclónica sobre Canarias que intensifica los alisios, mientras al norte se conforma una marcada circulación del Oeste. Muestra de ello es la del 18-I-1999, en la que el aumento de la H_s hasta 5,4 m y de la H_{max} a 9,2 m radicó en la suma de un *swell* del NO y un *sea* con flujos del NE de 40 km/h (Fig. 2b). Aunque el pico del temporal coincidió con el paso del flujo al reflujó, el vigor de las altas presiones causó un residuo de menos de 12 cm.

Más allá de la intensidad de los temporales en mar abierto, la configuración costera y antelitoral de Garachico acentúa la fuerza de las olas al romper. De un lado, porque sus deltas lávicos propician la refracción convergente y, de otro, porque lo reducido de la superficie bajo las aguas hace que el oleaje conserve parte de su energía inicial (se miden profundidades de 25-30 m a 100-150 m en muchos puntos de su costa). A ello se suma la turbulencia del mar a causa de las bajas, escollos y canales de derrame lávico que surcan la topografía submarina, sobre todo en su borde oeste, en relación en parte con las coladas de la erupción de 1706, así como en el norte.

4.2. La costa como espacio de desarrollo

En una sociedad como la insular que hasta mediados del S. XIX evitó el litoral por su inseguridad (Martín, 2007), Garachico ha sido y es un espacio volcado al mar. En el pasado, por contar en los S. XVI y XVII

con el quizás más importante puerto de Canarias en su comercio con Europa y ser escala de primer orden en la Carrera de Las Indias. Ello fue posible, en el rocoso frente de un malpaís reciente, por la existencia de una bahía de cierta anchura entre los deltas lávicos de Garachico y Daute, que no estuvo exenta de amenazas. Así lo constató Torriani (1978) hacia 1588, en cuanto que “su puerto está de tal modo azotado por el viento del norte, que los navios que se hallaran entonces en el puerto, cuando reina dicho viento, se pierden todos inevitablemente”; o cuando el fuerte oleaje que los vientos del NO crea en su interior hizo pensar, en 1702, en la mejora de su infraestructura (Romero y Beltrán, 2007). Pero fueron las lavas de 1706 las que lo arruinaron, pues, al alcanzar el mar en este punto, convirtieron la bahía en la pequeña rada actual. El caserío tampoco ha estado libre de peligros, a tenor del rebase de las olas en algunos temporales, como el de abril de 1719 cuando “el mar llegó en su expansión hasta los escalones del reedificado convento de San Francisco, que está a un altura de 14 m y distancia de 540 del nivel ordinario del mar” (Ponte, 1911); o el de diciembre de 1773, toda vez que grandes olas inundaron la orilla con derribo de varios edificios (Acosta, 1994). A pesar de quedar reducido al cabotaje y a la pesca desde 1706, la población se sigue identificando con el espacio costero y hacia él canaliza su desarrollo urbano y económico (Martín, 2007). De un lado, por la presencia de los acantilados interiores, que añaden a la altura su condición de Paisaje Protegido; de otro, por la notable compactación de un caserío que orienta sus actividades hacia un turismo no masificado. El carácter construido de ese ámbito define a la plataforma lávica de Garachico, por ser cabecera corporativa que agrupa la mayor parte de los habitantes del municipio, de sus servicios, equipamientos, instalaciones portuarias, deportivas y de ocio, además de inmuebles residenciales y comerciales localizados en

la principal carretera de la localidad y de la comarca NO de Tenerife.

Esta ocupación requiere salvaguardar su litoral del oleaje, que, como en 1972, 1974, 1987 y 1989, penetró hasta 200 m hacia el interior, con el consiguiente deterioro en el viario y mobiliario urbanos. Pero son las pérdidas humanas la principal secuela, con siete muertes entre 1972 y 2003. De ahí la reiterada denuncia del mal estado de espigones y escolleras y la petición de nuevas defensas tras cada gran tempestad. Así, en 1993, se construye en el oeste de la plataforma de Garachico un dique de 200 m de largo y 25 de ancho, coronado a 1,50 m sobre la BMVE. También se mejora la defensa de su borde septentrional, al ser sustituidos los bloques existentes por un dique en talud con escollera de 310 m de largo. Superado por el temporal del 13/IV/2003, a los cinco días de su inauguración, se refuerza con un espaldón con botaolán proyectado a tierra. Al edificarse tras la carretera y constituir el muro del campo de fútbol destrozado por las olas, se preserva la vista al mar, a la vez que la avenida marítima se incorpora a la defensa litoral (Afonso, 2010). Con todo, la vulnerabilidad de este enclave no deja de ser notoria ante nuevos usos litorales. Es el caso de la ejecución en el este del municipio del puerto pesquero y deportivo, cuya terminación han retrasado los desperfectos causados, en octubre de 2010, por olas de 4 m de altura.

5. CONSIDERACIÓN FINAL

En un ámbito como Garachico, la incidencia de los temporales es relevante por la alteración de la vida cotidiana y las pérdidas humanas y económicas que provocan, pues en el frente marítimo se concentra el dinamismo social de su núcleo urbano y de su municipio.

REFERENCIAS

Acosta, C. 1994. *Apuntes generales sobre la historia de Garachico*. Cabildo de Tenerife, Santa

- Cruz de Tenerife, 591 pp.
- Acosta, C. 2000. *Garachico ayer: Medio siglo de historia a través de la fotografía (1896-1946)*. Ayuntamiento de Garachico y Centro de Iniciativas y Turismo, Santa Cruz de Tenerife, 94 pp.
- Afonso, J.A. 2010. *Obras marítimas en aguas someras. Defensas de costas. Defensa marítima de la variante de Garachico*. Tenerife. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, s/p.
- Afonso, J.A. 2011. Canarias y los eventos extremos en el mar. *Boletín de la Real Sociedad Económica de Amigos del País de Tenerife* 2010, 63-114.
- Ayala, F. y Olcina, J. 2002. *Riesgos naturales*. Ariel, Barcelona, 1512 pp.
- Cioranescu, A. 1977. *Garachico*. Aula de Cultura, Cabildo de Tenerife, Santa Cruz de Tenerife, 35 pp.
- Martín, F. 2007. *El mar, la ciudad y el urbanismo. Vivir el litoral en las ciudades históricas de Canarias*. Autoridad Portuaria de Santa Cruz de Tenerife, Autoridad Portuaria de Las Palmas de Gran Canaria, Las Palmas de Gran Canaria, 207 pp.
- Ponte, A. 1911. *Volcán del Chinyero. Memoria histórico-descriptiva de esta erupción volcánica acaecida el 18 de noviembre de 1909*. Tipolit de A. J. Benítez, Santa Cruz de Tenerife, s/p.
- Romero, C. y Beltrán, E. 2007. *La erupción de Arenas Negras. Garachico, 1706. Evolución de un paisaje volcánico*. Viceconsejería de Medio Ambiente, Santa Cruz de Tenerife, 257 pp.
- Suárez, P. 1981. *Oleaje I/II. Descripción, regímenes, previsión*. E.T.S. de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Madrid, 55 pp.
- Torriani, L. 1978. *Descripción de las Islas Canarias*. Goya, Sta. Cruz de Tenerife, 298 pp.
- Viera y Clavijo, J. 1982. *Noticias de la Historia General de Canarias*. II Tomos, Goya, Santa Cruz de Tenerife, 575 pp.
- Yanes, A., Marzol, V. y Romero, C. 2006. Characterization of sea storms along the coast of Tenerife. The Canary Islands. *Journal of Coastal Research, Special Issue* 48, 124-128.
- Yanes, A., Marzol, V. y Romero, C. 2007. Temporales marinos en Tenerife: propuesta tipológica. *Actas IV Jornadas de Geomorfología Litoral*, Palma de Mallorca, 124-128.
- Yanes, A. y Marzol, V. 2009. Los temporales marinos como episodios de riesgo en Tenerife a través de la prensa (1985-2003). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 22 (1-2), 95-104.

EFECTOS DE LOS TEMPORALES COSTEROS EN EL SISTEMA DUNAR DE CAMPOSOTO (SAN FERNANDO, CÁDIZ)

Effects of coastal storms on the Camposoto dune system (San Fernando, Cádiz)

L. del Río ⁽¹⁾, W. Menapace ⁽¹⁾, J. Benavente ⁽¹⁾

(1) Dpto. CC. Tierra, Universidad de Cádiz. Av. República Saharaui s/n 11510 Puerto Real, Cádiz. laura.delrio@uca.es

Abstract: The analysis of storm effects on coastal geomorphological units is an important issue regarding short- to medium-term coastal evolution. This work presents a study of recent changes in the dune system in the northern part of Camposoto beach (San Fernando, Cádiz), aimed at evaluating areal and volumetric changes and analyzing storm-associated morphologies. A field survey of the dune system and the washover deposits was performed using RTK-DGPS equipment. Present-day dune topography was compared with a 2009 DGPS survey and a DTM from a 2008 LiDAR flight. Aerial photographs were also used to map the recent evolution of coastal geomorphological units. The results show a retreating shoreline trend in Camposoto beach and the physical transformations generated by recent coastal storms on the dune system and in the back-dunes zone, including a dramatic increase in the area affected by washovers.

Palabras clave: temporales, erosión costera, desbordamientos, dunas, Bahía de Cádiz

Key words: storms, coastal erosion, washovers, dunes, Bay of Cádiz

1. INTRODUCCIÓN

El estudio de las causas y efectos de los temporales es un elemento clave en la gestión de las áreas litorales, siendo los cordones dunares una de las barreras protectoras más importantes. Por este motivo, es de gran importancia cuantificar su evolución a distintas escalas, así como los factores naturales y antropogénicos que interactúan en la zona litoral.

En este trabajo se analizan varios aspectos relativos a los efectos de los temporales en la zona norte de la flecha litoral de Sancti-Petri (San Fernando, Cádiz) empleando diferentes métodos. El área de estudio se encuentra en la costa atlántica de la provincia de Cádiz (Fig. 1), y se extiende a lo largo de unos 2,5 km de litoral. La flecha muestra una estructura típica en la que tras la playa se sitúa un cordón dunar paralelo a la costa, generado por los vientos de componente Oeste (poniente). Al abrigo de dichos cuerpos arenosos se extienden amplias marismas más o menos antropizadas. Toda la zona de estudio forma parte del Parque Natural Bahía de Cádiz, protegido desde 1989.

El trabajo se centra en la playa de

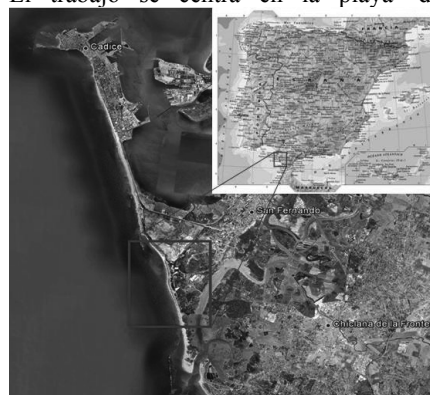


Fig. 1. Localización del área de estudio.

Camposoto, que presenta una anchura media de 60 m, un perfil de tipo disipativo-intermedio y se caracteriza por poseer un comportamiento fuertemente estacional (Benavente et al., 2002). En diversas zonas se pueden identificar marcadores de erosión, y en algunos puntos se ha estimado una tasa de retroceso para la playa en torno a 1 m/año (Balbontín, 2009). El sistema dunar analizado es el situado en la parte norte de la playa, donde las condiciones del cordón dunar y la

presencia de abanicos de desbordamiento (*washover fans*) son más significativas en cuanto a su posible interacción con la actividad humana.

Desde el punto de vista hidrodinámico la zona se clasifica como mesomareal, con un rango medio en mareas vivas mensuales de 2,94 m. La dirección predominante de aproximación del oleaje es O-ONO, debido al elevado *fetch* del viento de poniente, a menudo asociado a eventos extremos (Gracia y Benavente, 2000). La altura de ola significativa media está comprendida entre 0,5 y 1 m.

2. METODOLOGÍA

La metodología se ha basado en la comparación de datos topográficos del año 2011, relativos a la altura del cordón dunar y la morfología de los abanicos de desbordamiento, con los datos extraídos de un vuelo LiDAR del año 2008 y las imágenes más recientes (2010) del servidor Google Earth®.

Se ha realizado un levantamiento topográfico del cordón dunar, así como la toma de puntos sobre los *washovers* mediante un equipo RTK-DGPS, en los meses de abril y mayo de 2011. Durante este periodo la playa de Camposoto ha conservado un estado de relativa estabilidad debido a la práctica ausencia de temporales y de actividades humanas.

Por otro lado, se ha analizado una serie de ortofotografías de alta resolución realizadas en el área de estudio en diciembre de 2008, en el marco de un vuelo LiDAR. También se han empleado las imágenes de Google Earth® de julio de 2010, que se han superpuesto a las ortofotos del vuelo LiDAR. Mediante la comparación de ambos grupos de imágenes se han podido analizar los cambios morfológicos, debidos en gran parte a temporales, ocurridos en la playa de Camposoto los últimos 2 años y medio.

Durante el análisis se han construido tres MDT diferentes de la zona de estudio, empleando ArcGIS 9.3®: un primer MDT

procedente de un levantamiento DGPS previo, realizado en febrero de 2009 (Balbontín, 2009), otro a partir del levantamiento efectuado en abril-mayo de 2011 para el presente estudio, y el construido a partir del vuelo LiDAR ya mencionado. Después de crear todos los MDT, se ha recortado el derivado del vuelo LiDAR con las dimensiones del obtenido del levantamiento GPS, para cada uno de los abanicos de desbordamiento. A continuación, se ha empleado Surfer 8® para realizar una comparación volumétrica entre las morfologías que aparecen en el MDT LiDAR de 2008 y las del levantamiento de 2011.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En primer lugar, se ha elaborado una cartografía geomorfológica de la zona de estudio, donde se han identificado distintos elementos de los ambientes litorales y de marisma, sobre la base de las ortofotos del vuelo LiDAR (Fig. 2).



Fig. 2. Mapa geomorfológico de la zona de estudio (Imagen: vuelo LiDAR 2008).

En este proceso se han diferenciado las estructuras naturales de las antrópicas,

evidenciando que una eventual inundación de la flecha por un temporal marino no afectaría tanto a las infraestructuras turísticas (presentes únicamente en verano, mientras que el evento de inundación muy probablemente ocurriría en invierno), como a la playa en sí, el cordón dunar y la zona de marisma a su espalda. No obstante, también se podrían considerar las instalaciones fijas (pasarelas, carretera, aparcamientos) como expuestas al riesgo de inundación. Asimismo, se ha analizado en detalle la morfología y evolución de los depósitos de desbordamiento situados entre las dunas y la carretera que se extiende tras la playa. Para ello, se han considerado las épocas en que fueron tomadas las dos series de imágenes (diciembre 2008 y julio 2010), y abril-mayo de 2011, cuando se realizó el levantamiento de campo.

En el análisis de los desbordamientos se ha observado que en 2010 la cantidad de *washovers* inactivos disminuyó respecto al año 2008 (de 10 a 5), como consecuencia de la abundancia de eventos de temporal ocurridos en este periodo de tiempo (Del Río et al., 2012). También existe un menor número de desbordamientos activos (de 33 a 27), pero sólo porque, debido a la elevada energía de los mencionados temporales (Fig. 3), muchos abanicos se han unido por crecimiento y coalescencia, perdiendo sus formas originarias. De hecho, cabe destacar el gran aumento en la superficie afectada por los desbordamientos, que pasa de 17.445 m² en 2008 a 40.466 m² en 2010 (un incremento del 132%).

El trabajo de campo ha sido el instrumento clave para obtener un balance volumétrico en los abanicos activos, dada la posibilidad de comparación entre el MDT y el vuelo LiDAR de 2008. Los resultados muestran que no todos los depósitos de desbordamiento presentes en el año 2011 tienen una correspondencia con los más antiguos, probablemente porque algunos de ellos se han activado después de eventos de *overwash* ocurridos en épocas recientes. En todos menos uno de los 13 casos tomados en consideración, se observa una

erosión generalizada (rebajamiento de cota), favorecida por el retroceso de la línea costera (erosión estructural). Los cálculos evidencian que para el conjunto de los desbordamientos analizados, ha habido una pérdida total de arena de 225 m³. El periodo transcurrido entre las medidas es de dos años y medio, por lo que el déficit de arena resultante sería de aproximadamente 90 m³/año.



Fig. 3. Ejemplo de efecto de los temporales del invierno 2009-2010 en las dunas de Camposoto.

A la vista de los resultados, se ha considerado conveniente estimar las condiciones de oleaje necesarias para reactivar los desbordamientos. Para ello se han determinado sobre el MDT derivado del levantamiento topográfico las cotas de entrada de todos los *washovers* medidos en el campo. El cálculo de la cota de inundación se ha realizado según la propuesta de Benavente et al. (2006), modificada por Del Río et al. (2012). Los resultados muestran que la altura de ola significativa necesaria para alcanzar la cota de entrada más baja (3,03 m) entre todos los desbordamientos es de 2,34 m en condiciones de mareas vivas; por otra parte, para inundar la entrada de todos los desbordamientos durante un temporal se necesita una altura de ola significativa de 2,55 m en mareas vivas. Esta altura se vio ampliamente superada durante los temporales del invierno 2009-2010, lo que reactivó todos los *washovers* antiguos y formó nuevos desbordamientos.

En general, en las dunas de Camposoto se aprecia una tendencia hacia el aumento de la erosión y la extensión de este proceso

que, asociado con un mayor número de desbordamientos activos por diversas causas (Fig. 4), indica un incremento de los factores que favorecen los fenómenos de *overwash*, al menos a la reducida escala temporal analizada. Esto se ve corroborado por indicadores observados en campo que aparecen sólamete después de episodios de fuerte erosión, como la importante presencia de bloques y cantos en los desbordamientos, y la aparición de marisma fósil en el frente de playa.

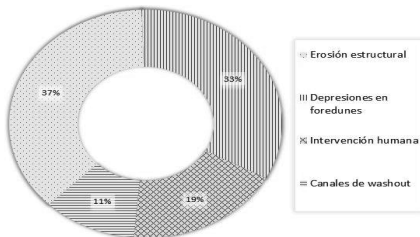


Fig. 4. Tipos de mecanismos de formación de los desbordamientos en las dunas de Camposoto (nomenclatura según Matías et al., 2008).

Cabe destacar, además, que los eventos resultantes de los cálculos de altura de ola necesaria para la reactivación de los *washover* no son de particular intensidad, lo que revela la vulnerabilidad de la playa de Camposoto ante los efectos de los temporales. A medio plazo, es posible prever que, con la regresión del sistema, los desbordamientos y las discontinuidades en el cordón dunar se incrementen, y que se formen amplias áreas de *washover* con escasa separación entre ellas. Esto implicaría consecuencias importantes en los ámbitos natural y socioeconómico. Frente al retroceso costero se aconsejan las siguientes medidas de prevención para aplicar en la zona:

- Mejorar la disposición de las pasarelas existentes y delimitar su recorrido.
- Reconstruir el cordón dunar donde se encuentra completamente erosionado.
- Diseñar un plan a largo plazo donde se contemplen regeneraciones periódicas que afecten fundamentalmente a la zona submareal.

-Concienciar a los usuarios acerca de la problemática de las dunas mediante paneles informativos.

4. CONCLUSIONES

La playa de Camposoto constituye un lugar óptimo para analizar los efectos de los temporales costeros en un sistema dunar, ya que se trata de una zona relativamente natural y al mismo tiempo presenta un contexto de moderada interacción con el ser humano. Cabe destacar la presencia de erosión generalizada en prácticamente todos los desbordamientos, y la tendencia reciente al incremento de la superficie de *washovers*.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al proyecto GERICO (CGL 2011-25438) y al grupo RNM-328 del PAI.

REFERENCIAS

- Balbotín, P. 2009. *Coastal erosion and flooding hazard due to storm surge in Camposoto beach (Bay of Cadiz Natural Park, Spain)*. Tesis de Master (inédita), Universidad de Cádiz, 62 pp.
- Benavente, J., Del Río, L., Gracia, F.J. y Martínez, J.A. 2006. Coastal flooding hazard related to storms in Valdelagrana spit (Cadiz Bay Natural Park, SW Spain). *Continental Shelf Research* 26, 1061-1076.
- Benavente, J., Martínez, J.A., Gracia, F.J., Reyes, J.L. y Del Río, L. 2002. Procesos de desbordamiento en la flecha litoral de Sancti-Petri (Bahía de Cádiz). En: Serrano, E. y García de Celis, A. (Eds.): *Estudios Recientes en Geomorfología. Patrimonio, Montaña y Dinámica Territorial*. Universidad de Valladolid, 23-32.
- Del Río, L., Plomaritis, T.A., Benavente, J., Valladares, M. y Ribera, P. 2012. Establishing storm thresholds for the Spanish Gulf of Cádiz coast. *Geomorphology* 143-144, 13-23.
- Gracia, F.J. y Benavente, J. 2000. Geomorfología de la costa atlántica gaditana. En: De Andrés, J.R. y Gracia, F.J. (Eds.): *Geomorfología litoral. Procesos activos*. Monografía nº 7 SEG. ITGE y Servicio de Publicaciones Universidad de Cádiz, 237-255.
- Matías, A., Ferreira, Ó., Vila-Concejo, A., Garcia, T. y Dias, J.A. 2008. Classification of washover dynamics in barrier islands. *Geomorphology* 97, 655-674.

SEDIMENTACIÓN RECIENTE Y DINÁMICA LITORAL EN LA BAHÍA DE PALMA (MALLORCA, ILLES BALEARS): PERSISTENCIA Y DINÁMICA DE LA CONTAMINACIÓN SÓLIDA PROCEDENTE DE UNA ANTIGUA CENTRAL ELÉCTRICA

Recent sedimentation and coastal dynamics in Palma Bay (Mallorca, Balearic Islands): persistence and dynamic sound pollution from an old power plant

L. del Valle-Villalonga ⁽¹⁾, J. J. Fornós ⁽¹⁾, L. Gómez-Pujol ^(1,2), F. Pomar ⁽¹⁾

- (1) Karst and Littoral Geomorphology Research Group, Universitat de les Illes Balears, Ctra. Valldemossa km 7.5, 07122 Palma (Illes Balears). joan.fornos@uib.cat
 (2) SOCIB, Balearic Islands Coastal and Forecasting System. Ctra. Valldemossa, km 7.5, 07122 Palma (Illes Balears). lgomez-pujol@uib.cat

Abstract: This study deals with the persistence and the dynamics of coal particles in nearshore sediment related to harbour discharges from coal and gas power stations from the last century in Palma Bay (Mallorca, Western Mediterranean). We characterize nearshore sediment texture and composition along a 5 km strip from samples collected in 1980 and 2010. Results show that after 30 years there is significant persistence of coal particles in the nearshore sediment. Nevertheless the coal particles have experienced fragmentation processes yielding an increase in the number of coal grains in bulk sediment. That scenario results in an increase of 1.3 percent in relative coal abundance. Additionally, differences in the spatial distribution of coal grains between the 1980 and 2010 surveys indicate sediment transport to the SE, following the direction of the mean wave energy flow.

Palabras clave: carbón, contaminación sólida, composición del sedimento, dinámica litoral, Bahía de Palma
Key words: coal, solid pollution, sediment composition, coastal dynamics, Palma Bay

1. INTRODUCCIÓN

El papel del hombre y el impacto de sus actividades en la dinámica y los procesos litorales es un campo de la geomorfología litoral rico en contribuciones (Paskoff, 1998). A partir de la segunda mitad del siglo XX, destaca la creciente influencia del hombre como un factor más entre los procesos y formas litorales (Woodroffe, 2002; Finkl, 2004). Las intervenciones del hombre en la dinámica litoral se separan en dos grandes tipos: las directas e indirectas, atendiendo a los efectos sobre el balance sedimentario o la acción sobre un determinado espacio costero (Woodroffe, 2002; Masselink et al., 2003). En este sentido, la presencia de fragmentos de carbón en los sedimentos de sistemas litorales procedentes de vertidos antrópicos, que se relacionan tanto con extracciones mineras, como con el

transporte y descarga del carbón a utilizar como combustible en la actividad industrial, es una característica habitual en los sedimentos litorales de las zonas urbanas e industrializadas (Allen, 1987).

Los estudios preliminares al proyecto de regeneración de la playa de Can Pere Antoni en la bahía de Palma (Mallorca), llevados a cabo en 1980, y en concreto la caracterización textural y de composición del sedimento, pusieron de manifiesto la presencia de abundantes restos de fragmentos de carbón (Fornós, 1980). Puesto que la composición de los sedimentos arenosos de las playas de Mallorca (Jaume y Fornós, 1992), casi en su totalidad, es carbonatada y biogénica (70% de bioclastos) y dada la ausencia de afloramientos de carbón en la cuenca que drena a la bahía de Palma, Fornós (1980) consideró que los fragmentos de carbón presentes en el sedimento de la zona eran

un elemento exógeno, atribuyendo su origen a los vertidos procedentes de las antiguas centrales eléctricas y de gas localizadas cerca del área de estudio y que utilizaban el carbón como combustible (Gesa, 1985, 1986, 1987).

El objetivo del presente trabajo consiste en evaluar la permanencia, en sus componentes espacial y temporal, de los restos contaminantes sólidos (carbón) que las centrales eléctricas citadas incorporaron al sedimento del sector central de la bahía de Palma a partir de dos muestreos del sedimento de la zona correspondientes a 1980 y 2010.

1.1. Área de estudio

La zona estudiada se localiza en el sector SW de la isla de Mallorca (Mediterráneo occidental). Se trata de un tramo de costa de 5 km ubicado en el centro de la bahía de Palma, que comprende desde la playa de Can Pere Antoni hasta la zona de es Carnatge (Fig. 1). Consiste en un sector de costa rocosa baja alternando con playas de escasa entidad (<1km longitud). Dada su cercanía a la ciudad de Palma, es una zona muy antropizada con un uso, en la actualidad, de tipo turístico y residencial. En cuanto al medio marino, el clima marítimo se caracteriza por alturas medias de ola de 1 m y periodos de 4 s, con direcciones predominantes del SW. La configuración de la bahía, abierta hacia el SW la protege de los vientos y oleajes de más intensidad de componente norte (Gómez-Pujol et al., 2011).

2. MATERIAL Y MÉTODO

Para cumplir los objetivos del trabajo, se combinaron las técnicas clásicas de sedimentología marina (McMannus, 1988), cuyos resultados se han explotado cartográficamente mediante técnicas SIG. Para ello, se utilizaron los datos aportados por los análisis sedimentológicos del estudio de Fornós (1980) en el que se caracterizaron 39 muestras superficiales de sedimento, así como los resultados de una



Fig. 1. Área de estudio y localización de muestras.

nueva campaña en 2010 en la que se muestrearon los mismos puntos (Fig. 1). Del total de las muestras, 13 se recogieron directamente y 26 mediante una draga Eckman. Los datos granulométricos se obtuvieron mediante tamizado en seco a intervalos de 0,5 phi. Los parámetros granulométricos se obtuvieron mediante los criterios del método logarítmico de Folk y Ward (aplicando el programa GRADISTAT©, Blott y Pye, 2001). La composición del sedimento se ha determinado con la lupa binocular mediante la clasificación de 100 granos de cada fracción y su posterior normalización en función del peso y porcentaje relativo dentro de la distribución granulométrica. Las categorías utilizadas fueron granos de carbón y otros tipos de granos.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los treinta años que separan los dos muestreos realizados (1980-2010) permiten evaluar las diferencias texturales en las propiedades del sedimento, así como su distribución. La comparación de las clases texturales en ambos muestreos pone de manifiesto un aumento general de la fracción arena (arena media-fina) y un descenso del porcentaje de gravas. En cuanto a su distribución, se observa un gradiente de NW a SE y de tierra hacia el mar, destacándose una acumulación de los materiales más gruesos en las zonas más

resguardadas del área de estudio.

El valor medio del contenido porcentual de fragmentos de carbón en el sedimento superficial en 1980 era del 2,3%, (Fornós, 1980) mientras que en la campaña del 2010 los valores obtenidos (3,6%) indican un incremento de 1,3 puntos. Aunque no puede descartarse la incorporación de granos de carbón por la removilización de capas de sedimentos más profundas que las muestreadas (a raíz de las actividades de regeneración de algunas de las playas o en relación a la propia dinámica marina y el efecto de los temporales), el análisis textural y la distribución de granos de carbón por fracciones del sedimento indican una clara diferencia en la distribución de los fragmentos de carbón respecto a la clase textural entre periodos de muestreo. Así en la campaña de 1980, los granos de carbón predominaban en las fracciones más gruesas (gravas y arenas gruesas) mientras que en 2010 es en la fracción arena media-fina (Fig. 2). Esto indica que se ha producido un proceso de fragmentación de los granos de carbón, al que cabe atribuir el grueso del incremento relativo de la presencia de este elemento exógeno en el sedimento litoral de la zona. En las Figs. 2 y 3 se representa la distribución de los granos de carbón, observándose un gradiente de NW a SE y de manera más débil también de mar hacia tierra, con una especial acumulación para los valores del 2010 en las zonas más protegidas del área de estudio.

La dinámica de la distribución espacial de los fragmentos de carbón muestra una tendencia a la dispersión y desplazamiento de las partículas en dirección SE, que coincidiría con la deriva litoral de la zona. Aunque del estudio diacrónico se desprende una distribución más difusa del elemento exógeno, todavía se siguen observando dos puntos de máxima concentración de carbón que se corresponden con las dos posiciones más cercanas a las antiguas centrales eléctricas. La caracterización granulométrica también pone de manifiesto una disminución del

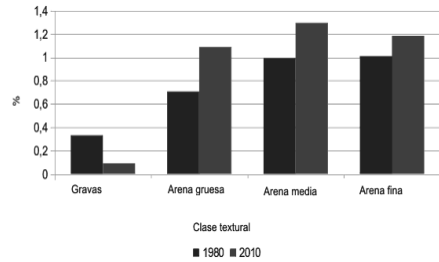


Fig. 2. Cambios en el calibre de los fragmentos de carbón presentes en las diferentes clases texturales.

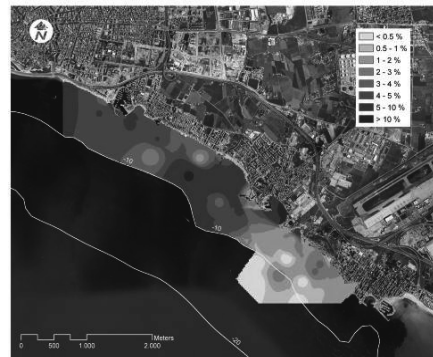


Fig. 3. Distribución espacial del contenido en fragmentos de carbón en el sedimento reciente en la zona de estudio correspondiente al muestreo del 2010.

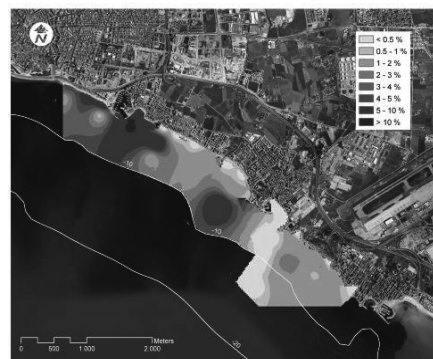


Fig. 4. Distribución espacial del contenido en fragmentos de carbón en el sedimento reciente de la zona de estudio correspondiente al muestreo del 1980.

calibre de grano en 2010 respecto de 1980. Si para el primer muestreo dominan las arenas medias a gruesas, para el segundo lo son las arenas medias a finas. Puesto que los dos muestreos se llevaron a cabo en condiciones de bonanza, dicho escenario se atribuye a la interferencia producida por el vertido de sedimento de calibre más fino

asociado a las regeneraciones que se han llevado a cabo en la zona (Balaguer, 2005; Satorre *com pers*). Por otro lado, la distribución espacial de los fragmentos de carbón permite contrastar los patrones de transporte de sedimento en la zona. Así, de la distribución espacial del contenido en fragmentos de carbón entre los muestreos de 1980 y 2010 se infiere una dispersión de elemento exógeno desde las zonas de vertido hacia el SE, concidiendo con los patrones de corrientes y deriva litoral característicos de la zona (Gómez-Pujol et al., 2011; Jordi et al., 2011).

4. CONCLUSIONES

La comparación de los análisis texturales y de composición del sedimento superficial de la zona de Can Pere Antoni, correspondientes a los muestreos de 1980 y 2010, ha permitido evaluar la permanencia de la contaminación sólida por el vertido de restos de carbón procedentes de antiguas centrales eléctricas. A lo largo de los 30 años que separan ambos muestreos se ha observado que la contaminación continúa, mostrándose tan sólo una variación en el calibre de los fragmentos carbonosos que permiten de este modo la evaluación del grado de madurez del sedimento. La distribución espacial de los fragmentos de carbón, una vez conocidos los focos del vertido, permite asimismo conocer la dinámica sedimentaria de la zona por corrientes de deriva litoral que realizan un transporte en dirección SE. Los granos de carbón pues, constituyen un indicador de la dinámica marina.

Agradecimientos

LVV ha disfrutado de una beca de F.P.I de la Conselleria de Innovació, Interior y Justicia del Govern Balear. El trabajo forma parte del Proyecto de investigación del MICINN, CGL2010-18616.

REFERENCIAS

- Allen, J.R.L. 1987. Coal dust in the Severn Estuary, Southwestern UK. *Marine Pollution Bulletin* 18, 169-174.
- Balaguer, P. 2005. *Tipus i evolució de costes rocosos de Mallorca*. Tesis doctoral (inédita). Universitat de les Illes Balears. 374 pp.
- Blott, S.T. y Pye, K. 2001. Gradstat, a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Process and Landforms* 26, 1237-1248.
- Finkl, C.W. 2004. Coastal Classification: Systematic approaches to consider in the development of a comprehensive scheme. *Journal of Coastal Research* 20, 166-213.
- Fornós, J.J. 1980. *Estudi dels sediments litorals de la zona compresa entre Ca'n Pere Antoni i la Punta d'en Pau. (Badia de Palma)*. SHNB, Palma.
- Gesa. 1985. *El Gas canalizado en Baleares*. Palma de Mallorca. 33 pp.
- Gesa. 1986. *La Electrificación en Mallorca*. Hasta 1927. Vol. 1. Palma de Mallorca. 62 pp.
- Gesa. 1987. *La Electrificación en Mallorca*. Desde 1927. Vol. 2., Palma de Mallorca, 55 pp.
- Gómez-Pujol, L., Orfila, A., Álvarez-Ellacuría, A., Cañellas, B. y Tintoré, J. 2011. Evolución de la línea de costa en una playa urbana (S'Arenal, Mallorca): Intervención antrópica y dinámica litoral. En Montoya, I. (Ed.): *Avances Recientes en Geomorfología Litoral*. Universidad Rey Juan Carlos, Madrid, 71-75.
- Jaume, C. y Fornós, J.J. 1992. Composició i textura dels sediments de les platges del litoral mallorquí. *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears* 35, 93-110.
- Jordi, A.; Basterretxea, G. y Dong-Ping, W. 2011. Local versus remote wind effects on the coastal circulation of the microtidal bay in the Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems* 88, 312-322.
- Masselink, G., Hughes, M. G y Knight, J. 2003. *Coastal Processes and Geomorphology*. London ED Hodder education. 368 pp.
- McMannus, J. 1988. Grain size determination and interpretation. En Tucker, M. (Ed.): *Techniques in sedimentology*. Blackwell Scientific Publications. Oxford, 63 – 85.
- Paskoff, R. 1998. *Les littoraux. Impact des aménagements sur leur évolution*. Armand Colin. Paris. 260 pp.
- Woodroffe, C. 2002. *Coasts: form, process and evolution*. New York. Cambridge University press, 623 pp.

MANTOS EÓLICOS DE MENORCA (ISLAS BALEARES)

Aeolian sand sheets of Minorca (Balearic Islands)

G.X. Pons^(1,3), J.A. Martín-Prieto^(1,2), F. X. Roig-Munar^(2,3), P. Fraga⁽³⁾, A. Rodríguez-Perea^(1,3), B. Gelabert⁽¹⁾, M. Mir-Gual⁽¹⁾

- (1) Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears. Cra. de Valldemossa, km 7.5. Palma de Mallorca 07122. guillemx.pons@uib.es
- (2) QU4TRE, consultoria ambiental. Es Migiorn Gran (Menorca) C/ Carritxaret, 18-6. Es Migiorn Gran (Menorca). www.quatreconsultors.com
- (3) Institut Menorquí d'Estudis (IME) Consell Insular de Menorca

Abstract: Eleven aeolian sand sheets have been studied on the island of Menorca (Balearic Islands). Their principal feature is that they are all located on the north coast of the island. They can be grouped into three main types: those related to vertical cliffs, those related to stream channels, and a third intermediate type with characteristics of both previous groups, which corresponds to hanging channels in the mouths. The genesis and evolution can be related to mechanical erosion and/or vertical movements associated with eustatic sea levels in the Holocene.

Palabras clave: mantos eólicos, acantilados, torrentes, Menorca

Key words: aeolian sand sheets, cliffs, gullies, Minorca.

1. INTRODUCCIÓN

La mayoría de los sistemas dunares activos de la isla de Menorca han sido descritos a lo largo de las últimas décadas (Rita et al., 1988; Servera, 1997; Cardona et al., 2004; Roig-Munar et al., 2006). No obstante, han sido analizados un total de once depósitos sedimentarios, mantos eólicos, generados por la acción del viento, de diferentes extensiones y alturas, que en conjunto ocupan una extensión total de 4.936.387 m² y que presentan interés debido a su particular situación, ya que están desvinculados del área fuente sedimentaria que los alimenta.

Un aspecto notable de estos depósitos, es que todos se sitúan en la costa de N de la isla (Fig. 1 y Tabla 1). En general presentan acumulaciones de arena, sin definir morfologías dunares claras, con vegetación psammófila asociada. Su ubicación, lejos de carreteras, urbanizaciones u otro asentamiento humano, ha facilitado que hasta ahora no se realizase ningún tipo de descripción ni análisis. Otro posible motivo de la falta de estudios puede deberse a la nula explotación económica frente a la

importancia socio-económica de los sistemas playa-duna. Los sistemas o mantos eólicos desvinculados de la línea de costa, constituyen depósitos eólicos activos de material no consolidado, situados sobre promontorios rocosos, formados por diferentes materiales que van desde Carbonífero a Triásico, Jurásico, Cretácico y Mioceno, en la mayoría de los casos coronados por eolianitas cuaternarias, sobre las cuales se desarrollan estos depósitos eólicos.

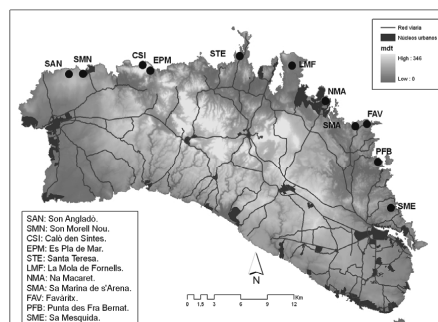


Fig. 1. Localización de los mantos eólicos.

2. GÉNESIS Y FORMACIÓN

La ubicación de los mantos distribuidos de manera regular a lo largo de la costa norte,

así como la altura a la que se encuentran, no son hechos casuales, sino que obedecen a una serie de factores que han condicionado su génesis y posterior desarrollo. Entre estos factores, tenemos dos: por un lado de tipo geológico y por el otro la posición relativa del nivel del mar.

Tabla 1. Datos de los mantos eólicos de Menorca.

	SUP. (m ²)	PER. (m)	H. MÁX. (m)	H. MÍN. (m)
SAN	470.884	4.129	106,2	77,6
SMN	188.273	2.073	80,4	67,8
CSI	12.457	434	66,0	36,0
EPM	28.042	852	21,5	4,4
STEA	93.295	1.405	35,0	10,0
STEB	4.305	281	12,3	1,9
LMF	4.133.310	9.951	76,3	13,6
NMA	315.906	2.683	25,0	10,0
SMA	67.368	2.378	69,3	30,8
FAV	20.340	867	38,9	15,0
PFBa	8.193	494	32,1	15,0
PFBb	23.193	664	42,1	15,2
SMEa	30.345	980	45,2	2,6
SMEb	11.360	487	48,3	32,2
SMEc	9.270	686	38,9	15,0
SMEd	21.484	708	42,2	35,1
Media	362.535	1.938	15,0	9,0
Total	4.936.387			

El nivel del mar, no ha sido constante a lo largo de la historia de la tierra, si no que ha variado de manera notable. Las oscilaciones más recientes permiten conocer la complejidad que supone la superposición de varias subidas y descensos del nivel del mar en los últimos 200 ka. La última regresión marina, conocida en ambientes alpinos como Würm, alcanzó su máximo sobre los 17-18 ka., dando lugar a un descenso del NM de aproximadamente 100 m por debajo del actual. A partir de este momento y sobre 13 ka BP, las condiciones climáticas cambian, dando lugar a una ligera subida del nivel marino. Este comportamiento continuó hasta alcanzar la posición máxima del NM, que se sitúa entre 7.000-6.500 BP (Goy et al., 1997; Servera, 1997) y que es conocida como la transgresión flandriense. En este periodo, el nivel del mar se situó unos 2-3 m por encima del nivel del mar actual.

A partir de este momento, en el archipiélago balear, se han registrado al

menos dos subidas más por encima del nivel actual, que han dado como resultado (juntamente con la primera, es decir, el máximo flandriense) la formación de tres generaciones de campo dunares separados entre ellos por dos capas edáficas (Servera y Pons, 2007).

A partir del análisis de todos los perfiles (Fig. 2), podemos observar que básicamente se concentran en tres grupos: por un lado aquellos mantos asociados a acantilados verticales tabulares y/o carboníferos, que pueden alcanzar los 80 m de altura (Son Angladó, Son Morell Nou, Santa Teresa *a*, Mola de Fornells, na Macaret, sa Marina de s'Àrena y sa Punta des Fra Bernat *b*). El segundo grupo se desarrolla sobre materiales carboníferos o triásicos y vinculados al cauce de un torrente (Caló den Sintes, Pla de Mar, Santa Teresa *b*, Punta des Fra Bernat *a* y Sa Mesquida *a*). En la Fig. 3 se observa un ejemplo de estas dos tipologías en el manto del Fra Bernat, donde en un primer plano aparece el manto sobre un acantilado carbonífero de 20 m de altura y en segundo, el manto asociado al lecho de un torrente. Finalmente, un tercer grupo vinculado a un torrente, pero en este caso un torrente colgado en su desembocadura (Favàritx y Sa Mesquida *b* y *c*).

La formación y génesis del primer grupo se puede relacionar con fuertes procesos erosivos producto del impacto mecánico de oleaje, la lluvia, la inestabilidad de la pendiente, bioerosión, etc., también ligado a movimientos verticales del acantilado. Ambos factores posiblemente han actuado de manera conjunta a lo largo del tiempo, pero con diferente efectividad, según el lugar. Un ejemplo de este funcionamiento mixto se localiza en la costa SE de la isla de Mallorca, donde se han cuantificado retrocesos de 175 m en un periodo de 40 ka, sobre un acantilado pleistoceno, por medio de la combinación de procesos erosivos y tectónicos (Fornós et al., 2005). En el esquema evolutivo de la Fig. 4, se plantea la hipótesis de formación y evolución de los mantos situados sobre los

acantilados. En la fase inicial (Fig. 4a), con la máxima subida del nivel del mar en el

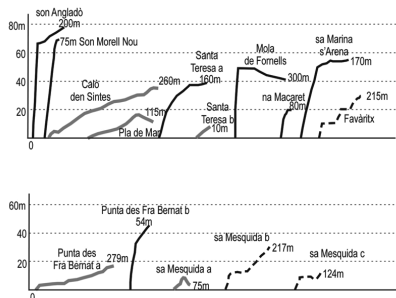


Fig. 2. Tipología de los diferentes tipos de perfiles, en negro los vinculados a acantilados, en gris a torrentes y en línea de puntos a torrentes colgados (los datos en m de cada perfil representan la distancia desde la línea de costa hasta el inicio del manto).

óptimo flandriense, aparece una playa y un sistema dunar. Siguiendo los razonamientos de Servera (1997), González et al. (2001) y Servera y Pons (2007), se detecta un primer descenso del nivel del mar por debajo del actual (Fig. 4b) y, por tanto, con una mayor disponibilidad de sedimento, una nueva playa y un sistema dunar más extenso, mientras que la duna del episodio anterior comienza a migrar hacia tierra. Los procesos erosivos de desmantelamiento y/o movimientos verticales (Fig. 4c y d) hacen que la playa comience a desvincularse de la duna, que continúa ascendiendo por el acantilado migrando hacia tierra, favorecida por el viento de tramuntana, que es el de mayor frecuencia e intensidad. Finalmente, se produce la situación actual, en que se desvinculan totalmente los depósitos arenosos de la playa, los cuales se encuentran “colgados” sobre el acantilado (Fig. 4e). La distancia media a la que se desarrolla el manto eólico para esta tipología es de aproximadamente 187 m de la línea de costa (el valor más elevado de los tres tipos), con una altura media máxima de 42 m sobre el nivel del mar.

El segundo grupo está formado por aquellos mantos asociados al lecho de un torrente, como el manto del Caló d'en Sin-

tes (que alcanza una altura máxima de 40 m), Pla de Mar, Santa Teresa b, Punta des

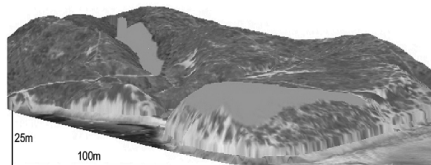


Fig. 3. Manto eólico de Fra Bernat (subdividido en dos), las superficies grises indican la extensión de cada uno de ellos.

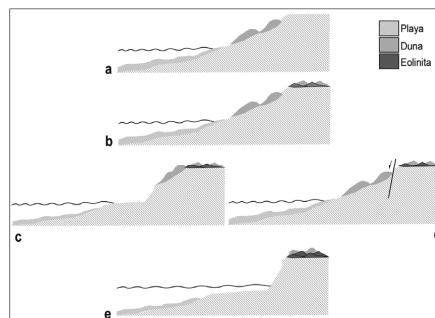


Fig. 4. Formación de los mantos eólicos vinculados a acantilados verticales.

Fra Bernat a y Sa Mesquida a. Su formación es similar a la de los mantos situado sobre acantilados, con subidas y bajadas del NM, en el que el lecho del torrente actúa como canalizador del sedimento hasta la parte más elevada del mismo, donde la fuerza del viento ya no es capaz de transportar más sedimento, quedando finalmente depositado. La distancia a la que se desarrolla el manto eólico para esta tipología es de 142 m de la línea de costa (la menor de los tres tipos), con una altura media máxima en torno a los 13 m sobre el nivel del mar (la más baja).

El último grupo (Favàritx y Sa Mesquida b y c), son torrentes colgados que se sitúan a unos 10 m sobre el nivel del mar y que por tanto, podría encontrarse en una situación intermedia entre los dos grupos anteriores. La distancia media a la que se desarrolla el manto eólico para este tipo es de aproximadamente 175 m de la línea de costa, con una altura media máxima de 20

m sobre el nivel del mar.

3. CONCLUSIONES

Todos los mantos eólicos se distribuyen a lo largo de la costa norte de la isla, ocupando una superficie aproximada de 4.936.387 m², teniendo en cuenta que el manto de Fornells ocupa 4.133.310 m², la superficie media es de 80.000 m².

Las alturas máximas y mínimas medias son de 15 y 9 m respectivamente, siendo la máxima la de Son Angladó y la mínima en Santa Teresa b, con 106 y 1,9 m respectivamente. La mayoría de los mantos se desarrollan sobre materiales mesozoicos, seguido de Paleozoico y Cenozoico. Se distinguen dos tipologías principales: mantos eólicos vinculados a acantilados verticales y a lechos de torrentes; un tercer grupo se corresponde con torrentes colgados, lo que representa una situación intermedia entre los dos primeros.

Los procesos erosivos de los acantilados junto a movimientos verticales (procesos de neotectónica), han jugado un papel importante en la génesis y formación de los mantos, al igual que los movimientos eustáticos a lo largo del Holoceno.

En este trabajo se describen un total de 11 mantos eólicos, algunos de los cuales están actualmente fragmentados, todos ellos localizados en la costa norte de Menorca.

Finalmente, este trabajo constituye un esbozo para evidenciar unas morfologías poco conocidas para las que se ha planteado una hipótesis sobre su génesis y formación, a pesar de lo cual, hay que profundizar más y sobre todo intentar dar una explicación a la ausencia total de estos depósitos en la costa sur de la isla.

Agradecimientos

El presente trabajo es fruto de una beca de investigación del *Institut Menorquí d'Estudis* (IME) hacia la *Societat d'Història Natural de les Balears*. También se ha visto beneficiado del proyecto de investigación CGL2010-18616, y la ayuda de la *Dir. General d'Universitats, Recerca*

i Transferència de Coneixements del Govern de les Illes Balears para grupos de investigación competitivos (BIOGEO-MED).

REFERENCIAS

- Cardona, X., Carreras, D., Fraga, P., Roig-Munar, F. X. y Estaún, I. 2004. Avaluació de l'estat dels sistemes dunars de Menorca 2002. En Pons, G. X. (Ed.): *IV Jornades de Medi Ambient de les Illes Balears*. Societat d'Història Natural de Balears. Palma, 307-308.
- Fornós, J. J., Balaguer, P., Gelabert, B. y Gómez-Pujol, L. 2005. Pleistocene formation, evolution and retreat rates of a carbonate coastal cliff (Mallorca Island, Western Mediterranean). *Journal of Coastal Research* Sp. Iss. 49, 15-21.
- González, F. M., Goy, J. J., Zazo, C. y Silva, P. G. 2001. Actividad eólica y cambios del nivel del mar durante los últimos 170.000 años (litoral de Mallorca, Islas Baleares). *Revista Cuaternario & Geomorfología* 15 (3-4), 67-75.
- Goy, J. L., Zazo, C. y Cuerda, J. 1997. Evolución de las áreas margino-litorales de la costa de Mallorca (I. Baleares) durante el último y presente interglaciario: nivel del mar holoceno y clima. *Boletín Geológico y Minero* 108 (4-5), 455-463.
- Rita, J., Rodríguez, A. y Tébar, F. 1988. *Sistemas dunares de Menorca. Valoración Geoambiental y estado de conservación*. Institut Menorquí d'Estudis. Documento Inédito. Maó, 109 pp.
- Roig, F. X., Martín, J. A., Comas, E. y Rodríguez, A. 2006. Space-time analysis (1956-2004) of human use and management of beach-dune systems of Menorca (Balearic I.). *Journal of Coastal Research* Special Issue 48, 107-111.
- Servera, J. 1997. *Els sistemes dunars litorals de les Illes Balears*. Tesis Doctoral (inédita), Universitat de les Illes Balears. Palma, 2 vols.
- Servera, J. y Pons, G. X. 2007. Trets mineralògics i texturals de la seqüència dunar holocena de la depressió de Campos (Mallorca). En Pons, G. X. y Vicens, D. (Eds.): *Geomorfologia Litoral i Quaternari. Homenatge a Joan Cuerda Barceló*. Monografies de la Societat d'Història Natural de Balears, 14, 353-373.

ÍNDICES DE VULNERABILIDAD GEOAMBIENTAL EN SISTEMAS DUNARES COSTEROS: UN MÉTODO DE EVALUACIÓN INTEGRAL

Geoenvironmental vulnerability index in coastal dune systems: an integrated evaluation method

F.J. Gracia ⁽¹⁾, B. Chousa ⁽¹⁾, G. Anfuso ⁽¹⁾

(1) Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Cádiz. Polígono Río San Pedro s/n, 11510 Puerto Real, Cádiz, España. beachousa@gmail.com

Abstract: Many coastal dune systems of the Iberian Peninsula have been destroyed or show important erosion due to reduced sediment supplies from rivers and/or because of strong urbanization carried out since the 1970's along the southern and eastern Spanish coast. In this sense, the tools presented in this study constitute necessary and useful instruments to manage dunes in an integrated manner. The two methodologies used are based on the generation of variable lists grouped under several factors, such as geomorphologic characteristics, or wind-related factors. The information gathered is very useful in the determination of dune system characteristics and vulnerability. Coastal managers, by using the mentioned methods, can prioritize measures to restore dune fields or mitigate their destruction.

Palabras clave: dunas litorales, vulnerabilidad, evaluación integral, Cádiz, España.

Keywords: coastal dunes, vulnerability, integrated assessment, Cadiz, Spain.

1. INTRODUCCIÓN Y ÁREA DE ESTUDIO

El presente trabajo evalúa la vulnerabilidad de dos sistemas dunares ubicados en la costa atlántica de Cádiz (SO de España). Se aplicó una metodología sencilla que define las características geomorfológicas, la cobertera vegetal y el estado de conservación de los sistemas investigados. La evaluación integrada de dichos sistemas se realizó mediante metodologías basadas en la propuesta por Williams et al. (2001), quienes elaboraron listas de verificación para obtener distintas formas de evaluar la vulnerabilidad de sistemas dunares.

Los dos sistemas dunares evaluados se sitúan en la Bahía de Cádiz (Fig. 1), con un clima mediterráneo subhúmedo, sometida a precipitaciones marcadas en invierno y veranos secos. El patrón de vientos presenta dos componentes dominantes, ESE (levante) y SO (poniente). El rango de marea es mesomareal y el oleaje presenta una altura significativa media de 1 m.

El complejo de dunas de Punta Candor (Fig. 1) se encuentra en la zona noroeste de la Bahía, en el municipio de Rota, y está dividido en dos sectores por el hotel "Playa

de la Luz". Es un sistema dunar bien desarrollado, formado por dos cordones activos que superan los 12 m de altura y sucesivos cordones fijados con pino piñonero y retama blanca (Chousa, 2011).

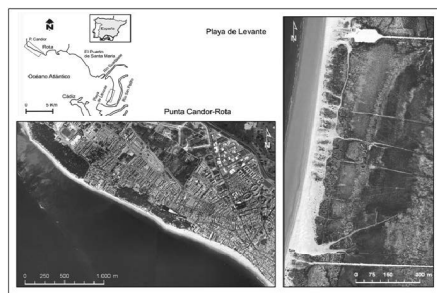


Fig. 1. Mapa de localización de los dos tramos estudiados.

El complejo dunar de Playa de Levante (Fig. 1) se encuentra en la zona centro-este de la Bahía, en El Puerto de Santa María, enmarcado en la barrera arenosa de Valdelagrana, de dirección N-S. El área de estudio tiene una longitud de 2 km y queda enmarcada entre dos caños mareales que cortan la barrera transversalmente. El campo de dunas se encuentra muy deteriorado debido a las secuelas de los

grandes temporales de los inviernos de 1995-1996 y 2009-2010. Se reconoce un cordón principal de dunas secundarias cortadas por numerosos abanicos de desbordamiento y pasillos de deflación (Chousa, 2011).

2. METODOLOGÍA

En el presente trabajo se utilizaron dos métodos similares y complementarios para evaluar de forma integrada los sistemas dunares.

El primero, propuesto por García Mora et al. (2001), sirve para determinar la vulnerabilidad de un sistema dunar y la causa principal que la provoca. Consiste en analizar una lista de factores que afectan a los sistemas dunares, como son geomorfología dunar (GCD), influencia marina (MI), influencia eólica (AI), vegetación (VC) y actividades humanas (HE).

En cada lista de factores, hay entre 8 y 11 parámetros para la obtención del Índice de Vulnerabilidad Dunar o DVI (Tabla 1), asignando a cada uno la puntuación de 0 a 4, representando el valor más elevado la mayor vulnerabilidad.

De esta forma, se calculan, en primer lugar, los índices parciales de vulnerabilidad de cada grupo de factores. Para obtener el índice de vulnerabilidad dunar (DVI), se obtiene la media aritmética de los índices parciales.

El segundo método, propuesto por Gracia et al. (2009), proporciona el estado de conservación de un sistema dunar a través de una metodología similar, pero que tiene en cuenta más variables, un total de 72 agrupadas en seis grupos. Cada grupo tiene 8 variables obligatorias y 4 recomendadas. El estado de conservación se obtiene por la suma directa de todas las puntuaciones.

Para la toma de datos, se reunieron todas las variables diferentes de los dos métodos utilizados. La gran mayoría de las variables se estimaron en campo de forma visual o se midieron mediante cinta métrica y clinómetro. Otras variables se obtuvieron

mediante el análisis de fotografías aéreas, tamizado de muestras, consulta de datos bibliográficos, etc.

Se realizaron 4 campañas de observaciones de campo (abril, mayo, junio y agosto de 2011), debido a los requerimientos de cada variable descritos en el “protocolo de evaluación de la estructura y función de un sistema dunar” (Gracia et al., 2009).

3. RESULTADOS

3.1. Metodología propuesta por García Mora et al. (2001)

Una vez obtenidos los datos se obtuvieron los índices parciales y del índice de vulnerabilidad dunar (DVI), tal y como aparecen en la Tabla 1.

3.1.1. Sistema de dunas litorales de Punta Candor

El resultado del cálculo del DVI en el sector oriental de Punta Candor fue de 0,45 (baja a media vulnerabilidad), mientras que el del sector occidental fue 0,55 (media a alta vulnerabilidad). El factor que más influye en la vulnerabilidad en ambos sectores está representado por las condiciones geomorfológicas del sistema dunar ($GCD > 0,7$, Tabla 1).

Este complejo de dunas mostró una zona activa muy estrecha con una gran cobertura forestal a partir de la cara de sotavento del segundo cordón litoral, que anula la dinámica dunar, fijando el sustrato arenoso.

Todos los índices mostraron un valor ligeramente superior de vulnerabilidad en el sector más occidental, indicando una mayor degradación.

Las mayores diferencias aparecen en el índice parcial de influencia marina (MI, Tabla 1), debido a que la sección occidental presentaba una playa seca muy estrecha, sin apenas berma y con la aparición de escarpes en el frente dunar.

3.1.2. Sistema dunar de Playa de Levante

El grupo de variables que más contribuye con la vulnerabilidad fue el de las

condiciones geomorfológicas, resaltando el elevado grado de fragmentación del complejo, con numerosos cortes y roturas en el único cordón móvil que lo forma.

Tabla 1. Resultados obtenidos para Punta Candor (dos sectores) y para Playa de Levante, según el método de García Mora et al. (2001).

Factores		Punta Candor Sector oriental	Punta Candor Sector occidental	Playa de Levante
Vulnerabilidad parcial	GCD	0,72	0,86	0,75
	MI	0,36	0,58	0,53
	AE	0,38	0,80	0,53
	VC	0,35	0,40	0,45
	HE	0,43	0,32	0,49
DVI TOTAL		0,45	0,55	0,59

La vulnerabilidad marina resultó media-alta, resaltando una playa disipativa, una estrecha playa seca y un cordón móvil amplio. La orientación de este sistema dunar lo hace más vulnerable a los temporales marinos, procedentes del OSO. En este sistema dunar, se aprecia un índice parcial de efecto eólico muy elevado, destacando la ausencia de dunas embrionarias, la presencia de profundos pasillos de deflación y el elevado grado de cobertura de gravillas y conchas en la playa seca.

3.2. Metodología propuesta por Gracia et al. (2009)

3.2.1. Estado de conservación del sistema dunar de Punta Candor

Los dos sectores considerados en Punta Candor resultaron tener un estado de conservación desfavorable – inadecuado (Tabla 2).

La sección del sistema dunar más oriental mostró siempre valores más elevados para cada grupo de factores, y las mayores diferencias se encontraron en el grupo de factores de influencia marina y litoral, al

igual que sucedía aplicando el método propuesto por García Mora et al. (2001).

3.2.2. Estado de conservación del sistema dunar de Playa de Levante

El estado de conservación del sistema dunar de Playa de Levante se clasifica como desfavorable – inadecuado (Tabla 2). El grupo de factores que mayor incidencia tiene en este estado de conservación es el correspondiente a las características geomorfológicas, siendo preocupante el grado de fragmentación del área estudiada. Todo el sistema dunar consiste en un único cordón móvil discontinuo de altura moderada, que presenta numerosos cortes y roturas que llegan incluso a atravesar el sistema de dunas por completo.

Las variables de influencia eólica evidencian la ausencia de dunas embrionarias, mientras que es frecuente la aparición de morfologías de tipo erosivo como grandes pasillos de deflación, *blowouts*, etc. Los factores ecológicos y de cobertura vegetal fueron los más elevados de todas las zonas estudiadas, debido a que se ha recuperado parte de la cobertura vegetal en los últimos años.

Tabla 2. Resultados obtenidos para Punta Candor (dos sectores) y para Playa de Levante, según el método de Gracia et al. (2009).

Grupos de factores	Punta Candor Sector oriental	Punta Candor Sector occidental	Playa de Levante
Geomorfológicos	16,0	14,0	9,0
Influencia marina y litoral	23,5	15,0	19,5
Influencia eólica	28,0	26,0	16,5
Ecológicos y de cobertura vegetal	17,0	16,5	22,5
Presión antrópica	20,5	21,5	31,5
Gestión y protección	20,0	23,0	23,0
ESTADO DE CONSERVACIÓN	125,0	116,0	122,0

4. DISCUSIÓN

Comparando las metodologías propuestas, cabe resaltar cómo la propuesta por Gracia et al. (2009) tiene un proceso de cálculo más simple, por suma de puntuación en cada variable. Sin embargo, esta metodología contiene una serie de variables, denominadas “recomendadas”, que pueden ser o no medidas y aun así, contribuir de forma negativa a la evaluación del estado de conservación. Valorando previamente el número de variables no medidas, se propone ajustar la puntuación máxima obtenida a la clasificación del estado de conservación del sistema dunar, adaptando los límites de clasificación mediante un sencillo ajuste matemático.

Otra mejora, para definir medidas de gestión, se puede obtener realizando el cálculo del DVI de forma individual para diferentes segmentos de un mismo cordón. También se encontraron algunas dificultades en ambas metodologías, relacionadas con la medición de determinadas variables muy específicas, en las que fue preciso consultar a expertos de la zona. Por otro lado, quizá se subestime la variable “cobertura de especies exóticas”, sobre todo para el caso de Rota, ya que se encontraron grandes masas de chumbera en la zona fijada por pinar, pero ninguna metodología incluye la toma de datos en este tipo de ambiente dunar fijado por bosque. Finalmente, la variable “porcentaje de playa seca cubierta con guijarros y conchas” puede estar sobreestimada a causa de la acción de temporales que tengan lugar inmediatamente antes de su medición.

5. RECOMENDACIONES PARA LA GESTIÓN

En el presente trabajo se realizó una propuesta de medidas que podrían mitigar la degradación de algunas zonas dunares o mejorar la conservación de otras.

Para el sistema dunar ubicado en Rota, estas medidas iban encaminadas a reducir la presión antrópica estival, como por ejemplo mejorar el sistema de limpieza en la zona de playa alta o instalar cerramientos en el frente dunar.

En la zona de Playa de Levante, sólo se propusieron medidas de reparación del vallado ya existente, de cara a impedir la entrada de personas o animales domésticos a las dunas, ya que este sistema dunar presenta un gran valor ecológico al albergar dos especies de aves migratorias protegidas a nivel autonómico. Se considera que la gestión y protección de este sistema dunar es elevada por estar incluido dentro del “Parque Natural Bahía de Cádiz”

Agradecimientos

Este trabajo es una aportación al grupo de investigación PAI – RNM 328 de la Junta de Andalucía, así como al proyecto CTM2010-16363 del Plan Nacional de I+D+i.

REFERENCIAS

- Chousa, B. 2011. *Índices de vulnerabilidad geoambiental en sistemas dunares: un método de evaluación integral*. Tesis de Master (inérita). Universidad de Cádiz, 46 pp.
- García Mora, M.R., Gallego Fernández, J.B., Williams, A.T. y García Novo, F. 2001. A coastal dune vulnerability classification. A case study of the SW Iberian Peninsula. *Journal Coastal Research* 17 (4), 802 – 811.
- Gracia, F.J., Hernández, L., Hernández, A.I., Flor, G., Gómez, M.A. y Sanjaume, E. 2009. *Dunas marítimas y continentales*. Bases ecológicas preliminares para la conservación de los tipos de hábitat de interés comunitario en España. Dirección General de Medio Natural y Política Forestal, Ministerio de Medio Ambiente, y Medio Rural y Marino. Madrid, 106 pp.
- Williams, A.T., Alveirinho-Dias, J., García Novo, F., García-Mora, M.R., Curr, R. y Pereira, A. 2001. Integrated coastal dune management: checklists. *Continental Shelf Research* 21, 1937-1960.

MODELO TEÓRICO PARA LA DEFINICIÓN DE CURVAS DE SENSIBILIDAD LITORALES. COMPARATIVA ENTRE LOS SISTEMAS PLAYA-DUNA MEDITERRÁNEOS Y CARIBEÑOS

Theoretical model for the definition of coastal sensitivity curves. Comparison between Mediterranean and Caribbean beach dune systems

M. Mir-Gual⁽¹⁾, F. X. Roig-Munar^(1,2), G.X. Pons⁽¹⁾, J.A. Martín-Prieto^(1,2), A. Rodríguez-Perea⁽¹⁾

- (1) Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears. Cra. de Valldemossa, km 7.5. Palma de Mallorca 07122. miquel.mir@uib.es
 (2) QU4TRE, consultoria ambiental. Es Migjorn Gran (Menorca)

Abstract: Coastal areas are defined as fragile and dynamic natural systems where many factors of a different nature and magnitude intervene. Among these, the Mediterranean and the Caribbean beach-dune systems have been, by their nature, one of the sites of greatest impact from human pressure, especially since the advent and development of seaside tourism as an economic activity. Thus, direct and indirect actions carried out by human intervention have made changes, mostly negative, in the natural dynamics of these systems, which have been recurrent over recent decades. Based on this scenario, and considering the capacity of man as a modifying agent, in this article sensitivity curves are defined, drawn and characterized for the beach-dune systems in the Mediterranean and the Caribbean Sea to determine the overall sensitivity of these systems, where the highest sensitivities are located, and how modification of these points can make comprehensive changes to the entire system.

Palabras clave: sensibilidad, playa-duna, presión antrópica, conservación, Islas Baleares, Mar Caribe

Key words: sensibility, beach-dunes, anthropogenic pressure, conservation, Balearic Islands, Caribbean Sea

1. INTRODUCCIÓN

A lo largo de los últimos decenios, la continua ocupación litoral por parte de la sociedad y el desarrollo de actividades y usos ajenos han alterado sustancialmente su dinámica natural (Paskoff, 1998), incrementando gravemente su fragilidad y causando modificaciones en su caracterización y evolución (Nordstrom, 2002). Todo ello ha supuesto que se hayan ido generando un seguido de puntos sensibles a lo largo de los sistemas playa-duna, la alteración de los cuales supone sin duda desequilibrios importantes a lo largo de todo el sistema. No obstante, las consecuencias de estos puntos sensibles no sólo se expresan de manera individual, sino que en muchas ocasiones se solapan provocando una sinergia importante que deriva en serios problemas de conservación y equilibrio.

Partiendo de esa premisa, el presente artículo tiene como objetivo principal la

identificación y definición de diferentes curvas de sensibilidad que, consecuencia de la presión sufrida en estos ambientes, deben de ser consideradas detenidamente, sobretodo por lo que respecta a la conservación integral del sistema y a las prácticas y medidas de gestión aplicadas en un futuro.

2. LOS SISTEMAS PLAYA-DUNA EN EL MEDITERRÁNEO Y CARIBE

En el caso de la costa Mediterránea, los sistemas playa-duna se postulan como uno de los más complejos y frágiles. Son espacios cuyo equilibrio se articula a través de una perfecta simbiosis entre los mundos biótico y abiótico y entre los mundos sumergido y el emergido (Servera, 2004) (Fig. 1).

A nivel geomorfológico y ecológico, el perfil teórico de los sistemas playa-duna en el Caribe puede diferir del Mediterráneo. Si bien la estructura es la misma, algunas

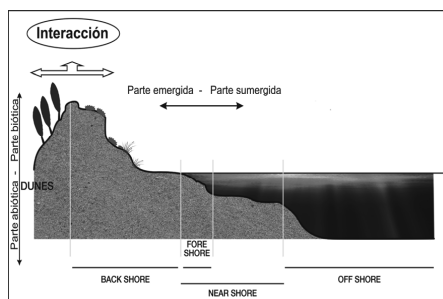


Fig. 1. Sectorización y dinámica de los sistemas litorales arenosos.

diferencias deben ser señaladas. En el caso de la parte sumergida el perfil caribeño presenta estructuras coralinas (Fig. 3) que se postulan como parte indispensable para el abastecimiento y equilibrio sedimentario de las playas. Si bien la diversidad de plantas fanerógamas es más importante en el Mar Caribe que en el Mediterráneo (Short et al., 2007), en el caso caribeño éstas no suponen la principal fuente sedimentaria, ya que proviene de la existencia de las plataformas coralinas en la parte sumergida. No obstante, en ambos casos los aportes fluviales se establecen como la fuente de sedimento litógeno más importante (Salazar et al., 2004), a excepción de lo que ocurre en las Islas Baleares, donde éste es inexistente (Servera, 2004).

3. DEFINICIÓN DE CURVAS DE SENSIBILIDAD LITORALES EN EL MEDITERRÁNEO Y CARIBE

La presión antrópica derivada de la industria turística de sol y playa ha hecho que hoy muchos ambientes sedimentarios litorales se hayan visto gravemente afectados a lo largo de la costa mediterránea y caribeña. Así, numerosas playas están siendo afectadas por la erosión. Ecosistemas costeros tan importantes como son los manglares, lagunas costeras y sistemas dunares, que actúan como barreras de contención contra la erosión y las inundaciones, están siendo seriamente alterados (González Maicas,

2005).

Se definen y caracterizan algunos puntos de los sistemas playa-duna caribeño y mediterráneo que, debido a sus altos índices de sensibilidad, a lo largo de los años se han visto afectados por la presión del hombre, no sólo suponiendo efectos locales, sino en muchas ocasiones afectando también al sistema de manera integral. Entendemos así como “curvas de sensibilidad litorales” (CS), aquellos puntos de los sistemas playa-duna que debido a su alta fragilidad se han visto notablemente alterados como consecuencia de la presión humana (Figs. 2 y 3).

La similitud estructural existente en los sistemas de ambas regiones hace que la consideración de estos puntos sensibles sea similar. No obstante, y dependiendo de cada situación, el efecto que supone la alteración de estas sensibilidades puede revertir de forma distinta sobre el conjunto del sistema. En el caso del Mediterráneo, cabe subrayar la importancia que tienen las praderas de *Posidonia oceanica*, sobretudo en ambientes como las Islas Baleares, responsables de aproximadamente el 90% de sedimento en sus playas (Servera, 2004). No obstante, el papel de la *Posidonia* es imprescindible también en la parte baja de la playa emergida, ya que con la formación de banquetas construidas a partir de hojas muertas, se protege la parte emergida del poder erosivo marino (Roig-Munar y Martín-Prieto, 2005).

En términos generales, tal y como refleja la Fig. 1, los puntos que mayor repercusión negativa pueden tener en el conjunto del sistema son, en primer lugar, la destrucción de la línea de cordones dunares (*foredunes*), pudiendo alterar toda la dinámica sedimentaria y eólica del sistema, y, en segundo lugar, las actuaciones antrópicas realizadas con efectos directos sobre los mecanismos de sedimentación, como puede ser la construcción de embalses, carreteras, dragados, etc.

Como se comentaba anteriormente, las curvas de sensibilidad definidas en el caso caribeño se asemejan bastante al caso

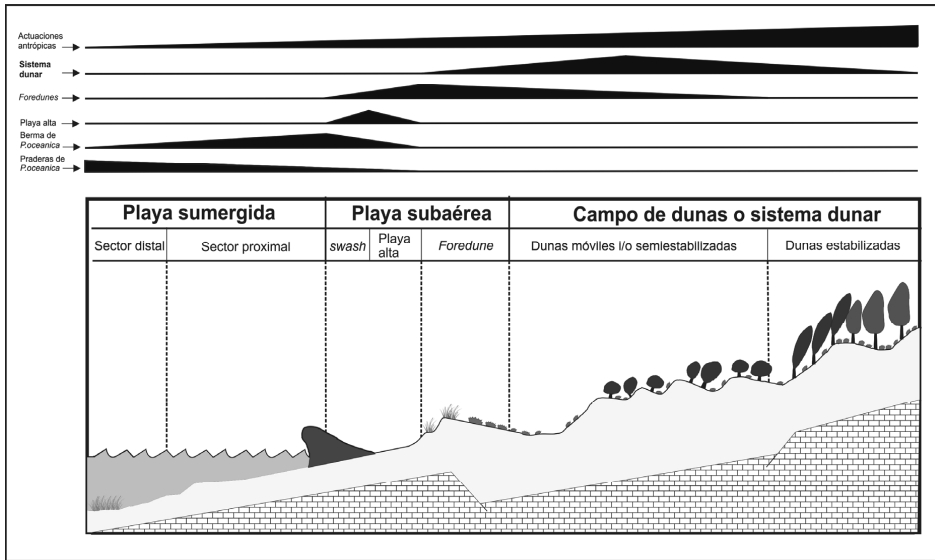


Fig. 2. Curvas de sensibilidad definidas en los sistemas playa-duna mediterráneos.

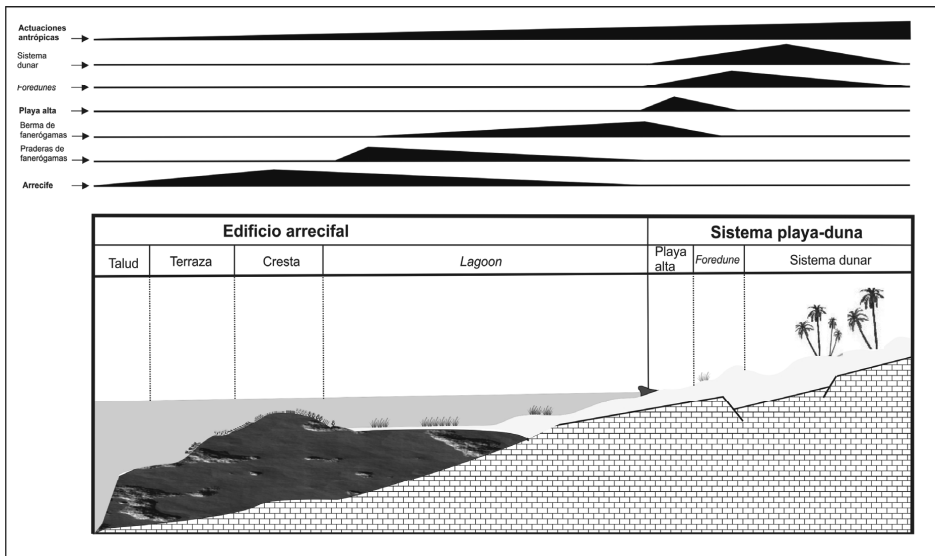


Fig. 3. Curvas de sensibilidad definidas en los sistemas playa-duna caribeños.

mediterráneo. No obstante, aparte de las diferencias puntuales en el cómputo global, se identifica una curva más que en el caso anterior, reflejada por la existencia de escudos coralinos en la parte sumergida del sistema (Fig. 3).

Si bien la diversidad de fanerógamas en el mar Caribe es mayor que en el Mediterráneo (Short et al., 2007), la sensibilidad que éstas presentan es relativamente menor, pues su peso, en tanto a la producción sedimentaria que

alimenta los sistemas playa-duna, no tiene una importancia capital. En detrimento de lo dicho pues, cabe destacar el papel de los escudos coralinos, responsables, en primer lugar, de la mayor parte de la producción sedimentaria carbonatada que da lugar a las playas, y, en segundo lugar, por ser un elemento de protección costera importante frente a episodios de temporales marinos contundentes.

4. CONCLUSIONES

A nivel mundial, los destinos receptores de sol y playa históricamente más destacados, han sido, en orden de importancia, el Mediterráneo y el Caribe (Franco Aliaga y García Guillén, 1999). En el caso mediterráneo, la costa del levante español y las Islas Baleares son un buen ejemplo de su evolución, que se inicia, en el caso insular, hacia la década de los 60 del siglo XX (Rullan, 2002). En el caso caribeño, con un desarrollo mucho más reciente, países como la República Dominicana son ejemplos destacados en vías de desarrollo que a lo largo de las últimas décadas han experimentado un crecimiento turístico exponencial, desarrollado principalmente a lo largo de su costa, causando problemas de desestructuración de sus ambientes naturales (León, 2011). La masiva e irracional ocupación de los sistemas litorales arenosos, consecuencia de estos servicios turísticos, ha llevado consigo consecuencias negativas, provocando daños geoambientales y dinámicos severos, en muchas ocasiones irreparables.

Así pues, dentro de la estructura integral de los sistemas playa-duna mediterráneos y caribeños, se detectan algunos puntos sensibles que, debido a malas prácticas de uso y gestión, se pueden ver fácilmente alterados. No obstante, cabe destacar que los efectos negativos para el sistema no se derivan de estas afectaciones puntuales, sino de la sinergia que se puede derivar entre las diferentes curvas de sensibilidad

detectadas, afectando así íntegramente a todo el sistema.

Agradecimientos

El presente trabajo se ha visto beneficiado por el proyecto de investigación CGL2010-18616, y la ayuda de la *DG d'Universitats, Recerca i Transferència de Coneixements del Govern de les Illes Balears* per a grupos d'investigación competitivos.

REFERENCIAS

- Franco Aliaga, T. y García Guillén, O. 1999. Los impactos del turismo. *Espacio, Tiempo y Forma* 12, 43-56.
- González Maicas, N. 2005. La costa caribeña en peligro. *El Ecologista* 44, 32-34.
- León, Y. 2011. Impactos del turismo en comunidades rurales-costeras de República Dominicana. *Turismo Placebo. Nueva colonización turística: del Mediterráneo a Mesoamérica y el Caribe. Lógicas espaciales del capital turístico*. Managua, Nicaragua, 53-74.
- Nordstrom, K.F. 2002. The role of human in transforming coastal landscape. *Journal of Coastal Research* Special Issue 36, 249-255.
- Paskoff, F. 1998. *Les littoraux. Impact des aménagement sur leur évolution*. Armand Colin, París, 260 pp.
- Roig-Munar, F.X. y Martín-Prieto, J.A. 2005. Efectos de la retirada de bermas vegetales de *Posidonia oceanica* sobre playas de las Islas Baleares: consecuencias de la presión turística. *Investigaciones Geográficas (México)* 57, 40-52.
- Rullan, O. 2002. *La construcció territorial de Mallorca*. Moll, Palma de Mallorca, 431 pp.
- Salazar, A.M., Lizano, O.G. y Alfaro, E.J. 2004. Composición de sedimentos en las zonas costeras de Costa Rica utilizando Fluorescencia de Rayos-X (FRX). *Revista Biológica Tropical* 52 (2), 61-75.
- Servera, J. 2004. *Geomorfología del Litoral de les Illes Balears*. Edicions Documenta Balear, Palma de Mallorca, 88 pp.
- Short, F., Carruthers, T., Dennison, W. y Waycott, M. 2007. Global seagrass distribution and diversity: A bioregional model. *Journal of experimental marine biology and ecology* 350, 3-20.

EROSIÓN DE LAS PLAYAS DE “LAS COVATICAS” Y “PARAZUELOS” EN EL LITORAL DE LA REGIÓN DE MURCIA

Erosion of the Covaticas and Parazuelos beaches in the coast of the Murcia region

A. Romero Díaz ⁽¹⁾, D. Ibarra ⁽¹⁾, F. Belmonte Serrato ⁽¹⁾, J.D. Ruíz Sinoga ⁽²⁾

(1) Departamento de Geografía, Universidad de Murcia, Campus de La Merced, 30001 Murcia. arodi@um.es, adaniel.ibarra@um.es, franbel@um.es

(2) Departamento de Geografía, Universidad de Málaga, Campus de Teatinos, 29071 Málaga. sinoga@um.es

Abstract: This study applies photogrammetry techniques to establish the coastal evolution during the last five decades related with “Ramblas” beaches in Murcia (Southeast Spain). This paper analyses how changes in traditional agriculture to intensive irrigated agriculture have influenced the runoff and the sediment input at the coast, causing changes in the coastline.

Palabras clave: Erosión costera, línea de costa, playas, Región de Murcia.

Key words: Coastal erosion, shoreline, beaches, Murcia.

1. INTRODUCCIÓN Y ÁREA DE ESTUDIO

Los sistemas costeros son unidades de costa que poseen una dinámica relativamente independiente del resto del litoral. Sus límites están definidos por accidentes costeros capaces de impedir el paso de sedimentos de una unidad a otra.

Para determinar si un sistema costero está afectado por un proceso erosivo o sedimentario es necesario conocer si su balance sedimentario se encuentra en equilibrio o desequilibrio (Belmonte Serrato et al., 2011)

La erosión costera se puede medir en el espacio y en el tiempo. En el espacio puede ser: (1) generalizada, si un tramo de costa, amplio y que ocupa todo o prácticamente todo el sistema litoral, se encuentra en erosión y (2) parcial, si solo afecta a una zona de la playa. Muchas de las erosiones generalizadas en el litoral español comienzan siendo parciales que afectan al tramo más sensible (De la Peña Olivas y Sánchez Palomar, 2008).

Las playas se forman donde se equilibra la erosión y la sedimentación y muestran el grado de estabilidad del sistema. Existe erosión costera cuando, comparando dos estados de una misma playa en dos momentos distintos, la línea de orilla está

retranqueada hacia tierra en el estado más moderno (De la Peña Olivas y Sánchez Palomar, 2008).

Los aportes sedimentarios que forman las playas proceden de organismos marinos, erosión de la roca y, principalmente, de la alimentación de ríos y ramblas, por lo que la reducción de las tasas de erosión hace disminuir drásticamente el aporte de sedimentos.

El área de estudio ocupa parte de los municipios de Mazarrón y Lorca, situados al sur de la Región de Murcia (Fig. 1) y consta de dos subsistemas costeros. El primero se sitúa en el Norte, formado por la Playas de Cabezo de la Pelea, Covaticas, Las Chapas y Ballenato, limitado al Norte por Punta de la Grúa y al Sur por Punta Negra. El segundo subsistema, al Sur, está formado por las Playas de Parazuelos y Calnegre. El primer subsistema recibe aportes de la Rambla de Villalba y la Rambla de Pastrana, mientras que la alimentación del segundo subsistema procede principalmente de la Rambla de Ramonete (Fig. 2). Las cuencas de estas tres ramblas tienen una superficie de 17.400 ha. Las ramblas de Ramonete, Villalba y Pastrana poseen cauces anchos, que sólo aportan agua durante pocos días al año como consecuencia de precipitaciones intensas.



Fig. 1. Situación del área de estudio.

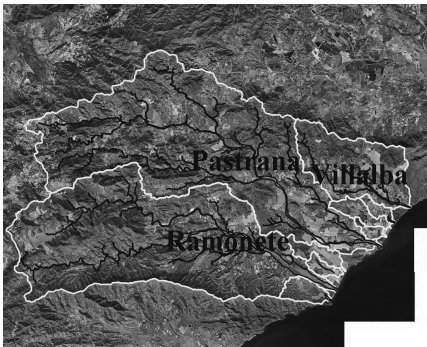


Fig. 2. Cuencas y ramblas estudiadas.

2. OBJETIVOS Y METODOLOGÍA

El principal objetivo de este estudio ha sido establecer una relación entre los usos del suelo de las cuencas de las ramblas y la dinámica de la costa asociada a ellas.

La medición de avance o retroceso se ha realizado por medio de ortofotografías, procedimiento clásico utilizado para los estudios de dinámica litoral (Brocal et al., 2001; Del Río Rodríguez y Gracia Prieto, 2008; Belmonte Serrato et al., 2011) ya que permite comparar imágenes de distintas fechas.

En este trabajo se han comparado ortoimágenes de los años 1956, 1981, 2002, 2004, 2007 y 2009 disponibles en Cartomur.com (CARM, 2009) y los mapas topográficos a escala 1:25.000 (hojas 976-III Cañada de Gallego y 976-IV Puerto de Mazarrón). Las comparaciones con las diferentes ortoimágenes se han establecido,

principalmente, para la red hidrográfica, usos del suelo y superficie de las playas. La red de drenaje se ha digitalizado sobre la imagen de 1956. El análisis de la erosión costera se ha llevado a cabo mediante la medición de las áreas de las playas y la digitalización de transectos perpendiculares a la costa, espaciados 30 metros entre sí. En cada ortofoto se han medido 108 transectos en el subsistema Norte y 71 en el subsistema Sur. Para la elección de la línea de costa se ha seleccionado el contacto entre agua y tierra, ya que se trata de una zona de características micromareales, en las que se considera el error cometido despreciable (Espinosa Montero y Rodríguez Santalla, 2009). Los datos de áreas se han calculado a partir de las capas vectoriales de la digitalización de las playas con gvSIG y QGIS. Es importante resaltar el aumento del nivel del mar, que según el informe del Instituto Español de Oceanografía para la década de los 90 ha variado entre 2,4 y 10 mm/año (Belmonte et al., 2010), ocasionando un incremento de la erosión costera. El retranqueo estimado por este motivo y el derivado por diferencia mareales se estima en 5 o 6 metros (Belmonte Serrato et al., 2011)

El análisis de los usos del suelo se ha realizado con los mapas resultantes de la fotointerpretación de las ortoimágenes de 1956 y la de 2009 (Figs. 3 y 4).

Los mapas vectoriales contienen las superficies dedicadas a frutales, tierras arables y zona urbana en el mapa de 1956. En el mapa de 2009, los usos representados son frutales, tierras arables, invernaderos, zonas urbanas, autovías, forestal y recientes forestaciones. La mayor parte de la superficie de la cuenca estaba y está cubierta por matorral y monte bajo tanto en 1956 como en 2009. En 2009 destaca la notable superficie de invernaderos, inexistente en 1956 (Fig. 4).

3. RESULTADOS

3.1. Evidencias de erosión costera

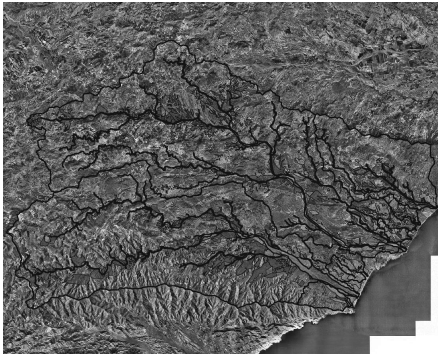


Fig. 3. Mapa de usos del suelo digitalizado a partir de la ortofoto de 1956.

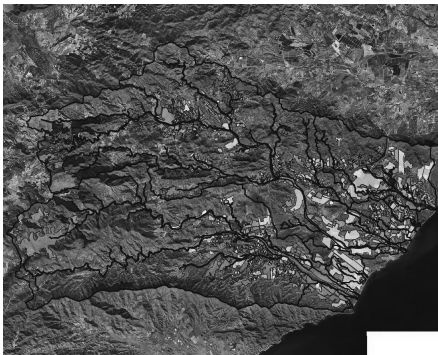


Fig. 4. Mapa de usos del suelo digitalizado a partir de la ortofoto de 2009.

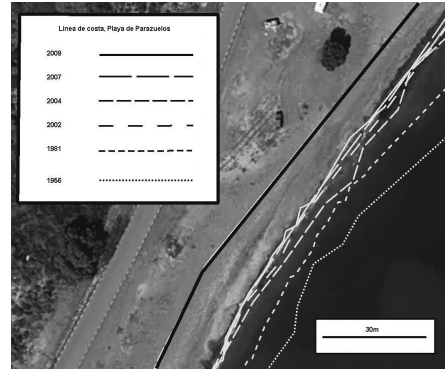


Fig. 5. Líneas de costa en un sector de la Playa de Parazuelos.

Tabla 1. Evolución media del retranqueo de las playas del subsistema Norte (m.)

Periodos y Playas	1956-1981	1981-2002	2002-2004	2004-2007	2007-2009
C. de la Pelea	-7	-1	-1	3	0
Covaticas	-27	-16	1	-3	1
Chapas	-12	-2	2	-4	1
Ballenato	-15	-7	-6	2	-2

Tabla 2. Evolución media del retranqueo de las playas del subsistema Sur (m.)

Periodos y Playas	1956-1981	1981-2002	2002-2004	2004-2007	2007-2009
Parazuelos	-15	-9	2	-1	0
Calnegre	-7	-9	4	-4	1

Tabla 3. Evolución del área de playa subsistema Norte

año	área (m ²)	variación (m ²)
1956	132.443	0
1981	73.707	-58.736
2002	43.285	-30.422
2004	46.106	2.821
2007	36.918	-9.188
2009	37.330	412

Los resultados del estudio muestran una clara regresión de las playas, tanto en el subsistema Norte como en el subsistema Sur (Fig. 5). Las medias de retranqueo obtenidas muestran la pérdida generalizada de anchura en todas las playas. En el análisis de los transectos del subsistema Norte destaca la playa de Covaticas, que en el periodo 1956-2009 perdió una media de 44 m, con un máximo de 74 m en la zona mas afectada. La pérdida de playa en El Ballenato fue también importante, con una media de 30 m (Tabla 1).

En el subsistema Sur, existe un claro retranqueo en el periodo estudiado (Tabla 2), donde destaca la regresión de la playa de Parazuelos con una pérdida máxima de 35 m de anchura.

Las playas del subsistema Norte perdieron aproximadamente el 72% de su superficie

en el periodo 1956-2009 (Tabla 3).

Las playas del subsistema Sur perdieron la mitad de la superficie en el periodo de estudio (Tabla 4).

3.2. Cambios en los usos del suelo

Los cambios de usos del suelo han influido notablemente en la red de drenaje de las cuencas relacionadas con las playas. El mapa de 2009 muestra cómo los usos

Tabla 4. Evolución del área de playa subsistema Sur

año	área (m ²)	variación (m ²)
1956	78.020	0
1981	51.992	-26.028
2002	33.636	-18.356
2004	39.820	6.184
2007	34.948	-4.872
2009	35.602	654

agrícolas intensivos (invernaderos) han ocupado, en ocasiones, el cauce de las ramblas principales. En algunos sectores de la rambla de Ramonete, como consecuencia de la ocupación, la anchura del cauce ha pasado de tener más de 200 m a tan sólo 10 m, y algunos de los canales secundarios de las tres ramblas han sido invadidos en algunas zonas, anulando su función de drenaje. La superficie de frutales (almendros, principalmente), ha sido sustituida por los cultivos intensivos: en 1956, este uso contaba con más de 1400 ha, que se han reducido a 250 en 2009.

El cambio más apreciable, a simple vista, es la expansión de los invernaderos, inexistente en 1956 y que, en 2009, ocupaba una superficie de 1450 ha. Ese cambio ha favorecido el incremento de las áreas urbanas en un 436%, pasando de 13 a más de 60 ha y ha requerido la construcción de más de 300 balsas de agua que ocupan una superficie de 73 ha. Existen otros dos usos del suelo que no aparecen en 1956: el forestal y las recientes forestaciones. Este último cambio de uso surge debido a las “Ayudas para forestaciones de tierras agrarias” de la Política Agraria Comunitaria. En 2009 existen más de 400 has de uso forestal y aproximadamente 700 has de nuevas forestaciones.

4. CONCLUSIONES

Los resultados muestran una relación entre los notables cambios agrícolas recientes y la erosión de los sistemas costeros asociados a las cuencas, usos del suelo y la ocupación del cauce de las ramblas de Ramonete, Pastrana y Villalba. Estos cambios han modificado la red hidrográfica, reduciendo los aportes

sedimentarios a las playas del litoral estudiado. Tradicionalmente, el almendro se ha cultivado con amplios marcos de plantación para favorecer las necesidades de agua de la planta, lo que contribuía al aporte sedimentario que llegaba a las ramblas, pero la agricultura intensiva de los últimos años ha cambiado esta dinámica. Por otro lado, en 1956 no existía superficie forestal en ninguna de las cuencas. Este cambio de uso (de agrícola a forestal) también ha disminuido la cantidad de aportes sólidos al sistema litoral. La subida nivel del mar es otro de los motivos que explican la erosión costera de la zona. Sin embargo, ésta se estima entre 5 y 6 m, retroceso pequeño si se tienen en cuenta los datos citados de erosión costera.

REFERENCIAS

- Belmonte Serrato, F., Rupérez Tirado, E., Moreno Brotóns, J. y Romero Díaz, A. 2011. Erosión de Playas en el sistema litoral de Martina de Cope (Murcia), por la disminución de aportes derivada de la ocupación agrícola de las ramblas. En Montoya, I., Rodríguez, I. y Sánchez, M.J. (Eds.): *Avances en Geomorfología Litoral*. Tarragona, 155-158.
- Brocal, R., López García, M.J. y Pardo Pascual, J.E. 2001. Cambios en la línea de costa mediante fotografía aérea e imágenes IRS-PAN en el litoral valenciano: Sector Cullera-Tavernes (1956-1999). Martínez-Casasnovas, J.A. y Rosell Urrutia, J.I. (Coords.): *Teledetección, Medio Ambiente y Cambio Global* 225-228.
- De la Peña Oliva, J.M. y Sánchez Palomar, F.J. 2008. ¿Qué es erosión costera? *Cimbra* 380, 6-17.
- Del Río Rodríguez, L. y Gracia Prieto F.J., 2008. Fotointerpretación aplicada al análisis dinámico de la línea de costa. *Actas Las nuevas técnicas de información geográfica al servicio de la gestión de zonas costeras*. Univ. Politécnica Valencia, 12-17.
- Espinosa Montero, V. y Rodríguez Santalla I. 2009. Evolución costera del tramo comprendido entre San Juan de los Terreros y Playas de Vera (Almería) *Revista de la Sociedad Geológica de España* 22 (1-2), 3-12.
- Hattersley, R y Foster D., 1968. Problems of beach erosion and some solutions. *Australian Civil Engineering* 9, 15 pp.

SESIÓN VII. GEOMORFOLOGÍA Y KARST

EVALUACIÓN DEL CONTROL LITOLÓGICO Y ESTRUCTURAL DEL ENDOKARST EN EL MACIZO DE CABEZA LLEROSOS (PICOS DE EUROPA, ESPAÑA). D. Ballesteros, M. Jiménez-Sánchez, J. García-Sansegundo, M. Borreguero. **Lithological and structural control on the endokarst of the Cabeza Llerosos Massif (Picos de Europa, Spain).**

ANÁLISIS MORFOLÓGICO DE LOS PRIMEROS PASOS EN LA ALTERACIÓN Y EROSIÓN DE CALIZAS MEDIANTE MICROSCOPIA DE FUERZAS ATÓMICAS (AFM) Y MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO (SEM). J.J. Fornós, L. Gómez-Pujol, J. Cifre, F. Hierro. **Morphological analysis in the first phases of limestone weathering and erosion by means of atomic force microscope (AFM) and scanning electron microscope (SEM).**

CORRELACIÓN ENTRE MARCADORES GEOMORFOLÓGICOS DE ESTABILIDAD DEL NIVEL DE BASE EN LOS MACIZOS KÁRSTICOS DE ARNO E IZARRAITZ (GIPUZKOA). M. Arriolabengoa, G. Garzón, A. Aranburu, E. Iriarte. **Correlation between geomorphological markers related to water table stabilization in the Arno and Izarraitz karstic massifs (Gipuzkoa).**

LA VARIABILIDAD DE LOS RELLENOS ENDOKÁRSTICOS DE LA GALERÍA DE ESTATUAS (ATAPUERCA, BURGOS) Y SU CARACTERIZACIÓN PALEOAMBIENTAL. A. Aranburu, V. Martínez-Pillado, F. García, J.L. Arsuaga, A. Alcázar de Velasco, A. Bonmati, N. García, A. Gracia, F. Gracia, A. Gómez, J. Lira, C. Lorenzo, I. Martínez, A.I. Ortega, A. Pablos, A. Pantoja, R. Quam, N. Sala. **The variability of the endokarstic deposits of Galería de Estatuas (Atapuerca, Burgos) and their paleoenvironmental characterization.**

LAS PRECIPITACIONES CARBONATADAS DE LOS CAÑONES DEL EBRO: AVANCES EN SU RECONOCIMIENTO Y CRONOLOGÍA. R. González-Pellejero, A. Martínez-Aguirre, F. Allende, M. Frochoso. **Carbonated tufas of Ebro Canyon (Burgos): research and chronology advances.**

RASGOS MORFOLÓGICOS Y ESTADO DE CONSERVACIÓN DE LA CUEVA DEL TORO, BELSUÉ, HUESCA. PRIMEROS RESULTADOS. J.A. Cuchí, J.L. Villarroel, C. Garcés, J.A. Manso, R. Larma, J. Angulo. **Morphological features and state of conservation of El Toro cave, Belsué, Huesca. First results.**

EROSIONAL MORPHOSTRUCTURES RELATED TO MIOCENE PALEOSINKHOLES IN THE ISLAND OF GOZO, MALTA. C. Tonelli, J.P. Galve, M. Soldati, F. Gutiérrez. **Morfoestructuras erosivas relacionadas con dolinas miocenas en la Isla de Gozo, Malta.**

EL RELLENO PLEISTOCENO DE LA DEPRESIÓN DE ONDARRE (SIERRA DE ARALAR, GIPUZKOA). A. Lopetegi Galarraga, J.M. Edeso Fito, J.A. Mujika Alustiza. **The Pleistocene sedimentary in fill in the Ondarre depression (Aralar Range, Gipuzkoa).**

INTERSTRATAL KARSTIFICATION AND LATE QUATERNARY ACTIVE FAULTING IN MOAB COLLAPSE-SALT VALLEY, SE UTAH (USA). F. Gutiérrez, J. Guerrero, R.L. Brunh, J. Mc Calpin, G. Willis. **Karstificación intraestratal y actividad cuaternaria de fallas no tectónicas en Moab valley (Utah).**

MICROFORMAS DE EROSIÓN POR CIANOBACTERIAS EN ROCAS CARBONATADAS LITORALES Y SU RELACIÓN CON PARÁMETROS AMBIENTALES (MALLORCA, MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL). F. Pomar, J.J. Fornós, L. Gómez-Pujol, L. del Valle. **Erosional microforms by cyanobacteria on carbonate rocky coasts and their relationship with environmental features (Mallorca, Western Mediterranean).**

EVALUACIÓN DEL CONTROL LITOLÓGICO Y ESTRUCTURAL DEL ENDOKARST EN EL MACIZO DE CABEZA LLEROSOS (PICOS DE EUROPA, ESPAÑA)

Lithological and structural control on the endokarst of the Cabeza Llerosos Massif (Picos de Europa, Spain)

D. Ballesteros⁽¹⁾, M. Jiménez-Sánchez⁽¹⁾, J. García-Sansegundo⁽¹⁾, M. Borreguero⁽²⁾

(1) Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo, c/ Arias de Velasco s/n 33005 Oviedo. ballesteros@geol.uniovi.es

(2) Société Suisse de Spéléologie, section Troglog, Suiza

Abstract: Cavities are quantitatively and qualitatively described using the available speleological documentation, which includes the location and the survey of the cavities. Speleological data, geological maps and cross-sections as well as other structural information allows the analysis of the influence of the structural and lithological factors on speleogenesis. This research proposes a methodology to define structural and lithological factors that control the development of the endokarst based on the comparison between cave surveys, geological maps and massif discontinuities (main trends of discontinuities in the karst massif). The method includes: (1) collection of data from 41 caves (15.2 km total length); (2) production of geological maps and cross-sections; (3) data management in a Geographic Information System; (4) projection of cave passages and entrances; (5) definition of two indexes to quantify cave development in each lithology; (6) collection of bedding and joint data and definition of joint families; and (7) comparison between the attitude of the bedding and joint families and the cave survey data in a stereographic projection.

Palabras clave: karst, cueva, espeleogénesis, topografía espeleológica

Key words: karst, cave, speleogenesis, cave survey

1. INTRODUCCIÓN

Los trabajos realizados por espeleólogos describen cualitativa y cuantitativamente la morfología de las cuevas e incluyen información relativa a su ubicación y topografía, así como documentación fotográfica. Esta información se puede analizar conjuntamente con mapas, cortes geológicos y datos estructurales tomados en el campo para mejorar el conocimiento espeleogénico (Ballesteros et al., 2011). Partiendo de este tipo de información, el objetivo de este trabajo es proponer una metodología para evaluar cuantitativamente la influencia de los factores litológico y estructural en la morfología del endokarst. Para ello se utiliza como zona piloto un sector de los Picos de Europa (N de España) en el que la exploración espeleológica ha permitido topografiar hasta el momento 15,2 km de conductos subterráneos.

2. ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio se ubica en el Macizo de Cabeza Llerosos, en el sector Norte de los Picos de Europa (Fig. 1). El relieve del Macizo de Cabeza Llerosos, con cumbres de hasta 1.800 m, se caracteriza por un desarrollo excepcional de morfologías glacial y kársticas alpinas, incluyendo grandes cavidades verticales.

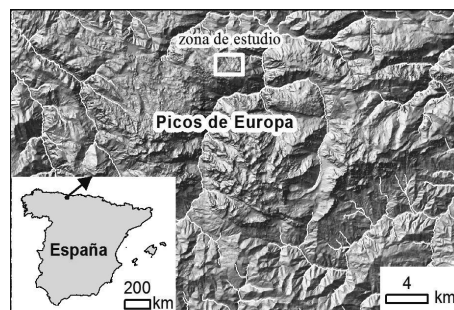


Fig. 1. Situación de la zona objeto de estudio en el Macizo de los Picos de Europa y en España.

Se ha seleccionado una zona de 5,2 km² de superficie y 1,20 hm³ de volumen en la que los trabajos espeleológicos realizados entre 1978 y 2010 por diferentes grupos (Borreguero, 1986; Groupe de Spèlèologie de Dubois, 1988, 1989; Tissot y Laurent, 1999; Carbajal Rodríguez y Sainz Barreda, 2003; Carbajal et al., 2008; Ballesteros et al., 2010) han permitido establecer la existencia de 15.201 m de cavidades subterráneas pertenecientes a 41 cuevas de entre 50 y 4.438 m de desarrollo y 5 a 738 m de profundidad.

En la zona de estudio afloran las Fms. Valdeteja y Picos de Europa (Figs. 2A y B), las cuales, siguiendo el criterio de Bahamonde et al. (2007) en tres dominios estratigráficos: 1) dominio de base de talud y cuenca (0,19 %), formado por calizas, brechas calcáreas, chert y pizarras, 2) dominio de talud (52,58 %), constituido por calizas masivas, y 3) dominio de plataforma interna (46,75 %) integrado por calizas bioclásticas estratificadas. De forma minoritaria, afloran otras unidades no karstificables (0,48 %). Las rocas están afectadas por un sistema de cabalgamientos imbricados de dirección NO-SE, inclinados 60-70° al NE y cortados por un segundo sistema de cabalgamientos cuyo buzamiento es 70-90° N. Además, existen otros tipos de fallas de dirección NE-SO, NO-SE y N-S.

3. METODOLOGÍA

El método de trabajo parte del ya establecido en Ballesteros et al. (2011) e incluye: 1) recopilación y análisis de información espeleológica mediante el software *Compass* (Fish, 2000); 2) realización de mapas y cortes geológicos a escala 1:5.000; 3) transferencia de la información a un Sistema de Información Geográfica (SIG); 4) proyección de las entradas de las cuevas y conductos endokársticos sobre el mapa y cortes geológicos; 5) definición y cálculo de dos índices que expresan el grado de desarrollo de las cuevas: a) índice longitud/litología,

expresado como: longitud de la cueva (m)/superficie total de la litología en la zona de estudio (km²) y b) índice volumen/litología, expresado como: volumen de cada cueva (m³)/volumen de la litología en que se desarrolla (hm³); la longitud y volumen de las cuevas se calcula mediante *Compass* y las superficies y volúmenes de roca ocupados por cada litología mediante SIG; 6) medida de 157 discontinuidades en localidades ubicadas dentro de las cuevas o en afloramientos cercanos y definición de familias de diaclasas, y 7) comparación por proyección estereográfica de los datos de estratificación, diaclasado con los de las topografías de las cuevas. La comparación por proyección estereográfica únicamente se realiza para las 13 cuevas que superan los 200 m de longitud, ya que los datos topográficos de cuevas cuyo desarrollo es menor no se consideran suficientemente representativos del endokarst.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El mapa y corte geológico con la proyección de las cavidades de la zona de estudio (Figs. 2A y B) evidencian la relación entre la ubicación y geometría de las cuevas, las diferentes litologías y la estructura del sustrato.

4.1 Evaluación del factor litológico

El índice longitud/litología del dominio estratigráfico de plataforma interna (4.000 m/km²) es el doble que para el dominio de talud (2.001 m/km²) y 4,7 veces mayor que para el dominio de base de talud y cuenca (859 m/km²). El índice volumen/litología es mayor para las cuevas excavadas en las calizas del dominio de plataforma interna (588 m³/hm³) que en los dominios de talud (328 m³/hm³) y base de talud y cuenca (341 m³/hm³). Por tanto, para el sector analizado, el desarrollo del endokarst es proporcionalmente mayor en calizas del dominio de plataforma interna que en los otros dos dominios estratigráficos.

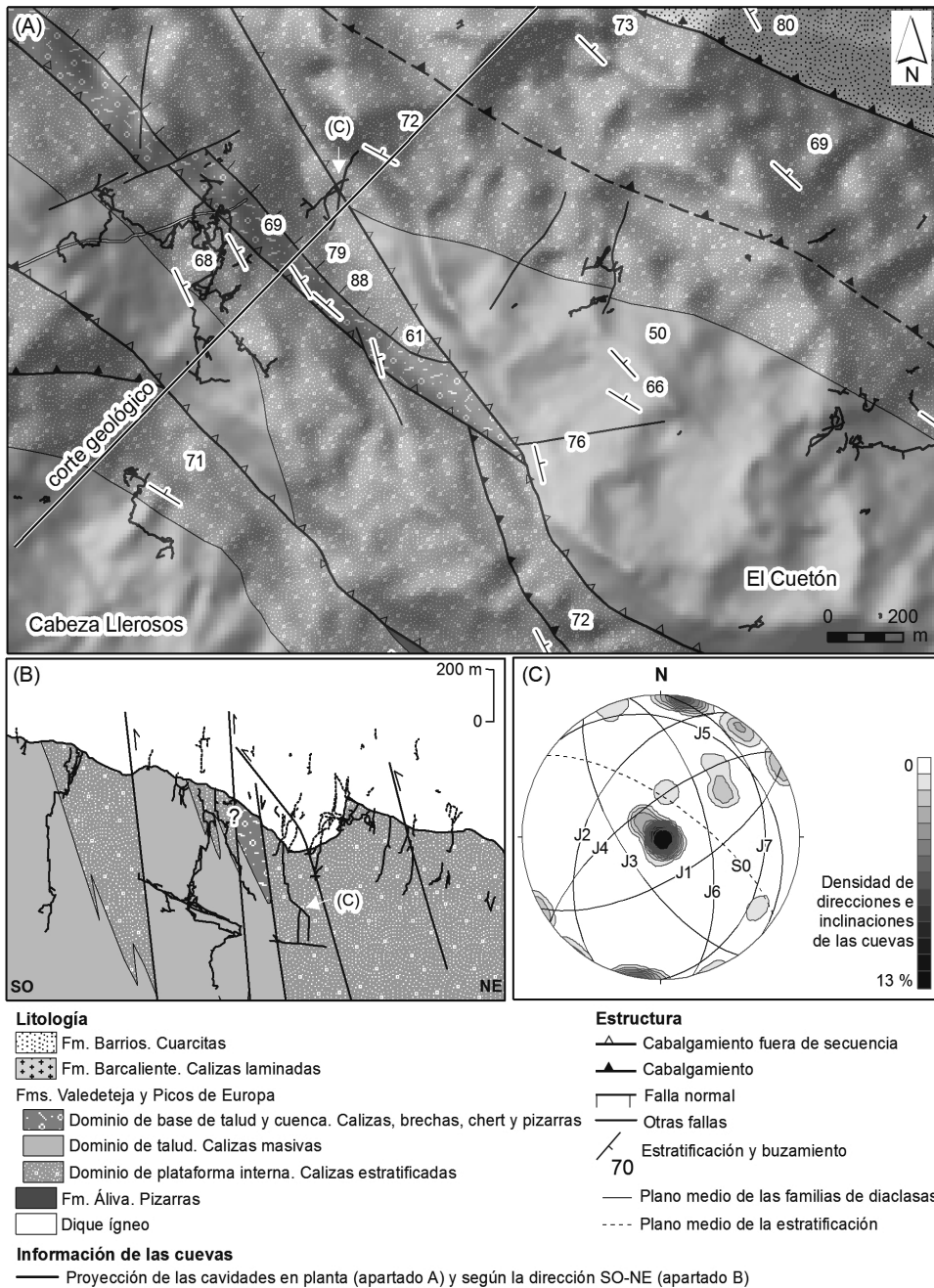


Fig. 2. (A) mapa y (B) corte geológico de la zona de estudio (Fig. 1), con la proyección de las cavidades inventariadas en los distintos informes espeleológicos (Borreguero, 1986; Groupe de Spéléologie de Dubois 1988, 1989; Carbajal Rodríguez y Sainz Barreda, 2003; Carbajal et al., 2008; Tissot y Laurent, 1999 y Ballesteros et al. 2010). (C) proyección estereográfica donde se representan el plano medio de las familias de diaclasas y de la estratificación y el mapa de densidades de direcciones e inclinaciones de una de las 13 cuevas donde se evaluó cuantitativamente la influencia de la estructura. La localización de cavidad se indica en el apartado (A) y (B).

4.2. Evaluación del factor estructural

La figura 2C muestra en proyección estereográfica las 7 familias de diaclasas definidas en la zona, la estratificación y el mapa de densidades de las direcciones e inclinaciones de las cavidades, tomando como ejemplo una de las 13 cuevas analizadas. Esta representación evidencia la relación que existe entre las direcciones e inclinaciones de las cuevas con las familias de diaclasas y la estratificación. Dichas relaciones están sintetizadas en la tabla 1, donde el 64% del endokarst está controlado por cuatro familias de diaclasas y sus intersecciones, el 26 % únicamente por la intersección entre diaclasas y el 6 % está condicionado por la estratificación.

Tabla 1. Control estructural de las 13 cuevas de más de 200 m de longitud

Dirección/ Inclinación (°)	Control estructural	% del total de cuevas
0/90	J1, J2, J4, J6 y sus intersecciones	61
350-10/3-20N	intersecciones de J5 y J6	13
20-70/0-50N	intersecciones de J1, J2, J4, J5, J7	13
125-145/0	estratificación	6
105-151/38-65SO	J1, J2, J3, J4	3
(J = familia diaclasa)	TOTAL	96

5. CONCLUSIONES

La influencia de la litología y la estructura sobre el desarrollo del endokarst se puede establecer cuantitativamente comparando información geológica (mapas, cortes y discontinuidades de macizo) y espeleológica (topografías de cuevas) y desarrollando índices cuantitativos, así como aplicando métodos de trabajo de geología estructural. En la zona estudiada, el diseño y cálculo de dos índices cuantitativos (longitud/litología y volumen/litología) permite discriminar las litologías carbonatadas más favorables al desarrollo del endokarst. Así, las cuevas se desarrollan preferentemente en calizas bioclásticas estratificadas (dominio de plataforma interna) frente a calizas

masivas (dominio de talud) o calizas con chert y pizarras (dominio de base de talud y cuenca). Por otro lado, la aplicación de métodos de análisis estructural muestra cuantitativamente que el desarrollo del endokarst está condicionado por las diaclasas, sus intersecciones y por la estratificación, predominando la influencia de cuatro familias de diaclasas y sus intersecciones.

Agradecimientos

La investigación ha sido financiada por CONSOLIDER CSD2007-00067 y por la beca otorgada a D. Ballesteros por el Principado de Asturias. Agradecemos su ayuda a G. Chôrvot, G. Sendra, S. Suisse de Spèl., A.D. GEMA y al G.E. Polifemo.

REFERENCIAS

- Bahamonde, J.R., Merino-Tomé, O.A. y Heredia, N. 2007. A Pennsylvanian microbial boundstone-dominated carbonate shelf in a distal foreland margin (Picos de Europa Province, NW Spain). *Sedimentary Geology* 198, 167-193.
- Ballesteros, D., Puerta Elorza, E.A., Fernández Valencia, R. y de Felipe Pitcairn, J. 2010. Torca Teyera. *Subterránea* 30, 24-26.
- Ballesteros, D., Jiménez-Sánchez, M., García-Sansegundo, J. y Giralt, S. 2011. Geological methods applied to speleological research in vertical caves: the example of Torca Teyera shaft (Picos de Europa, N Spain). *Carbonates and Evaporites* 26, 29-40.
- Borreguero, M. 1986. Special Picos: Puertos de Ondón. Neuchâtel, Suiza. Inédito. 118 p.
- Carbajal Rodríguez, J.A. y Saiz Barreda, J.R. 2003. Campaña Espeleológica Puertos de Ondón 2003. Asociación Deportiva GEMA. Inédito. 16 p.
- Carbajal, J.A., Saiz, J.R. y Ballesteros, D. 2008. Campaña Espeleológica Puertos de Ondón 2004-2007. Asociación Depor. GEMA. Inédito. 28 p.
- Fish, L. 2010. [<http://fountainware.com/compass/>].
- Groupe de Spèlèologie de Dubois 1988. Camps d'ete dans les Picos de Europa (1987-1988). Besancón, Francia. Inédito. 43 p.
- Groupe de Spèlèologie de Dubois 1989. Comptendu d' explorations Puertos de Ondón, Picos de Europa. Besancón, Francia. Inédito. 22 p.
- Tissot, F. y Laurent, P. 1999. Aide mémoire à destination des prochaines expéditions du Groupe Spèlèologique du Doubs dans les Picos de Europa. (Massif des Puertos de Ondon, Espagne). *Nos cavernes* 17, 125-144.

ANÁLISIS MORFOLÓGICO DE LOS PRIMEROS PASOS EN LA ALTERACIÓN Y EROSIÓN DE CALIZAS MEDIANTE MICROSCOPIA DE FUERZAS ATÓMICAS (AFM) Y MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO (SEM)

Morphological analysis in the first phases of limestone weathering and erosion by means of atomic force microscope (AFM) and scanning electron microscope (SEM)

J. J. Fornós ⁽¹⁾, L. Gómez-Pujol ^(1,2), J. Cifre ⁽³⁾, F. Hierro ⁽³⁾

- (1) Karst and Littoral Geomorphology Research Group, Universitat de les Illes Balears, Ctra. Valldemossa km 7.5, 07122 Palma (Illes Balears). joan.fornos@uib.cat.
 (2) SOCIB, Balearic Islands Coastal Observing and Forecasting System. ParcBit, 07122 Palma (Illes Balears)
 (3) Serveis Científicotècnics, Univ. de les Illes Balears, Ctra. Valldemossa km 7.5, 07122 Palma (Illes Balears)

Abstract: Polished rock tablets exposed over a year in natural conditions were monitored by means of combined atomic force (AFM) and scanning electron microscope (SEM) observations. The aim of this paper is to assess the first phases in limestone rock decay, analyzing the evolution of surface roughness as well as the presence of nanofoms from a qualitative and quantitative point of view. The first results show that surface roughness increases rapidly in the first three months of outdoor exposition until a relative stabilization that shows few repetitive smooth oscillations. Increase in roughness relates to the rock grain contacts and microjoints widening and results in the isolation and detaching of rock grains when mean grain size approaches the roughness value.

Palabras clave: alteración de calizas, AFM, SEM, rugosidad, Mediterráneo occidental

Key words: limestone rock decay, AFM, SEM, roughness, Western Mediterranean

1. INTRODUCCIÓN

Uno de los aspectos más espectaculares desde el punto de vista geomorfológico de la actividad kárstica sobre los macizos calcáreos es todo el conjunto de formas de lapiaz, karren (Ginés et al., 2009). Su interés por parte de la geomorfología no se ha centrado sólo en la descripción de las formas, sino también en intentar averiguar e incrementar el conocimiento a propósito de los procesos físicos, químicos y biológicos que intervienen en su formación bajo el dominio básico de los procesos de disolución (Dreybrodt y Kaufman, 2007; Fiol et al., 1996; Viles, 1987a, b). Capítulo aparte merecen los intentos de cuantificación de las tasas de disolución (erosión) en áreas kársticas (Grabrovsek, 2009) que permiten evaluar su desarrollo en relación con cada una de las formas y conjuntos de formas (Viles, 2001). Recientemente se ha puesto énfasis en el papel de la disolución a escala

microscópica mediante la utilización de técnicas novedosas como la microscopía de fuerzas atómicas (AFM), que permiten el análisis de la respuesta química del cristal ante la actividad de diferentes agentes y procesos agresivos (físico-químicos), así como el análisis de los aspectos y condicionantes cristalográficos y mineralógicos del cristal (Gaebel et al., 2009; Hillner et al., 1992; Stipp et al., 1994; Rachlin et al., 1993; Ruiz-Agudo et al., 2009). Un factor que queda por esclarecer es el paso desde esos estadios iniciales de meteorización hasta el inicio de algunas de las formas primigenias del lapiaz como puedan ser por ejemplo los *microrills* (Gómez-Pujol y Fornós, 2009). La utilización conjunta de técnicas de microscopía, abre un gran abanico de posibilidades para el análisis a nano- y microescala que permiten evaluar los parámetros morfológicos, analizando y cuantificando determinados parámetros de forma estadística, como por ejemplo la

altura de una determinada superficie. Sin olvidar la dimensión temporal, el uso conjunto de dichas técnicas (Fornós et al., 2011) puede contribuir a la caracterización de los primeros pasos de la alteración de la roca caliza en función de las propiedades texturales de la superficie de la roca y su evolución mediante el análisis de los diversos índices de rugosidad y todos sus parámetros asociados.

Este trabajo presenta los resultados experimentales de la evolución de la rugosidad de pastillas de roca caliza obtenidos a partir de su exposición a la intemperie en una zona litoral de Alcúdia al norte de Mallorca en condiciones naturales, durante un periodo de un año. El objetivo de la experiencia consistió en esclarecer el papel que juega la textura de la roca en los estados iniciales de la meteorización y evaluar las tasas de erosión potencial ligadas a dicho proceso.

2. MÉTODO

El estudio consistió en el análisis con periodicidad quincenal de las pastillas expuestas, mediante la aplicación conjunta de técnicas de microscopía electrónica de barrido (SEM) y de fuerzas atómicas (AFM).

25 pastillas de 25 mm² previamente pulidas hasta un diámetro de 0,05 µm que corresponden a calizas micríticas del Lías (textura *mudstone*) fueron expuestas durante un año en condiciones de intemperie naturales en la zona costera de la bahía de Pollença (Mallorca). Previamente a la exposición, cada pastilla fue numerada, pesada (0.0001g), explorada y fotografiada al microscopio electrónico de barrido (SEM). Se midió el tamaño de grano de cada pastilla por medio de un software libre de análisis de imágenes (*Image_J*) y se evaluó su rugosidad inicial y parámetros relacionados mediante la observación con el microscopio de fuerzas atómicas (AFM) y software asociado en un mínimo de 5 de superficies de 10x10 µm. Con periodicidad quincenal, se retiró una

de las pastillas reproduciéndose en cada una de ellas los mismos pasos de pesado y exploración mediante SEM y AFM. Durante todo el periodo se controlaron la variables ambientales de la exposición mediante los parámetros de temperatura, humedad relativa y precipitación registrados en las dos estaciones meteorológicas más cercanas (Pollença y s'Albufera d'Alcúdia).

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El análisis inicial de las imágenes del SEM mostró una roca caliza texturalmente muy uniforme con una escasa presencia de microfracturas y diaclasas y con unos valores medios de tamaño de grano de 2,36 µm (desviación estándar de 1,56), y con una oscilación de los valores de calibre medio de grano entre 0,61 y 13,88 µm. Con un buen grado de cementación, el porcentaje de porosidad inicial de la roca era inferior al 5%.

En la Fig. 1 se puede observar la correlación existente entre la precipitación media en ambas estaciones de medida acumulada sobre las pastillas expuestas en relación con el porcentaje de pérdida de peso de cada una de las pastillas a lo largo de los 365 días de exposición. Se observa una pérdida gradual de peso de cada una de las pastillas a lo largo del año con pequeñas fluctuaciones posiblemente debidas a pequeñas variaciones texturales de cada una de las pastillas así como al hecho de trabajar al límite de sensibilidad de la precisión de la balanza.

La evaluación cualitativa de la rugosidad y de las tasas de alteración en la superficie expuesta es claramente visible en las imágenes de microscopía electrónica (Fig. 2). En dichas imágenes se puede observar un claro incremento en la rugosidad, especialmente evidente en los tres primeros meses del experimento, que obedece a la disolución preferente de los contactos entre granos, lo que da lugar a su individualización.

La individualización granular se mantiene

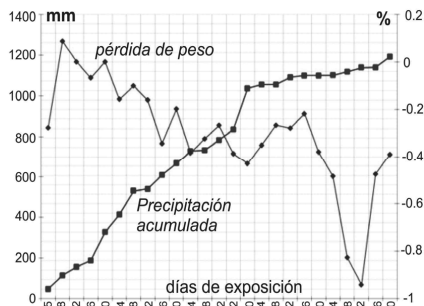


Fig. 1. Representación de la evolución porcentual de la pérdida de peso de las pastillas en relación a la precipitación acumulada durante el periodo anual de la experimentación.

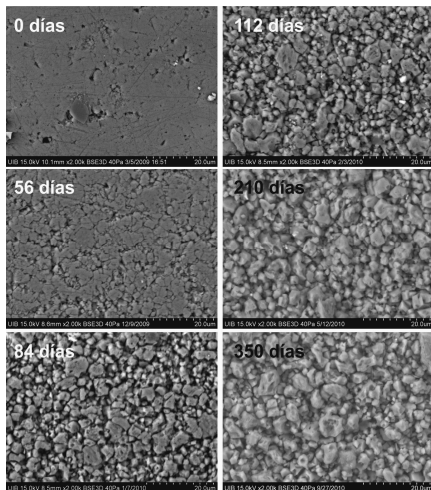


Fig. 2. Imágenes de microscopía electrónica de barrido de las superficies de las pastillas con indicación del número de días de exposición.

ya más o menos constante a lo largo del resto del periodo de exposición, aunque queda claro tras la observación que se produce un descenso de la superficie expuesta al desaparecer cualquier resto parcial de superficie pulida.

Desde el punto de vista cuantitativo, los diversos parámetros de la rugosidad muestran la misma dinámica. En la Fig. 3 se puede observar cómo los valores medios de rugosidad (*mean roughness*, Ra y *root mean square average*, Rms, Fornós et al.,

2011) de la superficie se incrementan en relación con el tiempo de exposición. De los valores iniciales medios de Rms 35,57 nm (9,65 std) y de Ra 22,08 nm (6,23 std), que pueden ser considerados como ruido por la porosidad inicial, presencia de diaclasas o deficiencias del pulido, se pasa a partir de los tres meses a valores medios de 383,85 nm para Rms y de 309,36 nm para Ra.

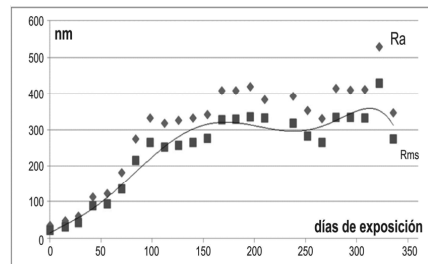


Fig. 3. Evolución de los valores medios de rugosidad a lo largo del periodo anual de exposición de las pastillas.

Otro de los parámetros medidos es la máxima altura o desnivel alcanzado en cualquier sección de la pastilla. Al igual que con la rugosidad, este valor se incrementa geométricamente durante los tres primeros meses hasta alcanzar un valor cercano a los 1.700 nm, produciéndose desde este punto y hasta la finalización del experimento una ligera oscilación desde este valor hasta los 2.500 nm con una cierta periodicidad. Estos valores se corresponden con la media del tamaño de grano, lo que indicaría una clara dependencia del control de la rugosidad respecto del tamaño de grano de la roca. Así, el mecanismo general de formación, seguiría dos pasos: inicialmente se produciría una disolución preferente por parte de las aguas de precipitación focalizada en las zonas de contacto entre granos progresando hasta individualizarlos. La individualización da como resultado el segundo paso, en el que el incremento de rugosidad favorece el proceso mecánico de erosión con el arranque de los granos aislados por el impacto de la precipitación u otro agente meteórico (Fig. 4).

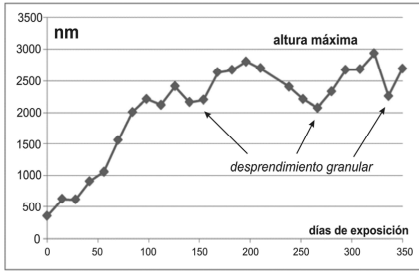


Fig. 4. Evolución de los valores medios de altura máxima (diferencia de cotas entre la máxima y la mínima) a lo largo del periodo anual de exposición de las pastillas.

4. CONCLUSIONES

A partir de la exposición a la intemperie de pastillas de roca caliza con la superficie de exposición previamente pulida durante un periodo de un año, se ha podido analizar el progreso de su alteración y erosión mediante el análisis de la rugosidad por medio de la microscopía de fuerzas atómicas y mediante microscopía electrónica. Los datos combinados de ambos métodos han permitido evaluar los primeros pasos de evolución morfológica debida a la alteración. El valor de la rugosidad presenta un rápido incremento durante los primeros tres meses hasta alcanzar un máximo que coincide con la media del tamaño de grano de la roca. A partir de ese momento, la continua separación de partículas por disolución preferencial en los contactos de grano muestra la estabilización de los parámetros de rugosidad con pequeñas fluctuaciones, y un descenso por erosión particulada de la superficie analizada.

Agradecimientos

El presente trabajo forma parte del proyecto de investigación financiado por el MICINN, CGL2010-18616.

REFERENCIAS

Dreybrodt, W. y Kaufmann, G. 2007. Physics and chemistry of dissolution on subaerially exposed soluble rocks by flowing water films. *Acta Carsologica* 36, 357-367.

- Fiol, L., Fornós, J.J. y Ginés, A. 1996. Effects of biokarstic processes on the development of solutional rillenkarrren in limestone rocks. *Earth Surface Processes and Landforms* 21, 447-452.
- Fornós, J.J., Gómez-Pujol, L., Cifre, J. y Hierro, F. 2011. First steps in limestone weathering and erosion: an atomic force microscopy (AFM) and scanning electron microscopy (SEM) approach. *Acta Carsologica* 40(2), 275-282.
- Gaebel, C., Leadd, J.R., Renshaw, J.C. y Tellman, J.H. 2009. Preliminary indication from atomic force microscopy of the presence of rapidly-formed nanoscale films on aquifer material surfaces. *Journal of Contaminant Hydrology* 108, 46-53.
- Ginés, A., Knez, M., Slabe, T. y Dreybrodt, W. 2009. *Karst Rock Features-Karren Sculpturing*. ZRC Publishing, Ljubljana.
- Gómez-Pujol, L. y Fornós, J.J. 2009. Microrills. En Ginés, A., Knez, M., Slabe y Dreybrodt, W. (Eds.): *Karst rock features-Karren sculpturing*. *Carsologica* 9: 73-84. ZRC Publishing, Ljubljana.
- Grabovšek, F. 2009. On concepts and methods for the estimation of dissolution denudation in karst areas. *Geomorphology* 106, 9-14.
- Hillner, P.E., Gratz, A., Manne, S. y Hansma, P.K., 1992. Atomic-scale imaging of calcite growth and dissolution in real time. *Geology* 20, 359-362.
- Rachlin, A.L., Henderson, G.S. y Goh, M.C. 1992. An atomic force microscope (AFM) study of the calcite cleavage plane: Image averaging in Fourier Space. *American Mineralogist* 77, 904-910.
- Ruiz-Agudo, E., Putnis, C.V., Jiménez-López, C. y Rodríguez-Navarro, C. 2007. An atomic force microscopy study of calcite dissolution in saline solutions: the role of magnesium ions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73, 3201-3217.
- Stipp, S.L.S., Eggleston, C.M. y Nielsen, B.S. 1994. Calcite surface structure observed at microtopographic and molecular scales with atomic force microscopy (AFM). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58 (14), 3023-2033.
- Viles, H.A. 1987a. Blue-green algae and terrestrial limestone weathering on Aldabra Atoll: A SEM and light microscope study. *Earth Surface Processes and Landforms* 12, 319-330.
- Viles, H.A. 1987b. A quantitative scanning electron microscopy study of evidence for lichen weathering of limestone, Mendip Hills, Somerset. *Earth Surface Processes and Landforms* 12, 467
- Viles, H.A. 2001. Scale issues in weathering studies. *Geomorphology* 41, 63-72.

CORRELACIÓN ENTRE MARCADORES GEOMORFOLÓGICOS DE ESTABILIDAD DEL NIVEL DE BASE EN LOS MACIZOS KÁRSTICOS DE ARNO E IZARRAITZ (GIPUZKOA)

Correlation between geomorphological markers related to water table stabilization in the Arno and Izarraitz karstic massifs (Gipuzkoa)

M. Arriolabengoa^(1, 2), G. Garzón⁽³⁾, A. Aranburu^(1, 2), E. Iriarte^(2, 4)

- (1) Depto. de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad de País Vasco. Barrio Sarriena s/n, 48940 Leioa, Bizkaia (SPAIN). marriolabengoa@hotmail.com
- (2) ARANZADI Geo-Q, Leioa, Bizkaia (SPAIN).
- (3) Depto. de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense c/ José Antonio Novais nº2 28040, Madrid (SPAIN).
- (4) Laboratorio de Evolución Humana, Depto. de Ciencias Históricas y Geografía, Universidad de Burgos. Edificio I+D+i, Plaza de Misael Bañuelos s/n, 09001, Burgos (SPAIN).

Abstract: In the Lower Deba Valley geomorphological units, such as marine and river terraces that help to reconstruct landscape evolution, have not been identified. To recreate its genesis, we use geomorphic markers related to water table stabilization episodes in the Arno and Izarraitz karstic massifs. Such morphological markers include longitudinal river profiles, karstic galleries, base level poljes and coastal planation surfaces. A careful correlation based on height distribution has allowed us to differentiate four stages of water table stabilization that determined different phases of landscape development. These stages are correlated with dated marine terraces already established in the Cantabrian coast. The good altitudinal correlations suggests a similar relief development and propose the relative age of the geomorphic features (morphogenetic surfaces) in the Arno and Izarraitz karstic massif and the coastal stretch of the Deba Valley.

Palabras clave: unidades geomorfológicas, superficies de aplanamiento, cavidades horizontales, polje tipo nivel de base, correlación de superficies

Key words: geomorphologic units, planation surface, horizontal cave, base level polje, correlation of surfaces

1. INTRODUCCIÓN

Los estudios que abordan la evolución del paisaje se basan en la correlación entre elementos geomorfológicos de naturaleza análoga, como pueden ser las terrazas, rasas marinas, etc. Sin embargo, en regiones con predominio de los procesos erosivos y con poco o nulo desarrollo de estas formas, es más difícil reconstruir los diferentes estadios de evolución del relieve. En este trabajo se han analizado y correlacionado distintos elementos geomorfológicos que registran discontinuidades en la evolución generadas en etapas de estabilidad freática durante largos periodos de tiempo. Basándose en el análisis de este tipo de morfologías se plantea un esquema evolutivo del relieve en los macizos kársticos Arno e Izarraitz y

en el litoral del Valle del Río Deba, en el noroeste de Gipuzkoa (Fig. 1).

2. UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS SIGNIFICATIVAS

Las formaciones del sustrato aflorantes en la zona corresponden a las calizas y margas de la Formación Erlo (Aguirrezabala, 1996) del Aptiense-Albiense, que forman parte del Complejo Urgoniano. El modelado es fruto de procesos kársticos, fluviales y litorales. Por ello se han analizado y comparado las unidades y elementos geomorfológicos que registran momentos de estabilización del nivel de base y del nivel freático: perfiles longitudinales de los ríos, cavidades freáticas, poljes de tipo nivel de base (Ford y Williams, 2007), y retazos de posibles

superficies de aplanamiento costeras (Fig. 1).

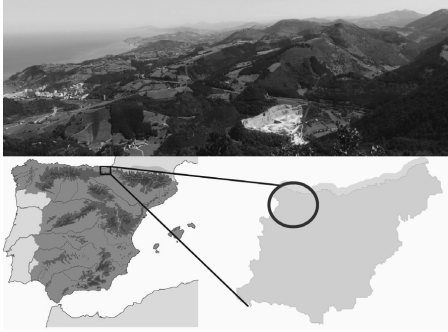


Fig. 1. Abajo localización geográfica de los macizos kársticos estudiados. Arriba el relieve del macizo Izarraitz y la morfología costera, en la que se observan las superficies de aplanamiento 1 y 2 descritas en este trabajo.

Se ha realizado el perfil longitudinal del río Deba y los arroyos Lastur, Kilimoi y Goitzibal (Fig. 2), los cuales se encuentran encajados en los macizos kársticos. Estos perfiles permiten identificar la presencia de puntos de inflexión (*knickpoints*, KP). De todos ellos, el único salto que se atribuye a un cambio litológico en el sustrato es el caso del arroyo Goitzibar, mientras que en las demás se deben interpretar como etapas de rápido descenso del nivel de base que interrumpieron periodos de mayor estabilidad.

Asociados a los macizos carbonatados se desarrollan cuatro poljes: Olatz, Lastur, Kilimoi y Astigarribia. A pesar de que por su pequeña anchura algunos sean inferiores a las dimensiones del fondo de polje establecidos (Gutiérrez, 2008), su funcionamiento hace que para este trabajo hayan sido considerados poljes del tipo nivel de base (Ford y Williams, 2007). Todos ellos muestran superficies de corrosión colgadas, que pueden atribuirse a antiguos fondos de polje desarrollados en etapas de mayor estabilidad freática (superficies de polje, SP).

En cuanto al endokárst, se han estudiado 15 cavidades horizontales para la interpretación de posibles niveles de estabilidad freática en el pasado.

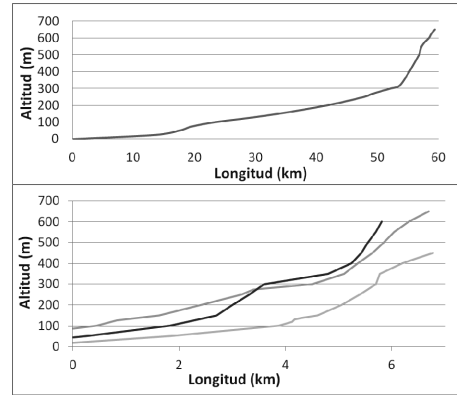


Fig. 2. Perfiles longitudinales del río Deba (línea azul) y los arroyos Lastur (línea verde), Kilimoi (línea amarilla) y Goitzibar (línea roja).

Su proyección en cota ha permitido establecer unos niveles determinados favorables al desarrollo de dichas cavidades.

En la zona de estudio, la presencia de relieves abruptos próximos a la costa no permite un desarrollo de rasas marinas tan claro como en otros puntos de la cornisa cantábrica. Paralelos a la costa se presentan una serie de rellanos que se pueden asociar a posibles aplanamientos de carácter regional (superficies de aplanamiento SA, Fig. 1). Estas superficies pueden estar ligadas a niveles marinos, que a su vez debieron controlar niveles freáticos estables en el pasado.

3. RESULTADOS

En la tabla 1 se han indicado las cotas de las unidades geomorfológicas relacionadas con posibles etapas de mayor estabilización de los niveles freáticos correspondientes. Mediante la distribución altitudinal de estas unidades, excepto los saltos de los perfiles longitudinales de los ríos, se ha construido un modelo longitudinal N-S de la zona de estudio (Fig. 3). A partir de la correlación entre las distintas unidades se han interpretado cuatro niveles ligados a posibles etapas de estabilidad freática (SEF), las cuales han

Tabla 1. Unidades geomorfológicas (SA: superficies de aplanamiento; SP: superficies de polje; KP: knick points), y superficies de estabilidad freática (SEF).

Un. Geomorf.	Nombre	Altitud (m)	Distancia desde el mar (m)	SEF
SA1		300-340	2,5-5,5	SEF1
SA2		200-250	0,7-2,5	SEF2
SA3		100-150	0,15-2	SEF3
SP	Lastur	300	7	SEF1
SP	Olatz	240	3,5	SEF2
SP	Lastur	140-150	4,5	SEF3
SP	Kilimoi	90-140	7,5	SEF3
SP	Astigarribia	70	2,5	SEF4
SP	Kilimoi	65	6	SEF4
Cavidad	Gazteluko koba	470	6km	
Cavidad	Basarteko koba	460	5,5km	
Cavidad	Atxikiko koba	380	8,7	SEF1
Cavidad	Aitzbeltzko koba 1	370	7,5	SEF1
Cavidad	Kobeta	275	6,7	SEF2
Cavidad	Jentiletetako koba 2	270	2,7	SEF2
Cavidad	Arbilko koba 1	245	4	SEF2
Cavidad	Ziñua	205	3	SEF2
Cavidad	Zelaieta	160	1,7	SEF3
Cavidad	Urtiaga	160	1,8	SEF3
Cavidad	Atxukarro koba	110	3	SEF3
Cavidad	Ermittia	115	2	SEF3
Cavidad	Kurpirtxaiko koba 2	110	7,5	SEF3
Cavidad	Potaitzeko koba 1	80	6,5	SEF4
Cavidad	Praileaitz I	55	2,4	SEF4
KP	Lastur	280	7	SEF1
KP	Lastur	140	5	SEF3
KP	Kilimoi	140	8	SEF3
KP	Deba	80	19	SEF4

sidó denominados como: superficie de estabilidad 1 (SEF1), a partir de la cota 300 en el litoral; superficie de estabilidad 2 (SEF2) a partir de la cota 200 en la costa; superficie de estabilidad 3 (SEF3), a partir de unos 100 metros en el litoral; y por último la superficie de estabilidad 4 (SEF4), a partir de unos 40-55m en la zona costera.

4. DISCUSIÓN

La definición regional de estas superficies permite relacionarlas con niveles marinos, que de hecho registran los antiguos niveles de base que controlaron la posición del nivel freático en los macizos kársticos. Esto posibilita la correlación de las superficies de estabilidad propuestas en este trabajo con las cotas de las rasas marinas documentadas en la bibliografía, desafortunadamente con un control cronológico muy limitado en la cornisa cantábrica (Flor, 1983; Mary, 1983; Edeso, 1992; Álvarez-Marrón et al., 2008; Aranburu et al., 2008; Jiménez-Sánchez et al., 2011) (Tabla 2). No se han encontrado referencias bibliográficas que indiquen un funcionamiento tectónico diferencial en la cornisa cantábrica desde el Pleistoceno, ni fallas activas importantes que dificulten la correlación de unidades geomorfológicas litorales (www.igme.es/infoigme/aplicaciones/QAFI). Aún así, han de tenerse en cuenta fallas de significado menor que pueden haber producido desnivelaciones entre las unidades (Álvarez-Marrón, 2008).

Tabla 2. Ubicación de las rasas marinas datadas de la bibliografía (Mary, 1983; Flor, 1983; Edeso, 1992; Álvarez-Marrón et al., 2008; Aranburu et al., 2008; Jiménez-Sánchez et al., 2011).

Ubicación	Altitud	Edad	Arno-Izarraitz
Asturias	215-264	Aquitaniense-Langhiense	SEF1
Asturias	100-220	Plioceno Inferior	SEF2
Asturias	160-60	Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior	SEF3
Asturias	90-35	1-2 M.a.	SEF3
Asturias/País Vasco	50-64	0,35-1 M.a.	SEF4
Gipuzkoa	30-45	250.000 k.a.	SEF4

De esta forma, se ha aportado una primera propuesta para la determinación de las etapas genéticas del relieve en el litoral del valle Deba (Tabla 2). Las superficies más bajas pueden relacionarse con cambios glacioeústicos últimos, sin que se excluyan los niveles más altos y más antiguos.

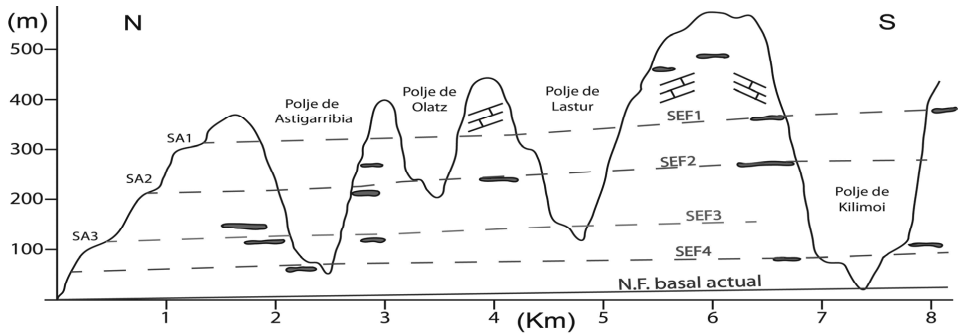


Fig. 3. Perfil longitudinal extrapolando las diferentes unidades geomorfológicas analizadas en el trabajo, con la excepción de los saltos de los ríos. En ella se muestran las superficies de estabilidad freática que se han derivado.

5. CONCLUSIÓN

En primer lugar se pone de manifiesto la idoneidad que en principio presenta la correlación de distintas unidades geomorfológicas estudiadas para la interpretación del desarrollo del relieve.

La correlación de los marcadores geomorfológicos de estabilidad del nivel de base en diferentes unidades geomorfológicas producidas por niveles freáticos estables, ha permitido diferenciar cuatro etapas de estabilización para el noroeste de Gipuzkoa. Dichas superficies se correlacionan relativamente bien con las rasas marinas documentadas a lo largo de la cornisa cantábrica. De esta forma se podría extrapolar la edad de estas superficies y plantear un esquema evolutivo del paisaje para el entorno de los macizos kársticos Arno e Izarraitz.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido financiada por los proyectos de investigación EHU 11/21 y UFI 11/09. Se agradece también el apoyo del Centro de Aranzadi Geo-Q.

REFERENCIAS

Aguirrezabala, L.M. 1996. El Aptiense-Albiense del Anticlinorio Nor-Vizcaino entre Gemika y Azpeitia. *Tesis Doctoral, Univ. del País Vasco*, 429 pp.

Alvarez-Marrón J., Hetzel R., Niedermann S., Menéndez R., Marquínez J., 2008. Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma. in age at the coast of northern Spain: A multiple cosmogenic nuclide approach. *Geomorphology* 93, 316-334.

Aranburu, A., Damas-Mollá, L., García-Garmilla, P., Iriarte, E., Jiménez, M., Yusta, I., Arriolabengoa, M. y Iridoy, P. 2008. El paleokarst costero de Aznarre (Urdaibai, Bizkaia). *Trabajos de Geomorfología en España 2006 - 2008*, Cádiz, 41-44.

Edeso, J.M. 1992. Variaciones del nivel del mar durante el Pleistoceno Medio (extremo Oriental de Guipúzcoa. País Vasco). *Lurralde* 15, 63-105.

Flor, G. 1983. Las rasas asturianas: ensayos de correlación y emplazamiento. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo* 13, 65-81

Ford, D.C., y Williams, P. 2007. *Karst Hydrology and Geomorphology*. Wiley. Chichester. 562 pp.

Gutiérrez, E. 2008. *Geomorfología*. Ed. Pearson-Prentice Hall. 920 pp.

Jiménez-Sánchez, M., Stoll, H., Giralt, S., Aranburu, A., Moreno, A., Domínguez-Cuesta, J., Méndez-Vicente, A., Ballesteros, D., Pirla, G., Valero-Garcés, B., Cheng, R. y Edwards, H. 2011. Marine terrace uplifting rates in the Cantabrian shore: contribution of U-Th speleothem dating. *DRT Meeting Oviedo*.

Mary, G. 1983. Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología* 13, 3-35.

LA VARIABILIDAD DE LOS RELLENOS ENDOKÁRSTICOS DE LA GALERÍA DE ESTATUAS (ATAPUERCA, BURGOS) Y SU CARACTERIZACIÓN PALEOAMBIENTAL

The variability of the endokarstic deposits of Galería de Estatuas (Atapuerca, Burgos) and their paleoenvironmental characterization

A. Aranburu^(1,2), V. Martínez-Pillado^(1,2), F. García⁽³⁾, J. L. Arsuaga^(4,5), A. Alcázar de Velasco⁽⁴⁾, A. Bonmati⁽⁴⁾, N. García^(4,5), A. Gracia^(4,6), F. Gracia⁽⁴⁾, A. Gómez⁽⁷⁾, J. Lira⁽⁴⁾, C. Lorenzo⁽⁸⁾, I. Martínez^(4,6), A.I. Ortega⁽⁹⁾, A. Pablos⁽⁴⁾, A. Pantoja⁽⁴⁾, R. Quam⁽¹⁰⁾, N. Sala⁽⁴⁾

- (1) Departamento de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencia y Tecnología, UPV/EHU, Leioa, Bizkaia (España). vmpillado@gmail.com
- (2) ARANZADI, Geo-Q, Leioa, Bizkaia (España).
- (3) E.T.S.I Geodésica, Cartográfica y Topográfica. Universidad Politécnica de Valencia (España).
- (4) Centro Mixto Universidad Complutense-Instituto de Salud Carlos III de Evolución y Comportamiento Humanos, Madrid (España).
- (5) Departamento de Paleontología, Universidad Complutense de Madrid (España).
- (6) Universidad de Alcalá, Alcalá de Henares (España).
- (7) Everhulme Centre for Human Evolutionary studies, Department of Biological Anthropology, University of Cambridge, (UK).
- (8) Institut de Paleoecologia Humana i Evolució Social (IPHES), Universitat Rovira i Virgili, Tarragona (España).
- (9) Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana. Paseo Sierra Atapuerca s/n, Burgos (España).
- (10) Department of Anthropology, Binghamton University, New York (U.S.A.).

Abstract: At least two types of endokarstic sediment have been identified in the cavity known as Galería de Estatuas (GE) within the Atapuerca karst system regarding its opening and closing stages. Chemical sediments are related to the closing stages while detrital sediments reflect conditions of cave open to the outside. Speleothem formations have been found on the base of the sequence, with a predominance of flowstone, and at its roof, showing an evolution from flowstones to stalagmites and stalactites (in the last 14ky). Between these two formations, an at least two-meter thick detrital sedimentary sequence that yields archaeopaleontologic remains has been identified. Ground Penetrating Radar (GPR) technology not only helps to make the stratigraphic correlation between two trial excavations within GE, but it also provides further information on the cave deposits at depth, allowing the identification of contacts between materials of different dielectric constants.

Palabras clave: Relleno endokárstico, petrología, georradar, paleoclima, Atapuerca.

Key words: Endokarstic filling, petrology, geo-radar, paleoclimate, Atapuerca.

1. CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

La Sierra de Atapuerca está localizada entre los sistemas montañosos de la Sierra de la Demanda y la Cordillera Cantábrica, a 15 km al este de la ciudad de Burgos, entre las cuencas de los ríos Ebro y Duero (Fig. 1A). Esta sierra alberga gran cantidad de cavidades kársticas formadas en calizas del Cretácico superior (Ortega Martínez, 2009) que han sido rellenadas por distintos tipos de sedimentos a lo largo del Pleistoceno, desde al menos 1,4 Ma



Fig. 1. A- Situación de la Sierra de Atapuerca y B- Sistema kárstico Cueva Mayor-Cueva del Silo, donde se localiza la Galería de Estatuas (Modificado de G.E. Edelweiss).

(Falguères et al, 2001; Carbonell et al, 2008) y durante el Holoceno, hasta 1.000 años BP (Carretero et al, 2008).

La Galería de Estatuas se ubica en el piso superior del sistema kárstico *Cueva Mayor-Cueva del Silo*, cuya extensión abarca 4 km de desarrollo y en el que se diferencian tres niveles (Fig. 1B). Actualmente se encuentra aislada del exterior por colmatación mediante sedimentos detríticos y espeleotemas.

2. SEDIMENTOS ENDOKÁRSTICOS

La Galería de Estatuas presenta una secuencia de relleno mixta, con precipitados químicos de carbonato (espeleotemas) y sedimentos detríticos de al menos 2 m de potencia.

Con el fin de conocer el alcance en profundidad del relleno, se han adquirido perfiles de georradar, lo que ha permitido inferir la posible disposición de los materiales hasta casi 15 m de profundidad.

2.1. Precipitados químicos

Los espeleotemas de la Galería de Estatuas forman el techo y la base de la secuencia estratigráfica. La fase más moderna, que fosiliza el relleno detrítico intermedio (F1, Figs. 2 y 3), la conforman una colada subhorizontal centimétrica con una alternancia de capas finas de carbonato y arcillas. Sobre este depósito crecen abundantes formas de goteo (estalagmitas) que llegan a alcanzar 30 cm de altura y comenzaron su desarrollo hace casi 14.000 años (Martínez-Pillado et al, 2010). La unidad espeleotémica basal es una colada tipo *flowstone* de gran espesor (más de 30 cm) que se desarrolla sobre la pared este de la cueva, y se extiende por el suelo quedando cubierta por el posterior relleno detrítico intermedio.

2.2. Relleno detrítico

La serie detrítica queda delimitada entre las coladas previamente descritas. Para el estudio geológico del sedimento detrítico las muestras han sido tomadas en dos catas

localizadas en el sector norte de la cavidad. Hasta el momento se han diferenciado 5 niveles litoestratigráficos en la cata I (Fig. 2) y 2 niveles en la cata II (Fig. 3), y se ha levantado columnas estratigráficas “tipo” para cada cata.

3. ESTUDIOS DE GEORRADAR

Se han realizado perfiles de georradar a lo largo de toda la Galería de Estatuas, empleando un equipo GSSI SIR3000 con antenas de 400MHz y 200MHz, que han permitido alcanzar una profundidad de hasta casi 13 m. Los radargramas obtenidos se han procesado con el programa RADAN y la constante dieléctrica ha sido calculada comparando la señal registrada con los niveles sedimentarios observados en las catas. En el radargrama P1-P2 (Fig. 4), realizado entre las dos catas, se observan tres zonas, que se describen a continuación. La primera zona está caracterizada por la presencia de múltiples reflexiones (A), quedando delimitada en su base por una interfase (B) a 6,45 m de profundidad. Un gran número de estas reflexiones están originadas por reflectores planos (C), siendo su profundidad variable entre los 0.3 y 3.1 m. Asimismo, en esta zona se han registrado en su inicio y final reflectores inclinados (D), siendo este último de mayor amplitud de reflexión (E). La continuidad de la interfase de la base (B) está interrumpida localmente entre los metros 1,2 y 2,3 del perfil (F). La segunda zona queda comprendida entre interfase B y la G, paralela a la anterior a 10,6 m de profundidad. La tercera zona se sitúa por debajo de la interfase G.

4. CONCLUSIONES

La presencia de precipitados químicos carbonatados en la secuencia estratigráfica indican unas condiciones de clima húmedo, nulo aporte detrítico y/o cierre de la cavidad. La evolución de coladas *flowstone* (flujo laminar) a estalagmitas

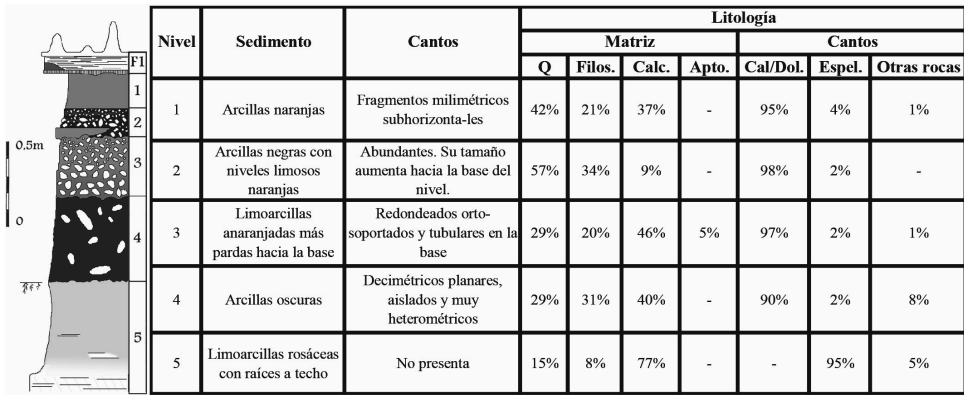


Fig. 2. Columna estratigráfica de la cata GE-I y analítica sedimentológica realizada para cada uno de los niveles

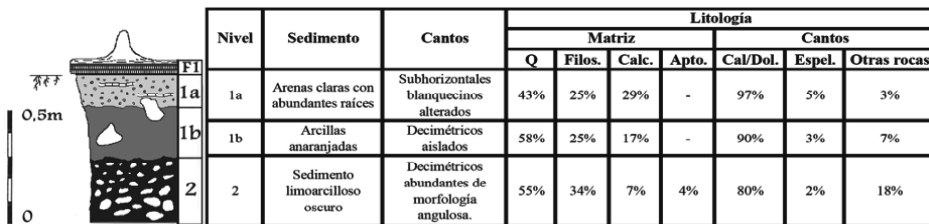


Fig. 3. Columna estratigráfica de la cata GE-II y datos obtenidos para cada uno de los niveles descritos.

(flujo de goteo) indica un descenso del caudal hídrico en la cueva, reflejo de la variación climática (Aridez?) del exterior durante el Holoceno.

Los sedimentos detríticos presentan gran cantidad de clastos de caliza procedentes del sustrato de la entrada de la cueva, y filossilicatos derivados del suelo. La acumulación en el exterior de clastos calcáreos se relaciona con periodos en los que predominaba la crioclastia y existía una cobertera vegetal escasa, lo que es indicativo de un clima frío y árido. La llegada de estos clastos al interior de la cavidad se produce por procesos de transporte en masa de densidad variable: el agua cargada en arcillas engloba y arrastra los clastos acumulados en la entrada hacia el interior de la cavidad, bajo un régimen climático-húmedo. La presencia de cuarzo y extraclastos de distinta naturaleza (areniscas, gneis y óxidos de hierro) sugieren una

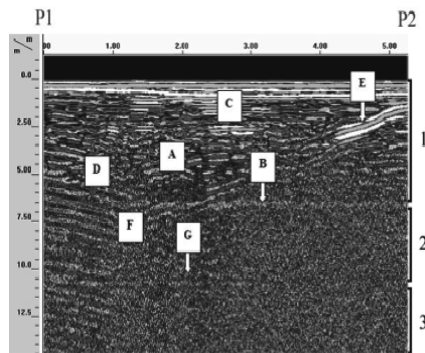


Fig. 4. Radargrama del transecto entre las dos catas excavadas en la Galería de Estatuas (antena de 200MHz)

procedencia externa. La coloración oscura de algunos niveles no tiene reflejo en la composición mineralógica, por lo que podría tratarse de materia orgánica degradada. El nivel 5 de GE-I presenta características autóctonas, siendo producto de la alteración del espeleotema infrayacente.

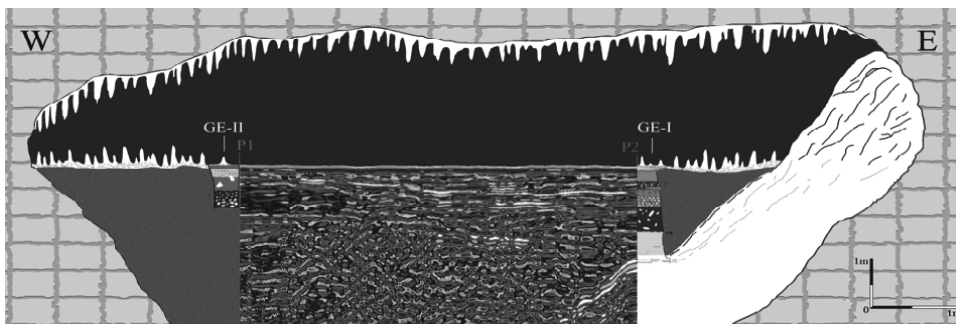


Fig. 5. Esquema de la Galería de Estatuas en el que se correlacionan el radargrama (antena de 400MHz) y las columnas estratigráficas de las dos catas estudiadas.

Respecto a la interpretación del radargrama, se ha podido correlacionar la disposición de los reflectores con las columnas estratigráficas de ambas catas. Los reflectores de mayor amplitud (color blanco y gris) se corresponden con espeleotemas, siendo el inclinado (E) la prolongación del espeleotema basal del depósito y el horizontal la colada *flowstone* de techo (Fig. 5). Las unidades detríticas se manifiestan por múltiples reflexiones discontinuas causadas por el carácter clástico del sedimento. Esta primera zona está acotada, a la base, por una interfase horizontal homogénea (zona 2) entre los reflectores B y G que podría tratarse del sustrato infrayacente. La tercera zona se caracteriza por haber registrado señales de radar débiles, bien por la ausencia de reflectores o por la poca heterogeneidad de sus propiedades físicas y estructurales. La interrupción (F) de los reflectores horizontales de las zonas 2 y 3 podría asociarse con la presencia de grandes fracturas, fallas o simas.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido realizada en el marco del Proyecto de Investigación CGL2009-12703-C03-03 (subprograma BTE) del MECC y UPV/EHU11/21, UFI 11/09.

Es una contribución de grupo "Geología del Karst" del centro Geo-Q. La segunda firmante disfruta de ayuda

para la investigación de la Fundación Atapuerca.

REFERENCIAS

- Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Parés, J.M., Pérez-González, A., Cuenca-Bescós, G., Ollé, A., Mosquera, M., Huguet, R., Van der Made, J., Rosas, A., Sala, R., Vallverdú, J., García, N., Granger, D.E., Martínón-Torres, M., Rodríguez, X.P., Stock G.M., Vergés, J.M., Allué, E., Burjachs, F., Cáceres, I., Canals, A., Benito, A., Díez, C., Lozano, M., Mateos, A., Navazo, M., Rodríguez, J., Rosell, J. y Arsuaga, J.L. 2008. The first hominin of Europe. *Nature* 452, 365-370.
- Carretero, J.M., Ortega, A.I., Juez, L., Pérez-González, A., Arsuaga, J.L., Pérez-Martínez, R. y Ortega, M.C. 2008. A Late Pleistocene-Early Holocene archaeological sequence of Portalón de Cueva Mayor (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain) *Munibe (Antropología-Arkeología)* 59, 67-80.
- Falguères, C., Bahain, J.J., Yokoyama, Y., Bischoff J.L., Arsuaga, J.L., Bermúdez De Castro, J.M., Carbonell, E. y Dolo, J.M. 2001. Datation par RPE et U-Th des sites pléistocènes d'Atapuerca: Sima de los Huesos, Trinchera Dolina et Galería. Bilan géochronologique. *L'Anthropologie* 105, 71-81.
- Martínez-Pillado, V., Aranburu, A., Yusta, I., Stoll, H. y Arsuaga, J. L. 2010. Clima y ocupaciones en la Galería de Estatuas (Atapuerca, Burgos) en los últimos 14.000 años: Relatos de una estalagmita. *Munibe Antropología - Arkeología* 61, 89-102.
- Ortega Martínez, I. 2009. La evolución geomorfológica del karst de la Sierra de Atapuerca (Burgos) y su relación con los yacimientos pleistocenos. *Tesis Doctoral*, 624 pp.

LAS PRECIPITACIONES CARBONATADAS DE LOS CAÑONES DEL EBRO: AVANCES EN SU RECONOCIMIENTO Y CRONOLOGÍA

Carbonated tufas of Ebro Canyon (Burgos): research and chronology advances

R. González-Pellejero ⁽¹⁾, A. Martínez-Aguirre ⁽²⁾, F. Allende ⁽³⁾,
M. Frochoso ⁽⁴⁾

- (1) Dpto. de Geografía, Urbanismo y Ordenación del Territorio. Universidad de Cantabria. Avd. Los Castros s/n 39005, Santander. raquel.gonzalez@unican.es
 (2) Dpto. de Física Aplicada I. ETSIA. Universidad de Sevilla
 (3) Dpto. de Geografía. Universidad Autónoma de Madrid
 (4) Dpto. de Geografía, Urbanismo y Ordenación del Territorio. Universidad de Cantabria. Los Castros s/n 39005.Santander.

Abstract: The upper Ebro River flows from the Cantabrian Mountains and through La Lora and Lora de Bricia syncline plateaus (Burgos). The Ebro River has shaped a narrow valley there –the Ebro Canyon- which is now a protected area: the “Hoces del Alto Ebro y Rudrón” Natural Park. The mountain slopes and the canyon channel have a high amount of carbonated tufa accumulation, which are more or less disconnected from the present day watercourses. However, the accumulation processes continue today. An example of a tufa complex, including its dams and terraces, has been studied in Tubilla del Agua. This has been contrasted with the Orbaneja spring tufa. The carbonate accumulation maxima took place during the Atlantic period, from U/Th and OSL ages (6.4 ka, 5.5 ka and 4.5 ka), but the oldest tufa dam and cascade in Tubilla has a U/Th age of 21.2 ± 1.7 ka.

Palabras clave: Holoceno, tobas, karst, U/Th, Cañón del Ebro.

Key words: Holocene, tufa, karst, U/Th, Ebro Canyon.

1. INTRODUCCIÓN

Los edificios tobáceos diseminados por las vertientes y fondo de valle de los cañones del Ebro-Rudrón, en el norte de Burgos, resultan testigos recientes fiables de su evolución morfológica. Estas acumulaciones tobáceas fueron estudiadas en función de su tipología y génesis (González-Pellejero, 1986), de sus elementos (González-Amuchastegui y Serrano, 2006) o de su valor patrimonial (Serrano et al. 2009), proponiéndolas en el Parque Natural de las Hoces del Ebro-Rudrón como Lugar de Interés Geomorfológico (LIG).

Hemos analizado una de ellas, la de Tubilla del Agua, vinculándola con otros edificios tobáceos que también aparecen en estos cañones. Nuestra aproximación tiene como objetivos reconocer algunos de los elementos que la componen, interpretar su origen, y establecer una cronología relativa en función de la geometría de las formas. Asimismo, se pretende obtener una

evolución geomorfológica de la zona, utilizando para ello una serie de dataciones absolutas en niveles previamente seleccionados.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El río Ebro, en su cuenca alta, tras abandonar los relieves alomados y silíceos de Valderredible (Cantabria), se encaja en la plataforma sinclinal caliza de La Lora (Burgos) trazando unos cañones meandriiformes y profundos. En ella, al caudal del Ebro se unen los aportes de afluentes que, como el río Rudrón, drenan con exclusividad las aguas carbonatadas del macizo calcáreo.

Estos estrechos cañones, entre 150 y más de 200 m más profundos que la culminación de las plataformas, ofrecen un nivel de base local a las aguas de la red kárstica subterránea de este sector de amplios sinclinales colgados en la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica, con pluviometría variable, aunque superior a

los 800 mm anuales.

Las tobas distribuidas por las vertientes y cauces de los cañones se corresponden con algunos modelos sistematizados por Pedley (2009). En unos casos con los modelos asociados a surgencias colgadas en la vertiente (Villaescusa, Orbaneja del Castillo), y en otros, más vinculados a los modelos fluviales. Entre los últimos figuran los originados en cascadas y represamientos, siendo aquí el más original el que se construye en la confluencia del río Ebro, subsaturado en carbonatos, con el sobresaturado río Rudrón (González-Pellejero, 1986). Por último, en los cañones del Ebro-Rudrón también se encuentran modelos complejos que combinan varios tipos de acumulaciones (de cauce fluvial, de cascada y de surgencia) como es el caso de Tubilla del Agua analizado en este trabajo con mayor detalle.

3. MÉTODOS DE ESTUDIO

3.1. Identificación e interpretación

Una vez reconocido el conjunto de tobas presentes en los cañones, se seleccionó el complejo de Tubilla del Agua por ser el que disponía de una mejor definición de edificios tobáceos. Estos se suceden en diferentes posiciones; unos abandonados por las aguas y colgados respecto al cauce actual; otros, más recientes, próximos a los lechos fluviales. Y, junto a ellos, los que se continúan formando actualmente.

Tras el reconocimiento general se ha desarrollado una cartografía de detalle, diferenciando las diferentes familias de construcciones tobáceas, lo que nos permitió realizar una secuencia o cronología relativa del conjunto, seleccionando las muestras en que realizar las dataciones absolutas.

3.2. La datación radioquímica

Debido a que los materiales objeto de datación podían ofrecer un elevado contenido en material detrítico que podría llegar a falsear los resultados, hemos

optado por utilizar dos métodos diferentes de datación (OSL y U/Th). La posibilidad de realizar la corrección de edades en función del contenido en detrítico en el U/Th nos ha llevado a datar con él la mayor parte de las muestras.

3.2.a Datación por OSL

Se recogió una muestra (TUB-3) del nivel inferior de la acumulación tobácea, aguas abajo del pueblo de Tubilla del Agua. Se tomaron precauciones en cuanto a la exposición a la luz y otras fuentes de radiación. Esta fue analizada mediante la técnica de OSL y el método de dosis aditivas, sobre una fracción mineral de grano fino (2-10 μm) en el Laboratorio de Datación y Radioquímica de la UAM.

3.2.b Datación por U/Th

Se recogieron para su datación por el método U/Th en el Laboratorio de Datación de Física Aplicada I, Universidad de Sevilla, cinco muestras de carbonatos en distintos niveles de los edificios tobáceos de Tubilla del Agua. Se tomó una sexta muestra en la toba de surgencia de Orbaneja del Castillo, con el fin de contrastar sus resultados. Todas ellas proporcionaron un alto contenido en material detrítico por lo que fue necesario corregir los resultados para poder obtener los valores correspondientes al carbonato puro. Para ello fue necesario medir el contenido en isótopos de U y Th en diversas submuestras del mismo carbonato, cada una de ellas disuelta con concentraciones distintas de ácido nítrico. Todas las muestras presentaron muy bajas concentraciones de uranio por lo que fue necesario utilizar grandes cantidades de muestra (en algunos casos hasta 200 g). La extracción de U y Th de la muestra se llevó a cabo combinando un método de extracción solvente con tributylfosfato y xileno y otro que utiliza resinas de intercambio iónico (Dowex AG1x8). Las soluciones finales (U y Th por separado) fueron electrodepositadas sobre planchetas de acero inoxidable y medidas por

espectrometría alfa (Alcaraz-Pelegrina y Martínez-Aguirre, 2005).

4. RESULTADOS

4.1. Los edificios tobáceos de Tubilla del Agua.

La confluencia en Tubilla de varios arroyos que proceden de numerosos manantiales ha generado complejos edificios de los que pueden distinguirse dos grupos, además de los del cauce actual, en formación.



Fig. 1. Toba sobre acumulación fluvial (TUB-1) en la margen izquierda del río Hornillo

El superior (entre 30 y 40m por encima del cauce actual) está compuesto de diversos niveles escalonados. En la margen izquierda del río Hornillo, en el cementerio, se desarrolla un escarpado frente tobáceo de cascada. Su base está formada por unas capas calizas anaclinales que represan un depósito de gravas y cantos muy rodados. A su vez, en la margen derecha, el edificio tobáceo de Tres Peñas presenta también un amplio rellano con caídas en cascada hacia el cauce actual. El complejo inferior se desarrolla en un amplio fondo de valle, escalonado y tobáceo, en el que se encaja el cauce actual. Este cauce ofrece saltos de

agua, cascadas en las que crecen y avanzan frentes de precipitación carbonatada.

4.2. Las edades absolutas

4.2.a La edad OSL

En la acumulación tobáceo de fondo de valle, hemos realizado una datación OSL (Tabla 1) y, aunque los resultados no coinciden del todo con los obtenidos por el método U/Th, han servido para contrastar los resultados de ambas.

Tabla 1. Valores OSL de la muestra de fondo de valle en Tubilla del Agua.

Ref.	Dosis equiv. (Gy)	Dosis anual (mGy/año)	Edad (años)
TUB-3	11,42	1,76	6488±631

4.2.b La edad U/Th

Los valores de las relaciones de actividad $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ de todas las muestras resultaron ser muy bajos (menor de 3.5), indicando el gran contenido en material detrítico. Como ejemplo en la Tabla 2 se muestran los resultados de cada submuestra analizada del carbonato TUB2.

Tabla2. Valores de las relaciones de actividad en las distintas submuestras del carbonato TUB2.

TUB2	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	$^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$	$^{234}\text{U}/^{232}\text{Th}$
1	2.51±0.23	71.3±6.4	86.6±7.8
2	2.17±0.32	51.9±6.7	63.0±8.1
3	1.90±0.16	40.5±3.0	50.2±3.7
4	1.82±0.19	37.3±3.4	46.5±4.2
5	1.45±0.08	21.8±1.1	26.2±1.3

Además en la Fig. se muestran los diagramas Rosholt para la muestra TUB2, Ivanovich y Harmon (1992). El ajuste de los puntos experimentales a una recta, en cada una de las gráficas, nos permite obtener los valores de las relaciones de actividad $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ y $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, respectivamente, en el carbonato puro.

En la Tabla 2 se presentan los resultados de dichas relaciones de actividad para cada una de las muestras analizadas una vez

corregidas por su contenido en material detrítico (programa ISOPLOT, Ludwig 1991).

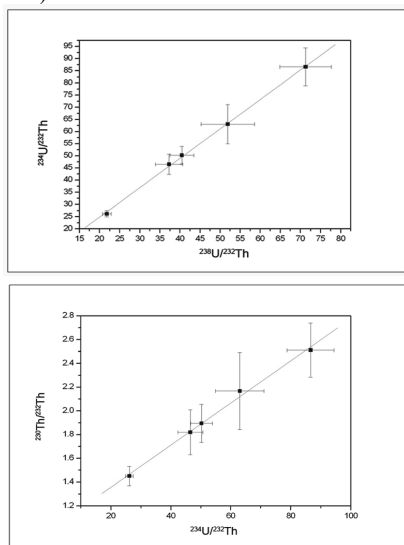


Fig. 2. Diagramas Rosholt 1. Submuestras TUB2. Relaciones de actividad $^{234}\text{U}/^{232}\text{Th}$ frente a $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ (arriba) y $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ frente a $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (abajo). La pendiente de la recta es la relación $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (arriba) y $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ (abajo) en el carbonato puro.

Tabla 3. Relaciones de actividad y edades finales del carbonato puro de las distintas muestras.

Ref	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Edad (ka)
TUB1	1.240±0.025	0.231±0.017	21.2±1.7
TUB2	1.227±0.022	0.022±0.003	1.95±0.29
TUB3	1.203±0.013	0.047±0.004	4.34±0.39
TUB4	1.186±0.012	0.059±0.007	5.52±0.67
ORBA1	1.022±0.074	0.042±0.006	4.50±0.70

5. EVOLUCIÓN MORFOLÓGICA

A la vista de los resultados, la construcción de los edificios tobáceos de los cañones del Ebro ha resultado ser un proceso largo y complejo. Su construcción principal se desarrolló, al igual que ha sido descrito en Europa (Goudie *et al* 1993) como un proceso cuyo máximo desarrollo ocurrió durante el cálido y húmedo período Atlántico (7500 a 4600 cal BP). Durante éste se depositaron las tobas en cascada de Tres Peñas (TUB 4) de 5.52±0.67 ka, las de fondo de valle escalonado (TUB 3) de 4.34±0.39 ka y las de surgencia (cascada

en Orbaneja, ORBA 1), como se muestra en la Tabla 3. A pesar de todo, el inicio de su construcción podemos situarlo a final del período frío del último máximo glaciario (LGM), época en que debieron construirse las acumulaciones de cantos y gravas sobre las que, con posterioridad, reposa el edificio tobáceo de cascada (TUB1) de 21.2±1.7 ka (Fig 1). La continuidad de la precipitación carbonatada es visible en el fondo de valle cuya construcción sigue en el Subatlántico (TUB 2 da una edad de 1.95±0.29 ka) y la actualidad.

Agradecimientos

Este trabajo se ha beneficiado de las ayudas obtenidas del Proyecto del Plan Nacional I+D+I (2008-2011) CSO2009-14116-CO3-02 (subprograma GEOC)

REFERENCIAS

- Alcaraz-Pelegrina J.M. y Martínez-Aguirre, A. 2005. Isotopic fractionation during leaching of impure carbonates and their effect on uranium series dating. *Quaternary Science Review* 24, 2584-2593.
- González-Amuchastegui, M.J. y Serrano, E. 2005. Tuffa complex on High Ebro basin (Iberian Peninsula, Spain). *Abstract. International Conference on Geomorphology IAG*, Zaragoza, 224.
- González-Pellejero, R. 1986. Dinámica de un espacio natural: Los cañones calcáreos del Ebro (Burgos). *Eria* 10, 5-86
- Goudie, A.S., Viles, H.A. y Pentecost, A. 1993. The late-Holocene tufa decline in Europe. *Holocene* 3, 181-186.
- Ivanovich, M. y Harmon, R.S (Eds.). 1992. *Uranium-series Disequilibrium: Applications to Earth, Marine and Environmental Sciences*. Clarendon Press-Oxford. 910 pp.
- Ludwig, K.R. 1991. *United States Geological Survey. Open-File Report* 91, 445 pp.
- Pedley, M. 2009. Tufas and travertines of the Mediterranean region: a testing ground for freshwater carbonate concepts and development. *Sedimentology* 56, 221-246.
- Serrano, E., Gonzalez-Amuchastegui, M.J. y Ruiz-Flaño, P. 2009. Gestión ambiental y Geomorfología: Valoración de los Lugares de Interés Geomorfológico del Parque Natural de las Hoces del Alto Ebro y Rudrón. *Cuaternario y Geomorfología* 23 (3-4), 65-82.

RASGOS MORFOLÓGICOS Y ESTADO DE CONSERVACIÓN DE LA CUEVA DEL TORO, BELSUÉ, HUESCA. PRIMEROS RESULTADOS

Morphological features and state of conservation of El Toro cave, Belsué, Huesca. First results

J.A. Cuchí⁽¹⁾, J.L. Villarroel⁽²⁾, C. Garcés⁽³⁾, J.A. Manso⁽⁴⁾, R. Larma⁽⁵⁾, J. Angulo⁽⁶⁾

- (1). Universidad de Zaragoza. Escuela Politécnica Superior de Huesca. Carretera de Cuarte s/n. 22071. cuchí@unizar.es
- (2). Universidad de Zaragoza. Escuela de Ingeniería y Arquitectura.
- (3). Historiador.
- (4). Universidad de Zaragoza. Escuela Politécnica Superior de Huesca.
- (5). Escuaín S.L.
- (6). Geólogo.

Abstract: El Toro cave (Belsué, Huesca) is a modest fossil cave in Eocene limestone (Guara Fm.) in the Sierras Exteriores, Pyrenees. It opens on to the right-hand bank of the Flúmen River, 60 m above the current channel. The cave is controlled by two almost vertical NE-SW trending fractures. The main chamber has clear collapse features. Four types of deposits have been identified in the cave: non-carbonate light brown sands; laminated light brown clays; dark brown massive clays; and carbonate speleothems.

The cavity has been visited from Roman times. During the 17th century, many stalagmites were cut and used for decoration in a garden in the city of Huesca. The last phase of destruction occurred in the early 20th century, in connection with the construction works of two neighboring dams.

Palabras clave: karst, Cueva del Toro, Río Flúmen, relleno, conservación

Key words: karst, Toro Cave, Flúmen River, infill, conservation

1. INTRODUCCIÓN

El Toro es una cavidad fósil conocida desde antiguo que se abre en las paredes de la Roca de la Toba, en la margen derecha del río Flumen y a unos 60 metros por encima del cauce actual.

1.1. Marco natural

La cabecera de la cuenca del Flumen está drenada por dos cauces subsecuentes, de dirección E-O. Convergen en la depresión erosiva de Belsué para cruzar transversalmente una lámina de cabalgamiento formada por calizas de buzamiento norte. Aquí, el río ha excavado la garganta donde se construyeron las presas de Santa María de Belsué y Cienfuens. La zona de estudio se enmarca en las Sierras Exteriores oscenses, donde afloran materiales Cretácico superior al Oligoceno, transportados tectónicamente a favor de un cabalgamiento cuyo nivel de despegue corresponde a las arcillas del Keuper (Montes, 2009).



Fig. 1. Boca principal de la cueva del Toro, sobre la cola del embalse de Cienfuens

Los materiales aflorantes más antiguos,

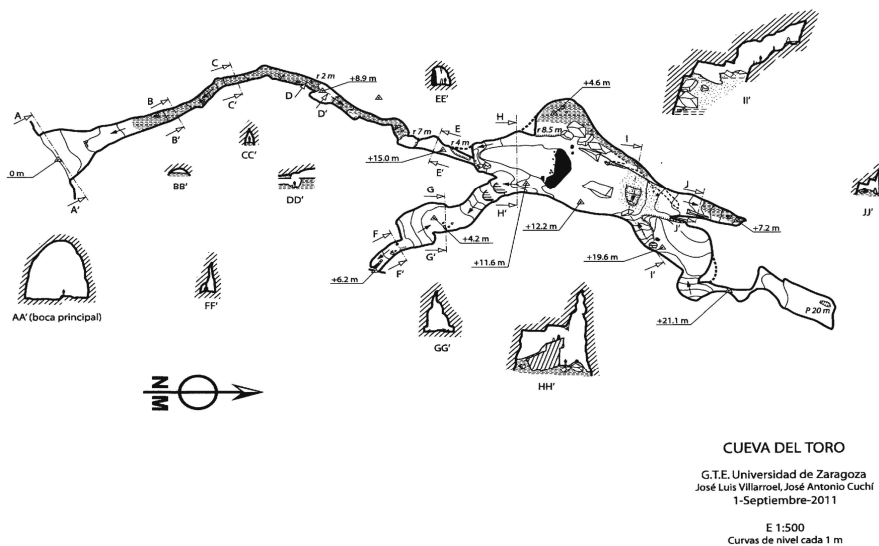


Fig. 2. Topografía de la cueva del Toro por GTE.

hasta el Eoceno medio son de origen marino y naturaleza carbonatada, a excepción de las arcillas continentales del Garumninense. La serie calcárea está coronada por la Formación Guara, del Eoceno medio. Da paso primero a materiales margosos de las Formaciones Arguis y Belsué-Atarés y luego a las areniscas de la Formación Campodarbe. Estas últimas son del Oligoceno y se depositaron en un ambiente fluvial continental.

La zona se enmarca en las Sierras Exteriores cuya estructura fue estudiada por Millán (2006). En el entorno existen dos anticlinales N-S: El Águila, al oeste, y Gabardiella, al este. Entre ambos, está el sinclinal de Belsué, donde aumenta la potencia de las margas que sirven como vaso al embalse homónimo. El río se encaja inicialmente en la zona axial de dicho sinclinal, separando dos unidades de diferente morfología. La margen derecha es un hogback con buzamiento norte, conocido como Paco As Lianas o Adriana. Está muy karstificado, con un denso lapiaz estructural, citado por Rodríguez-Vidal (1986), y donde se abren las cavidades de Esteban Felipe, con más de 2000 m

topografiados en tres niveles fósiles, y La Artica. La margen izquierda del cañón está formada por flanco oeste del anticlinal de Gabardiella, afectado por repliegues secundarios

2. MORFOLOGÍA DE LA CAVIDAD

La cavidad presenta una galería principal de dirección general N20°E, a la que se accede desde dos bocas de las que arrancan galerías de dirección N160 °E. Ambas directrices coinciden con las principales direcciones en los lapiaces estructurales de superficie. La sala principal, que alcanza localmente 20 m de altura, presenta una clara morfología de hundimiento. Su centro está ocupado por un gran bloque, de escala decamétrica sobre el que han crecido algunos espeleotemas de escala métrica. Aunque la sala acaba de forma abrupta, por una rampa lateral ascendente - asociada a la diaclasa principal- se accede a una estrecha gatera que da paso a una última pequeña sala.

La superficie de las paredes menos alteradas presenta localmente una cubierta centimétrica descalcificada, con restos de equinodermos en relieve positivo. También

aparecen algunas costras ferruginosas. Sólo se han identificado dos posibles golpes de gubia, con dimensiones superiores a los 0,2 m. Sugieren un lento flujo de la boca hacia el interior.

A pesar de su limitado tamaño, la cueva presenta tres tipos de rellenos detríticos. Hasta inicios del siglo XX, el conducto que arranca de la boca principal, la más meridional, estaba cerrado por sedimentos arcillosos de color ocre, organizados en varvas de espesor milimétrico. Color más frecuente: 7,5 YR 6/6, en seco. El espesor aflorante supera los 2 m y es interpretable como una zona de sedimentación tranquila, tipo sifón. A techo pasan a un nivel de cantos planos, también varvados. Indican una suave corriente de agua sobre el depósito previo. Encima hay una costra estalagmítica de unos 10 cm de espesor.

En el interior de la gran sala, una trinchera artificial muestra la presencia de más de 1,5 m de arena fina, de color ocre claro. (7.5YR 7/6, en seco, y 7.5YR 6/6, en húmedo), formada por granos angulosos de cuarzo bien clasificados.

Tabla 1. Clasificación de la arena

Luz mm	>0,425	0,425	0,300	0,212	0,106	0,090	<0,07
		-0,300	-0,212	-0,106	-0,090	-0,075	
%	0,45	1,34	2,23	66,29	10,27	9,38	10,04

Al microscopio se observa alguna costra calcárea submilimétrica y muy escasas espículas de erizo fósil. Dan un 4% de carbonato cálcico. A techo, el depósito de arena presenta intercalaciones de arcilla parda oscura. Esta se hace luego masiva, del orden de 0,5 m, en la parte superior. Sin estructura clara, presenta aspecto de un depósito gravitacional con características similares a los existentes en la cercana cavidad de Esteban Felipe. Están recubiertos por una costra estalagmítica de espesor reducido. La serie representa un cambio en el funcionamiento de la cavidad. La arena, con posible origen en las areniscas de la Formación Campodarbe, accedió a la cavidad cuando ésta estuvo activa a partir de probables pérdidas en el

contacto entre las margas de Belsué y la caliza del Paco As Lianas. Esta situación es similar a la que hoy crea problemas de permeabilidad en el cercano embalse de Santa María de Belsué. La transición a las arcillas pardas hace suponer un cese relativamente abrupto en la actividad de la cavidad, en fecha aun desconocida. Se supone para estas arcillas un origen edáfico en la superficie local, con deslizamiento gravitacional a través de fracturas del lapiaz hacia las cavidades interiores por creeping y lavado.

A pesar de su deterioro, la cavidad presenta espeleotemas de cierto interés, sobre todo estalagmitas, así como suelos estalagmíticos, revestimientos coraloides y algunas pequeñas helictitas translúcidas. Varias columnas muestran fracturas selladas. En la entrada tradicional y en la gran sala, la costra estalagmítica superficial se presenta rota e incluso hundida. Aunque en la entrada pudiera estar relacionado con actividades humanas, la rotura es claramente natural en el borde de la depresión oeste de la gran sala. Sugiere un reasentamiento por vaciado de sedimentos en profundidad. Una situación similar se observa en la cercana cueva de La Artica. Quizás se deba a la reactivación y vaciado de conductos, consecuencia de los fallidos intentos de llenado del embalse de Belsué ya mencionado.

3. ESTADO DE CONSERVACIÓN

La cueva tuvo presencia humana en época romana como prueba la presencia de cerámica y monedas. El 5 de agosto de 1648, la cavidad fue visitada por Vincencio Juan de Lastanosa, erudito oscense, cuyas actividades han sido reseñadas por Rey y López-Pérez (2011). La visita es descrita en una carta del propio Lastanosa, transcrita en Egido y Laplana (2008), quienes identifican erróneamente la cavidad descrita con La Artica, descubierta hacia 1970 por Peña Guara al desobstruir un agujero soplador.

El texto de Lastanosa presenta una



Fig. 3. Retrato de Vincencio Juan de Lastanosa, que visitó la cavidad en 1648

exploración azarosa entre grandes estalagmitas, con antorchas y un “hilo de Ariadna”. Varias estalagmitas fueron arrancadas para adornar un templete en el estanque del jardín de este mecenas en Huesca. Allí, Andrés de Uztarroz (1650) menciona “quatro promontorios piedras extravagantissimas, sacadas de la admirable cueva de la Toba”. Junto a ellas se encontraba un “montecillo cuya cumbre está siempre nevada, porque es de una piedra de agua elada que se sacó de la cueva de los Chaves en los términos del lugar de Bastaras, que viene a estar al debaxo de otra cueva rarissima que llaman de Solencio”. La carta de Lastanosa se edita en Madrid en 1653. Añade que la cueva fue vivienda de Poncio Pilato, de quien se dice alumno y luego profesor de la Universidad Sertoriana de Huesca. (Garcés, 2002, 2011). Entre 1905 y 1931, en sus cercanías se construyeron los embalses de Santa María de Belsué y Cienfuens. Sus obreros, alentados según se dice por un contratista, excavaron los sedimentos de la entrada meridional buscando la estatua oculta de un toro de oro. Quizás también abrieron la trinchera en los sedimentos arenosos de la sala principal. Aunque se desconoce si hallaron

tal figura, el Grupo de Investigaciones Espeleológicas del club Peña Guara de Huesca encontró, también hacia 1970, un tesorillo de monedas tardorromanas en la confluencia de la galería meridional con la gran sala (Castán, 1985). En la actualidad la cueva presenta un aspecto degradado, en parte debida a la desecación por circulación de aire entre las entradas. También hay zonas ahumadas, basura y grafitis. Realmente, la cavidad merece una adecuada protección.

REFERENCIAS

- Andrés de Uztarroz, J. F. 1647. Descripción de las antigüedades y jardines de Vincencio Juan de Lastanosa. Hispanic Society of America, manuscrito B-2424, f 50.
- Castán A. 1985. Los restos de la Cueva del Toro y el fondo de una leyenda. *Actas XVII Congreso Nacional de Arqueología*. Zaragoza, 919-931.
- Egido, A., Laplana, J.E. 2008. Mecenazgo y Humanidades en tiempos de Lastanosa. Institución Fernando el Católico. Zaragoza, 463 pp.
- Garcés, C. 2002. Quinto Sertorio, Fundador de la Universidad de Huesca. El mito sertoriano oscense, *Alazet* 14, 243-256.
- Garcés, C. 2011. Poncio Pilato, estudiante, profesor y juez en Huesca. *4 esquinas*, 214.
- Millán, H. 2006. *Estructura cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas*. Colección de Estudios Altoaragoneses, 53. Instituto de Estudios Altoaragoneses. Huesca, 368 pp.
- Montes, M. 2002. *Estratigrafía del Eoceno-Oligoceno de la cuenca de Jaca (Sinclinorio del Guarga)*. Colección de Estudios Altoaragoneses, 59. Instituto de Estudios Altoaragoneses. Huesca, 355 pp.
- Rey, M.M., López-Pérez, M. (Eds.). 2011. *El inquiridor de maravillas. Prodigios, curiosidades y secretos de la naturaleza en la España de Vincencio Juan de Lastanosa*. Instituto de Estudios Altoaragoneses Huesca, 493 pp.
- Rodríguez Vidal, J. 1986. Geomorfología de las Sierras Exteriores oscenses y su piedemonte. Colección de Estudios Altoaragoneses, 4. Instituto de Estudios Altoaragoneses. Huesca. 172 p.

EROSIONAL MORPHOSTRUCTURES RELATED TO MIOCENE PALEOSINKHOLES IN THE ISLAND OF GOZO, MALTA

Morfoestructuras erosivas relacionadas con dolinas miocenas en la Isla de Gozo, Malta

C. Tonelli ⁽¹⁾, J.P. Galve ⁽¹⁾, M. Soldati ⁽¹⁾, F. Gutiérrez ⁽²⁾

(1) Department of Earth Sciences. University of Modena and Reggio Emilia (Italy). Largo S. Eufemia 19, 41121, Modena. chiara.tonelli@unimore.it

(2) Department of Earth Sciences. University of Zaragoza (Spain). C/. Pedro Cerbuna 12, 50009, Zaragoza.

Resumen: Se describen desde el punto de vista geomorfológico y estructural las paleodolinas de la Isla de Gozo, sobre las que todavía no se ha propuesto un modelo genético y evolutivo convincente que integre aspectos geológicos y paleogeográficos. El objetivo de este trabajo es sentar las bases para una nueva discusión sobre el origen y desarrollo de las paleodolinas gozitanas y su influencia sobre las formas del relieve actuales. Las morfoestructuras resultantes de procesos de erosión diferencial controlados por las estructuras de colapso son descritas mediante algunos ejemplos. Estos incluyen cerros, depresiones y bahías de planta subcircular. La existencia de los distintos tipos de relieve está condicionada por la diferente resistencia ante la erosión del material colapsado y la roca encajante que lo rodea.

Key words: paleokarst, collapse structure, ring faulting, subsidence, relief inversion

Palabras clave: paleokarst, estructuras de colapso, fallas anulares, subsidencia, relieve invertido

1. INTRODUCTION

The Island of Gozo includes a series of outstanding paleosinkholes that reach a few hundreds metres in diameter and structural relief. Some of the Gozitan collapse structures were initially described by Pedley (1974) and Pedley et al. (1985; 2002), and different mapping projects and academic works have completed their inventory (Oil Exploration Directorate, 1993; Calleja, 2010). These works provide a very detailed sedimentological study of the units filling the paleosinkholes and propose a genetic model, but they do not analyse in detail the structural elements of the collapse structures and the associated landforms. Despite their large size and impressive geomorphic expression, these collapse paleosinkholes have never been referred to in the specialised karst literature and have received scarce attention from a geomorphological perspective. Moreover, we consider that the genetic models proposed in previous works are difficult to conciliate with some of the structural characteristics of the collapse structures (i.e. diameter, cumulative subsidence). Currently we are working on the detailed

characterisation of these paleosinkholes from a structural and geomorphological perspective with the aim of investigating their origin and evolution. The research being conducted is mainly based on detailed geological and geomorphological surveys and mapping, allied with stratigraphic and paleontological analyses.

2. GEOLOGICAL SETTING

Gozo is the second largest island of the Maltese archipelago, which is located in the Mediterranean Sea, about 90 km south of Sicily and 290 km north-east of Tunisia (Fig. 1). The exposed rocks in the Maltese archipelago correspond to a Late Oligocene (Chattian) to Late Miocene (Messinian) marine sedimentary succession, mostly composed by limestones and marls. The landscape is largely controlled by the different resistance to erosion of the four main lithostratigraphic units that make up the stratigraphic sequence. These units lie almost horizontally across the island, although they are displaced by two intersecting fault systems: the NW-SE-trending Pantelleria Rift and the ENE-WSW graben system. As a result, a

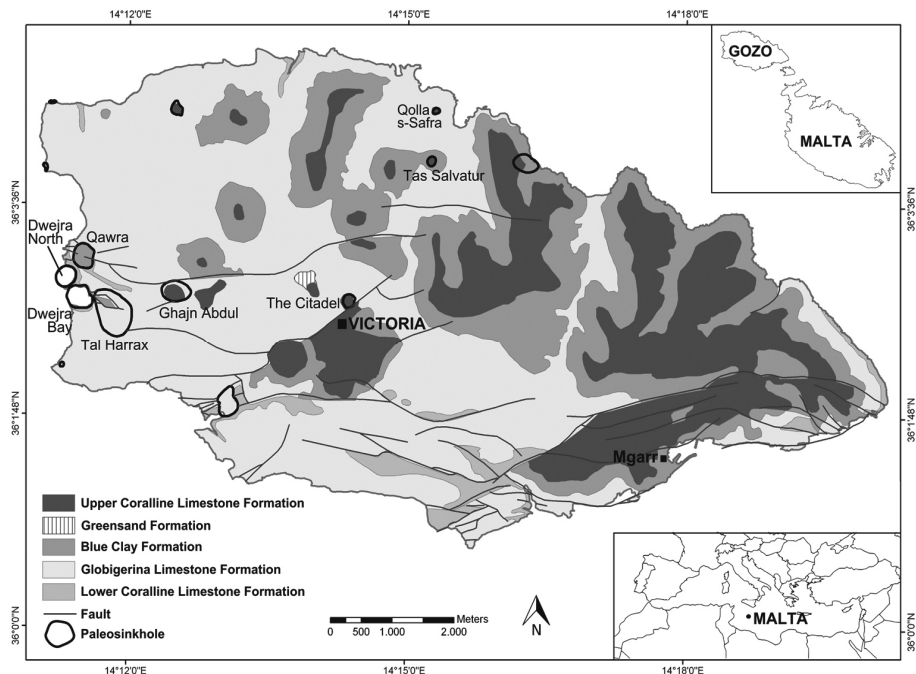


Fig. 1. Geological sketch of the Island of Gozo and location of paleosinkholes.

landscape of plateaus, mesas, buttes and canyons has formed in the archipelago, together with karst-related landforms favoured by the presence of extensive limestone formations (Pedley et al., 2002) and probably, also, evaporites at depth. Karst features, such as sinkholes, dry valleys and caves are common, mostly in the Coralline Limestone formations.

Different phases of karstification have been proposed by Pedley (1974). The present work focuses on the paleosinkholes ascribed to the oldest phase, developed in the Miocene. The dissolution-induced paleosubsidence is recorded by collapse structures controlled by annular dip-slip faults up to 600 m in diameter. They can be described as caprock collapse paleosinkholes, according to the classification proposed by Gutiérrez et al. (2008).

The Gozitan paleosinkholes, originally formed by dissolution and subsidence processes, have controlled the development

of some landforms generated by differential erosion. Although these morphostructures have been described by previous authors (e.g. Pedley, 1974; Paskoff and Sanlaville, 1978; Bird, 2008), the role played by differential erosion on the origin of the present landforms has not been described.

3. DESCRIPTION OF LANDFORMS RELATED TO MIOCENE PALEOSINKHOLES

The research has investigated the 14 paleosinkholes that were reported in the geological map of the Island of Gozo (Oil Exploration Directorate, 1993; Fig. 1). These collapse features, circular to elliptical in plan view, have an average area of 56,000 m² and diameters ranging from 70 to 600 m. The foundered cylindrical blocks generally show limited internal deformation, typically restricted to basin structures with inward dips. Cumulative subsidence in the largest paleosinkholes

reaches more than 120 m. The total vertical displacement has been estimated on the basis of the elevation difference between the stratigraphic units collapsed within the paleosinkholes and the correlative formations mapped in the surrounding area. Considering the measured throw, a total volume of around 60 hm^3 is estimated for all the Gozitan paleosinkholes. This figure may be considered as a minimum value for the amount of the material removed by dissolution beneath the foundered blocks. In the contemporaneous sinkholes, the topographic relief is related to subsidence and/or surface lowering due to dissolution. The current geomorphic expression of the paleosinkholes in Gozo is mainly controlled by the relative resistance to erosion of the rock types that crop out inside and outside the subsidence structures. Prominent rounded buttes develop where the rocks capping the downthrown block are more resistant than the country rock. These landforms constitute an example of relief inversion: a butte in an area once forming a submarine karstic depression (Fig. 2A, B). Conversely, large subcircular depressions bounded by steep scarps have formed where the rocks in the collapsed block are more erodible than the surrounding formations (Fig. 2C).

In the Dwejra area, NW coast of Gozo, subcircular depressions have formed by differential erosion of marls and friable limestones collapsed into more resistant limestone (e.g. Qawra and Tal Harrax).

The Qawra structure (Fig. 3), in particular, shows a peculiar “inland sea” connected to the sea through a narrow fault-controlled cave developed in western cliff of the

depression. The paleosinkholes located along the coast have controlled the development of unique subcircular bays surrounded by limestone cliffs (e.g. Dwejra North and Dwejra Bay; Fig. 3). To our knowledge, this type of morphostructures has not been described anywhere else in the world. On the other hand, the Ghajn Abdul mesa (Fig. 3), in the western sector of the Dwejra area, and some buttes located to the east (e.g. The Citadel, Tas Salvatur, Qolla s-Safra), are outliers of collapsed blocks that form a positive relief (relief inversion). In these cases, the top of the scarped hills coincide with foundered plugs, made up of more resistant rocks than the differentially eroded surrounding sediments, mostly composed of marls. In the case of Ghajn Abdul the cumulative subsidence has been estimated in 40 m, whereas the collapsed block forms a hill 60 m high.

4. FINAL CONSIDERATIONS

The paleosinkholes of Gozo have been described in detail from a sedimentological point of view and their origin has been discussed by several authors. However, a comprehensive investigation on their geomorphological and structural characteristics is lacking. Moreover, in our opinion, a satisfactory model for their formation is still pending. The present work brings the Gozitan paleosinkholes to the attention of the karst community. It presents preliminary data from an ongoing field -and cartographic- based investigation aimed at gaining better insight into the origin and subsequent geomorphic development of the collapse structures. Additionally, shedding light on

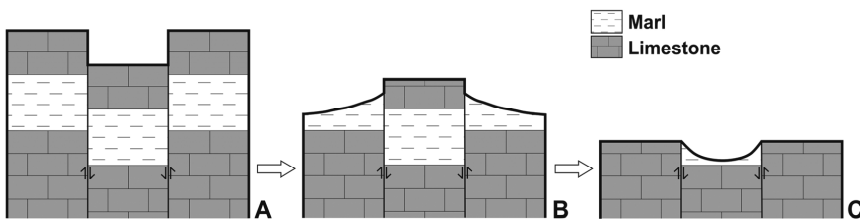


Fig. 2. Scheme illustrating the evolution of the Gozitan collapse morphostructures.

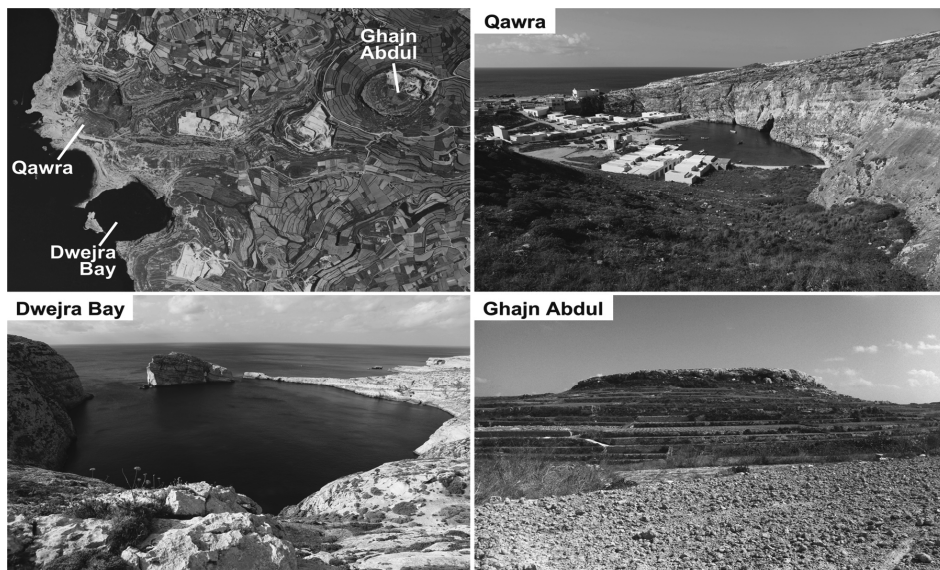


Fig. 3. Aerial photograph of Dwejra area, in the NW coast of Gozo, and images of the most significant examples of the Gozitan paleosinkholes: Qawra depression, Dwejra Bay and Ghajn Abdul mesa.

the relationships between the formation of the paleosinkholes, active tectonics and sea level changes will contribute to the reconstruction of the palaeogeographic evolution of the Maltese archipelago.

Acknowledgements

The research is part of a project of the Euro-Mediterranean Centre on Insular Coastal Dynamics (ICoD) funded by the EUR-OPA Major Hazards Agreement of the Council of Europe (2012-2013) and the CGL2010-16775 project (Spanish Ministry of Science and Innovation and FEDER). J.P. Galve would like to thank the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness for his postdoctoral fellowship. The authors are grateful to Ivan Calleja for his precious suggestions.

REFERENCES

- Bird, E. 2008. *Coastal Geomorphology*. John Wiley & Sons, Chichester, England, 411 pp.
 Calleja, I. 2010. *Solution subsidence structures (dolines) in Malta: their physical development*

and human use. MSc Dissertation, University of Malta, Malta.

- Gutiérrez, F., Guerrero, J. and Lucha, P. 2008. A genetic classification of sinkholes illustrated from evaporite paleokarst exposures in Spain. *Environmental Geology* 53(5), 993-1006.
 Oil Exploration Directorate 1993. *Geological map of the Maltese Islands*. Office of the Prime Minister, Valletta, Malta.
 Paskoff, R. and Sanlaville, P. 1978. Observations géomorphologiques sur les côtes de l'archipel maltais (Geomorphological observations on the coasts of the Maltese archipelago). *Zeitschrift für Geomorphologie* N.F. 22, 310-328.
 Pedley, H. 1974. Miocene sea-floor subsidence and later subaerial solution subsidence structures in the Maltese Islands. *Proceedings of the Geologists' Association* 85(4), 533-547.
 Pedley, H.M. and Bennett, S.M. 1985. Phosphorites, hardgrounds and syndepositional solution subsidence: a palaeoenvironmental model from the Miocene of the Maltese Islands. *Sedimentary Geology* 45(1-2), 1-34.
 Pedley, H.M., Clarke, M.H. and Galea, P. 2002. *Limestone isles in a crystal sea: the geology of the Maltese Islands*. Publishers Enterprises Group, Malta, 109 pp.

EL RELLENO PLEISTOCENO DE LA DEPRESIÓN DE ONDARRE (SIERRA DE ARALAR, GIPUZKOA)

The Pleistocene sedimentary in fill in the Ondarre depression (Aralar Range, Gipuzkoa)

A. Lopetegui Galarraga ⁽¹⁾, J. M. Edeso Fito ⁽¹⁾, J. A. Mujika Alustiza ⁽²⁾

- (1) Escuela Universitaria de Ingeniería de Vitoria-Gasteiz (E.U.I.). C/Nieves Cano, 12. 01006 Vitoria-Gasteiz. UPV-EHU ane.lopetegui@ehu.es
 (2) Facultad de letras de Vitoria-Gasteiz. C/Tomás y Valiente s/n. Vitoria-Gasteiz. UPV-EHU

Abstract: The detrital fill of the fluvio-karstic Ondarre Depression presents an exposed section with a maximum observable thickness of 17.2 m. Deposition took place in two phases; the first from 30,120 ± 248 to 25,434 ± 326 cal. BP (MIS 3) and the second between 15,980 / 15,640 cal. BP and 14,650 / 13,050 cal. BP. The base consists of an alluvial fan made up of a series of longitudinal bars together with flood deposits and abandoned channel fills. This unit is overlain by a fine-grained deposit whose origin seems to be related to a lake that covered most of the depression during a period in which the ponor was clogged. Eventually, the ponor reopened and drained the lake, evacuating sediment through the underground conduit system.

Palabras clave: Pleistoceno, interstadial, abanico aluvial, lago, barras, C-14.

Key words: Pleistocene, interstadial, alluvial fan, lake, bars, C-14.

1. LOCALIZACIÓN

La Depresión de Ondarre se localiza en el sector suroccidental de la Sierra de Aralar (Gipuzkoa) y, más concretamente, entre el cierre periclinal del núcleo Jurásico y el flanco meridional del anticlinal de Aralar, de dirección NE-SW.



Fig. 1. Mapa de situación de la depresión de Ondarre.

2. CARACTERÍSTICAS GENERALES

En esta zona se ha desarrollado una depresión fluvio-kárstica alargada de dirección general N-S. Tiene una longitud de 1275 m, una anchura máxima de 540 m y su fondo está parcialmente colmatado por materiales detríticos de origen aluvial y lacustre, configurando una superficie

relativamente plana e inclinada hacia el N entre 772 y 766 m de altitud. El punto más bajo lo constituye la sima-sumidero de Ondarre, la cual se localiza a 749 m.

Todo el conjunto está drenado por dos pequeños cursos torrenciales permanentes. Uno de ellos, de dirección S-N, se ha encajado en el relleno detrítico discuriendo a lo largo de un estrecho valle que desaparece en el sumidero difuso de Ondarre I. El otro drenaje, alimentado por la surgencia de Ondarre, incide transversalmente el relleno formando un pequeño valle cerrado de más de 16 m de profundidad que desaparece en la sima-sumidero de Ondarre.

Litológicamente se diferencian dos sectores claramente contrastados: la parte centro-septentrional constituida por materiales carbonatados con intercalaciones de margas y margocalizas (Dogger-Malm) y el sector centro-meridional (Jurásico terminal-Barremiense-Aptiense), en el que encontramos conglomerados silíceos, areniscas, margas, lutitas y areniscas arcillosas. Estructuralmente todo el conjunto está afectado por un sistema de fallas de dirección subparalela al eje del anticlinal (NE-SO) junto a otras de dirección NNO-SSE, pudiendo destacar

por su importancia las de Pikoeta y Ondarre.

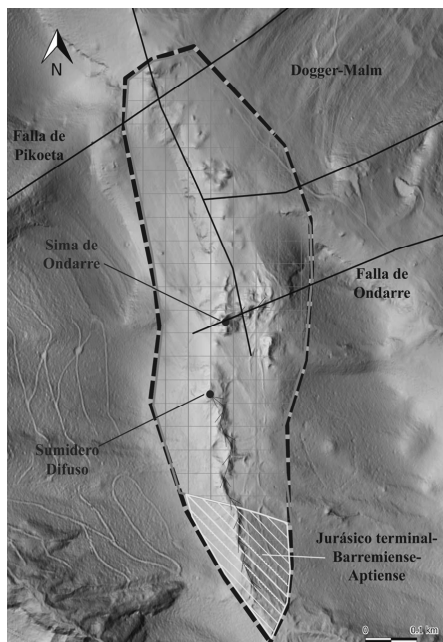


Fig. 2. Modelo sombreado del fondo de la Depresión de Ondarre y representación esquemática de sus características principales.

Las litologías aflorantes determinan que en el sector centro-septentrional se desarrollen importantes formas kársticas, con 17 dolinas con morfología en embudo, diversos sumideros difusos, una sima-sumidero y una pequeña depresión de morfología alargada cuya posición coincide con la Falla de Ondarre. El sector meridional, por el contrario, presenta un modelado esencialmente fluvial.

3. EL RELLENO DETRÍTICO

El fondo de la depresión está colmatado por un importante relleno cuya potencia máxima observable oscila en torno a los 17 m. Los diversos trabajos efectuados ponen de manifiesto la existencia de dos unidades principales:

3.1. Nivel inferior

Abarca la mayor parte del relleno aflorante (15,18 m), presentando geometría

canaliforme, fábrica clasto soportada y, en ocasiones, secuencia granodecreciente. La matriz es arenosa en la zona de la cabecera y areno-limosa en el tramo septentrional. Todo el conjunto está constituido por una serie de barras de gravas masivas clasto soportadas (Gcm) masivas o con estratificación grosera (Gh), cuya génesis está relacionada con un sistemas de canales con circulación hídrica. La fracción gruesa representa entre el 53 y el 82 %. El centil no supera los 7,5 cm y la media se sitúa en 3,5 cm en la cabecera y en 2,61 cm en la parte septentrional más distal, predominando las gravas, entre 2 mm y 2 cm (78 %) sobre los cantos (2 a 24 cm). Es un sedimento heterométrico y polimítico, siendo particularmente abundantes las areniscas y las margas aunque eventualmente también encontramos fragmentos de concreciones ferruginosas y lutitas. Los índices de redondez son bajos/moderados, presentando los materiales huellas evidentes de haber experimentado un transporte mediante flujos turbulentos.

La fracción fina es claramente arenosa (oscila entre el 72 y el 90 %) predominando, en todos los casos, las arenas gruesas (>62 %) lo que determina que el tamaño de grano medio oscile entre las 541,4 y las 895,5 μm . Es un sedimento poco evolucionado, mal clasificado (σ : 1,21/1,42), que ha sufrido un transporte limitado y cuya deposición se produjo en condiciones forzadas tal y como lo pone de manifiesto las curvas acumulativas parabólicas y los histogramas polimodales. La asimetría gráfica inclusiva (Sk_1) es positiva y la angulosidad platicúrtica/mesocúrtica, lo que nos sugiere que la velocidad del agente experimentó fluctuaciones significativas durante la sedimentación.

A medida que nos desplazamos hacia el N, las barras de gravas son más escasas desarrollándose depósitos de desbordamiento, junto a otros vinculados a canales secundarios o a rellenos de canales abandonados.

Éstos últimos tienden a presentar facies masivas o groseramente estratificadas (Gm), observándose en ocasiones una

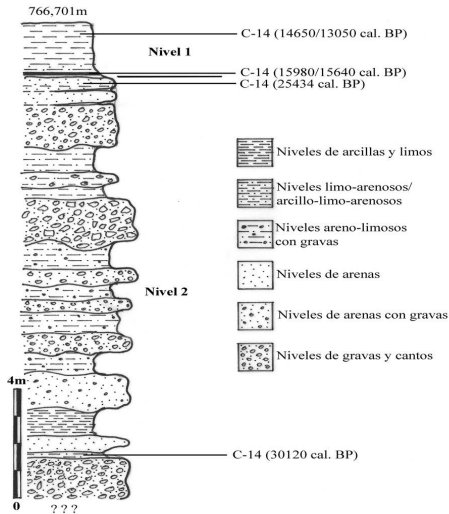


Fig. 3. Características litológicas del relleno de la Depresión de Ondarre.

incipiente estructura cruzada planar (Gp). La fracción gruesa oscila entre el 65 y el 40 %, presentando caracteres similares a los descritos anteriormente. La fracción fina es fundamentalmente areno-limosa o limo-arenosa, fluctuando el porcentaje de arena entre un 23 y un 45 %. Es un sedimento mal clasificado, con histogramas bimodales o polimodales, curvas acumulativas hiperbólicas de tipo sigmoidal bastante tendidas y asimetría gráfica inclusiva (Sk_1) negativa o simétrica. Todo ello nos sugiere que estamos ante un sedimento con escasa madurez textural que ha sufrido un transporte limitado y cuya sedimentación se ha producido en condiciones forzadas. Los depósitos de desbordamiento o de encharcamiento presentan laminación grosera o fina, horizontal o inclinada (Fl, Fsm). En ellos la fracción gruesa es inexistente, predominando las arcillas y los limos, ya que las arenas suponen, en todos los casos, menos del 11% del total analizado. Presentan una selección moderadamente buena, con curvas

hiperbólicas bastante enderezadas e histogramas unimodales. Por último, hemos podido observar algunas facies Ss constituidas por arenas con gravas que se relacionan con el relleno de estructuras erosivas.

Las dataciones efectuadas mediante C-14 ponen de manifiesto que su edad se sitúa entre el 30120 ± 248 y el 25434 ± 326 cal BP, es decir, su deposición se produjo en el marco del evento Heinrich 3 y su posterior atemperamiento climático (Bard et al., 2000; Cacho et al., 1999), lo que apunta hacia unas condiciones climáticas inicialmente frías y húmedas y menos rigurosas después.

3.2. Facies superior

Tras un período de tiempo relativamente prolongado se desarrolla un nivel lacustre que ocupó, al menos, el sector central y septentrional de la depresión. En el seno de esta zona inundada se depositaron alrededor de 2 m de sedimento fino, constituidos por arcillas y limos con cantidades desiguales de arena (entre un 10 y un 22%, disminuyendo ésta de muro a techo). El análisis granulométrico pone de manifiesto que estamos ante un sedimento bien a moderadamente seleccionado (σ_i : 0,55/0,88), que presenta asimetría gráfica inclusiva (Sk_1) negativa y curtosis mesocúrtica o platicúrtica. Los histogramas son bimodales y/o unimodales y las curvas hiperbólicas, tendidas en la base y enderezadas en la parte superior, lo que pone de manifiesto que estamos ante un sedimento evolucionado que ha experimentado un transporte completo y cuya sedimentación fue libre por exceso de carga, predominando la decantación sobre el lavado.

Las dataciones efectuadas mediante C-14 arrojan una edad que oscila entre 15980-15640 y 14650-13050 cal. BP y cal. BP, lo que la situaría entre el Evento Heinrich I y el final del interstadio Böllin/Allerod (Cacho et al., 2001; Rivera, 2004), es decir, en un periodo climático templado.

4. SÍNTESIS Y DISCUSIÓN

A tenor de los resultados obtenidos podemos diferenciar dos secuencias sedimentarias superpuestas, separadas entre sí por un largo período del que apenas tenemos información (el techo del nivel basal presenta una edad de 25434 ± 326 cal BP y la base del nivel superior ha sido datada en torno al 15980-15640 cal BP). La secuencia inferior se atribuye a un abanico aluvial con zonas surcadas por canales activos junto a otras abandonadas o de desbordamiento. El depósito se ha formado a partir del apilamiento vertical de barras generadas mediante corrientes tractivas que transportaban una gran carga de sedimento. Estos canales no estaban confinados moviéndose lateralmente por el fondo de la depresión. Durante su acumulación predominaban condiciones rexiásticas, siendo abundantes los materiales detríticos que llegaban al thalweg desde las laderas próximas. Las dataciones efectuadas mediante C-14 sitúan esta secuencia dentro del evento Heinrich 3, bajo condiciones climáticas frías y húmedas.

Tras un lapso de tiempo prolongado, se desarrolló un nuevo nivel de acumulación constituido únicamente por materiales finos. Las características sedimentológicas del sedimento ponen de manifiesto que estamos ante un nivel lacustre cronológicamente situado entre finales del evento Heinrich 1 y finales del Allerod. Su formación apunta hacia condiciones húmedas y templadas y al cierre de la sima sumidero de Ondarre, lo que favoreció la acumulación de los aportes hídricos que llegaban a la depresión. La reapertura de la sima-sumidero provocó el vaciado parcial y el encajamiento de la actual red hidrográfica de Ondarre, produciéndose la excavación de los dos valles que actualmente inciden el relleno sedimentario. Una reciente datación pone de manifiesto que dicha incisión ya había ocurrido en el 12840-12700 cal. BP (Younger Dryas).

Agradecimientos

El presente trabajo se enmarca dentro del proyecto HAR2008-03976/HIST y ha contado con el apoyo de la Diputación Foral de Gipuzkoa.

REFERENCIAS

- Bard, E., Rostek, F., Turón, J.L. y Gendreau, S. 2000. Hydrological impact of Heinrich events in the subtropical Northeast Atlantic. *Science* 289, 1321-1324.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A. y Shackleton, N. 1999. Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprint in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography* 14, 698-705.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Saffi, L., Shackleton, N.J. y Zahn, R. 2001. Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25.000 years and its connection with the Northern Hemisphere climate changes. *Paleoceanography* 16 (1), 40-52.
- Rivera, A. 2004. Paleoclimatología y cronología del Würm reciente: un intento de síntesis. *Zephyrus* 57, 27-53.

INTERSTRATAL KARSTIFICATION AND LATE QUATERNARY ACTIVE FAULTING IN MOAB COLLAPSE-SALT VALLEY, SE UTAH (USA)

Karstificación intraestratal y actividad cuaternaria de fallas no sismogénicas en Moab valley (Utah)

F. Gutiérrez⁽¹⁾, J. Guerrero⁽¹⁾, R.L. Brunh⁽²⁾, J. McCalpin⁽³⁾, Willis, G.⁽⁴⁾

- (1) Earth Sciences Department, University of Zaragoza, Spain. jgiturbe@unizar.es; fgutier@unizar.es.
 (2) Department of Geology and Geophysics, University of Utah, USA.
 (3) GEO-HAZ Consulting Inc., Crestone (Colorado), USA.
 (4) Utah Geological Survey, Geologic Manager, USA.

Abstract: The Moab valley is a NW-SE trending graben 25 km long and 3 km wide situated in Utah, USA. Its formation is related to the collapse of the crest of a salt anticline due to the interstratal karstification of the evaporitic Paradox Formation. Passive bending of the supra-evaporitic Mesozoic strata has produced a series of NW-SE trending gravitational anticlines and synclines parallel to the axis of the graben on both margins of the valley. The folds are up to 17 km in length, have wavelengths between 50 and 400 m and amplitudes greater than 350 m. Most of the dissolution-induced subsidence is accommodated by dip-slip displacement on swarms of synthetic and antithetic normal faults developed in the hinge and limbs of the folds. A 27 m long and 4.5 m deep trench was excavated in the hanging wall of a 30-40 m throw normal fault at the north-eastern margin of the valley. The stratigraphical relationships observed in the trench indicate episodic displacement. The last faulting event occurred between 2,360 and 2,140 cal. BP.

Keywords: Moab valley, Paradox Formation, interstratal karstification, salt dissolution, collapse.

1. INTRODUCTION

In this work we investigate the structural and geomorphological implications of the collapse of a salt-core anticline in Utah, USA. The main aims of the work include: (1) Characterize the gravitational structures from a structural and geomorphological point of view. (2) Obtain data on the age of the surface gravitational faults. (3) Analyze the kinematics of the faults elucidating whether they have a progressive or continuous displacement regime.

2. GEOLOGICAL SETTING

Moab valley, also called Spanish valley, is a NW-SE trending graben 25 km long and 3 km wide created by the collapse of the supra-evaporitic formations in the crest of a salt-cored anticline. This morphostructural depression is crossed by the Colorado River (superimposed drainage) (Fig. 1). The valley is situated in the eastern and depocentral sector of the Paleozoic Paradox evaporite Basin, SE

Utah. Long-sustained lateral and upward halokinetic flow of the Paradox Formation created a swarm of NW-SE salt anticlines and intervening subsidence synclines (Cater, 1970; Stevenson and Baars, 1986; Doelling, 2000; Gutiérrez, 2004). Boreholes drilled in the bottom of Moab valley reveal that allocthonous evaporites of the Paradox Formation in the core of this salt anticline are locally more than 1500 m thick (Doelling, 2001). The salt beds grade upwards into a karstic residuum (caprock) more than 250 m thick that is devoid of salt and mainly formed by calcium sulphates and shales. Triassic (Moenkopi and Chinle Formations) and Lower Jurassic rocks (Wingate, Kayenta and Navajo Formations) overlie the Paradox Formation on both flanks of the valley. The Mesozoic Formations dip 15° to 30° away from the core of the anticlines and the dip of the strata progressively decreases away from the collapse valley, becoming subhorizontal several hundred of meters away from the salt anticline. Conversely, within the graben, where the

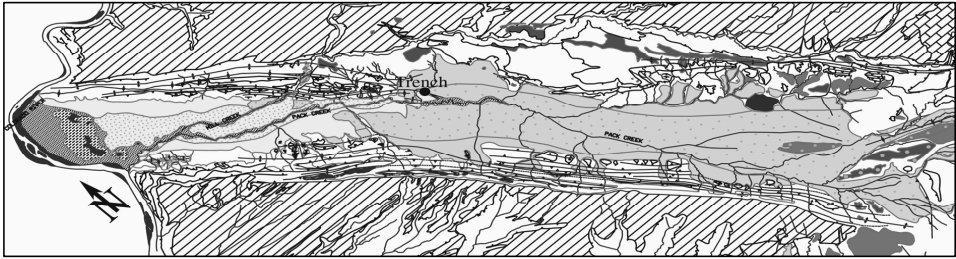


Fig. 1. Geomorphological map of Moab valley indicating the location of the trench. Terraces (T1-T6) are depicted with colored and dotted patterns and pediments with colored plain patterns. T1: Dark green, T2/P2: Dark brown, T3/P3: Light brown, T4/P4: Dark yellow, T5/P5: Light yellow, T6 (floodplain): Dense dots.

gravitational structures caused by evaporitic bedrock is close to the surface, subsidence due to interstratal karstification are abundant and the Mesozoic formations exhibit discordant changes in strike and dip. A mantled pediment deposit correlative to terrace T1, (Woodward Clyde Consultants, 1980) and ascribed by Biggar et al. (1981) to the Older Harpole Mesa Formation, occurs on the northeastern flank of Moab valley. The alluvium has reversed paleomagnetic polarity (Biggar et al. 1981), suggesting an Early Pleistocene-Late Pliocene age. Collapse of the valley started after the deposition of terrace T1, probably during the Early Pleistocene.

Detailed field mapping using aerial photographs and topographic maps 1:24,000 and 1:5,000 in scale, respectively, has allowed us to differentiate a stepped sequence of 6 terrace levels and 4 mantled pediment levels correlative to some of the terraces related to the courses of Mill Creek and Pack Creek. These are the main longitudinal streams that drain Moab valley (Fig. 1). Geomorphic evidence for active dissolution-induced subsidence includes: (a) The longitudinal profiles of the older terraces at the southern end of the valley display anomalous features attributable to evaporite dissolution subsidence including continuous downstream gradient decrease and the abrupt disappearance of the terraces at the edge of the collapse graben.

These anomalies suggest that older terraces converge and slope downstream grading into thickened alluvium that is buried beneath the graben floor. The complex stacking of depositional sequences with buried soils beneath the planar depositional surface of terrace T4 in the central sector of Spanish valley, also suggests overlapping of different terrace deposits due to dissolution-induced subsidence. (b) According to Smith and Goodnight (2005) gravel strath terraces exist along the Colorado River both upstream and downstream of Moab valley, but are absent where the Colorado River crosses Moab valley. The absence of terraces in the valley is related to the aggradation of fluvial fill caused by salt dissolution induced subsidence. The log of a borehole drilled at the northwestern end of the graben (just outside the mapped area) indicates more than 120 m of fluvial gravels and sands resting on caprock, recording the long-sustained subsidence that affected the Colorado River. (c) The existence of elongated to irregular karstic depressions southeast of the Colorado River that host permanent ponds that are fed by shallow water (Fig. 1; Gutiérrez, 2004).

3. MORPHOSTRUCTURAL FEATURES OF MOAB VALLEY

The karstic subsidence of the crest of the salt-cored anticline led to the sagging and

collapse of the overlying strata that became locally buried by more than 100 m thick alluvium beneath the valley bottom. On both margins of the valley, passive bending of the supra-evaporitic Mesozoic strata due to the intrastratal karstification of the Paradox Formation produced a series of NW-SE trending anticlines and synclines parallel to the axis of the graben. The folds are more than 17 km long, have wavelengths between 50 and 400 m and amplitudes greater than 350 m. Most of the subsidence is accommodated by movement on swarms of synthetic and antithetic normal faults developed in the hinge and limbs of the folds. Synthetic faults dip towards the valley graben and have throws of 10 to 100 m, while throw on the antithetic faults is typically 5-20 m, with a maximum of 50 m. This brittle deformation resulted in an intensely brecciated stratigraphic sequence with highly variable strikes and dips. The deformation attenuates towards the south-eastern end of the valley, where the number of normal faults, the vertical throw and the dip of the strata in the fold limbs gradually decrease towards paired monoclines located on both flanks of the valley with inward dips of 20-30°.

Subsidence and the resulting structures are slightly different on opposite valley margins. On the NE flank, the Mesozoic subsidence is primarily accommodated by a sequence of open anticlines and synclines with limbs dipping 5-30°. Locally, the hinges are broken by collapse structures 1 km long and 100 m wide that are bounded by subvertical synthetic and antithetic normal faults. Preservation of the Mill Creek terraces on the hanging wall of a major fault is controlled by dissolution-induced subsidence. Close to the edge of Moab valley, these terraces occur in the hinge of a syncline, but at the entrance to the valley they are located in the hanging wall of a normal fault (Fig. 2).

A gravel pit in the Mill Creek T3 terrace exposes a graben bounded on one side by a secondary antithetic normal fault with a

minimum throw of 2.22 m. The antithetic fault contains a shear zone with reoriented pebbles and cobbles. The plane of the synthetic fault is fractured limestone and igneous pebbles.



Fig. 2. Fault-controlled sedimentation of terrace T3.

Intrastratal dissolution and subsidence is greatest on the western flank of Moab Valley. Ductile down-warping and brittle collapse of the competent Mesozoic sandstone beds has created a sinuous trace monocline and a synform at the margin and bottom of the valley, respectively. The crest of the monocline is cut by a keystone graben that is 11.5 km long and 150 m to 350 m wide with conspicuous geomorphic expression suggesting recent activity. The graben is bounded by a master synthetic fault and a swarm of secondary antithetic oblique faults with en-echelon arrangement that are connected by relay ramps in the step-over zones. Throw on the master fault is more than 200 m in the central sector of the valley and decreases progressively towards both ends. In contrast, the antithetic faults are 150 m to more than 1300 m in length; considerably shorter than the master synthetic fault. Fault throw is 5-50 m and the faults are marked by sackung-like uphill-facing scarps up to 30 m high.

4. TRENCHING

The 27 m long and 4.5 m deep trench was excavated across the hanging wall of the primary normal fault along the eastern flank of the valley. The maximum throw on this fault in its central sector is estimated to be 30-40 m. The fault juxtaposes the Navajo Sandstone against the Kayenta Formation. The trench is oriented N060E and located close to the

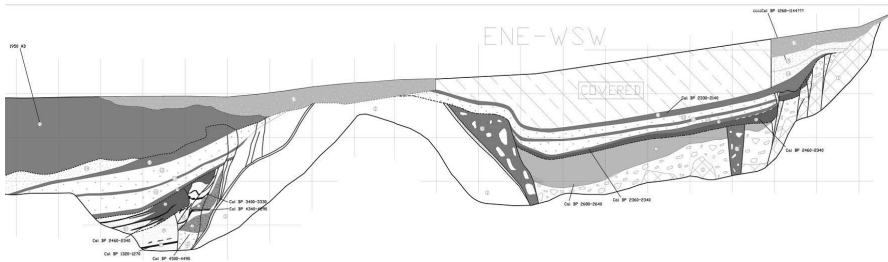


Fig. 3. Simplified log of the trench.

end of the fault scarp, which disappears under the floodplain of Pack Creek. The structures exposed in the trench walls are two grabens separated by a horst. The older stratigraphic units of the sedimentary fill are faulted and confined to the half-graben, while the undeformed younger deposits overlap the truncated and deformed fill in the half-graben and upper-graben. The deformed fill consists of floodplain deposits with interbedded peat layers that grade horizontally and vertically into colluvial and sheet-wash deposits. A total of 17 units are mapped on the trench log allowing us to identify several periods of faulting that occurred 4500-4490 BP and 2330-2140, the latter period bracketing age of the most recent deformation.

5. CONCLUSIONS

The interstratal dissolution of the underlying Palaeozoic evaporites has resulted in the development of series of up to 17 km long NW-SE trending anticlines and synclines parallel to the axis of the graben and swarms of synthetic and antithetic normal faults developed in the hinge and limbs of the folds.

The stratigraphical and structural relationships observed in the trench reveal that faults related to salt dissolution may show an episodic displacement behavior.

Acknowledgements

This research has been possible thanks to Ronald L. Brunh, James McCalpin and Grant Willis. The work has been partially financed by the project CGL2010-16775

(Ministerio de Ciencia e Innovación and FEDER). Jesús Guerrero carried out a post-doctoral scholarship at the University of Utah (funded by the Ministerio de Educación).

REFERENCES

- Biggar, N.E., Harden, D.R. y Gillan, M.L. 1981. Quaternary deposits in the Paradox Basin. En Wiegand, D.L. (Ed.): *Geology of the Paradox Basin*. Rocky Mountain Association of Geologists, Denver, 129-143.
- Cater, F. 1970. Geology of the salt anticline region in southwestern Colorado. *U.S. Geological Survey Professional Paper 637*, 80 pp.
- Doelling, H.H. 2000. Geology of Arches National Park, Grand County, Utah. En Sprinkel, D.A., Chidsey, T.C. y Anderson, P.B. (Eds.): *Geology of Utah's Parks and Monuments*. Utah Geological Association Publication, 28, 11-36.
- Doelling, H.H. 2001. Geologic map of the Moab and eastern part of the San Rafael Desert 300/600 quadrangles, Grand and Emery Counties, Utah, and Mesa County, Colorado. Utah Geological Survey.
- Gutiérrez, F. 2004. Origin of the salt valleys in the Canyonlands section of the Colorado Plateau. Evaporite-dissolution collapse versus tectonic subsidence. *Geomorphology* 57, 423-435.
- Smith, G.M. y Goodknight, C.S. 2005. Quaternary salt dissolution in the Moab-Spanish Valley, UT; Pleistocene and Holocene evidence. *Abstracts with Programs, Geological Society of America*, 37, 6.
- Stevenson, G.M. y Baars, D.L. 1986. The Paradox, a pull-apart basin of Pennsylvanian age. En Peterson J.A. (Ed.): *Paleotectonics and sedimentation in the Rocky Mountain Region, United States*. American Association of Petroleum Geology. 513-539.
- Woodward-Clyde Consultants. 1980. *Geology of the Paradox Basin study region*. Prepared for Battelle Memorial Institute. Office of nuclear Waste Isolation.

MICROFORMAS DE EROSIÓN POR CIANOBACTERIAS EN ROCAS CARBONATADAS LITORALES Y SU RELACIÓN CON PARÁMETROS AMBIENTALES (MALLORCA, MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL)

Erosional microforms by cyanobacteria on carbonate rocky coasts and their relationship with environmental features (Mallorca, Western Mediterranean)

F. Pomar ⁽¹⁾, J.J. Fornós ⁽¹⁾, L. Gómez-Pujol ^(1,2), L. del Valle ⁽¹⁾

- (1) Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears. Ctra. de Valldemossa km 7,5 07122 Palma (Illes Balears). xisco.pomar@uib.cat
(2) SOCIB, Balearic Islands Coastal Observing and Forecasting System. ParcBit, Ctra. de Valldemossa km 7,4 07122 Palma (Illes Balears)

Abstract: This study deals with the distribution and morphometry of microforms developed by cyanobacteria colonies on limestone rock surfaces and their relationship with environmental factors. The presence of cyanobacteria colonies and the associated erosive forms has been characterized across a small peninsula (*ca.* 1 ha) on the NE coast of Mallorca. The results highlight some distribution patterns of these microforms, with a preferential location in areas sheltered from prevailing winds and waves (storms) and according to insolation. Major controls on micromorphologies location and development are the microrelief and the medium-scale structural control (*i.e.* joints, rock dipping). Morphometric analyses show that erosional basins related to cyanobacteria colonies have a diameter twice the depth and a trend towards a greater horizontal development.

Palabras clave: alteración biológica, biogeomorfología, costa rocosa

Key words: biological rock decay, biogeomorphology, rocky coast

1. INTRODUCCIÓN

Uno de los procesos reconocidos ampliamente en la bibliografía existente sobre la alteración y erosión de las costas rocosas, especialmente en las de naturaleza calcárea, es la alteración del roquedo asociada a la colonización por parte de microorganismos: algas, hongos y líquenes (Jones, 2000; Naylor y Viles, 2002). Estos microorganismos suelen utilizar diferentes estrategias vitales para la colonización de la superficie de la roca que pueden resultar en efectos erosivos (Naylor y Viles, 2002; Pohl y Schneider, 2002; Hoppert et al., 2004). Además, las condiciones ambientales tales como la incidencia del oleaje, viento o insolación, determinan sus estrategias (Jones, 2000; Spencer y Viles, 2002; Palmer et al., 2003).

Una de las típicas comunidades de microorganismos que ejercen una acción directa sobre la roca carbonatada son las

cianobacterias. Sus colonias generan una pátina biológica o biofilm que cubre la superficie y los primeros milímetros de la roca, traduciéndose en la aparición de pequeñas galerías y microcavidades que aumentan la porosidad de la roca (Gorbushina et al., 2000; Pohl y Schneider, 2002; Hoppert et al., 2002). Como resultado se acaban generando unas microformas características de erosión del roquedo.

El presente trabajo aborda la descripción morfológica y espacial de las microformas producidas por colonias de cianobacterias, así como la caracterización de la alteración del roquedo desde el punto de vista de los procesos que controlan el desarrollo de las mismas. De esta manera se podrán identificar los factores que controlan el desarrollo de las colonias y por tanto de las propias microformas.

2. ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio se encuentra en una pequeña península al NE de la isla de Mallorca. Sus dimensiones son 150 m de longitud y unos 80 m de anchura, mostrando una forma alargada que sigue la dirección NNE–SSW. Presenta una topografía muy irregular, con un acantilado prácticamente vertical en su vertiente E en torno a los 16 m de altura y una vertiente W con un relieve más suavizado que desciende hasta el mar formando un escalón inclinado de unos 5 metros de altura. La litología a lo largo del área de estudio es homogénea, consiste en calizas arenosas del Cretácico inferior, con un alto grado de fracturación y una estratificación inclinada con una potencia que va de unos pocos decímetros hasta casi un metro (ITGE, 1991; Fornós et al., 2006). La intersección de la estratificación, fracturación y topografía irregular permite observar planos colonizados con diferentes inclinaciones y orientaciones.

La precipitación media anual es de 616 mm, la humedad ambiental media se sitúa en 62,7% y la temperatura media anual es de 19,4 °C. Como vientos predominantes destacan los de componente NNW y SE. Atendiendo a los datos de la red WANA de Puertos del Estado el oleaje predominante en la zona procede básicamente de componente N, la cual también agrupa las mayores alturas de ola entre 1–2 m. En segundo lugar, cabe mencionar el oleaje procedente de componente E que agrupa las olas no superiores a 1 m de altura.

3. MATERIALES Y MÉTODOS

Se ha realizado un muestreo siguiendo dos perfiles longitudinales sobre la zona de estudio (Fig. 1), tomando datos sobre 33 puntos de muestro. En cada uno de ellos se ha definido un área de 20 x 20 cm y se ha cuantificado el número de colonias de cianobacterias. Asimismo, se ha caracterizado su morfometría tomando medidas de diámetro máximo y

profundidad máxima (en mm) de cada una de las microdepresiones, así como ángulo de inclinación, dirección y orientación de cada punto de muestreo. Se han tomado fotografías cenitales de cada área para su posterior análisis mediante software específico de análisis de imágenes con el fin de obtener valores de superficie de cobertura de las colonias. Finalmente, se han obtenido muestras de roca colonizada para su observación mediante microscopio electrónico (SEM).

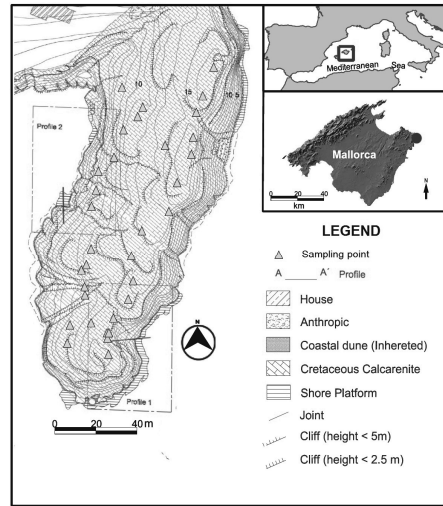


Fig. 1. Mapa de localización de los puntos de muestreo sobre el área de estudio.

4. RESULTADOS

Las microformas asociadas a las colonias de cianobacterias estudiadas presentan un aspecto en forma de pequeña cubeta de planta circular y de fondo suave y romo (Ford y Williams, 2007; Gómez-Pujol y Fornós, 2009; Gómez-Pujol et al., 2011). Sus dimensiones modales son de orden milimétrico, aunque pueden aparecer individualizadas o coalescentes debido a su desarrollo evolutivo generando unas formas de mayores dimensiones (Fig. 2). En total se ha procedido al análisis morfométrico de 382 microformas. El diámetro más frecuente en las muestras estudiadas es 4 mm, cubriendo un rango

entre 1,12 mm y 23,17 mm, siendo el valor

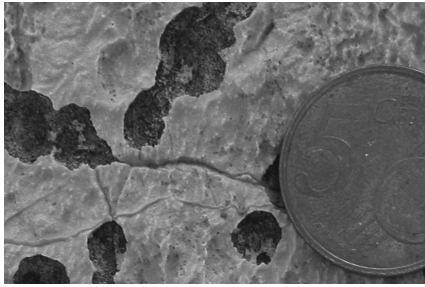


Fig. 2. Microformas generadas por las colonias de cianobacterias sobre la superficie de la roca.

medio 6,49 mm (Fig. 3). La profundidad más frecuente es 1 mm, apareciendo valores que oscilan en un rango de 0,05 mm y 13,25 mm (Fig. 4). El valor medio de profundidad observado ha sido 2,46 mm.

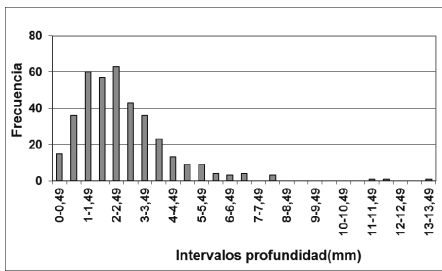


Fig. 3. Distribución de los diámetros de las microformas.

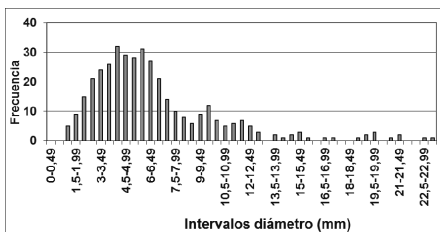


Fig. 4. Distribución de las profundidades de las microformas.

La relación diámetro/profundidad indica si el desarrollo de las mismas tiende a ser horizontal (valores >1) o en vertical (valores próximos a 0). De esta manera, el

valor más habitual para el indicador de diámetro vs profundidad es de 2, registrándose para el 85% de los puntos de muestreo. No aparece ningún valor inferior a 1 a lo largo del área de estudio.

La distribución de la presencia de las microformas se puede describir a partir de la orientación que presentan los planos colonizados tratados en este estudio. Destaca el poco o nulo desarrollo de microformas en los planos orientados hacia el S y SE. La mayor densidad y desarrollo de las formas se encuentra en planos orientados hacia el W, NW y N. Otra variable que condiciona la distribución y presencia de las microformas es la presencia de fracturas. Los puntos de muestreo con mayor grado de fracturación en la roca presentan densidades y desarrollos mayores de formas y colonias de cianobacterias.

Por otra parte, se ha observado un gradiente longitudinal de desarrollo de las microformas a lo largo del área de estudio. Las formas más desarrolladas aparecen en el extremo Sur, disminuyendo progresivamente su desarrollo en dirección hacia el Norte. De esta manera se entiende que la topografía del área de estudio condiciona el desarrollo de las microformas, ya que el extremo sur, donde el desarrollo de las formas es máximo, corresponde a la zona con el relieve más suave, lo que permite el aporte de humedad por parte del oleaje (Palmer et al., 2003). Por el contrario, la presencia de un acantilado hacia el extremo Norte genera un efecto de protección del oleaje predominante y por tanto reduce el aporte de humedad.

5. CONCLUSIONES

Los resultados expuestos en este trabajo ponen de manifiesto cómo el desarrollo de las microformas asociadas a las colonias de cianobacterias siguen unos patrones controlados por factores ambientales, topográficos y estructurales. Las orientaciones de la superficie de la roca

con un mayor desarrollo de las microformas asociadas a las colonias de cianobacterias son W, NW y N; coincidiendo con las zonas más protegidas de los vientos y oleaje predominantes y de la insolación directa. Además, el extremo Sur, donde tiene lugar el máximo desarrollo de formas, se corresponde con el relieve más suave, lo que permite el aporte de humedad por parte del oleaje, mientras que el extremo Norte, con menor desarrollo de formas, presenta un relieve más abrupto que genera un efecto de protección de los vientos predominantes pero también reduce el aporte de humedad del oleaje. Las zonas más fracturadas también registran mayores desarrollos de las formas ya que las fracturas y el microrelieve permiten la conservación de la humedad y por tanto las formas tienden a disponerse siguiendo las fracturas y/o discontinuidades del roqueado.

Agradecimientos

El presente estudio ha sido realizado gracias a la financiación del programa FPI-MICINN y forma parte del proyecto de investigación financiado por el MICINN CGL2010-18616.

REFERENCIAS

- Ford, D. y Williams, P. 2007. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. Wiley, Chichester, 562 pp.
- Fornós, J.J., Pons, G.X., Gómez-Pujol, L., y Balaguer, P. 2006. The role of biological processes and rates of downweathering due to organisms on Mallorca carbonate coasts (western Mediterranean). *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl.* 144, 161-181.
- Gómez-Pujol, L. y Fornós, J.J. 2009. Coastal karren in the Balearic Islands. En Ginés, A., Knez, M., Slabe, T. y Dreybrodt, T. (Eds.): *Karst rock features. Karren sculpturing*. Založba ZRC Publishing, Ljubljana, 487-502.
- Gómez-Pujol, L., Fornós, J.J. y Pomar, F. 2011. El karren litoral a les Illes Balears. *Endins* 35, Mon. Soc. Hist. Nat. Balears 17, 69-84.
- Gorbushina, A.A., Wolfgang, E. y Krumbein, E. 2000. Subaerial microbial mats and their effects on soil and rock. En Riding, R.E. y Awramik, S.M. (Eds.): *Microbial Sediments*. Springer, Berlin, 161-170.
- ITGE. 1991. *Mapa geológico 1:50.000. ARTA*. Hoja 672.
- Hoppert, M., Berker, R., Flies, C., Kämper, M., Pohl, W., Scheneider, J. y Ströbel, S. 2002. Biofilms and their extracellular environment on geomaterials: methods for investigation down to nanometre scale. En Siegesmund, S., Weiss, T. y Vollbrecht, A. (Eds.): *Natural stone, weathering phenomena, conservation strategies and case studies*. Geological Society, London, Special Publications 205, 207-215.
- Hoppert, M., Flies, C., Pohl, W., Günzl, B. y Schneider, J. 2004. Colonization strategies of lithobiontic microorganisms on carbonates rocks. *Environmental Geology* 46, 421-428.
- Jones, B. 2000. Microbial sediments in tropical karst terrains: a model based on the Cayman Islands. En Riding, R.E. y Awramik, S.M. (Eds.): *Microbial Sediments*. Springer, Berlin, 171-178.
- Naylor, L.A. y Viles, H.A. 2002. A new technique for evaluating short-term rates of coastal bioerosion and bioprotection. *Geomorphology* 47, 31-44.
- Palmer, M., Fornós, J.J., Balaguer, P., Gómez-Pujol, L., Pons, G.X. y Villanueva, G. 2003. Spatial and seasonal variability of the macro-invertebrate community of a rocky coast in Mallorca (Balearic Islands): implications for bioerosion. *Hydrobiologia* 501, 13-21.
- Pohl, W. y Schneider, J. 2002. Impact of endolithic biofilms on carbonate rock surfaces. En Siegesmund, S., Weiss, T. y Vollbrecht, A. (Eds.): *Natural stone, weathering phenomena, conservation strategies and case studies*. Geological Society, London, Special Publications 205, 177-194.
- Spencer, T. y Viles, H. 2002. Bioconstruction, bioerosion and disturbance on tropical coasts: coral reefs and rocky limestone shores. *Geomorphology* 48, 23-50.

SESIÓN VIII. PROCESOS FLUVIALES

CAMBIOS DE USOS DEL SUELO Y EVOLUCIÓN MORFOLÓGICA EN LA RAMBLA DE CERVERA (1946-2006). C. Sanchis Ibor, F. Segura Beltrán, V. Garófano-Gómez. **Land use changes and sediment dynamics in the Rambla de Cervera (1946-2006).**

DINÁMICA RECIENTE DE BARRAS Y CANALES EN UN RÍO EFÍMERO: LA RAMBLA DE CERVERA. F. Segura Beltrán, C. Sanchis Ibor. **Recent channel and island dynamics in an ephemeral stream: the Rambla de Cervera.**

CONTROLES CLIMÁTICOS Y AMBIENTALES EN LOS REGISTROS DE PALEOAVENIDAS DE LA RAMBLA DE LA VIUDA (CASTELLÓN). M.J. Machado, G. Benito, M.T. Rico, Y. Sánchez-Moya, A. Sopeña. **Climatic and environmental changes recorded on palaeoflood deposits of Rambla de la Viuda (Castellón).**

RÉGIMEN FLUVIAL, FRECUENCIA E HIDROLOGÍA DE PALEOINUNDACIONES EN EL RÍO SEGURA (HOLOCENO SUPERIOR, SE DE ESPAÑA). F. García-García, P. Bohorquez, C. Martínez-Sánchez, F. Pérez-Valera, L.A. Pérez-Valera. **Fluvial regime changes, frequency and hydrology of Late Holocene palaeofloods in the Segura River (SE of Spain).**

ANÁLISIS VOLUMÉTRICO DE SEDIMENTOS ALUVIALES EN LOS DELTAS DE LOS RÍOS AARE Y LÜTSCHINE (SUIZA) DURANTE EL HOLOCENO TARDÍO. F. Carvalho, L. Schulte. **Volumetric analysis of alluvial plain sediments in the Aare and Lütchine deltas (Switzerland) during late Holocene.**

RECONSTRUCCIÓN DE LA DINÁMICA HISTÓRICA DEL LECHO DEL RÍO AAR EN EL VALLE HASLI (ALPES SUIZOS). J. Llorca Ballester, L. Schulte, F. Carvalho. **Reconstruction of historical dynamics of the Aare channel in Hasli Valley (Swiss Alps).**

UNA NUEVA METODOLOGÍA PARA LA RECONSTRUCCIÓN DE CAUDALES DE AVENIDAS A PARTIR DE LA INFORMACIÓN CONTENIDA EN LOS ÁRBOLES INCLINADOS DE LAS MÁRGENES FLUVIALES. J.A. Ballesteros Cánovas, J.M. Bodoque, A. Díez-Herrero, V. Ruiz-Villanueva. **A new methodology for peak discharge estimation using tilted trees on floodplain.**

WOODY IBER: UN NUEVO MODELO HIDRODINÁMICO BIDIMENSIONAL PARA LA SIMULACIÓN DEL TRANSPORTE DE DETRITOS LEÑOSOS (*WOODY DEBRIS*) EN RÍOS. V. Ruiz Villanueva, E. Bladé Castellet, M. Sánchez Juny, B. Martí, J.M. Bodoque del Pozo, A. Díez Herrero. **Woody Iber: new 2D hydrodynamic model to simulate the transport of wood in rivers.**

DINÁMICA MORFO-SEDIMENTARIA DEL TRAMO MEDIO DEL RÍO SEGRE: EVOLUCIÓN HISTÓRICA Y EFECTOS ANTRÓPICOS. J. Tuset, A. Cangros, R.J. Batalla, D. Vericat. **Morpho-sedimentary dynamics of middle river Segre segment: historical evolution and anthropogenic effects.**

MONITORING CHANNEL CHANGE IN GRAVEL BED RIVERS: HYPERSCALE SURFACE MODELLING BY MEANS OF TERRESTRIAL LASER SCANNING. D. Vericat, J. Brasington, J. Wheaton, R. Williams, I. Rychkov. **Cambios topográficos en lechos de ríos de gravas: obtención de modelos topográficos de múltiple escala a partir de láser terrestre.**

SEGUIMIENTO GEOMORFOLÓGICO TRAS LA DEMOLICIÓN DE LA PRESA DE MENDARAZ (RÍO URUMEA, GIPUZKOA). A. Ollero, V. Acín, D. Ballarín, E. Díaz, D. Granado, A. Ibisate, D. Mora. **Geomorphic monitoring after Mendaraz dam removal (Urumea River, Gipuzkoa).**

FLUSHING FLOWS IN THE LOWER EBRO. AN APPRAISAL OF PROCESSES AND MANAGEMENT. R.J. Batalla, D. Vericat, A. Palau. **Crecidas de mantenimiento en el Bajo Ebro. Evaluación de procesos y gestión.**

LA CONTRIBUCIÓN DE LOS EVENTOS DIARIOS MÁXIMOS AL TRANSPORTE DE SEDIMENTO EN CUENCAS. ¿CUÁNTO TIEMPO DEBEMOS MUESTREAR? J.C. González-Hidalgo, E. Nadal-Romero, R.J. Batalla, M. de Luis. **Largest daily event contribution to sediment transport in catchment. How long we should measure?**

ESCORRENTÍA Y PRODUCCIÓN DE SEDIMENTO EN CRECIDAS DE UNA CUENCA MEDITERRÁNEA CON DOS DIFERENTES USOS DEL SUELO. E. Pacheco, J. Farguell, X. Úbeda, L. Outeiro, A. Miguel. **Runoff and sediment production in a mediterranean basin under two different land uses.**

ESTUDIO DE LAS FUENTES DE SEDIMENTO Y EL ALMACENAMIENTO DE SEDIMENTO FINO EN LA CUENCA DEL RÍO ISÁBENA. J.A. López-Tarazón, J. Estrany, H. Smith. **Study of the sediment sources and fine-sediment storage in the Isábena River basin.**

EMPLEO DE TRAZADORES PARA LA ESTIMACIÓN DE TASAS DE TRANSPORTE DE SEDIMENTO COMO CARGA DE FONDO EN EL RÍO PIGÜEÑA (ASTURIAS). D. Vázquez, R. Menéndez, M. Fernández, J. Crespo. **Use of tracers for bedload transport rates estimations (Pigüeña River, Asturias).**

EVALUACIÓN DE LOS IMPACTOS GEOMORFOLÓGICOS DE UNA CRECIDA DE MANTENIMIENTO EN EL TRAMO BAJO DEL EBRO. A. Tena, L. Ksiazek, D. Vericat, R.J. Batalla. **Assessing the geomorphic effects of a flushing flow in the lower Ebro River.**

CARACTERIZACIÓN GRANULOMÉTRICA DE BARRAS SEDIMENTARIAS EN LA ZONA DE CONFLUENCIA DE LOS TRAMOS BAJOS DE LOS RÍOS ARGA Y ARAGÓN (NAVARRA). A. Ibisate, J.P. Martín-Vide, E. Díaz, C.M. Baldissoni, V. Acín, D. Granado, A. Ollero. **Grain size characterization of fluvial sediment bars in the confluence of the lower reaches of Arga and Aragón Rivers (Navarre).**

BALANCE SEDIMENTARIO EN EL CAUCE DEL PALANCIA A PARTIR DE DATOS LIDAR (2003-2009). F. Segura Beltrán, T. Hermosilla, J.E. Pardo-Pascual, C. Sanchis Ibor. **Sedimentary budget in the Palancia River channel from LiDAR data (2003-2009).**

CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA: HERRAMIENTA DE ANÁLISIS DE LA DINÁMICA FLUVIAL EN RÍOS ALUVIALES. A. Ibisate, V. Acín, E. Díaz, D. Granado, A. Ollero. **Geomorphological cartography: A tool for the analysis of fluvial dynamics in alluvial rivers.**

FLUSHING FLOWS EFFECTIVENESS: AN INTEGRATED MONITORING DESIGN FOR LARGE REGULATED RIVERS. D. Vericat, R.J. Batalla, A. Palau. **Análisis de la efectividad de crecidas de mantenimiento: Diseño de una metodología integrada para grandes ríos regulados.**

APROXIMACIÓN A LAS TASAS DE PRODUCCIÓN DE SEDIMENTO MEDIANTE EL CUBICAJE DE DIQUES DE RETENCIÓN EN RÍOS MEDITERRÁNEOS EFÍMEROS. X. Rodríguez-Lloveras, G. Bussi, Y. Sánchez Moya, A. Sopeña, F. Francés, G. Benito. **Approach to the sediment production rates through the check dams retention capacity in ephemeral Mediterranean rivers.**

CAMBIOS MORFOLÓGICOS Y DE VEGETACIÓN DE RIBERA EN EL TRAMO BAJO DEL RÍO EBRO DURANTE EL SIGLO XX. J. Sabaté, D. Vericat, R.J. Batalla. **Morphological and riparian vegetation changes in the lower Ebro River during the twentieth century.**

BALANCE DE SEDIMENTOS EN UNA CUENCA ALTAMENTE DINÁMICA: EL RÍO ISÁBENA. J.A. López-Tarazón, R.J. Batalla, D. Vericat. **Sediment budget of a highly dynamic catchment: the Isábena River.**

BALANCE SEDIMENTARIO DE UN RÍO MEDITERRÁNEO ALTAMENTE REGULADO. A. Tena, R.J. Batalla, D. Vericat. **Reach scale suspended sediment balance in a large Mediterranean river.**

EFFECTOS DE UNA EXTRACCIÓN SEVERA DE GRAVAS SOBRE LA GEOMORFOLOGÍA, LA MOVILIDAD DEL LECHO Y LA DISTRIBUCIÓN DE HÁBITATS EN EL RÍO ÉSERA. G. Lobera, J.A. López-Tarazón, R.J. Batalla, D. Vericat. **Effects of a severe gravel extraction over geomorphology, bed-mobility and habitat distribution in the Ésera River.**

ACUMULACIÓN DE SEDIMENTO FINO EN EL LECHO DEL RÍO ISÁBENA. REPERCUSIÓN SOBRE EL BALANCE DE SEDIMENTOS. G. Piqué, J.A. López-Tarazón, R.J. Batalla. **Fine sediment accumulation on the Isábena river bed. Impact over the sediment budget.**

EXPORTACIÓN DE SEDIMENTO EN SUSPENSIÓN Y EN DISOLUCIÓN DE LA CUENCA DEL RÍO FOIX Y ANÁLISIS DE LOS EFECTOS DEL EMBALSE DE FOIX SOBRE EL TRANSPORTE. M. Borràs, J. Farguell, R.J. Batalla. **Suspended and dissolved sediment export of the river Foix basin and analysis of the dam effects on the transport.**

SEGUIMIENTO DEL TRANSPORTE DEL SEDIMENTO EN SUSPENSIÓN EN LA RED FLUVIAL DEL ALTO TAJO. C. Martín-Moreno, I. Zapico Alonso, J.B. Laronne, J.F. Martín Duque, J.M. Nicolau. **Monitoring of suspended sediment transport into the Upper Tagus fluvial network.**

CAMBIOS DE USOS DEL SUELO Y EVOLUCIÓN MORFOLÓGICA EN LA RAMBLA DE CERVERA (1946-2006)

Land use changes and sediment dynamics in the Rambla de Cervera (1946-2006)

C. Sanchis Ibor⁽¹⁾, F. Segura Beltrán⁽²⁾, V. Garófano-Gómez⁽³⁾

(1) Centro Valenciano de Estudios del Riego (CVER), Universitat Politècnica de València. csanchis@hma.upv.es

(2) Departament de Geografia, Universitat de València

(3) Institut d'Investigació per a la Gestió Integrada de Zones Costaneres (IGIC), Universitat Politècnica de València

Abstract: The Rambla Cervera basin has undergone important land use changes throughout the last 60 years. During the period 1946-2006, the depopulation processes and the crisis of traditional agriculture caused crops abandonment and revegetation processes in this basin. This work has monitored these land use changes through photointerpretation and mapping of five series of aerial photographs, analyzing separately three basin sectors to understand the land cover evolution pattern. The results show the magnitude of the change process, which has negatively affected sediment balances and has provoked incision in the river channel.

Palabras clave: cambios de usos del suelo, incisión fluvial, abandono de cultivos, revegetación, fotointerpretación

Key words: land use changes, river incision, abandonment of crops, revegetation, photointerpretation

1. INTRODUCCIÓN

La Rambla de Cervera es un río efímero situado al norte de la provincia de Castellón. Presenta una cuenca no regulada de 339'6 km² y una longitud aproximada de 44 km. Tiene su origen en las estribaciones ibéricas del Turmell, a 1.160 msnm y desemboca al mar en Benicarló, después de atravesar una alternancia de horsts calcáreos y grabens finiterciarios rellenos de material detrítico cuaternario. La precipitación media de la cuenca oscila entre 480 y 700 mm.

Desde mediados del siglo XX, la rambla ha experimentado un notable estrechamiento del cauce y una acusada incisión. Este tipo de procesos recientes, comunes en otros cursos mediterráneos españoles, han sido asociados a diversos factores antrópicos y naturales (Batalla, 2003; Beguería et al., 2006; Boix et al., 2007; Martín Vide et al., 2010; García Ruiz, 2010).

El objetivo de este trabajo es caracterizar los cambios de usos del suelo de las últimas décadas en la cuenca, con objeto de identificar una posible correlación entre éstos y los cambios morfológicos de la

rambla

2. METODOLOGÍA

El seguimiento y análisis de los cambios de usos del suelo ha requerido diversas series de fotografías aéreas y ortoimágenes realizadas entre 1946 y 2006 (Tabla 1).

Tabla 1. Características de las imágenes empleadas

Año	Tipo	Escala	Institución	Pixel (m)
1946	Fotografía aérea (b/n)	1/43.000	Ministerio de Defensa (CECAF)	1
1956	Fotografía aérea (b/n)	1/33.333	Ministerio de Defensa (CECAF)	1,15
1977	Fotografía aérea (b/n)	1/18.000	Ministerio de Agricultura (IRYDA)	0,60
1991	Fotografía aérea (b/n)	1/25.000	Instituto Cartográfico Valenciano	0,85
2006	Ortofoto (color)	1/5.000	Instituto Cartográfico Valenciano	0,50

Para ello fue preciso realizar el escaneado y georreferenciación de los cuatro vuelos de fotografía aérea, mediante el software ArcGISTM version 9.3 (ESRI, Redlands, California, 2009), utilizando las ortoimágenes como referencia.

Se distinguieron y digitalizaron a escala 1:5.000 ocho tipos de usos del suelo (i) áreas urbanas; (ii) bosques, carrascales, pinares y mixtos; (iii) matorral; (iv) cultivos herbáceos de secano; (v) cultivos arbóreos de secano, principalmente olivares; (vi) cultivos de regadío, casi exclusivamente citrícola; (vii) cauces; y (viii) roca madre y suelos desnudos o escasamente vegetados.

Para facilitar el análisis se distinguieron tres subcuencas con características físicas y usos antrópicos contrastados: (i) alta, relieves calcáreos de cabecera y fosa de Catí; (ii) media, coincidente con el graben o fosa Media; y (iii) baja, sierras litorales y llanura costera.

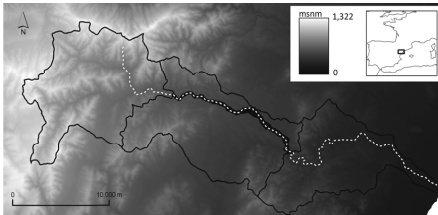


Fig. 1. Cuenca y subcuencas de la Rambla de Cervera. Destacado en negro el tramo de estudio morfológico.

Con idéntico fin y para contrastar la consistencia de los resultados se elaboraron matrices de confusión (Congalton y Mead, 1983) en los tres sectores y en el conjunto de la cuenca para todos los periodos analizados. Para ello los mapas vectoriales fueron convertidos a formato raster con una resolución de pixel de 50 m. A partir de la matriz de confusión se calcularon dos índices, el CCI (porcentaje de coincidencia de celdas clasificadas en el mismo uso del suelo entre mapas comparados) y kappa de Cohen (Cohen, 1960), que compara la proporción de resultados observados con los esperados, entendidos estos como los obtenidos al azar.

Los cambios en la anchura del canal se midieron cada 500 m, en un tramo de 16.5 km de la cuenca media. La incisión se cuantificó comparando con el tálveg actual las superficies inalteradas desde 1946, mediante un levantamiento topográfico con

GPS-RTK, en un tramo de 5'5 km de la cuenca media.

3. RESULTADOS

3.1. Cambios de usos del suelo

En el conjunto de la cuenca, se observa un incremento notable de la superficie de bosque y matorral a lo largo de todo el periodo de estudio. Éstas ocupaban 3.847 y 11.237 ha respectivamente en 1946 y alcanzan 8.372 ha y 14.405 ha en 2006. Este avance (33%) se produce a costa de los cultivos leñosos y herbáceos, que pasan de 17.328 ha a 9.120 ha en las seis décadas analizadas (-45%) (fig. 2).

Estos procesos de revegetación se han producido con distinto ritmo e intensidad en los diferentes sectores de la cuenca. En las tres subcuencas, los resultados de las matrices dieron los menores coeficientes k de Cohen, indicativos de las mayores tasas de cambio, para el periodo 1956-1977, etapa que supone el intervalo temporal más amplio entre las series de imágenes analizadas.

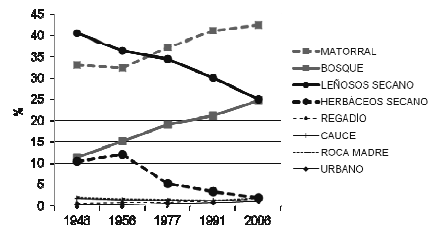


Fig. 2. Cambios de usos del suelo del conjunto de la cuenca (1946-2006).

3.1.1. Cuenca alta

Más de la mitad de la superficie (6.716 ha) estaba ocupada en la década de los cuarenta por un matorral claro (fig.3). Estas formaciones y los bosques (3.211 ha) sumaban el 85% de la superficie. Se observa un proceso de revegetación, patente tanto en la aparición de masas boscosas, como en una densificación del estrato arbustivo. En consecuencia, en 2006, el bosque se había convertido en el principal uso del suelo (6.346 ha) frente al

matorral (4.535 ha). El resto de usos, que apenas representaban el 15% en 1946, han descendido hasta el 7% en 2006. Cabe destacar la caída de los cultivos herbáceos en el periodo 1956-1977, observada también en otros sectores de la cuenca.

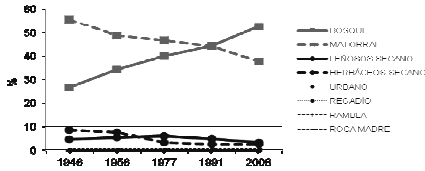


Fig. 3. Cambios de usos del suelo en la cuenca alta.

3.1.2. Cuenca media

El principal uso del suelo en esta subcuenca en 1946 eran los cultivos leñosos de secano, principalmente el olivar, a los que se destinaban 6.553 ha (52% del total). Esta actividad agrícola ha experimentado un descenso moderado hasta el 39% (fig. 4). Se trata de una tendencia irregular. Se observa un descenso brusco entre 1946 y 1956, debido a un abandono de explotaciones de montaña y a la expansión de los cultivos cerealistas por las necesidades de abastecimiento de la posguerra.

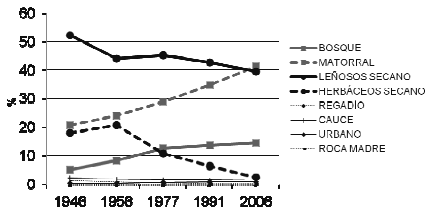


Fig. 4. Cambios de usos del suelo en la cuenca media.

Posteriormente los cultivos herbáceos experimentan una fuerte caída, pasando de las 2.591 ha de 1956 a apenas 325 en 2006. El desarrollo del matorral y el bosque a costa de los cultivos testimonian la importancia de los procesos de revegetación en esta subcuenca.

3.1.3. Cuenca baja

Situada aguas abajo del tramo estudiado,

presenta escasa influencia en los cambios morfológicos de dicho sector del cauce. Su evolución es similar a la anterior subcuenca, con un proceso de revegetación a costa de los cultivos leñosos.

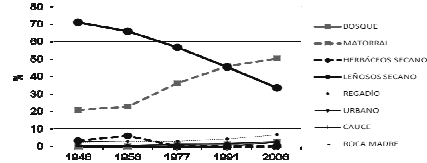


Fig. 5. Cambios de usos del suelo en la cuenca baja.

3.2. Cambios morfológicos

Durante el periodo de estudio la anchura media de la rambla ha disminuido en la cuenca media en un 68'5%, de 214 m a 67 m (fig. 6). El periodo de mayor reducción se ha observado entre 1946 y 1956 (46%). Entre 1956 y 1978 se produjo un ligero aumento de la anchura (1'5%), producido por las importantes crecidas ocurrida en 1962, 1969 y 1975. En el siguiente periodo, se produjo una nueva reducción de la anchura (22%), mientras que entre 1991 y 2006, la anchura permaneció casi estable, con una ligera pérdida del 2% (fig. 2). La incisión, por su parte, presenta en este sector valores medios en torno a 4'29 m, con un máximo puntual de 7 m (fig.7).

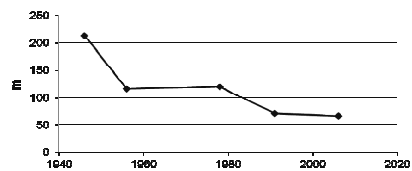


Fig. 6. Anchura media de la rambla en un tramo de 16 km de la cuenca media.

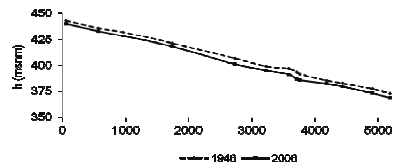


Fig. 7. Incisión en un tramo de 5'5 km de la cuenca media

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En todos los periodos y en las tres subcuencas se observa un notable aumento de la cubierta vegetal natural a expensas de los cultivos. Las causas de estos procesos están en la despoblación de la parte alta y media de la cuenca, que pasó de 17.897 habitantes en 1910 a 8.323 en 2006. El consiguiente abandono de prácticas agrícolas, de pastoreo y extracción de leña han provocado la revegetación de la cuenca, reduciendo notablemente la producción de escorrentía y sedimentos. Procesos similares se han descrito en los Pirineos (Ubalde et al. 1999) y en otras zonas del Sistema Ibérico (Arnáez et al. 2008), habiéndose vinculado también en a procesos de incisión fluvial (Beguiría *et al.*, 2006; García Ruiz, 1995).

Por otra parte, la extracción de áridos ha influido sólo en la segunda mitad del periodo de estudio. Esta actividad está documentada entre 1980 y 2007, extrayéndose 350,499 m³. La extracción fue especialmente importante entre 1980 and 1988 y ha disminuido en la última década.

Los cambios morfológicos detectados en la rambla de Cervera deben atribuirse a ambas causas. Ahora bien, la secuencia temporal de los mismos permite discriminar la importancia de cada uno de ellos. Así, el hecho de que la contracción del cauce se inició en los años 50, mucho antes de la extracción masiva de áridos, reafirma la importancia de los cambios de usos del suelo. Por otra parte, la evolución de la incisión, que comienza más tarde, hace pensar que es debida sobre todo a la extracción de áridos (Batalla, 2003). Así pues, sin menoscabo de la influencia de las oscilaciones climáticas, en la rambla de Cervera se establece una relación entre los cambios morfológicos y los usos del suelo como factor determinante.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación

mediante el proyecto: “Cambios medioambientales recientes en sistemas fluviales: consecuencias morfosedimentarias” (CGL2009-14220-C02-02-BTE) y cuenta con fondos FEDER.

REFERENCIAS

- Arnáez, J., Oserin, M., Ortigosa, L. y Lasanta, T. 2008. Cambios en la cubierta vegetal y usos del suelo en el sistema ibérico noroccidental entre 1956 y 2001: Los Cameros (La Rioja, España), *Boletín de la AGE* 47, 195-211
- Batalla, R.J. 2003. Sediment deficit in rivers caused by dams and instream gravel mining with examples from NE Spain. *Cuaternario y Geomorfología* 17 (3-4), 79-91
- Beguiría, S., López-Moreno, J., Gómez-Villar, A., Rubio, V., Lana-Renault, N. y García-Ruiz, J. 2006. Fluvial adjustments to soil erosion and plant cover changes in the Central Spanish Pyrenees. *Geografiska Annaler* 88 (3), 177-186.
- Boix-Fayos, C., Barberá, G., López-Bermúdez, F. y Castillo, V.M. 2007. Effects of check dams, reforestation and land-use changes on river channel morphology: Case study of the Rogativa catchment (Murcia, Spain), *Geomorphology* 91, 103-123.
- Cohen, J. 1960. A coefficient of agreement for nominal scales. *Educational and Psychological Measurement* 20, 37-46.
- Congalton, R.G. y Mead, R.A. 1983. A quantitative method to test for consistency and correctness in photointerpretation. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 49, 593-600.
- García-Ruiz, J.M., Lasanta, T., Martí, C., González, C., White, S., Ortigosa, L. y Ruiz-Flaño, P. 1995. Changes in runoff and erosion as a consequence of land-use changes in the Central Spanish Pyrenees. *Physics and Chemistry of the Earth* 20, 301-308.
- García Ruiz, J.M. 2010. The effects of land uses on soil erosion in Spain: A review. *Catena* 8, 1-11
- Martín Vide, J.P., Ferrer-Boix, C., Ollero, A. 2010. Incision due to gravel mining: Modeling a case study from the Gállego River, Spain. *Geomorphology* 117, 261-271.
- Ubalde, J.M., Rius, J. y Poch, R.M. 1999. Monitorización de los cambios de uso del suelo en la cabecera de cuenca de la Ribera Salada mediante fotografía aérea y SIG (El Solsonés; Lleida, España). *Pirineos* 153-154, 101-122.

DINÁMICA RECIENTE DE BARRAS Y CANALES EN UN RÍO EFÍMERO: LA RAMBLA DE CERVERA

Recent channel and island dynamics in an ephemeral stream: the Rambla de Cervera

F. Segura Beltrán ⁽¹⁾, C. Sanchis Ibor ⁽²⁾

(1) Departament de Geografia, Universitat de València, Francisca.Segura@uv.es

(2) Centre Valencià d'Estudis del Reg, Universitat Politècnica de València

Abstract: This work analyzes changes undergone in the second half of the 20th century in a 16 km reach of the Rambla de Cervera, an ephemeral braided river placed at the north of the Castellón province. The study develops a diachronic analysis of georeferenced aerial photographs (1946, 1957, 1977, and 1991) and orthoimages (2006). Observed changes show two opposite trends: a) progressive channel bed narrowing due to the growth of pioneer, established and floodplain dissected islands b) gravel channel and active corridor enlargement at the expense of pioneer, established and floodplain dissected islands. These changes are attributed to three causes provoking hydrological and sedimentary imbalances: climatic-hydrological oscillations, gravel mining, and land use changes.

Palabras clave: canal, barra pionera, isla consolidada, crecida, extracción de áridos, usos del suelo

Key words: channel, pioneer bar, established island, flood, gravel mining, land uses

1. INTRODUCCIÓN

La zona mediterránea tiene una larga historia de poblamiento e impactos directos e indirectos sobre las cuencas fluviales (Hooke, 2006; García Ruiz y López Bermúdez, 2009). Como consecuencia de la acción antrópica y de las oscilaciones climático-hidrológicas, los cauces han sufrido una importante metamorfosis. El estrechamiento y la incisión han sido los cambios más significativos y se han detectado en Italia (Surian and Rinaldi, 2003, 2004; Surian and Cissoto, 2007; Rinaldi et al., 2009), Francia (Liébault and Piegay, 2002) y España (Beguería et al., 2006; Boix et al., 2007; García-Ruiz, 2010; Martín-Vide et al., 2010), como respuesta a una disminución del caudal y/o de la carga sedimentaria. En el caso de los ríos braided, los ajustes en la sección transversal han modificado la dinámica evolutiva natural de las barras y canales secundarios (Gurnell et al., 2001; Zaroni et al., 2008) provocando incluso cambios en la planta (Gurnell et al., 2011).

En el presente trabajo pretendemos desentrañar los mecanismos que regulan el estrechamiento del cauce registrado en la rambla de Cervera desde la década de

1940, a partir del análisis de la dinámica evolutiva de barras y canales.

2. ÁREA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA

La rambla de Cervera nace a 1.160 msnm, en las estribaciones orientales del sistema Ibérico. Con una cuenca de 339,5 km² y una longitud de 44 km, atraviesa de oeste a este los horst y graben del N de Castellón creados en las últimas fases distensivas de la orogenia Alpina. En el presente trabajo se estudia un tramo de 16 km de longitud, de los cuales 9 circulan confinados en un horst y el resto se localizan en la denominada fosa Media.

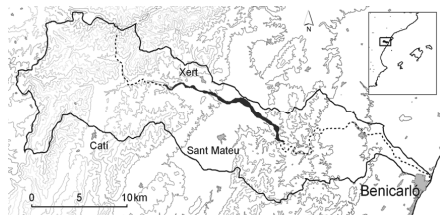


Fig.1. Cuenca de la Rambla de Cervera y localización del tramo analizado (destacado en azul).

La metodología utilizada ha consistido en realizar un análisis diacrónico de las fotografías aéreas de 1946, 1956, 1978, 1991 y 2006. Las fotografías han sido georreferenciadas con ArcGIS™ version 9.3 (ESRI, Redlands, California, 2009). Para ello se han utilizado entre 10-12 puntos de control seleccionados en las inmediaciones de la rambla. Se ha asumido que la distorsión era parabólica y por ello se ha utilizado un ajuste polinómico de 2º orden. El valor del píxel para las series de fotos oscila entre 0,5 y 1,15 m y el RMS ha sido inferior a 5 píxeles.

3. RESULTADOS

3.1. Evolución temporal de las formas

El análisis de las fotografías aéreas de los diferentes períodos sugiere una elevada variabilidad en la composición del corredor activo (Fig. 2). En 1946, el 72% de la superficie estaba formada por el canal de gravas, mientras que las barras incipientes, las consolidadas y las adheridas al llano de inundación ocupaban entre el 6 y el 9%. Diez años después, la superficie ocupada por las islas consolidadas (23,7 %) y las barras incipientes (18,4 %) creció de forma espectacular a expensas del canal de gravas (47,2 %). En 1978 cambió la tendencia: el canal de gravas creció ligeramente (2 %) así como las barras consolidadas (7 %), pero en cambio se produjo un descenso del 3 % de la superficie ocupada por barras incipientes.

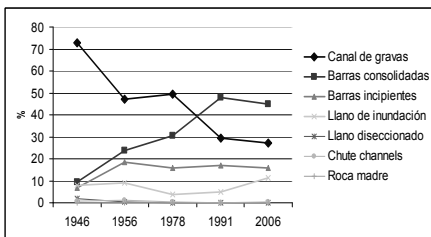


Fig. 2 Evolución de las formas del canal

En 1991, las islas consolidadas alcanzaron su máxima extensión (48 %), con un ligero aumento de las barras incipientes, mientras

que el canal de gravas se redujo un 10% respecto al período anterior. El cambio más significativo en 2006 fue la disminución de las barras consolidadas, muchas de las cuales se adherieron al llano de inundación, que creció un 6 % respecto al año 1991.

3.2. Modelo conceptual del desarrollo de barras y el estrechamiento del cauce

La génesis y evolución de barras en los ríos braided ha sido discutida por diferentes autores (Ashmore, 1991; Ferguson, 1993; Knighton, 1998; Gurnell et al., 2001) que han propuesto diversos mecanismos evolutivos. Los análisis en la rambla de Cervera muestran que existen dos procesos fundamentales en la formación de islas consolidadas. Las barras incipientes se forman cuando algunos retazos quedan sobreelevados respecto al canal y son ocupados por una vegetación rala y dispersa. Las barras incipientes crecen y coalescen para formar islas consolidadas. En esta etapa la vegetación juega un papel muy importante en la retención de sedimentos. En algunos casos el establecimiento de cultivos sobre las barras incipientes y consolidadas refuerza esta trayectoria. Las barras consolidadas se adhieren al llano de inundación, incrementando su superficie. El resultado de esta evolución es la progresiva reducción del canal de gravas y por ende, del corredor activo.

Sin embargo, en algunos periodos también se observa otra trayectoria inversa. El llano de inundación es diseccionado por una avulsión y el consiguiente desarrollo de chute channels, que segregan un retazo de llano de inundación, que funciona como una isla consolidada. Las barras consolidadas pueden ser erosionadas y se transforman en barras incipientes. Las barras incipientes pueden ser erosionadas y convertirse en canal de gravas, con la consiguiente desaparición de la vegetación. El resultado de estos procesos suele ser un incremento de la anchura del canal de gravas y de la sección transversal y suele

estar producido por crecidas de elevada energía. Sin embargo, la extracción de áridos puede tener los mismos efectos al rebajar y nivelar barras consolidadas o incipientes y convertirlas en canal.



Fig. 3 Cambios morfológicos en un sector de la rambla. Imágenes de 1946, 1978 y 2006.

Dichas trayectorias conviven en cada una de las fotografías, aunque el análisis detallado muestra que en cada fecha existen unas tendencias dominantes. En la tabla 1 se observa que entre 1946 y 1991, un 60% de la superficie permanece estable, es decir no cambia de categoría, mientras que la estabilidad disminuye entre 1991 y 2006.

Tabla 1. Superficie (%) que presenta una evolución progresiva, regresiva y estable en el corredor activo.

	Progresiva	Regresiva	Estable
1946-1956	33	2	65
1956-1978	17	20	63
1978-1991	32	4	64
1991-2006	29	17	54

Los cambios progresivos, es decir, los que conllevan el estrechamiento del cauce, dominan en todos los períodos, y son especialmente importantes en el último. La excepción a esta norma es el período 1956-1978, cuando los procesos progresivos y regresivos casi se igualan, con un ligero predominio de los segundos. Las trayectorias regresivas sólo son importantes entre 1956-1978 y entre 1991-2006.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos muestran que durante el período de estudio, la superficie del corredor activo se ha ido reduciendo. Este tipo de comportamiento se asocia a una disminución del caudal y/o del sedimento, provocados por tres causas: los cambios climático-hidrológicos, los cambios de usos del suelo y la extracción de áridos. El análisis de las precipitaciones de 6 observatorios de la cuenca muestra que los dos periodos con mayor número de eventos que superan el umbral de escorrentía de 65 mm (Segura, 1990) y generan una lluvia neta que supera los 100 mm, corresponden a 1956-1978 y 1978-1991 (Fig. 4).

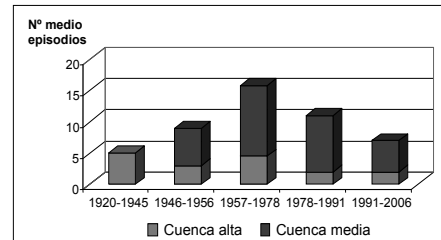


Fig. 4. Promedio del número de episodios que supera una lluvia neta de 100 mm en los observatorios agrupados por subcuencas.

Los cambios detectados en los usos del suelo muestran que existe una disminución importante de los cultivos de secano y un fuerte incremento de la superficie de bosques, lo que conlleva una disminución del caudal y del sedimento. Por último, el importante volumen de áridos extraídos

entre 1980 y 2007 (350.499 m³) supone un importante déficit sedimentario, al igual que sucede en otros ríos peninsulares (Batalla, 2003). La respuesta de la rambla a estas alteraciones es el progresivo estrechamiento del cauce, aunque las crecidas de gran magnitud pueden invertir temporalmente la tendencia. Sin embargo, no son capaces de incrementar de manera significativa la superficie ocupada por el canal de gravas, lo que sugiere que el sedimento disponible es escaso.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación mediante el proyecto: “Cambios medioambientales recientes en sistemas fluviales: consecuencias morfosedimentarias” (CGL2009-14220-C02-02-BTE) y cuenta con fondos FEDER.

REFERENCIAS

- Ashmore, P.E. 1991. How do gravel-bed rivers braid?. *Canadian Journal of Earth Sciences* 28 (3), 326-341.
- Batalla, R.J. 2003. Sediment deficit in rivers caused by dams and instream gravel mining with examples from NE Spain. *Cuaternario y Geomorfología* 17 (3-4), 79-91.
- Beguera, S., López-Moreno, J., Gómez-Villar, A., Rubio, V., Lana-Renault, N. y García-Ruiz, J. 2006. Fluvial adjustments to soil erosion and plant cover changes in the Central Spanish Pyrenees. *Geografiska Annaler* 88 A (3), 177-186.
- Boix-Fayos, C., Barberá, G., López-Bermúdez, F. y Castillo, V.M. 2007. Effects of check dams, reforestation and land-use changes on river channel morphology: Case study of the Rogativa catchment (Murcia, Spain), *Geomorphology* 91, 103-123.
- Ferguson, R. 1993. Understanding braiding processes in gravel-bed rivers: progress and unsolved problems. *Geological Society, London, Special Publications*, 75 (1), 73-87.
- García-Ruiz, J.M. 2010. The effects of land uses on soil erosion in Spain: A review. *Catena* 81, 1-11
- García-Ruiz, J.M. y López-Bermúdez, F. 2009. *La erosión del suelo en España*, Sociedad Española de Geomorfología, Zaragoza, 441 pp.
- Gurnell, A.M., Petts, G.E., Hannah, D.M., Smith, B.P.G., Edwards, P.J., Kollmann, J., Ward, J.V. y Tockner, K. 2001. Riparian vegetation and island formation along the gravel bed Fiume Tagliamento, Italy. *Earth Surface Processes and Landforms* 26 (1), 31-62.
- Gurnell, A., Bertoldi, W. y Corenblit, D. 2011. Changing river channels: The roles of hydrological processes, plants and pioneerfluvial landforms in humid temperate, mixed load, gravel bed rivers. *Earth-Science Reviews* 111, 129-141.
- Hooke, J. M. 2006. Human impacts on fluvial systems in the Mediterranean region, *Geomorphology* 79, 11-335.
- Knighton, D. 1998. *Fluvial forms and processes. A new perspective*. Arnold, London, 383 pp.
- Liébault, F. y Piégay, H., 2002. Causes of 20th century channel narrowing in mountain and piedmont rivers of Southeastern France. *Earth Surface and Landforms* 27, 425-444.
- Martin-Vide, J.P., Ferrer-Boix, C. y Ollero, A. 2010. Incision due to gravel mining: Modeling a case study from the Gállego River, Spain. *Geomorphology* 117, 261-271.
- Rinaldi, M., Simoncini, C. y Piegay, H. 2009. Scientific design strategy for promoting sustainable sediment management: the case of the Magra River (Central Northern Italy). *River Research and Applications* 25 (5), 607-625.
- Segura Beltrán, F. 1990. *Las ramblas valencianas: algunos aspectos de hidrología, geomorfología y sedimentología*. Universitat de València, València.
- Surian, N. y Rinaldi, M. 2003. Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. *Geomorphology* 50, 307-326.
- Surian, N. y Rinaldi, M. 2004. *Channel adjustments in response to human alteration of sediment fluxes: examples from Italian rivers*. IAHS Publ., 288, 276-282.
- Surian, N. y Cisotto, A. 2007. Channel adjustments, bedload transport and sediment sources in a gravel-bed river, Brenta River, Italy. *Earth Surface Processes and Landforms* 32 (11), 1641-1656.
- Zanoni, L., Gurnell, A., Drake, N. y Surian, N. 2008. Island dynamics in a braided river from analysis of historical maps and air photographs. *River Research and Applications* 24 (8), 1141-1159.

CONTROLES CLIMÁTICOS Y AMBIENTALES EN LOS REGISTROS DE PALEOAVENIDAS DE LA RAMBLA DE LA VIUDA (CASTELLÓN)

Climatic and environmental changes recorded on palaeoflood deposits of Rambla de la Viuda (Castellón)

M.J. Machado ⁽¹⁾, G. Benito ⁽¹⁾, M.T. Rico ⁽²⁾, Y. Sánchez-Moya ⁽³⁾, A. Sopena ⁽³⁾

(1) Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid. machado@mncn.csic.es

(2) Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Zaragoza

(3) Instituto de Geociencias (CSIC-Universidad Complutense), Madrid

Abstract: A 500 years sedimentary archive was reconstructed from eight stratigraphic profiles comprising continuous sequences of slackwater flood deposits interbedded with episodic coluvial and edaphic horizons. This information was supported with geochemical data, biominerals indicators, radiocarbon dating (charcoal, gastropods), and documentary data (written historical documents). A high frequency and high magnitude palaeoflood period took place during the 15th-middle 16th century, which seem to correlate in time with general wetter conditions. Three short-term environment stability conditions (land use and climatic) also made possible the development of three palaeosols. Episodic high magnitude flood took place until early 18th century, correlating in time with geochemical evidences of important changes on land use (deforestation and grazing). Poorer developed soils were found at upper stratigraphic sequences (19th century), usually culminating sequences of short-lived continuous slackwater flood units. This alluvial record shows a history of land-use changes and agricultural practices earlier than those recorded in southern Spain (e.g. Guadalentín River).

Palabras clave: paleoavenidas, sedimentos fluviales, fitolitos, paleoambientes, ríos efímeros

Key words: palaeofloods, fluvial sediments, phytoliths, palaeoenvironments, ephemeral rivers

1. INTRODUCCIÓN

Determinar el impacto del Cambio Global en la respuesta hidrológica de las avenidas, constituye una tarea difícil, particularmente en aquellas regiones con elevada irregularidad en las lluvias y con una compleja historia de ocupación del territorio. En un estudio sobre extremos de precipitación en España de series anuales, entre 1958 y 2004, Acero et al. (2011) concluyen que la mayor variabilidad de las lluvias máximas diarias se produce en la costa mediterránea cuya magnitud, asociada a periodos de retorno de 20 años, se ha incrementado en otoño e invierno, particularmente en el entorno de Valencia. Este posible incremento de las máximas lluvias diarias, no tiene un reflejo lineal en la hidrología de las avenidas debido a que depende de diversas características físicas y de vegetación, en la mayor parte de los casos resultado de su historia ambiental. En época histórica, la intensa

transformación agrícola y ganadera ha podido exacerbar los efectos de las lluvias mediterráneas, afectando a los picos de las avenidas de la segunda mitad del siglo XIX (Benito et al., 2010). En la actualidad, el abandono de las tierras de cultivo y la decadencia ganadera, pueden revertir el proceso, a pesar del incremento en las lluvias máximas. En este estudio, se pretende analizar secularmente las relaciones entre variabilidad climática y ambiental y sus efectos en la hidrología de las avenidas. Para ello, se ha reconstruido el registro de paleoavenidas en una cuenca con intensa ocupación histórica del suelo, y se analiza la presencia de indicadores geoquímicos, edáficos y biológicos que permitan discernir el efecto del clima y de los cambios ambientales (usos del suelo) en la generación de la escorrentía y en la producción de sedimentos durante eventos extremos.

2. ÁREA DE ESTUDIO Y MÉTODOS

La Rambla de la Viuda, con una superficie de cuenca de 1500 km², es un curso efímero y torrencial, que confluye con el río Mijares en Almanzora (Castellón), cerca de su desembocadura en el Mediterráneo. Se trata de un curso con lecho adaptado a los caudales de avenida, con desarrollo de barras transversales y con predominio de los tamaños de gravas y bloques (Mateu, 1974; Camarasa y Segura 2001). La zona de estudio se localiza en un tramo de 6,5 km de longitud, entre Mas de Flors (cola embalse) y la carretera a Costur, donde la Rambla se encaja en calizas y margas del Cretácico, y en conglomerados del Plioceno y Pleistoceno. La precipitación media anual varía entre 500 y 650 mm. Las avenidas principales están generadas por complejos convectivos de mesoescala, más frecuentes durante los meses de otoño. Entre 1959 y 1984, se han registrado una media de tres eventos de flujo por año. Sin embargo, las avenidas de magnitud importante son escasas. Destacan las ocurridas en 1920, 1962 y 2000. Las últimas causaron una grieta en la estructura de la cerrada del embalse de María Cristina, localizado al final del tramo de estudio.

La reconstrucción de las paleoavenidas se ha basado en la estratigrafía de los sedimentos finos acumulados por las avenidas en zonas de remanso (*slack-water flood deposits*), en su datación mediante radiocarbono, y en la utilización de las unidades descritas como indicadores de nivel de avenida, lo que permite estimar sus caudales mínimos. Se ha realizado además, un estudio de su contenido en biominerales (fitolitos), texturas y análisis geoquímicos. La estimación de caudal asociado a los niveles de avenida se ha obtenido mediante el modelo hidráulico HEC-RAS, habiéndose realizado un levantamiento topográfico muy detallado con GPS diferencial, a lo largo de 2500 m, con levantamiento de 30 secciones transversales. Se han consultado,

igualmente, diversos documentos que han permitido establecer una cronología de las principales avenidas históricas en la Plana de Castellón para los últimos 500 años (Segura, 2001).

3. RESULTADOS

3.1. Depósitos de paleoavenidas

Los depósitos de paleoavenidas presentan morfología en banco y aparecen asociados a tramos de expansión del valle y a zonas de confluencia con barrancos. Se han levantado un total de diez perfiles estratigráficos que comprenden secuencias de depósitos de remanso, unidades coluviales y paleosuelos. Las dataciones con radiocarbono indican que corresponden a sedimentos acumulados en los últimos 500 años, lo que ha permitido apoyar la cronología de las avenidas con fuentes documentales.

El registro más antiguo (perfil RVD2) corresponde a un banco de arenas y limos, de hasta 6 m de espesor, situado en la confluencia de un afluente en la margen derecha de la Rambla. En este perfil se han diferenciado, al menos, 9 unidades de avenida depositadas en los últimos 500 años (Fig. 1). Los niveles de paleoavenidas se concentran en tres periodos interrumpidos por dos intercalaciones de depósitos coluviales. En la parte basal se muestran tres niveles de paleoavenidas; el inferior presenta una edad calibrada de AD 1464-1644. En la parte intermedia se presentan cinco niveles de paleoavenidas; el intermedio datado como 220±30 ¹⁴C BP (cal. AD 1775-1800). En la parte superior se diferencia un único nivel que muy probablemente corresponda al siglo XIX. Los depósitos coluviales marcan momentos de inestabilidad en las laderas, posiblemente relacionados con una mayor sequedad y presión sobre el suelo debido al incremento de la carga ganadera, tal y como refleja el elevado contenido de nitrógeno, tanto en los coluviones, como en los primeros depósitos de avenida subsecuentes. Los caudales mínimos

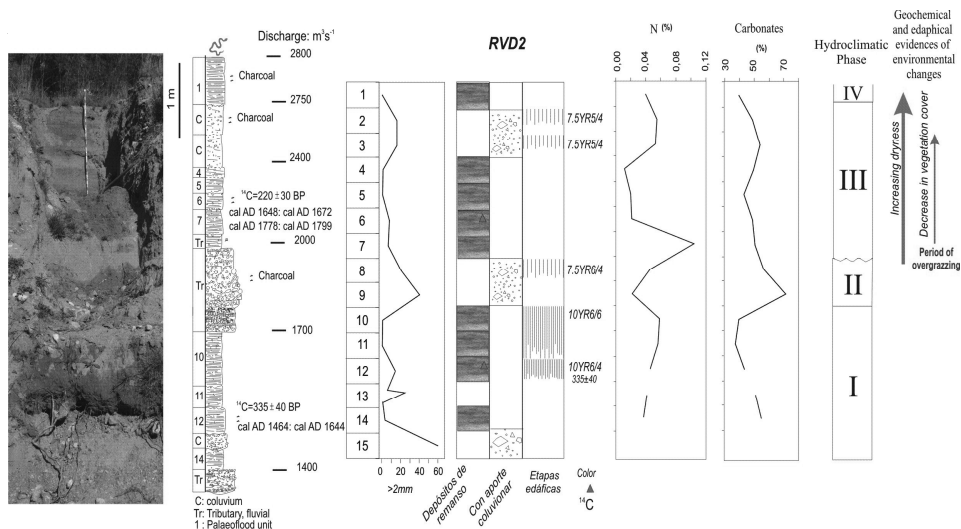


Fig. 1. Perfil estratigráfico RVD2 en depósitos de avenida de Rambla de la Viuda con intercalaciones de depósitos laterales de un barranco y de ladera. Se muestra el aumento en Nitrógeno para los niveles 7 y 8 como consecuencia del incremento en la actividad agrícola y ganadera.

obtenidos del modelo hidráulico (Fig. 1), indican que la base del perfil RVD2 requiere un caudal mínimo de $1400 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, mientras que el techo representa un caudal mínimo de aproximadamente $2800 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Aguas arriba, el perfil RVD5 muestra al menos 9 niveles de avenida, acumulados en dos periodos (3+6) e interrumpidos por un nivel coluvial. El nivel inferior del primer periodo con tres avenidas, post-data el conjunto con una edad de $160 \pm 30 \text{ }^{14}\text{C}$ años BP (1670-1810 cal. AD). En RVD5, los caudales mínimos requeridos para su depósito varían entre los $350 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y $1300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. En el resto de los perfiles, RVD4, RVD7 y RVD8, los caudales mínimos estimados son de $2100\text{-}2000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $1600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, y $1300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, respectivamente. Entre las mayores avenidas recientes se encuentran las ocurridas en 1962, con un caudal mínimo estimado de $1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, mientras que para la avenida del año 2000 se estimó un caudal de $640 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

3.2. Evidencias documentales

Entre 1500 y 1900 se han registrado 30 avenidas documentadas históricamente para la Rambla de la Viuda y sus afluentes (Segura, 2001). Su distribución temporal muestra cuatro periodos con frecuencia anómala: 1575-1620, 1660-1700, 1770-1805 y 1860-1900 AD, correspondiendo al

último periodo los más catastróficos.

4. DISCUSIÓN

Desde el punto de vista hidro-climático y paleoambiental se pueden diferenciar tres fases principales. Entre los siglos XV-XVII (Fase I) se observa un periodo de elevada frecuencia y magnitud de avenidas que se correlaciona en el tiempo con dos momentos relativamente húmedos entre cal. AD 1550-1620 y 1670-1700. Durante esta fase, los caudales mínimos de las principales avenidas estuvieron comprendidos entre 1400 y $2000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. La Fase II se caracteriza por avenidas episódicas de elevada magnitud, con caudales mínimos estimados entre $350\text{-}1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Las unidades de avenida correspondientes a este periodo se intercalan con sedimentos coluviales. Esta fase se correlaciona en el tiempo con un periodo de elevada variabilidad hidrológica (extremos frecuentes) y en general, con condiciones secas, tal y como se deduce del análisis del contenido de fitolitos en los depósitos fluviales y coluviales. A partir de mediados del siglo XVIII se infieren condiciones más secas. El análisis de fitolitos indica un predominio de especies herbáceas de tipo C4, con menos de un 5% de vegetación riparia y especies leñosas. El

contenido en fitolitos durante este periodo de máxima aridez fue de 5×10^3 unidades por gramo de sedimento (fracción ácido-insoluble). En comparación, el contenido medio de fitolitos en las muestras de sedimentos de la Fase I es de cal. 40×10^3 unidades por gramo. La Fase III se inicia al final de siglo XVIII-inicios del XIX. En este intervalo se registran al menos 10 eventos de avenida con caudales mínimos estimados entre $500-2800 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, y con desarrollo de dos paleosuelos, mostrando no obstante, estadios edáficos menos desarrollados que los encontrados en la Fase I. Este menor desarrollo edáfico, se interpreta como debido a una mayor inestabilidad climática y ambiental durante los últimos 100 años. En los últimos 50 años se han registrado dos grandes avenidas, una en 1962 y otra en 2000, con caudales estimados de 1500 y $640 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ respectivamente. Estos caudales son marcadamente inferiores a los producidos a finales del XVIII e inicio del XIX, cuando la presión agrícola y ganadera tuvo su auge.

5. CONCLUSIONES

1. La Rambla de la Viuda contiene un excelente archivo de paleoavenidas a partir del cual se puede reconstruir su historia hidrológica y ambiental.
2. Durante el periodo comprendido entre el siglo XV y mediados del XVI se registra una elevada frecuencia de avenidas de magnitud importante, que parece correlacionarse con un momento de condiciones generales más húmedas. La presencia de tres momentos cortos de estabilidad ambiental (uso de suelo y climática) se constata por el desarrollo de paleosuelos.
3. Durante el siglo XVIII, se producen avenidas frecuentes y de elevada magnitud, que se correlacionan en el tiempo con evidencias geoquímicas asociadas a cambios en el uso del suelo (deforestación y pastoreo). Este periodo culmina con una fase de intensa erosión en laderas. Sobre

estos depósitos se desarrollan suelos pobres e incipientes.

4. Durante el siglo XX se produce un número limitado de grandes avenidas, las principales se registraron en 1962 ($1500 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) y 2000 ($640 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$). La primera vertiendo hasta 1,70 m por encima de la coronación de la presa de María Cristina, localizada aguas abajo del tramo de estudio. Esta presa presenta una capacidad de aliviadero de $600 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, aparentemente insuficiente, teniendo en cuenta los caudales estimados para avenidas ocurridas en los últimos 500 años ($>2800 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$)

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos CICYT CGL2008-06474-C02-01/BTE, CGL2011-29176 e intramural del CSIC 200430E595.

REFERENCIAS

- Acero, F.J., García, J.A., y Gallego, M.C. 2011. Peaks-over-threshold study of trends in extreme rainfall over the Iberian Peninsula. *J. Climate* 24, 1089-1105.
- Benito, G., Rico, M., Sánchez-Moya, Y., Sopena Thorndycraft V.R y Barriendos, M. 2010. The impact of late Holocene climatic variability and land use change on the flood hydrology of the Guadalentín River, southeast Spain. *Global and Planetary Change* 70, 53-63.
- Camarasa, A.M. y Segura, F. 2001. Flood events in Mediterranean ephemeral streams (ramblas) in Valencia region, Spain. *Catena* 45, 229-249.
- Mateu Bellés, J.F. 1974. La Rambla de la Viuda. Clima e hidrología. *Cuad. de Geografía* 15, 47-68.
- Segura, F. 2001. Evolución urbana e inundaciones en Castelló. *Cuadernos de Geografía* 69/70, 253-278.

RÉGIMEN FLUVIAL, FRECUENCIA E HIDROLOGÍA DE PALEOINUNDACIONES EN EL RÍO SEGURA (HOLOCENO SUPERIOR, SE DE ESPAÑA)

Fluvial regime changes, frequency and hydrology of Late Holocene palaeofloods in the Segura River (SE of Spain)

F. García-García⁽¹⁾, P. Bohorquez⁽²⁾, C. Martínez-Sánchez⁽³⁾, F. Pérez-Valera⁽¹⁾,
L.A. Pérez-Valera⁽¹⁾

- (1) Departamento de Geología, Universidad de Jaén, Campus Las Lagunillas, 23071-Jaén, Spain. fegarcia@ujaen.es.
(2) Área de Mecánica de fluidos, Dpto. de Ingeniería Mecánica y Minera, Universidad de Jaén, Campus Las Lagunillas, 23071-Jaén, Spain.
(3) ArqueoTec, c/San Patricio, 10, 30002-Murcia, Spain.

Abstract: Two types of depositional high-discharge fluvial environments are recorded in the infilling of a rock shelter in a canyon of the Segura River, namely: (i) aggradational alluvial gravels at the lower part interpreted as channel widening during high-discharge events (Middle Holocene to 3710 ¹⁴C BP), and (ii) slackwater flood deposits at the upper part (between 3710 ¹⁴C BP and after 900 AD) during a stage of main channel incision. Retrodicted flood discharges for the most recent flood (after AD 900) have been quantified combining unsteady two-dimensional hydraulic modelling and bedforms sequences record. Estimates of lower minimum magnitudes of flow discharges vary between 500 m³/s (3700-3000 yr BP palaeoflood) and 700 to 1000 m³/s (after AD 900 palaeoflood) indicate that the flooding was higher and successively larger. The results extends till *circa* 3700 BP the Recent semiarid climatic conditions of the area represented by alternation of long periods of low-discharges (characterized by periods of rock shelter human occupation and canyon bottom passage) punctuated by catastrophic floods.

Palabras clave: sedimentología de remansos fluviales, hidrología de paleoinundaciones, Holoceno superior

Key words: flood slackwater sedimentology, palaeoflood hydrology, Late Holocene

1. INTRODUCCIÓN

El estudio multidisciplinar de la hidrología de paleoinundaciones permite extender el registro de eventos de inundaciones catastróficas más allá del registro instrumental, e incluso, histórico, siendo una herramienta utilizada para establecer variaciones climáticas y ambientales en amplios rangos temporales (Benito et al., 2003 y 2010). Dadas las características geomorfológicas del área de estudio, hemos combinado técnicas de hidrología de paleoinundaciones (basadas en un modelo bidimensional de aguas someras) junto con datos geoarqueológicos, lo que nos ha permitido extender el registro de paleoinundaciones documentadas para el último milenio (Benito et al., 2010) hasta aproximadamente 4000 AP. Es más, el cambio en el régimen fluvial del río Segura que se produjo en dicho momento se

discute en términos de un cambio en las condiciones climáticas del sureste de la península Ibérica hacia las condiciones semiáridas actuales.

2. SEDIMENTOLOGÍA Y CRONOLOGÍA DE EVENTOS DE ALTO CAUDAL

En el tramo medio del río Segura, su cauce se encaja en dolomías cretácicas para formar el Cañón de los Almadenes en la Sierra de los Molinos, a 60 km al noroeste de la ciudad de Murcia (Fig. 1A).

En el margen derecho del río, a 7 m sobre el nivel del agua y excavada en el sustrato dolomítico se ubica el Abrigo del Pozo donde se ha descrito una secuencia fluvio-arqueológica que registra ocupación humana desde el Epipaleolítico hasta el periodo Árabe (900, Martínez-Sánchez, 1994; Sánchez-Gómez et al., 2011).

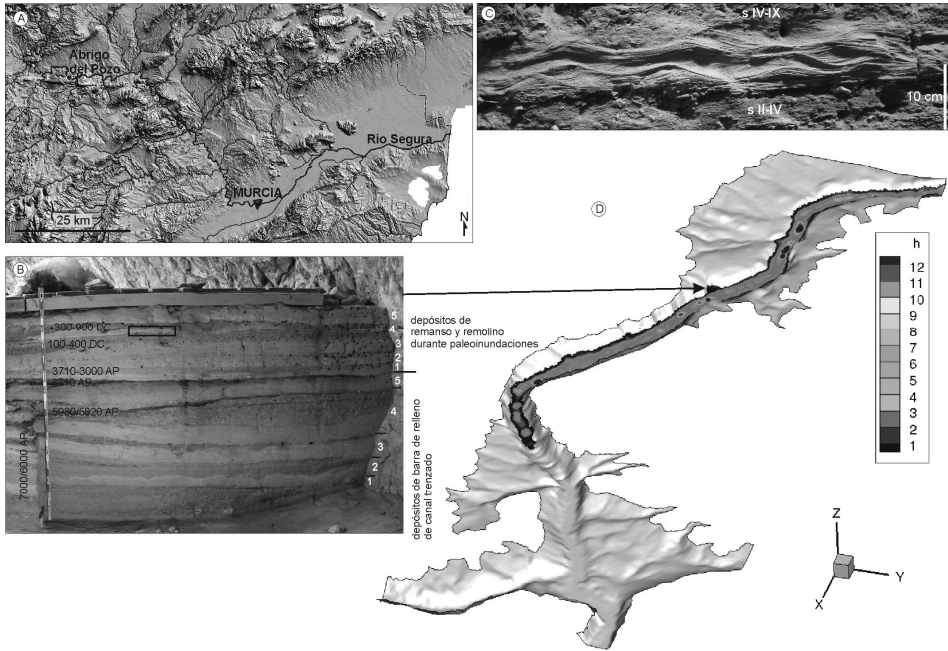


Fig. 1. A. Cuenca vertiente del río Segura aguas abajo del Abrigo del Pozo (Calasparra), B. Sección vertical del relleno sedimentario del abrigo, con edades absolutas y las unidades de progradación de barra y los depósitos de paleoinundaciones (1-5), C. Detalle de laminación ondulada (y laminación planar a la base) en depósitos de una paleoinundación acontecida en el siglo IV (la posición de la foto aparece enmarcada en la figura 1B), D. Fotograma de la simulación de la inundación del cañón para $Q=700 \text{ m}^3/\text{s}$ y $t=16 \text{ min}$ donde la leyenda indica el calado medido en metros.

La ubicación del abrigo en el margen interno y aguas abajo de una curva del cañón lo convierte en una ‘estación de aforo natural’ ideal. El registro de depósitos ligados a paleoinundaciones que preservan el registro arqueológico conforma las condiciones geoarqueológicas perfectas para establecer la frecuencia de avenidas extremas en el pasado y su reconstrucción hidráulica. Los 2 m de sedimentos fluviales exhumados en la excavación arqueológica conforman una secuencia grano y estratodecreciente de gravas a arenas muy finas dividida en dos partes atendiendo a la interpretación de formas del lecho (García-García et al., 2011) (Fig. 1B): 1) una parte inferior (1,4 m de espesor de sedimento) representada por la migración de unidades de barra lateral gravo-arenosa por ensanchamiento del canal durante eventos de avenidas

(Epipaleolítico hasta 3700 años AP); y 2) una parte superior (40 cm de espesor de sedimento) representada por secuencias de espesor inferior a 10 cm formadas por arenas medias a gruesas dispuestas en láminas horizontales que pasan hacia arriba a granos de arena fina organizados en láminas cruzadas atribuidas a rizaduras agradantes (*climbing ripples*) dirigidas contra el sentido de la corriente principal (Fig. 1C). El depósito de los niveles arenosos de esta segunda etapa deposicional (entre 3700 AP y después del año 900) está relacionado con eventos de avenidas extremas que inundaron el abrigo provocando un flujo de alto régimen (representado por la laminación planar) que decrece hasta condiciones de bajo régimen de flujo tipo remanso fluvial con remolino. El tamaño de grano de los niveles arenosos, bien seleccionados (0,1-

0,2 mm), y la secuencia de formas de lecho registradas en ellos ha servido para la reconstrucción hidráulica de las paleoinundaciones registradas en el abrigo: 3700-3000 AP, dos inundaciones entre 3000 AP y 200 DC, una cuarta entre 300 y 400 DC, y la última posterior a 900 DC.

3. HIDRÁULICA DE PALEOINUNDACIONES

El hallazgo en el Abrigo del Pozo de formas de lecho tales como *ripples*, propios de regímenes de flujo subcrítico, y registros de lecho plano, originados en régimen de flujo transcrito, ha sido asociado por primera vez a inundaciones extremas mediante el uso de un modelo bidimensional de aguas someras. Dada la concreta localización de las formas de lecho, las cuales fueron originadas por corrientes secundarias en los márgenes del cauce principal, ha sido necesario realizar la reconstrucción de paleoinundaciones con un modelo bidimensional. La elevación de la superficie de agua se fijó a un valor constante de 247 m en la sección de entrada y se establecieron perfiles de velocidad supercríticos dando lugar a caudales entre 500 y 1500 m³/s. En la sección de salida se empleó el método de extrapolación de variables características (ver Bohorquez y Darby, 2008). Se ha creado un modelo digital del terreno (DEM) con resolución espacial de 0.5 m en las proximidades de la cueva a partir de datos LiDAR (proyecto NatMUR). La resolución espacial se suavizó progresivamente a lo largo de los tramos de 900 m (aguas arriba) y 2000 m (aguas abajo) del cauce hasta alcanzar resoluciones de tamaño medio de 4 m. Se supuso inicialmente el cauce seco y se inundó progresivamente el mismo fijando el caudal y el nivel de agua a la entrada del Cañón de los Almadenes. El caudal requerido para la formación de *ripples* y lecho plano se determinó calculando el número de Shields θ y Froude Fr (Julien, 2010; Yalin y da Silva, 2001) a partir de

los valores locales simulados de la profundidad del río y de la velocidad del flujo. Los caudales comprendidos entre 700 y 850 m³/s originaron números de Shields mayores que $\theta_c=0,1$ (valor crítico para la iniciación del movimiento de arena fina como carga de fondo; ver Julien, 2010) y menores que 0,9 (valor requerido para observar longitudes de onda y amplitudes de 0,14 m y 0,014 m, respectivamente; ver Yalin y da Silva, 2001). Valores mayores del caudal, en particular entre 850 y 1000 m³/s, fueron necesarios para generar condiciones transcriticas ($0,7 \leq Fr \leq 1,2$) en la cueva, con valores del parámetro de Shields en el rango $\theta \geq 16 \theta_c$. Dichas condiciones hidráulicas explican la existencia de los registros de lecho plano descubiertos (Julien, 2010) y establecen una cota inferior para los caudales máximos acontecidos en años posteriores al 900.

Con objeto de ilustrar la propagación de la inundación y el llenado del cauce del río Segura en condiciones extremas (caudal de 700 m³/s), la figura 1D muestra la superficie inundada en el momento de la formación de los *ripples* en la cueva. Dicho instante de tiempo se corresponde con 16 minutos tras el inicio de la inundación. En tales condiciones hidráulicas, cabe destacar el corto periodo de tiempo requerido para la inundación completa del tramo de 3 km de longitud objeto del presente estudio, de tan solo 20 minutos, que ha podido ser cuantificado en este trabajo gracias al uso de técnicas de modelado transitorio.

4. RÉGIMEN FLUVIAL, PALEOINUNDACIONES Y CLIMA

El principal cambio de régimen fluvial registrado en el abrigo comenzó hacia 5900 AP y se completó en 3700 AP cuando, tras la agradación de depósitos de gravas de relleno de canales trenzados ocurrida durante el 7000-6000 AP, tuvo lugar la incisión del río Segura quedando la

sedimentación en el abrigo reducida a depósitos finos durante su inundación en eventos de avenidas extremas. La edad de este cambio de régimen fluvial coincide con un cambio en la circulación atmosférica general y consecuente cambio climático a condiciones más áridas a partir del cuarto milenio según diferentes registros (Knox, 1983; Carrión et al., 2001). La ocupación humana del abrigo a partir de 3700 AP por diferentes culturas (p.ej. el último nivel con restos arqueológicos registra ocupación desde el s. IV al s. IX sin registro de paleoinundaciones) requiere de largos periodos con predominio de bajos caudales en el Segura pues el acceso al abrigo sólo es posible a través del fondo del cañón que funcionaría como corredor para los ocupantes. Los valores extremos de paleocaudales estimados para los eventos de inundación (con caudales mínimos en un rango de 500 a 1000 m³/s desde la más antigua a la más reciente inundación) junto con la preservación de restos arqueológicos que indican la ocupación humana durante la avenida que los preservó (hallazgo de cuencos volcados en el nivel 3710 AP) ponen de manifiesto la intensidad en caudal y tiempo de las inundaciones. La combinación de largos periodos de baja descarga fluvial con eventuales avenidas catastróficas se correlacionan con un régimen torrencial documentado para el último milenio en el río Guadalentín, afluente del Segura (Benito et al., 2010; Machado et al., 2011). Los datos sedimentológicos, arqueológicos e hidráulicos obtenidos en el Abrigo del Pozo sostendrían que un cambio a condiciones climáticas semiáridas similares a las actuales en este área tuvo lugar entre 5900 y 3700 AP.

Agradecimientos

Investigación financiada por el proyecto CGL2009-07830/BTE (MEC/FEDER), el contrato OTRI-2371 (Arqueotec (Murcia) - UJA) y grupo RNM-200 (Junta de Andalucía). P.B. agradece a la UJA la financiación de la

estancia de investigación en la Universidad de Southampton.

REFERENCIAS

- Benito, G., Sopeña, A., Sánchez-Moya, Y., Machado, M.J. y Pérez-González, A., 2003. Palaeoflood record of the Tagus River (Central Spain) during the Late Pleistocene and Holocene. *Quaternary Science Reviews* 22, 1737-1756.
- Benito, G., Rico, M., Sánchez-Moya, Y., Sopeña, A., Thorndycraft, V. R. y Barriendos, M. 2010. The impact of late Holocene climatic variability and land use change on the flood hydrology of the Guadalentín River, southeast Spain. *Global and Planetary Change* 70 (1-4), 53-63.
- Bohorquez, P. y Darby, S.E. 2008. The use of one- and two-dimensional hydraulic modelling to reconstruct a glacial outburst flood in a steep Alpine valley. *Journal of Hydrology* 361 (3-4), 240-261.
- Carrión, J.S., Andrade, A., Bennet, K.D., Navarro, C. y Munuera, M. 2001. Crossing forest thresholds: Inertia and collapse in a Holocene sequence from south-central Spain. *The Holocene* 11, 635-653.
- García-García, F., Martínez-Sánchez, C., Pérez-Valera, F., Pérez-Valera, L., Sánchez-Gómez, C. y Viseras, C. 2011. Interactions between fluvial sedimentation and human activity in a rockshelter (EpiPaleolithic to present day, Segura River, SE Spain). *28th IAS meeting Zaragoza*. 85 pp.
- Julien, P.Y. 2010. *Erosion and Sedimentation*, 2nd Edition. Cambridge University Press: Cambridge, 371 pp.
- Knox, J. C. 1983. Responses of river systems to Holocene climates. En Wright Jr., H.E. (Ed.), *Late-Quaternary Environments of the United States*, V.2. University of Minnesota Press, Minneapolis, 26-41.
- Machado, M.J., Benito, G., Barriendos, M. y Rodrigo, F.S., 2011. 500 years of rainfall variability and extreme hydrological events in southeastern Spain drylands. *Journal of Arid Environments* 75 (12), 1244-1253.
- Martínez Sánchez, C. 1994. Nueva datación de C-14 para el Neolítico de Murcia: Los Abrigos del Pozo (Calasparra). *Trabajos de Prehistoria* 51, 157-161.
- Sánchez-Gómez, M., Martínez-Sánchez, C., García-García, F., Peláez, J., Pérez-Valera, F., Martínez-Andreu, M. y Pérez-Valera, L.A., 2011. Evidence for a 4700-2100 BC palaeoearthquake recorded in a fluvial-archaeological sequence of the Segura River, SE Spain. *Quaternary International* 242 (1), 106-114.
- Yalin, M.S. y da Silva, A.M. F., 2001. *Fluvial Processes*. IAHR Monograph, IAHR, 493 Delft, The Netherlands, 197 pp.

ANÁLISIS VOLUMETRICO DE SEDIMENTOS ALUVIALES EN LOS DELTAS DE LOS RÍOS AARE Y LÜTSCHINE (SUIZA) DURANTE EL HOLOCENO TARDÍO

Volumetric analysis of alluvial plain sediments in the Aare and Lütischine deltas (Switzerland) during late Holocene

F. Carvalho ⁽¹⁾, L. Schulte ⁽¹⁾

(1) Fluvialps Research Group. Departamento de Geografía Física y AGR, Universidad de Barcelona, C/ Montalegre 6, 08001 Barcelona. filipe.geography@gmail.com

Abstract: This work will focus on late Holocene sedimentation storage at the floodplain of both Aare and the Lütischine basins, located at the Swiss Alps. The present study performs a geochronological characterization of delta plain sedimentary records. Sediment distribution was modeled by geostatistical interpolation between boreholes. This allowed the calculation of sedimentation rates and the estimation of sediment volume for the last 3000 years according to 500 years time slices. Results show similar accumulation patterns and analogous trends in sedimentation rates of both deltas. One of the main conclusions is that sediment supply during the last 1000 years has not increased, despite intense land-use. A fact we attribute to the bypass of most sediment input directly into the basin outlet in lake Brienz, due to river management.

Palabras clave: Alpes suizos, deltas, tasas de sedimentación, estimación de volumen, ventanas temporales
Key words: Swiss Alps, deltas, sedimentation rates, volume estimation, time slices

1. INTRODUCCIÓN

El análisis de distribución de sedimentos, la estimación de volúmenes y el cálculo de las tasas de agradación son un tema clave para entender los patrones espaciales y temporales de la dinámica fluvial bajo la influencia de diferentes fuerzas motrices. Los abanicos aluviales y deltas presentes en los valles de modelado glaciar (como los abordados en este trabajo) constituyen importantes cubetas sedimentarias (*sediment sinks*) en zonas de montaña (Hinderer, 2001; Schulte *et al.*, 2008, 2009). Además, constituyen una oportunidad singular de estudiar la dinámica de agradación fluvial, ya que son entornos relativamente estables y proporcionan registros sedimentarios de alta resolución. Este estudio se enfoca en la dinámica de los sedimentos acumulados en las llanuras deltaicas de la cuenca superior del río Aare y cuenca del río Lütischine, situadas en los Alpes Berneses (Fig. 1). El presente trabajo consiste en un análisis de la agradación de sedimentos aluviales,

mediante la elaboración de un modelo cronológico de la acumulación en los últimos 3000 años, el cálculo de tasas de sedimentación y la modelización del volumen de sedimentos acumulados.

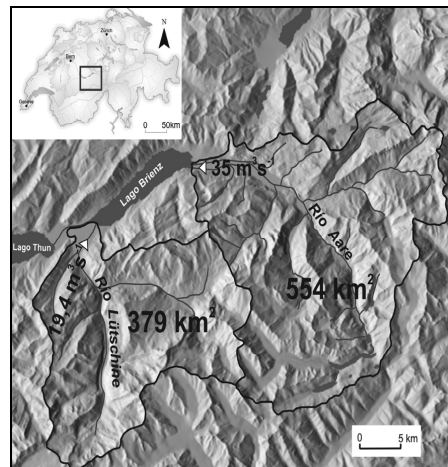


Fig. 1. Cuencas de los ríos Aare y Lütischine. Las llanuras deltaicas estudiadas se sitúan en la desembocadura de ambas cuencas en el lago Brienz. Modelo de elevación digital (MDT) elaborado a partir de datos altimétricos de Swisstopo ©.

2. METODOLOGÍA

2.1. Registros sedimentarios

Los testigos sedimentarios utilizados en este estudio han sido obtenidos por medio de sondeos de percusión (máxima profundidad de 17 m) en campañas de trabajo de campo que se remontan al año 2001 (Schulte *et al.*, 2004). También se han incluido sondeos de la base de datos geológicos del Departamento de Administración del Agua del Cantón de Berna (WEA). Basados en estos testigos se ha realizado una interpretación litoestratigráfica detallada, permitiendo una reconstrucción de la evolución de los procesos de agradación (Schulte *et al.*, 2004, 2009; Carvalho y Schulte, 2011; Carvalho y Schulte, en preparación).

2.2. Geocronología

La cronología de la acumulación de sedimentos en los últimos 3000 años se estableció mediante dataciones AMS ^{14}C de turba, sedimentos orgánicos, madera y restos de plantas. Se han analizado 60 muestras en el Ångström Laboratory de la Universidad de Uppsala, Suecia. Un total de 52 muestras han sido validadas para nuestro análisis geocronológico, mientras que 8 han sido rechazadas debido a problemas de removilización de material, contaminación de la muestra o baja concentración de materia orgánica (Schulte *et al.*, 2009). Las edades de radiocarbono han sido posteriormente calibradas con el software CALIB 5.0.2 (Reimer *et al.*, 2009). Por último, el modelo geocronológico de la acumulación de sedimentos en ambos abanicos aluviales ha sido elaborado mediante la interpolación lineal de las dataciones ^{14}C .

2.3. Modelización de la acumulación

Con el fin de cuantificar la evolución de la agradación de sedimentos durante los últimos 3000 años se ha creado un modelo volumétrico en 3D de las paleosuperficies desde los 3000 años calibrados BP hasta la superficie actual, con intervalos (*time*

slices) de 500 años.

El primer paso para la elaboración del modelo de acumulación ha sido calcular la profundidad de las isocronas de cada *time slice* (3000, 2500, 2000, 1500, 1000 y 500 años cal. BP). El cálculo de la profundidad ha sido obtenido por la interpolación lineal profundidad/edad y ha permitido estimar las tasas de sedimentación en los intervalos de tiempo establecidos.

En un segundo paso estos datos se han introducido en un SIG (utilizando el software ArcGIS 10) para la elaboración de un modelo de elevación digital (MDT) para cada intervalo de tiempo. Los MDTs de cada paleosuperficie de los dos deltas han sido creados mediante el método de interpolación geoestadístico Kriging ordinario descrita por Oliver y Webster (1990) y por el manual de ArcGIS de Johnston *et al.* (2001). Finalmente han sido creados un total de 6 MDTs de las paleosuperficies de cada delta. El volumen de sedimentos acumulados se ha estimado mediante el cálculo de la diferencia entre la superficie real y la paleosuperficie de cada *time slice* (usando la función *Cut/Fill* del software ArcGIS 10).

3. RESULTADOS

Los resultados obtenidos permiten reconstruir y caracterizar la agradación de sedimentos de la llanura aluvial de ambos deltas y analizar la dinámica sedimentaria de cada cuenca. Los análisis macroscópicos de sedimentos y la modelización geocronológica de cada sondeo ha permitido definir distintos ambientes sedimentarios (Fig. 2). Por ejemplo, en los sondeos AA-10 e IN-60, localizados en los sectores distales de los deltas estudiados, se observan tasas de sedimentación muy elevadas, causadas por la progradación del delta, por la cercanía de paleocanales o por procesos de subsidencia, debido a la compactación de los materiales deltaicos. Por otro lado, sondeos como el AA-02 o el IN-30 tienen tasas muy bajas, representando áreas muy

estables, con la presencia de varios horizontes turbosos.

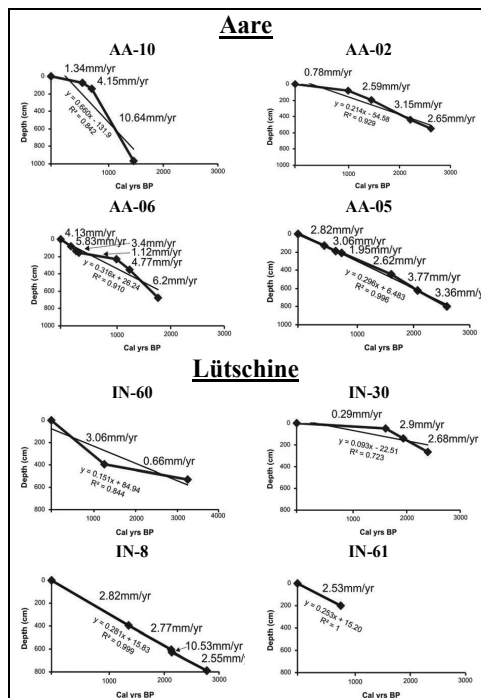


Fig. 2. Modelos geocronológicos y tasas de sedimentación de sondeos significativos de los abanicos deltaicos del Aare y Lüttschine. Cada gráfico muestra la relación entre profundidad y las edades ¹⁴C calibradas.

La evolución del volumen acumulado en los últimos 3000 años demuestra una tendencia general similar en ambas cuencas, caracterizada por una disminución gradual de los sedimentos acumulados en los periodos más recientes (Fig. 3). Un análisis detallado permite la identificación de tres grandes cambios: entre 3000 y 1500 años cal. BP, se observa una acumulación homogénea en ambas cuencas, con volúmenes situados entre 28,6 y 25,5 x 10⁶ m³ en el Aare y 8,2 y 8,08 x 10⁶ m³ en el Lüttschine; en los últimos 1500 años se observa una disminución del volumen, con valores más bajos situados entre 500 y 1000 años cal. BP, respectivamente 15,2 y 7,06 x 10⁶ m³. Finalmente, en los últimos 500 años se observa un ligero aumento del volumen en ambas cuencas.

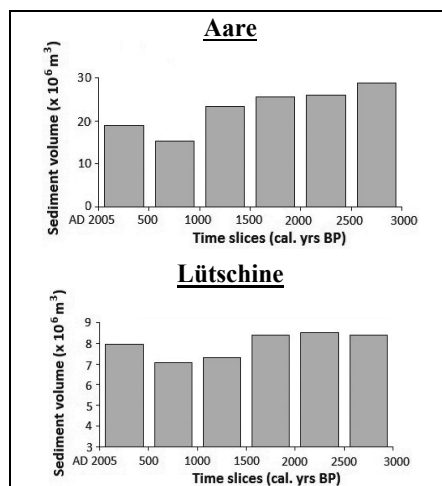


Fig. 3. Volumen de los sedimentos acumulados en los abanicos deltaicos del Aare y Lüttschine, según intervalos temporales (time slices) de 500 años, desde 3000 años cal. BP hasta la actualidad.

4. DISCUSIÓN

Las diferencias en las tasas de sedimentación demuestran que existe una relación directa entre la ubicación de los sondeos y el ambiente fluvial circundante. Esta diferenciación se explica por cuatro razones principales: 1) la cercanía de canales y la interacción entre canales y llanuras aluviales; 2) la capacidad de transporte fluvial (responsable de un gradiente granodecreciente entre el ápice y las aéreas distales del delta); 3) los aportes laterales de afluentes (conos aluviales, flujos de derrubios) y 4) los cambios del aporte de materiales de la cuenca según las condiciones ambientales.

Las tasas de sedimentación se asocian a ambientes sedimentarios específicos: las llanuras de inundación se caracterizan por tasas de sedimentación más bajas mientras que las áreas proximales del delta o en áreas próximas a canales se identifican tasas elevadas.

El análisis del volumen y su distribución temporal indica la inexistencia de un incremento significativo de los sedimentos acumulados en los últimos 1000 años, periodo marcado por una fuerte

intervención humana. Se estima que el principal motivo se debe a una gestión hidrológica eficiente por parte de las comunidades locales, que han conseguido, a partir de medidas de mitigación estructurales (*levees*) transferir la mayor parte de los sedimentos transportados por los ríos Aare y Lüttschine directamente hacia el lago Brienz. Estudios recientes confirman esta teoría, indicando mayores tasas de sedimentación en las áreas subacuáticas (Anselmetti *et al.*, 2007) y la progradación de ambos deltas (Schulte *et al.*, 2009).

5. CONCLUSIÓN

Este trabajo ha analizado la sedimentación del Holoceno Tardío de dos deltas alpinos a partir de registros sedimentarios. Hemos podido verificar que ambos deltas comparten tendencias de sedimentación similares y observar que en los últimos 1000 años no se ha llevado a cabo un incremento significativo de la sedimentación en la llanura aluvial, causado por el aumento de la ocupación humana y consecuentes intervenciones en el medio fluvial. Este estudio muestra una estimación del volumen de sedimentos y de tasas de acumulación mediante registros sedimentarios para el análisis la evolución Holocena de los deltas de montaña. En el futuro esperamos mejorar la exactitud de los resultados mediante la adición de más sondeos y el aumento de la resolución del modelo cronológico.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Ministerio español de Ciencia e Innovación (CGL2009-06951/BTE), el programa de becas FPI (BES-2007-15653) y ICREA Academia. Los modelos digitales de elevación (DTM-AV© Swisstopo - DV002380) son cortesía de Swisstopo. Los autores también quieren mostrar su agradecimiento al Dr. Heinz Veit, el Dr. Stanley Trimble y el Ldo. Jaime Llorca por su colaboración.

REFERENCIAS

- Anselmetti, F., Bühler, R., Finger, D., Girardclos, S., Lancini, A., Rellstab, C. y Sturm, M., 2007. Effects of Alpine hydropower dams on particle transport and lacustrine sedimentation. *Aquatic Sciences* 69, 179-198.
- Carvalho, F. y Schulte, L. 2011. Modelling time differentiated sediment accumulation of alpine catchments: a case study from the Hasli Valley, Switzerland. En: Schlüchter, Ch. et al. XVIII *INQUA-Congress "Book of abstracts"*. Bern, Suiza.
- Carvalho, F. y Schulte, L. (in preparation). Late Holocene sediment distribution and sedimentation rates of alpine fan deltas, Switzerland. *Geomorphology* (Elsevier).
- Hinderer, M., 2001. Late Quaternary denudation of the Alps valley and lake fillings and modern river loads. *Geodinamica Acta* 14, 231-263.
- Johnston, K., Ver Hoef, J. M., Krivoruchko, K., y Lucas, N. 2001. Using ArcGIS geostatistical analyst. *Analyst. Esri Redlands*, 300. pp.
- Oliver, M.A., y Webster, R. 1990. Kriging: a method of interpolation for geographical information systems. *International Journal of Geographical Information Science*, 4 (3), 313-332.
- Reimer, P. J., et al. 2009. Intcal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 51, 1111-1150.
- Schulte, L., Veit, H., Burjachs, F., Julià, R. y Burrull, R. 2004. Dinámica fluvial y variabilidad climática en los Alpes suizos durante el Holoceno superior. *Actas de la VIII Reunión Nacional de Geomorfología*, 171-182.
- Schulte, L., Julià, R., Oliva, O., Burjachs, F., Veit, H. y Carvalho, F. 2008. Sensitivity of Alpine fluvial environments in the Swiss Alps to climate forcing during the Late Holocene. *Sediment Dynamics in Changing Environments*, IAHS Publ. 325, 367-374.
- Schulte, L., Veit, H., Burjachs, F. y Julià, R. 2009. Lüttschine fan delta response to climate variability and land use in the Bernese Alps during the last 2400 years", *Geomorphology* 107-121.

RECONSTRUCCIÓN DE LA DINÁMICA HISTÓRICA DEL LECHO DEL RÍO AAR EN EL VALLE HASLI (ALPES SUIZOS)

Reconstruction of historical dynamics of the Aare channel in Hasli Valley (Swiss Alps)

J. Llorca Ballester ⁽¹⁾, L. Schulte ⁽¹⁾, F. Carvalho ⁽¹⁾

(1) FluvAlps Research Group. Departament de Geografia Física y Anàlisi Geogràfica Regional, Universitat de Barcelona. jaimellorca@ub.edu.

Abstract: This paper focuses on the floodplain alluvial architecture in Hasli Valley using data obtained from 25 shallow drillings (2 m deep) and one 8 m deep borehole. The sedimentary sequence covers the last 2600 years, showing 8 fining upward cycles, each one of them limited in the top by an organic horizon. Historical lateral changes of the Aare river bed are reconstructed by a detailed lithostratigraphic profile. Results obtained from ¹⁴C datings, geomorphological and historical maps analysis allow the identification of major changes in the alluvial floodplain. The most important ones took place between 1750 cal. BP and 1450 cal. BP, around 1450 AD and in 1762 AD. The human impact can be observed since 1500 cal. BP regarding changes in the cyclicity of the aggradation phases and floodplain sediment distribution.

Palabras clave: llanura de inundación, dinámica fluvial, acreción lateral, Holoceno tardío, Alpes.

Key words: floodplain, river dynamics, lateral accretion, Late Holocene, Alps.

1. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo consiste en la reconstrucción de la dinámica fluvial sedimentaria de la llanura aluvial del bajo valle Hasli (Alpes Berneses, Suiza) (Fig. 1), así como el estudio de los movimientos laterales del canal del río Aar en época histórica. Dicho valle fue intensamente sobreexcavado por los grandes sistemas glaciares pleistocenos y, posteriormente, colmatado con sedimentos fluviales, aluviales y de vertiente, intercalados por suelos orgánicos (histosols, mollisols), que conectan con el delta del Aar, situado en la orilla oriental del lago Brienz, formando un valle de fondo plano de 12 km de longitud y 1 km de ancho. La cuenca del Alto Aar tiene un total de 596 km², 14 de los cuales están cubiertos por glaciares, siendo el punto más elevado el Finsteraarehorn (4274 m). El río Aar posee un caudal anual de 35 m³s⁻¹ (régimen glacio-nival con máxima descarga en verano por fusión). Los grandes sistemas deltaicos alpinos constituyen un espacio favorable para estudiar la dinámica fluvial histórica, puesto que poseen registros sedimentarios de alta resolución. En particular, los

sedimentos depositados en las depresiones interdistributarias muestran las pautas del comportamiento hidrológico del curso fluvial y sus inundaciones. Las facies de canal, *levée*, *crevasse splay*, etc. permiten reconstruir la dinámica de la acreción lateral del lecho (Schulte *et al.*, 2008, 2009; Brown *et al.*, 2001).

El objetivo principal del trabajo es la comprensión de la dinámica aluvial de la llanura de inundación, así como su relación con la variabilidad climática y la presencia humana en el valle Hasli.

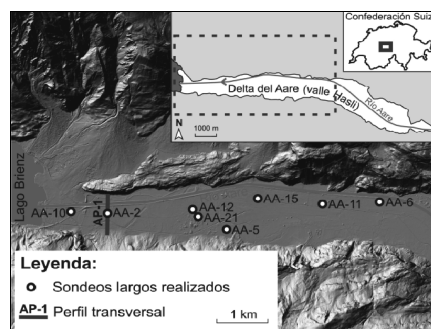


Fig. 1. Localización del área de estudio (valle Hasli) en el Cantón de Berna. Situación del transecto de sondeos cortos (AP-1) y del sondeo largo (AA-2).

2. METODOLOGÍA

Los testigos sedimentarios (*cores*) utilizados para el presente trabajo se han obtenido por medio de perforaciones. Partiendo de la localización de un sondeo profundo (AA-2, 8 m), realizado en 2008, se traza un transecto perpendicular a la dirección del valle. Siguiendo dicho transecto, se realizan 25 perforaciones someras (2 m), a razón de una cada 20 m (AP-1; Fig. 1). Se realiza una descripción de cada una de las columnas de sedimentos extraída, mediante la cual se reconstruye la litoestratigrafía de las agradaciones sedimentarias fluviales y la disposición de los distintos niveles. Asimismo, con el fin de contextualizar este perfil, se utilizan las descripciones del Servicio de Aguas y Energía del Cantón de Berna (WEA), que realiza perfiles más profundos a menor resolución (Valle, 1994).

Por otro lado, se extraen cuatro muestras de materia orgánica contenidas en el *core* AA-2 (restos de plantas o madera, niveles turbosos) para su datación mediante ^{14}C . Una vez establecida la edad de dichas muestras, y calibrada por medio del software CALIB 5.0.2 (Reimer *et al.*, 2009), se elabora el modelo cronológico (Schulte, 2009), esto es, se atribuye una antigüedad a cada uno de los niveles de la secuencia sedimentaria.

Se lleva a cabo un análisis de cartografía geomorfológica (a partir de un MDT, 2 m de resolución); y la identificación de paleocanales y cambios del curso mediante cartografía histórica del valle. Igualmente, se estudia el contenido total de carbono orgánico (TOC) del sondeo AA-2 a resolución centimétrica, obteniendo una curva que muestra las variaciones de este indicador en relación a los diferentes niveles estratigráficos.

3. RESULTADOS

La arquitectura de las unidades fluviales del valle Hasli en el sector del perfil AP-1 se presenta en la Fig. 2. Se distinguen

cuatro unidades principales en función de la localización que ocupa el lecho del río. La base del sondeo AA-2 muestra un paleocanal que se situaría en el sector central del valle con más de 3000 años cal. BP (*calibrated years before present*), formando la Unidad I (Fig. 2). El lecho del río migra lateralmente en dirección Norte para establecer la Unidad II (Fig. 2). Así, en esta época, el río, ocupa el sector septentrional del valle, desde donde construye, en sucesivos episodios de inundación, hacia el centro del valle. La fracción gruesa se localiza, en la sección transversal del valle, en áreas proximales al canal principal (en secuencia granodecreciente hacia la superficie). Los sectores distales reciben los materiales más finos; en este caso, el área central del valle, ligeramente más deprimida. Dicho área (depresión interdistributaria, formada por materiales finos) reúne las condiciones sedimentarias adecuadas para la formación de horizontes turbosos y edafizados con los que establecer las dataciones. En los últimos 2600 años, el *core* AA-2 muestra ocho secuencias sedimentarias, cada una marcada en su techo por un horizonte orgánico, que también pueden ser identificadas en los valores de TOC. Los ocho ciclos de pulsaciones de agradación detectados en el sondeo AA-2 comienzan en la base con una facies de canal fluvial; seguida de un paquete de sedimentos arenosos, propios de llanura aluvial. A continuación, se encuentra la transición hacia un ambiente de turbas y aguas estancadas (1750-1450 años cal. BP); para comenzar, de nuevo, una facies de llanura aluvial (1450 AD).

El canal modifica su trayectoria en el curso medio del valle inferior, pasando a instalarse en la Unidad III en torno a 1450 AD (Fig. 2). Esta unidad es la de mayor complejidad en su interpretación, puesto que, además de la dinámica fluvial, es preciso tener en cuenta las alteraciones introducidas por la población asentada en el valle en su lucha contra los efectos de las inundaciones, así como la influencia de

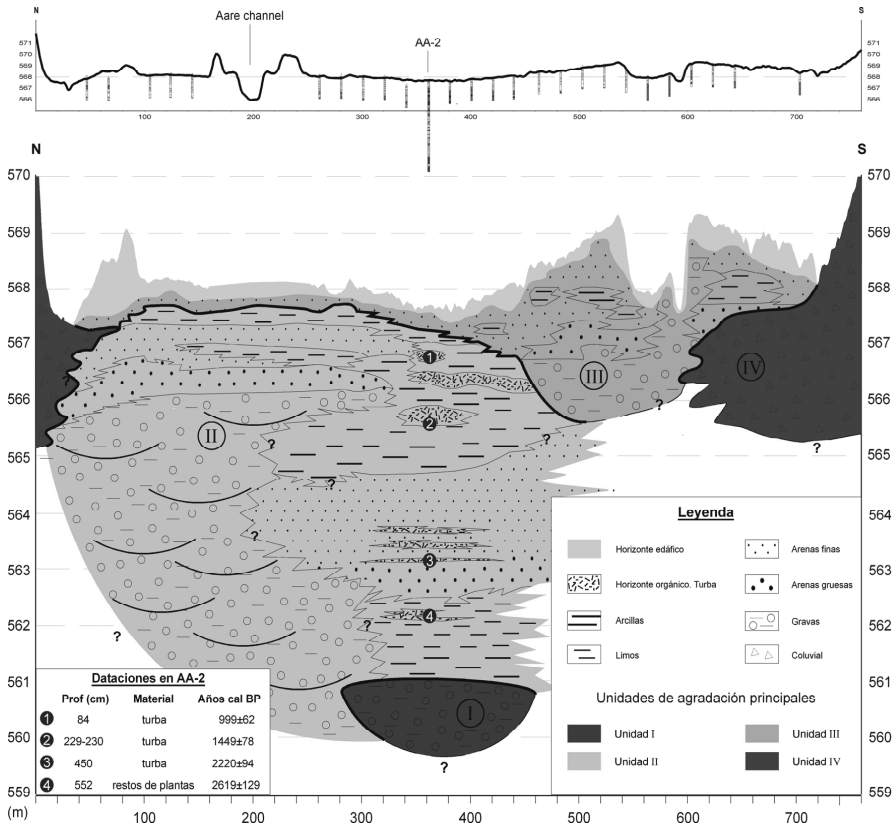


Fig. 2. Perfil transversal AP-1: principales unidades litoestratigráficas. El gráfico superior representa el perfil topográfico del transecto y la localización de los sondeos realizados. La imagen inferior representa el mismo perfil con una escala vertical apropiada para la representación de las unidades de agradación.

la dinámica de vertientes, pues el transecto se encuentra al pie de un *debris flow* muy activo en época histórica. En la superficie actual se observa un paleocanal con sus depósitos de *levée* a ambos lados (MDT), también reflejado por los mapas históricos (Mirani, 1766; Schulte *et al.*, 2011). El perfil estratigráfico transversal queda completado por las aportaciones de las vertientes (Unidad IV, Fig. 2) y el horizonte edáfico.

4. DISCUSIÓN

El lecho fluvial del río Aar ha experimentado, durante el Holoceno Tardío, una movilidad lateral considerable en el bajo valle Hasli. Según los resultados

preliminares, las variaciones del porcentaje de TOC y los análisis geoquímicos realizados en el sondeo AA-2 (Carvalho y Schulte, 2009), la dinámica sedimentaria de la llanura aluvial hasta 1500 AD está estrechamente relacionada con procesos de agradación inherentes a una dinámica de origen predominantemente natural; y durante los últimos 500 años, con las actividades de gestión hidráulica. Cabe resaltar que durante estos últimos cinco siglos se ha producido un incremento de las actividades antrópicas (tala de bosques, ganadería, etc.), que conlleva un aumento potencial de la erosión en los sectores más elevados de la cuenca. Sin embargo, los resultados obtenidos no presentan esta tendencia. Este fenómeno se explica por la

eficaz gestión hidráulica, que ha logrado dirigir gran parte de este material directamente (efecto *bypass*) hacia el frente de progradación del delta en el lago Brienz, mediante la canalización del Aar. Asimismo, en el último siglo, se han producido importantes modificaciones en el régimen hidrológico del Aar, condicionando el aporte sedimentario, debidas a la construcción de presas en la cabecera del alto Aar a partir de 1938 (Anselmetti *et al.*, 2007).

Tras el análisis de la cartografía (histórica y geomorfológica), de la curva de TOC del sondeo AA-2 y los resultados de las dataciones de ^{14}C , cabe afirmar, en función de los datos disponibles hasta la fecha, que los cambios más importantes se producen en la llanura aluvial entre 1750 cal. BP y 1450 cal. BP y en torno a 1450 AD (transición entre Unidad II y Unidad III). De igual modo, destaca, en 1762 AD, un importante evento de inundación en el valle, (identificado mediante fuentes históricas, Schulte *et al.*, 2011).

5. CONCLUSIÓN

El presente estudio ofrece como principal conclusión la importancia de las actuaciones llevadas a cabo durante los últimos 500 años con el fin de mitigar el impacto de los episodios de inundación, que han incidido en la dinámica de la acreción lateral del lecho en época histórica. Las rectificaciones del curso del Aar, detectadas mediante el análisis de mapas históricos y del MDT, introducidas aguas arriba, se reflejan en la aparición de paleocanales y en la disposición estratigráfica de la llanura de inundación. Las pulsaciones de agradación observadas a partir del sondeo AA-2 permiten identificar una ruptura de la ciclicidad a partir de 1500 cal. BP, probablemente producida por la intensificación de la ocupación y actividades humanas.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por

el Ministerio de Ciencia e Innovación (Proyecto FluvAlps-Plus, CGL2009-06951), por el programa de becas FPI (BES-2010-038272) y por el programa ICREA-Acadèmia. Los autores agradecen a J. Losada y J.C. Peña su ayuda en el trabajo de campo.

REFERENCIAS

- Anselmetti, F., Bühler, R., Finger, D., Girardclos, S., Lancini, A., Rellstab, C. y Sturm, M. 2007. Effects of Alpine hydropower dams on particle transport and lacustrine sedimentation. *Aquatic Sciences* 69, 179-198.
- Brown, A.G., Cooper, L., Salisbury, C.R. y Smith, D.N. 2001. Late Holocene channel changes of the Middle Trent: channel response to a thousand-year flood record. *Geomorphology* 39, 69-82.
- Mirani, A. 1766. Karte topographique der Aare uber Haslital zum Brienzensee. Bern.
- Carvalho, F. y Schulte, L. 2009. Análise da dinâmica fluvial alpina no vale Hasli, Alpes Suíços, sob a influencia da variabilidade climática. VIII Reunião do Quaternário Ibérico, Faro 2009.
- Reimer *et al.* 2009. Intcal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 51, 1111-1150.
- Schulte, L., Coca, M., Schmidt, T. y Carvalho, F. 2011. Paleochannel reconstruction of the Aare river from historical maps and documents, Lower Hasli valley, Switzerland. Sensitivity of alpine rivers to environmental changes during the Late Holocene in the Bernese Alps (Lake Brienz area). INQUA fieldtrip, 24th July 2011.
- Schulte, L., Veit, H., Burjachs, F. y Julià, R. 2009. Lutschine fan delta response to climate variability and land use in the Bernese Alps during the last 2400 years. *Geomorphology* 108, 107-121.
- Schulte, L., Julià, R., Oliva, M., Burjachs, F., Veit, H. y Carvalho, F. 2008. Sensitivity of alpine fluvial environments in the Swiss Alps to climate forcing during the Late Holocene. *Sediment Dynamics in Changing Environments* (Proceedings of a symposium held in Christchurch, New Zealand, December 2008), IAHS Publ. 325, 367-374.
- Valle, G. della (Ed.). 1994. *Hydrogeologie Haslital, zwischen Innertkirchen und Brienzler See*. Wasser- und Energiewirtschaftsamt des kantons Bern (WEA), Bern.

UNA NUEVA METODOLOGÍA PARA LA RECONSTRUCCIÓN DE CAUDALES DE AVENIDAS A PARTIR DE LA INFORMACIÓN CONTENIDA EN LOS ÁRBOLES INCLINADOS DE LAS MÁRGENES FLUVIALES

A new methodology for peak discharge estimation using tilted trees on floodplain

J.A. Ballesteros Cánovas⁽¹⁾, J.M. Bodoque⁽²⁾, A. Díez-Herrero⁽¹⁾, V. Ruiz-Villanueva⁽¹⁾

(1) Instituto Geológico y Minero de España, C/ Ríos Rosas 23, 28003. Madrid (España). ja.ballesteros@igme.es

(2) Universidad de Castilla-La Mancha, Toledo (España)

Abstract: Tilted trees are one of the most common dendrogeomorphological evidence of past flood events. They have been used to reconstruct flood frequency by means of the identification of reaction wood, but their usefulness for paleo-discharge estimation has never been studied so far.

Here, we are presenting a mechanical tree deformation-flood depth. The objective of this new approach is to estimate the water depth based on the observed deformation at the flow direction of trees using empirical equations. Needed input data that should be measured in the field are: stand forest characteristic, tree characteristic, reaction wood analysis; hydraulic properties; soils characteristic description. Preliminary results seem to indicate that there is a correspondence between deformation and flood depth although variability is also implicitly. Possible controls on this variability are being studied and could be related to the age in which the tree when was tilted as well as the signal-noise in deformation due to subsequent events.

Palabras clave: dendrogeomorfología, árboles inclinados, cuencas no aforadas, estimación del caudal

Key words: dendrogeomorphology, tilted tree, ungauged catchment, flood discharge estimation

1. INTRODUCCIÓN

Se ha demostrado que la información contenida en los anillos de crecimiento de los árboles permite el estudio de eventos de avenidas que no han sido previamente registradas por estaciones de aforos. A través del estudio dendrocronológico e histológico de las evidencias de avenidas que pueden ser observadas en la vegetación que crece en las llanuras de inundación, se ha podido datar eventos pasados, estimar su magnitud, e incluso llegar a incluirlos en el análisis del riesgo de inundaciones (Ballesteros, 2011).

Hasta el momento, todos los esfuerzos en este sentido, se han centrado en el estudio y el uso de los descortezados observados en los troncos de los árboles (*scars*), al ser considerados como marcas de paleo-nivel. Dichos descortezados suelen ser comunes en ríos de elevada pendiente, y pueden estar generados por el impacto de sedimentos, de detritos leñosos e incluso

por el impacto de bloques de hielo. Sin embargo, en ríos de media y baja pendiente, dichas evidencias son menos frecuentes, limitando la aplicabilidad de las técnicas dendrogeomorfológicas para el análisis de la peligrosidad de inundaciones. No obstante, en este contexto, es común encontrar otro tipo de evidencia, como lo son los árboles inclinados a favor de la corriente (Fig. 1).



Fig. 1. Fuste inclinado en las orillas del río Deva (Asturias).

Dichas formas, generadas debido a la acción de la fuerza de la corriente sobre el árbol, han sido ampliamente utilizadas para la datación de eventos por medio de la madera de reacción (Stoffel y Bollschweiler, 2008). Sin embargo, nunca se han empleado para determinar la energía de la corriente.

En este trabajo, se presenta un modelo estructural de fuerza-deformación, basado en las leyes físicas, que pretende relacionar la magnitud del evento con la deformación observada en los árboles. Para ello se recurre a la regresión del tamaño del árbol en el momento del evento mediante análisis dendrométricos, modelización hidráulica para determinar las condiciones del evento de avenida y análisis dendrogeomorfológicos. Se presentan los resultados preliminares de la validación de dicho modelo en dos ríos localizados en el centro peninsular.

2. MODELO CONCEPTUAL

2.1 Razonamiento teórico

El modelo conceptual se inspira en la observación de campo y en las ecuaciones de la mecánica estructural clásica. En dicho modelo, se supone que la deformación es generada por la fuerza de la corriente que, junto con el peso del árbol genera un momento en la base que debe ser contrarrestada por el momento resistente asociado al complejo raíz-suelo (Fig. 2).

La formulación matemática es la siguiente:

$\phi = \frac{M}{K}$, donde θ es el giro en la base del tronco; M [Nm] el momento asociado a la fuerza de arrastre y al peso y K [Nm/rad] es la rigidez rotacional del complejo raíz-suelo.

Así, M :

$M = (0,5 \times \rho_w \times C_d \times S \times V^2 + \rho_m \times vol \times g) \times cdg$
 donde ρ_w es la densidad del fluido; C_d el coeficiente de arrastre, S la superficie expuesta en el momento del evento, V la velocidad del fluido, ρ_m la densidad de la madera, vol el volumen del árbol, g la gravedad y cdg el centro de gravedad.

Por otro lado K , es la rigidez rotacional que depende del momento resistivo. Dicho momento depende tanto de las propiedades del suelo como de las características del complejo radicular (Coutts, 1983). Sin embargo, debido a la complejidad de su cálculo teórico, y de acuerdo con los estudios realizados por Peltola (2006), se ha empleado el peso del complejo raíz-suelo como estimador del máximo momento resistivo, y por ende, de la rigidez rotacional para cada valor de deformación, por medio de la ecuación:

$$M_r = \frac{g \times m_{r-s} \times z}{A}, \text{ donde } g \text{ es la gravedad,}$$

m_{r-s} es la masa del complejo raíz-suelo, z la profundidad media del cepellón y A es la proporción del peso en la resistencia total (Coutts, 1983). En esta ecuación m_{r-s} depende de las características geométricas de las raíces (para lo que se utilizan los modelos establecidos por Kiozumi et al., 2007; Coder, 2009; Peltola, 2006; Lundström et al., 2007) y de la densidad del suelo.

2.2 Análisis estocástico

De este razonamiento teórico se deduce que existe un elevado número de variables que, a priori, no se conocen adecuadamente; y, por lo tanto, están sujetas a elevadas incertidumbres. Para intentar incluir dichas incertidumbres en el cálculo, se ha optado por realizar un análisis de Monte Carlo con un número de simulaciones igual a 1000 que, en cualquier caso, aseguraba la estabilidad y convergencia del valor esperados. Para ello, se han declarado tanto variables aleatorias, como variables determinísticas. Los resultados, por tanto, indicarán en términos probabilísticos, el valor esperado de la deformación $[E(\theta)]$ condicionada a que se produzca una avenida de magnitud x , esto es: $P(\theta = \theta | X)$

3. ADQUISICION DE DATOS *IN SITU*

Para llevar a cabo la validación preliminar del modelo, se buscaron zonas de estudio

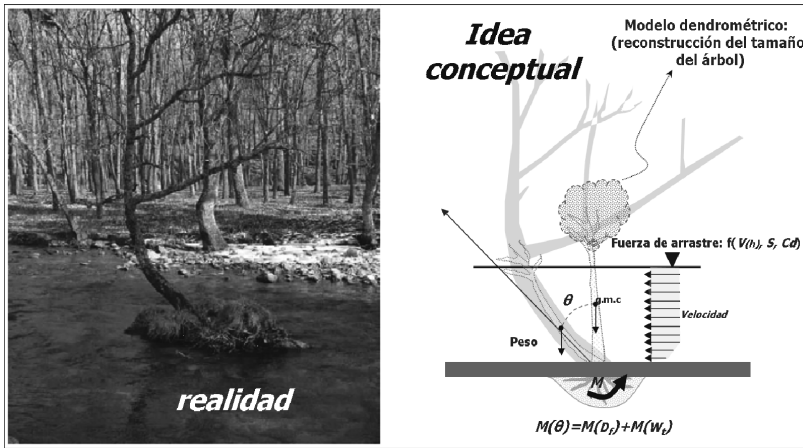


Fig. 2. Esquema conceptual del modelo. Foto original del río Eresma (Valsain, Segovia).

que cumplieren las siguientes condiciones: 1) tramo homogéneo de un río con estación de aforos, 2) existencia de árboles inclinados.

Finalmente se eligieron en los tramos del río Alberche (Ávila), en las cercanías de la estación de aforos N° 3317 (datos desde 1973) de la Confederación Hidrográfica del Tajo (CHT); y en el río Cega (Pajares de Pedraza, Segovia), en las inmediaciones de la estación de aforos N° 2018 (datos desde 1913) de la CH-Duero.

En el campo, se muestrearon con una barrena Pressler los árboles inclinados con el fin de determinar, por medio de la madera de reacción, el año del evento. Con un clinómetro se midió la deformación en la base y, junto con una cinta métrica, se obtuvieron las medidas dasométricas necesarias para elaborar los modelos dendrométricos que posibilitarían regresar el tamaño del árbol en el momento de la inundación. Se localizaron con GPS todos los puntos de muestreo y se ubicaron en la topografía existente.

Dicha topografía, junto con observaciones de campo para determinar la rugosidad del lecho, fue utilizada para llevar a cabo la modelización hidráulica de los eventos correlacionados con la serie registrada en la estación de aforos (2D en el caso del río

Alberche y 1D en el caso del río Cega) con el fin de obtener los parámetros de velocidad del flujo y calado, determinante para estimar la superficie expuesta. Otros parámetros como la densidad de la madera (aliso y fresno) o del suelo (gravas) se obtuvieron a partir de la amplia bibliografía existente (valores medios: 2675 kg/m³ con una porosidad del 20%).

4. RESULTADOS PRELIMINARES Y DISCUSIÓN

Se analizaron un total de 24 árboles (18 en el río Alberche y 6 en el río Cega), de los cuales, sólo se consideraron 11 en el río Alberche por cumplir que la altura del fuste en el momento del evento y calculada con los modelos dendrométricos (Tabla 2) era superior al calado modelizado.

Tabla 2. Parámetros dendrométricos obtenidos

Río	Edad	Tipo de modelo y cte	r ²
Alberche	Aliso	Neiloide p=0.00075	0.58
Cega	Fresno	Neiloide p=8.8 E-08	0.81

En la Tabla 3 se puede observar la correspondencia entre eventos registrados y señales dendrocronológicas asociadas a la madera de reacción.

Basado en estos datos y en los resultados

Tabla 3. Eventos datados y su correspondencia con la estación de aforos

Río	Datación	Caudal registrado (m ³ /s)
Alberche	1989/90; 2000/01;	1168;532;487;227
	2002/03; 2005/06	
	1968/69; 1981/82;	
Cega	1989/90; 1996/96;	72,5; 18,7; 41,4; 67,5; 25,7
	2002/03	

de la modelización hidráulica y de la estimación de la rigidez rotacional, se obtuvieron las correlaciones entre la deformación observada y la deformación estimada de $R^2 = 0,73$, para el río Alberche; y $R^2 = 0,65$, para el río Cega (Fig. 3).

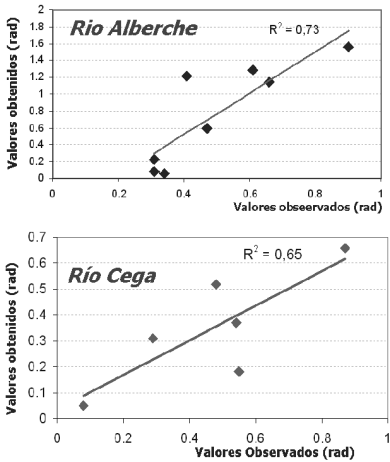


Fig. 3. Correlación entre los datos observados y los datos obtenidos con el modelo para las dos zonas estudiadas.

Las tres fuentes principales de incertidumbres que podrían estar explicando la variabilidad observada serían: 1) la incertidumbre asociada al modelo dendrométrico utilizado (se necesitaría utilizar modelos más complejos y precisos); 2) las incertidumbres en la estimación de la rigidez rotacional (este parámetro es muy complejo y depende de muchas variables que tienen que ver con la geometría de las raíces de cada especie en cada tipo de suelo por lo que se necesitarían realizar ensayos para validar esta aproximación); 3) las incertidumbres en la modelización hidráulica (se necesitaría obtener el perfil 3D de

velocidades). Por último, se debería estudiar la posibilidad real de que la deformación observada fuese la superposición de efectos de diferentes eventos de avenidas. Cada una de estas cuestiones, junto con la realización de más ensayos, ya se han empezado a estudiar. Se espera que los resultados de los distintos ensayos fortalezcan la idea de la estimación de la magnitud de paleoavenidas a partir de la deformación de los árboles inclinados; y, por lo tanto, se puedan incluir en el análisis de la frecuencia como datos censurados.

Agradecimientos

Este trabajo se enmarca en el proyecto Mas Dendro-Avenidas (CGL2010-19274) y se deriva de las líneas de trabajo futuras presentadas en la tesis del primer firmante.

REFERENCIAS

Ballesteros, 2011. *Aplicación de métodos dendrogeomorfológicos para el análisis de la peligrosidad y el riesgo por avenidas e inundaciones*. Tesis doctoral, UPM.

Coder, D. 2009. *Root Strength & Tree Anchorage*. University of Georgia Warnell School of Forestry and Natural Resources monograph publication WSFNR09-1. 63. pp.

Coutts, M.P. 1983. Root architecture and tree stability. *Plant and Soil* 71, 171-188.

Koizumi, A., N. Oonuma, Y. Sasaki, y K. Takahashi. 2007. Difference in uprooting resistance among coniferous species planted in soils of volcanic origin. *Journal of Forest Research* 12, 237-242.

Lundstrom, T., T. Jonas, V. Stockli, y Ammann, W. 2007. Anchorage of mature conifers: Resistive turning moment, root-soil plate geometry and root growth orientation. *Tree Physiology* 27, 1217-1227.

Peltola, H.M. 2006. Mechanical stability of trees under static loads. *American Journal of Botany* 93 (10), 1501-1511.

Stoffel, M. y Bollschweiler, M. 2008. Tree-ring analysis in natural hazards research – an overview. *Natural Hazard and Earth System Science* 8, 187-202.

WOODY IBER: UN NUEVO MODELO HIDRODINÁMICO BIDIMENSIONAL PARA LA SIMULACIÓN DEL TRANSPORTE DE DETRITOS LEÑOSOS (*WOODY DEBRIS*) EN RÍOS

Woody Iber: new 2D hydrodynamic model to simulate the transport of wood in rivers

V. Ruiz Villanueva⁽¹⁾, E. Bladé Castellet⁽²⁾, M. Sánchez Juny⁽²⁾, B. Martí⁽²⁾, J.M. Bodoque del Pozo⁽³⁾, A. Díez Herrero⁽¹⁾

- (1) Área de Investigación en Peligrosidad y Riesgos Geológicos, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. v.ruiz@igme.es.
- (2) Grupo de Investigación FLUMEN. Departamento de Ingeniería Hidráulica, Marítima y Ambiental de la Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona.
- (3) Departamento de Ingeniería Geológica y Minera de la Universidad de Castilla-La Mancha, Toledo.

Abstract: A numerical model has been developed in order to simulate the hydrodynamics and other fluvial processes (turbulence, sediment transport, etc.) together with the woody debris transport. This model has been integrated as a new module into the IBER hydraulic two-dimensional model. Wood entrainment is considered in relation to a force balance model acting on wood in streams. Furthermore, turbulence may affect the woody debris transport. To incorporate this effect an additional resistance to fluid deformation resulting from the internal chaotic fluid motions that characterize turbulent flow has been added. The interactions between logs and channel configuration and between logs each other have been also taken into account in the model. The influence of woody debris (deposits or individual logs) in hydrodynamics has been solved with an additional drag. To verify the model presented here, flume experiments were carried out.

Palabras clave: detritos leñosos, modelización hidráulica, geomorfología fluvial, Iber.

Key words: woody debris, hydraulic simulation, fluvial geomorphology, Iber.

1. INTRODUCCIÓN

La presencia y el transporte de restos de vegetación (troncos o ramas, denominados *large woody debris* cuando tienen una longitud mayor a 1 m y un diámetro mayor a 10 cm) en los ríos tienen influencia sobre varios aspectos de la dinámica fluvial (Hupp y Bornette, 2003):

*Desde el punto de vista ecológico, las acumulaciones de *woody debris* pueden generar la formación de pequeños ecosistemas y mejorar las condiciones bióticas para el equilibrio de ciertas especies.

*Geomorfológicamente, las acumulaciones de detritos leñosos en el cauce pueden afectar al comportamiento hidrodinámico y a la capacidad de transporte de sedimentos, condicionando por tanto la tipología y distribución de las formas de fondo. Se ha demostrado que la frecuencia y tamaño de las pozas en ríos están condicionadas por la presencia de

woody debris (Montgomery, 2003).

Otro aspecto relevante del papel de los detritos leñosos en los ríos es sin duda desde el punto de vista de la peligrosidad, debido a su transporte durante las avenidas e inundaciones.

La eliminación de esta fracción de material de los cauces altera las condiciones hidrogeomorfológicas naturales (Brooks et al., 2003), y por tanto esta práctica está disminuyendo en los últimos años. Por ello, se hace necesario analizar el papel que esta carga leñosa juega en los ríos.

A pesar de la importancia que puede llegar a tener este tipo de carga leñosa en los ambientes fluviales, no existía hasta el momento una herramienta que permitiera simular su transporte junto con otros procesos fluviales. En este trabajo se presenta un modelo numérico con ese mismo objetivo.

2. MODELO NUMÉRICO

El modelo numérico ha sido desarrollado en lenguaje de programación Fortran e implementado como un módulo nuevo en el modelo hidrodinámico bidimensional IBER (www.iberaula.es). Actualmente IBER tiene 3 módulos: el módulo de simulación hidrodinámica, el de turbulencia y el de transporte de sedimentos.

2.1. Inicio del movimiento y regimenes de transporte

El inicio del movimiento de una pieza de madera (suponiendo ésta como un cilindro) situada en un cauce, se determina mediante un análisis de las fuerzas que actúan sobre él (Fig. 1; siguiendo los métodos propuestos por Braudrick y Grant, 2000 y Mazzorana et al., 2011). Por un lado, la fuerza gravitacional y la fuerza de arrastre que facilitan el movimiento (F_g y F_d), y por otro lado la fuerza de rozamiento o fricción que se opone al movimiento (F_f). Estas fuerzas dependen de parámetros como la densidad de la madera (ρ_w), su longitud (L_w) y diámetro (D_w), el ángulo que forma con respecto al flujo (Θ), las condiciones hidrodinámicas del flujo (calado (h) y campo de velocidades) y unos coeficientes de fricción con el lecho y de arrastre.

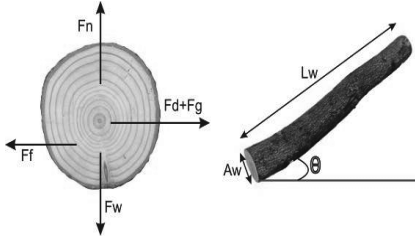


Fig. 1. Balance de fuerzas sobre una pieza leñosa (términos definidos en el texto). F_n es el empuje y F_w el peso. (Modificado de Ruiz-Villanueva et al., en revisión).

Así una pieza de madera iniciará su movimiento y se desplazará, bien por flotación (a una velocidad similar a la del agua) o por rodadura o arrastre de fondo (a una velocidad diferente a la del agua; Fig. 2).

Además de la traslación, se produce una

rotación por la distribución no uniforme de velocidad a lo ancho de la sección.

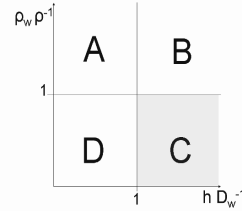


Fig. 2. Regimenes de transporte de una pieza leñosa en función de su densidad (ρ : densidad de agua; ρ_w : densidad de la madera), del diámetro (D_w) y del calado (h): A, B, D: rodadura o arrastre por el fondo; C: flotación.

Esto hace que un extremo se mueva más rápido que el otro, y la pieza se vaya orientando en la dirección del flujo (Fig. 3). Naturalmente, si el flujo no es uniforme y el canal no es prismático, el proceso deriva en un movimiento giratorio de los troncos a lo largo del tiempo. Para simular el cambio de orientación de los troncos, se calcula la vorticidad del flujo a partir del valor de la velocidad del agua en los extremos.

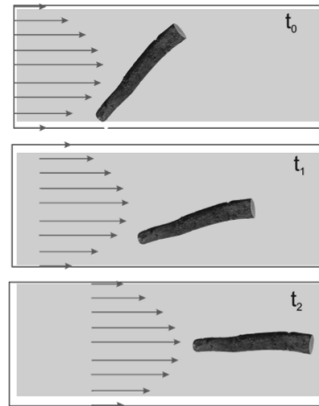


Fig. 3. Debido a la distribución no uniforme de velocidad a lo ancho de la sección, un extremo se mueve más rápido que el otro, y la pieza se va orientando en la dirección del flujo. t_0, t_1, t_2 son los instantes de tiempo.

La presencia de woody debris ejerce sobre el flujo una resistencia adicional, que no está presente en las ecuaciones de St.

Venant (2D) y que ha sido incorporada en el modelo.

2.2. Turbulencia

El flujo en los ríos puede ser turbulento (especialmente en cauces de alta energía) y esta turbulencia puede ser tenida en cuenta en el modelo. En ese caso, se recalcula la velocidad de las piezas de madera empleando un coeficiente de restitución en función de la energía cinética turbulenta. De esta manera se añade un cierto factor de aleatoriedad en el movimiento de los troncos que permite que su movimiento se asemeje más a la realidad.

Esto significa que una pieza colocada en la misma posición, con iguales características pero teniendo en cuenta la turbulencia, puede trazar una trayectoria algo diferente y terminar en una posición distinta en cada simulación.

2.3. Interacciones entre los *woody debris* y estos con el cauce.

El modelo tiene en cuenta la interacción (choques) entre varios *woody debris* (Fig. 4), y entre éstos y el cauce, así como la posibilidad de que una parte del tronco quede en fondo seco. En este último caso, las fuerzas de arrastre se ven modificadas actuando tan solo en la longitud de tronco mojada.

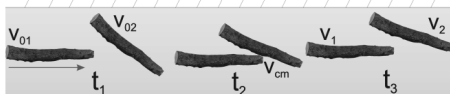


Fig. 4. Interacción entre *woody debris*. V_{01} , V_{02} son las velocidades iniciales; V_{cm} : velocidad del centro de masas durante la colisión; V_1 y V_2 son las velocidades finales; t_1 , t_2 y t_3 son los instantes de tiempo. (Modificado de Ruiz-Villanueva et al., en revisión).

2.4. Condiciones iniciales y de contorno

Es posible asignar las condiciones iniciales mediante la posición inicial de cada pieza en el tramo de río a modelizar, su longitud, diámetro, densidad y el ángulo con respecto al flujo.

También existe la posibilidad de asignar condiciones de contorno de entrada.

Mediante unos rangos de los parámetros anteriores (longitud, diámetro, densidad y el ángulo con respecto al flujo) el modelo realiza simulación estocástica de éstos para caracterizar cada pieza de madera que entra en la simulación.

3. VALIDACIÓN DEL MODELO

La validación del modelo se ha realizado mediante ensayos de laboratorio en el Laboratorio de Hidráulica del Instituto FLUMEN de la Universidad Politécnica de Catalunya (UPC).

El canal empleado mide 0,6 m de ancho y 10 m de largo, con una sección transversal rectangular y paredes laterales lisas. La geometría del canal recto fue modificada con varios obstáculos (laterales, simulando estrechamientos, y centrales, simulando los pilares de un puente) para formar un fuerte campo de velocidades bidimensional y turbulencia.

Dos caudales (12 y 18 l/s) fueron utilizados, con diferentes condiciones de contorno de vertedero (5 cm y 9,7 cm de altura).

Para representar los *woody debris* se emplearon cilindros redondos de madera de haya de diferentes dimensiones.

Todos los ensayos se grabaron con una cámara digital de gran angular instalada unos metros por encima del canal.

Los videos fueron procesados mediante un código desarrollado en Matlab para determinar la trayectoria de cada pieza en cada instante de tiempo en el canal. Así se pudieron comparar los resultados del modelo numérico con los ensayos en el modelo físico. Se contrastó la trayectoria de cada *woody debris*, su posición (coordenadas X , Y) en cada instante de tiempo y su velocidad, así como los efectos sobre la hidrodinámica (ver una de las validaciones en la Fig. 5). Los resultados se analizaron estadísticamente (Tabla 1).

La validación de diferentes casos ha puesto de manifiesto un buen funcionamiento del modelo numérico, sin diferencias significativas entre simulado y observado

(p-valor<0.5).

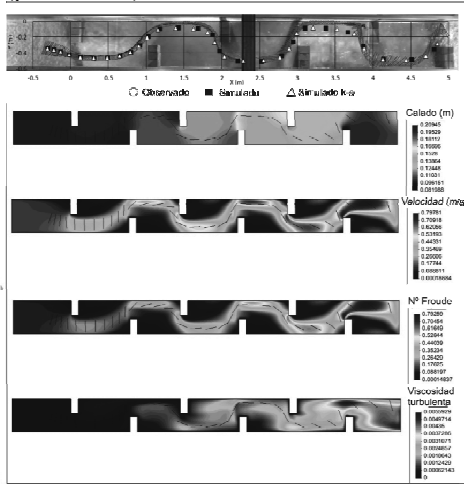


Fig. 5. Resultados de la validación del modelo matemático (círculos blancos) y el modelo físico (cuadros negros y triángulos) (Modificado de Ruiz-Villanueva et al., en revisión).

Tabla 1: Estadísticos de la validación presentada en Fig.5. X, Y: coordenadas; sim: simulado; sim_k-e: simulado con turbulencia; obs: observado en el modelo físico.

p-valor (95%IC)	X_sim	Y_sim	X_sim k-e	Y_sim k-e
X_obs	0.4397		0.0074	
Y_obs		0.0016		0.0211
Media de las diferencias	X_sim	Y_sim	X_sim k-e	Y_sim k-e
X_obs	-0.0039		-0.1192	
Y_obs		-0.0534		-0.0461
Error cuadrático medio (m)	X_sim	Y_sim	X_sim k-e	Y_sim k-e
X_obs	0.0157		0.0636	
Y_obs		0.0093		0.0132
Raíz del error cuadrático medio	X_sim	Y_sim	X_sim k-e	Y_sim k-e
X_obs	0.0930		0.1689	
Y_obs		0.0601		0.0635

4. CONCLUSIONES

Se presenta un modelo numérico que permite simular, junto con la hidrodinámica, el transporte de *woody debris*. El modelo ha sido validado mediante ensayos de laboratorio, y está

siendo probado actualmente en una zona piloto.

Este modelo puede ser de gran utilidad en el análisis de inundaciones con abundante carga leñosa, que pueda resultar en un incremento de la peligrosidad. Así como en dimensionamiento de obras hidráulicas (puentes, aliviaderos...).

También puede ser una herramienta para estudios de restauración de ecosistemas fluviales.

Agradecimientos

La elaboración de este trabajo se enmarca en el proyecto de investigación MAS Dendro-Avenidas (CGL2010-19274) del Ministerio de Economía y Competitividad. La primera firmante desea agradecer al Ministerio de Ciencia e Innovación la financiación de una estancia breve de 3 meses de investigación en el Instituto FLUMEN de la Universidad Politécnica de Catalunya (UPC), y la colaboración de todos los miembros del Instituto.

REFERENCIAS

Braudrick, C. y Grant, G.E. 2000. When do logs move in rivers? *Water Resources Research* 36: 571.

Brooks, AP, Brierley, G.J. y Millar, R.G. 2003. The long-term control of vegetation and woody debris on channel and flood-plain evolution: insights from a paired catchment study in southeastern Australia. *Geomorphology* 51, 7-29.

Hupp, C.R. y Bornette, G. 2003. Vegetation and fluvial processes and forms in temperate areas. En: Kondolf, G.M. y Piegay, H. (Eds.): *Tools in Fluvial Geomorphology*. Chichester. J. Wiley & Sons: 269-288.

Mazzorana, B., Hübl, J., Zischg, A. y Largiadier, A. 2011. Modelling woody material transport and deposition in alpine rivers. *Natural Hazards* 56, 425-449.

Montgomery, D. 2003. Wood in rivers: interactions with channel morphology and processes. *Geomorphology* 51, 1-5.

Ruiz Villanueva, V., Bladé Castellet, E., Sánchez Juny, M., Martí, B., Bodoque, J.M. y Díez Herrero, A. 2012. "2D Modelling of Woody Debris transport in rivers". *Journal of Hydrology* (en revisión).

DINÁMICA MORFO-SEDIMENTARIA DEL TRAMO MEDIO DEL RÍO SEGRE: EVOLUCIÓN HISTÓRICA Y EFECTOS ANTRÓPICOS

Morpho-sedimentary dynamics of middle river Segre segment: historical evolution and anthropogenic effects

J. Tuset^(1,2), A. Cangros⁽³⁾, R.J. Batalla^(1,2,4,5), D. Vericat^(1,2,4,6)

- (1) Fluvial Dynamics Research Group (RIUS). www.fluvialdynamics.com
- (2) Centre Tecnològic Forestal de Catalunya, E-25280, Solsona. jordi.tuset@ctfc.cat
- (3) ACA: Agencia Catalana de l'Aigua.
- (4) Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl, Universitat de Lleida.
- (5) ICRA: Institut Català de Recerca de l'Aigua.
- (6) Institute of Geography and Earth Sciences, Aberystwyth University.

Abstract: In this paper we analyze the morpho-sedimentary dynamics of the middle River Segre in relation to flood magnitude and frequency, and changes on sediment availability. Morpho-sedimentary dynamics of this reach have been significantly altered due to dam construction and in-channel gravel mining. The effects of these alterations have been extensively analyzed. The methodological design includes a) statistical analysis of hydrological data (floods), b) analysis of the sediment trapping in reservoirs, c) assessment of volumes extracted from the channel, d) analysis of ancient and contemporary aerial photography and e) hydraulic modeling of four representative sections. The results demonstrate a cause-effect relationship between the reduction of the frequency and the magnitude of floods and the reduction of the active area of the channel and floodplain, and the disappearance of morpho-sedimentary active structures.

Palabras clave: geomorfología, sedimentología, crecidas, acción antrópica, río Segre

Key words: geomorphology, sedimentology, floods, anthropic action, Segre River

1. INTRODUCCIÓN

Los ríos son sistemas complejos que transfieren agua y sedimentos desde las zonas de cabecera hasta las zonas de sedimentación (Schumm, 1977). La interacción entre la dinámica hidrológica y sedimentaria determina no sólo el equilibrio entre los procesos físicos (Leopold et al., 1964) sino también el estado ecológico (e.g. Wiens, 2002). De manera general, las características morfológicas y sedimentológicas de un río son el resultado de la interacción entre la competencia del flujo (magnitud y frecuencia), el suministro de sedimentos (cerca y de aguas arriba) y las alteraciones / modificaciones antrópicas (cambios usos del suelo, extracciones áridos, etc.). Todas aquellas alteraciones que generen cambios en el régimen hidrológico (incluyendo las crecidas) y sedimentario producirán una ruptura en el equilibrio de los procesos morfo-sedimentarios. El río buscará un nuevo

equilibrio de acuerdo con la nueva situación. El alcance de un nuevo equilibrio no es inmediato y, después de un periodo de relajación en el que los efectos a la alteración pueden ser mínimos (i.e. *relaxation time*, Petts y Gurnell, 2005), la búsqueda del nuevo equilibrio puede generar efectos sobre la morfología, sedimentología y ecología fluvial.

2. EL TRAMO MEDIO DEL RÍO SEGRE

El tramo medio del río Segre está sujeto a numerosas alteraciones antrópicas que modifican el equilibrio entre los procesos físicos y el estado ecológico. Entre estas alteraciones cabe destacar las extracciones de áridos (desde los años 70) y la construcción de embalses (Oliana en 1958 y Rialb en 1998, con una capacidad del vaso de 101,1 i de 402,8 hm³ respectivamente). Ambas alteraciones modifican el régimen hidrológico y de crecidas, el suministro y transporte de

sedimentos y, consecuentemente, la dinámica morfológica y sedimentaria. En este estudio se presenta un diagnóstico hidrológico, sedimentario y morfológico del tramo medio del río Segre (cuenca de 22.600 km² ubicada en el nordeste de la Península Ibérica, Lleida), delimitado entre los municipios de Ponts y Alòs de Balaguer (40 km; seleccionado como representativo del Segre medio; e.g. Fig. 1).



Fig. 1. Fotografías aéreas del río Segre en el paraje de Sant Julià, municipio de Alòs de Balaguer (32,5 km aguas debajo de la presa de Rialb). Entre la fotografía aérea del año a) 1956 y el ortofotomapa del año b) 2008 se observa una pérdida importante de áreas sedimentarias activas (i.e. barras) y una reducción de la superficie activa del cauce debido a la intrusión de la vegetación de ribera. La flecha indica la dirección del flujo.

3. APROXIMACIÓN METODOLÓGICA

El estudio se basa en el análisis de la dinámica morfológica del tramo de estudio basándose en el régimen de crecidas y en la disponibilidad de sedimentos, haciendo hincapié en la sensibilidad del sistema frente a los desajustes de origen antrópico (i.e. extracciones de áridos y presas) y al estado morfo-sedimentario actual. Para ello, se ha diseñado una metodología integrada de cinco bloques (Fig. 2). Los tres primeros bloques están centrados en cuantificar los aportes de energía y de sedimentos (y su evolución) que el sistema dispone para mantener su equilibrio

morfológico y sedimentario: (B1) alteración del régimen hidrológico y de crecidas, (B2) captura de sedimentos en embalses y (B3) alteración morfo-sedimentaria, El cuarto, (B4) evolución morfológica, analiza la sensibilidad del sistema frente al desajuste en la entrada de energía en el sistema, en la eliminación de caudal sólido procedente de aguas arriba y en la reducción de las áreas fuente de sedimento del propio cauce. Por último, el bloque (B5) se centra en la modelización hidráulica y de inicio de movimiento (i.e. competencia) de escenarios de crecida contemporáneos con el objetivo de evaluar la dinámica morfo-sedimentaria actual.

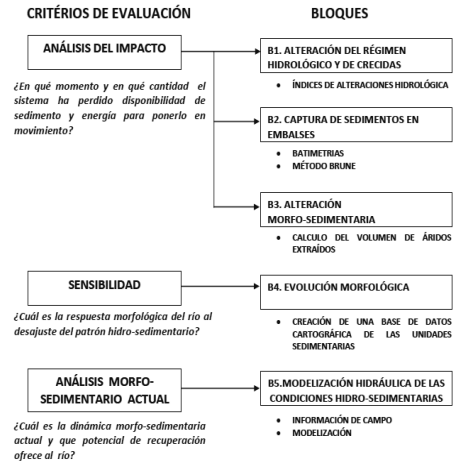


Fig. 2. Diagrama metodológico general empleado para el diagnóstico de la dinámica morfo-sedimentaria del tramo medio del río Segre.

3.1. Alteración del régimen hidrológico y de crecidas (B1)

La evaluación de la alteración hidrológica se ha basado en el trabajo "Índices de Alteraciones Hidrológica en Ríos (ÍAHRIS)" (Martínez y Fernández, 2006). Estos índices permiten evaluar de manera objetiva y con una trascendencia principalmente ambiental la alteración de la magnitud-frecuencia ocasionada por la regulación de los caudales.

3.2. Captura de sedimentos en embalses (B2)

La captura de sedimentos en los embalses se ha obtenido mediante la comparación de la batimetría de éstos para diferentes periodos y en función de su disponibilidad. Además, se ha calculado el valor teórico de porcentaje de retención mediante el método de Brune (1953). Este método calcula la tasa teórica de retención de un embalse a partir de las características de éste y del caudal anual afluente.

3.3. Alteración morfo-sedimentaria (B3)

La Confederación Hidrográfica del Ebro ha facilitado la base de datos completa de extracciones de áridos del río Segre. El registro contiene 850 puntos de extracción desde el año 1973 hasta el 2009 con su localización y volumen de extracción. Estos datos permiten el cálculo del volumen total de áridos extraídos por unidad de cauce.

3.4. Evolución morfológica (B4)

El estudio de la dinámica morfológica del curso medio del Segre se realiza a partir del análisis de fotografías aéreas históricas, actuales y ortofotomapas. El estudio se compone de las siguientes tareas: (a) adquisición de fotografías aéreas y ortofotomapas de diferentes vuelos representativos de la evolución morfológica del tramo de estudio; (b) tratamiento de las imágenes para su georeferenciación y posterior análisis mediante un Sistema de Información Geográfico; (c) identificación, delimitación y digitalización de unidades sedimentarias a lo largo del tramo; (d) creación de una base de datos cartográfica digital y georeferenciada; y (e) análisis evolutivo de las diferentes unidades sedimentarias.

3.5. Modelización hidráulica de las condiciones hidro-sedimentarias (B5)

Debido a la heterogeneidad del tramo del Segre medio se han identificado 4 sub-tramos representativos de las diferentes características morfo-sedimentarias

actuales. En cada uno de estos sub-tramos se ha seleccionado una sección estándar de las características geomorfológicas existentes. Posteriormente se ha obtenido información de campo (e.g. topografía, granulometría, nivel máximo inundado anualmente etc.) para modelizar escenarios de crecida como base para el estudio de la dinámica morfo-sedimentaria contemporánea. Esta modelización permite estimar el inicio de movimiento de los sedimentos característicos en las secciones de control y determinar la capacidad de transporte de los caudales modelizados. Adicionalmente, se ha determinado el caudal *bankfull* (método hidráulico) y modelizado su capacidad y competencia. La modelización se ha realizado mediante Hec-Ras V.4.1., programa de cálculo de flujo hidráulico unidimensional en lámina libre, diseñado para calcular avenidas hidrológicas en ríos (USACE, 2008).

4. RESULTADOS PRELIMINARES

(B1). El análisis del régimen de crecidas muestra como la respuesta hidrológica del sistema frente a eventos de alta magnitud se ha reducido un 15% desde el año 1958 y un 35% desde el 1999. Esta alteración hidrológica limita enormemente la energía disponible para el trabajo morfológico del cauce.

(B2). La retención de sedimentos en el embalse de Oliana se cuantifica en $0,46 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$, valor que según el criterio de Brune (1953) correspondería al 87% del caudal sólido que entra en el embalse. La retención teórica en el embalse de Rialb se estima entorno al 97% del sedimento entrante.

(B3). El volumen total de sedimentos extraído en el cauce del medio Segre es superior a los 3,3 millones de metros cúbicos (1973-2009), casi la mitad de todo el volumen inventariado del río Segre. Este valor corresponde a un volumen de aproximadamente $2,3 \text{ m}^3$ por metro lineal de cauce y año.

(B4). Los cambios morfológicos (1956-

2008) indican la pérdida del 55% de la anchura activa (Fig. 3) del cauce. La movilidad del cauce en planta se ha visto gravemente reducida (menor movilidad); se ha incrementado el área ocupada por la vegetación de ribera y se ha reducido substancialmente las unidades morfológicas activas (e.g. Fig. 1). Hay que destacar la enorme actividad morfo-sedimentaria observada después de la riada del noviembre de 1982 y la posterior estabilización (Fig. 3).

(B5). Según los resultados de la modelización hidráulica la competencia de caudales en dos de las cuatro secciones es insuficiente para movilizar los sedimentos de mayor tamaño (percentil 84 y superiores). El cauce presenta un elevado acorazamiento que, junto con la colonización de la vegetación de ribera de las áreas históricamente activas ha favorecido una situación de menor dinámica fluvial.

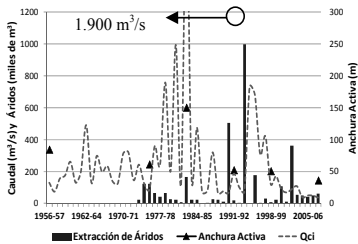


Fig. 3. Evolución cronológica de la anchura activa del cauce, de las extracciones de áridos y del caudal máximo anual instantáneo del tramo del Segre medio entre los años 1956 y el 2008.

Los resultados evidencian una doble relación causa-efecto entre la reducción de la magnitud-frecuencia de las crecidas y la reducción del área activa del cauce (Fig. 3), así como entre la desaparición de unidades morfo-sedimentarias dinámicas y la pérdida de disponibilidad de carga de fondo extraída o capturada.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco del Convenio entre L'Agència Catalana de l'Aigua y el Centre Tecnològic Forestal de Catalunya para el estudio de la dinámica

fluvial en las Cuencas Intercomunitarias del Segre-Ebro en Cataluña. También ha sido de gran ayuda el soporte recibido en el marco de los proyectos CGL2009-09770/BTE y Consolider Ingenio 2010 CSD2009-00065. Por último, el primer autor está contratado mediante el programa Ramón y Cajal (RYC-2010-06264) del Programa Nacional de Contratación e Incorporación de Recursos Humanos de Investigación.

REFERENCIAS

Brune, G.M. 1953. Trap efficiency of reservoirs. *Transactions of American Geophysical Union* 34 (3).

Leopold, L.B., Wolman, M.G., y Miller, J.P. 1964. *Fluvial Processes in Geomorphology*. W.H. Freeman and Co, San Francisco, 522p.

Martínez, C., Fernández, J.A. 2006. Índices De Alteración Hidrológica En Ecosistemas Fluviales. *Ministerio de Medio Ambiente*. Madrid.

Petts, G.E. y Gurnell, A.M. 2005. Dams and Geomorphology: Research progress and future directions. *Geomorphology* 71, 27-47.

Schumm, S.A., 1977. *The fluvial system*. John Wiley & Sons, New York, 338 p.

US Army Corps of Engineers (USACE). 2008. HEC-RAS River Analysis System: Hydraulic Reference Manual. *US Army Corps of Engineers Hydrologic Engineering Center*, Davis, CA .

Wiens, J.A. 2002. Riverine landscapes: taking landscape ecology into the water. *Freshwater Biology* 47, 501-515.

MONITORING CHANNEL CHANGE IN GRAVEL BED RIVERS: HYPERSCALE SURFACE MODELLING BY MEANS OF TERRESTRIAL LASER SCANNING

Cambios topográficos en lechos de ríos de gravas: obtención de modelos topográficos de múltiple escala a partir de láser terrestre

D. Vericat ^(1,2,3), **J. Brasington** ⁽⁴⁾, **J. Wheaton** ⁽⁵⁾, **R. Williams** ⁽³⁾, **I. Rychkov** ⁽⁶⁾

- (1) Fluvial Dynamics Research Group (RIUS); www.fluvialdynamics.com. Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl (DMACS), Universitat de Lleida, E-25198, Lleida, Catalunya, España, dvericat@macs.udl.cat
- (2) Centre Tecnològic Forestal de Catalunya, E-25280, Solsona (Lleida), Catalunya, España
- (3) Institute of Geography and Earth Sciences, Aberystwyth University, Ceredigion SY23 3DB, Wales, UK
- (4) School of Geography, Queen Mary University of London, London E1 4NS
- (5) Department of Watershed Sciences, Utah State University, Logan, UT 84322-5210
- (6) Mathematics and Statistics Department, Canterbury University, Christchurch 8041, New Zealand

Resumen: La aplicación de láser escáner terrestre permite la obtención de datos topográficos a una resolución y rapidez sin precedente (i.e. alcances entre 10^1 - 10^3 m con resoluciones de 10^{-3} m; 10^4 observaciones por segundo). Esta nueva tecnología ofrece el potencial de adquirir rápidamente información topográfica a múltiple escala, permitiendo un análisis detallado de los cambios topográficos de lechos de ríos al igual que el estudio de la complejidad topográfica a escala de grano (i.e. *proxy* rugosidad de partícula) y su evolución temporal. En este trabajo se presenta (a) una metodología integrada para el desarrollo de modelos topográficos de múltiple escala de ríos de gravas a través de láser escáner, y (b) un análisis de los beneficios de esta tecnología en la evaluación de los cambios topográficos a escala de tramo de río. Los resultados obtenidos muestran como esta tecnología ofrece nuevas oportunidades en el estudio de la morfodinámica de ríos.

Key words: terrestrial laser scanning, gravel- bed river, morphodynamics, topographic change

Palabras clave: láser terrestre, ríos de gravas, morfodinámica, cambios topográficos

1. INTRODUCTION

Recent developments in survey instrumentation and remote sensing have enabled the collection of dense and precise topographic data. This new situation yields the opportunity to build high-resolution Hyperscale Digital Elevation Models. Terrestrial Laser Scanners (TLS) are capable of acquiring unprecedented volumes of survey-grade observations over ranges $10^2 - 10^3$ m at 10^{-3} m accuracy. This new technology offers the potential to acquire rapidly topographic information at the resolution of bed grain-scale upwards. In this paper we present (a) an integrated methodology to develop reach-scale topographic models to monitor channel change in fluvial systems by means of TLS, and (b) an analysis of the gains of this technology on assessing channel

changes in fluvial systems.

2. DEVELOPING REACH-SCALE TOPOGRAPHIC MODELS

TLSS (Fig. 1A) are capable of acquiring rapid and accurate topographic information from multiple stations (Fig. 1B). Point clouds obtained at these stations can be registered to the same coordinate system by means of coincident points (being namely provided by topographic targets). Once registered, a full 3D topographic (dry areas) model is obtained (e.g. Fig. 1C). Although bathymetric LiDAR (Light Detection And Ranging) technologies have been implemented to monitor sub-aerial coastal topography, at the present, do not provide the required resolution to represent the complexity of river channels down to patch-grain scales. Within this context,

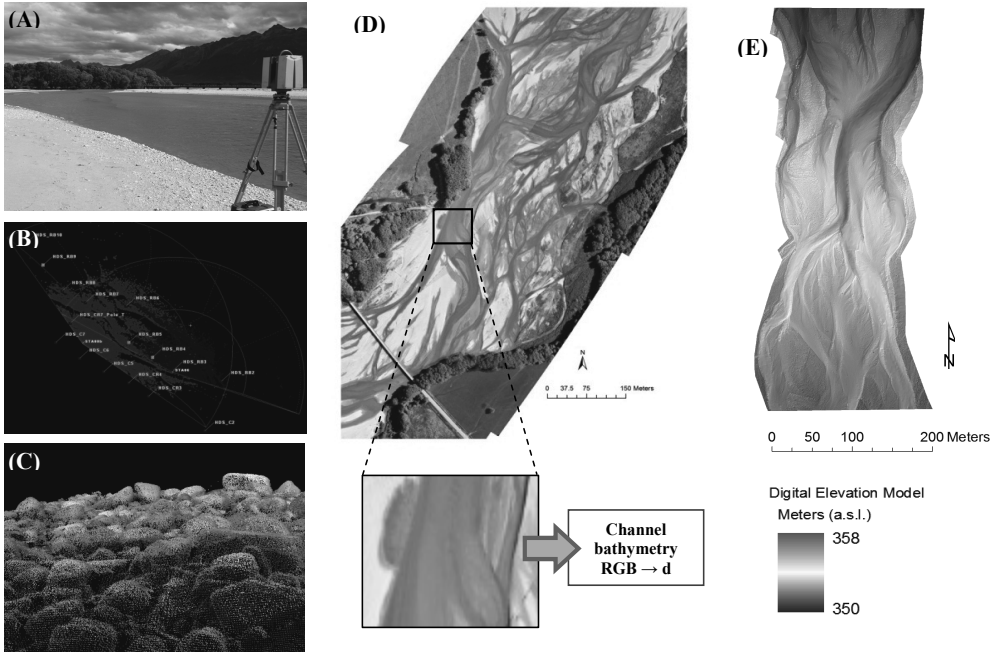


Fig. 1. (A), a HDS6100 TLS in operation in the River Rees (New Zealand). (B), a view of two point clouds registered at the same coordinate system. (C), survey observations from multiple locations allow the reconstruction of 3D topographic models. (D), rectified aerial mosaic of the lower River Rees. Pixel brightness provided a proxy of water depth until saturation. (E), topography Hybrid Model of the Feshie River (Scotland).

current TLS-based sampling strategies in river systems require sub-aerial data to be supplemented to derived models of aerial surfaces (e.g. Williams et al., 2011). In river systems where channels are rather shallow, optical remote sensing techniques, empirically calibrated, have been demonstrated that provide the capability of obtain accurate inundate channel topography (e.g. Williams et al., 2011). Numerous Unmanned Aerial Vehicles (UAV) platforms are currently available to obtain close range aerial photography (e.g. Vericat et al., 2009). Aerials are rectified to a common projection and coordinate system (e.g. Fig. 1D). Once registered, at-a-reach empirical optical deep water correction models may be obtained by correlating the pixels brightness provided by the 3-bands of the photography to water depth. Water depth measurements need to

be obtained in the field enclosing the full ranges of depths in the reach. Once obtained, the model can be propagated across the entire wet channel. Alternatively, channel bathymetry can be directly obtained by means of conventional RTK-GPS surveying, although this method may be limited by the required scale and resolution. The combination of both TLS-based (dry) and Optical-or-GPS-based (wet) strategies provide an opportunity to generate topographic-hybrid models (e.g. Fig. 1E, hereafter Digital Elevation Models, DEM) that allow studying channel changes in the full spectrum of the floodplain at unprecedented resolutions.

3. POST-PROCESSING: DEFINING GROUND SURFACES AND UNCERTAINTIES

3.1. Defining ground surfaces

Digital Elevation Models obtained at different periods can be compared and topographic changes evaluated. The complexity (density, 3D, noise, etc.) of TLS-derived topographic models require methods and workflows to derive those terrain products suited for application in each specific subject. TopCAT, an open source algorithm designed to analyse large 3D point clouds (Brasington et al., 2012), allows unifying point densities, creating multi-resolution gridded terrain products, and calculate statistical measures of the point clouds; ideally suited for application in morphodynamics. Between other statistics, TopCAT allows calculating the minimum elevation in each x_i - y_i grid domain (domain defined by the user where i is refereeing the size of the grid). This value is considered the *ground elevation*.

3.2. Determining the threshold level of detection

Assessing topographic changes require distinguishing real changes to these related to uncertainties in the individual models. The threshold level of detection (LoD) of each DEM of difference (DoD) was estimated following Brasington et al. (2003). Briefly, the error in each DoD was propagated as:

$$\text{LoD} = t [(SDE_1)^2 + (SDE_2)^2]^{-0.5}$$

where, LoD is the threshold level of detection of the DoD; t is the critical t -value at a given confidence interval ($p=0.84$ in this case; and being a large data set $t \sim 1$); and SDE_i is the standard deviation error of the DEM_i (where i is the period of each model). The SDEs for the TLS-based data set is spatially variable and can be usefully represented by the detrended standard deviation of the elevations in each grid x_i - z_i domain (from TopCAT; e.g. Williams et al., 2011); while the standard error in the GPS-based data set is constant and determined by: (a) decimating each data set in two: i) set 1 containing 95% of

the observations and ii) set 2 with the reminding 5%. (b) Set 1 is used to calculate a DEM_{i-c} while set 2 is used to compare those values to the ones modeled by the DEM_{i-c} . (c) The standard deviation of the residuals (i.e. $Z_{i-set2} - Z_{DEM_{i-c}}$) is considered the SDE for a given period i . By propagating these errors, those DoD values smaller than the LoD are removed, being considered below the threshold level of detection.

4. DETECTING TOPOGRAPHIC CHANGES BY TLS: DOES IT MATTER?

A 1 km reach of the River Feshie (Scotland, Fig. 1E) was surveyed during two consecutive years (2006-2007) to evaluate the magnitude of channel change. Topographic observations were obtained independently by means of (a) Terrestrial Laser Scanning and (b) traditional RTK-GPS. TopCAT was applied to derive the ground surface elevation. First we have created Digital Elevation Models (DEMs) per each of the data sets: TLS-2006, TLS-2007, GPS-2006 and GPS-2007. Channel bathymetry for the TLS-based DEMs was derived from RTK-GPS survey observations (i.e. Hybrid Models). We then calculate the DEMs of Difference (DoD: $DEM_{2007} - DEM_{2006}$) per each acquisition method applying its specific LoD. Results (e.g. Fig. 2) reveal significant differences in the topographic signatures recorded by the two methods. In summary, for the whole reach, in much as 160% more information on bed changes can be recovered using TLS when compared to traditional GPS survey methods. As can be seen in Figure 2, the majority of the differences in DoDs estimates occur on (a) tortuous topographies (e.g. sharp bends and banks) where the density of GPS observations is not the sufficient to represent ground-surface complexity; and (b) low relieve surfaces (e.g. top bars) where although the magnitude of changes can be small the frequency of these is

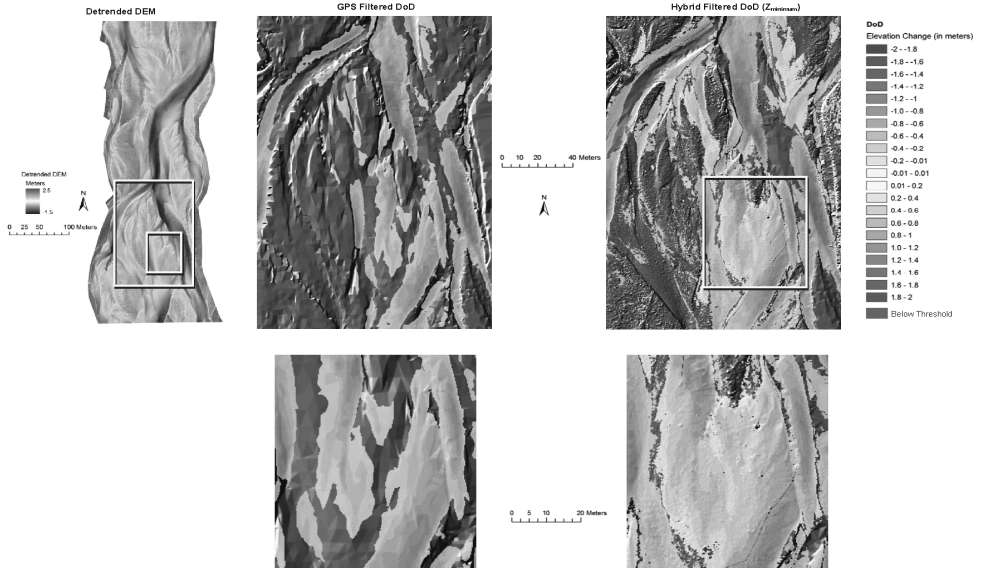


Fig. 2. Evaluating topographic changes in a braided river (the Feshie, Scotland) by means of GPS-based and TLS-based topographic models (after Rychkov et al., 2012).

rather high.

5. FURTHER OPPORTUNITIES AND FINAL CONSIDERATIONS

Our ongoing research (see further details in www.reesscan.org) highlights the potential of TLS on retrieving grain-scale sorting patterns from the statistical attributes of the point clouds (e.g. Brasington et al., 2012). The detrended standard deviation of elevations at regularly square domains (x_i - y_i) statistically correlates with the median grain size distribution of the bed surface. These results show as TLS data sets provides new opportunities in the study of morphodynamics, being of interest for morphometric analysis, sediment budgeting and for boundary models for hydraulic simulations.

Acknowledgements: We thank all colleagues assisted with fieldwork and data processing presented in this manuscript. The first author has a Ramon y Cajal Fellowship (RYC-2010-06264) funded by the Spanish Ministry.

REFERENCES

Brasington, J., Langham, J. and Rumsby, B. 2003. Methodological sensitivity of morphometric estimates of coarse fluvial sediment transport. *Geomorphology* 53 (3-4), 299-316.

Brasington, J., Vericat D. and Rychkov, I. 2012. Modelling River Bed Morphology, Roughness and Surface Sedimentology using High Resolution Terrestrial Laser Scanning. *Water Resour. Res.* (submitted).

Vericat, D., Brasington, J., Wheaton, J. and Cowie, M. 2009. Accuracy Assessment of Aerial Photographs Acquired using Lighter-Than-Air Blimps: Low-Cost Tools for Mapping River Corridors. *River Res. Applic.* 25, 985-1000.

Rychkov, I., Brasington, J. and Vericat D. 2012. Computational and methodological aspects of terrestrial surface analysis based on point clouds. *Computers and Geosciences* 42, 64-70.

Williams, R., Brasington, J., Vericat, D., Hicks, M., Labrosse, F. and Neal, M. 2011. Monitoring Braided River Change Using Terrestrial Laser Scanning and Optical Bathymetric Mapping. In: Smith, M.J., Paron, P. and Griffiths, J.S. (Eds.): *Developments in Earth Surface Processes* Elsevier, 15, 507-532.

SEGUIMIENTO GEOMORFOLÓGICO TRAS LA DEMOLICIÓN DE LA PRESA DE MENDARAZ (RÍO URUMEA, GIPUZKOA)

Geomorphic monitoring after Mendaraz dam removal (Urumea River, Gipuzkoa)

A. Ollero ⁽¹⁾, V. Acín ⁽²⁾, D. Ballarín ⁽³⁾, E. Díaz ⁽⁴⁾, D. Granado ⁽²⁾, A. Ibasate ⁽⁴⁾, D. Mora ⁽³⁾

- (1) Dpto. de Geografía y Ordenación del Territorio, Universidad de Zaragoza, c/ Pedro Cerbuna s/n, 50009 Zaragoza, aollero@unizar.es
 (2) Ecoter (Ecología y Territorio S.C.)
 (3) Mastergeo (Medio Ambiente, Territorio y Geografía, S.L.)
 (4) Dpto. de Geografía, Prehistoria y Arqueología, Universidad del País Vasco, UPV/EHU

Abstract: The geomorphological monitoring made for one year after the dam removal of Mendaraz (Gipuzkoa) has consisted of river channel cross-sections, longitudinal profiles, lateral and vertical dynamics of river banks measurements from fix points and 200 marked trees, sediment grain size, mobility and transport assessment and river bed morphologies. River channel has been gradually adjusted after the dam removal and several changes have been identified after an extraordinary flood happened in November 2011.

Palabras clave: eliminación de presa, restauración fluvial, indicadores geomorfológicos, ajustes del cauce, río Urumea

Key words: dam removal, river restoration, geomorphic indicators, channel adjustments, Urumea River

1. INTRODUCCIÓN

En octubre de 2010 fue demolida por la Diputación Foral de Gipuzkoa la presa obsoleta de Mendaraz, de 3,5 m de altura, en el curso medio del río Urumea (Fig.1), de meandros encajados con alta sinuosidad. En la primavera de 2011 se inició un seguimiento geomorfológico del cauce afectado, con el objetivo de cuantificar y valorar la dinámica resultante. Antes de poderse iniciar este seguimiento ya se había generado una rápida movilización de sedimentos aguas abajo y un proceso de erosión remontante aguas arriba del obstáculo eliminado.

El derribo de presas constituye desde hace dos décadas, una de las actuaciones más frecuentes y efectivas en restauración fluvial. No obstante, en pocos casos se ha procedido al seguimiento geomorfológico del proceso y de sus efectos (Kibler et al., 2010). En España no hay antecedentes científicos, pero sí se ha experimentado en laboratorio (Ferrer y Martín-Vide, 2011). Como trabajos de referencia internacional pueden destacarse los de Pizzuto (2002), Doyle et al. (2003), Cheng y Granata

(2007) y Pearson et al. (2011). Grant (2001) y Hart et al. (2002) plantearon los efectos y viabilidad de estas actuaciones.

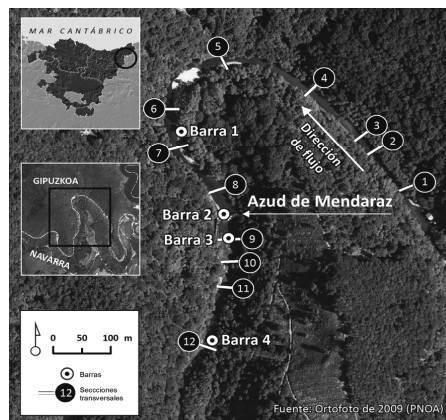


Fig. 1. Localización del área de estudio, barras muestreadas y secciones transversales realizadas.

2. METODOLOGÍA

En el seguimiento, que se ha realizado sobre un tramo de 1,2 km de cauce (desde 750 m aguas arriba de la presa hasta 450 m aguas abajo) en el que se habían observado síntomas de efectos del derribo, se han

aplicado los siguientes indicadores geomorfológicos: secciones transversales, perfil longitudinal, dinámica lateral y vertical en orillas (medidas desde puntos fijos y 200 árboles marcados), granulometría de sedimentos, movilidad de barras sedimentarias, transporte de sedimentos y morfologías de fondo de lecho. Estos indicadores se han medido en tres campañas de campo, mayo (M1), agosto (M2) y noviembre de 2011 (M3), estando prevista una cuarta campaña de muestreo en abril de 2012. La interpretación de los datos obtenidos, la valoración de los mismos y la definición de tendencias han incluido tratamiento estadístico, gráfico y cartográfico.

2.1. Análisis morfométrico del cauce

En cada campaña de campo se han realizado 12 secciones transversales, todas ellas ubicadas en puntos fijos con el fin de poder comparar los perfiles de diferentes fechas. Las mediciones se han realizado de forma sistemática con nivel topográfico en intervalos de un metro, estimándose un error de medida de 2 cm. En casos de lecho irregular y de elementos más puntuales, como escarpes de orillas, bloques de fondo u otros, las mediciones se han realizado a una menor distancia para recoger la variabilidad de la sección transversal. Paralelamente a la realización de estos perfiles se registraba información sistemática sobre la composición del sustrato del lecho, en su mayor parte aluvial, también con el objetivo de poder observar cambios a lo largo del tiempo.

2.2. Granulometría de sedimentos

Se ha realizado en las tres campañas de muestreo y en cuatro barras de sedimentos. En cada campaña se ha llevado a cabo: i) muestreo superficial longitudinal por conteo de 100 partículas (repartidas en 2 ó 3 líneas a lo largo de cada barra, de aguas arriba a aguas abajo), tomando una partícula cada metro y midiendo su eje b; ii) muestreo superficial de la coraza, delimitando y pintando un cuadro de 30 cm

de lado, donde se han contabilizado todas las muestras pintadas con medición de su eje b y peso; iii) muestreo subsuperficial, una vez medida y extraída la coraza del cuadrado delimitado, tomando una muestra de material de entre 4 y 8 kgf, después tratada en laboratorio mediante método volumétrico, calculando los porcentajes en peso de cada clase granulométrica.

3. RESULTADOS

Los cambios fueron mínimos entre mayo y agosto de 2011, en un periodo de caudales medios y bajos. El 6 de noviembre de 2011 se registró una crecida extraordinaria en el río Urumea, alcanzándose un caudal punta de 423 m³/s en el aforo de Ereñozu (218,42 km² de cuenca vertiente), ubicado 10 km aguas abajo del área de estudio. Este caudal, cuyo periodo de retorno se sitúa alrededor de los 100 años, multiplica por casi 50 el caudal medio. Diez días después de la crecida se llevó a cabo el tercer muestreo de seguimiento, detectándose cambios geomorfológicos muy notables.

3.1. Cambios en el cauce

Entre la primera visita (M1) y la segunda (M2) los cambios fueron muy leves, ante la no circulación de caudales geomórficos. Aguas arriba del azud apenas se observaron modificaciones significativas, aún menos apreciables en los perfiles más alejados del azud. Sin embargo, aguas abajo se observó una tendencia a la acreción de las barras, siempre de carácter centimétrico, oscilando entre acreciones de 2-3 cm hasta puntos donde se cuantificaron poco más de 10 cm de diferencia con medidas anteriores. También se constató una leve incisión en el cauce principal de unos 10 cm, más apreciable sobre todo en las secciones 11 y 12, en las que la concentración del flujo generó incisiones de pocas decenas de cm. Tras el episodio de crecida, las mediciones de la tercera campaña (M3) revelaron cambios drásticos en el cauce. En las secciones aguas arriba más alejadas del antiguo azud se mantuvo

en general una morfología con pocas variaciones en la profundidad del cauce, si bien se apreció tendencia hacia el ensanchamiento del mismo por erosión de las orillas, predominantemente compuestas de materiales finos depositados en el vaso del antiguo azud. El perfil transversal se ensanchó pero sigue siendo homogéneo en su morfología.

En cuanto al perfil longitudinal, la erosión remontante fue avanzando desde el derribo del azud, alcanzando en la campaña M3 una distancia de 560 m desde la presa, ubicándose el punto de ruptura entre las secciones 4 y 5.

Inmediatamente aguas arriba del antiguo azud se constataron cambios más drásticos, con la deposición de barras centrales que dividen la corriente y retroceso de taludes que iban desde pocos cm hasta más de 2 m (observados con la ayuda de los testigos fijos en las orillas y a partir del arrastre o desaparición de árboles marcados).

Pero es aguas abajo del antiguo azud donde los cambios han sido más importantes. Se han observado nuevas morfologías de cauce, movilización de las barras, formación de nuevos depósitos, cambios en la forma en planta y en la posición del *talweg*. Así, la barra 3 ha sido erosionada y la barra 4, aguas abajo, ha crecido en superficie. A todo ello se suman nuevas incisiones allí donde la corriente ha acabado concentrada de forma más clara.

El ejemplo del perfil 12, ubicado al final de la barra 4 (Fig. 2), muestra cómo el *talweg* se ha desplazado más de 10 m hacia la margen derecha, generando un profundo y estrecho cauce donde antes había depósitos de gravas. Paralelamente el río ha sido capaz de movilizar y redistribuir gran cantidad de materiales que, en el caso de este perfil, ha supuesto una reducción de las antiguas barras de la margen izquierda de unos 80 cm, a la vez que se ha generado un nuevo depósito de en torno a 70 cm donde anteriormente circulaba el flujo.

3.2. Granulometría

Los resultados manifiestan en el tiempo

una leve disminución del tamaño del material superficial, así como un ligero aumento del tamaño del subsuperficial entre la primera y la última campaña de campo. No obstante, las clases de mayor

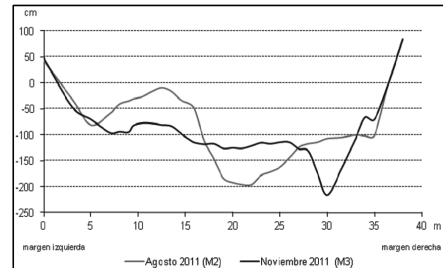


Fig. 2. Cambios en la sección transversal n° 12.

tamaño (cantos) del material subsuperficial se reducen considerablemente en todas las barras en la última campaña de campo. Los cambios detectados en el análisis de detalle de las barras (Fig. 3) han sido relevantes, resultando las barras más dinámicas la 2 y la 3. En la barra 2, situada aguas arriba del azud, los resultados han sido heterogéneos. El D_{50} del material superficial longitudinal se redujo de 57,62 mm en el M1 a 44 mm en el M3. Sin embargo, el tamaño de la coraza aumentó de 31,19 mm en M1 a 34,14 mm en el M3, mientras que el subsuperficial bajo coraza también se incrementó, de 24,70 mm en M1 a 36,85 mm en el M3.

En la barra 3, localizada aguas abajo del obstáculo retirado, se redujo el D_{50} en los tres muestreos entre las campañas M1 y M3. En el superficial longitudinal y el subsuperficial bajo coraza se produjo una drástica disminución, mientras que en el superficial-coraza se redujo levemente. El progresivo avance aguas abajo del material retenido por la presa explica estos cambios. La distribución de clases granulométricas se ha visto también modificada a raíz de la crecida del 6 de noviembre.

En el material subsuperficial se observa una disminución del porcentaje de cantos en todas las barras, desapareciendo esta clase en las barras 2 y 3 durante la última

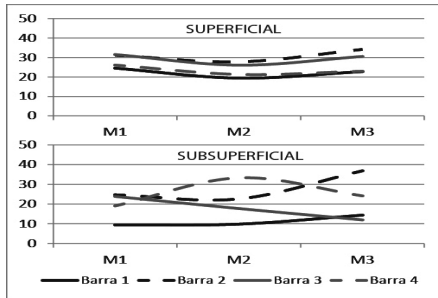


Fig. 3. Evolución del D_{50} superficial (coraza) y subsuperficial (en mm).

campana. En el material superficial destaca la similitud de la distribución entre las barras 2 y 3, en las que predomina la grava, y las barras 1 y 4, en las que los cantos representan más del 50% de la distribución.

4. DISCUSIÓN

La reacción hidrogeomorfológica derivada directamente de la demolición de la presa debió de ser muy rápida, frenándose en muy pocos días hasta reactivarse con la crecida de noviembre de 2011. Cuando se inició el seguimiento el cauce se mantenía próximo a la estabilidad, con síntomas claros de ralentización de la dinámica general y de la erosión remontante.

A raíz de la crecida, las orillas han asistido a procesos de erosión materializados en socavamientos y deslizamientos. También se han formado algunos pequeños cauces de crecida sobre los depósitos de fondo de valle y se han depositado cantos sobre los mismos, diversificando los hábitats.

Los sedimentos de las barras se han movilizado y los depósitos han acelerado su proceso de regularización morfológica.

Aguas abajo de la presa, donde la dinámica se mantiene activa y quedan sedimentos sin movilizar, le queda al río un importante trabajo geomorfológico, observándose líneas de flujo que muestran la tendencia a la formación de una isla central. En todo el tramo estudiado, próximas crecidas habrán de proseguir el trabajo no concluido de clasificación y distribución de sedimentos.

5. CONCLUSIÓN

La metodología de seguimiento ha resultado efectiva y puede ser aplicada a otros casos. La dinámica geomorfológica observada y analizada en el río Urumea ha respondido fundamentalmente a la crecida de noviembre de 2011.

Agradecimientos

El seguimiento geomorfológico ha sido financiado por la Diputación Foral de Gipuzkoa (Dirección General de Medio Ambiente y Obras Hidráulicas) a través de un contrato de investigación y desarrollo suscrito por IKT Nekazal Teknologia, S.A. y la Universidad de Zaragoza.

REFERENCIAS

- Cheng, F. y Granata, T. 2007. Sediment transport and channel adjustments associated with dam removal: field observations. *Water Resources Research* 43, W03444.
- Doyle, M.W., Stanley, E.H. y Harbor, J.M. 2003. Channel adjustments following two dam removals in Wisconsin. *Water Resources Research* 39 (1), 1011, [doi:10.1029/2002WR001714].
- Ferrer, C. y Martín-Vide, J.P. 2011. Estudio matemático y experimental de la retirada de presas. Aplicaciones a la restauración fluvial. *Actas I Congreso Ibérico de Restauración Fluvial*, León, 426-434.
- Grant, G.E. 2001. Dam removal: Panacea or Pandora for rivers? *Hydrological Processes* 15, 1531-1532.
- Hart, D.D., Johnson, T.E., Bushaw-Newton, K.L., Horwitz, R.J., Bednarek, A.T., Charles, D.F., Kreeger, D.A. y Velinsky, D.J. 2002. Dam removal: challenges and opportunities for ecological research and river restoration. *BioScience* 52(8), 669-681.
- Kibler, K.M., Tullis, D.D. y Kondolf, G.M. 2010. Learning from dam removal monitoring: challenges to selecting experimental design and establishing significance of outcomes. *River Research and Applications*, [DOI: 10.1002/rra.1415].
- Pearson, A.J., Snyder, N.P. y Collins, M.J. 2011. Rates and processes of channel response to dam removal with a sand-filled impoundment. *Water Resources Research* 47, W08504, [doi:10.1029/2010WR009733].
- Pizzuto, J.E. 2002. Effects of dam removal on river form and process. *BioScience* 52, 683-692.

FLUSHING FLOWS IN THE LOWER EBRO. AN APPRAISAL OF PROCESSES AND MANAGEMENT

Crecidas de mantenimiento en el Bajo Ebro. Evaluación de procesos y gestión

R.J. Batalla^(1,2,3,4), D. Vericat^(1,2,3,5), A. Palau^(1,2,6)

- (1) Fluvial Dynamics Research Group (RIUS), www.fluvialdynamics.com / rbatalla@macs.udl.cat
- (2) Department of Environment and Soil Sciences, University of Lleida, E-25198, Lleida
- (3) Forest Science Centre of Catalonia (CTFC), E-25280, Solsona
- (4) Catalan Institute for Water Research (ICRA), E-17003, Girona
- (5) Institute of Geography and Earth Sciences, Aberystwyth University, Ceredigion SY23 3DB, Wales, UK
- (6) Dirección de Medio Ambiente y Desarrollo Sostenible, Endesa, S.A., E-25001, Lleida

Resumen: En el tramo bajo del Ebro se realizan crecidas de mantenimiento desde 2002 con el objetivo de controlar el exceso de macrófitos en el cauce, y contribuir a mantener la integridad geomorfológica del río aguas abajo de los embalses. La proliferación de macrófitos tiene efectos sobre el funcionamiento del ecosistema, y genera problemas socioeconómicos como la obstrucción de tomas de agua de la central nuclear de Ascó y la central hidroeléctrica de Flix, y de tomas de riego, y favorece la expansión de la mosca negra. Este fenómeno se ha relacionado con la regulación del caudal, los cambios en el suministro de nutrientes, la reducción de la carga de sedimento (i.e. clarificación del agua), y con una mayor estabilidad del cauce. Las crecidas se diseñan sobre criterios de inicio de movimiento del material del lecho y han demostrado un alto potencial para el arranque de macrófitos, aunque su efectividad se reduce aguas abajo y con el paso de los años. El caso del Ebro demuestra que las crecidas artificiales no son incompatibles con la generación hidroeléctrica. Aun así, deben monitorizarse de manera periódica para optimizar su diseño en relación a los objetivos y a los recursos hídricos disponibles, y para detectar efectos adversos sobre el cauce (e.g. incisión).

Key words: flushing flows, regulated river, sediment transport, fluvial hydrology, Ebro River

Palabras clave: crecidas de mantenimiento, embalses, transporte de sedimentos, hidrología fluvial, río Ebro

1. PROBLEM STATEMENT

Flood flows and sediment supply are normally reduced in reaches below dams. A reduction in sediment supply in relation to transport capacity typically causes armouring and, eventually, bed incision. Macrophyte blooms may be encouraged in regulated rivers that experience low frequency of bed-moving floods together with reductions in flow velocity and sediment concentration, as well as increases in water temperature and nutrient load. Dense macrophyte stands restrict access to microhabitats important for the growth and survival of juvenile fish, while the decomposition of the increased organic matter depletes dissolved oxygen. Such stands also increase flow resistance, which exacerbates trapping of suspended sediment and favours reductions in flow velocity, compounding the severity of ecosystem impact. If sufficient water storage is available in the upstream

reservoirs, controlled flood releases can be implemented.

Flushing flows (hereafter *FF*) are being used to mitigate dam-induced impacts, scouring the channel (Milhous, 1990), mobilizing sediments and maintaining large morphological features. FFs are increasingly used as a tool for the maintenance and enhancement of aquatic and riparian habitat (Kondolf and Wilcock, 1996). The sediment entrainment approach can be used as a starting point to design FFs aimed to mobilize bed material. Sediment transport measurements and observation of sedimentary changes in the channel provide the basis for the recalibration of the hydrology and hydraulics of original FFs designs. For each river, a specific FF design has to be adopted depending on the objectives and specific river characteristics. Although excess growth of macrophytes in response to changes in flow regime is a common effect that has been described in many regulated

rivers (e.g. Goes, 2002), there are relatively few documented examples where FFs have been carried out to remove them and hence reduce undesired environmental effects (Rørslett and Johansen, 1996). The Ebro River (NE Iberian Peninsula) offers an interesting case study that allows analysing the complex interaction between flow, sediments and biota.

This work summarises previous studies and presents the characteristics of artificial flood hydrographs that has been regularly performed between 2002 and 2011 in the Ebro; we also mention the effectiveness of FFs for macrophyte removal set against their effects on riverbed scour. Flushing flow design and implementation is seen by the hydro-dam operating company and the Ebro Water Authority as the first phase of a comprehensive restoration programme in this river.

2. THE RIVER

The Ebro basin has been progressively impounded during the second half of the 20th century, with 67% of the storage capacity achieved between 1950 and 1975. The largest complex of reservoirs is located in the lower reaches of the river and impounds 97% of the basin area. The complex is formed by Mequinenza (constructed 1966, with a capacity of 1534 hm³), Riba-roja (1969, 207 hm³) and Flix dams (1948, 11 hm³). Rivers in the basin have experienced significant reductions in flood magnitude downstream from reservoirs. Batalla et al. (2004) reported reductions between 21 and 85% for frequent floods (2-year flood). In the lower reaches of the Ebro mainstem, which form the focus of this work, the magnitude of the 2- to 25-year floods has been reduced by 25% on average. Dams also interrupt the downstream continuity of sediment transfer. Dams and changes in land use are seen as the main factors reducing the river's sediment load. Vericat and Batalla (2006) reported 98% reduction during the 20th century. Changes in the flow regime

(particularly through reduced flood magnitude) and reduced sediment supply have resulted in a series of morphological adjustments, including revegetation of formerly active areas of channel (Batalla and Vericat 2009), local incision and riverbed armouring (Vericat et al., 2006). Since the end of 1990s, proliferation of macrophyte stands has increased downstream of the dam complex a phenomenon causing significant problems for a range of stakeholders, including irrigation pumping stations, and hydroelectric and the nuclear power plants located in the vicinity of the river. Vegetation colonization has taken place in formerly active channel areas, leading to the progressive stabilization of the fluvial system and changing its hydraulic conditions (Batalla and Vericat, 2009).

The precise causes of the abrupt increase in macrophyte abundance are not evident, although it happened after a 2-year intense drought that kept river under minimum flow conditions for long periods of time. Macrophytes are also seen as the main cause of a plague of black-fly (*Simulium* spp.) that now constitutes a major public-health threat, especially during the summer months. Unfortunately, there is no information on macrophyte abundance before dam construction in the 1960s. Within this context, experimental flushing flow releases, designed by the authors, have undertaken since 2002 with the principle aim of controlling aquatic vegetation growth downstream from the main dam complex. The design of these artificial floods is based on the sediment entrainment method (Kondolf and Wilcock, 1996), and is being continually informed by sediment transport measurements (Vericat and Batalla 2006; Batalla and Vericat, 2009; Tena et al., 2012) and observations of bed sedimentary characteristics and macrophyte removal at representative sites along the mainstem Ebro.

3. THE FLUSHING FLOWS

Given the mix of macrophyte species, the design of FFs was based on mobilizing an active layer, equal the maximum root depth of the macrophytes. This was based on the Shields entrainment function for gravels up to 90 mm, equal to the D_{95} of the coarse surface layer in the study reach (Vericat et al., 2006). For these calculations, we used a critical value for entrainment $\tau_c^* = 0,045$ that has been identified as the likely threshold when grain sizes within sediment mixtures are mobilized within a narrow range of shear stress (Church, 2006). Resulting peak flows were equivalent to the 1.5 to 2-year flood of the river's post-dam flow series (1970 to present). This $Q_{1.5}-Q_2$ has been adopted before as design criteria for channel maintenance flows (Kondolf, 1998). The resulting flood hydrographs have a characteristic steep rising limb, which is thought to aid efficient removal of macrophytes because the initial surge actively scours the riverbed (Rørslett and Johansen, 1996) (Fig. 1).

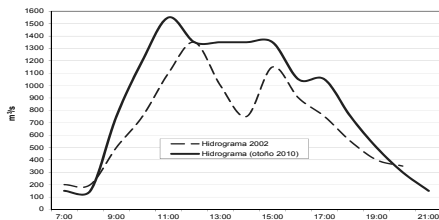


Fig. 1. Flushing Flow design implemented in the Lower Ebro since 2002 and new design (2010).

4. PROCESSES

Total runoff during FFs for the initial monitoring period i.e. 2002-2007 was 270 hm³, equating to 130% of the capacity of the Riba-roja Reservoir. Natural floods exhibit a mean peak flow of 1930 m³/s, with a maximum of 2500 m³/s in February 2003. Flushing flows by contrast had an average peak discharge of 1340 m³/s, with a maximum of 1540 m³/s that represents a 1.5-2-year flood (Batalla et al., 2004). The

rate of discharge increase per unit time (a useful index of *flashiness*) was on average 20 times higher during FFs (216 m³/s×h) than during natural floods (11 m³/s×h). Rate of discharge increase in the Ebro is higher than, for instance, the reported 100 m³/s×h for the Colorado River downstream from Glen Canyon Dam during the experimental release of 1996 (Wegner, et al. 1996). During FFs, the mean SSC was suspended sediment concentration than twice the value estimated for the natural floods although mean sampled discharge was lower. The steep rising limb of the FF hydrographs was designed to actively create temporary scour of the channel bed in the initial hours of the event, aiding the removal of aquatic plants. Increased flashiness implies a higher rate of energy expenditure in the channel per unit time, increasing the magnitude of channel erosion and sediment transport, despite the overall lower flow duration and runoff in comparison to natural floods. The greater concentration of flow thus maximizes the capacity to erode the channel and mobilize fine sediment for transportation. This effect is seen, for example in the mean sediment concentration obtained during the rising limb of the largest natural flood occurred in February 2003 (6 mg/l) that is much lower than the mean concentration during rising of the November 2003 FF (57 mg/l). Recent results by Tena et al., (2012) indicates that scouring the riverchannel still accomplishes the main objective of the FFs (i.e. macrophyte removal), and does not create severe effects in the channel.

5. MANAGEMENT

The FFs performed in the Ebro have been undertaken with the specific purpose of macrophyte removal. While the results can be seen to be positive in terms of macrophyte removal, their success is not fully sustained in space and time. Due to their relatively low magnitude and duration, the flows act more as a complement to the natural floods rather

than a one-stop technological solution in themselves. Furthermore, adverse effects on channel geomorphology, such as armouring and incision, will persist at the long run if decisions regarding frequency and magnitude of FFs are made in isolation from the driving controls of the natural flood regime. We see the series of experimental FFs described in this work as the first step towards renaturalizing the river's flow regime. Design and implementation has actively involved the participation of key water users (including HEP generation companies), the basin water authorities and river scientists. Despite the complexity of processes involved, and the multifaceted constraints on hydrograph design, the monitored FFs have shown significant potential for sediment transport, especially in comparison with natural floods. It is important to mention that FFs appear to be not incompatible with HEP production and can actually create positive impacts for this activity by decreasing of clogging of water intakes in the downstream nuclear power plants and irrigation pumping stations. At the present stage, however, FFs do not provide a permanent guarantee to avoid clogging of water intakes. Complementary actions such as mechanical extraction of macrophytes should be considered, at least in areas upstream of the intakes. The ecological implications of FFs have yet to be comprehensively assessed; further attention must be paid to the geomorphic responses of flushing flows and natural floods through continuous monitoring that can in turn be used to inform the design of artificial releases in large regulated rivers.

Acknowledgements

This research has been carried out within several research projects funded by the successive Spanish Ministries of Education and Science 2002-20012, being the two most recent CGL2009-09770/BTE and Consolider Ingenio 2010 CSD2009-0006. The Ebro Water Authorities -CHE, through URS-España, funded a project to

characterise the riverchannel dynamics in relation to the macrophytes. The second author has a Ramon y Cajal Fellowship (RYC-2010-06264) funded by the Spanish Ministry of Science and Innovation.

REFERENCES

- Batalla, R.J., Gomez, C.M., and Kondolf, G.M. 2004. Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin (Northeastern Spain). *Journal of Hydrology*, 290, 117-136.
- Batalla, R.J. and Vericat, D. 2009. Hydrological and Sediment Transport Dynamics of Flushing Flows: Implications for Management in Large Mediterranean Rivers. *River Research and Applications* 25, 297-314.
- Church, M., 2006. Bed Material Transport and the Morphology of Alluvial River Channels. *Annual Review Earth and Planetary Sciences* 34, 325-54.
- Goes, B.J.M. 2002. Effects of river regulation on aquatic macrophyte growth and floods in the Hadejia-Nguru Wetlands and flow in the Yobe River, northern Nigeria; implications for future water management. *River Research and Applications* 18 (1), 81-95.
- Kondolf, G.M. 1998. Development of flushing flows for channel restoration on Rush Creek, California. *Rivers* 6(3), 183-193.
- Kondolf, G.M and Wilcock P.R. 1996. The flushing flow problem: defining and evaluating objectives. *Water Resources Research* 32(8), 2589-2599.
- Milhous, R.T. 1990. Calculation of flushing flows for gravel and cobble-bed rivers. In Chang, H.H. and Hill, J.C. (Eds.): *Proc. 1990 National Conf. Hydraulic Engineering*, 1, 598-603.
- Rørslett, B. and Johansen S.W. 1998. Remedial measures connected with aquatic macrophytes in Norwegian regulated rivers and reservoirs. *Regulated Rivers: Research and Management* 12 (4-5), 509-522.
- Tena, A., Książek, L., Vericat, D. and Batalla, R.J. 2012. Assessing at-a-reach erosion and deposition during a flushing flow in a large regulated river (the lower Ebro). *River Research and Applications*, [DOI: 10.1002/rra.2572].
- Vericat, D., Batalla, R.J. and Garcia, C. 2006. Breakup and reestablishment of the armour layer in a highly regulated large gravel-bed river: the lower Ebro. *Geomorphology* 76, 122-136.
- Vericat, D. and Batalla, R.J. 2006. Sediment transport in a large impounded river: The lower Ebro, NE Iberian Peninsula. *Geomorphology* 79, 72-92.
- Wegner, D.L., Stevens, L. and Melis, T. 1996. Controlled flood studies, Glen Canyon Dam. Glen Canyon Environmental Studies Office, Bureau of Reclamation: Flagstaff, Arizona.

LA CONTRIBUCIÓN DE LOS EVENTOS DIARIOS MÁXIMOS AL TRANSPORTE DE SEDIMENTO EN CUENCAS. ¿CUÁNTO TIEMPO DEBEMOS MUESTREAR?

Largest daily event contribution to sediment transport in catchment. How long we should measure?

J.C. González-Hidalgo⁽¹⁻²⁾, E. Nadal-Romero⁽¹⁻²⁾, R.J. Batalla⁽³⁾, M. de Luis⁽¹⁻²⁾

(1) Departamento Geografía, Universidad Zaragoza, Plaza S. Francisco sn, Zaragoza, España 50009

(2) Instituto Universitario de Ciencias Ambientales, IUCA, Universidad de Zaragoza

(3) Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl, Universitat de Lleida

Abstract: The larger is the number of daily records, the lower results the relative contribution of largest daily events to total sediment yield. Following this premise we have analyzed two massive dataset of suspended daily sediment transport from EEUU and Canada, to identify the minimum number of recorded days needed to avoid bias of short time series. The amount of catchments is over 1,600 and total daily records over 2,500,000, covering a global latitudinal gradient of North America. The results suggest that the maximum event that represent 1% of total daily records produce in mean 30% of total suspended sediment transport. We suggest a minimum period of about 3000 daily records (i.e. 10 years).

Palabras clave: eventos diarios, sedimento en suspensión, cuencas.

Key words: daily event, suspended sediment transport, catchment.

1. INTRODUCCIÓN

El estudio en el tiempo de los procesos geomorfológicos indica que el trabajo total (léase sedimento transportado) depende en gran medida de un número de eventos muy escasos, asociados generalmente a los sucesos extremos (Polyakov et al., 2010; Nearing et al., 2007). Un evento extremo es un evento raro y de baja probabilidad, que generalmente se identifica por su desviación sobre algún valor central como la media y la mediana, o por valores correspondientes a cuartiles elevados. Por otra parte, el análisis magnitud-frecuencia (Wolman y Miller, 1960) demostró que los eventos más eficaces no tenían por qué relacionarse necesariamente con dichos eventos, y que los eventos más efectivos dependían más de la frecuencia que de la propia magnitud. Ambas aproximaciones confirman que en el tiempo los procesos geomorfológicos dependen de un escaso número de eventos, hecho que se debe tener en cuenta para evitar el sesgo que un intervalo de registro corto puede producir sobre los valores promedio, y que en anteriores trabajos hemos denominado

compresión temporal (Gonzalez-Hidalgo et al., 2009, 2010, 2012 a y b). En el presente trabajo analizamos la compresión temporal del transporte de sedimento en suspensión en cuencas por medio del análisis de los eventos máximos, es decir aquellos eventos que al ordenar una serie temporal ocupan los primeros rangos, no siendo necesariamente eventos extremos por su magnitud.

2. MÉTODOS

En una serie de datos equiprobable, a medida que aumenta el número de eventos la contribución de los n-máximos decrece asintóticamente, ocurre lo mismo en una serie de datos aleatoria, y también en los registros de carga diaria de sedimento en cuencas fluviales, en las que la contribución de los n-eventos máximos sobre el total acumulado de sedimento producido desciende progresivamente. En la Fig. 1 se observa que al incrementar el número de eventos la contribución de los n-máximos decrece, independientemente de posibles eventos extremos (en el ejemplo casi al final del registro).

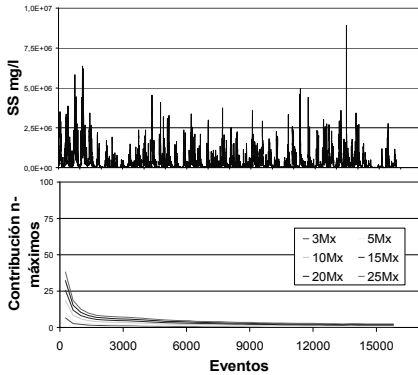


Fig. 1. Evolución de eventos diarios (Mississippi River, St Luis, cod. 7010000) y contribución (en porcentaje) al total de sedimento de eventos máximos (abajo) en intervalos n+1. Las claves 3Mx, 5Mx etc. se refieren al número de eventos máximos. SS sedimento en suspensión.

En el presente estudio hemos analizado las bases de datos diarias de sedimento en suspensión de EEUU y Canadá para tratar de identificar el periodo mínimo de muestreo (el registro mínimo de eventos para evitar un peso excesivo de los máximos). En total más de 1.600 cuencas y 2.500.000 eventos fueron analizados, abarcando latitudes desde las subtropicales a las circumpolares. El método ha consistido en estimar en cada cuenca el porcentaje que en el total transportado han aportado los n-máximos del periodo (véase González Hidalgo et al., 2012a). Para analizar las fuentes de variación se aplicó un Modelo General Lineal (Anova univariado) considerando como cofactor el número de eventos registrados en cada cuenca, y la división hidrológica y el tamaño de la cuenca como factores. Las comparaciones entre divisiones hidrológicas se efectuaron por medio de las medias marginales resultantes del modelo. Estos valores no son en realidad valores medidos sino estimaciones del modelo como consecuencia de que el número de eventos registrados en cada cuenca varía. Todos los análisis se realizaron con las diferentes agregaciones de eventos entre 3 y 25 máximos. Los resultados se

expondrán con ejemplos de distintas agregaciones de eventos máximos.

3. RESULTADOS

La Fig. 2 muestra la relación entre la contribución relativa del sedimento en suspensión aportado en cada cuenca por los 15 eventos máximos y el total de eventos registrados. A medida que aumenta el número de registros de una cuenca, la proporción que representan los n-máximos eventos decrece. La Fig. es una muestra de la compresión temporal del transporte de sedimento en cuencas fluviales. Dicha relación es significativa ($p < 0,05$) y adopta la forma: $SS = \text{Eventos}^{-b}$

Con SS el sedimento en suspensión (relativo) producido, en este caso por los 15 máximos, y Eventos el número de eventos registrados en cada cuenca.

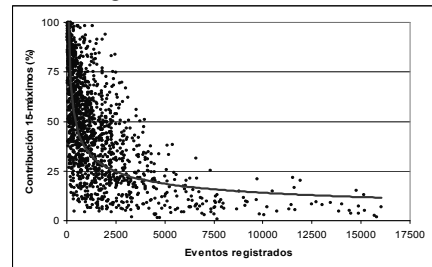


Fig. 2. Contribución (en porcentaje) al total de sedimento de los 15 eventos máximos. La figura no incluye las cuencas de la División Hidrológica de California

Los resultados del Modelo General Lineal indican diferencias entre Divisiones Hidrológicas originadas principalmente por la División Hidrológica de California que presenta los máximos valores de contribución de los n-máximos seleccionados (véase Fig. 3, con 25 eventos). Como ya hemos comentado, los valores de las medias marginales son valores estimados, no registrados, y calculados sobre un mismo número de eventos para evitar las diferencias del número de registros de cada cuenca. Los promedios marginales agrupados por

tamaños de las cuencas, con sus intervalos de confianza (95%), se muestran en la Fig. 4. En general, el efecto de los eventos máximos se acentúa en las cuencas de menos de 100 km² y claramente es inferior en grandes cuencas de más de 1000 km².

4. DISCUSION Y CONCLUSIONES

La evolución en el tiempo de la contribución de los n-máximos en una cuenca sugiere una hipótesis ergódica en la que, en un conjunto de cuencas con diferente número de registros, la proporción de sedimentos producida por n-máximos decrece a medida que aumentan los eventos registrados.

Este descenso es independiente de la ocurrencia o no de eventos extraordinarios,

no difiere entre regiones con clima distinto (a excepción de lo que ocurre en las cuencas de California, con un clima mediterráneo, cuyas características requieren un estudio independiente), y está afectado por el tamaño de la cuenca, siendo mucho mayor el peso porcentual de los n-máximos en cuencas de tamaño inferior a 100 km².

Empíricamente la relación entre el número de eventos y la proporción que representan los n-máximos indica que el 1% del tiempo representado por los n-máximos contribuye en promedio con el 30% al total de sedimentos. Numerosos estudios de cuencas fluviales

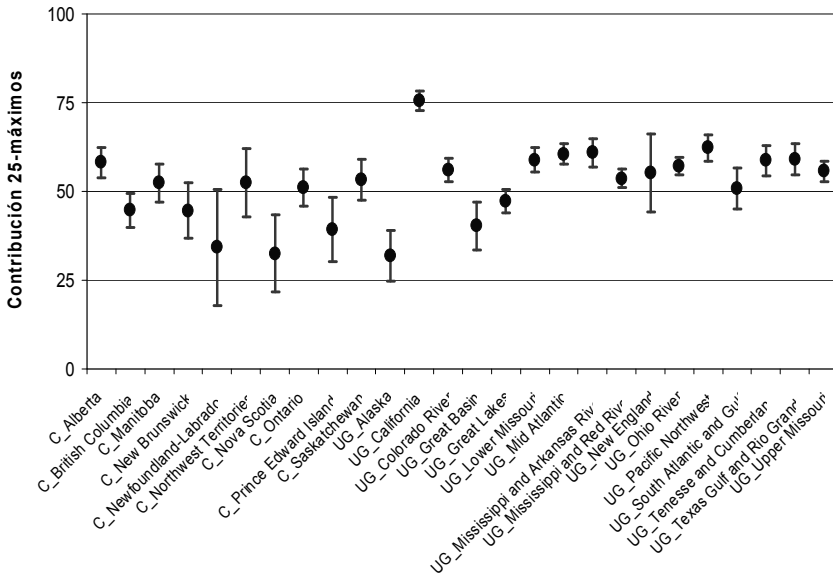


Fig. 3. Promedios marginales (en intervalo de confianza 95%) de la contribución de los 25-máximos al transporte de sedimento por divisiones hidrologicas (siendo C las cuencas canadienses y UG las de los EEUU).

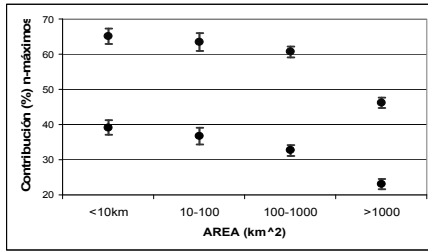


Fig. 4. Promedios marginales (por tamaños de cuencas) de la contribución de los 25-máximos (superior) y 5-máximos (inferior) al transporte de sedimento. Intervalos de confianza 95%.

confirman que a medida que aumenta el periodo de registro decrece la variabilidad del sedimento transportado (Day, 1988; Parker, 1988; Olive y Riege, 1992; Summer et al., 1992). Dicho análisis se ha empleado para estimar el tiempo mínimo en años necesario para caracterizar el promedio de sedimento transportado, aunque no existe consenso sobre su duración. El enfoque de estos análisis es en cierto modo semejante al planteamiento del presente trabajo, pero en nuestro caso se pone de manifiesto la compresión temporal del fenómeno al analizar la contribución de muy pocos eventos al total de sedimento transportado. Además, las variaciones de los n-máximos se producen con independencia de que se hayan o no registrado eventos extraordinarios.

Como conclusión, para evitar el sesgo que en una serie de datos de corta duración pueda existir, se sugiere un periodo mínimo de registros calculado en días no años, en torno a 3.000 eventos diarios (aproximadamente 10 años).

Agradecimientos

Proyecto HIDROCAES, Gobierno de España CGL2011-27574-C02-01. Grupo de Investigación Consolidado Clima, Agua, Cambio Global y Sistemas Naturales (BOA 69, 11-06-2007), Gobierno Regional de Aragón. E. Nadal-Romero cuenta con un contrato postdoctoral del Ministerio de Ciencia e Innovación (Juan de la Cierva).

REFERENCIAS

- Day, T.J. 1988. Evaluation of long term suspended sediment records for selected Canadian rivers. *Proceed. Sediment Budget IAHS Publ.* 174, 189-195.
- González-Hidalgo, J.C., de Luis M. y Peña J.L. 2007. A review of daily soil erosion in western Mediterranean areas. *Catena* 71, 193-199.
- González-Hidalgo, J.C., de Luis, M. y Batalla, R.J. 2009. Effects of the largest daily events on total soil erosion by rainwater. An analysis of the USLE database. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 2070-2077.
- González-Hidalgo, J.C., Batalla, R., Cerda, A. y de Luis, M. 2010. Contribution of largest events to sediment transport across USA. *Land Degradation and Development* 21, 83-91.
- González-Hidalgo, J.C., Batalla, R., Cerda, A. y de Luis, M. 2012a. A regional analysis of the effects of n-largest events on USLE database. *Catena* 95, 85-90.
- González-Hidalgo, J.C., Batalla, R.J. y Cerdà, A. 2012b. Catchment size and largest daily events contribution to suspended sediment load at continental scale. *Catena* [10.1016/j.catena.2010.10].
- Nearing, M.A., Nichols, M.H., Stone, J.J., Renard, K.G. y Simanton, J.R. 2007. Sediment yields from unit-source semi-arid watersheds at Walnut Gulch. *Water Resources Research* 43, W06426.
- Olieve, L.J. y Rierger, W.A. 1992. Stream suspended sediment transport monitoring-why, how and what is being measured?. *Proceed. Erosion and Sediment Transport Monitoring Programs in River Basin IAHS Publ.* 201, 245-254.
- Parker, R.S. 1988. Uncertainties in defining the suspended sediment budget for large drainage basin. *Proceed. Sediment Budget IAHS Publ.* 174, 523-532.
- Polyakov, V.O., Nearing, M.A., Nichols, M.H., Scott, R.L., Stone, J.J. y McClaran, M.P. 2010. Long-term runoff and sediment yields from small semiarid watersheds in southern Arizona. *Water Resources Research* 46, W09512.
- Summer, W., Klaghofer, E., Abi-Zeid, I. y Villeneuve, J.P. 1992. Critical reflections on long term sediment monitoring programs demonstrated on the Austria Danube. *Proceed. Erosion and Sediment Transport Monitoring Programs in River Basin IAHS Publ.* 201, 255-262.
- Wolman, M.G. y Miller, J.P. 1960. Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *Journal of Geology* 68, 54-74.

ESCORRENTÍA Y PRODUCCIÓN DE SEDIMENTO EN CRECIDAS DE UNA CUENCA MEDITERRÁNEA CON DOS DIFERENTES USOS DEL SUELO

Runoff and sediment production in a mediterranean basin under two different land uses

E. Pacheco⁽¹⁾, J. Farguell^(1,2), X. Úbeda⁽¹⁾, L. Outeiro⁽¹⁾, A. Miguel⁽¹⁾

- (1) GRAM (Grup de Recerca Ambiental Mediterrània). Departament de Geografia Física i AGR. Universitat de Barcelona. Montalegre, 6, 08001. edinsonpacheco@gmail.com.
 (2) Departament d'infraestructures de control i regulació. Agència Catalana de l'Aigua. Provença 204-206, 08036 Barcelona.

Abstract: This study analyses the influence of two different land uses on the hydrology of the Vernegà experimental basin between the years 1993 and 2011. The basin is located in the Northeast of the Iberian Peninsula and is influenced by a Mediterranean climate, with an average annual rainfall of 702 mm. Surface runoff is concentrated from October to June. Between 2005 and 2009, total runoff was 242 mm at the "Bosc" gauging station, which drains an area of 1.60 km², and 298 mm at the "Campàs" gauging station, which drains an area of 2.57 km² located at the outlet of the basin. More than 80% of the total surface runoff yielded during the study period corresponds to the 2005-2006 hydrologic year. Finally, Campàs gauging station registers a higher total runoff than Bosc gauging station, derivate of land uses between the forestry areas and forest roads in the agricultural area. Part of this phenomenon may be due to the interception of rainfall and plant biomass in the forested area of the basin. In relation to the sediment yield, it's concentrate whit the runoff moment, there is an increase of available sediment after extraordinary events (like October 2005).

Palabras clave: precipitación, escorrentía, usos del suelo, erosión, agrícola, forestal, Mediterráneo.

Key words: precipitation, runoff, land use, erosion, agricultural, forest, Mediterranean.

1. INTRODUCCIÓN

La cuantificación de la escorrentía y el transporte de sedimentos en diferentes usos del suelo es el objetivo principal de este estudio realizado en la cuenca de la riera de Vernegà, a partir de la recolección de datos hidrológicos y de erosión desde el año 1993. El área de captación total de la cuenca (2,5 km²) cuenta con una combinación de usos agrícolas y forestales en la parte baja controlada por la estación de aforo denominada Campàs y uso únicamente forestal en la parte alta de la cuenca controlada por la estación de aforo Bosc (1,60 km²). Desde el año 2002 se empezaron en la cuenca labores de gestión forestal consistentes en el desbrozamiento del sotobosque para favorecer el crecimiento de *Quercus suber* (Outeiro et al. 2010).

Según Cerdà (2007) estas prácticas pueden afectar directamente a la escorrentía directa y al transporte de sedimentos debido a la eliminación de la vegetación y a la

desestabilización de laderas y márgenes, e indirectamente a la carga del acuífero y a la escorrentía superficial (Salant et al. 2008). Según Stott et al. (2001) la acción causada por la maquinaria puede eliminar las capas superiores del suelo aumentando la disponibilidad de partículas finas. Aunque en nuestro caso, también se ha incrementado la disponibilidad de material más grueso, arenas, desde que empezaron estos trabajos, probablemente por tratarse de una geología granítica.

De manera general, se ha detectado que afectaciones sobre cuencas de primer orden tienen importantes consecuencias en la disponibilidad del recurso hídrico aguas abajo, llegando a generar una falta de agua durante períodos más largos de tiempo (Parry et al. 2000; Milly et al. 2005; Kundzewic et al. 2007), y en muchos lugares estas consecuencias se deben a un abandono de pastos y cultivos y al aumento de masas forestales (Gallart y Llorens 2003; García-Ruiz et al. 2008).

Este estudio recopila los registros

históricos de la estación meteorológica dentro de la cuenca de Vernegà, la cual registra la precipitación desde el año 1982 de forma manual y automáticamente desde el año 1993. También se cuenta con los registros hidrológicos de las dos estaciones de aforo desde el año 1993 recopilando la respuesta hidrológica y el transporte de sedimentos hasta el año 2011.

1.1. Área de estudio

La riera de Vernegà es tributaria de primer orden del río Ter y se localiza en el noreste de la Península Ibérica, específicamente en la vertiente sur del macizo de Les Gavarres (Fig. 1). Dispone de dos estaciones de aforo y una estación meteorológica. Sobre la cuenca se encuentran caminos forestales no pavimentados especialmente sobre las zonas agrícolas de la parte más llana de la cuenca. La litología general es granito, a menudo meteorizado formando acumulaciones de una estructura muy débil en la superficie (Úbeda et al., 1998). Esta cuenca está influenciada por un clima mediterráneo subhúmedo y tiene una temperatura media anual de 15°C (Sala y Farguell, 2002).

2. METODOLOGÍA

El equipo de monitoreo para cada una de las dos estaciones de aforo consiste en: un limnógrafo el cual dispone de un limnograma que se cambia una vez por semana donde se registra gráficamente la profundidad del agua; además poseen un dispositivo (Tipo Divers) de medición automática de la columna de agua. Las muestras de agua durante las crecidas se recogen por medio de un muestreador automático (tipo ISCO), programado para tomar muestras cada hora en el total de las 24 botellas que contiene. Después de cada evento, las botellas llenas se llevan al laboratorio para la medición del transporte de sedimentos en suspensión y sólidos en disolución. En los periodos de flujo base, las muestras fueron tomadas manualmente una vez por semana. Semanalmente

también se mide el nivel de profundidad de 3 pozos para determinar el nivel de los acuíferos.

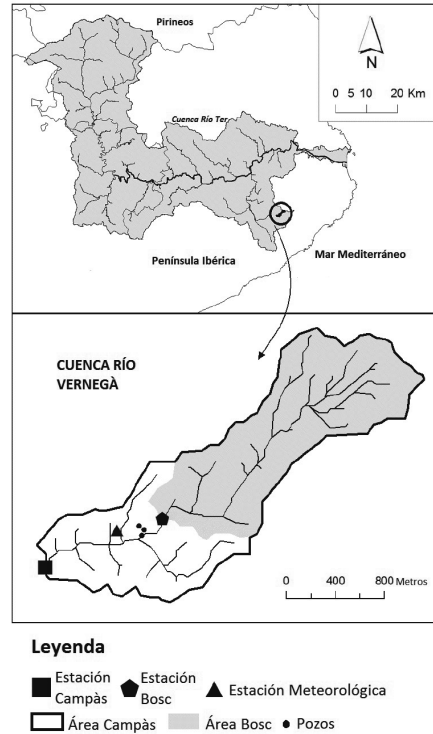


Fig. 1. Mapa de la cuenca de la riera de Vernegà y ubicación en la cuenca del río Ter.

Todos los resultados se recopilan en años hidrológicos y se analizan mensualmente, las crecidas se evalúan una a una y se estiman las diferencias significativas para determinar las características de respuesta de la cuenca.

3. RESULTADOS

3.1. Precipitación y escorrentia

La precipitación media anual (años hidrológicos de octubre a septiembre), del periodo 1982-2011, es de 679 mm, con una desviación estándar de 179 mm. El estudio de la distribución estacional de las precipitaciones muestra que la mayoría ocurre durante el otoño seguido del invierno y primavera, con un 34 %, 25 % y

23% respectivamente.

La escorrentía superficial se concentra en los meses de octubre a junio, siendo siempre el flujo constante en todos los años de este estudio de febrero a abril. Los mayores registros se dan en octubre de 2005 (123 mm en Bosc y 139 mm en Campàs), y marzo 2011 (183 mm en Bosc y 315 mm en Campàs) (datos desde 2005 hasta 2011).

Desde el año 1992 las precipitaciones mensuales que superan los 200 mm (valores que aseguran una respuesta hídrica de la cuenca), son octubre de 1994, 2003 y 2005, y abril de 2002; de ellas se destaca octubre de 1994 con 246 mm de precipitación que generó una escorrentía total de 84 mm en Bosc y 99 mm en Campàs; la precipitación de octubre de 2005 con 250 mm generó una escorrentía de 123 mm en Bosc y 139 mm en Campàs.

Para el periodo 2005-2011, la escorrentía media anual en Bosc es de 98 mm donde el valor máximo registrado se estima en el año hidrológico 2010-2011 con 248 mm donde la escorrentía media anual en Campàs fue de 111 mm y la escorrentía máxima para el mismo periodo fue de 394 mm. En el año hidrológico 2005-2006 la producción total fue de 214 mm en Bosc y 253 mm en Campàs. Estos valores se deben a los acontecimientos que tuvieron lugar en octubre de 2005, en el cual se registraron en tres días 257 mm de precipitación, otro caso fue la tormenta de nieve que se produjo en enero de 2006.

Las crecidas que se han registrado mayoritariamente se encuentran en el mes de octubre, destacándose entre ellas la de del año 2005 donde la escorrentía directa fue para Campàs de 140 mm y para Bosc de 111 mm; el caudal máximo para Campàs fue de $16 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y para Bosc de $3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; con un coeficiente de escorrentía de 55,7% para Campàs y de 44,3% para Bosc.

3.2. Transporte de sedimento

El transporte de sedimentos se refiere a la carga de sedimentos en disolución y suspensión.

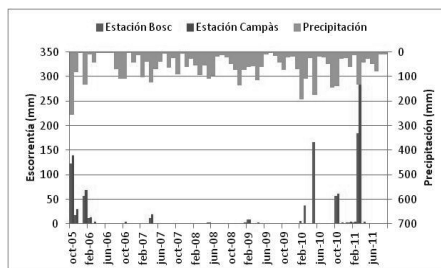


Fig. 2. Escorrentía superficial en las dos estaciones de aforo y precipitación durante el periodo 2005-2011 de la cuenca del río Vernegá.

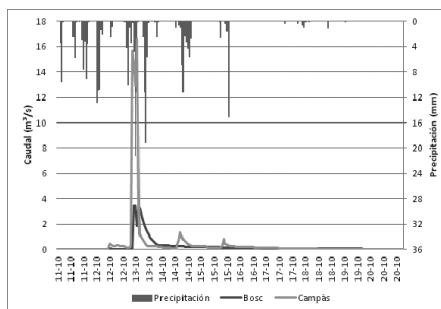


Fig. 3. Crecida más importante de octubre de 2005 en la cuenca del río Vernegá.

Los sedimentos en suspensión se concentran en los momentos de las crecidas, que es el momento donde se genera mayor transporte con 38,555.59 kg en Campàs y 11,839.30 kg en Bosc, sin embargo, en las dos estaciones de aforo estos valores son menores en comparación con los sedimentos en disolución con 42,596.21 kg en Campàs y Bosc, 15,924.80 kg (años hidrológicos del 2005 al 2009). Un hecho en particular es el caso del año hidrológico 2008-2009 donde la importante carga de sedimentos de $3.54 \text{ t.km}^{-2} \text{ año}^{-1}$ en Bosc y $5.62 \text{ t.km}^{-2} \text{ año}^{-1}$ en Campàs, principalmente corresponden a sedimentos en suspensión.

4. CONCLUSIONES

Las mayores precipitaciones se presentan en otoño siendo el mes de octubre en el año 2003 con 300 mm el que más resalta de los resultados, sin embargo, es en el año 2005 donde se han registrado los caudales

máximos de todo el periodo de estudio. Las crecidas son las que transportan la mayor cantidad de volumen de agua y de sedimentos en todo el año y las crecidas más extraordinarias además producen sedimentos disponibles para ser transportados en posteriores eventos. Existe una variabilidad estacional y anual de la escorrentía total mensual en las dos estaciones de aforo siendo mayor en Campàs en comparación con Bosc; registrándose el flujo de agua entre octubre y junio.

Agradecimientos

Los autores agradecen a las Acciones Complementarias del Ministerio de Ciencia e Innovación: CGL2008-04178-E/HID y CGL2010-12086-E y a la ayuda a Grups de Recerca del Comissionat per a Universitats i Recerca del DIUE de la Generalitat de Catalunya.

REFERENCIAS

- Cerdà, A. 2007. Soil water erosion on road embankments in eastern Spain. *Science of the Total Environment* 378, 151–155.
- Gallart, F. y Llorens, P. 2003. Catchment management under environmental change impact of land cover change on water resources. *International Water Resources Association* 28 (3), 334-340.
- García-Ruiz, J., Regüés, D., Alvera, B., Lana-Renault, N., Serrano-Muela, P., Nadal-Romero E., Navas, A., Latron, J., Martí-Bono, C. y Arnáez, J. 2008. Flood generation and sediment transport in experimental catchments affected by land use changes in the central Pyrenees. *Journal of Hydrology* 356, 245-260.
- Kundzewicz, Z., Mata, L., Arnell, N., Döll, P., Kabat, P., Jiménez, B., Miller, K., Oki, T., Sen, Z. y Shiklomanov, I. 2007. Freshwater resources and their management. En Parry, M., Canziani, O., Palutikof, J., van der Linden, P. y Hanson, C. (Eds.): *Climate Change 2007 Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, 173-210.
- Milly, P., Dunne, K. y Vecchia, A. 2005. Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature* 438 (17), 347-350.
- Outeiro, L., Úbeda, X. y Farguell, J. 2010. The impact of agriculture on solute and suspended sediment load on a Mediterranean catchment after intense rainstorms. *Earth Surface Processes and Landforms* 35 (5), 549-560.
- Parry, M., Parry, C. y Livermore, M. 2000. Valoración de los efectos potenciales del Cambio Climático en Europa. *Informe ACACIA de la Comisión Europea, resumen y conclusiones*. Universidad de Castilla-La Mancha e Iberdrola, Toledo. 29.
- Sala M. y Farguell, J. 2002. Exportación de agua y sedimento en dos pequeñas cuencas mediterráneas bajo diferentes usos del suelo. sistema costero catalán. *Cuaternario y Geomorfología* 16 (1-4), 97-109.
- Salant, NL., Hassan, MA. y Alonso, CV. 2008. Suspended sediment dynamics at high and low storm flows in two small watersheds. *Hydrological Processes* 22, 1573–1587.
- Stott, T., Leeks, G., Marks, S. y Sawyer, A. 2001. Environmentally sensitive plot-scale timber harvesting: impacts on suspended sediment, bedload and bank erosion dynamics. *Journal of Environmental Management* 63, 3–25.
- Úbeda, X., Reina, L. y Sala, M. 1998. Cuantificación de la erosión en un camino forestal de un bosque típico mediterráneo de *Quercus Suber*. *Norba* X, 185-196.

ESTUDIO DE LAS FUENTES DE SEDIMENTO Y EL ALMACENAMIENTO DE SEDIMENTO FINO EN LA CUENCA DEL RÍO ISÁBENA

Study of the sediment sources and fine-sediment storage in the Isábena River basin

J.A. López-Tarazón^(1,2), J. Estrany⁽³⁾, H. Smith⁽⁴⁾

- (1) Fluvial Dynamics Research Group (RIUS); www.fluvialdynamics.com. jlopez@macs.udl.cat
 (2) Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl (DMACS), Universitat de Lleida, Av. Alcalde Rovira Roure, 191, E-25198, Lleida, Catalunya, España.
 (3) Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears, Palma, Mallorca, Spain
 (4) School of Geography, Earth and Environmental Sciences, Plymouth University, Devon, England, UK

Abstract: Fluvial sediment transport interacts with different bio-physical processes of the river-bed and can cause severe socio-economic impacts. The Isábena River basin (445 km²) is a clear example of a fluvial system transporting huge amounts of sediment which has been proved as one of the main causes of the Barasona reservoir siltation. To improve the knowledge of the sediment transport of the basin, a pilot study on sediment sources and in-channel sediment storage using a fingerprinting approach has been started. Preliminary results show a clear correlation between the sediments generated at the Lascuarre and Villacarli subbasins with the sediments passing through the Capella gauging station. It is foreseen that results provide information on the relative contributions of each sediment source over the total basin's sediment transport at flood and seasonal scales, and over the connectivity of the sources with the sediment transport which determine the sediment budget of the Barasona reservoir.

Palabras clave: transporte de sedimentos, sedimento fino, granulometría, fingerprinting, río Isábena.

Key words: sediment transport, fine sediment, grain size distribution, fingerprinting, Isábena River.

1. INTRODUCCIÓN

Los ríos son sistemas complejos que transfieren agua y sedimentos desde las cabeceras hasta las partes bajas de las cuencas y sus desembocaduras. La sedimentación del material transportado por los ríos desde las fuentes productoras hasta las zonas de deposición puede generar problemas muy importantes tanto a nivel ecológico (e.g., degradación del hábitat y pérdida de biodiversidad) como socio-económico (e.g., reducción de la capacidad de almacenaje de los embalses, pérdidas de producción agraria debido a la reducción de la capacidad de irrigación; Williams, 1989; Horowitz, 2003).

El río Isábena, es una cuenca montañosa de 445 km² que se localiza en el Pre-Pirineo oscense y que es un ejemplo de cómo un sistema fluvial con una muy elevada aportación sedimentaria ha contribuido, junto con el río Ésera (1600 km²) y del cual es tributario, a agudizar los graves problemas de sedimentación del embalse

de Barasona (Fig. 1). Las elevadas cargas sedimentarias transportadas por el Isábena (promediando 180.000 t/año para el período 2005-2008, representado una carga específica de 405 t/km² y año, con concentraciones de sedimento en suspensión máximas superiores a los 300 g/l; López-Tarazón et al., 2009) parecen provenir de una pequeña (<1% del área total) zona de cárcavas (i.e., margas eocenas, badlands) localizada en la zona media (Fig. 1). La cuenca está subdividida en 5 subcuencas: Cabecera (146 km², representando el 33% del área total), Villacarli (42 km², 9%), Carrasquero (25 km², 6%), Ceguera (28 km², 6%) y Lascuarre (45 km², 10%), siendo la subcuenca de Villacarli la que presenta una mayor superficie de badlands (Fig. 1). Se cree que las cárcavas del Isábena, junto con las presentes en la cuenca del Ésera (pertenecientes a la misma banda geológica) son la mayor fuente de sedimento en suspensión y, por tanto, las principales contribuidoras a la colmatación

del embalse de Barasona.

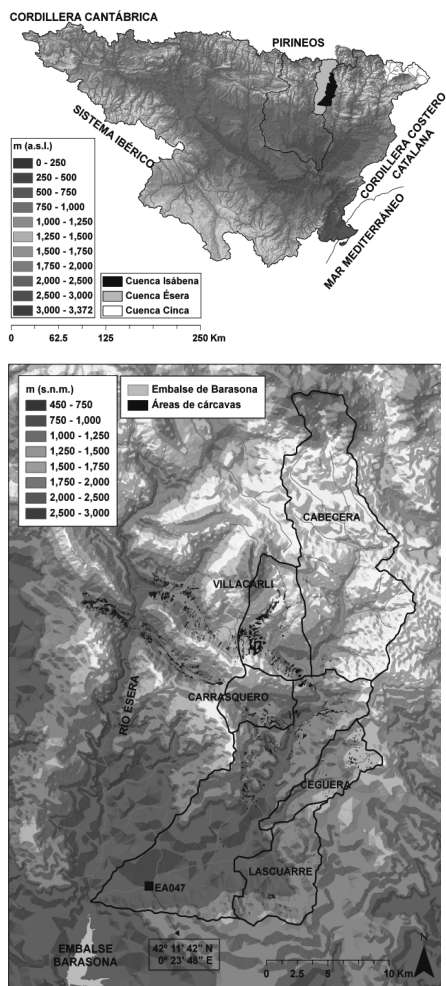


Fig. 1. Superior): Ubicación de las cuencas de los ríos Esera e Isábena en la cuenca del Ebro; Inferior): Cuenca del río Isábena, donde se muestran sus subcuencas, la extensión de badlands y la ubicación del embalse de Barasona.

El transporte de sedimento en suspensión del río Isábena, así como su dinámica, está siendo estudiado desde el año 2005 por el grupo de Dinámica Fluvial (RIUS) de la Universitat de Lleida. Para profundizar en este estudio, es necesaria la investigación de las áreas fuente de sedimento, las acumulaciones de sedimento fino en el canal principal así como el tiempo de residencia del mismo en la cuenca. El

estudio de las fuentes de sedimento requiere el trazado de este sedimento siguiendo un enfoque de “*fingerprinting*”. Este enfoque incluye la identificación de las propiedades de los suelos/sedimentos que pueden ser utilizadas como trazadores permitiendo, de ese modo, discriminar las áreas fuentes así como determinar la aportación de cada una de ellas al transporte de sedimento total de la cuenca. El trazado de las fuentes de sedimento tiene la potencialidad de suministrar a los gestores del agua y del territorio el tipo de información detallada que necesitan para solventar los problemas asociados con los altos niveles de transporte de sedimento (e.g., colmatación de embalses, degradación de hábitats, etc.).

Generalmente, las características de los suelos y sedimentos que han sido utilizadas como trazadores incluyen la mineralogía (Hillier, 2001), el magnetismo mineral (Slattery et al., 2000), la geoquímica (Walling y Kane, 1984), los radionúcleos (i.e., ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$, ^7Be , ^{239}Pu ; Walling et al., 1993) y los nutrientes (Hasholt, 1988); todos ellos, a su vez, utilizan la distribución del tamaño de partícula como primer discriminante, siendo esta distribución la base de todos los análisis químicos posteriores. Algunas técnicas de “*fingerprinting*” (especialmente los radionúcleos, la geoquímica y el magnetismo mineral) se han utilizado con éxito en España y otros países mediterráneos, demostrando su aplicabilidad en esos medios (e.g., Navas et al., 2007; Estrany et al., 2010).

El objetivo de este trabajo es la evaluación de las contribuciones sedimentarias relativas de las principales fuentes, del material almacenado en el lecho y del material exportado fuera de la cuenca.

2. RESULTADOS PRELIMINARES

Una primera aproximación al trazado de sedimento basada en las propiedades físicas del sedimento se ha realizado satisfactoriamente mediante el estudio de

la distribución del tamaño de partícula del sedimento fino (<2 mm) de diferentes muestras y de las relaciones estadísticas existentes entre ellas. Para realizar esta aproximación se compararon muestras recogidas en las fuentes de sedimento con muestras de sedimento en suspensión recogidas en la estación de aforo de Capella (EA047; Fig. 1).

El muestreo se realizó en las posibles fuentes de sedimento localizadas en cada una de las 5 subcuencas principales del Isábena (Fig. 1). Estas fuentes fueron: i) cárcavas; ii) regiones arboladas; iii) regiones agrícolas; iv) llanuras de deposición (junto con márgenes del canal principal) y v) sedimento fino acumulado en el propio canal del río. En cada zona de muestreo se obtuvieron 5 muestras de suelo/sedimento, compuestas por un mínimo de 36 muestras individuales. El número total de muestras compuestas fueron 125 (25 en cada subcuenca, 5 de cada fuente potencial). Así mismo, se utilizaron 129 muestras de sedimento en suspensión que habían sido recogidas en la estación de aforo de Capella mediante un muestreador automático de sedimento en suspensión ISCO 3700 durante avenidas y caudales bajos, para ser comparadas con las muestras de las fuentes e intentar trazar el sedimento que circuló por este punto mediante la aproximación de semejanzas de granulometrías.

Se realizaron 2 tipos de análisis: i) un análisis general, donde se han agrupado todas las muestras y se ha obtenido la distribución del tamaño de partícula media de cada una de ellas; ii) un análisis a nivel de crecida, donde se han analizado las muestras recogidas en Capella durante diferentes crecidas y se han comparado con las distribuciones granulométricas medias de los puntos de muestreo.

En el análisis general se observa que las muestras recogidas en Capella son muy semejantes, desde el punto de vista de la granulometría, a las muestras de Villacarli y Lascuarre, mientras que son muy diferentes a las del resto de las subcuencas

(Fig. 2).

En el análisis por crecida se comparó la granulometría de las muestras recogidas en Capella con la granulometría característica de las diferentes zonas de muestreo, para intentar averiguar la procedencia del sedimento para cada una de las crecidas en base a similitudes granulométricas. En todas las crecidas analizadas se puede observar un patrón general y es que la granulometría de Villacarli es la que presenta una mayor semejanza con las muestras recogidas en Capella. Puntualmente se aprecia que también existen crecidas donde aparece un patrón mediante el cual, a partir del D_{90} el tamaño de partícula crece súbitamente hasta valores muy elevados (2 mm). Este efecto podría ser debido a aportaciones sedimentarias del propio lecho del río en Capella donde, por la localización del punto de muestreo pueden entrar en suspensión materiales más gruesos.

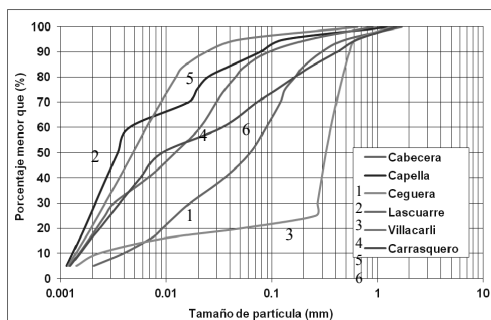


Fig. 2. Distribución granulométrica media de los diferentes puntos de muestreo

3. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES PRELIMINARES

Con los resultados presentados anteriormente, se puede determinar, a partir del análisis general que, granulométricamente, la mayor parte del sedimento que circuló por Capella durante el período de estudio proviene de las subcuencas de Lascuarre y Villacarli. Este hecho corrobora la hipótesis de López-Tarazón et al. (2012) sobre que las principales fuentes de sedimento del

Isábena son las cárcavas presentes en las subcuencas de Villacarli y Lascuarre, que representan, en conjunto, más del 75% del transporte sólido de la cuenca. En el caso del análisis a nivel de crecida, los resultados también demuestran que existe una clara relación entre las muestras recogidas en Capella y las fuentes de sedimento localizadas, fundamentalmente, en Villacarli; esta gran semejanza entre la granulometría de las muestra de Capella y las de la subcuenca de Villacarli permite hipotetizar que la franja de cárcavas localizada en la zona central de la cuenca (i.e., subcuenca de Villacarli) es la principal generadora de sedimento fino en la cuenca del Isábena.

4. TRABAJOS EN PROGRESO

El presente trabajo ha supuesto una primera introducción al trazado de sedimento en la cuenca del Isábena, pero queda mucho trabajo por delante. Éste se está realizando mediante el análisis de diferentes “*fingerprints*”, como son los radionúcleos ^{137}Cs y $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$, la geoquímica y el magnetismo mineral. Con estas determinaciones se podrán identificar con exactitud las diferentes fuentes de sedimento en suspensión presentes en la cuenca, cuantificar la contribución de cada una de ellas así como estimar el tiempo de residencia del sedimento en la red de drenaje.

Agradecimientos

El estudio piloto ha sido posible gracias al proyecto “Aplicación de técnicas de trazado del sedimento en suspensión en el río Isábena (Pre-Pirineo aragonés)”, financiado por el Instituto de Estudios Altoaragoneses.

REFERENCIAS

Estrany, J., Garcia, C. y Walling, D.E. 2010. An investigation of soil erosion and redistribution in a Mediterranean lowland agricultural catchment

using caesium¹³⁷. *International Journal of Sediment Research* 25, 1-16.

Hasholt, B. 1988. On identification of sources of sediment transport in small basins with special reference to particulate phosphorus. En Bordas M.P. y Walling D.E. (Eds.): *Sediment Budgets*, Red-Book series, 174. IAHS Press, Wallingford; 241-250.

Hillier, S. 2001. Particulate composition and origin of suspended sediment in the R. Don, Aberdeenshire, UK. *The Science of the Total Environment* 265, 281-293.

Horowitz, A.J., 2003. An evaluation of sediment rating curves for estimating suspended sediment concentrations for subsequent flux calculations. *Hydrological Processes* 17, 3387-3409.

López-Tarazón, J.A., Batalla, R.J., Vericat, D. y Francke, T. 2009. Suspended sediment transport in a highly erodible catchment: The River Isábena (Southern Pyrenees). *Geomorphology* 109, 210-221.

López-Tarazón, J.A., Batalla, R.J., Vericat, D. y Francke, T. 2012. The sediment budget of a highly dynamic mesoscale catchment: The River Isábena. *Geomorphology* 138, 15-28.

Navas, A., Walling, D.E., Quine, T., Machin, J., Soto, J., Domenech, S. y Lopez-Vicente, M. 2007. Variability in CS^{137} inventories and potential climatic and lithological controls in the central Ebro valley, Spain. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 274 (2), 331-339.

Slattery, M.C., Walden, J., Burt, T.P. 2000. Use of mineral magnetic measurements to fingerprint suspended sediment sources: results from a linear mixing model. En Foster, I.D.L. (Ed.): *Tracers in Geomorphology* Wiley, Chichester, 309-322.

Walling, D.E. y Kane, P. 1984. Suspended sediment properties and their geomorphological significance. En Burt, T.P. y Walling, D.E. (Eds): *Catchment Experiments in Fluvial Geomorphology*. GeoBooks: Norwich, 311-334.

Walling, D.E., Woodward, J.C. y Nicholas, A.P. 1993. A multi-parameter approach to fingerprinting suspended sediment sources. En Peters, N.E., Hoehn, E., Leibundgut, C., Tase, N. y Walling, D.E. (Eds.): *Tracers in Hydrology*. Red-Book series, 215. IAHS Press, Wallingford, 329-337.

Williams, G.P., 1989. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *Journal of Hydrology* 111 (1-4), 89-106.

EMPLEO DE TRAZADORES PARA LA ESTIMACIÓN DE TASAS DE TRANSPORTE DE SEDIMENTO COMO CARGA DE FONDO EN EL RÍO PIGÜEÑA (ASTURIAS)

Use of tracers for bedload transport rates estimations (Pigüeña River, Asturias)

D. Vázquez ⁽¹⁾, R. Menéndez ⁽¹⁾, M. Fernández ⁽¹⁾, J. Crespo ⁽¹⁾

(1) INDUROT (Universidad de Oviedo), Campus de Mieres, 33600, Mieres (España) danielvt@indurot.uniovi.es

Abstract: In the present work, tagged clasts (painted and magnetic) have been used to estimate bedload transport rates during three flood episodes in the Pigüeña River (Asturias, NW Spain). Sediment transport rates between 0.03 and 0.1 Kg/m³ have been measured. These values suggest a low-transport regime in the River Pigüeña for frequent flood episodes, as those studied here.

Palabras clave: trazadores, transporte fluvial, carga de fondo, canales de gravas, ríos de montaña
Key words: tracers, fluvial transport, bedload, gravel bed streams, mountain rivers

1. INTRODUCCIÓN

Los ríos de la vertiente Norte de la Cordillera Cantábrica se caracterizan por un corto recorrido desde las áreas de cabecera hasta las áreas de desembocadura. Esto determina una importante presencia de material de lecho grueso y que el transporte de carga de fondo tenga una gran relevancia en el total del transporte, siendo un importante factor de control morfológico en sus cauces fluviales.

A pesar de todo ello, existe una carencia de datos cuantitativos sobre las tasas de transporte de sedimento como carga de fondo en estos ríos cantábricos. El objetivo principal de este trabajo es obtener unas primeras tasas de este transporte en un cauce que podemos considerar como representativo de los cauces de la vertiente Norte de la Cordillera Cantábrica.

Existen numerosos trabajos anteriores de autores españoles sobre transporte de fondo, entre los que pueden ser citados García y otros (2000) o Vericat y otros (2006), por ejemplo.

Diversos métodos han sido desarrollados para la medida de este transporte. En este trabajo, se ha seleccionado el río Pigüeña para tratar de determinar las tasas de transporte como carga de fondo mediante el empleo de la técnica de los clastos

trazadores.

2. ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca de drenaje del río Pigüeña, ocupa una extensión de aproximadamente 405 km². Las altitudes cubren un rango que abarca desde los 2000 m hasta 300 m s.n.m. El clima de la región es Atlántico y la cubierta vegetal muestra una alternancia de pastos, zonas arbustivas (brezales) y masas forestales. El régimen hidrológico es predominantemente pluvial, con los mayores caudales promedio en diciembre.



Fig. 1. Ubicación del área de estudio en el tramo inferior del río Pigüeña (cuenca del río Narcea, Asturias).

El tramo de estudio seleccionado está formado por una barra lateral de gravas y cantos ubicada en las proximidades de la confluencia Pigüeña-Narcea (Fig. 1).

Aproximadamente 1 km aguas abajo del punto de estudio se encuentra la estación de aforo de Puente de San Martín, de cuyos registros foronómicos se extrajo la información hidrológica necesaria para el presente trabajo.

3. METODOLOGÍA

El trabajo comenzó con una caracterización granulométrica superficial, usando el método del conteo de Wolman (1954). Este sedimento superficial está representado, fundamentalmente por cantos y gravas, con un D_{25} de 35 mm, un D_{50} de 56 mm y un D_{90} de 180 mm.

A partir de aquí, la metodología seguida en este trabajo ha estado organizada en cuatro pasos, que se describen sucintamente a continuación.

3.1. Recogida del sedimento y marcado

En conjunto, se realizaron tres campañas de muestreo y marcaje de sedimento: en junio de 2009, se pintaron los clastos de color azul *in situ*; en febrero de 2010 se recogieron 170 clastos del lecho del río y se pintaron de color amarillo en el laboratorio.

Por último, en septiembre de 2010, 180 clastos fueron recogidos en campo y llevados al taller, donde se les insertó un imán (mediante perforación con taladro, inserción del imán y posterior sellado con resina) y también se pintaron de color azul. En todos los casos se utilizó pintura para piscinas con base a agua.

En cuanto a la distribución de tamaños usada para los trazadores, se ha decidido trabajar con clastos pertenecientes a la clase-Phi de tamaños correspondiente al D_{50} superficial y a las clases de tamaños inmediatamente superior e inferior (Eaton et al., 2008); estos tamaños representan el rango de tamaños abarcado por los percentiles D_{16} - D_{84} de la distribución granulométrica superficial.

3.2. Colocación de trazadores en el lecho

Los trazadores fueron depositados

superficialmente sobre el lecho en la sección de estudio, siguiendo una línea transversal a la dirección de la corriente (para comprobar si existen diferencias en la actividad de diferentes partes de la sección transversal del canal).

3.3. Seguimiento de los trazadores

El seguimiento de los trazadores fue realizado inmediatamente después de cada evento de crecida capaz de desplazarlos. La localización de los trazadores fue realizada mediante inspección visual, y mediante la combinación de inspección visual y el empleo de un detector de metales en el caso de la experiencia con trazadores magnéticos. Tras localizar cada clasto, se midió la distancia recorrida desde su posición inicial.

3.4. Interpretación de los datos

La tasa de transporte de sedimento puede ser estimada por medio de la siguiente expresión (Haschenburger y Church, 1998):

$$Q_s = V \cdot w \cdot d \cdot (1 - p) \cdot \rho \quad (1)$$

donde Q_s es la tasa de transporte, V es la velocidad virtual de desplazamiento de las partículas (ratio entre la distancia recorrida y la duración del evento), w es la anchura activa, d es la profundidad de la capa activa, p es la porosidad y ρ es la densidad del sedimento del lecho (se toma el valor convencional de 2650 kg/m³).

Como anchura activa se tomó el perímetro del fondo del canal *bankfull*, medido sobre el perfil topográfico levantado con estación total. Por su parte, para la profundidad de la capa activa se usó la ecuación de Haschenburger (1999), basada en el esfuerzo de cizalla, calculado como el producto radio hidráulico-pendiente. Para la porosidad se tomó el valor convencional de 0,2 (Haschenburger y Church, 1998).

Para el cálculo de la velocidad virtual es necesario conocer la duración de cada evento de crecida (esta información se obtiene de los registros de la estación de

aforo) y la magnitud de los desplazamientos. Este valor se determinó a partir de la información recogida con los trazadores.

Church y Hassan (1992) encontraron que existe una relación entre la distancia recorrida por cada clasto durante un evento de transporte y su diámetro. Tomando los mejores datos de trazadores publicados hasta ese momento, representaron las distancias recorridas frente al tamaño de partícula. Para evitar las diferencias de escala entre diferentes corrientes fluviales, estos autores normalizaron las distancias medias recorridas y el tamaño de partícula por medio de los valores de distancia media y diámetro correspondientes al tamaño D_{50} . De este modo encontraron una relación del tipo:

$$L/L_{50} = a \cdot \left(1 - \log D/D_{50}\right)^b \quad (2)$$

donde L es la distancia media de desplazamiento del clasto, L_{50} la distancia media de desplazamiento de la clase de tamaños a la que pertenece el D_{50} y D el diámetro de clasto.

Esta ecuación se ajusta muy bien a los datos extraídos de la literatura y tiene una explicación física detrás. Además, se adecúa razonablemente al comportamiento esperable para la mecánica de transporte de sedimento y está sustentada en una gran variedad de datos de ríos de grava en condiciones y regímenes muy distintos, y en observaciones tanto de campo como de laboratorio (Hassan y Church, 1992; Wilcock, 1997).

Para poder definir el exponente y coeficiente de esta relación para el área de estudio, se contó con los datos de trazadores procedentes del río Pigüena y de otras 4 corrientes fluviales emplazadas en la cuenca del Narcea (y que también son objeto de estudio del proyecto de investigación en el que se enmarca este trabajo). El ajuste estadístico a la ecuación 2 de los datos tomados en campo mediante la técnica estadística de *wild bootstrapping*

(Stute y otros, 1998), posibilita calcular los desplazamientos experimentados por todas las clases de tamaño a partir de los datos obtenidos con los clastos trazadores (Fig. 2).

Así, por medio de la ecuación 2 se estimaron los desplazamientos experimentados, durante cada evento, por las diferentes fracciones de tamaño. Dividiendo estos desplazamientos por la duración de cada evento, se determinaron las velocidades virtuales de cada clase de tamaños.

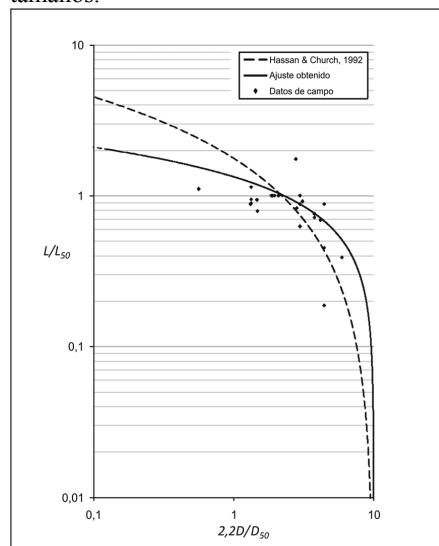


Fig. 2. En esta figura se han proyectado los datos de desplazamiento de trazadores frente al diámetro de partícula. Sobre la figura se han superpuesto la curva de Church y Hassan (1992) y la curva de ajuste. Siguiendo a Church y Hassan (1992) se han normalizado los valores de distancia y diámetro por los valores correspondientes al tamaño D_{50} . Como los datos aquí utilizados se han basado en el D_{50} superficial, se ha utilizado la propuesta de Wilcock (1997), que multiplica el numerador por 2,2 para mantener la forma del trabajo original de Church y Hassan (1992).

Partiendo de esta información, y de la ecuación 1, se estimaron las tasas de transporte para cada clase de tamaños. La tasa total de transporte para cada evento, se calculó como el sumatorio de las tasas de transporte anteriores, multiplicadas por la fracción granulométrica de la clase de tamaño correspondiente.

4. RESULTADOS

Tres episodios de transporte han podido ser estudiados: 13-14 de enero de 2010 (caudal máximo de 105 m³/s), 14-23 de junio de 2010 (caudal máximo de 100 m³/s) y 1-2 noviembre de 2010 (caudal máximo de 110 m³/s). Se trata crecidas con períodos de retorno alrededor de 2,5-3,5 años.

En total, fueron recuperados 202 clastos del total de 610 sembrados, lo que supone una tasa de recuperación de los trazadores utilizados del 33 %.

Las tasas medias de transporte estimadas para cada evento fueron de 0,1 kg/m·s para Enero de 2010, 0,06 kg/m·s para Junio de 2010 y 0,03 kg/m·s para Noviembre de 2010. Estos valores se encuentran en el mismo orden de magnitud que los obtenidos por otros autores en ríos de gravas y pueden ser considerados como valores bajos (Church y Hassan, 2006).

5. CONCLUSIONES

En este trabajo se ha recurrido a la técnica de los trazadores para medir tasas de transporte de sedimento de fondo. Para ello, se ha utilizado la relación entre distancia recorrida y diámetro de partícula planteada por Church y Hassan (1992). Las tasas de transporte medidas van desde 0,03 a 0,1 Kg/m·s, sugiriendo para el río Pigüeña un régimen de baja intensidad de transporte para los episodio de transporte más frecuentes (recurrencias de los eventos estudiados ~3 años). Esto seguramente es debido a la persistencia del acorazamiento durante las crecidas más recurrentes y también, a la resistencia generada por las formas de lecho. Eventos de mayor intensidad (y menos recurrentes) posiblemente sean capaces de desorganizar la textura del lecho en mayor grado y dar lugar a tasas de transporte más elevadas. Este comportamiento es el esperable para un tramo aluvial de una cuenca de drenaje emplazada en un área montañosa y de fuerte relieve (Church y Hassan, 2006).

Conocer y cuantificar los pormenores de los procesos de transporte en los ríos de la región tiene interés de cara a una mejor comprensión de los procesos que controlan la evolución del relieve a escala regional y también, de cara a la gestión de unos ríos cuyas llanuras de inundación están sometidas a una fuerte presión y donde no son infrecuentes las obras de defensa.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido posible gracias al apoyo económico del programa FPU-MICINN, a través de la ayuda AP2007-03209, cofinanciada por los Fondos Sociales Europeos.

REFERENCIAS

- Church, M. y Hassan, M. 1992. Size and distance of travel of unconstrained clasts on a streambed. *Waters Resources Research* 28 (1), 299-303.
- Church, M. y Hassan, M. 2006. Upland gravel-bed rivers with low sediment transport. En García, C. y Batalla, R. (Eds.): *Catchment dynamics and river processes: Mediterranean and other climatic regions*. Elsevier, Amsterdam, 141-168.
- Eaton, B., Hassan, M. y Phillips, J. 2008. A method for using magnetic tracer stones to monitor changes in stream channel dynamics. *Watershed Management Bulletin* 12 (1), 22-28.
- García, C., Laronne, J.B. y Sala, M. 2000. Continuous monitoring of bedload flux in a mountain gravel-bed river. *Geomorphology* 34, 23-31.
- Haschenburger, J. K. y Church, M. 1998. Bed material transport estimated from the virtual velocity of sediment. *Earth surface Processes and Landforms* 23, 791-808.
- Haschenburger, J. K. 1999. A probability model of scour and fill depths in gravel-bed channels. *Water Resources Research* 35 (9), 2857-2869.
- Hassan, M. y Church, M. 1992. The movement of individual grains on the streambed. En Billii, P., Hey, R.D., Thorne, C.R. y Tacconi, P. (Eds.): *Dynamics of Gravel-bed Rivers*. Wiley & Sons, New York, 159-175.
- Vericat, D., Batalla, R.J. y García, C. 2006. Breakup and reestablishment of the armour layer in a highly regulated river: the lower Ebro. *Geomorphology* 76, 122-136.
- Wilcock, P. 1997. Entrainment, displacement and transport of tracer gravels. *Earth surface Processes and Landforms* 22, 1135-1138.
- Wolman, M. G. 1954. A method of sampling coarse river-bed material. *Transactions American Geophysical Union* 35, 951-956.

EVALUACIÓN DE LOS IMPACTOS GEOMORFOLÓGICOS DE UNA CRECIDA DE MANTENIMIENTO EN EL TRAMO BAJO DEL EBRO

Assessing the geomorphic effects of a flushing flow in the lower Ebro River

A. Tena ⁽¹⁾, L. Ksiazek ⁽²⁾, D. Vericat ^(1,3,4), R.J. Batalla ^(1,3,5)

(1) Universitat de Lleida. Av. Alcalde Rovira Roure, 191. Lleida. Alvaro.tena@macs.udl.cat

(2) University of Krakow, Krakow, Poland.

(3) Centre Tecnològic Forestal de Catalunya. Solsona, España

(4) Aberystwyth University, Wales, UK

(5) Institut Català de Recerca de l'Aigua. Girona, Spain.

Abstract: The lower Ebro River experiences long-term hydrological and sedimentary adjustments following major regulation. Alterations in water and sediment fluxes have enhanced a massive macrophyte colonization that, in turn, generates a series of ecological and socio-economic problems. Controlled water releases, so-called flushing flows (FFs), have been designed and implemented since 2002 in this part of the river with the objectives of controlling macrophyte populations and maintaining sediment transport in the channel. However, Flushing flows may produce adverse geomorphic effects. The main objective of this work is to evaluate the potential geomorphic responses to a specific flushing flow design by means of the CCHED2D® model in order to improve the current management and restoration actions that are being taken in the river.

Palabras clave: modelización, presas, crecidas de mantenimiento, erosión, sedimentación, río Ebro

Key words: modeling, dams, flushing flows, erosion, sedimentation, Ebro River

1. INTRODUCCIÓN

Las presas regulan el caudal de los ríos principalmente con motivos de gestión de los recursos hídricos y prevención de avenidas. Como consecuencia de ello, los regímenes de caudal aguas abajo se ven alterados y la transferencia de sedimentos desde las áreas fuente hasta las zonas de deposición queda desconectada. La alteración de los regímenes hidrológico y sedimentario aguas abajo de las presas conduce a ajustes tanto geomorfológicos (i.e. incisión, acorazamiento, etc.; Kondolf, 1994) como ecológicos (colonización masiva de macrófitos; Ibañez et al., 2008). El desarrollo masivo de macrófitos modifica las condiciones hidráulicas de los ríos (mayor resistencia al flujo, atenuación de velocidad del agua, cambios en altura del nivel de agua). Además de esto, en el tramo bajo del Ebro (Tarragona), el exceso de macrófitos ha sido reconocido como un importante problema ecológico y socio-económico, afectando las extracciones de agua por parte de las centrales nucleares e

hidroeléctricas y favoreciendo la propagación de la mosca negra (*Simulium sp.*; Ibañez et al., 2008). En este contexto, las crecidas de mantenimiento fueron diseñadas e implementadas en el bajo Ebro desde el año 2002 con el objetivo de controlar las poblaciones de macrófitos así como para mantener la actividad sedimentaria en el cauce. Los datos obtenidos en el campo después de una crecida de mantenimiento, muestran que gran parte de los macrófitos en zonas cercanas a la presa de Flix fueron eliminados (90%). Sin embargo, estas sueltas de agua pueden causar efectos geomorfológicos adversos como la incisión del lecho.

El objetivo de este trabajo es evaluar los impactos geomorfológicos producidos por una crecida de mantenimiento mediante la modelización bidimensional de la hidrodinámica y transporte de sedimento aplicando el modelo CCHE2D® (Center for Computacional Hydroscience and Engineering Model, University of Mississippi).

2. AREA DE ESTUDIO

El tramo de estudio está enmarcado dentro de la cuenca del Ebro, una de las más extensas de la península Ibérica (85.534 km²). La cuenca del río Ebro está altamente regulada, hoy en día 190 embalses regulan aproximadamente 2/3 de la escorrentía media anual de la cuenca. El complejo de presas de Mequinenza - Riba-Roja - Flix, situado en el tramo bajo del Ebro, es el más grande de la cuenca, regulando el 97% de la superficie de la cuenca (~ 2 km³). Dicha regulación juega un papel importante tanto en la alteración del régimen de caudales, como en los cambios en la dinámica de transporte de sedimentos. Vericat y Batalla (2006) han estimado unas tasas de retención de sedimento en el complejo de embalses Mequinenza-Ribarroja-Flix del 90% para el sedimento en suspensión y de casi el 100% para la carga de fondo, afectando, como consecuencia, a las características morfo-sedimentarias del río en su tramo inferior (incisión, acorazamiento del lecho, colonización de la vegetación de las zonas anteriormente activas; Vericat y Batalla,

2006). El estudio se realiza en el tramo bajo del Ebro, más concretamente desde la presa de Riba-Roja hasta el núcleo de Ascó (Fig. 1). El caudal medio anual obtenido en la estación de aforo de Ascó para el periodo 1998-2012 es de 316 m³ s⁻¹. En este tramo la anchura del cauce oscila entre 90 y 160 m de ancho, con una pendiente media de 8,5×10⁻⁴ m x m⁻¹. El tamaño medio de partículas superficiales (D₅₀) es de 40 mm (de 21 a 71 mm), mientras que para el material sub-superficial es de 20 mm (de 13 a 29 mm).

3. METODOLOGÍA

3.1. Datos básicos para la modelización

El modelo CCHE2D[®] es capaz de simular el tránsito de agua y sedimentos, así como cambios morfológicos en el cauce. La veracidad de los resultados obtenidos mediante la modelización dependerá en gran medida de la calidad de los datos utilizados. Para una precisa caracterización física del tramo de estudio se empleó información obtenida a lo largo de los últimos años en diferentes campañas de campo (2002-2010).

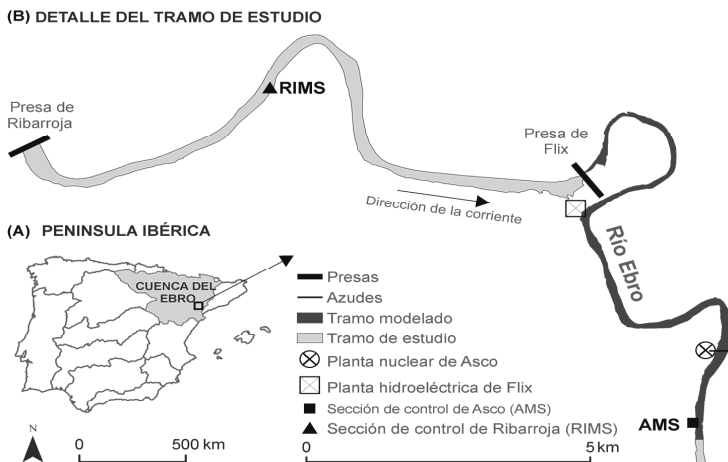


Figura 1. (A) Localización de la cuenca del Ebro y el tramo de estudio en la Península Ibérica. (B) Detalle del área de estudio y secciones de muestreo.

En estas campañas de campo se recolectó información a cerca de la caracterización granulométrica de las barras (2004-2008), pendiente de la lámina de agua (2009), erosionabilidad de los márgenes (2010), etc. La geometría hidráulica es imprescindible para la construcción del dominio de simulación, para ello se realizó una batimetría de precisión en la que se obtuvieron 53 perfiles para el tramo de 14 km entre la presa de Flix y la estación de aforo de Ascó (AMS, Fig. 1). Los valores de rugosidad del canal asociados a los macrófitos se estimaron mediante métodos de teledetección (Índice de vegetación de diferencia normalizada, NDVI) y posteriormente complementados con valores estimados por Nikora et al. (2008). Los hidrográmas de la crecida de mantenimiento realizada el día 5 de mayo de 2008 en la salida de la Presa de Ribarroja y en la estación de aforo de Ascó, necesarios para la modelización, fueron facilitados por Endesa Generación S.A. y Confederación Hidrográfica del Ebro. Además, para el cálculo real del transporte de sedimentos en este tramo se obtuvieron valores de turbidez (transformados en concentración de sedimento en suspensión) en modo continuo en las secciones de Ribarroja y Ascó (RIMS y AMS, Fig. 1).

3.2. Calibración y validación del modelo

Una vez introducida toda la información requerida por el modelo, se pasó a la simulación del evento. En primer lugar, se utilizó un caudal constante para la calibración del dominio, en el que posteriormente se realizaría la simulación con caudal variable (hidrográmas de crecida de mantenimiento). Los resultados obtenidos tras la simulación del evento fueron comparados con los valores reales (altura del agua, caudal y concentración de sedimento en suspensión) y seguidamente evaluados mediante diferentes test estadísticos (RMSE, MAE, Index of agreement y Coefficient of Efficiency) para finalmente validar el modelo.

4. RESULTADOS

Los resultados obtenidos por el modelo, tanto de hidráulica como de transporte de sedimentos mostraron una alta significación estadística al ser comparado con las observaciones de campo. En el caso de parámetros hidráulicos (caudal, velocidad del flujo, tensión de corte, etc.) el ajuste fue muy satisfactorio. En el caso del transporte de sedimentos, los test estadísticos mostraban un ajuste satisfactorio, sin embargo, el análisis gráfico mostraba diferencias entre el sedigráma real y el modelado. Estas discrepancias podían ser explicadas mediante las diferencias entre la disponibilidad de sedimentos en el canal, teórica y real, puesto que este tramo del Ebro esta caracterizado por tener un suministro de sedimento muy limitado.

El mapa de cambios topográficos obtenido tras la simulación de la crecida de mantenimiento de mayo de 2008 muestra que el 63% del canal experimenta erosión, el 32% del canal experimenta sedimentación y el 5% restante se mantiene estable. Este claro dominio de los procesos erosivos ha sido ampliamente observado en ríos regulados en los que el sedimento queda atrapado en presas y el tramo de río inmediatamente aguas abajo de estas se convierte en la principal fuente de sedimentos durante crecidas (Kondolf, 1994). Los valores medios de erosión y sedimentación en el cauce fueron 1,8 mm y 3,6 mm, respectivamente. Los valores máximos observados en el tramo de estudio fueron elevados en ambos casos, con 180 mm de erosión y 140 de sedimentación, sin embargo estos procesos estaban muy localizados en el tramo de estudio, representando menos del 1% de éste. El cambio topográfico medio en el tramo de estudio ha sido estimado en alrededor de -1.2 mm (*Desviación Estándar* = 16 mm). Estos valores son bastante bajos, pero coinciden con los estimados por Vericat et al. (2006) para eventos de magnitud similar.

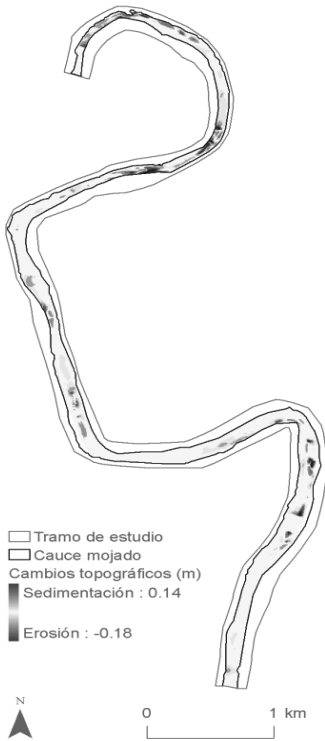


Figura 2. Mapa de cambios topográficos en el tramo de estudio (Bajo Ebro)

Los resultados obtenidos por el modelo CCHE2D® nos han permitido por primera vez la visualización de los patrones espaciales de cambios morfológicos, aportándonos la suficiente información como para elaboración de mapas de previsión de tasas de erosión y sedimentación (figura 2). Estos mapas nos ayudan a definir los procesos de erosión y sedimentación aceptables, permitiéndonos a su vez establecer umbrales críticos de cambios morfológicos. Por ejemplo, en el caso de la FF de mayo de 2008, suponiendo un umbral crítico positivo de 40 mm y un negativo de -60 mm, se estimó que el 2,5% del canal experimentó efectos geomorfológicos críticos; el 1% experimentó tasas no aceptables de erosión, mientras que el 1,5% experimentó altas tasas de sedimentación. Estos resultados, junto con las últimas campañas

de seguimiento de la densidad de macrófitos después de crecidas de mantenimiento, se están utilizando para diseñar un nuevo hidrograma de crecida. El objetivo del nuevo diseño es el de maximizar la eficacia de las crecidas de mantenimiento (es decir, la eliminación de macrófitos), reduciendo el impacto geomorfológico de estas, con la intención de complementar la gestión actual y las acciones de restauración que se están llevando a cabo en el río Ebro.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco de un conjunto de proyectos de investigación financiados por el MEC entre 2002-2012 (REN2001-0840-C02-01/HID, CGL2005-06989-C02-02/HID, CGL2006-11679-C02-01/HID, CGL2009-09770/BTE, Consolider Ingenio 2010 CSD2009-00065) El primer autor es beneficiario de una beca FPI y el tercero de una beca Ramón y Cajal ambos financiadas por el MEC. Los datos hidrológicos fueron facilitados por Endesa Generación S.A. y Confederación Hidrográfica del Ebro.

REFERENCIAS

Ibañez, C., Narcis, P., Duran, C., Pardos, M., Munne, A., Andreu, R., Caiola, N., Cid, N., Hampel, H., Sanchez, R.F. y Trobajo, R. 2008. Changes in dissolved nutrients in the lower Ebro river: causes and consequences. *Limnetica* 27(1), 131-142.

Kondolf, G.M. 1997. Hungry water: effects of dams and gravel mining on river channels. *Environmental Management* 21(4), 533-551.

Nikora, V., Larned, S., Nikora, N., Debnath, K., Cooper, G. y Reid, M. 2008. Hydraulic Resistance due to Aquatic Vegetation in Small Streams: Field Study. *Journal of Hydraulic Engineering* 134, 9.

Vericat, D. y Batalla, R.J. 2006. Sediment transport in a large impounded river: the lower Ebro, NE Iberian Peninsula. *Geomorphology* 79, 72-92.

Vericat, D., Batalla, R.J. y Garcia, C. 2006. Breakup and reestablishment of the armour layer in a highly regulated large gravel-bed river: the lower Ebro. *Geomorphology* 76, 122-136.

CARACTERIZACIÓN GRANULOMÉTRICA DE BARRAS SEDIMENTARIAS EN LA ZONA DE CONFLUENCIA DE LOS TRAMOS BAJOS DE LOS RÍOS ARGA Y ARAGÓN (NAVARRA)

Grain size characterization of fluvial sediment bars in the confluence of the lower reaches of Arga and Aragón Rivers (Navarre)

A. Ibisate ⁽¹⁾, J.P. Martín-Vide ⁽²⁾, E. Díaz ⁽¹⁾, C.M. Baldissone ⁽²⁾, V. Acín ⁽⁴⁾, D. Granado ⁽⁴⁾, A. Ollero ⁽⁴⁾

- (1) Dpto. de Geografía, Prehistoria y Arqueología, Universidad del País Vasco, UPV/EHU, c/ Tomás y Valiente s/n, 01006 Vitoria-Gasteiz. askoa.ibisate@ehu.es
 (2) Área de Ingeniería Hidráulica, Universidad Politécnica de Cataluña
 (3) Ecoter (Ecología y Territorio S.C.)
 (4) Dpto. de Geografía y Ordenación del Territorio, Universidad de Zaragoza

Abstract: Arga and Aragón Rivers have registered at their confluence an important fluvial dynamics until the middle of 20th century. However the impacts given in both basins have intensively reduced it and have affected the fluvial planform and sediment yield. A grain size characterization of the sediments on all the sediment bars has been done in order to see the differences among three different reaches (Arga River, Aragón River and once both are joined) and between the surface and subsurface material. A cartographic representation is provided in order to show the spatial distribution of grain size along the river.

Palabras clave: caracterización granulométrica, barras sedimentarias, río Arga, río Aragón

Key words: grain size characterization, sediment bars, Arga River, Aragón River

1. INTRODUCCIÓN

La caracterización granulométrica de los sedimentos fluviales aporta abundante información sobre la dinámica fluvial (García, 1994; García y Martín-Vide, 2001; Malavoi et al., 2011; Martín Vide, 2006). La zona de confluencia de los tramos bajos de los ríos Arga y Aragón ha constituido un área de elevada dinámica geomorfológica hasta mediados del s. XX, caracterizada por cauces meandriformes libres con cambios de trazado y abundancia de extensas barras sedimentarias (Jimeno, 1996). El río Aragón (Navarra) tras confluir el Arga, duplica el caudal del río Ebro, del que es afluente por su margen izquierda.

Los usos antrópicos introducidos en el sistema fluvial a partir de esa fecha (embalses de Yesa e Itoiz, profusión de defensas laterales, canalización del tramo bajo del Arga, dragados, minicentrales hidroeléctricas...) han dado como respuesta una reducción notable de la

anchura de la banda activa del cauce y, dentro de la misma, de la superficie ocupada por las barras sedimentarias.

El análisis diacrónico de fotografías aéreas ha mostrado que la disposición de los sedimentos en estos cauces ha cambiado a la vez que lo hacía su dinámica: el río Aragón ha pasado de una forma en planta *wandering* (divagante) a una de tipo meandriforme con barras, y el río Arga, al ser canalizado y con ello ver reducida la sinuosidad propia de un cauce meandriforme con barras, ha pasado a disponer de barras laterales en un cauce artificial de baja sinuosidad.

Se ha procedido a realizar una caracterización granulométrica de casi la totalidad de barras existentes en el cauce de los tramos bajos de los ríos Arga y Aragón. El fin es conocer la distribución granulométrica en los distintos sectores funcionales del tramo estudiado como paso previo al trabajo sobre la dinámica fluvial, de cara a la restauración de la zona, impactada por los embalses situados aguas

arriba y las actuaciones en el cauce.

2. ÁREA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA

El área de estudio se ha dividido en tres sectores funcionales: sector Arga (desde Falces hasta la zona de confluencia, 14,6 km), sector Aragón (desde Caparroso hasta la zona de confluencia, 20 km), y sector confluencia (río Aragón desde la misma hasta unos 8,1 kilómetros aguas abajo, antes de la confluencia en el Ebro, Fig. 1).

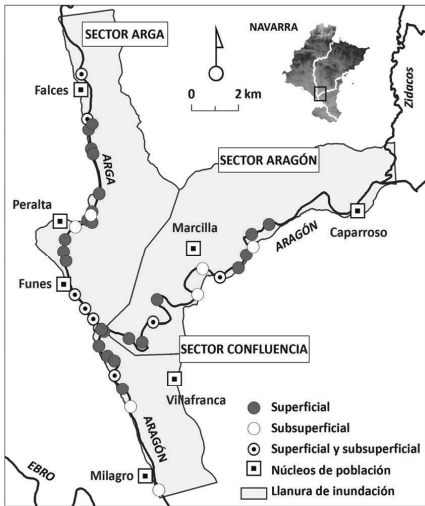


Fig. 1. Sectores funcionales y barras muestreadas en cada uno de ellos

El estudio se ha fundamentado en un primer trabajo de campo consistente en la recogida de muestras superficiales y subsuperficiales en las barras de los cauces a lo largo del verano y otoño de 2009, y un posterior análisis estadístico en gabinete.

2.1. Muestreo superficial

Para el análisis granulométrico superficial se tomaron en todas las barras muestras longitudinales en la zona superior (A) y de la adyacente a la línea de agua (B, Fig.2). Así, en el sector Arga se muestrearon 17 barras (58 muestreos), en el sector Aragón 9 barras (28 muestreos) y en el de la confluencia 6 barras (19 muestreos, Fig.1).

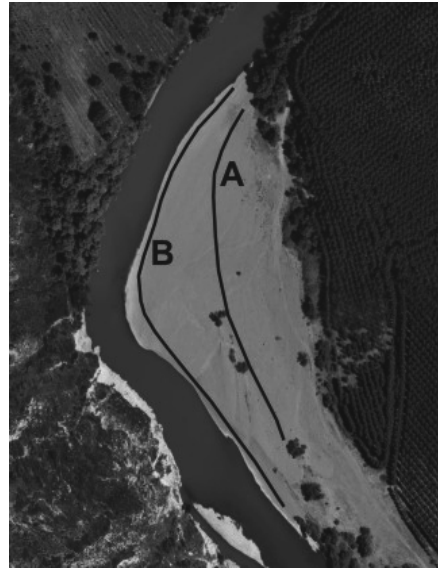


Fig. 2. Muestras superficiales realizadas en todas las barras disponibles

En las líneas A y B se midió el lado menor y pesó un mínimo de 100 piezas (Wolman, 1954; Hey y Thorne, 1983 García y Martín-Vide, 2001).

2.2. Muestreo subsuperficial

Las muestras bajo la superficie se tomaron lo más cerca posible del agua, retirando la capa superficial (Fig.3), que puede haber sido segregada por la acción del agua. La cantidad tomada, entre 168 y 723 kg de lo que ofrece una cucharada de la máquina retroexcavadora, es mayor que 100 veces el peso de la partícula más grande y se excavó una profundidad >30 cm, con el fin de que fuera superior a tres veces el diámetro de la partícula superior. Las partículas mayores de 125 mm (el mayor tamiz en el laboratorio) eran pesadas y medidas aparte en el campo, para luego sumarlas a la curva granulométrica dada por el laboratorio. El resto era llevado al laboratorio y analizado por tamizado. Se ha aplicado, por tanto, un método volumétrico. Para la toma, como se ha señalado, se ha limpiado primeramente la zona superficial de manera que no se tenga en cuenta aquel material que haya podido

estar clasificado por la acción del agua. Para garantizar la representatividad de la muestra se tomó una cantidad tal que el peso de la partícula mayor fuera inferior al 1% del peso total de la muestra. Esta selección se realizó en el momento de cargar las bolsas de muestreo pesando las muestras de mayor tamaño.



Fig. 3. Trabajo de campo de extracción de muestras bajo la superficie

Para el análisis volumétrico se realizaron 7 muestras en el sector Arga, 5 en el Aragón y 3 en la confluencia (Fig. 1). En 10 casos estas tomas coinciden con barras estudiadas en el análisis superficial. Todo ello se ha completado con una representación cartográfica en la que se ha combinado el tamaño mediano superficial y *subsuperficial* de las distintas barras.

3. RESULTADOS

Los sedimentos que se han muestreado son cantos y gravas, predominando estas últimas. El tamaño mediano de los sedimentos (D_{50}) es menor en el Arga (34,84 mm) que en el Aragón (41,8 mm) y la confluencia (36,6 mm). Dentro de una misma barra, los tamaños medios son mayores en la línea B (37,3-47,4-42,8 mm) que en la A (33,7-36,5-35,1 mm, Tabla 1). En el sector del Arga la tendencia es descendente de aguas arriba a aguas abajo, mientras que en los sectores Aragón y confluencia es heterogénea (Fig. 4).

El análisis volumétrico de muestras bajo la superficie indica que el tamaño mediano (D_{50}) es menor en el Arga (19,6 mm) que

en el Aragón (30,3 mm) y la confluencia (26,7 mm, Tabla 1). En el Arga entre la muestra superior y la inferior, distanciadas unos 13 km, también puede apreciarse una ligera disminución de tamaño. Esto es dudoso en el Aragón, salvo si precisamente se considera el Aragón antes y después de recibir al Arga (confluencia, Fig. 4).

Si la mezcla de un volumen sólido de 30,3 mm y uno de 19,6 mm da un lecho de tamaño 26,7 mm puede estimarse que 2/3 del caudal sólido de fondo proviene del Aragón y 1/3 del Arga.

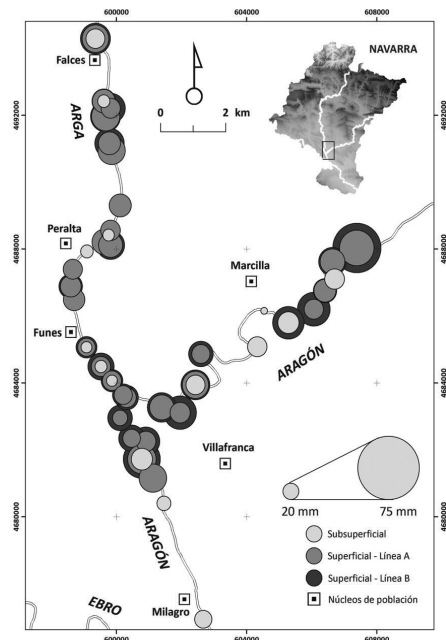


Fig. 4. Distribución de D_{50} superficial y subsuperficial en las distintas barras de los bajos Arga y Aragón

Los tamaños superficiales son mayores que los tamaños bajo la superficie, lo que sugiere que existe un acorazamiento, mayor en el Arga que en el Aragón. Los valores de dispersión (D_{84} relacionado con D_{16}) del material *subsuperficial*, en torno a 3, son un poco mayores en el Aragón (tramo antes y posterior a la confluencia) que en el Arga y siempre mayores que los de las muestras superficiales. El bajo valor

de la dispersión en la superficie es característico de los materiales acorazados (Tabla 1).

Tabla 1. D_{50} , peso y σ_s superficial y subsuperficial en los distintos tramos y para cada línea de la barra superficial muestreada (σ_s , dispersión granulométrica)

	Arga	Aragón	Confluencia	
D_{50} (mm) superficial	\bar{x}	34,84	41,80	36,60
	A	33,74	36,50	35,12
	B	37,28	47,39	42,80
D_{50} (mm) subsuperficial		19,60	30,30	26,70
σ_s superficial	A	1,50	1,46	1,52
	B	1,49	1,58	1,57
	σ_s subsuperficial	2,75	3,61	2,20
Peso (g) superficial	\bar{x}	87,0	203,0	258,0
	A	79,12	101,2	93,84
	B	104,80	294,80	169,70

El peso medio de los sedimentos superficiales, muy vinculado al caudal de cauce lleno (*bankfull*), también es superior en los sectores de la confluencia (258 g) y del Aragón (203 g) que en el sector Arga (87 g). Asimismo se aprecia un mayor peso en la línea B, coincidiendo con el mayor tamaño de dichos sedimentos.

4. CONCLUSIÓN

A pesar de las detracciones de caudal que presenta el Aragón (Yesa, Itoiz, minicentrales, riego), el tamaño y movilidad de sus sedimentos son mayores en términos generales que el Arga. Éste último se ve afectado por la canalización e incisión del lecho. Por otra parte es apreciable el grado de acorazamiento de los sedimentos, siendo considerablemente mayor el tamaño de la capa superficial respecto de la *subsuperficial*.

En cuanto a la procedencia de material sedimentario en el tramo de confluencia se constata una mayor proporción del material procedente del río Aragón.

La cartografía aportada proporciona una representación gráfica de la distribución de los tamaños del material sedimentario que permite una apreciación visual de la distribución espacial de los tamaños.

Esta caracterización granulométrica del Aragón y su afluente Arga, puede ser valiosa para la futura comparación y análisis de los efectos de la reducción de aporte sedimentario causada por los embalses en explotación, así como para valorar el efecto de una futura restauración.

Agradecimientos

Este análisis se realizó dentro del “*Estudio de alternativas de actuación de restauración de ríos y defensa frente a inundaciones en la zona de confluencia de los ríos Arga y Aragón. Estudio geomorfológico.*” Convenio firmado entre Gestión Ambiental de Navarra, S.A. y financiado por el Dpto. de Desarrollo Rural y Medio Ambiente del Gobierno de Navarra, Euskoiker y la Universidad Politécnica de Cataluña.

REFERENCIAS

- García, C. 1994. Métodos para la caracterización granulométrica en ríos de gravas. *Notes de Geografía Física* 23, 5-16.
- García, C. y Martín Vide, J.P. 2001. Caracterización granulométrica del lecho móvil de un río de gravas efímero: Aplicación a un tramo de la riera de Les Arenes. *Acta Geologica Hispanica* 36 (1-2), 137-147
- Hey, R.D. y Thorne, C.R. 1983. Accuracy of surface samples from gravel bed material. *Journal of Hydraulic Engineering* 109, 842-851.
- Jimeno, A. 1996. *El sistema cauce-ribera en el curso bajo de los ríos Arga y Aragón. Estudio ecogeográfico.* Tesis doctoral inédita, Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio, Universidad de Zaragoza, 645 pp
- Malavoi, J.R., Garnier, C.C., Landon, N., Recking, A. y Baran, P. 2011. *Eléments de connaissance pour la gestion du transport solide en rivière.* Onema, 213 pp.
- Martín Vide, J.P. 2006. *Ingeniería de ríos.* Edicions UPC, (2ª ed.). Barcelona, 381 pp.
- Wolman, M.G. 1954. A method of sampling coarse bed material. *American Geophysical Union, Transactions* 35: 951-956.

BALANCE SEDIMENTARIO EN EL CAUCE DEL PALANCIA A PARTIR DE DATOS LIDAR (2003-2009)

Sedimentary budget in the Palancia River channel from LiDAR data (2003-2009)

F. Segura Beltrán ⁽¹⁾, T. Hermosilla ⁽²⁾, J.E. Pardo-Pascual ⁽²⁾, C. Sanchis Ibor ⁽³⁾

- (1) Departament de Geografia, Universitat de València. Francisca.Segura@uv.es
- (2) Grup de Cartografia GeoAmbiental i Teledetecció, Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodesia y Fotogrametría, Universitat Politècnica de València.
- (3) Centre Valencià d'Estudis del Reg, Universitat Politècnica de València.

Abstract: The lower reach of the Palancia River has an ephemeral flow behavior. Sediment mobilization is limited to rainfall events of different magnitude. This paper presents a GIS-based approach to the river sediment budget based on LiDAR data. Topographical information from 2003 and 2009 LiDAR data is used to create two DEMs, which are compared to map sedimentary changes in the river channel. Results show that erosion and sedimentation area balanced in the area as a whole, but sedimentation is placed in the upstream area whereas erosion predominates in the lowest reach. This distribution suggests the predominance of headward erosion during low magnitude flow events.

Palabras clave: LiDAR, balance sedimentario, erosión, sedimentación, barras, canales

Key words: LiDAR, sediment budget, erosion, sedimentation, bars, channels

1. INTRODUCCIÓN

El río Palancia, situado entre las provincias de Valencia y Castellón, tiene una longitud de 85 km y una cuenca de 910 km². En su tramo inferior presenta un amplio cauce por el cual sólo circula agua cuando se producen precipitaciones de cierta intensidad. La movilización de sedimentos en el cauce está limitada a estos eventos de crecida. El presente trabajo pretende analizar el balance sedimentario de los últimos 6 km del Palancia entre 2003 y 2009, fechas de en los que se realizaron dos vuelos LIDAR. Durante este período se produjeron dos pequeñas avenidas de escasa magnitud. En el aforo de Fuente del Baño, unos 40 km aguas arriba de la zona de estudio, se registró una avenida el 29-30 de marzo de 2004, con un caudal punta de 19,5 m³/s. El segundo episodio se produjo el 24 de diciembre de 2007, con un pequeño pico de 3,067 m³/s. Dada la distancia que separa la zona de estudio del aforo, cabe suponer que el caudal se incrementó considerablemente. Aunque no existen datos fehacientes, en ninguno de los casos se registró un caudal de márgenes llenas.

Para analizar el impacto sedimentario de estos eventos se ha aprovechado la información topográfica generada por datos LiDAR. Esta tecnología puede proporcionar información topográfica de alta resolución con precisiones mejores al metro en planimetría y 15 cm en altimetría. Recientemente se han publicado numerosos trabajos sobre la precisión y errores de este tipo de datos (Lane et al., 2003), sus aplicaciones en geomorfología fluvial (Notebaert, 2009; Jones et al, 2007), morfología de cauces (Legleiter, 2001; Cavalli et al., 2008; Colmenárez et al., 2010) y balances sedimentarios (Wheaton et al., 2010).

2. DATOS Y PREPROCESADO

Los datos LiDAR de 2003 fueron adquiridos mediante un sensor ALTM-2033, y fueron proporcionados en una malla regular de 1 × 1 metros en formato de modelo digital de superficies (MDS). Además, se dispuso de un modelo digital de elevaciones (MDE) manualmente editado. Los MDE representan la distribución de la topografía del área de estudio, eliminando los elementos que se

encuentran sobre el terreno, como la vegetación o las edificaciones.

Los datos de 2009 se adquirieron utilizando un sensor RIEGL LMS-Q680, y cuentan con una densidad nominal de 0,5 puntos/m². El MDE se calculó utilizando un algoritmo iterativo, descrito completamente en Estornell et al. (2011), consistente en la selección de puntos con cota mínima en un área de búsqueda determinada, estableciendo un MDE inicial, que se va refinando a través de nueva búsqueda de puntos mínimos aplicando áreas de búsqueda menores, de forma que el modelo se va ajustando de manera más precisa a la forma del terreno real. Este método, aplicado, exclusivamente sobre los datos más recientes, permite eliminar las manchas importantes de vegetación pero presenta algunas limitaciones en las áreas de fuerte pendiente.

3. METODOLOGÍA

Una vez se ha dispuesto de los MDE de las dos fechas disponibles en un formato adecuado se ha pasado a restar el modelo más reciente al más antiguo. De esa forma se ha calculado el cambio volumétrico registrado entre los dos periodos de análisis.

Aplicando la fórmula propuesta por Brasington et al. (2003), para el cálculo de propagación de errores al combinar datos altimétricos y considerando que el error altimétrico nominal de los datos LiDAR es de 15 cm, el valor a partir del cual las diferencias se consideran significativas es ± 21 cm. Para evitar otro tipo de errores, se ha elevado este valor hasta ± 25 cm, de forma que todos los cambios inferiores a dicha magnitud han sido eliminados del análisis.

Para hacer el balance se ha hecho una delimitación del espacio móvil del cauce a partir de dos ortofotos (1999 y 2008) y se ha subdividido en secciones cada 100 m para analizar los cambios volumétricos.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. Balances sedimentarios

El tramo analizado tiene un balance ligeramente positivo en el periodo de análisis. Los materiales erosionados ascienden a 80.679 m³, mientras que la acumulación es de 86.095 m³. El balance neto es por lo tanto de 5.416 m³.

Existe un comportamiento diferenciado por secciones (Fig.1). Se observa que entre las secciones 57 y 23 domina ligeramente la acumulación sobre la erosión, pero existe un punto de inflexión en las tendencias a partir de la sección 23 donde la erosión se hace predominante. En la desembocadura, a partir del punto 3, vuelve a dominar la acumulación.

4.2. Interpretación geomorfológica

Al analizar las tendencias (Fig. 1) se puede observar que existe un comportamiento claramente diferenciado de ambos procesos. La superposición de la erosión y sedimentación sobre la ortofoto indica claramente que la incisión se ha producido en los canales, mientras que sobre las barras existe una ligera acumulación.

Hay que señalar también que la deposición se realiza por medio de formas transicionales de escaso relieve, como las láminas de sedimentos (*sheets*), que se depositan sobre las barras en las primeras fases de descenso de la crecida. Aunque no se aprecian grandes cambios, las barras crecen por acreción lateral y hacia la cabecera.

La incisión se concentra en los 2 km finales. En este sector, el canal ha sufrido una fuerte erosión, mientras que las superficies adyacentes tienen una ligera acumulación.

Es interesante señalar que aguas abajo del puente (secciones 16 a 11) la erosión se concentra en los laterales del canal, mientras que en el centro se produce una ligera divergencia del flujo que genera una pequeña barra donde predomina la acumulación. El balance negativo se

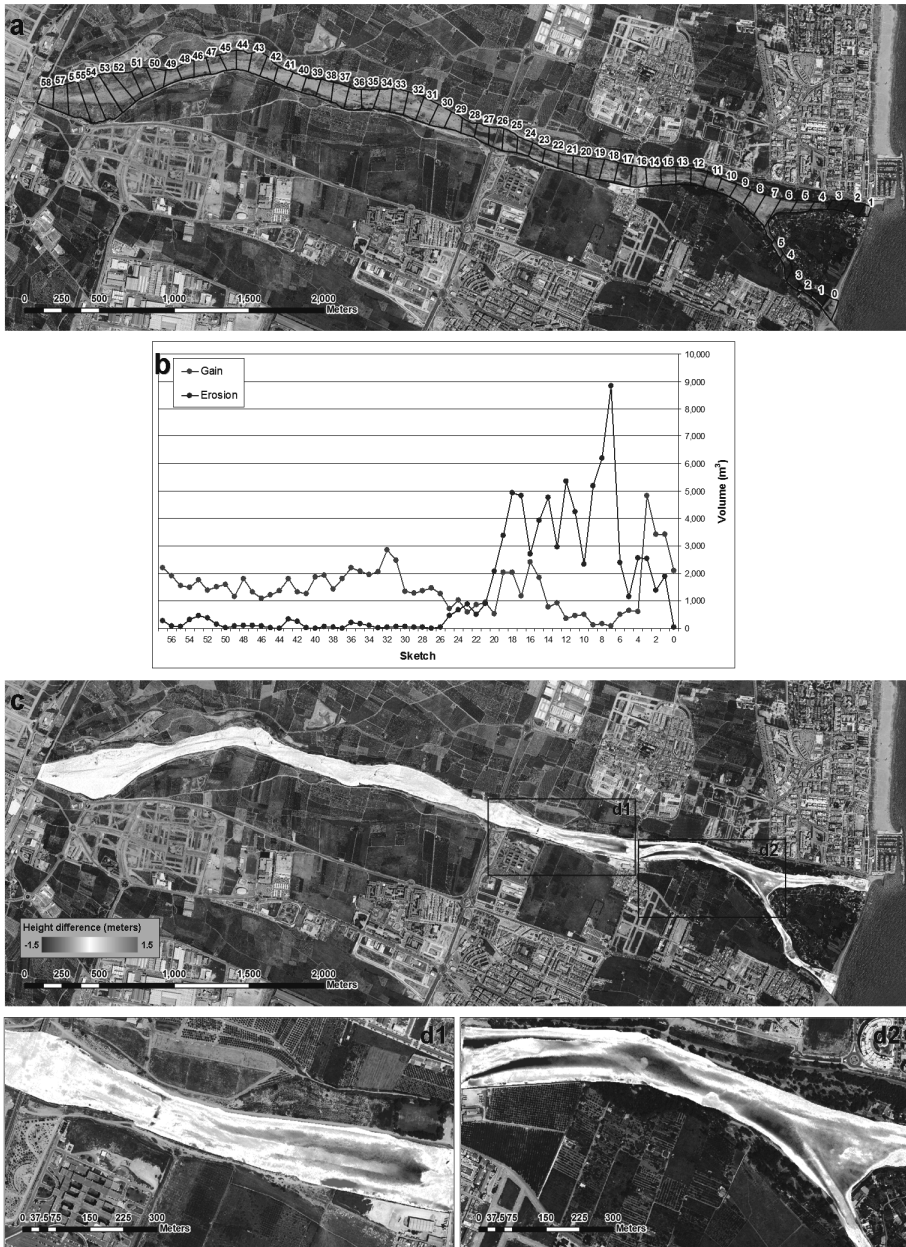


Fig. 1. Balance sedimentario del cauce del Palanca: a) Cauce y secciones b) Balances en cada una de las secciones c) Distribución de erosión y sedimentación (en detalle en d1 y d2).

mantiene hasta unos 300 m de la bifurcación del cauce y en los últimos 300 m se produce acumulación, probablemente por el efecto de la vegetación.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La interpretación geomorfológica de estos datos no es sencilla. En primer lugar, cabe destacar que las dos crecidas de escasa

magnitud registradas en el período no han sido capaces de generar grandes cambios en el sector. Más bien parece que la erosión y la sedimentación se compensan a lo largo del tramo. Es de suponer, que con crecidas de mayor magnitud los cambios serán mayores y ajustados a la mayor energía del río.

En segundo lugar, hay que destacar que aunque la consulta de los proyectos realizados en el período de estudio indica que no hubo extracción de sedimentos del cauce, el MDE de 2009 sugiere lo contrario. La localización de la erosión-sedimentación en el sector inferior del área de estudio sugiere que el río está sometido a un proceso de erosión remontante que avanza desde la desembocadura hacia aguas arriba. El proceso seguramente es natural, aunque puede estar acentuado por las actuaciones de la administración en este tramo.

Una cuestión interesante es la observación del efecto del puente del Port de Sagunt a Canet (sección 16). Se trata de una infraestructura mal dimensionada que actúa de barrera al flujo y que en octubre de 2000 sufrió una fuerte erosión local en las pilas. A tenor de los resultados obtenidos, parece que la erosión remontante ha atravesado el puente, por lo que en episodios de nuevas crecidas podría producirse un deterioro de la estructura por sifonamiento desde aguas arriba.

Por último, señalar que a pesar de las dificultades que tiene el tratamiento de los datos LiDAR y la obtención de diferencias entre los MDE así generados, tiene un gran potencial en el campo de balances sedimentarios y en el análisis de la movilidad de lecho.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación mediante los proyectos: “Cambios medioambientales recientes en sistemas fluviales: consecuencias morfosedimentarias” (CGL2009-14220-C02-02-BTE) y “Caracterización de los cambios

morfosedimentarios en las playas y dunas costeras del Mediterráneo español mediante el empleo de nuevas técnicas de información geográfica” (CGL2009-14220-C02-01 BTE) y cuenta con fondos FEDER.

REFERENCIAS

- Brasington J, Langham J y Rumsby B. 2003. Methodological sensitivity of morphometric estimates of coarse fluvial sediment transport. *Geomorphology* 53 (3-4), 299-316.
- Cavalli, M., Tarolli, P., Marchi, L. y Dalla Fontana, G. 2008. The effectiveness of airborne LiDAR data in the recognition of channel-bed morphology. *Catena* 73 (3), 249-260.
- Colmenárez, G., Pardo Pascual, J.E., Ruiz, L. y Segura Beltrán, F. 2010. Estudio de la relación de la rugosidad topográfica obtenida a partir de datos Lidar y GPS con el coeficiente de rugosidad N de Manning. *Cuaternario y geomorfología* 24 (1), 135-151.
- Estormell, J., Ruiz, L.A., Velázquez-Martí, B. y Hermosilla, T. 2011. Analysis of the factors affecting LiDAR DTM accuracy in a steep shrub area. *International Journal of Digital Earth* 4 (6), 521-538.
- Jones, A.F., Brewer, P.A., Johnstone, E. y Macklin, M.G. 2007. High resolution interpretative geomorphological mapping of river valley environments using airborne LiDAR data. *Earth Surface Processes and Landforms* 32 (10), 1574-1592.
- Lane, S.N., Westaway, R.M. y Hicks D.M. 2003. Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing. *Earth Surface Processes and Landforms* 28 (3), 249-271.
- Legleiter, C.J. 2011. Remote measurement of river morphology via fusion of LiDAR topography and spectrally based bathymetry. *Earth Surface Processes and Landforms* [DOI: 10.1002/esp.2262].
- Notebaert, B., Verstraeten, G., Govers, G. y Poesen, J. 2009. Qualitative and quantitative applications of LiDAR imagery in fluvial geomorphology. *Earth Surface Processes and Landforms* 34 (2), 217-231.
- Wheaton, J.M., Brasington, J., Darby, S.E. y Sear, D.A. 2010. Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets. *Earth Surface Processes and Landforms* 35 (2), 136-156.

CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA: HERRAMIENTA DE ANÁLISIS DE LA DINÁMICA FLUVIAL EN RÍOS ALUVIALES

Geomorphological cartography: A tool for the analysis of fluvial dynamics in alluvial rivers

A. Ibisate ⁽¹⁾, V. Acín ⁽²⁾, E. Díaz ⁽¹⁾, D. Granado ⁽²⁾, A. Ollero ⁽³⁾

(1) Dpto. de Geografía, Prehistoria y Arqueología, Universidad del País Vasco, UPV/EHU. askoa.ibisate@ehu.es

(2) Ecoter (Ecología y Territorio S.C.)

(3) Dpto. de Geografía y Ordenación del Territorio, Universidad de Zaragoza

Abstract: Meandering rivers are characterized by a high degree of lateral mobility which guarantees its dynamics and forms. The study of the evolution of channel and floodplain forms, throughout the geomorphological cartography, presents a high value for the understanding of the underlying processes. Moreover they represent a key element of the changes in the channel and catchment which have an effect on the hydromorphological functioning. The recognition and analysis of the morphology and fluvial processes was cartographically represented by Geographic Information Systems (GIS) in two different scales (a general geomorphological map in a scale of 1:8000 and other of more detail in scales between 1:1000 and 1:2500). This tool of great interest is useful to understand the forms and processes and to forecast the future evolution of these natural systems and therefore integrate it in restoration of floodplains and planning projects. One of the main contributions is related with the cartographic representation of fluvial microforms in such a detail.

Palabras clave: cartografía geomorfológica, geomorfología fluvial, SIG, río Arga, río Aragón

Key words: geomorphological cartography, fluvial geomorphology, GIS, Arga River, Aragón River

1. INTRODUCCIÓN

El reconocimiento y análisis de las morfologías y procesos fluviales mediante cartografía elaborada con Sistemas de Información Geográfica (SIG) constituye una herramienta de gran interés. Esta herramienta no sólo es útil para conocer las formas y procesos pasados y actuales, sino también para interpretar la evolución futura de estos sistemas naturales e integrarlos, de esta manera, en proyectos de planificación y restauración de áreas inundables. Hay interesantes antecedentes de cartografía geomorfológica fluvial apoyada en SIG, destacando en España las tesis de Díez Herrero (2001), Ortega (2007) y Uribelarrea (2008), el trabajo de Garzón (2006) y las guías coordinadas por Díez Herrero et al. (2008) y Sánchez y Lastra (2011).

El objetivo de trabajo es la elaboración de cartografías geomorfológicas fluviales a distintas escalas, que sirvan de herramienta para su uso en diferentes estudios.

En la confluencia de los ríos Arga y Aragón (Navarra) se ha trabajado en una cartografía geomorfológica general y otra

de detalle (Fig. 1). Ambos cursos presentan morfologías de tipo meandriforme libre. No obstante, el tramo de estudio del Arga (14,6 km) fue canalizado, evolucionando hacia un curso sinuoso, y el del Aragón (24,4 km) conserva trazos de trenzamiento anterior que han dejado huella en la morfología actual (Granado, 2010).



Fig. 1. Área de estudio y zonas de confección de la cartografía de geomorfología general y de detalle

2. METODOLOGÍA

En la elaboración de ambas cartografías ha sido preciso combinar los trabajos de campo y gabinete, si bien en la cartografía general ha primado la fotointerpretación, el manejo de MDT (Modelo Digital de Terreno, adquirido con tecnología LiDAR) y la observación directa en campo. Sin embargo, en la cartografía de detalle, la observación en campo y la localización geográfica de morfologías mediante GPS han sido las herramientas fundamentales para poder volcar la información al SIG.

2.1. Cartografía geomorfológica general

Abarca la llanura inundable en la Fig. 1 y el sistema de terrazas adyacente y en ella se han representado las unidades geomorfológicas básicas a una escala de trabajo 1:8.000. Para la representación gráfica de la cartografía general se han usado símbolos lineales y superficiales, divididos en 22 categorías: ver leyenda Fig. 2.

2.2. Cartografía geomorfológica de detalle

La cartografía de detalle se centra sobre todo en el lecho inundable, que es la zona de la llanura de inundación más afectada por las crecidas ordinarias, y con mayor dinámica. En ésta se han representado las unidades geomorfológicas básicas más otras microtopografías, utilizando y adaptando la metodología de Brierley y Fryirs (2005) de unidades geomorfológicas de la llanura inundable, interior del cauce y adyacentes a las orillas. Se diseñó tanto una leyenda específica de microformas fluviales como una terminología en castellano. Dentro del área de estudio se han inspeccionado determinados sectores de mayor interés geomorfológico para seleccionar las zonas de estudio detallado. Después de valorar diferentes espacios se ha decidido no incluir la confección de ninguna cartografía geomorfológica de detalle en el río Arga, dada la gran limitación de su movilidad por actuaciones

antrópicas. Si se han escogido tres enclaves en el río Aragón que representan muy bien el modelo meandriforme libre y se reparten homogéneamente a lo largo del área de estudio. Las zonas elegidas son (Fig. 1): i) El Estajado; ii) Confluencia del Arga y el Aragón; iii) Los Royales. La escala de trabajo ha variado entre 1:1.000 y 1:2.500. Se han representado 28 categorías en este caso, algunas de ellas coincidentes con las de la cartografía general. Además de las incluidas en la leyenda de la Fig. 3, se han representado campo de crestas y surcos, cauce abandonado, depósito de frente de avalancha, lóbulo de gruesos y superficie erosionada. Dado el número de categorías, además de utilizar variables lineales y superficiales, se ha incluido la variable trama para representar categorías adheridas a morfologías de mayor entidad.

3. RESULTADOS

Los principales resultados son el desarrollo de una leyenda específica para las formas fluviales y la aportación de denominación en castellano de microformas de relieve en el ámbito fluvial, métodos que pueden ser válidos para cualquier tipo de cauce.

3.1. Cartografía geomorfológica general

El lecho de inundación constituye el principal elemento continuo donde se concentran los procesos fluviales actuales más activos en la cartografía general.

La cartografía resulta especialmente útil para representar las principales formas y procesos en la llanura inundable, de forma que puedan identificarse con claridad las zonas más vulnerables a las crecidas y a la migración del cauce, así como las áreas de principal actividad del cauce y las que están en proceso de estabilidad. Igualmente es útil como base de estudios de peligrosidad por avenidas e inundaciones y para la delimitación del Territorio Fluvial. En la zona de estudio, los tramos bajos de los ríos Arga y Aragón se caracterizan por un comportamiento geomorfológico muy complejo. Las unidades geomorfológicas

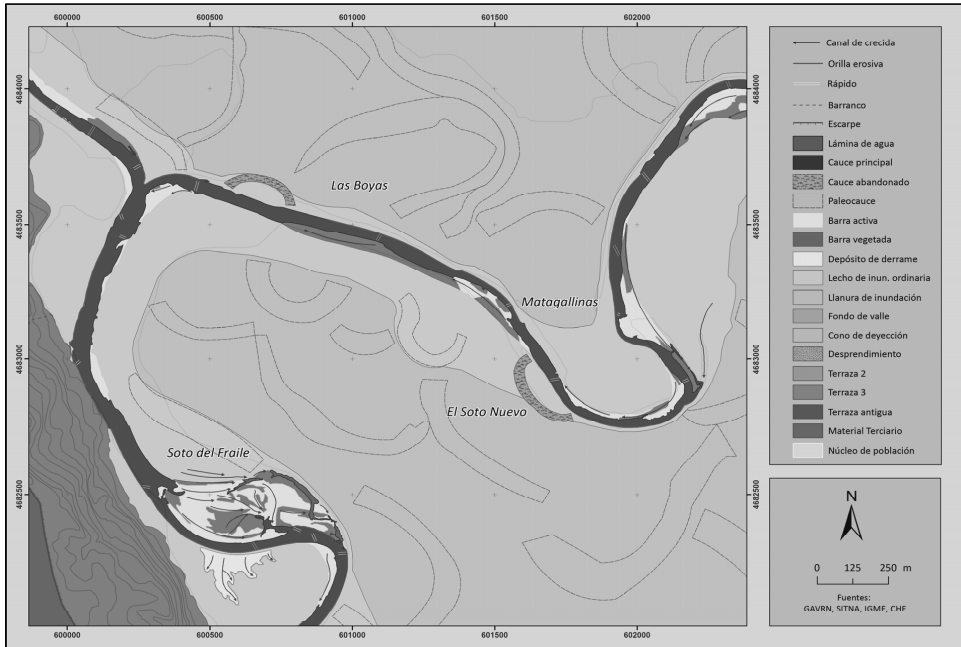


Fig. 2. Mapa geomorfológico general: área de confluencia de los ríos Aragón y Arga

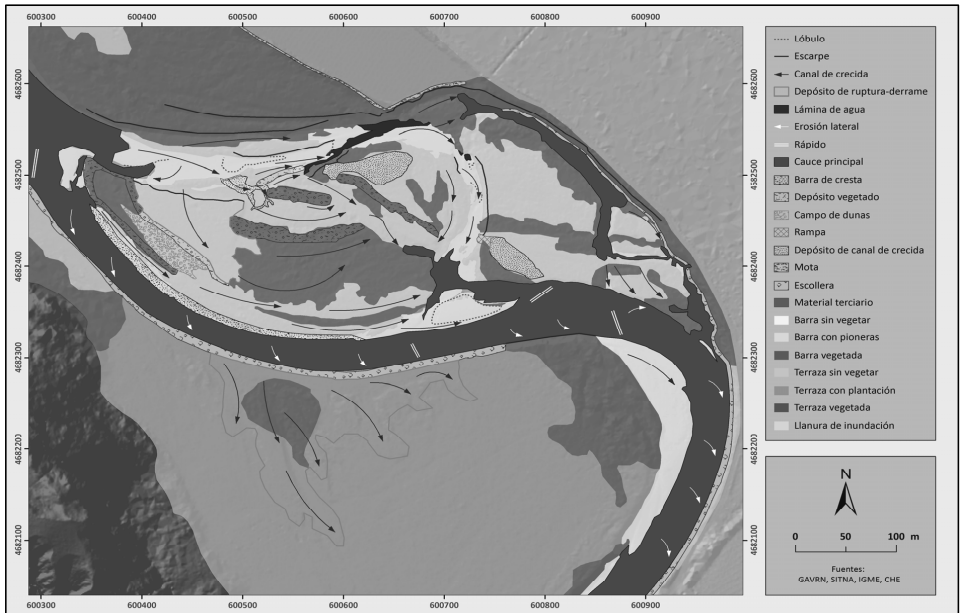


Fig. 3. Mapa geomorfológico de detalle: área de Los Royales

son variadas y atienden a la dinámica propia del modelo meandriforme libre. La gran amplitud de la llanura de inundación y la gran cantidad de paleocauces ponen de

manifiesto la enorme capacidad de movilidad de estos ríos. Cauces abandonados más recientes conservan aún lámina de agua y vegetación freatofítica.

3.2. Cartografía geomorfológica de detalle

La mayor escala de la cartografía de detalle permite ampliar la información de formas y procesos en el lecho de inundación con 15 nuevas categorías. Se identifica gran variedad de elementos geomorfológicos, indicadores de la dinámica del sistema por su morfología, proceso asociado o grado de colonización vegetal; se añaden elementos antrópicos que limitan la dinámica fluvial. Es útil para la restauración, identificación de impactos, monitorización (evolución de formas y depósitos) y definir tendencias. La ubicación de las morfologías permite reconocer hábitats asociados. En el estudio de geomorfología de detalle de las tres zonas seleccionadas en el río Aragón se manifiesta la reducción de la complejidad del sistema, si bien mantiene una dinámica generadora de nuevas morfologías. Los Royales ha registrado profundos cambios hasta fechas recientes.

4. CONSIDERACIONES FINALES

El área de estudio de los ríos Aragón y Arga presenta gran número y variedad de unidades geomorfológicas que ponen de manifiesto la gran complejidad de sus procesos. Pero la antropización del sistema en las últimas décadas ha conllevado la reducción de la dinámica y una limitación en la creación de nuevas morfologías. El análisis de formas y procesos mediante la cartografía geomorfológica propuesta permite conocer la dinámica fluvial en ese punto, los procesos dominantes y una mejor aproximación al diagnóstico. Así, se propone la inclusión de esta herramienta en los planes de restauración para detectar los impactos y presiones que limitan o anulan los procesos y formas fluviales y favorecer la cada vez más mermada dinámica fluvial. Una realización frecuente de la cartografía de detalle permitirá valorar la respuesta del sistema ante impactos o medidas de restauración. Estas morfologías y procesos son elementos clave, indicadores de la dinámica del cauce, imprescindibles para

la generación de nuevos hábitats.

Agradecimientos

El trabajo se basa en el *Estudio de alternativas de actuación de restauración de ríos y defensa frente a inundaciones en la zona de confluencia de los ríos Arga y Aragón: estudio geomorfológico* (Euskoiker, Gestión Ambiental de Navarra, S.A., Dpto. de Desarrollo Rural y Medio Ambiente del Gobierno de Navarra). Les agradecemos la cesión de cartografía y fotos aéreas.

REFERENCIAS

- Brierley, G.J. y Fryirs, K.A. 2005. *Geomorphology and river management. Applications of the River Styles Framework*. Blackwell, 398 p., Oxford.
- Díez Herrero, A. 2001. *Geomorfología e hidrología fluvial del río Alberche. Modelos y SIG para la gestión de riberas*. Tesis doctoral, UCM.
- Díez Herrero, A., Lain, L. y Llorente, M. 2008. *Mapas de peligrosidad por avenidas e inundaciones. Guía metodológica para su elaboración*. IGME, Madrid.
- Garzón, G. 2006. La importancia de la escala y los elementos representables en la cartografía geomorfológica fluvial. En Díez Herrero, A., Lain, L. y Llorente, M. (Eds.): *Mapas de peligrosidad de avenidas e inundaciones. Métodos, experiencias y aplicación*. IGME, Madrid, 159-168.
- Granado, D. 2010. *Cartografía geomorfológica y análisis cuantitativo de la migración de un cauce fluvial mediante técnicas de SIG vectorial: el caso de los ríos Arga y Aragón en su zona de confluencia*. Trabajo fin de master. Univ. Zaragoza.
- Ortega, 2007. *Paleoocrecidas, avenidas recientes e hidroclimatología en la cuenca media y baja del río Guadiana*. Tesis doctoral. UCM.
- Sánchez, F.J. y Lastra, J. 2011. *Guía metodológica para el desarrollo del Sistema Nacional de Cartografía de Zonas Inundables*. MARM, Madrid.
- Uribelarrea, D., 2008. *Dinámica y evolución de las llanuras aluviales de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo, entre las ciudades de Madrid y Toledo*. Tesis doctoral. UCM.

FLUSHING FLOWS EFFECTIVENESS: AN INTEGRATED MONITORING DESIGN FOR LARGE REGULATED RIVERS

Análisis de la efectividad de crecidas de mantenimiento: Diseño de una metodología integrada para grandes ríos regulados

D. Vericat ^(1,2,3), **R.J. Batalla** ^(1,2,4), **A. Palau** ^(1,2,5)

- (1) Fluvial Dynamics Research Group (RIUS); www.fluvialdynamics.com. Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl (DMACS), Universitat de Lleida, E-25198, Lleida, Catalunya, España. dvericat@macs.udl.cat
- (2) Centre Tecnològic Forestal de Catalunya
- (3) Institute of Geography and Earth Sciences, Aberystwyth University
- (4) ICRA, Institut Català de Recerca de l'Aigua
- (5) Dirección de Medio Ambiente y Desarrollo Sostenible, Endesa Generación S.A.

Resumen: El tramo bajo del río Ebro ha sufrido una serie de cambios morfo-sedimentológicos y ecológicos debido al efecto de diversos impactos antrópicos. Los macrófitos en el Ebro bajo han aumentado espectacularmente en los últimos años, en particular aguas abajo de la presa de Flix. Desde el año 2003 se llevan a cabo crecidas de mantenimiento para reducir el exceso de macrófitos. Estas crecidas han de ser monitorizadas para mejorar su efectividad y disminuir los impactos adversos. En este trabajo se presenta un diseño metodológico de campo desarrollado para: (a) la estimación de la efectividad de crecidas de mantenimiento en base a la capacidad de remoción de macrófitos, (b) la obtención de muestras de agua y sedimentos, y (c) la aplicación de métodos acústicos con el objetivo de obtener datos hidráulicos y de estabilidad del lecho.

Key words: flushing flows, monitoring design, bed stability, macrophytes, removal, Ebro River

Palabras clave: crecidas de mantenimiento, diseño metodológico, macrófitas, remoción, río Ebro

1. INTRODUCTION

The lower Ebro experiences a series of geomorphic and ecological alterations caused by human-induced impacts. Large areas in the headwaters have suffered an increase in forest cover, while about 190 dams impound nearly 70% of the annual runoff at the outlet of the basin (Batalla et al., 2004). As a consequence, flood and sediment transport regimes have been modified, affecting not only channel morphology and sedimentology (Vericat and Batalla, 2006), but also the river's ecosystem functioning. One of these effects is the growth of macrophytes downstream from dams (Palau et al, 2004). Flushing Flows (FFs) have been designed and applied in order to mitigate this effect (details in Batalla and Vericat, 2008 and Batalla et al., in this volume), with the specific objective to remove macrophytes with minimum geomorphic effects. In this paper we present an integrated monitoring

design to assess the effectiveness of such flushing flows.

2. ASSESSING FLUSHING FLOW EFFECTIVENESS: AN INTEGRATED MONITORING DESIGN

The effectiveness of flushing flows is assessed by a monitoring design that includes four integrated categories: (a) macrophyte density, (b) flow hydraulics, (c) sediment transport, and (d) bed mobility.

(a) Macrophyte densities are estimated in experimental sections before and after the FFs by means of the backscatter of a sonar. Briefly, the macrophyte coverage (M_c) and the wetted area (W_a) of each cross-section are drawn in each digital chart, representing a complete cross-section covering the entire channel width. An example for the lower Ebro can be seen in Fig. 1. These measurements allow the

estimation of the proportion of the open channel occupied by macrophytes at different periods:

$$\%M = [M_c / (M_c + W_a)]$$

d) The ADCP was also used as an acoustic surrogate bedload monitoring technique aiming at study channel stability: bed velocity (bedload) and bed incision. Rennie

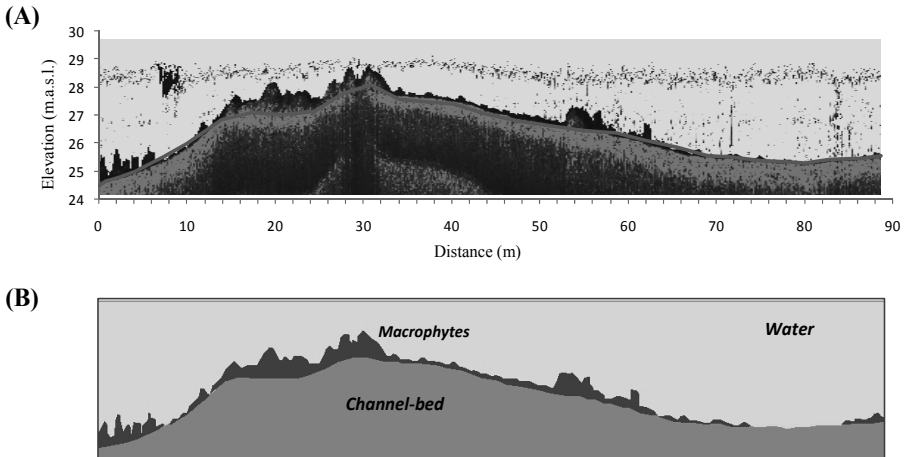


Fig. 1. (A) a raw digital chart from the sonar Lowrance LCX-15ci. The solution of the sonar provides the bottom channel (represented by the blue line). (B) estimating the proportion of macrophytes by drawing the area occupied by the water and macrophyte once the bottom channel is identified.

(b) A board-mounted ADCP is used to measure discharge and hydraulics in a downstream monitoring section during the entire FF (Fig. 2). These measurements provide valuable information of the distribution of flow velocity and discharge across the entire monitoring section, and during different stages of the FF. Additionally, water slope is calculated using a reflectorless total station. Indirectly, roughness can be estimated and the effects of macrophytes on flood conveyance evaluated.

(c) Water samples are directly obtained by means of depth integrated samples (i.e. DH-type: Fig. 2). Samples are filtered, dried and weighed in order to obtain the suspended sediment concentrations. Organic matter is calculated by burning the filters and re-weighing the sediments. Additionally and complementary, the chemistry composition of the water and sediments can be obtained.

et al. (2002) developed an approach to calculate bed velocity from ADCP profiling. Concisely, the ADCP (in this case a *SonTek RiverSurveyor*) is coupled to a RTK-GPS providing an accurate location of each sampling. Additionally, the bottom tracking system of the ADCP delivers a high precision board-tracking. The GPS-based tracking and Bottom-Tracking solutions are the same in normal conditions (i.e. no mobility). The Bottom-tracking, however, is biased once the bed is in motion. Therefore, bed velocity can be estimated by calculating the difference vector between two locations obtained by the RTK-GPS and the Bottom-Tracking system for a given sampling point. Bed velocity data is fundamental to evaluate the proportion of the bed that stays stable at different stages of the FFs.

In summary, this methodology allows for analyzing (i) the proportion of macrophytes removed, (ii) the effects of

macrophytes on flow routing through a monitoring section, (iii) the competence and capacity of FFs and (iv) the relation between bed mobility-incision and macrophyte removal.

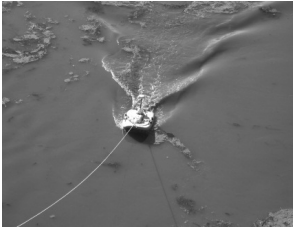
do not generate adverse geomorphic effects (i.e. channel incision; e.g. Tena et al., 2012). FFs effectiveness has decreased from values close to 70% in 2006 (i.e. reduction of the coverage by 70% after the execution) to values smaller than 5% in May 2010. Effectiveness decreases downstream due to the changes in flow competence (routing).

METHODS

VARIABLES

RESULTS

Acoustics: Doppler



- Discharge
- Velocity
- Channel geometry
- Roughness
- Bed stability and mobility

- Hidrograph
- Rating curve
- Shear stress
- Bed mobility

Direct: DH-56



- Organic matter in suspension
- Suspended sediment
- Sediment characteristics
- Chemistry properties of the water and the sediments

- Sedigraph
- Grain Size
- Chemistry

Topographic: Reflectorless



- Water surface elevation in gauging stations
- Water surface elevation at multiple points
- Location of measurements (e.g. DH)
- Maximum flooding levels

- Maximum level
- Water slope

Fig. 2. An integrated methodology for assessing flushing flows effectiveness in large regulated rivers. The methodology integrates four categories: (a) macrophyte density (Fig. 1), (b) flow hydraulics, (c) sediment transport, and (d) bed mobility.

3. THE CASE OF THE LOWER EBRO

An extended review of the FFs in the lower Ebro is provided in this volume by Batalla et al. FFs in the lower Ebro have been designed and executed with the specific purpose of macrophyte removal. FFs effectiveness in the lower Ebro is not fully sustained in space and time, although FFs

4. IMPROVING FFs EFFECTIVENESS IN THE LOWER EBRO

A new hydrograph was designed, applied and monitored in November 2010. The integrated methodology presented in this paper was fully applied and evaluated. The effectiveness of this FF has increased to an average value of 15%. Suspended

sediment dynamics obtained with this new design differ from those observed previously, indicating an increase of sediment availability from local sources. Hydraulic data show that macrophytes have a direct effect on flow conveyance during low flow conditions. Equivalent Manning's roughness values near 0.1 have been estimated for discharges lower than 200 m³/s. Once flow increases, macrophytes bend and their effects on channel roughness decrease. Equivalent Manning's roughness numbers around 0.05 have been indirectly estimated during the FF (i.e. discharges between 700 and 1300 m³/s). Bed velocity estimates show that the bed was partially disrupted at the beginning of the FF, while mobility decreased afterwards. Changes in bed mobility are currently being analyzed. Preliminary results indicate that the flashiness (increase of discharge per unit of time as per Batalla and Vericat, 2009) during the rising limb of the hydrograph and the large proportion of macrophytes before the FF could be factors determining the observed hysteresis pattern on bed mobility. Although the bed was partially disrupted, no major adverse negative effects have been observed in the monitoring section.

5. FINAL CONSIDERATIONS

The example of November 2010 shows that field data obtained by applying this integrated methodology provide valuable information not just to assess the effectiveness of FFs but also to re-evaluate critical thresholds for bed entrainment, improving the design of FFs and, consequently, increasing their effectiveness (macrophyte removal) while decreasing associated geomorphic impacts (incision) in a sediment supply limited fluvial system.

Acknowledgements:

This research has been carried out within several research projects funded by the

successive Spanish Ministries of Education and Science 2002-20012, the two most recent being CGL2009-09770/BTE and Consolider Ingenio 2010 CSD2009-0006. The Ebro Water Authorities -CHE, through URS-España, funded a project to characterise the riverchannel dynamics in relation to the macrophytes. The first author has a Ramon y Cajal Fellowship (RYC-2010-06264) funded by the Spanish Ministry of Science and Innovation. We thank all support received by Lee Pimble (Sontek).

REFERENCES

- Batalla RJ, Gomez CM y Kondolf GM. 2004. Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin (Northeastern Spain). *Journal of Hydrology* 290, 117-136.
- Batalla, R.J. y Vericat, D. 2009. Hydrological and Sediment Transport Dynamics of Flushing Flows: Implications for Management in Large Mediterranean Rivers. *River Research and Applications* 25, 297-314.
- Palau, A., Batalla, R., Rosico, E., Meseguer, A. y Vericat, D. 2004. Management of water level and design of flushing floods for environmental river maintenance downstream of the Riba-roja reservoir (lower Ebro River, NE Spain). En *HYDRO 2004- A new era for Hydropower*. Porto, Portugal, 18-20 October 2004.
- Rennie, C.D., Millar, R.G., y Church, M.A. 2002. Measurement of bedload velocity using an acoustic Doppler current profiler. *J. Hydraulic Engineering* 128(5), 473-483.
- Tena, A., Ksiazek, L., Vericat, D. y Batalla, R.J. 2012. Assessing at-a-reach erosion and deposition during a flushing flow in a large regulated river (the lower Ebro). *River Research and Applications* (in press).
- Vericat, D. y Batalla, R.J. 2006. Sediment transport in a large impounded river: The lower Ebro, NE Iberian Peninsula. *Geomorphology* 79, 72-92.

APROXIMACIÓN A LAS TASAS DE PRODUCCIÓN DE SEDIMENTO MEDIANTE EL CUBICAJE DE DIQUES DE RETENCIÓN EN RÍOS MEDITERRÁNEOS EFÍMEROS

Approach to the sediment production rates through the check dams retention capacity in ephemeral Mediterranean rivers

X. Rodríguez-Lloveras ⁽¹⁾, G. Bussi ⁽²⁾, Y. Sánchez Moya ⁽³⁾, A. Sopeña ⁽³⁾; F. Francés ⁽²⁾, G. Benito ⁽¹⁾

- (1) Departamento de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales-CSIC, calle serrano 115 duplicado 28006 Madrid. xavi.rodriguez@mncn.csic.es
 (2) Instituto de Ingeniería del Agua y del Medio Ambiente, Universitat Politècnica de València.
 (3) Instituto de Geociencias, CSIC-Universidad Complutense, Madrid.

Abstract: In this paper we described and quantified the sediment retained by a check dam built in 1990's, to calibrate the sediment transport rates at the event scale using the model TETIS_SED. The geometry of the deposit was obtained by a survey with differential GPS and two transversal trenches cut in the infilled reservoir. A detailed stratigraphic description with emphasis on unit contacts allowed the identification of individual depositional events from which sediment volumes were estimated. The described stratigraphic units were then assigned to simulated events on the bases of two-guided units containing charcoal from documented fires that occurred in 1994 and 2000. In the case of small events (<20m³), the simulated sediment production (Vm) was lower than the field estimates (Vr), whereas for large events (>50 m³) the model results trend to overestimate the sediment yields (Vm>>Vr). For intermediate events (20-50 m³), the simulated values (Vm) were within the range of field estimates.

Palabras clave: diques de retención, producción de sedimento, evento de precipitación, modelo de erosión, TETIS_SED.

Key words: check dams, sediment production, rain event, erosion model, TETIS_SED.

1. INTRODUCCIÓN

La implementación de modelos numéricos de producción de sedimentos en cuencas no aforadas plantea incertidumbres sobre la validez de las estimaciones debido a la dificultad de calibrar y validar sus resultados (Hrissanthou, 2005).

En diversos estudios, se aborda esta carencia de registros instrumentales mediante la cuantificación del volumen de sedimentos retenidos en diques forestales y presas (Avedaño Salas, 1995; Martín-Rosales et al., 2003; Romero-Díaz et al., 2007). En estos casos se estima el volumen de sedimento retenido para un periodo dado, siendo insuficiente en el caso de modelos que calculan la producción de sedimento asociada a eventos discretos de lluvia (De Vente et al., 2011).

En el presente trabajo se ha descrito y cuantificado el sedimento retenido en el

trasdós de un dique de control de avenidas construido en los años 90, con el objetivo de calibrar las tasas de transporte de sedimento estimadas a escala de evento de lluvia mediante el modelo TETIS_SED.

Dicho dique, el primero aguas arriba del Barranco Grande, cuenta con una cuenca de alimentación de 13 km², que forma parte de la cuenca de drenaje de la Rambla del Poyo (coord. dique: 30°30'56,64"N; 0°48'38,26"O, Sierra de Chiva, Valencia).

2. METODOLOGÍA

(MDT, Fig. 1A) que permita definir la superficie y los contornos actuales del sedimento acumulado, y estimar su volumen (Gabriele et al., 1999).

Igualmente, se han realizado dos zanjas (Fig. 1A) donde se han levantado perfiles estratigráficos (Fig. 1D) con descripción de los niveles (eventos)

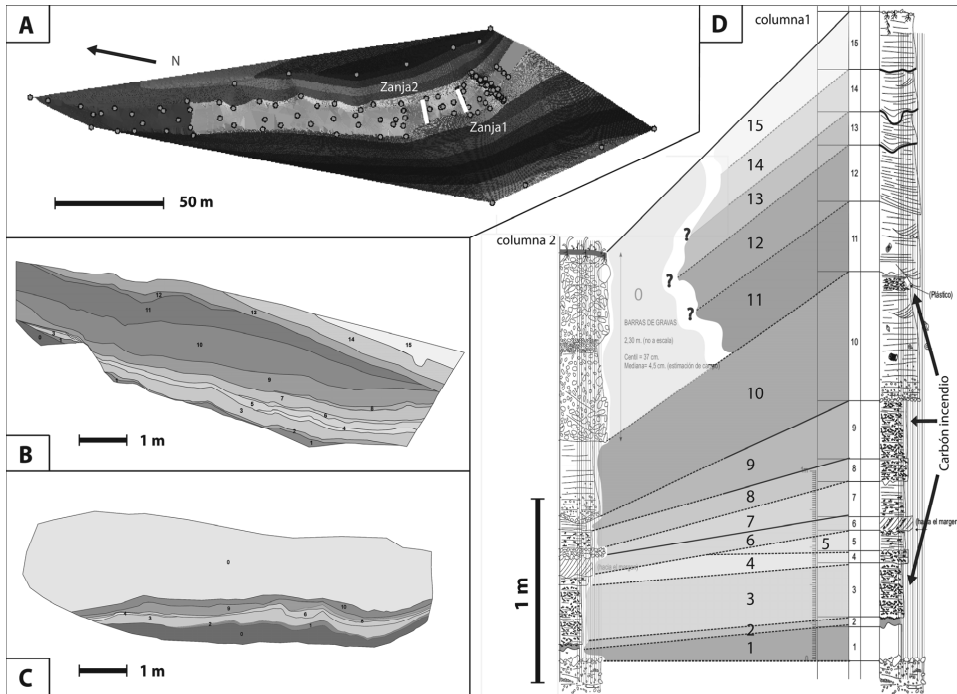


Fig. 1. (A) modelo digital del terreno (MDT) generado a partir de los puntos tomados mediante GPS diferencial (en la imagen). La mayor densidad de puntos en la parte derecha indica la ubicación del dique mientras que las líneas en blanco señalan la posición de las zanjas en las que se ha descrito y analizado el relleno del dique. (B) panel estratigráfico de la Zanja 1, la más proximal al dique de retención de sedimento, donde se han identificado 15 niveles de aporte de sedimento. (C) panel estratigráfico de la Zanja 2, la más distal al dique de retención de sedimento, y que comprende al menos 10 niveles estratigráficos. (D) columnas estratigráficas que se han levantado para la Zanja 1 (derecha) y para la Zanja 2 (izquierda), y su correlación basada en dos niveles guía con elevado porcentaje de carbón vegetal de incendios.

que componen el relleno. En los trabajos de campo, se realizó un panel estratigráfico con énfasis en la traza de los contactos entre unidades y con mediciones verticales del espesor de los niveles con intervalos de un metro. Además se han tomado fotografías superpuestas de las paredes de la zanja, de cuya composición corregida se ha trazado la morfología y estimado la potencia media de los niveles (Figs. 1B y C).

Partiendo de la geometría del relleno del dique y de las mediciones y morfología de cada unidad estratigráfica, se ha estimado el volumen acumulado en cada una de las unidades representadas en el relleno del dique, usando dos procedimientos distintos:

1) Geométricamente (Vr1), mediante el espesor y la longitud de los estratos en las

catas, la longitud del depósito y las distancias entre zanjas y dique.

2) Topográficamente (Vr2), restando el espesor medio acumulado capa a capa, a la superficie medida del depósito actual.

Los resultados obtenidos se han comparado con los volúmenes de sedimentos depositados simulados por el modelo TETIS_SED que considera la eficiencia de retención del dique mediante las ecuaciones desarrolladas por Verstraeten y Poesen (2001). Para la correlación de los sedimentos observados y los modelados por TETIS se ha utilizado como niveles de referencia los que presentan un alto contenido en carbón vegetal y que se interpreta que corresponden a dos incendios ocurridos en los veranos de 1994 y 2000 (Fig. 1D, estratos 3 y 10). En este sentido, se interpreta que el nivel inferior

con elevado contenido en carbón (nivel 3) corresponde al primer evento simulado posterior al verano de 1994. A los niveles estratigráficos suprayacentes se les asignan eventos simulados con producción de escorrentía, asumiendo que los eventos simulados con mayor producción de sedimento son aquellos que presentan mayor espesor en el relleno. Como elemento limitante, se asume a su vez que el nivel superior enriquecido en carbón corresponde al nivel estratigráfico 10 (primer evento posterior al verano de 2000).

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La simulación mediante el modelo TETIS_SED (V_m) ha generado un total de 38 eventos desde septiembre de 1990 hasta octubre de 2009, que se han correlacionado, utilizando los criterios ya mencionados, con los 15 niveles registrados en la estratigrafía (Tabla 1).

Entre los eventos del 5 al 14 se observa que en sucesos menores ($<20 \text{ m}^3$) los volúmenes del modelo (V_m) subestiman los mínimos respecto a los asignados en el relleno (V_r), mientras que en escorrentías mayores ($>50 \text{ m}^3$) V_m sobreestima los máximos ($V_m > V_r$). En eventos con

En los eventos del 17 al 38, se observa un cambio en estas tendencias ya que el modelo pasa a subestimar el máximo ($V_m < V_r$) y sobreestimar el mínimo ($V_m > V_r$). Este cambio de tendencia se considera que es debido a la suma de dos factores. Por un lado, puesto que el modelo considera la disponibilidad de sedimento en la cuenca a partir de los suelos presentes, es probable que posteriormente al gran evento 14, el modelo considere que la disponibilidad de sedimento en la cuenca es menor y por consiguiente el sedimento transportable disminuye. Por otro lado, existe la dificultad en la estimación de volumen de sedimento en el relleno de la zanja 2 (Fig. 1C), para las unidades por encima del evento 10, debido a que por encima de este evento la granulometría no permite diferenciar contactos estratigráficos y por tanto múltiples niveles.

Por ello, para el cálculo de volúmenes, se han considerado dos planteamientos:

1º) Los niveles registrados en la zanja 1 (Fig. 1B) desde el 11 al 15 (eventos 17-33) ambos inclusive, se acuñan entre ambas zanjas, por lo que no afloran en la zanja 2. Los eventos contenidos en el estrato 0 (gravas) de la segunda zanja son posteriores y corresponden al conjunto de los eventos posteriores al 15 no registrados en la zanja 1 por encontrarse el dique colmatado. Los resultados de esta hipótesis son los que se observan en la tabla 1 en el evento " $\Sigma 34-38$ ".

2º) Los niveles registrados en la zanja 1 desde el 11 hasta el 15 ambos inclusive, son el estrato "0" en la zanja 2. Los resultados de esta hipótesis se indican en la tabla 1 como evento " $\Sigma 17-38$ ".

El segundo planteamiento produce resultados más acordes con las diferencias entre volúmenes para los niveles identificados en las zanjas, y con la distribución de los estratos (Fig. 1D), aunque lo más probable es que la situación real sea una mezcla de ambos planteamientos. Cabe indicar que los volúmenes V_{r1} y V_{r2} entre los eventos 17 y 33 en la tabla 1 han sido calculados

Tabla 1. Resultados de los distintos métodos de cálculo de volumen y identificación de los eventos

Evento Simulación	Fecha inicial	$V_m \text{ (m}^3\text{)}$	Nivel estratigrafía	$V_{r1} \text{ (m}^3\text{)}$	$V_{r2} \text{ (m}^3\text{)}$
5	24/12/1992	9,2	1	34,0	37,7
6	19/04/1994	25,2	2	7,8	28,1
7	10/12/1995	224,7	3	172,4	77,6
8	30/01/1996	2,8	4	10,5	26,7
9	23/01/1997	0,3	5	13,5	18,4
10	28/01/1998	38,6	6	55,3	17,7
12	31/07/1999	60,3	7	21,7	10,9
14	21/10/2000	449,3	8+9+10	368,4	370,1
17	30/04/2001	62	11	75,2	110,2
19	06/05/2002	22,1	12	8,0	11,5
22	03/09/2003	57,3	13	37,0	46,2
32	07/11/2006	46,8	14	30,5	22,5
33	05/04/2007	54,3	15	18,0	22,2
34	11/10/2007	82,2			
35	08/06/2008	4,6			
36	09/10/2008	72			
37	19/10/2008	0,4			
38	27/09/2009	112,8			
$\Sigma 34-38$		267	0	581,8	447,5
$\Sigma 17-38$		573	11-15	750,5	660,2

producción intermedia, los valores del modelo se incluyen dentro de los rangos estimados con la estratigrafía ($V_{r1} - V_{r2}$).

considerando el primer planteamiento, lo que sin duda afecta al hecho de que el modelo, en comparación, sobreestime los mínimos. En cualquier caso la suma de volúmenes modelados para los eventos entre el 17 y el 38, es menor a la suma de volúmenes estimados en la estratigrafía, lo que contradice la tendencia del modelo observada en los eventos iniciales (sobervalorar los máximos), y avala la idea de que el modelo reduce la disponibilidad de sedimento después de un evento de gran magnitud.

4. CONCLUSIONES

- Los volúmenes del relleno estimados mediante los métodos geométrico ($Vr1$) y topográfico ($Vr2$), presentan una variabilidad muy baja considerando las diferencias entre el método de cálculo y las incertidumbres asociadas.
- Los resultados del modelo TETIS_SED se ajustan aceptablemente bien a los estimados mediante observación en el relleno sedimentario.
- El modelo TETIS_SED en condiciones iniciales, tiende a sobervalorar los máximos e infravalorar los mínimos en comparación a las estimaciones estratigráficas de las zanjas.
- El modelo TETIS_SED tiende a infravalorar el transporte de sedimento después de un evento de gran magnitud.
- Los mayores problemas detectados en el cálculo y la modelización de los volúmenes transportados por los eventos, derivan de que el dique se encuentra parcialmente colmatado, por lo que las acumulaciones recientes pueden estar limitadas.
- Diferentes interpretaciones de los datos obtenidos en este tipo de estudio pueden llevar a resultados de cálculo de volumen muy diferentes, por lo que se debe analizar y justificar cada una de las hipótesis que se asumen.
- Los resultados obtenidos muestran la utilidad y aplicabilidad de los diques de retención de sedimentos como herramienta

de calibración y validación de resultados de modelos de transporte de sedimento.

Agradecimientos

Este estudio ha sido financiado por los proyectos CICYT CGL2008-06474-C02-01 y CGL2008-06474-C02-02.

REFERENCIAS

- Avedaño Salas, C. 1995. Procedimientos para evaluar la degradación específica (Erosión) de cuencas y de embalses a partir de los sedimentos acumulados en los mismos. Aplicación al estudio de embalses Españoles. *Ingeniería civil / CEDEX* 99: 51-58.
- De Vente, J., Verduyn, R., Verstraeten, G., Vanmaercke, M. y Poesen, J. 2011. Factors controlling sediment yield at the catchment scale in NW Mediterranean geocoecosystems. *Journal of Soils and Sediments* 11(4), 690-707.
- Gabriele, S., Caloiero, D. y Gaudio, R. 1999. Sediment yield estimation using GIS and remote sensing: An application to an experimental watershed. *7th International symposium on River Sedimentation*. University of Hong Kong, 591-596.
- Hrissanthou, V. 2005. Estimate of sediment yield in a basin without sediment data. *CATENA* 64 (2-3), 333-347.
- Martin-Rosales, W., Pulido-Bosch, A., Gisbert, J. y Vallejos, A. 2003. Sediment yield estimation and check dams in a semiarid area (Sierra de Gador, southern Spain). *Erosion Prediction in Ungauged Basins: Integrating Methods and Techniques*. DeBoer, 51-58.
- Romero-Díaz, A.; Alonso-Sarriá, F. y Martínez-Lloris, M. 2007. Erosion rates obtained from check-dam sedimentation (SE Spain). A multi-method comparison. *CATENA* 71(1): 172-178.
- Verstraeten, G., y Poesen, J. 2001. Modelling the long-term sediment trap efficiency of small ponds. *Hydrological Processes*, 15(14), 2797-2819.

CAMBIOS MORFOLÓGICOS Y DE VEGETACIÓN DE RIBERA EN EL TRAMO BAJO DEL RÍO EBRO DURANTE EL SIGLO XX

Morphological and riparian vegetation changes in the lower Ebro River during the twentieth century

J. Sabaté ⁽¹⁾, D. Vericat ^(1,2,3,4), R.J. Batalla ^(1,2,3,5)

(1) Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl, Universitat de Lleida. josepsab@hotmail.com

(2) Fluvial Dynamics Research Group (RIUS).

(3) Centre Tecnològic Forestal de Catalunya, E-25280, Solsona

(4) Institute of Geography and Earth Sciences, Aberystwyth University, Ceredigion SY23 3DB, Wales, UK

(5) ICRA, Institut Català de Recerca de l'Aigua, E-17003, Girona

Abstract: This work analyses changes in river morphology and riparian vegetation in the lower River Ebro. For this purpose we have used a integrated methodology based on a Geographical Information System that allowed comparing air photos from 1927, 1956, 1974 and 2002. Photographical material has been transformed into cartographical material by means of geo-correction processes and image classification. Changes have been assessed by coupling mapping series that integrates geospatial errors and variations in river discharges. Results indicate that the Ebro was a very active system before dams were closed (in the 1960s). Confluences appear to be dominant elements in the geomorphic activity of the river's mainstem at that time. Changes are notable after dam construction. Channel bars stabilized due to vegetation encroachment and agriculture invasion of formerly active areas, which have been remarkably reduced (by 24 % altogether) and with it, the river's sediment transport capacity and physical dynamism.

Palabras clave: geomorfología fluvial, embalses, ortofotografías, vegetación de ribera, confluencias

Key words: fluvial geomorphology, reservoirs, orthophotos, riparian vegetation, confluences

1. INTRODUCCIÓN

Tal y como se ha descrito en numerosos trabajos anteriores e.g. Sanz et al. (2001), Vericat y Batalla (2006), Tena et al. (2011), el tramo bajo del río Ebro ha experimentado importantes alteraciones como consecuencia de los efectos del complejo de embalses de Mequinzenza, Riba-Roja y Flix construidos durante la segunda mitad del siglo XX.

Estas infraestructuras han generado un notable desequilibrio sedimentario acompañado de un cambio en el régimen de crecidas, alteraciones que comportan importantes cambios morfológicos, sedimentarios y ambientales en general, con algunas implicaciones socioeconómicas. En este sentido, la existencia de un importante y valioso material fotográfico (series fotográficas aéreas de los años 1927, 1956, 1974 y 2002) así como cartografía antigua en papel, ofrece una interesante oportunidad para realizar una reconstrucción histórica

de las condiciones morfológicas y de vegetación de ribera del río desde una situación de referencia (anterior a la construcción de presas) a una situación intermedia y actual (posterior a la construcción de presas). En este trabajo se ha diseñado una metodología integrada en un Sistema de Información Geográfica (SIG) para realizar un análisis de los cambios producidos en la morfología fluvial del tramo inferior del río Ebro antes y después de la construcción del complejo de presas. La conversión de material fotográfico en material cartográfico es importante para el análisis histórico de los sistemas fluviales, ya que permite evaluar de una forma eficiente la evolución de los cambios morfológicos acontecidos y su cuantificación.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio es el tramo inferior del río Ebro, excluyendo en este caso su zona deltaica. Concretamente se analizan los 82

kilómetros aguas abajo del actual complejo de presas, es decir, entre la población de Flix y la población de Vinallop (Tortosa).

3. METODOLOGIA

Para el estudio se ha utilizado un SIG para analizar cuatro series fotográficas pancromáticas, dos anteriores a la construcción de los grandes embalses (1927 y 1956) y dos posteriores (1974 y 2002). Estas series provienen de las bases cartográficas de la Confederación Hidrográfica del Ebro y del Instituto Cartográfico de Cataluña. Las series de 1927, 1956 y 1974 no estaban georeferenciadas y, por tanto, se han corregido geoméricamente utilizando como evaluador del ajuste de corrección el error medio cuadrático (RMS) de los puntos de control. Sobre cada serie se han determinado cartográficamente los siguientes elementos: cauce, barras de sedimento y dique natural. Posteriormente se ha tenido en cuenta el grado de cobertura vegetal (en porcentaje) y su estructura (sin vegetación, arbustivo y/o arbóreo). La interpretación de estas variables se ha hecho mediante procesos combinados de digitalización manual y clasificación supervisada de la imagen utilizando un *Density Slicing* (González, 1992). La valoración de cambios se ha hecho mediante intersección de series fotográficas consecutivas (e.g. Batalla et al., 2006), integrando los desajustes de georeferenciación a partir de elementos de test independientes a los obtenidos en el RMS (Hughes et al., 2006), y obviando la intersección de series con diferenciación del caudal circulante significativa. El resultado del estudio comprende: i) una cartografía de vegetación, donde se representa el porcentaje de cobertura de vegetación de ribera y el área activa (*bankfull*) del río para cada año y ii) una cartografía de cambios entre 1927-1956 (tomada como anterior a la construcción de las grandes presas) y 1956-2002 (tomada como posterior a la construcción de las

presas). Todas las variables se han analizado espacialmente subdividiendo el tramo de estudio en 168 sectores y se han representando mediante tasas de cambio en valores relativos de superficie por unidad lineal (i.e. m^2/m ; e.g. Graf, 1984; Urbano y Rhoads, 2004). Se han realizado también perfiles de vegetación a partir de datos de campo y de la cartografía histórica confeccionada.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los resultados para uno de los tramos estudiados se muestran en la Fig. 1. Durante el período anterior a la construcción del complejo de presas se observa una dinámica sedimentaria muy activa. El análisis de las fotografías de 1927 y 1956 muestra una alta dinámica morfosedimentaria. Se observan barras móviles bajo coalescencia en todo el tramo de estudio, alteraciones en la morfología como cambios de trazado, cauces secundarios, formación de nuevos depósitos y la existencia de grandes sotos ribereños con formaciones vegetales bien desarrolladas. Estos elementos aparecen de forma irregular a lo largo del cauce, siendo las confluencias con tributarios y los meandros donde perviven los mayores sotos y las áreas sedimentarias más activas. Este hecho, se relaciona a factores que restaron movilidad en el resto del cauce, seguramente las obras de defensa construidas durante el siglo XIX para permitir la navegabilidad y la agricultura en la zona de ribera potencial. La conservación de grandes sotos y barras móviles cerca de las confluencias se atribuye a la difícil domesticación del cauce en estos sectores.

Este aspecto revela la importancia de los tributarios en el mantenimiento de la morfología activa del tramo inferior del río en esa época y a la vez nos informa de su gran influencia en las aportaciones de sedimento en el cauce principal del Ebro. A partir de 1956, y en paralelo a la construcción de los embalses de

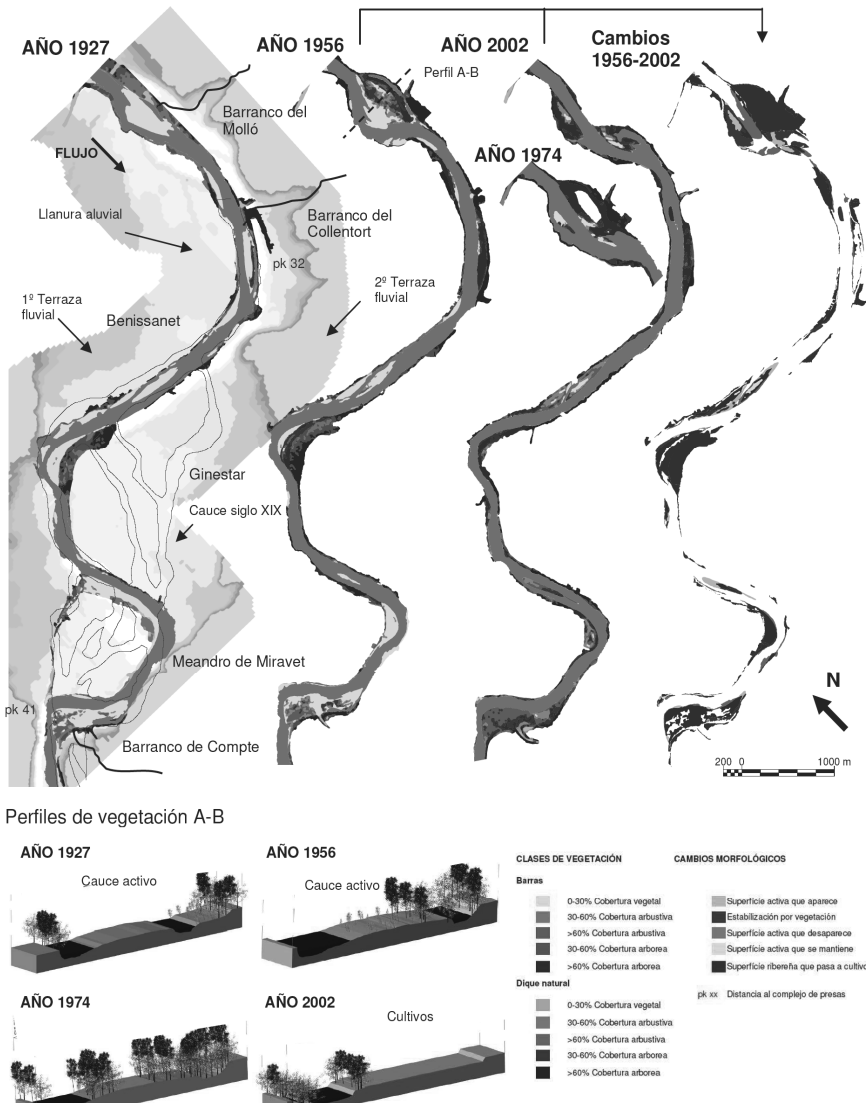


Fig. 1: Representación de los resultados en uno de los tramos de estudio. Cartografía de coberturas de vegetación y perfiles de vegetación para los años 1927, 1956, 1974 y 2002. Se incluye trazado del cauce durante el siglo XIX y cartografía de cambios entre 1956 y 2002.

Mequinenza y Riba-Roja, el equilibrio sedimentario del río se rompe debido a la reducción de la magnitud y frecuencia de las avenidas y a la falta de aportación de sedimento (Vericat y Batalla, 2006). El análisis de las fotografías de 1974 y 2002 muestra una clara reestructuración del cauce respecto a la situación de

referencia.

Los principales cambios registrados son la proliferación de la vegetación de ribera en zonas antes activas del río (el 39% de la superficie de las barras activas del año 1956 se coloniza por vegetación arbustiva y / o arborea) y la reducción general de la anchura del corredor ripario como

consecuencia de su empleo para cultivos (que afecta a un 35% del corredor ribereño existente en 1956). Estos dos fenómenos estabilizan el sistema fluvial dando lugar a un progresivo descenso de su área activa. Estas modificaciones tienen un papel importante en la ecología y funcionamiento del río; i) por un lado la expansión de la vegetación impide que se den procesos erosivos en los depósitos sedimentarios y márgenes del cauce natural lo que contribuiría a reequilibrar el déficit sedimentario (Sanz Montero et al., 2001; Batalla et al., 2006); ii) por otro provoca una reducción de la movilidad del cauce, y lo más relevante, una pérdida considerable de su competencia para el transporte de agua y sedimento, elementos esenciales para la conservación favorable del tramo inferior del río y su delta.

5. CONCLUSIONES

Los resultados han permitido valorar detalladamente los cambios en la morfología fluvial del tramo inferior del Ebro durante el siglo XX. La elaboración de la cartografía digital a partir de las ortofotografías ha resultado uno de los procedimientos más relevantes del trabajo. La posibilidad de discriminación digital de la estructura del corredor ribereño mediante técnicas de post-procesado fotográfico, combinada con procedimientos clásicos de delimitación manual, ha permitido confeccionar una cartografía detallada y validada. Esta técnica se considera adecuada para valorar cambios significativos en la morfología fluvial y en la vegetación en espacios ribereños utilizando fotografía aérea histórica.

Agradecimientos

Este trabajo se ha llevado a cabo en el marco de diversos proyectos de investigación financiados por los sucesivos Ministerios de Educación y Ciencia 2002-20012, siendo los dos más recientes CGL2009-09770/BTE y Consolider Ingenio 2010 CSD2009-0006. Se agradece

la colaboración en el trabajo a los componentes del Grupo de Investigación Dinámica Fluvial RIUS de la Universidad de Lleida, especialmente a Álvaro Tena y José Andrés López-Tarazón. Los datos cartográficos fueron suministrados por la Confederación Hidrográfica del Ebro y el Instituto Cartográfico de Cataluña. El segundo autor está contratado mediante el programa Ramón y Cajal (RYC-2010-06264), Programa Nacional de Contratación e Incorporación de Recursos Humanos de Investigación.

REFERENCIAS

- Batalla, R., Vericat, D. y Martínez, T. 2006. River channel changes downstream from dams in the lower Ebro river. *Geomorphology* 143, 1-15.
- González, R. 1992. Diccionario de Términos SIG. 20pp a partir de Chubieco, E. 1990. *Fundamentos de Teledetección Espacial. Madrid, Rialp, 1990.*
- Graf, W.L., 1984. A probabilistic approach to the spatial assessment of river channel instability. *Water Resources Research* 20 (7), 953–962.
- Hughes, M., McDowell, P., Andrew Marcus y W. 2006. Accuracy assessment of georectified aerial photographs: Implications for measuring lateral channel movement in a GIS. *Geomorphology* 74 (2006) 1-16.
- Sanz Montero, M., Avendaño, C. y Cobo Rayán, R. 2001. Influencia del complejo de embalses de Mequinenza Riba-Roja i Flix en la morfología del cauce situado aguas abajo. *Rev. Sociedad Geología España* 14 (1-2), 1-15.
- Tena, A., Batalla, R., Vericat, D. y López-Tarazón, J.A. 2011. Suspended sediment dynamics in a large regulated river over a 10-year period (the lower Ebro, NE Iberian Peninsula). *Geomorphology* 125 (1), 73-84.
- Urban, M.A. y Rhoads, B.L. 2004. Catastrophic human-induced change in stream-channel planform and geometry in an agricultural watershed, Illinois, USA. *Annals of the Association of American Geographers* 93 (4), 783–796.
- Vericat, D. y Batalla, R. 2006. Sediment transport in a large impounded river: The lower Ebro, NE Iberian Peninsula. *Geomorphology* 79, 1-20.

BALANCE DE SEDIMENTOS EN UNA CUENCA ALTAMENTE DINÁMICA: EL RÍO ISÁBENA

Sediment budget of a highly dynamic catchment: the Isábena River

J.A. López-Tarazón^(1,2), R.J. Batalla^(1,2,3,4), D. Vericat^(1,2,3,5)

- (1) Fluvial Dynamics Research Group (RIUS); www.fluvialdynamics.com. jlopez@macs.udl.cat
- (2) Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl (DMACS), Universitat de Lleida, Av. Alcalde Rovira Roure, 191, E-25198, Lleida, Catalunya, España.
- (3) CTFC, Centre Tecnològic Forestal de Catalunya, Solsona, España.
- (4) ICRA, Institut Català de Recerca de l'Aigua, Girona, España.
- (5) Institute of Geography and Earth Sciences, Aberystwyth University, Ceredigion, Wales, UK.

Abstract: Suspended sediment budget has been estimated for two hydrological years (2007-2009) in the Isábena River basin. Hydrologically, the runoff during the study period was lower than average (i.e., 136 hm³/yr, mean historical runoff 177 hm³/yr), being the Cabecera subbasin the one controlling the hydrology. Sediment entering the system (i.e., gross erosion from badlands) has been estimated in 260,000 t/yr whereas, mean suspended sediment output for the study period was 234,650 t/yr (i.e., specific sediment load of 527 t/km²/yr), a high value compared with similar size Mediterranean catchments. Results show that Villacarli and Lascuarre subbasins are responsible for most of the sediment produced in the catchment. In-channel sediment storage has been proved as an important component of the sediment budget.

Palabras clave: transporte sedimento en suspensión, balance sedimentos, río Isábena, Cuenca del Ebro

Key words: suspended sediment transport, sediment budget, Isábena River, Ebro Basin

1. INTRODUCCIÓN

Un balance de sedimento es una evaluación cuantitativa de la generación de sedimentos y su movimiento a través de las unidades del paisaje. Esta evaluación incluye la identificación de las zonas de erosión y almacenamiento (i.e., fuentes y sumideros de sedimento), el transporte de sedimento, los procesos de transferencia (incluyendo la conectividad y el transporte de sedimento fluvial), y las relaciones entre ellos (e.g., Dietrich and Dunne, 1978). A pesar del valor obvio, tanto científico como aplicado, que tiene la realización de balances de sedimentos, resulta difícil conseguir la información necesaria para obtenerlos en cuencas medianas o grandes (e.g., > 10 km², Walling et al., 2006). La investigación sobre transporte de sedimento en cuencas que drenan sobre materiales altamente erosionables (e.g., badlands) resulta de creciente interés debido a la posibilidad de ajustar umbrales y magnitudes máximas de transporte de sedimento y permite calibrar y validar modelos en ambientes geomorfológicamente muy activos (e.g.,

López-Tarazón et al., 2009).

El presente estudio aborda la estimación del balance de sedimento del río Isábena para el período 2007-2009 mediante el cálculo del sedimento que entra en el sistema, el transporte de sedimento de los tributarios así como de la salida de la cuenca, junto con el sedimento que se almacena en el lecho.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El Isábena es una cuenca montañosa de 445 km² localizada en el Pirineo central (NE Península Ibérica). La cuenca del Isábena se caracteriza por la heterogeneidad de su relieve, vegetación y características del suelo. El clima es típicamente mediterráneo de áreas montañosas, con una precipitación media de 767 mm. La cuenca está formada por 5 cuencas principales: Cabecera (146 km², representando el 33% del área total del Isábena), Villacarli (42 km², 9%), Carrasquero (25 km², 6%), Ceguera (28 km², 6%), y Lascuarre (45 km², 10%). La parte norte de la cuenca está compuesta por sedimentos cretácicos y paleozoicos

mientras que la zona central y sur está dominada por sedimentos eocenos continentales. Estas áreas consisten de materiales altamente erosionables (margas y areniscas), que forman cárcavas (i.e., badlands) siendo éstas las principales fuentes de sedimento de la cuenca (Francke et al., 2008). Dichos badlands se pueden encontrar, principalmente, en las subcuencas de Villacarli y Carrasquero (6% y 2%, respectivamente) y, en menor grado en Ceguera y Lascuarre (1% y 0,4% de su área respectivamente) y están prácticamente ausentes en la cuenca de Cabecera (<0,01% de su área).

El río Isábena desemboca en el embalse de Barasona en su confluencia con el río Ésera. La presa de Joaquín Costa, que cierra el embalse, fue construida en los años 1930 para una capacidad inicial de 71 hm³, pero fue posteriormente recrecida en 1972 para una capacidad final de 92 hm³. El embalse suministra agua al Canal de Aragón y Cataluña, que contribuye a regar más de 100,000 ha de cultivos. Desde su construcción, la deposición de sedimento en el embalse ha sido de entre 0,3 y 0,5 hm³/a. Durante los años 1990 se realizaron una serie de vaciados que aliviaron un volumen de 9 hm³ de sedimento pero, en la actualidad, la capacidad del embalse se vuelve a asemejar a la de los años 1990 (i.e., 76 hm³, Mamede, 2008).

3. METODOLOGÍA

El balance de sedimento del canal principal del río Isábena se ha cuantificado incluyendo el sedimento que se introduce en el sistema fluvial (i.e., erosión bruta en las áreas de cárcavas, entradas de los tributarios), el sedimento que sale de la cuenca y el almacenamiento temporal de sedimento en el canal principal (Fig. 1).

La entrada de sedimento (i.e., erosión bruta) se calculó a partir de la monitorización de la contribución sedimentaria de una cárcava típica de la cuenca hecha por Francke et al. (2008). Para ello, se utilizaron varillas de erosión

midiendo su altura expuesta para así estimar las tasas de erosión. Estas tasas se estimaron mediante la extrapolación de las diferencias de altura medidas en las varillas junto con levantamientos topográficos de la cárcava elegida. El transporte de sedimento en suspensión (i.e., caudal y concentración de sedimento en suspensión) en el Isábena se monitorizó para el período 2007-2009 de dos maneras diferentes: i) mediante la instalación de sensores de nivel de agua y muestreadores de agua y sedimento en altura para cuantificar las entradas de sedimento provenientes de los 5 tributarios; y ii) mediante la instalación de un turbidímetro de alto rango en una estación de aforo oficial para la estimación de las tasas de exportación sedimentaria de la cuenca. Se aplicaron técnicas estadísticas avanzadas (i.e., Random Forest y Quantile Regression Forests) para la generación de sedimentogramas en continuo, a partir de muestras puntuales, en el caso de los tributarios. Finalmente, el almacenamiento de sedimento en el lecho se estimó mediante la aplicación de la técnica del cilindro de resuspensión de Lambert y Walling (1988).

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Asumiendo todos los problemas derivados de la representatividad del método de las varillas de erosión, se calcularon unas tasas de erosión media en las cárcavas de 2,1 cm/a. A partir de este valor, se calculó que la contribución sedimentaria de todos los badlands de la cuenca (i.e., 4,75 km²) era del orden de 260,000 t/a (i.e., 580 t/km²/a), valor que remarca el destacado papel de estas cárcavas sobre el sedimento total transportado por el Isábena.

Si nos desplazamos a escala de cuenca se observa que, hidrológicamente, el período de estudio se puede considerar como seco (i.e., 136 hm³/a) al compararlo con la media histórica (i.e., 177 hm³/a).

Al distribuir esta aportación en los diferentes tributarios, se comprueba que

Cabecera es la principal generadora de agua de la cuenca con el 67% del caudal total, siendo el resto de tributarios mucho menos importantes, destacando Villacarli con un 16% (Tabla 1). Por otro lado, el transporte de sedimento en la cuenca fue de 234.650 t/a (i.e., 527 t/km²/a). Este valor se puede considerar como elevado o muy elevado si se compara con otras cuencas mediterráneas, pero está en el orden de magnitud del valor obtenido por López-Tarazón et al (2009) para el período 2005-2008 (i.e., 180.000 t/a; 405 t/km²/a). En el caso de la carga sedimentaria, las subcuencas de Villacarli (i.e., 101.922 t/a) y Lascurarre (75,389 t/a) son las que controlan el transporte. Estos valores suponen el 75% del sedimento total transportado por el Isábena (i.e., el 43% corresponde a Villacarli y el 32% a Lascurarre; Tabla 1), demostrando que estas dos subcuencas son las principales aportadoras de sedimento. Si se relaciona la carga sedimentaria con el área de las subcuencas, se obtiene que la aportación específica de sedimento es muy variable, en concreto de 72 t/km²/a en Carrasquero, 250 t/km²/a en Cabecera, 682 t/km²/a en Ceguera, 1.675 t/km²/a en Lascurarre y 2.427 t/km²/a en Villacarli. Las notables diferencias existentes entre las diferentes subcuencas se pueden atribuir al papel predominante que las cárcavas tienen como la fuente principal de sedimento, ya que las tasas específicas más elevadas se obtienen en aquellas cuencas con mayor superficie de cárcavas. Los valores de Villacarli y Lascurarre están en el mismo rango que los obtenidos en ambientes geomorfológicos similares (i.e., áreas altamente erosionables), como Vallcebre, 2.800 t/km²/a; Regúés et al 2000), a pesar de ser su área 40 veces superior.

Las acumulaciones de sedimento en el lecho se estimaron en alrededor de 12.000 t para el total del río. Este valor puede llegar a suponer, durante ciertos períodos, más del 55% del sedimento total transportado por la cuenca, lo que demuestra la importancia de estas acumulaciones sobre

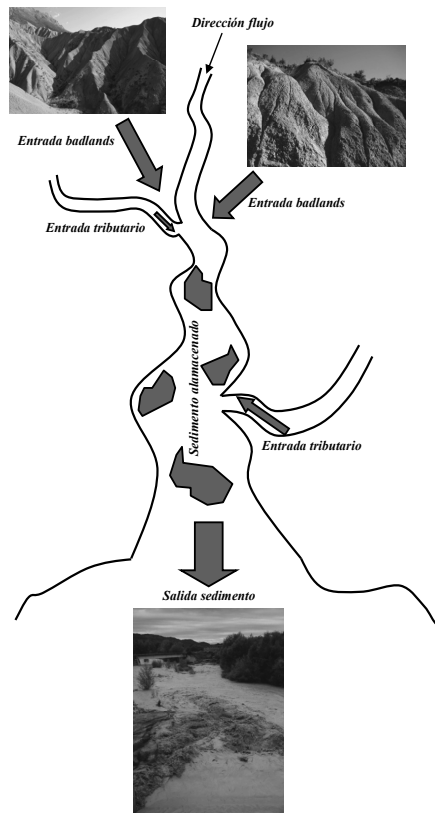


Fig. 1. Representación esquemática del modelo seguido para la construcción del balance de sedimento.

Tabla 1. Aportación porcentual de cada tributario al balance hídrico y sedimentológico de la cuenca.

		2007-8	2008-9	2007-9
Cabecera	Escorrentía	66	70	67
	Sedimento	11	20	16
Villacarli	Escorrentía	25	7	16
	Sedimento	61	27	43
Carrasquero	Escorrentía	2	5	4
	Sedimento	0	1	1
Ceguera	Escorrentía	5	11	8
	Sedimento	4	12	8
Lascurarre	Escorrentía	2	7	5
	Sedimento	24	40	32

el balance total. Este almacenamiento también se comprobó muy variable tanto en el espacio como en el tiempo, con dos claras tendencias: i) un aumento de la acumulación en la dirección aguas abajo, debido al aumento de la anchura del canal y a la reducción de la pendiente, con la consiguiente pérdida de energía; y ii) un

ciclo anual, en el que se genera el sedimento en invierno, se acumula durante caudales bajos (i.e., verano) y se moviliza durante crecidas y caudales elevados (i.e., primavera y otoño).

A partir de todos los datos anteriores, se calculó el balance sedimentario de la cuenca para los dos años de estudio, estableciendo una relación cuantitativa entre la entrada y salida de sedimento así como el almacenamiento temporal de sedimento en la cuenca. La entrada de sedimento al sistema (i.e., generación de sedimento) calculada como las aportaciones de las cárcavas, puede ser de hasta 260.000 t/a; el almacenamiento de sedimento en el lecho activo puede ser hasta del 5% del material total transportado, lo que supone 12.000 t/a; finalmente, la exportación de sedimento se cuantificó en 235.000 t/a en la estación de Capella. En la escala temporal de este estudio, la exportación de sedimento es el componente más importante del balance, indicando que una muy elevada parte del sedimento movilizado en las cárcavas fácilmente sale de la cuenca, provocando una ratio de transporte de sedimento (i.e., relación entre entradas y salidas) del 90% y un tiempo de residencia estimado del orden del año. Un aspecto geomorfológico importante que se puede extraer de este estudio es la tasa de denudación, que se puede estimar, para el total de la cuenca en $0,2 \text{ m} \times 10^3 \text{ a y}$, en el caso de las cárcavas en hasta $2 \text{ m} \times 10^3 \text{ a}$, siendo valores muy elevados al compararlos con los obtenidos en otros estudios ($0,03 \text{ m} \times 10^3 \text{ a}$, Dietrich y Dunne, 1978; $0,02 \text{ m} \times 10^3 \text{ a}$, Batalla et al, 1995).

5. CONCLUSIONES

Todos los resultados presentados anteriormente sugieren que el transporte de sedimento en el río Isábena está controlado, tanto por la elevada producción sedimentaria de los badlands como por la elevada conectividad existente entre las fuentes de sedimento y la red fluvial, lo

que genera unas tasas de sedimento en suspensión elevadas o muy elevadas.

Agradecimientos

El primer autor disfrutó de una beca de la Generalitat de Catalunya y el Fondo Social Europeo y el tercer autor tiene un contrato Ramón y Cajal (RYC-2010-06264). El trabajo se realizó en el marco del proyecto 'Sediment Export from Large Semi-Arid Catchments: Measurements and Modelling' (SESAM), financiado por la Fundación Alemana de la Ciencia (*Deutsche Forschungsgemeinschaft*, DFG).

REFERENCIAS

- Batalla, R.J., Sala, M. y Werrity, A. 1995. Sediment budget focused in solid material transport in a subhumid Mediterranean drainage basin. *Zeitschrift für Geomorphologie* 39(2), 249–269.
- Dietrich, W. y Dunne, T. 1978. Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain. *Zeitschrift für Geomorphologie* 29, 191–206.
- Francke, T., López-Tarazón, J.A., Vericat, D., Bronstert, A. y Batalla, R.J., 2008. Flood-based analysis of high-magnitude sediment transport using a non-parametric method. *Earth Surface Processes and Landforms* 33, 2064–2077.
- Lambert, C.P. y Walling, D.E., 1988. Measurements of channel storage of suspended sediment in a gravel-bed river. *Catena* 15, 65–80.
- López-Tarazón, J.A., Batalla, R.J., Vericat, D. y Francke, T., 2009. Suspended sediment transport in a highly erodible catchment: The River Isábena (Southern Pyrenees). *Geomorphology* 109, 210–221.
- Mamede, G., 2008. Reservoir sedimentation in dryland catchments: modelling and management. Tesis Doctoral, Universität Potsdam, Alemania.
- Regüés, D., Balasch, J.C., Castellort, X., Soler, M. y Gallart, F., 2000. Relación entre las tendencias temporales de producción y transporte de sedimentos y las condiciones climáticas en una pequeña cuenca de montaña mediterránea (Valleebre, Eastern Pyrenees). *Cuadernos de Investigación Geográfica* 26, 24–41.
- Walling, D.E., Collins, A.L., Jones, P.A., Leeks, G.J.L. y Old, G., 2006. Establishing fine-grained sediment budgets for the Pang and Lambourn LOCAR catchments, UK. *Journal of Hydrology* 330, 126–141.

BALANCE SEDIMENTARIO DE UN RÍO MEDITERRÁNEO ALTAMENTE REGULADO

Reach scale suspended sediment balance in a large Mediterranean river

A. Tena ⁽¹⁾, R.J. Batalla ^(1,2,3), D. Vericat ^(1,2,4)

- (1) Universitat de Lleida. Av. Alcalde Rovira Roure, 191. Lleida. Alvaro.tena@macs.udl.cat
 (2) Centre Tecnològic Forestal de Catalunya. Solsona, España
 (3) Institut Català de Recerca de l'Aigua. Girona, Spain
 (4) Aberystwyth University, Wales, UK

Abstract: This paper presents a reach-scale sediment balance of a large impounded Mediterranean river (the lower Ebro, 1998-2008). Multitemporal sediment storage and the role of floods and tributaries on the sediment load were examined using continuous discharge and turbidity records. Mean annual suspended sediment load at the reach outlet (Xerta) is 0.12×10^6 t, corroborating previous results. Suspended sediment concentrations were low ($SSC_{\text{mean}} = 13 \text{ mg l}^{-1}$), attaining a maximum of 274 mg l^{-1} . Erosion processes (channel-scour, bank erosion) are dominant and net-export of sediment occurs over the long-term. Unexpectedly, ephemeral tributaries contribute significantly: sediment delivered during torrential events attained 5% of the Ebro annual load, and was even larger than that in flushing flows. Overall, most of the suspended load is transported by floods (up to 65% in some years). Results constitute basic information to underpin current management actions to achieve the sustainability of the riverine and deltaic system.

Palabras clave: transporte de sedimento, presas, regulación de caudales, crecidas, almacenamiento de sedimento, erosión, sedimentación, río Ebro

Key words: sediment transport, dams, flow regulation, floods, sediment storage, erosion, sedimentation, Ebro River

1. INTRODUCCIÓN

Los ríos conducen el agua desde los continentes a los océanos, convirtiéndose así, en el medio principal para el transporte de los productos de la meteorización. Las actividades humanas, como la creación embalses y los cambios en el uso del suelo, alteran la carga de sedimentos que transportan los ríos. Varios estudios han cuantificado la transferencia de sedimentos tierra - océano (e.g Walling y Fang, 2003) concluyendo que, globalmente, el transporte de sedimentos muestra una tendencia decreciente en los últimos tiempos. Por ejemplo, el suministro de sedimentos en la cuenca del Mediterráneo se ha reducido en casi un 50% desde mediados del siglo XX (Poulos y Collins 2002). En el caso del Ebro, el complejo de presas de Mequinenza - Ribarroja - Flix se encuentra 100 km aguas arriba de la desembocadura del río, jugando un importante papel en el control tanto en el régimen de crecidas como en la aportación de sedimentos al delta del Ebro. Gran

número de trabajos han estudiado el transporte de sedimentos en el bajo Ebro (Sanz *et al.*, 1999; Vericat y Batalla, 2006), sin embargo, la cuantificación de la carga sedimentaria se realizó, en todos los casos, en una sola sección transversal aguas abajo de las presas. Para mejorar la comprensión de la dinámica y el transporte de sedimentos en la parte baja de este río, se ha analizado el transporte de sedimentos en un tramo de río de 46 km entre el complejo de presas y el delta del Ebro. Para ello, se ha utilizado una base de datos de 10 años de caudal y transporte de sedimentos en suspensión. Este enfoque nos permite interpretar el patrón de sedimentos en suspensión aguas abajo de las presas en diferentes escalas temporales y espaciales, identificar los períodos en los que el sedimento se acumula en el canal y aquellos en las que hay una exportación neta de sedimentos.

2. AREA DE ESTUDIO

La cuenca del Ebro es una de las más

grandes de la península Ibérica, cubriendo una superficie de 85.534 km². En la cuenca, la altitud varía entre 3.400 m en el Pirineo Central hasta el nivel del mar en el delta del Ebro. La precipitación media anual es de 600 mm, aunque la variabilidad es muy grande entre el Pirineo y la depresión del Ebro (>2000 mm y <400 mm respectivamente). El caudal medio anual obtenido en la estación de aforo de Tortosa (la última antes de su desembocadura en el delta) para el periodo 1912-2008 es de 438 m³ s⁻¹. Sin embargo, hay una gran diferencia en los caudales medios anuales a partir de la instalación del complejo de presas de Mequinenza - Riba-Roja - Flix (pre-embalse, 528 m³ s⁻¹; post-embalse 325 m³ s⁻¹). Este complejo de presas regula el 97% de la superficie de la cuenca, modificando tanto el régimen de caudales, como la dinámica de transporte de sedimentos, afectando como consecuencia a las características morfosedimentarias de río. En el bajo Ebro el agua ha sido históricamente aprovechada por el hombre. Actualmente, aparte de la producción de energía hidroeléctrica en el complejo de

embalses de Mequinenza – Ribarroja- Flix, también hay una central nuclear situada en Ascó (Fig. 1) que extrae el agua para su refrigeración por medio del azud de Ascó. Unos kilómetros mas abajo, el azud de Xerta deriva hasta un máximo de 50 m³ s⁻¹ (principalmente para riego) a los canales de la izquierda y derecha del Ebro (Fig. 1). El principal afluente aguas abajo de la presa de Flix es el río Siurana, sin embargo debido a las presas y la extracción de gravas, rara vez proporciona agua y sedimentos en el cauce principal del Ebro. Entre el río Siurana y el delta del Ebro, se encuentran dos afluentes efímeros que merece la pena considerar: el río Sec (cuya confluencia con el Ebro tiene lugar en Mora d'Ebre, Fig. 1) y el río Canaletes (cuya confluencia con el Ebro se da 7.5 km aguas arriba de Xerta, Fig. 1). El principal interés de estos afluentes se encuentra en su contribución a la carga sedimentaria del río Ebro durante eventos de lluvias torrenciales.

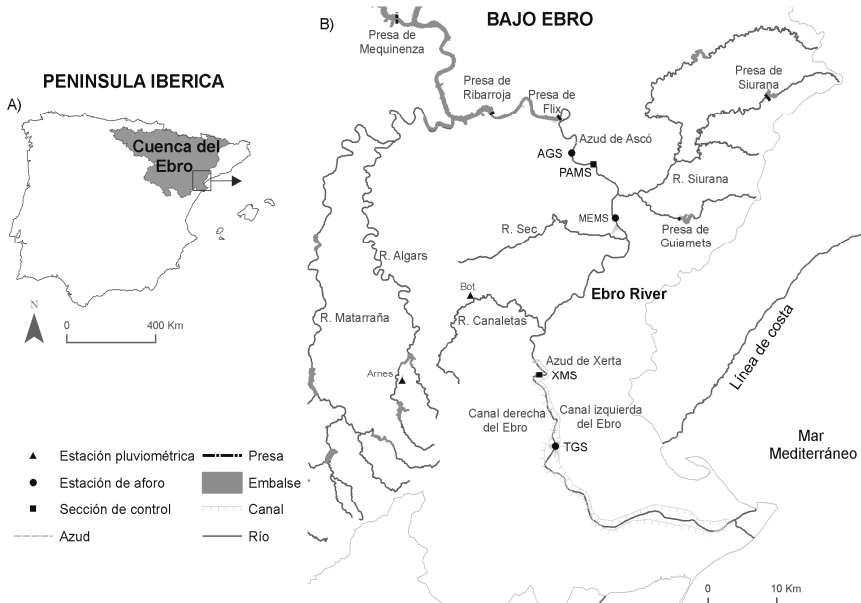


Fig. 1. (A) Localización del la cuenca del Ebro y el tramo de estudio en la Península Ibérica. (B) Detalle del área de estudio y secciones de muestreo.

3. METODOLOGÍA

3.1. Obtención de los datos

Los registros de caudal en las estaciones de aforo de Ascó y Tortosa (AGS y TGS, Fig. 1c) fueron cedidos por la Confederación Hidrográfica del Ebro (C.H.E.). Los registros turbidez del agua (e.g. NTU) en las estaciones de calidad de agua de Pas de l'Ase y Xerta (PAMS y XMS, Fig. 1c) fueron también cedidos por la C.H.E. En el caso del sedimento en suspensión, un total de 800 muestras se obtuvieron en las secciones de Móra d'Ebre y Tortosa (MEMS y TGS, Fig. 1) durante el periodo 2002-2008. Estas muestras fueron posteriormente filtradas en el laboratorio para obtener la concentración de sedimento en suspensión (CSS).

3.2. Análisis de los datos

La propagación del hidrograma obtenido en AGS hasta MEMS y desde TGS hasta XMS fue calculada mediante el método Muskingum (Shaw, 1983). Para la propagación de la turbidez (i.e. de PAMS a MEMS y de XMS a TGS) se asumió que la velocidad del agua y del sedimento en este tramo era similar. Los registros de turbidez propagados hasta MEMS y TGS fueron convertidos en CSS mediante las siguientes relaciones ($SSC = 0,83 \times NTU - 1,30$ y $SSC = 0,81 \times NTU$, respectivamente), permitiéndonos transformar la serie de turbidez a CSS. Finalmente, el transporte de sedimento se calculó mediante la multiplicación de los registros de caudal y concentración de sedimentos en suspensión obtenidos en ambas estaciones.

Por otro lado, se intentó determinar la magnitud de las contribuciones de los tributarios en este tramo. Para esto se analizaron las series de caudal y sedimento en suspensión de PAMS y XMS. Los cambios bruscos caudal o concentración de sedimentos en XMS, no registrados previamente en PAMS sugerían una contribución por parte de un tributario intermedio. Además, las series de precipitación en las cuencas tributarias

fueron examinadas para corroborar la relación entre la precipitación y los eventos de crecida. Con el fin de separar el componente de flujo de base de los eventos de inundación hidrograma, se utilizó el método gráfico de Linsley *et al.* (1958), permitiéndonos la especificación de la cantidad de agua y carga sedimentaria proporcionada por afluentes (en su conjunto).

4. RESULTADOS

La carga total de sedimentos en suspensión en XMS para el periodo de estudio se estima en $1,16 \times 10^6$ t. Este valor es mucho mayor (25%) que la observada en el PAMS ($0,92 \times 10^6$ t) para el mismo periodo de estudio. La carga media de anual en XMS es cercana a $0,12 \times 10^6$ t ($0,09 \times 10^6$ t en el PAMS). Este valor está en el mismo orden de magnitud que otros estudios en el bajo Ebro, como el de Négrel *et al.* (2007). Las crecidas, tanto las crecidas naturales como las crecidas de mantenimiento (artificiales), son las principales responsables del transporte de sedimentos. La contribución de estos eventos representa el 39% de la carga total medida en XMS (i.e., $0,45 \times 10^6$ t), mientras que el porcentaje de contribución de estos eventos a la carga total en la sección de aguas arriba es ligeramente mayor (45%).

Por último, hay que destacar el aporte de los afluentes efímeros en el tramo bajo del Ebro, de los cuales se han registrado un total de 11 crecidas durante el periodo de estudio. Estos aportes representan el $0,07 \times 10^6$ t (es decir, un 5% de la carga total del Ebro en XMS), en el mismo orden de magnitud que la carga transportada durante los crecidas de mantenimiento.

Los resultados para el periodo de estudio (1998-2008) muestran que la exportación de sedimento fino (asociado a procesos de erosión) es el proceso dominante. La Fig. 2 muestra que los periodos en los que tiene lugar la exportación de sedimentos (erosión) son mucho más importantes (en términos de magnitud) y más frecuentes

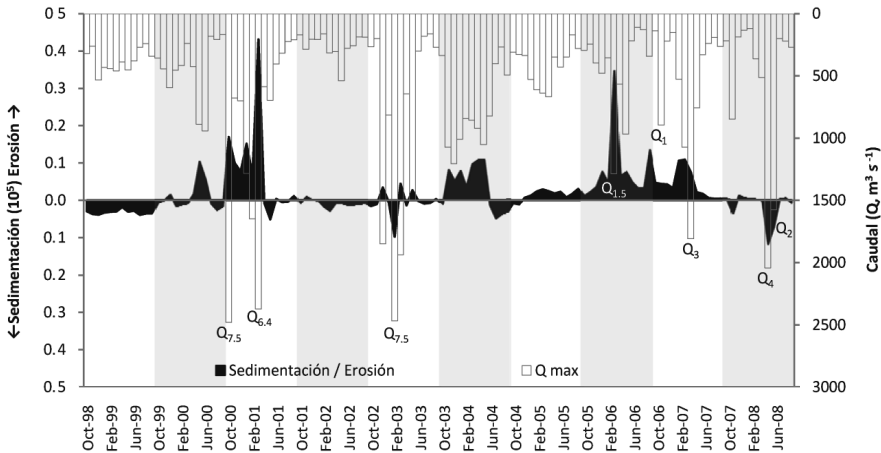


Fig. 2. Balance sedimentario para el tramo Pas de l'Ase-Xerta (Bajo Ebro)
Nota: Q_e , representa el periodo de retorno equivalente a cada caudal

que los períodos sedimentación.

5. CONCLUSIONES

El presente trabajo contribuye a la comprensión de estatus sedimentario del bajo. El balance sedimentario de 10 años del río entre Pas de l'Ase y Xerta corrobora la evidencia de que el complejo de presas de Mequinzenza-Ribarroja-Flix ha reducido el suministro de sedimentos a la parte baja del Ebro. Los resultados confirman que en el río Ebro, como en otros ríos regulados, el canal experimenta exportación de sedimentos (erosión) aguas abajo de las presas. Este proceso se ve equilibrado por las contribuciones de los tributarios efímeros, que, inesperadamente, aportan la misma carga sedimentaria que las crecidas de mantenimiento. Estos resultados aportan la información necesaria para apoyar los programas actuales de gestión que se están realizando en el río Ebro, así como para mejorar el desequilibrio sedimentario en el sistema fluvial y deltaico.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco de un conjunto de proyectos de investigación financiados por el MEC entre 2002-2012 (REN2001-0840-C02-01/HID, CGL2005-06989-C02-02/HID, CGL2006-11679-C02-01/HID, CGL2009-09770/BTE, Consolider Ingenio 2010 CSD2009-00065)

El primer autor es beneficiario de una beca FPI y el tercero de una beca Ramon y Cajal ambos financiadas por el MEC. Los datos hidrológicos fueron facilitados por Endesa Generación S.A. y C.H.E. y los de turbidez por la C.H.E.

REFERENCIAS

- Linsley, R. K., Kohler, M. A. y Paulhus, J. L. H., 1958. *Hydrology for Engineers*. McGraw-Hill, New York, US, 340 pp.
- Négrel, P., Roy, S., Petelet-Giraud, E., Millot, R. y Brenot, A., 2007. Long-term fluxes of dissolved and suspended matter in the Ebro River Basin (Spain). *Journal of Hydrology* 342, 249-260.
- Poulos, S.E., Collins M.B., 2002. A quantitative evaluation of riverine water/sediment fluxes to the Mediterranean basin: natural flows, coastal zone evolution and the role of the dam construction. En Jones S.J. y Frostick L.E. (Eds.): *Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences*. Geological Society, London, Special Publications 191, 227-245
- Avendaño, C., Cobo, R., Sanz, M.E. y Gómez, J.L. 1997. Capacity situation in Spanish reservoirs. I. C.O.L.D. Nineteenth Congress on Large Dams 74, 52, 849-862.
- Shaw, E.M., 1983. *Hydrology in Practice*. Van Nostrand Reinhold, London. 539 pp.
- Vericat, D. y Batalla, R.J., 2006. Sediment transport in a large impounded river: the lower Ebro, NE Iberian Peninsula. *Geomorphology* 79, 72-92.
- Walling, D.E., Fang, D., 2003. Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. *Global and Planetary Change* 39, 111-126.

EFECTOS DE UNA EXTRACCIÓN SEVERA DE GRAVAS SOBRE LA GEOMORFOLOGÍA, LA MOVILIDAD DEL LECHO Y LA DISTRIBUCIÓN DE HÁBITATS EN EL RÍO ÉSERA

Effects of a severe gravel extraction over geomorphology, bed-mobility and habitat distribution in the Ésera River

G. Lobera^(1,2), J.A. López-Tarazón^(1,2), R.J. Batalla^(1,2,3,4), D.Vericat^(1,2,3,5)

- (1) RIUS (www.fluvialdynamics.com), globera@macs.udl.cat.
- (2) Departament de Medi Ambient i Ciències del Sól, Universitat de Lleida, Av. Alcalde Rovira Roure 191, 25198, Lleida, España
- (3) Centre Tecnològic Forestal de Catalunya
- (4) Institut Català per la Recerca de l'Aigua
- (5) Institute of Geography and Earth Sciences, Aberystwyth University, Wales, UK.

Abstract: The effects of a severe gravel extraction over the geomorphology, bed-mobility and habitat distribution have been studied in a reach of the Ésera river. A detailed characterization before and after the extraction was carried out by using advanced topographical surveys, grain-size determinations and habitat evaluations. It has been observed a strong modification in the river reach by the elimination of a central bar and 2 more located upstream increasing, this way, the channel-bed surface. Elevation losses (extraction and latter erosion) have been quantified in up to 2 m, while elevation (sedimentation) increases in more than 1 m. The total volume of sediment extracted has been estimated in about 5000 m³. Results show a reduction at a three levels: a) surface complexity, b) surface grain-size and c) habitat heterogeneity.

Palabras clave: extracción de gravas, geomorfología, hábitats, topografía, modelo digital del terreno

Key words: gravel mining, geomorphology, habitat, topography, digital elevation model

1. INTRODUCCIÓN

Los ríos son sistemas naturales complejos que transfieren agua y sedimentos desde las zonas de cabecera hasta las zonas de deposición, estuarios y/o deltas y finalmente a los mares y océanos (Schumm, 1977). En regímenes naturales no alterados, existe un balance dinámico entre el agua y el transporte de sedimento, que es fundamental para el equilibrio biofísico del medio fluvial. A pesar de esto, los ríos mediterráneos presentan alteraciones antrópicas de larga duración, derivadas de actividades económicas, que provocan la ruptura del balance dinámico existente entre agua y sedimento.

Las extracciones de gravas (i.e., minería fluvial) están consideradas, juntamente con las presas y embalses, las principales causantes del déficit histórico de sedimentos en ríos y costas en España (Batalla y Vericat, 2010). Las alteraciones más importantes provocadas por la minería

se pueden resumir en: i) incisión del canal y, consecuentemente, alteración de la geometría y de la hidráulica del canal (i.e., anchura de caudal de cauce lleno o *bankfull*); ii) reducción del tamaño medio de partícula y acorazamiento del lecho; iii) modificación de la distribución de hábitats (e.g., riffle, pool, rapid) y, por lo tanto, de las comunidades de peces y macroinvertebrados; y, iv) reducción del suministro de sedimentos aguas abajo, con la consecuente alteración de la biofísica y la geomorfología fluvial (Kondolf, 1997; Brown et al., 1998).

El objetivo del presente trabajo es la determinación de los impactos producidos por una extracción severa de gravas sobre la geomorfología, la movilidad del lecho y la distribución de hábitats en el río Ésera a su paso por el municipio de Perarrúa. Este estudio se enmarca en el proyecto Consolider-Ingenio 2010 Scarce:

“Evaluación y predicción de los efectos del cambio global en la cantidad y la

calidad del agua en ríos ibéricos (2009-2014)”.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El tramo de estudio está situado en el río Ésera a su paso por el municipio de Perarrúa (cuenca del Ebro). La cuenca del Ésera (1600 km²) presenta una precipitación media anual de 1000 mm con máximos estacionales durante primavera y otoño y un caudal medio anual de 19 m³s⁻¹. El tramo tiene una longitud de 400 m y una anchura media de 75 m. Se trata de un tramo de río meandriforme (tramo recto localizado entre 2 meandros) que presentaba una barra central de unos 5000 m², parcialmente vegetada, que fue totalmente eliminada por la extracción.

3. METODOLOGÍA

La adquisición de datos se ha basado en dos campañas de campo (pre y post extracción), juntamente con una monitorización del tramo para el estudio de su evolución temporal. El muestreo ha consistido en la obtención de datos topográficos, la caracterización granulométrica y la obtención de la fotografía aérea de proximidad del tramo.

La obtención de los datos topográficos se realizó combinando diferentes tecnologías: i) GPS diferencial, ii) estación total robótica y iii) ADCP River Surveyor M9. Se realizaron observaciones cada 1-2 m dependiendo de la complejidad del terreno (i.e., 11900 puntos en la situación pre-extracción y 20000 en la situación post-extracción, con una densidad topográfica media de 0.6 puntos/m²), post-procesándolos con el software Leica GeoOffice[®]. Con estos datos topográficos, se ha elaborado un modelo digital del terreno (i.e., MDT) para cada una de las dos situaciones (pre y post extracción, Fig. 1).

Los hábitats del tramo (i.e., unidades hidromorfológicas) fueron caracterizados siguiendo la clasificación propuesta por el River Habitat Survey, modificada en el

contexto del proyecto de investigación MARCE (fuente: IH Cantabria).

La caracterización granulométrica se realizó tanto en la barra como en las diferentes unidades hidromorfológicas aledañas. Se caracterizó el material superficial siguiendo el método de los transectos lineales (Wolman, 1954).

Se obtuvo la fotografía aérea del tramo de estudio mediante una cámara digital convencional sostenida mediante un globo de helio (i.e., *BLIMP*; Vericat et al., 2009). Las fotos fueron georeferenciadas, y se ha creado posteriormente un mosaico de la totalidad del tramo de estudio.

Finalmente, se han colocado áreas pintadas de 1 m² en zonas expuestas para estudiar la evolución temporal del material superficial.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Observando la fotografía aérea (Fig. 1i) se pueden ver las consecuencias de la extracción, con la eliminación de la barra central (A), que se podía considerar como estable ya que presentaba vegetación arbustiva y arbórea, así como dos barras más pequeñas (B, C) situadas aguas arriba de la central. En su lugar, ha quedado una superficie plana por la cual circula una somera lámina de agua, juntamente con pequeñas acumulaciones de gravas generadas durante la propia extracción.

A partir de los MDT generados (Fig. 1.i), se realizó la comparación de 2 secciones transversales y longitudinales (indicadas en la Fig. 1.i) que muestran una reducción de la complejidad del terreno (Fig. 1.ii y 1.iii). La comparación longitudinal revela que la geometría del cauce ha quedado totalmente alterada, modificándose la pendiente del tramo y aumentando la superficie del lecho (Fig. 1.ii), mientras que en la comparación transversal se observa una homogenización de la superficie del tramo, pasando de un cauce bicanal a un unicanal (Fig. 1.iii).

Mediante la comparación de los MDT pre y post extracción se puede ver que la zona

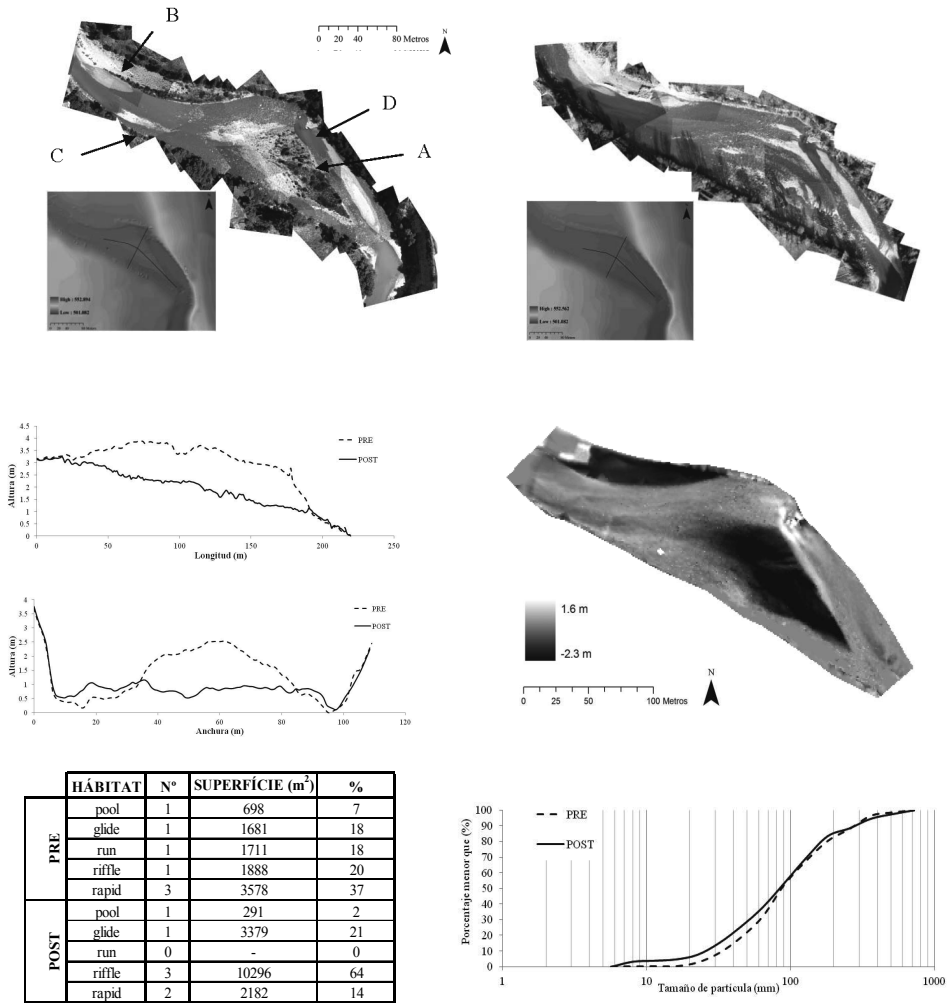


Fig. 1. i) fotografía aérea del tramo de estudio antes de la extracción (izquierda) y después de la extracción (derecha). En la figura de la izquierda se han señalado las barras que se han extraído (A, B, C), así como el pool que más sedimentación ha sufrido (D). También se muestran los MDT generados para cada escenario; ii) comparación de los perfiles longitudinales indicados en la Fig. 1.i pre y post extracción; iii) comparación de dos secciones transversales indicadas en la Fig. 1.i de las situaciones antes y después de la extracción; iv) MDT que muestra las diferencias de nivel entre el MDT post y el pre (las áreas rojas indican erosión mientras que las verdes indican sedimentación); v) comparación de la distribución areal de los hábitats presentes en el tramo de estudio pre y post extracción; vi) comparación de la distribución granulométrica del tramo antes y después de la extracción.

central del tramo de estudio (barra A, Fig. 1.i), junto con la parte superior del margen izquierdo (barra B, Fig. 1.i) ha sufrido una reducción en altura de hasta 2 m (Fig. 1.iv). Asimismo, se puede observar una sedimentación de más de 1 m en el pool ubicado en el margen izquierdo (D, Fig. 1.i). La obtención del MDT de diferencias ha permitido estimar en unos 5000 m³ el total de sedimentos extraídos en el tramo de estudio.

La distribución y el tamaño de las unidades hidromorfológicas también se han visto claramente modificadas. Antes de la extracción, el tramo presentaba 5 tipos de hábitats (i.e., pool, glide, run, riffle y rapid) con una representatividad de todos ellos más o menos equivalente en relación a la superficie total del tramo, con las excepciones del hábitat pool, que era un poco menor (7 %) y rapid que era mayor (37 %, Fig. 1.5). Después de la extracción, el tramo es más homogéneo, presentando 4 hábitats (i.e., pool, glide, rapid y riffle). Más de la mitad del tramo está formado por el hábitat riffle (64 %), la superficie de pool ha disminuido al 2 % y la de rapid al 14%.

Finalmente, la distribución del tamaño de las partículas también se ha visto afectada. En la Fig. 1.vi se observa la reducción del tamaño de partícula para las fracciones pequeñas y hasta el D₅₀, a partir del cual se equiparan los tamaños, superponiéndose prácticamente las curvas de las situaciones pre y post extracción.

5. TRABAJOS EN CURSO

A partir de las observaciones topográficas obtenidas y de los MDT generados, se está realizando una simulación hidráulica así como una simulación de la idoneidad de hábitats para diferentes especies de fauna ictícola. Del mismo modo, la movilidad del lecho está siendo monitorizada mediante áreas pintadas. La evolución temporal de la morfología y los hábitats se está evaluando mediante la realización de nuevas campañas de muestreos topográficos,

granulométricos y de foto aérea, siguiendo la hidrología y las diferentes avenidas que vayan ocurriendo.

Agradecimientos

Esta investigación está financiada por el Ministerio de Economía y Competitividad a través del proyecto Consolider-Ingenio 2010 CSD2009-00065 (2009-2014). El cuarto autor disfruta de un contrato Ramón y Cajal (RYC-2010-06264).

REFERENCIAS

- Batalla, R.J. y Vericat, D. 2010. A Review of Sediment Quantity Issues: Examples from the River Ebro and Adjacent Basins (Northeastern Spain). *Integrated Environmental Assessment and Management* 7, 256-268.
- Brown, A.V., Lyttle, M.M., Brown, K.B. 1998. Impacts of Gravel Mining on Gravel Bed Streams. *Transactions of the American Fisheries Society* 127, 979-994.
- Kondolf, G.M. 1997. Hungry Water: Effects of Dams and Gravel Mining on River Channels. *Environment Management*, 21, 553-551.
- Schumm, S.A., 1977. The fluvial system. John Wiley and sons, New York: 338p.
- Vericat, D., Brasington, J., Wheaton, J.M., Cowie, M. 2009. Accuracy assessment of aerial photographs acquired using lighter-than-air blimps: low-cost tools for mapping river corridors. *River Research and Applications* 25, 985-1000.
- Wolman, M.G. 1954. A method of sampling coarse bed material. *American Geophysical Union Transaction* 35, 951-956.

ACUMULACIÓN DE SEDIMENTO FINO EN EL LECHO DEL RÍO ISÁBENA. REPERCUSIÓN SOBRE EL BALANCE DE SEDIMENTOS

Fine sediment accumulation on the Isábena river bed. Impact over the sediment budget

G. Piqué^(1,2,3,4), J.A. López-Tarazón^(1,2), R.J. Batalla^(1,2,3,4)

- (1) Fluvial Dynamics Research Group (RIUS); www.fluvialdynamics.com.
- (2) ICRA, Institut Català de Recerca de l'Aigua, E-17003, Girona, Catalunya, España.
- (3) Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl (DMACS), Universitat de Lleida, E-25198, Lleida, Catalunya, España.
- (4) Centre Tecnològic Forestal de Catalunya, E-25280, Solsona, Catalunya, España.

Abstract: In-channel fine sediment storage, especially in basins draining over easily erodible materials (e.g., badlands), can be an important part of the sediment budget of a fluvial system. This issue has been proved previously in the River Isábena (Ebro basin), a mountainous catchment which presents a badland stripe in its middle part. In this work, we attempt to quantify the in-channel sediment accumulation of the Isábena focusing on the influence of its main tributaries and in its temporal and spatial variability. Obtained results show an annual temporal pattern, with the sediment being produced at the badlands during winter, transferred to the main channel during spring, stored on the river bed in summer and, finally, exported out of the basin by the autumn floods. A spatial variation is also observed, with the sampling sections located immediately downstream of the confluence of the tributaries with the main channel showing higher amounts of sediment stored than the sections located upstream. Physical variables studied in the sampling sections do not seem to have any effect over sediment storage; this way, in-channel sediment storage in the Isábena basin just depends on the hydrology and the sediment generated at the badlands

Palabras clave: badlands, almacenamiento de sedimentos en el lecho, sedimento en suspensión, transporte de sedimentos, río Isábena.

Key words: badlands, in-channel sediment storage, suspended sediment, sediment transport, Isábena River.

1. INTRODUCCIÓN

El balance de sedimentos de una cuenca no se puede explicar solamente con la diferencia entre la aportación de sedimentos desde las áreas fuente y su exportación a la desembocadura, sino que existen otros factores, como el almacenamiento de sedimentos y su removilización, que también son esenciales (Trimble, 1983). En algunos casos, el almacenamiento de sedimento fino en el lecho puede ser incluso de una magnitud similar o mayor a la del sedimento exportado (Walling, 1983). En ríos de gravas, el almacenamiento de sedimento suele presentar una variabilidad espacial y temporal tanto en sentido transversal como longitudinal a lo largo del río (Adams y Beschta, 1980); la estructura de rápidos y pozas implica una variación en la profundidad y velocidad del flujo en función de la morfología local (Diplas y

Parker, 1992), que condiciona esta acumulación de sedimentos finos. El presente estudio se ha realizado mediante la utilización del método del cilindro de resuspensión de Lambert y Walling (1988). Existen en la bibliografía varios trabajos anteriores basados en esta técnica, como los estudios de Walling *et al.* (1998), Wilson *et al.* (2004) y Collins y Walling (2007). En el caso del río Isábena cabe destacar el trabajo de López-Tarazón *et al.* (2011), en el que se estimó el sedimento almacenado en el lecho durante el año 2007-2008. El objetivo principal del trabajo es la cuantificación del sedimento acumulado en el lecho del río Isábena (cuenca del Ebro) durante el año 2011, el estudio de su variabilidad espacial y temporal, así como el análisis de la influencia de sus principales tributarios en la dinámica sedimentaria y de almacenamiento.

2. ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca del río Isábena ocupa una extensión de 445 km² y se sitúa en el Pirineo central, formando parte de la cuenca del Ebro. La cuenca se divide en 5 subcuencas principales (de norte a sur): Cabecera (146 km²), Villacarli (42 km²), Carrasquero (25 km²), Ceguera (28 km²) y Lascuarre (45 km²). La altitud oscila desde los 450 m hasta los 2.720 m.s.n.m. La precipitación media anual es de 770 mm, con un rango entre 1.600 mm (cabecera) y 450 mm en la parte baja. La cuenca pertenece a la depresión intramontana Tremp-Graus. La parte norte está compuesta por materiales cretácicos, con afloramientos calcáreos en las partes altas y margas eocenas en forma de badlands. La mitad sur de la cuenca está formada por calcáreas mesozoicas y arcillas y conglomerados terciarios. Los badlands son la principal fuente de sedimento, aunque solo representan el 1% de la superficie de la cuenca. Se encuentran sobre todo en Villacarli y Carrasquero. El régimen hídrico del Isábena es pluvio-nival. Los caudales máximos se registran en primavera, coincidiendo con el deshielo, y en otoño, durante episodios torrenciales; siendo el caudal medio de 4 m³/s.

3. METODOLOGÍA

Se han establecido un total de 14 secciones de muestreo a lo largo del río situándolas aguas arriba y aguas abajo de los tributarios principales. En cada sección se han realizado tres tipos de medidas: i) sedimento acumulado en el lecho del río a partir del método del cilindro de resuspensión de Lambert y Walling (1988), ii) levantamientos topográficos con un dGPS diferencial y iii) análisis granulométricos mediante el método de Wolman (1954). Estas medidas se han realizado un total de cuatro veces, una para cada estación del año durante el 2011. En cada sección, se ha muestreado un mínimo de tres veces con el cilindro de

resuspensión para poder observar la variabilidad existente intrasección. El posterior filtrado de las muestras y el tratamiento de los datos permite el cálculo de la concentración de sedimento existente en el lecho de cada sección y para cada estación del año. Mediante diferentes interpolaciones a partir de las secciones estudiadas, se calculó el sedimento acumulado en la totalidad del lecho (consultar Piqué, G., 2012 y López-Tarazón *et al.*, 2011 para más detalle sobre la metodología utilizada).

El caudal y el transporte de sedimento se muestrearon tanto en la salida de la cuenca como en los tributarios principales para conocer su comportamiento hidrosedimentológico. En la salida de la cuenca, mediante un sensor de turbidez instalado en una estación de aforo oficial de la Confederación Hidrográfica del Ebro, que registra de forma continua la turbidez del agua que es posteriormente transformada en concentración de sedimento en suspensión. En los tributarios, mediante sensores de altura de agua, que permiten obtener un registro continuo de caudal, y mediante muestreadores de botellas en altura para recoger muestras de agua y sedimento durante crecidas.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. Hidrología y transporte de sedimentos

El río Isábena presenta un gran dinamismo por lo que refiere al transporte de sedimento en suspensión. De esta manera, no se puede establecer una relación directa entre el caudal y la concentración de sedimento, ya que para un mismo caudal la concentración de sedimento en suspensión puede ser muy variable (López-Tarazón *et al.*, 2009).

Para el período de estudio se ha calculado el caudal y el sedimento total producido y transportado, tanto por las principales subcuencas como para el total de la cuenca. La subcuenca con mayor

aportación hídrica es Cabecera (>50%), seguida de Villacarli (15%). El resto de subcuencas tienen una aportación menor y de forma más discontinua en el tiempo.

El sedimento transportado proviene principalmente de la subcuenca de Villacarli (>50%), coincidiendo con la zona de badlands. Cabecera y Carrasquero también transportan cantidades elevadas de sedimentos, mientras que Ceguera y Lascuarre tienen menor incidencia en el transporte de finos.

4.2. Variabilidad espacial y temporal en el almacenamiento de sedimentos

4.2.a. El sedimento en el lecho del Isábena
Las observaciones (reflejadas en la Fig. 1) muestran diferentes ambientes fluviales en la dinámica erosivo-sedimentaria del río, marcadas por las entradas de los tributarios al curso principal. La zona de cabecera es la que aporta la mayor parte del agua de la cuenca y una cantidad notable de sedimentos. Las acumulaciones de fino son bajas, al tratarse de un ambiente poco propicio a la sedimentación, con pendientes > 2% (i.e., alta capacidad de transporte del flujo). La entrada de los tributarios que drenan la zona donde se

encuentran los badlands (i.e., Villacarli y Carrasquero), implica un aumento notable de los finos acumulados en el lecho, causado por una gran entrada de sedimentos pero no de agua; el río no es capaz de transportar todos los sedimentos disponibles en el lecho. El resto de tributarios (i.e., Ceguera y Lascuarre), al haber aportado una cantidad poco importante de sedimentos durante el 2011, no generan un aumento en la acumulación de finos en el tramo correspondiente a sus confluencias con el curso principal y se pueden considerar como una zona de transferencia. Finalmente, el último tramo del Isábena actúa como zona de acumulación de sedimentos, con una menor pendiente y una disminución en la capacidad de transporte del río.

4.2.b. Ciclo anual del sedimento

El almacenamiento del material en el lecho del río refleja claramente un ciclo de producción y transferencia de los sedimentos aguas abajo.

Durante los meses de invierno, los procesos de hielo-deshielo preparan sedimentos en los badlands, que están disponibles para ser erosionados.

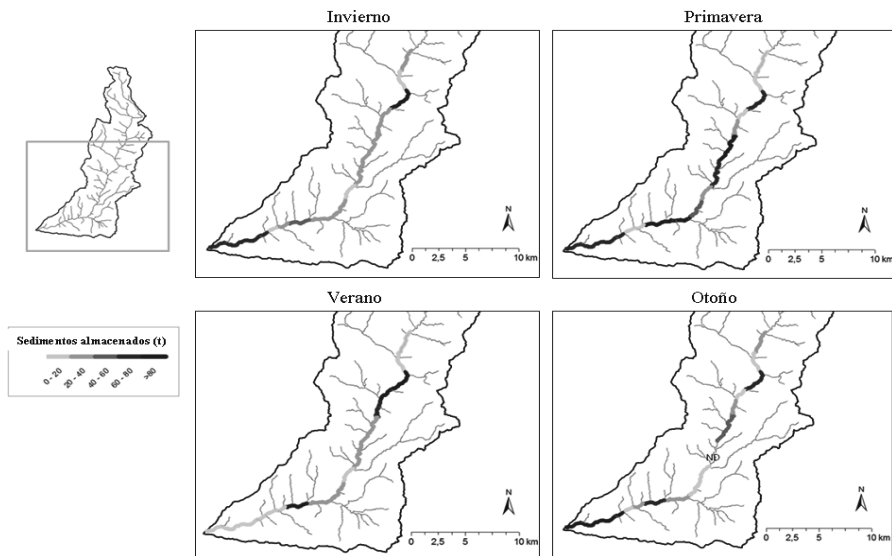


Fig. 1. Variabilidad espacial y temporal en el almacenamiento de sedimentos en el río Isábena durante el año 2011.

Las precipitaciones de primavera transfieren estos sedimentos a la red de drenaje, transportándolos hasta el curso principal mediante el progresivo lavado de dichos sedimentos, donde permanecen almacenados durante los meses de verano.

Las precipitaciones y el consecuente aumento de caudal de otoño remobilizan nuevamente el material acumulado en el lecho, transportándolo hacia la salida de la cuenca.

De todos modos, no se trata de un proceso lineal ni en el tiempo ni en el espacio, ya que depende, totalmente, de la hidrología y del ciclo anual de meteorización que determina la producción de sedimento en los badlands.

4.3. Relaciones entre los parámetros físicos de las secciones y el almacenamiento de sedimentos

Se han estudiado tres parámetros definitorios de cada una de las secciones de muestreo: la pendiente, la granulometría (D_{50} y D_{95}) y la geometría de la sección (relación w/d a partir del caudal bankfull), relacionando cada uno de estos parámetros con el sedimento acumulado. Las relaciones resultantes no son, en ningún caso, significativas, de forma que el sedimento acumulado en el lecho no está determinado directamente por dichos parámetros que, probablemente, sí que tendrían peso en otros ríos menos dinámicos y con una aportación de sedimento homogénea en toda la cuenca. En el caso del Isábena, son las fuentes de sedimentos y la diferente aportación hídrica de las subcuencas los factores determinantes en el mayor o menor almacenamiento de fino en el lecho principal del río.

5. CONCLUSIONES

El lecho del río Isábena tiene un papel central en la modulación espacial y temporal del balance de sedimentos global de la cuenca, especialmente importante en años en los que las crecidas se han producido por debajo del caudal bankfull. Las principales conclusiones son dos.

Existe una marcada variabilidad espacial y temporal en el almacenamiento de sedimentos en el lecho del río. La hidrología y la dinámica sedimentaria de los principales tributarios son los elementos determinantes de una mayor o menor acumulación de finos en el lecho.

REFERENCIAS

- Adams, J.N. y Beschta, R.L. 1980. Gravel bed composition in Oregon coastal streams. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 37, 1514-1521.
- Collins, A.L. y Walling, D.E. 2007. Fine-grained bed sediment storage within the main channel Systems of the Frome and Piddle catchments, Dorset, UK. *Hydrological Processes* 21, 1448-1459.
- Diplas, P. y Parker, G. 1992. Deposition and removal of fines in gravel-bed streams. En Billi, P., Thorne, C.R. y Tacconi, P. (Eds): *Dynamics of Gravel-bed rivers*. Wiley, Chichester, 313-329.
- Lambert, C.P. y Walling, D.E. 1988. Measurements of channel storage of suspended sediment in a gravel-bed river. *Catena* 15, 65-80.
- Lopez-Tarazon, J.A., Batalla, R.J., Vericat, D. y Francke, T. 2009. Suspended sediment transport in a highly erodible catchment: The River Isábena (Southern Pyrenees). *Geomorphology* 109, 210-221.
- López-Tarazón, J.A., Batalla, R.J. y Vericat, D. 2011. In-channel sediment storage in a highly erodible catchment: the River Isábena (Ebro basin, Southern Pyrenees). *Zeitschrift für Geomorphologie* 55 (3), 368-382.
- Piqué, G. 2012. Dinámica del sedimento fi a un riu de graves: l'Isábena (Conca de l'Ebre). Escuela Técnica Superior de Ingeniería Agraria, Universidad de Lleida.
- Trimble, S.W. 1983. A sediment budget for Croon Creek basin in the Driftless area, Wisconsin 1853-1977. *American Journal of Sciences* 283, 454-474.
- Walling, D.E. 1983. The sediment delivery problem. *Journal of Hydrology* 65, 209-237.
- Walling, D.E., Owens, P.N. y Leeks, G.J.L. 1998. The role of channel and floodplain storage in the suspended sediment budget of the River Ouse, Yorkshire, UK. *Geomorphology* 22, 225-242.
- Wilson, A.J., Walling, D.E. y Leeks, G.J.L. 2004. In-channel storage of fine sediment in rivers of southwest England. En Golosov, V., Belyaev, V. y Walling, D. E. (Eds.): *Sediment transfer through the fluvial system*. IAHS Publication 288, pp. 291-299.
- Wolman, M.G. 1954. a method of sampling coarse river-bed material. *Transactions of the American Geophysical Union*, 35. 951-956.

EXPORTACIÓN DE SEDIMENTO EN SUSPENSIÓN Y EN DISOLUCIÓN DE LA CUENCA DEL RÍO FOIX Y ANÁLISIS DE LOS EFECTOS DEL EMBALSE DE FOIX SOBRE EL TRANSPORTE

Suspended and dissolved sediment export of the river Foix basin and analysis of the dam effects on the transport

M. Borràs ⁽¹⁾, J. Farguell ^(2,3), R.J. Batalla ^(1,4)

- (1) Departamento de Medio Ambiente y Ciencias del Suelo, Universidad de Lleida, Alcalde Rovira Roure 191, 25918 Lleida. miriborr@hotmail.com
- (2) Departamento de Geografía Física, Universidad de Barcelona.
- (3) Departament d'Infraestructures de Control i Regulació. Agència Catalana de l'Aigua
- (4) Centre Tecnològic Forestal de Catalunya, Solsona
- (5) Institut Català de Recerca de l'Aigua, Girona.

Abstract: The river Foix Basin (NE of the Iberian Peninsula between the localities of Barcelona and Tarragona) drains a river basin with forest uses in headwater, crosses Penedés plain with a 28% of surface covered by vineyards, and counts with a dam which actual capacity is 3,75 Hm³. This study quantifies the suspended and dissolved sediment export in river Foix basin, considering different land uses. It has also been considered the role of the reservoir in the sediment holding capacity.

Palabras clave: Producción de sedimento, transporte en suspensión y en disolución, usos del suelo, embalse, río Foix.

Key words: Sediment production, suspended and dissolved transport, land uses, dam, River Foix.

1. INTRODUCCIÓN

Los ríos en estado natural tienden a mantener un equilibrio entre las zonas donde se generan los sedimentos y las zonas donde estos se depositan (Williams and Wolman, 1984). Hay diversos factores que pueden alterar este balance, facilitando el aumento de la cantidad de sedimento disponible para ser transportado por el curso del río (e.g. García-Ruiz and Valero-Garcés, 1998), o actuando como trampa de sedimento evitando su transporte hasta el depósito habitual de sedimentación (e.g. Petts, 1984).

En la cuenca del río Foix se observan estos dos factores. El cultivo mecanizado de la vid favorece el aumento de sedimento disponible debido a la disposición alineada a favor de la pendiente de las viñas ya que durante gran parte de tiempo del año el suelo queda descubierto. En la región del Penedés, la viña es un cultivo en expansión debido al reconocimiento de la denominación de origen que favorece la

expansión del mercado vitivinícola en el extranjero. La sustitución del cultivo tradicional en terrazas por cultivos extensivos sin terrazas, genera inestabilidad dando lugar a procesos erosivos que generan pérdida de suelo, llegando a una pérdida de producción del 50% (Ramos y Martínez-Casasnovas, 2006).

Por otro lado, el embalse situado en la parte media del río altera su equilibrio sedimentario, decreciendo los picos de caudal, la concentración de sedimentos y la carga total en suspensión. Estudios recientes incorporan el índice IR para cuantificar hasta qué punto el embalse mitiga las avenidas (Batalla et al., 2004; Shtober-Zisu y Inbar, 2005). Estos estudios hacen evidente que a medida que el índice aumenta decrece la frecuencia y la magnitud de las avenidas y, por tanto, su capacidad de transporte.

Muchos estudios se basan en el transporte de sedimento en suspensión para evaluar el efecto de los cambios de los usos del suelo

y la regulación de los ríos sobre la modificación del equilibrio hidromorfológico de las cuencas fluviales (Vericat y Batalla, 2006).

El estudio de la carga disuelta de los ríos nos da una idea de las tasas de denudación química y mecánica de las cuencas. Estudios como el de Walling y Webb (1983), indican que el transporte de solutos depende de la geología de la cuenca y de los procesos de denudación química que se producen en ella. El hecho de que este transporte sea constante en el tiempo, sin depender de las crecidas, permite evaluar las diferencias a lo largo del curso del río de forma constante, sin tener que esperar un caudal efectivo para el transporte. El objetivo de este trabajo es analizar el transporte en suspensión y en disolución en una cuenca Mediterránea en relación a sus usos del suelo y del efecto regulador de una presa en su tramo final.

2. AREA DE ESTUDIO

La cuenca del río Foix (310 km²) forma parte de las Cuencas Internas de Cataluña (Fig.1). Su cabecera se sitúa en la cordillera pre litoral, circula hacia la depresión pre litoral, aguas abajo atraviesa la cordillera litoral y acaba desembocando en las costas del Garraf. La longitud del río es de unos 50 km y desciende de los 700 m s.n.m a cota 0. La cuenca discurre por materiales del Triásico, predominando en cabecera arcillas y evaporitas, en la depresión pre litoral predominan gravas de origen cenozoico, en la zona del embalse predominan materiales del Cuaternario, Mioceno y Cretácico Inferior, y en la desembocadura predominan calizas del Cretácico.

Los usos del suelo cambian a largo del río, siendo básicamente forestales en cabecera y básicamente agrícolas en el resto de cuenca. De la extensión de suelo agrícola, un 70% es de cultivo de viña. Hidrológicamente la cuenca cuenta con un máximo en octubre y una crecida secundaria en primavera, y ambas

coinciden con el máximo estacional de precipitación. El caudal medio anual es de 0,25 m³/s. La presa de Foix fue construida en 1928 y estuvo operativa a partir de 1943 para poder regar los campos de cultivos colindantes, actualmente está en desuso. Inicialmente tenía una capacidad de 6 hm³, siendo de 3,74 hm³ en la última batimetría de 2003.

3. METODOLOGÍA

Para la evaluación del transporte de sedimento en suspensión y disuelto se establecieron 4 puntos de muestro y desde diciembre del 2010 a junio de 2011 se recogieron muestras de agua semanalmente con un USGS DH48 para mantener un control semanal. Asimismo se muestrearon los caudales de crecida a partir de 20 mm de precipitación acumulada en la estación de aforo. En el laboratorio se midió el contenido de sedimento en suspensión y en disolución (iones principales).



Fig. 1. Mapa de la cuenca del río Foix y de la localización de los puntos de muestreo.

Para la extrapolación del transporte de sedimento se usaron los datos en bruto ofrecidos por la Agència Catalana de l'Aigua en intervalos de 5 minutos, siendo

revisados y agrupados en períodos horarios para el año hidrológico 2010-2011. Una vez representada la serie se cuantificó el transporte total de sedimento para el período de estudio.

Para evaluar el papel del embalse en la retención de sedimento se usó el índice IR (Batalla et al., 2004) con un resultado de 0,44 (i.e. 44% de capacidad de regulación).

4. RESULTADOS

La producción de sedimento resultó ser de 38 t/km² para el punto de muestreo de cabecera, aproximadamente 471 t/km² para el punto situado aguas arriba del embalse, cerca de 26 t/km² para el punto de aguas abajo (Tabla 1). Este transporte se realizó, básicamente, en crecidas en forma de sedimento en suspensión, mientras que el sedimento en disolución tiene un transporte más continuo en el tiempo.

Tabla 1. Resumen del transporte de sedimento en suspensión (SS) y disuelto (SD) para cada punto de muestreo y su porcentaje sobre el total de transporte

	Área (km ²)	Transporte t/km ²			Transporte (%)	
		SS	SD	Total	SS	SD
1C	43	0,9	38,0	38,9	2,2	97,8
2M	96	0,1	10,9	11,0	0,55	99,5
3E	279	439,5	31,9	471,4	94,3	5,7
4A	300	0,1	26,3	26,4	0,5	99,6

Se observan cambios en el transporte según el uso del suelo, siendo un orden de magnitud superior en el punto de muestreo situado aguas arriba del embalse. De igual forma se observa un descenso de la concentración aguas abajo del embalse, siendo este valor inferior al de la cabecera de la cuenca. Podemos observar, también, que en el punto de muestreo de antes del embalse predomina, porcentualmente, el transporte en suspensión sobre el disuelto, siendo al revés aguas abajo del embalse.

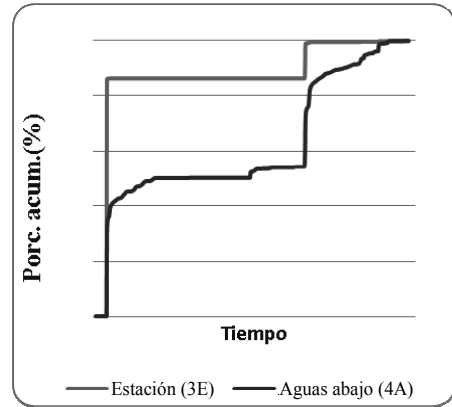


Fig. 2. Representación del transporte acumulado de sedimento en suspensión en el período de estudio en los puntos de la estación de aforo (3E) y aguas abajo del embalse (4A)

Si comparamos el transporte de sedimento entre los puntos de la estación de aforo (3E) y aguas abajo del embalse (4A), como se muestra en Fig. 2, observamos que el transporte en suspensión se produce básicamente durante las crecidas, siendo notablemente inferior en el punto situado aguas abajo del embalse por su efecto laminador de caudales.

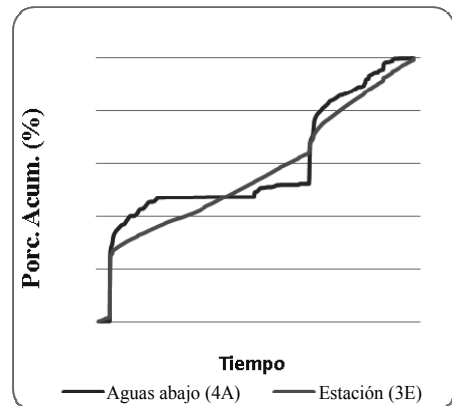


Fig. 3. Representación del transporte acumulado de sedimento en disolución en el período de estudio en los puntos de la estación de aforo (3E) y aguas abajo del embalse (4A)

Si por lo contrario observamos el transporte de solutos en estos dos puntos (Fig. 3), observamos que es constante en el punto situado antes del embalse e intermitente en el punto aguas abajo; este hecho es debido a que aguas abajo solo hay caudal circulante si hay una crecida del río.

5. CONCLUSIONES

Los datos de transporte de sedimento indican que los usos del suelo tienen un papel importante en la carga de sedimentos del río, en este caso aumentando su transporte. Se observa un incremento de dos órdenes de magnitud entre la cabecera de la cuenca, con uso básicamente forestal, y la estación de aforo que recoge las aguas que drenan los campos de viña. Por el contrario, el transporte de solutos se mantiene constante a lo largo de la cuenca siempre que exista un caudal circulante.

Observando las figuras del transporte acumulado entre los dos últimos puntos de muestreo, podemos indicar que no todo el sedimento en suspensión que es transportado en el punto situado antes del embalse es capaz de traspasarlo. Este se relaciona directamente con la pérdida de capacidad de almacenamiento del embalse, lo que prueba la última batimetría que da una pérdida de $2,26 \text{ hm}^3$ desde la construcción del embalse.

REFERENCIAS

- Batalla, R.J., Gómez, C.M., y Kondolf, G.M. 2004. Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin (Northeastern Spain). *Journal of Hydrology* 290, 1-2, 117-136.
- García-Ruiz, J.M., y Valero-Garcés, B. 1998. Historical geomorphic processes and human activities in the Central Spanish Pyrenees. *Mountain Research and Development* 18 (4), 309-320.
- Petts, G.E. 1984. *Impounded Rivers: Perspectives For Ecological Management*. Wiley, Chichester, U.K.
- Ramos, M.C., y Martínez-Casasnovas, J.A. 2006. Impact of land levelling on soil moisture and

runoff variability in vineyards under different rainfall distributions in a Mediterranean climate and its influence on crop productivity. *Journal of Hydrology* 321, 131-146.

Vericat, D. y Batalla, R.J. 2006. Sediment transport in a large impounded river: The lower Ebro NE Iberian Peninsula. *Geomorphology* 79, 72-92.

Walling, D.E. y Webb, B.W. 1983. The dissolved loads of rivers: A global overview. *Dissolved loads of Rivers and Surface Water Quantity/Quality Relationships*. IAHS Publ. 141, 3-20.

Williams, G.P. y Wolman, M.G. 1984. Downstream Effects of Dams on Alluvial Rivers. *U.S. Geological Survey Paper* 1286, Washington, USA.

SEGUIMIENTO DEL TRANSPORTE DEL SEDIMENTO EN SUSPENSIÓN EN LA RED FLUVIAL DEL ALTO TAJO

Monitoring of suspended sediment transport into the Upper Tagus fluvial network

C. Martín-Moreno⁽¹⁾, I. Zapico Alonso⁽¹⁾, J.B. Laronne⁽²⁾, J.F. Martín Duque⁽¹⁾, J.M. Nicolau⁽³⁾

- (1) Departamento de Geodinámica, Universidad Complutense, e Instituto de Geociencias (CSIC-UCM), Madrid. crismartin@geo.ucm.es
 (2) Department of Geography & Environmental Development, Ben Gurion University of the Negev, Beer Sheva, Israel
 (3) Departamento de Agricultura y Economía Agraria, Universidad de Zaragoza, Zaragoza

Abstract: The fluvial network of the Upper Tagus Natural Park (UTNP) (Guadalajara) is distinguished by the high quality of its aquatic ecosystems. Mined areas (mainly inactive) and gullies located at the buffer zone of the UTNP have been identified as a main source of sediments in this region, with potential ecological negative effects. Therefore, a monitoring network to measure suspended sediment concentration (SSC) is being installed here. It incorporates automatic and non automatic sampling stations. The main objective is to measure turbidity, thereby quantifying SSC and water level (to calculate water discharge). Preliminary results show that rainfall with moderate or low intensity produces SSC values considerably higher than dictated by the 78/659/CEE water regulation, hypothesizing that high SSC is also characteristic in the absence of mines. The installation of this monitoring network is an important step to understand the main environmental problem related to sediment emission in the UTNP.

Key words: suspended sediment transport, turbidity, protected areas, Upper Tagus Natural Park

Palabras clave: transporte de sedimento en suspensión, turbidez, espacios naturales, Parque Natural del Alto Tajo

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Contexto y antecedentes

El Parque Natural del Alto Tajo se caracteriza por un paisaje de hoces y cañones en el que destacan la calidad de las aguas de sus ríos y los ecosistemas ligados al medio fluvial. En la Zona Periférica de Protección (ZPP) del Parque Natural se localizan varias explotaciones mineras de caolín que presuntamente generan un impacto hidrológico, por emisión de sedimentos terrígenos detríticos, sobre la red fluvial natural del Parque y su entorno (especialmente las minas inactivas del entorno de la localidad de Peñalén). A su vez, existen inequívocas fuentes naturales de emisión de sedimentos a esa red, como una serie de cárcavas. Esta problemática ambiental ya fue explicada en la X Reunión Nacional de Geomorfología (Martín Moreno *et al.*, 2008).

Los estudios sobre erosión del suelo y

transporte de sedimentos en ambientes Mediterráneos, en cuencas con distintos usos del suelo, son numerosos (véase, por ejemplo, García-Ruiz, 2010, donde se recopilan algunos de los más recientes). Estos estudios han permitido un mejor entendimiento de los procesos que tienen lugar en esas cuencas, así como la estimación de la producción de sedimentos en las mismas. El desarrollo de estudios de esta naturaleza en cuencas que incluyen explotaciones mineras se refiere sobre todo a: estudios a escala de ladera mediante el seguimiento de parcelas; a escala de *microcuenca* (p.e. Pérez-Domingo *et al.*, 2010); o a escala de cuenca, mediante la aplicación de modelos de predicción de la erosión (Trabucchi *et al.*, 2012).

Un análisis detallado de la problemática ambiental asociada al impacto hidrológico del Alto Tajo revela que las fuentes de sedimentos son diversas (minas, cárcavas) así como su relación espacial e hidrológica

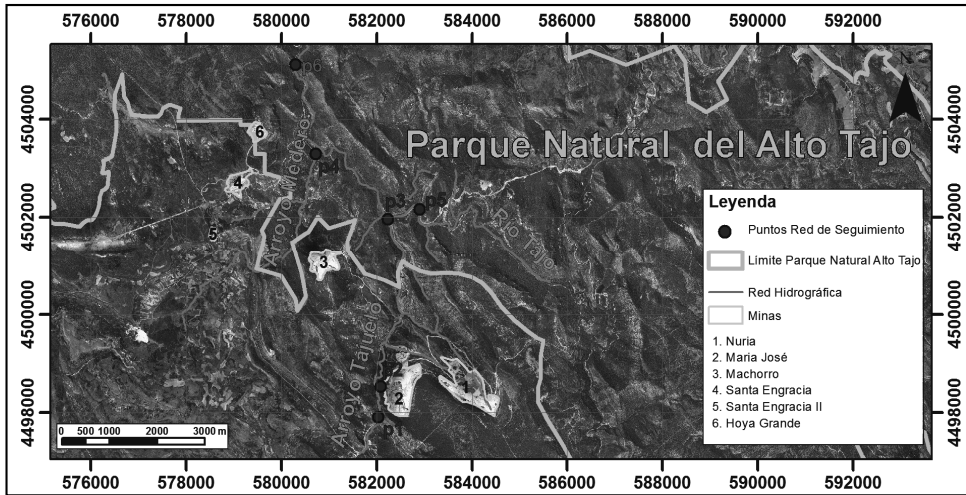


Fig. 1. Mapa de localización de las estaciones de la red de seguimiento del Alto Tajo. Sistema de Coordenadas UTM-30 N, Datum: ETRS 1989. Fuente: elaboración a partir de las ortofotos del PNOA correspondientes a las hojas 514 y 539.

(Martín Duque *et al.*, 2009). Con el fin de comprender adecuadamente las fuentes y la dinámica de los sedimentos que llegan a la red fluvial de este entorno, se ha comenzado a instalar una red de seguimiento (Fig. 1). Esta red se centra en la monitorización continua de la turbidez (para estimación de sedimentos en suspensión) y del nivel del agua (para estimación de caudales). El objetivo es calcular la concentración de sedimentos en suspensión (CSS) tanto en las zonas de la red fluvial que están presuntamente afectadas por la minería como las que no.

1.2. Área de estudio

Está situado en la ZPP del Parque Natural del Alto Tajo, y corresponde, principalmente, a las cuencas de los arroyos Tajuelo (30 km²) y Merdero (14 km²). El paisaje se caracteriza por mesas y cañones. La altitud varía desde los 1.400 m s.n.m (en las parameras) a los 1.000 m s.n.m (en el río Tajo). La litología la componen esencialmente rocas calizas y arenas silíceas con niveles de caolín (*Facies Utrillas*). En las mesas los suelos son principalmente luvisoles crómicos y cambisoles calcáricos; las laderas están cubiertas por coluvión carbonático con

cambisoles calcáreos. El clima es mediterráneo templado con veranos secos y suaves con influencia continental. La precipitación media anual es de 780 mm y la temperatura de 10°C. En cuanto a la vegetación y a los usos del suelo predominan los pinares (*Pinus nigra ssp. salzmanii*) y quejigares (*Quercus faginea*) y minoritariamente las zonas de cultivo de secano. Como ya se ha indicado, en la comarca existen explotaciones mineras (activas e inactivas) así como cárcavas.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

2.1. Red de seguimiento

La red de seguimiento está formada por seis estaciones equipadas con diferentes instrumentos de medición, como puede verse en la Tabla 1. Todas ellas cuentan con muestreadores de sifón para obtener muestras puntuales y poder estimar la CSS (g/l) en distintos puntos de la red. La estación **p4**, además, cuenta con el muestreador automático ISCO 6712. Las muestras de agua se analizan en el laboratorio para el cálculo de CSS.

Las estaciones **p2**, **p3** y **p4** registrarán datos de altura del agua (m), temperatura del agua (°C) y turbidez (NTU) cada 10

Tabla 1. Estaciones de la red de seguimiento del Alto Tajo y equipamiento de cada una de ellas.

CÓDIGO Y NOMBRE	ÁREA CUENCA (Km ²)	PENDIENTE MEDIA CANAL (%)	DESCRIPCIÓN DEL EQUIPAMIENTO
<i>p1. Arroyo Tajuelo</i>	18,8	10,9	- Muestreadores de sifón
<i>p2. Salida balsa mina María José</i>	0,5*	2,0*	- Muestreadores de sifón - Turbidímetro <i>Global Water</i> WQ710 (0-1000 NTU) - Sensor de presión UNIK 5000 - Sensor temperatura <i>Global Water</i> WQ101 - <i>Flume</i> tipo H
<i>p3. Arroyo Tajuelo- desembocadura</i>	30,2	12,0	- Muestreadores de sifón - Sensor presión <i>Global Water</i> WL 16 con sensor de temperatura integrado - Turbidímetro Sonda <i>HACH</i> Solitax sc (0- 4000 NTU)
<i>p4. Arroyo Merdero- desembocadura</i>	13,5	14,9	- Muestreadores de sifón - ISCO modelo 6712FS con módulo 720 (sensor presión) - Sonda multiparamétrica <i>YSI</i> 600 OMS V2 (sensor de turbidez (0- 4000 NTU), temperatura y conductividad).
<i>p5. Río Tajo- aguas arriba minas</i>	484,0	13,9	- Muestreadores de sifón
<i>p6. Río Tajo- aguas abajo minas</i>	537,0	14,9	- Muestreadores de sifón

*Área de la mina María José y pendiente del flume

minutos. Todos los instrumentos han sido calibrados ya en laboratorio. Para la calibración de los turbidímetros se usaron sedimentos de los propios arroyos.

Las estaciones se han distribuido de tal forma que se pueda estudiar la dinámica de los sedimentos en el río Tajo aguas arriba y aguas abajo de los afluentes afectados por minería y cárcavas, así como en los propios afluentes.

Los datos obtenidos se relacionarán con datos de precipitación registrados por un pluviógrafo situado en el área de estudio. Se realizarán aforos con molinete para construir la curva de gastos de cada estación. También se estimarán caudales de forma empírica mediante la ecuación de Manning.

2.2. Caracterización de las cuencas y los lechos fluviales

Como complemento a la red de seguimiento, y siempre con el objetivo de determinar posibles modificaciones del sistema fluvial debidas a un aporte acelerado de sedimentos, se describirán el lecho y las formas erosivas y sedimentarias tanto del río Tajo como de sus afluentes. Para ello se realizarán fotografías acuáticas y reconocimientos de formas y depósitos fluviales en toda la red.

3. RESULTADOS

A fecha de febrero de 2012, la única estación completa es la *p3*. También están instalados los muestreadores de sifón en *p1*, *p5* y *p6*. Desde febrero de 2011 se han registrado 25 eventos de distinta magnitud en la estación *p3*, con una duración de entre 2 y 14 horas. El 56% de ellos se produjeron en la primavera de 2011. Es importante señalar que los datos aquí presentados son preliminares.

El valor máximo de turbidez ha sido 4000 NTU (18 g/l) y el mínimo 0.86 NTU (0 g/l), siendo los valores inferiores a 32 NTU los más abundantes (90% aprox.).

La figura 2 representa, a modo de ejemplo, el evento registrado el 3/11/2011 en la citada estación *p3*. La figura parece indicar una relación entre el aumento de la profundidad del agua, la turbidez y la lluvia registrada.

Las muestras de agua analizadas presentan valores de CSS en un rango de 0.07 g/l a 0.94 g/l. Los valores de CSS calculados a partir de muestras de agua tomadas en la estación *p3* han sido comparados con los estimados a partir del turbidímetro instalado en el mismo lugar (calibración de laboratorio). Esta comparación nos permite mejorar la ecuación de calibración del turbidímetro de la estación *p3*.

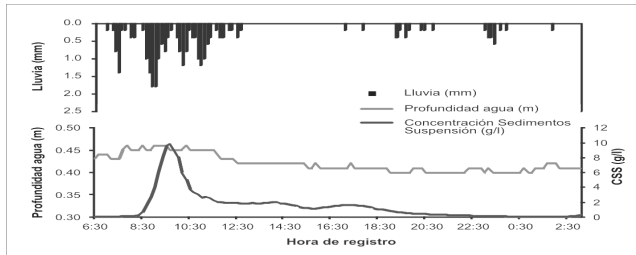


Fig. 2 Hidrograma e hietograma del evento registrado el 3 de noviembre de 2011 en la estación p3.

4. CONCLUSIONES

La red de seguimiento del Alto Tajo supone un gran avance para los estudios, sobre este tema, que se llevan realizando desde 2007. Esta red permitirá la medición continua de sedimentos en suspensión y caudales. Cuando la red de seguimiento esté totalmente instalada, y junto con otros estudios adicionales, se conocerá de forma más precisa la influencia de las principales fuentes de sedimentos en el Alto Tajo.

Los eventos registrados en la estación p3 y las muestras de agua analizadas muestran valores de CSS superiores a 25 mg/l (límite para aguas salmonícolas, Directiva 78/659/CEE). Esto revela que lluvias de poca intensidad pueden producir valores de CSS mayores de lo establecido en puntos aguas arriba de las minas.

La red de seguimiento sólo estima la CSS, no la carga de fondo. Por esta razón, en el futuro se instalará una trampa tipo Reid-Birkbeck (ver Lucía *et al.*, 2010) en una cárcava arenosa situada en la cuenca del arroyo Tajuelo.

Agradecimientos

Este trabajo representa una contribución de los proyectos S2009AMB-1783 y CGL2010-21754-C02-01. Parte del equipamiento ha sido adquirido gracias a la empresa CAOBAR S.A. y a la línea de subvenciones para la realización de actuaciones de apoyo a la conservación de las áreas y recursos naturales protegidos recibida por el Ayuntamiento de Peñalén (Consejería de Industria, Energía y Medio

Ambiente de Castilla La Mancha). La contribución de Ignacio Zapico forma parte de su beca predoctoral JAE-Predoc del CSIC.

REFERENCIAS

- García-Ruiz, J.M. 2010. The effects of land uses on soil erosion in Spain: a review. *Catena* 81, 1–11.
- Lucía, A., Martín-Duque, J.F., Laronne, J.B. y Sanz-Santos, M.A. 2010. Seguimiento del transporte de sedimentos en un canal efímero de fondo arenoso. La estación experimental de la "Barranca de los Pinos. En Úbeda, X., Vericat, D. y Batalla, J.R. (Eds.): *Avances de la Geomorfología en España, 2008-2010*, SEG, Solsona, 251-254.
- Martín Duque, J.F., Martín, C., Nicolau, J.M., Sanz, M.A. y Lucía, A. 2009. Impacto hidrogeomorfológico de las minas y escombreras de Peñalén (Guadalajara) sobre el Parque Natural del Alto Tajo. *Rev. Cuaternario y Geomorfología* 23(3-4), 11-24.
- Martín Moreno, C., Zapico, I., Nicolau, J.M., Martín Duque, J.F., Lucía, A y Sanz, M.A. 2008. Geomorfología y gestión del Parque Natural del Alto Tajo (2). Estimación de la emisión de sedimentos de la cuenca del arroyo Peñalén mediante RUSLE 1.06. En Benavente, J. y Gracia, F.J. (Eds.): *Trabajos de Geomorfología en España 2006-2008*, SEG, Cádiz, 463-46.
- Pérez-Domingo, S., Comin, F., De Miguel, L., Trabucchi, M. y Nicolau, J.M. 2010. Hidrología a escala de cuenca de paisajes derivados de la restauración minera. En Úbeda, X., Vericat, D. y Batalla, J.R. (Eds.): *Avances de la Geomorfología en España 2008-2010*, 169-172
- Trabucchi, M., Puente, C., Comin, F., Olague, G. y Smith, S. 2012. Mapping erosion risk at the basin scale in a Mediterranean environment with opencast coal mines to target restoration action. *Regional Environmental Change*, 1-13.

SESIÓN IX. GEOMORFOLOGÍA DE ZONAS ÁRIDAS Y SEMIÁRIDAS

CONTROL DE LA METEORIZACIÓN EN LA DINÁMICA EROSIVA DE UNA CUENCA SEMIÁRIDA. BARDENAS REALES (PROVINCIA DE NAVARRA). G. Desir, C. Marín. **Weathering control on erosion processes in a semiarid catchment. Bardenas Reales (Navarra province).**

UNA REVISIÓN DE LOS EFECTOS GEOMORFOLÓGICOS DEL ABANDONO DE CAMPOS EN PENDIENTE Y BANCALES EN LA MONTAÑA MEDITERRÁNEA. N. Lana-Renault, J.M. García-Ruiz, J. Arnáez. **Erosive consequences of farmland abandonment in terraced and sloping fields in the Mediterranean mountains – A Review.**

DIFERENTES FORMAS DE EROSION EN FUNCION DE LAS CONDICIONES CLIMATOLÓGICAS, LITOLÓGICAS Y GEOMORFOLÓGICAS EN BARDENAS REALES (PROVINCIA DE NAVARRA). C. Marín, G. Desir. **Different erosion forms depending on climatic, lithological and geomorphological conditions in Bardenas Reales (Navarra Province).**

DIFERENCIAS HIDROLÓGICAS RELACIONADAS CON LOS CAMBIOS DE USOS DEL SUELO: CARCAVAS Y BOSQUE DE REPOBLACIÓN. E. Nadal-Romero, P. Serrano-Muela, D. Regüés. **Hydrological differences related to land use/land cover changes: badlands and reforestations.**

INCERTIDUMBRE EN LA EVALUACIÓN DEL TRANSPORTE DE SEDIMENTO EN SUSPENSIÓN EN CÁRCAVAS DEL PIRINEO CENTRAL. D. Regüés, E. Nadal-Romero. **Uncertainty in the evaluation of suspended sediment transport in badlands from the Central Pyrenees.**

PERDIDA DE SUELO POR PROCESOS DE *PIPING* EN LA REGIÓN DE MURCIA. A. Romero Díaz, A. Sánchez Soriano, P. Marín Sanleandro. **Soil loss for piping processes in the Region of Murcia.**

CONECTIVIDAD DE LOS PROCESOS EN LADERAS CON DISTRIBUCIÓN ESPACIAL HETEROGÉNEA DE LA VEGETACIÓN. E. Zlotnik Domínguez, E. Arnau Rosalén, S. Perez Domingo, A. Calvo Cases. **Processes connectivity on hillslopes with heterogeneous spatial distribution of soil surface components.**

EROSION PINS, PROFILE AND LASER SCANNERS FOR SOIL EROSION MONITORING IN ACTIVE HILLSLOPES IN BADLANDS OF SE SPAIN. A. Solé-Benet, A. Afana, Y. Cantón. **Clavos de erosión, perfiles y escaneos láser para el seguimiento de la erosión en laderas activas de badlands del SE de España.**

MICROTOPOGRAFÍA Y RED DE DRENAJE EN LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE PROCESOS DE EROSIÓN EN UNA LADERA CULTIVADA CON VIÑEDOS (LA RIOJA, ESPAÑA). I. Galilea, L. Ortigosa, N. Lana-Renault, J. Arnáez. **Microtopography and drainage network in the spatial distribution of erosion processes in a slope cultivated with vineyards (La Rioja, Spain).**

LA EVOLUCIÓN HIDROGEOMORFOLÓGICA DEL ABANDONO DE BANCALES ABORDADA DESDE UNA PERSPECTIVA MULTIESCALAR. N. Lana-Renault, I.

Galilea, J.A. Llorente, L. Ortigosa, M. Oserín, P. Ruiz-Flaño, N. Pascual, J. Arnáez. **The hydrogeomorphological evolution of abandoned terraced fields studied from a multiscale perspective.**

INFLUENCIA DEL ABANDONO DE CULTIVOS EN LOS PROCESOS DE DEGRADACIÓN DE SUELOS EN LA REGIÓN DE MURCIA. A. Romero Díaz, F. Robledano, F. Belmonte, V. Zapata, J.D. Ruíz Sinoga. **Influence of land abandonment in soil degradation processes in the Murcia region.**

CONTROL DE LA METEORIZACIÓN EN LA DINÁMICA EROSIVA DE UNA CUENCA SEMIÁRIDA. BARDENAS REALES (PROVINCIA DE NAVARRA)

Weathering control on erosion processes in a semiarid catchment. Bardenas Reales (Navarra province)

G. Desir⁽¹⁾, C. Marín⁽¹⁾

(1) Departamento de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. C/Pedro Cerbuna 12. C.P.- 50009. Zaragoza. gdesir@unizar.es

Abstract: Erosion is the dominant morphogenetic process at Bardenas Reales due to three main factors, climate, geology and human intervention. The relative importance of each one of these factors is reflected, not only in which erosion mechanism acts, but also and above all in their magnitude and intensity. The potential erosion in the study area is controlled by the sediment supply, almost coming from regolith weathering (*erosion detached-limited model*).

Climate, with a strong aridity and high erosivity, show scarce and irregularly distributed rains, strong winds and an annual oscillation of temperatures arriving to exceed 50 ° C. From the geological point of view the study area is built up on highly erodible clay rich soils. These clays have higher sodium contents (SAR and ESP) and in response to a change in moisture content they often exhibited shrinking or swelling processes causing soil cracking and popcorn morphologies. These factors control the hydrological response of the soil and bedrock weathering. Nevertheless, weathering is not homogeneous and varies widely with slope exposure, gradient and length giving place to a strong dissymmetry between hillsides with opposite exposure. Regolith thickness, same as soil moisture content, can vary even in an order of magnitude from one slope to other. Both, regolith thickness and soil moisture allow or inhibit the presence of the different erosion mechanism acting on badland slopes. The results obtained in this study show that spatial and temporal distribution pattern of erosion processes are function of weathering and climate.

Palabras clave: procesos de erosión, meteorización, agrietamiento, clima semiárido

Key words: erosion processes, weathering, cracking, semiarid climate

1. INTRODUCCIÓN

La intensidad y la magnitud de los diferentes mecanismos de erosión en una zona son función directa de las características de los materiales y de la climatología. La erosión en un área está controlada por el clima, especialmente la precipitación (Toy et al., 2002) dado que el volumen anual, la distribución interanual y la intensidad son parámetros directos que miden la erosividad. Muchos autores señalan la importancia de un contraste estacional y de variabilidad en las precipitaciones (Jones, 1981; López-Bermúdez y Romero Díaz, 1992; Gutiérrez et al., 1995). Durante el período húmedo se genera escorrentía superficial y erosión. Posteriormente, a lo largo del período seco, se forman grietas de desecación y la meteorización del material. La mineralogía

y las propiedades físico- químicas controlan la erodibilidad y la actividad de los procesos implicados, así como su incidencia en la morfología del área (Campbell, 1997; Gutiérrez et al., 1995).

El estudio plantea compaginar el análisis de procesos de meteorización y erosión con información relativa a la respuesta hidrológica y la disponibilidad de sedimento susceptibles de ser movilizados. La erosión potencial del área de estudio está controlada por la cantidad de sedimentos disponibles, la cual a su vez es función de la tasa de meteorización del regolito respondiendo a un modelo erosivo limitado por disgregación del material (*erosion detached-limited model*).

Para conocer las variaciones espaciales y temporales asociadas a los procesos de meteorización se han realizado muestreos periódicos y un seguimiento del regolito,

en laderas con exposiciones norte y sur. Ello permite establecer relaciones entre indicadores del estado físico y químico (densidad aparente, resistencia mecánica superficial y análisis de elementos) y algunas variables asociadas al estado físico (humedad, temperatura) y relacionarlas con los factores que dan lugar a uno u otro tipo de mecanismo de erosión

2. ÁREA DE ESTUDIO Y MATERIALES

Las Bardenas Reales son una depresión erosiva de 415 km² situada en el sector centro-occidental de la Depresión del Ebro, al noreste de España. Está constituida por materiales terciarios sedimentarios en los márgenes de la depresión y por holocenos en el centro de la misma.

Climáticamente, la zona de estudio es semiárida con temperaturas medias anuales de 13°C. La precipitación, con una media anual de 350mm, presenta una distribución anual e interanual irregular. Las lluvias se reparten en dos máximos a lo largo del año, uno en primavera y otro en otoño. Durante estos máximos, las lluvias son de carácter tormentoso. En general, se trata de lluvias de elevada intensidad y corta duración, lo que les confiere una alta erosividad.

Geológicamente, las Bardenas están constituidas por materiales terciarios pertenecientes a las Fm. Yesos de Lerín, Fm. Tudela y a la Fm. Calizas de Sancho Abarca (Marín, 2011) y cuaternarios situados, estos últimos, en el centro de la Depresión erosiva. Los depósitos cuaternarios son arcillas y limos holocenos provenientes del lavado de las arcillas terciarias de la Fm. Tudela. En el presente trabajo solo se han contemplado las arcillas miocenas de la Fm. Tudela. Las características de las arcillas terciarias aparecen reflejadas en la tabla I.

3. RESULTADOS Y DISCUSION

La manera en que los materiales reaccionan a las precipitaciones en las zonas

semiáridas está influenciada por procesos físico-químicos. Éstos, a su vez, están controlados por la composición mineralógica de los materiales. La velocidad de alteración del sustrato está totalmente controlada por el clima, existiendo una relación directa entre el número de días con precipitación y de niebla con la alteración del regolito. Así, el tipo de precipitación y la distribución de la misma a lo largo del año condicionan la erosividad de la lluvia y, por tanto, la erosión hídrica. Si bien la mayoría de los procesos de erosión en Bardenas Reales son debidos a la acción del agua (Desir y Marín, 2007), cabe destacar también la presencia de fuertes vientos de componente NW que, en ocasiones, provocan la movilización de gran cantidad de material que puede ser exportado fuera de la cuenca.

Como es característico de los medios semiáridos, el dominio relativo de un proceso sobre el otro está controlado por la distribución, tanto temporal como estacional de las precipitaciones y de los procesos de evapotranspiración, además de por la tasa de meteorización del sustrato. Los materiales presentes están sometidos a numerosos procesos físicos y químicos, que destruyen la roca primitiva dando lugar a la formación de un regolito. En las regiones áridas es de escasa potencia (20-30 cm) y la capa superficial presenta un marcado agrietamiento. En las Bardenas Reales se han medido diferencias de hasta 15 cm en la potencia del regolito entre laderas con exposición contrapuesta (Marín, 2011). Esta disimetría es también observable a nivel de cuenca donde, las morfologías acaravadas y los procesos reguerización y abarrancamiento, presentan mayor desarrollo en las laderas con exposición sur o solana. Mientras en las laderas norte cobra mayor importancia las morfologías ligadas a movimientos de masas.

Durante el período húmedo se generan importantes volúmenes de escorrentía superficial. Posteriormente, a lo largo del

periodo seco prolongado, se produce la formación de grietas de desecación y la meteorización del sustrato. En Bardenas, el clima es de tipo mediterráneo con una marcada distribución irregular a lo largo del año (Gutiérrez et al., 1995, Marín, 2011). La presencia de una precipitación de tipo estacional o muy variable da lugar al agrietamiento del suelo durante los periodos secos. Estas variaciones se reflejan en el hinchamiento, grado de dispersión de las arcillas en el regolito y, por consiguiente, en la infiltración. Estas grietas constituyen las principales vías de penetración del agua de escorrentía en el regolito. El agrietamiento va en ocasiones ligado a la presencia de arcillas hinchables o a arcillas con elevados contenidos en sodio intercambiable (Tabla 1).

El regolito se va formando in situ y su potencia es función de los ciclos de humectación y secado, y de las horas de insolación. Por eso es mucho mayor en las laderas norte que en las laderas con orientación sur, donde la insolación es mayor. Otro proceso muy importante en la meteorización del sustrato es el lavado de sales, especialmente las sódicas, que se depositan en las capas superficiales. La presencia de elevados contenidos de sodio (Tabla 1) condiciona la geometría y profundidad de las grietas que se forman por contracción. Otro factor importante que controla el agrietamiento y, por tanto, la entrada de agua en el regolito es la pendiente. El agua que se infiltra a través de las grietas alcanza elevadas velocidades aumentando su capacidad de arrancar material, reduciendo el tiempo de contacto con el regolito e inhibiendo la infiltración. Las elevadas pendientes hacen que las grietas, altamente penetrativas, independicen celdillas de contorno octogonal a subcircular que como consecuencia del hinchamiento presentan formas abombadas, dando lugar al desarrollo de estructuras en *popcorn*. Como se desprende de los análisis físico-químicos, el regolito presenta un elevado valor de SAR y ESP, lo que indica que son

materiales dispersivos con una capacidad de hinchamiento en torno al 12% (Gutiérrez et al., 1995).

En función de la pendiente y de la densidad y patrón de agrietamiento, el resultado es que en las épocas húmedas, por lluvias o nieblas, el agua penetra fácilmente y se acumula en el interior del regolito, de modo que al no existir evaporación, el material alcanza rápidamente el límite plástico y es capaz de fluir, dando lugar a coladas de barro y movimientos de masa. Los índices de plasticidad oscilan de 5.0 a 18.7, lo que indica que son muestras con un tránsito rápido del comportamiento plástico al líquido (Gutiérrez et al., 1995; Marín y Desir, 2008). Estas se dan preferentemente en las laderas de umbría. La diferencia de insolación entre laderas con orientación contrapuesta, da lugar a importantes diferencias en el contenido de humedad, que pueden ser de hasta un orden de magnitud. La importancia y extensión de estos movimientos de masas es relativamente alta, especialmente en los meses de invierno, donde se han registrado coladas que superan los 89 m³ de material movilizado (Marín, 2011).

En las laderas de umbría, donde la insolación es menor, la potencia del regolito puede llegar a ser unas 7 veces más que en de las laderas de solana, 15-20 cm frente a 2-3 cm. En la mayoría de las ocasiones, en las zonas en las que se generan coladas de barro, la cicatriz de arranque y el material que se moviliza proviene únicamente de las laderas de umbría.

Cuando el límite plástico no es alcanzado el regolito permanece empapado, incrementando los procesos de lavado de sales y la alteración del sustrato. En este caso, se generan procesos de *creep* con pequeños desplazamientos, que son inducidos por la acción de la gravedad al aumentar el peso debido al contenido de agua. Esto da lugar a una apertura de las grietas preexistentes.

Estas grietas, en función de la potencia del

Tabla 1. Resultado de los análisis de las propiedades físico-químicas de los materiales terciarios. ID, Índice de dispersión 4μ . SAR, porcentaje de sodio adsorbido. ESP, porcentaje de sodio intercambiable. DR, Densidad Real.

	pH (1:25)	cE (mS)	MO (%)	ID	SAR	ESP	DR (g/cm ³)
M1	9,2	3,7	0,2	0,76	44,63	38,64	2,27
M2	8,9	4,1	0,2	0,35	51,43	42,19	2,26
M3	8,7	2,9	0,2	0,60	24,06	25,03	1,99
M4	8,4	5,0	0,3	0,56	38,88	35,36	2,27
M5	8,7	3,8	0,2	0,61	33,69	32,08	2,17

regolito y de la pendiente de la ladera, pueden alcanzar dimensiones superiores a los 5 cm de anchura, traduciéndose en la principal vía de entrada de agua en el sustrato, y favoreciendo así su alteración.

Durante los máximos pluviométricos, las lluvias presentan poco volumen y elevadas intensidades que generan importantes volúmenes de escorrentía (Gutiérrez et al, 1995, Desir y Marín, 2007, Marín, 2011). Esta escorrentía está controlada por el patrón de agrietamiento, la potencia del regolito y, sobre todo, por la pendiente de la ladera sobre la cual se desarrolla. En las primeras lluvias de primavera se produce la máxima erosión. Para volúmenes pequeños de precipitación, la respuesta erosiva es mayor a la que se produce en eventos posteriores de igual magnitud e intensidad. Ello se debe a que la disponibilidad de material para ser movilizado es máxima al inicio del ciclo húmedo, debido a que los procesos de meteorización se producen principalmente en invierno y la potencia del regolito es elevada.

Las primeras lluvias se producen cuando la erodibilidad del sustrato es máxima. Pues los primeros centímetros del regolito están formados por un conjunto de agregados, que se mantiene cohesionados por una débil costra superficial, que actúa a modo de coraza y, por las sales procedentes de la evapotranspiración. precipitación, la cantidad de sedimentos movilizada es menor (Fig.1).

En eventos posteriores la disponibilidad de material va decreciendo y para eventos con igual intensidad y volumen de

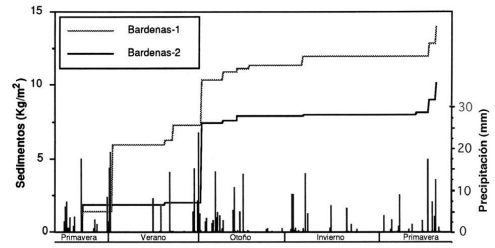


Fig. 1. Curva acumulativa de los sedimentos erosionados y su distribución estacional frente a la precipitación.

4. CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos en este estudio muestran el control del clima y la incidencia de la meteorización del regolito en la distribución espacial y temporal de procesos de erosión.

REFERENCIAS

Campbell, I.A. 1997. Badlands and badland gullies. En Thomas, D.S.G. (Ed.): *Arid Zone Geomorphology: Processes, Form and Change in Drylands*. Wiley, London, 261-292.

Desir, G. y Marín, C. 2007. Factors controlling the erosion rates in a semi-arid zone (Bardenas Reales, NE Spain) *Catena*, 71(1), 31-40

Gutiérrez, M., Sancho, C., Desir, G., Sirvent, J., Benito, G. y Calvo, A. 1995. *Cuantificación de la erosión hídrica y procesos geomorfológicos en terrenos arcillosos y yesíferos de la Depresión del Ebro*. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Universidad de Zaragoza, 389 p.

Jones, J.A.A. 1981. *The nature of soil piping- a review of research*. British Geomorphological Research. Group Research Monograph 3. GeoBooks. Norwichm 301 p.

López-Bermúdez, F. y Romero-Díaz, A. 1992. Génesis y consecuencias erosivas de las lluvias de alta intensidad en la región mediterránea. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 19, 7-28.

Marín, C. 2011. *Estudio de la erosión y morfologías resultantes en un área de clima semiárido (Bardenas Reales, Navarra)*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza, 268 p.

Toy, T.J., Foster, G. y Renard, G. 2002. *Soil Erosion: Processes, Prediction, Measurement and Control*. Wiley, New York, 338 p.

UNA REVISIÓN DE LOS EFECTOS GEOMORFOLÓGICOS DEL ABANDONO DE CAMPOS EN PENDIENTE Y BANCALES EN LA MONTAÑA MEDITERRÁNEA

Erosive consequences of farmland abandonment in terraced and sloping fields in the Mediterranean mountains – A Review

N. Lana-Renault ⁽¹⁾, J.M. García-Ruiz ⁽²⁾, J. Arnáez ⁽¹⁾

- (1) Área de Geografía Física (DCH), Edificio Luis Vives, Universidad de La Rioja, 26004, Logroño. noemi-solange.lana-renault@unirioja.es
 (2) Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Campus de Aula Dei, Apdo. 13034, 50080, Zaragoza

Abstract: Farmland abandonment affects large areas in Mediterranean mountains. It is a complex process influenced by climatic conditions, soil characteristics, land uses before and after the abandonment, and the type of fields. This study presents a review of the geomorphological effects of farmland abandonment with published information from 43 study sites. The effects in terraced fields have been mostly studied at the plot and small catchment scale whereas in sloping fields studies have been carried out from a wider range of spatial scales. In general, a decline in soil loss has been observed due to an increase in plant cover and a decrease in runoff generation. This has resulted in narrowing and incision of alluvial plains and a decline in sedimentation level in reservoirs. In terraced fields, an increase in soil erosion due to small landslides in the spaces between terraces has been detected. However, their role as sediment source is still not well known.

Palabras clave: abandono de tierras, erosión, campos en pendiente, banales, montaña mediterránea

Key words: farmland abandonment, erosion, sloping fields, terraced fields, Mediterranean mountain

1. INTRODUCCIÓN

El abandono de tierras de cultivo es uno de los rasgos más característicos de la evolución reciente de la agricultura de montaña, especialmente en la región mediterránea (García-Ruiz y Lana-Renault, 2011). Las consecuencias hidrológicas y geomorfológicas de este fenómeno han sido ampliamente estudiadas y dependen de una complejidad de factores tales como las condiciones climáticas, las características de los suelos, la gestión previa y posterior al abandono y el tipo de campo cultivado. En este trabajo se resumen los principales resultados obtenidos en los estudios sobre los efectos erosivos del abandono de tierras de cultivo, destacando las diferencias entre campos en pendiente y campos abancalados.

2. METODOLOGÍA

Se ha recogido información de 43 trabajos publicados en revistas nacionales e

internacionales y se ha elaborado una base de datos con 46 zonas de estudio diferentes de las que se ha obtenido información relativa a las condiciones climáticas, topográficas, litológicas, la edad de abandono, la gestión previa y posterior al abandono, la escala de trabajo, la metodología utilizada y los procesos de erosión dominantes. Además se han recopilado datos de producción de sedimentos, siempre y cuando fueran obtenidos bajo condiciones de lluvia natural y para un periodo mínimo de un año.

3. CARACTERÍSTICAS DE LAS ZONAS DE ESTUDIO ANALIZADAS

La mayor parte de las zonas analizadas se localizan en España (60%) y en Francia (24%) si bien también se ha obtenido información de trabajos realizados en Grecia (6%), Italia (4%), Portugal (4%) y Eslovenia (2%). La precipitación media

anual registrada en estas zonas varía entre 125 mm en Sierra de Gata (Oostwoud Wijdenes et al., 1999) y 1200 mm en el Pirineo Central (Gómez-Villar y García-Ruiz, 2000). Todas ellas se caracterizan por presentar un déficit hídrico en verano. Los campos abandonados fueron cultivados en su mayoría con cereal salvo en el caso de Grecia en donde los campos fueron principalmente cultivados con olivos.

La Tabla 1 muestra que existen diferencias en cuanto a las escalas de trabajo más utilizadas en cada modelo de campo. El estudio en campos abancalados se ha abordado fundamentalmente a escala de parcela. También, cuatro cuencas de pequeño tamaño han sido monitorizadas en este tipo de ambientes, tres en el Pirineo catalán (Llorens et al., 1992; Soler et al., 2008) y una en ambiente semiárido (Rambla Honda, Puigdefábregas et al., 1999). Los trabajos a escalas más amplias son escasos. El estudio de los efectos geomorfológicos en campos en pendiente se ha llevado a cabo desde todas las escalas espaciales, si bien en la bibliografía utilizada sólo se menciona una cuenca experimental, localizada en el Pirineo central (Lana-Renault y Regüés, 2009). Hay que señalar que en algunas zonas se ha trabajado a varias escalas espaciales como es el caso de Rambla Honda (Puigdefábregas et al., 1999) o la cuenca de Cárcavo (Lesschen et al., 2008).

En la mayoría de las zonas de estudio se han identificado y caracterizado los procesos de erosión dominantes. Además, en más de la mitad de los trabajos se han estudiado las propiedades físicas, químicas e hidrológicas de los suelos así como las características de la vegetación. Sólo en un 20% de las zonas estudiadas se han recogido datos de exportación de sedimento bajo condiciones de lluvia natural.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Tras el abandono de las actividades

agrarias, en todas las zonas de estudio se ha observado un descenso generalizado de la

Tabla 1. Distribución del número de lugares estudiados por escala de trabajo y modelo de campo abandonado

Escala de trabajo	Total	Campos en pendiente	Campos abancalados
Parcela (< 1 ha)	22	6	16
Cuenca experimental (1-1000 ha)	5	1	4
Cuenca (1000-10000 ha)	8	6	2
Regional (> 10000 ha)	15	6	0

actividad erosiva debido a un aumento de la densidad de la cubierta vegetal y a un descenso en la generación de escorrentía. Así, a escala de parcela, se ha observado que las zonas abandonadas reflejan tasas muy bajas de erosión del suelo en comparación con las cultivadas o puestas en barbecho (Koulouri y Giourga, 2007; Lasanta et al., 2010). No obstante, algunos de los campos abandonados y utilizados previamente sin protocolos de conservación del suelo se han convertido en laderas pedregosas, con suelos muy delgados, matorrales dispersos y signos importantes de erosión superficial (Ruiz-Flaño et al 1992). El resto de los antiguos campos han evolucionado hacia densas cubiertas de matorral y bosques donde las áreas fuente de sedimentos ocupan espacios cada vez más restringidos (Lana-Renault y Regüés, 2009). En ambientes semiáridos la colonización vegetal es mucho más lenta y la formación de una costra superficial en el suelo puede propiciar un incremento de la escorrentía y, ocasionalmente, más erosión (Sauer y Ries, 2008).

En las laderas de campos abancalados se han detectado no obstante nuevos procesos de erosión tras el abandono. Lo más destacado es el deterioro de los saltos entre banales y el consiguiente colapso del muro, causado por pequeños desprendimientos, sobre todo en vertientes cóncavas y al pie de laderas (Lasanta et al.,

2001; Cammeraat et al., 2005). Asimismo, se han detectado indicios de arroyamiento laminar, especialmente en los taludes al pie de los bancales y en las áreas sometidas a un pastoreo más intensivo (Lasanta et al., 2001). Por otra parte, en algunas zonas se ha registrado un aumento en la conexión entre laderas y cauces (Meerkerk et al., 2009) y una reorganización de la red de drenaje. En bancales sobre suelos margosos la tendencia a la formación de colapsos y redes de circulación subsuperficial (*piping*) es frecuente en ambientes semiáridos (Romero-Díaz et al., 2007).

Estos resultados sugieren que, tras el abandono, las laderas abancaladas presentan mayores tasas de actividad erosiva que los campos en pendiente. No obstante, poco se conoce sobre la cantidad de sedimento que es finalmente transferida a los cauces. La Fig. 1, elaborada a partir de la información recopilada en trabajos realizados a escala de cuenca, muestra que la producción de sedimento es menor en las cuencas abancaladas y mayor en las cuencas con campos en pendiente. Estos resultados estarían indicando que, en las cuencas estudiadas, las áreas fuente de sedimento están probablemente mejor conectadas con la red de drenaje en un ambiente de campos en pendiente. En áreas abancaladas, los saltos entre bancales, generalmente perpendiculares a la red de drenaje, influyen indudablemente en la conectividad hidrológica, de tal manera que allí donde los muros están más deteriorados posiblemente se restaure la red de drenaje original, favoreciendo la accesibilidad del sedimento a la red principal (Meerkerk et al., 2009). Sin embargo, aquellos muros que en la actualidad están intactos impedirán que la escorrentía y el sedimento lleguen a los cauces (Bellin et al., 2009).

Por último, a escala regional se ha detectado una reducción del aterramiento de los embalses que podría estar relacionada con el descenso de la producción de sedimento en zonas de

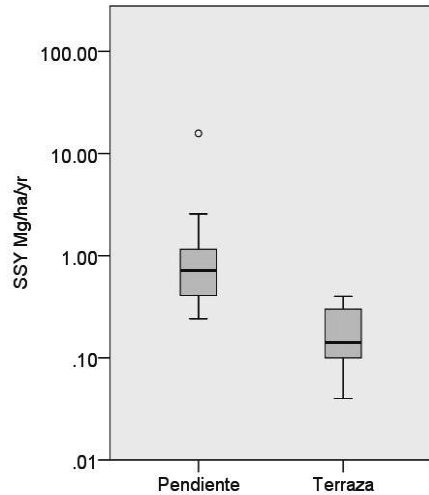


Fig. 1. Producción anual de sedimento (SSY) en cuencas con campos en pendiente y cuencas abancaladas (en el gráfico se indica la mediana, el primer y tercer cuartil y los centiles 10 y 90).

cabecera (García-Ruiz et al., 2010). Además, se han registrado ajustes fluviales relacionados el descenso en los aportes de sedimentos. Se ha observado un aumento de la vegetación en las barras fluviales y una tendencia a la estabilidad en los cauces de tipo *braided* (Beguería et al 2006). También se ha detectado una progresiva incisión de la mayoría de los cauces de cuencas afectadas por el abandono de cultivos (Liébault y Piégay, 2001; Keesstra et al., 2005). Los conos de deyección han reducido la superficie ocupada por los sectores más activos y se han atrincherado en sus propios sedimentos (Gómez-Villar y García-Ruiz, 2000).

5. CONCLUSIONES

El abandono de las tierras de cultivo conlleva un descenso progresivo y generalizado de la producción de sedimento en las zonas de cabecera que afecta a la morfología fluvial y a su dinámica. En las laderas abancaladas se detectan movimientos en masa que favorecen la erosión, si bien se desconoce todavía su papel como área fuente de

sedimento que contribuye a la red de drenaje.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado con el apoyo del proyecto INDICA (CGL2011-27753-C02-01 y 02) financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad. N. Lana-Renault es beneficiaria de un contrato posdoctoral dentro del programa “Juan de la Cierva”, financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad.

REFERENCIAS

- Beguería, S., López-Moreno, J.I., Gómez-Villar, A., Rubio, V., Lana-Renault, N. y García-Ruiz, J.M. 2006. Fluvial adjustments to soil erosion and plant cover changes in the Central Spanish Pyrenees. *Geografiska Annaler* 88A 3, 177–186.
- Bellin, N., Van Wesemael, B., Meerkerk, A., Vanacker, V. y Barberá, G.G. 2009. Abandonment of soil and water conservation structures in Mediterranean ecosystems. A case study from southeast Spain. *Catena* 76, 114–121.
- Cammeraat, E., Van Beek, R. y Kooijman, A., 2005. Vegetation succession and its consequences for slope stability in SE Spain. *Plant and Soil* 278, 135–147.
- García-Ruiz J.M. y Lana-Renault N. 2011. Hydrological and erosive consequences of farmland abandonment in Europe, with special reference to the Mediterranean region—A review. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 140, 317–338.
- García-Ruiz, J.M., Lana-Renault, N., Beguería, S., Lasanta, T., Regúés, D., Nadal-Romero, E., Serrano-Muela, P., López-Moreno, J.I., Alvera, B., Martí-Bono, C. y Alatorre, L.C. 2010. From plot to regional scales: interactions of slope and catchment hydrological and geomorphic processes in the Spanish Pyrenees. *Geomorphology* 120, 248–257.
- Gómez-Villar, A. y García-Ruiz, J.M. 2000. Surface sediment characteristics and present dynamics in alluvial fans of the Central Spanish Pyrenees. *Geomorphology* 34, 127–144.
- Keesstra, S.D., Van Huissteden, J., Vandenberghe, J., Van Dam, O., De Gier, J. y Pleizier, I.D. 2005. Evolution of the morphology of the river Dragonja (SW Slovenia) due to land-use changes. *Geomorphology* 69, 191–207.
- Koulouri, M. y Giourga, C. 2007. Land abandonment and slope gradient as key factors of soil erosion in Mediterranean terraced lands. *Catena* 69, 274–281.
- Lana-Renault, N. y Regúés, D. 2009. Seasonal patterns of suspended sediment transport in an abandoned farmland catchment in the Central Spanish Pyrenees. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 1291–1301.
- Lasanta, T., Arnáez, J., Oserín, M. y Ortigosa, L. 2001. Marginal lands and erosion in terraced fields in the Mediterranean mountains: A case study in the Camero Viejo (Northwestern Iberian System, Spain). *Mountain Research and Development* 21, 69–76.
- Lesschen, J.P., Cammeraat, L.H. y Nieman, T. 2008. Erosion and terrace failure due to agricultural land abandonment in a semi-arid environment. *Earth Surface Processes and Landforms* 33, 1574–1584.
- Liébault, F. y Piégay, H. 2001. Assessment of channel changes due to long-term bedload supply decrease, Roubion River, France. *Geomorphology* 36, 167–186.
- Llorens, P., Latron, J. y Gallart, F. 1992. Analysis of the role of agricultural abandoned terraces on the hydrology and sediment dynamics in a small mountainous basin. *Pirineos* 139, 27–46.
- Meerkerk, A.L., Van Wesemael, B. y Bellin, N. 2009. Application of connectivity theory to model the impact of terrace failure on runoff in semiarid catchments. *Hydrological Processes* 23, 1792–2803.
- Oostwoud Wijdenes, D.J., Poesen, J., Vandekerckhove, L., Nachtergaele, J. y De Baerdemaeker, J. 1999. Gully-head morphology and implications for gully development on abandoned fields in a semi-arid environment, Sierra de Gata, Southeast Spain. *Earth Surface Processes and Landforms* 24, 585–603.
- Puigdefàbregas Sole, A., Gutiérrez, L., del Barrio, G. y Boer, M. 1999. Scales and processes of water and sediment redistribution in drylands: results from Rambla Honda field site in southeast Spain. *Earth-Sciences Reviews* 48, 39–70.
- Romero-Díaz, A., Marín-Sanleandro, P., Sánchez-Soriano, A., Belmonte-Serrato, F. y Faulkner, H. 2007. The causes of piping in a set of abandoned agricultural terraces in southeast Spain. *Catena* 69, 282–293.
- Ruiz-Flaño, P., García-Ruiz, J.M. y Ortigosa, L. 1992. Geomorphological evolution of abandoned fields. A case study in the Central Pyrenees. *Catena* 19, 301–308.
- Sauer, T. y Ries, J.B. 2008. Vegetation cover and geomorphodynamics on abandoned fields in the Central Ebro Basin (Spain). *Geomorphology* 102, 267–277.
- Soler M, Latron J. y Gallart F. 2008. Relationships between suspended sediment concentrations and discharge in two small research basins in a mountainous Mediterranean area (Vallecebre, Eastern Pyrenees). *Geomorphology* 98, 143–152.

DIFERENTES FORMAS DE EROSION EN FUNCION DE LAS CONDICIONES CLIMATOLÓGICAS, LITOLÓGICAS Y GEOMORFOLÓGICAS EN BARDENAS REALES (PROVINCIA DE NAVARRA)

Different erosion forms depending on climatic, lithological and geomorphological conditions in Bardenas Reales (Navarra Province)

C. Marín ⁽¹⁾, G. Desir ⁽¹⁾

(1) Departamento de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. C/Pedro Cerbuna 12. C.P.- 50009. Zaragoza. cimarín@unizar.es

Abstract: Erosion processes on Bardenas Reales are mainly due to water action and depend on climate, regolith physico-chemical properties and landscape morphology. The most important erosion processes acting are piping, gullyng, mass movements and rilling. Piping is formed when SAR, dispersivity and hydraulic gradient are high enough and there is also a moderate slope. Gullies are mainly controlled by piping. Mass movements are prone to form because of lithology and climate (different intensity and quantity of precipitations along the year). Rills are generated when lithology favoured its formation (capacity of swelling and high liquid limit among others). That generates a seasonal changing on the erosion forms depending on the characteristics of each season. The conditions needed for the formation of one process can be incompatible with another one, so not all processes are contemporary. Nevertheless, some processes take place all over the year.

Palabras clave: Procesos de erosión, Terciario, Holoceno, relevo estacional, medios semiáridos

Key words: Erosion processes, Tertiary, Holocene, seasonal changing, semiarid environments

1. INTRODUCCIÓN

Las Bardenas Reales son una amplia depresión erosiva de 415 km² de extensión situada en borde sureste de la provincia de Navarra, en la depresión del Ebro. El área de estudio está formada tanto por litologías terciarias correspondientes a las arcillas miocenas de la Fm. Tudela, como por material holoceno. La Fm. Tudela, que aparece en los márgenes de esta depresión erosiva, está compuesta por arcillas versicolores de unos 400 m de potencia con intercalaciones de calizas lacustres, areniscas y yesos (Desir et al., 2005). Análisis realizados al regolito muestran una composición media formada por minerales de la arcilla (illita: 82-86%; clorita: 9-16% e indicios de caolinita), cuarzo y calcita.

A su vez, los materiales holocenos, que se localizan en el centro de la depresión erosiva, están constituidos por arcillas y

limos provenientes del lavado de las arcillas terciarias. Los análisis llevados a cabo al regolito de estos materiales indican una composición de minerales de la arcilla (con valores medios de illita: 81-85%; clorita: 11-17% y trazas de caolinita). También se reconocen facies compuestas mayoritariamente por limos y que aparecen asociadas a rellenos de *gullies*.

En esta zona el riesgo potencial de erosión está clasificado como muy alto (Donezar et al., 1990) siendo las tasas de erosión medidas superiores a 77 Tm/Ha/año, una de las más altas de la Península Ibérica (Solé Benet, 2006).

1.1. Factores que condicionan la erosión

Los procesos de erosión dependen de: a) las condiciones climáticas de cada zona (Toy et al., 2002), ya que la intensidad de las precipitaciones está en relación con la erosividad de la lluvia; b) las

características físico-químicas de los materiales (Agassi, 1996), que indican la mayor o menor erodibilidad de los mismos y c) la morfología del terreno. Climáticamente, la zona de estudio se engloba en un clima semiárido, con dos máximos pluviométricos al año, uno a en primavera y otro a comienzos de otoño (Fig. 1A). Cabe destacar el déficit hídrico que existe durante los meses estivales y la elevada humedad relativa durante diciembre y enero, favorecida tanto por la escasa evapotranspiración durante estos meses como a la presencia de hasta 40 días de niebla.

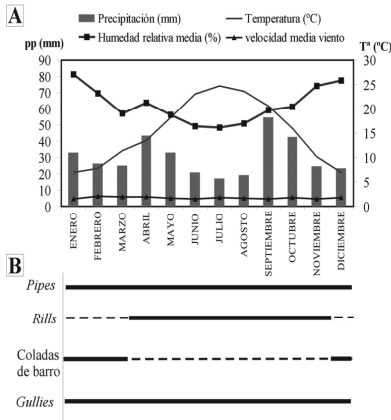


Fig. 1.A). Climograma de Bardenas Reales y B) Distribución anual de los procesos de erosión.

Si bien la velocidad media del viento permanece más o menos constante a lo largo del año, la humedad relativa es variable alcanzando casi el 90% en determinados momentos. Este hecho va a condicionar el comportamiento de los procesos de erosión dado que el sedimento contará con mayor o menor disponibilidad hídrica en los máximos pluviométricos, pero también existirá cierto grado de humedad en los meses invernales, cuando las lluvias no son abundantes.

Para conocer la erodibilidad de la zona, se realizaron análisis físico-químicos del regolito de los materiales. Los principales resultados se muestran en la

Tabla 1.

Tabla 1. Resultados medios de los análisis realizados

Material	SAR	ESP	Índice plasticidad
Terciario	48,48	39,37	11,85
Holoceno	35,61	33,14	8,50
Limos	104,07	59,35	----

Tal como se refleja, se trata de un material con altos valores de SAR y ESP y con índices de plasticidad que indican un rápido tránsito del comportamiento plástico al líquido. Otro factor importante para el desarrollo de los procesos de erosión es la presencia de una morfología del terreno que favorezca la aparición de determinados procesos.

2. RESULTADOS Y DISCUSION

Dado que las propiedades físico-químicas de los materiales son constantes a lo largo del año, son las características climáticas propias de cada estación y la situación morfológica las que condicionan la aparición de los diferentes procesos de erosión. Los altos valores de SAR y ESP del material indican que se trata de materiales susceptibles a la formación de pipes (Fig. 2).



Fig. 2. Ejemplo de pipe desarrollado en la zona de estudio sobre materiales holocenos.

Para que éstos se desarrollen es necesario, además, que exista un gradiente hidráulico adecuado para que

el agua infiltrada pueda circular (Campbell, 1997; Faulkner et al., 2000). En la zona de estudio, esta circunstancia se da en los márgenes de los *gullies* presentes y en los márgenes de zonas elevadas. Las características climáticas de la zona, con variabilidad estacional en las precipitaciones, también favorecen la aparición de *piping* (Jones, 1981; Gutiérrez et al., 1995) debido a la presencia de un periodo seco (invierno y verano) donde se genera un agrietamiento que permite al agua infiltrar en la roca o sedimento. Este hecho está más marcado durante los meses de verano (Fig. 1A), donde la evapotranspiración es mayor y el déficit hídrico máximo, alcanzando entonces las grietas su mayor expresión (Marín, 2011). Sin embargo, a pesar de estos condicionantes, en las laderas desarrolladas en materiales terciarios no llegan a formarse *pipes*. Esto es debido a la elevada pendiente que presentan (hasta 34°), que impiden la infiltración del agua en el regolito.

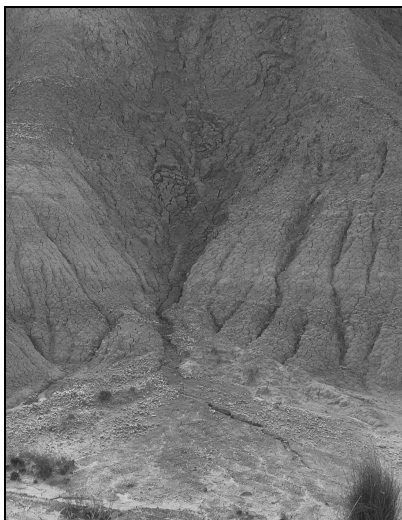


Fig. 3. Colada de barro desarrollada sobre las arcillas de la Fm. Tudela.

Son precisamente estas laderas de altas pendientes las que facilitan la aparición de otro proceso de erosión en la zona,

los movimientos de masas en forma de coladas de barro (Fig. 3), cuya formación se ve favorecida por distintos factores (Marín, 2011): a) existencia de arcillas plásticas, con rápido tránsito al comportamiento líquido; b) irregular distribución de las precipitaciones a lo largo del año; c) altas pendientes en las laderas que permite al material deslizar; d) ausencia de vegetación y e) existencia de zonas de umbría, donde la humedad es más alta. El desarrollo de estas coladas de barro se produce durante los meses de invierno (Fig. 1A y B), donde la humedad relativa es tal que permite al regolito alcanzar el límite líquido y deslizar por las laderas.

Con las lluvias de primavera, las precipitaciones alcanzan una mayor intensidad y son capaces de provocar la incisión de las coladas, generando *rills*, cuya presencia se ve favorecida, entre otros, por la presencia de un límite líquido, alto una elevada capacidad del regolito para hincharse y elevados valores de SAR (Tabla 1) (Gerits et al., 1987; Benito et al., 1993). Los *rills* se desarrollan principalmente desde primavera a finales de otoño, cuando las lluvias son capaces de superar la capacidad de infiltración del suelo y el agua comienza a fluir (Marín, 2011). Son a lo largo de estos *rills*, “inactivos” durante el invierno, por donde deslizan las coladas de barro, de tal manera que la presencia de una morfología es contraria a la aparición de la otra. Si bien cabe la señalar que algunas coladas de barro de gran tamaño pueden permanecer a lo largo del tiempo, siendo incididas por *rills* pero su morfología no desaparece.

Otro proceso de gran extensión en la zona, que también se ve favorecido por las condiciones climáticas y físico-químicas del material, es la formación de profundos *gullies* que evolucionan a través de varios procesos (Fig. 4).

Uno de ellos es el *piping*. Nuevamente, la composición química del material

(limos con elevados valores de SAR y ESP) (Tabla 1) favorece el desarrollo de *pipes*, de igual manera que lo hace la



Fig. 4. Gully desarrollado sobre el material holoceno que llega a incidir sobre las arcillas terciarias del sustrato.

presencia de un elevado gradiente hidráulico en los márgenes de los *gullies*.

Tanto los *pipes* como los *gullies* desarrollados en la zona de estudio son de gran entidad, alcanzado valores de hasta 5 m de profundidad en el primer caso y más de 8 m en el segundo. En ambos casos, se trata de unas morfologías de carácter anual (Fig. 1B).

3. CONCLUSIONES

El desarrollo de los procesos de erosión a lo largo del año depende de las características climáticas. En los meses de invierno, donde las lluvias son escasas y existe alta humedad, se generan coladas de barro. Durante la primavera, se erosionan las coladas de menor tamaño y comienzan a profundizarse los *rills*. En los meses de verano, con lluvias escasas y de alta intensidad, continúa la formación de *rills*. En el otoño, las lluvias son más abundantes pero de menor intensidad y el sedimento comienza a adquirir la humedad que necesita para poder deslizarse definitivamente a lo largo del invierno. Existen también fenómenos de carácter anual, como la formación y crecimiento de *pipes* y *gullies*.

REFERENCIAS

- Agassi, M. 1996. *Soil Erosion, Conservation and Rehabilitation*. Marcel Dekker, New York, 450 p.
- Benito, G., Gutiérrez, M. y Sancho, C. 1993. The influence of physico-chemical properties on erosion processes in badland areas, Ebro Basin, NE Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie* 37, 199-204
- Campbell, I.A. 1997. Badlands and badland gullies. En Thomas, D.S.G. (Ed.): *Arid Zone Geomorphology: Processes, Form and Change in Drylands*. Wiley, London, 261-292.
- Desir, G., Marin, C. y Guerrero, J. 2005. Badlands and Talus Flatirons in the Bardenas Reales Region. Field Trip Guide B3. *VI International Conference on Geomorphology*. Zaragoza, 37 p.
- Donezar, M., Illarregui, M., del Val, J. y del Valle de Lersundi, J. 1990. *Erosión actual en Navarra. Erosión potencial en Navarra. E: 1:200.000*. Instituto del Suelo y Concentración Parcelaria. Gobierno de Navarra. ITGE.
- Faulkner, H., Spivey, D. y Alexander, R. 2000. The role of some site geochemical processes in the development and stabilisation of three badland sites in Almería, southern Spain. *Geomorphology* 35, 87-99.
- Gerits, J.J.P., Imeson, A.C., Verstraeten, J.M. y Bryan, R.B. (1987). Rill development and badland regolith properties. *Catena Supplement* 8, 141-160.
- Gutiérrez, M., Sancho, C., Desir, G., Sirvent, J., Benito, G. y Calvo, A. 1995. *Cuantificación de la erosión hídrica y procesos geomorfológicos en terrenos arcillosos y yesíferos de la Depresión del Ebro*. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Universidad de Zaragoza, 389 p.
- Jones, J.A.A. 1981. *The nature of soil piping- a review of research*. British Geomorphological Research. Group Research Monograph 3. GeoBooks. Norwich 301 p.
- Marin, C. 2011. *Estudio de la erosión y morfologías resultantes en un área de clima semiárido (Bardenas Reales, Navarra)*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza, 268 p.
- Solé Benet, A. 2006. Spain. En Boardman, J. y Poesen, J. (Eds.): *Soil Erosion in Europe*. Wiley, London, 311-346.
- Toy, T.J., Foster, G. y Renard, G. 2002. *Soil Erosion: Processes, Prediction, Measurement and Control*. Wiley, New York, 338 p.

DIFERENCIAS HIDROLÓGICAS RELACIONADAS CON LOS CAMBIOS DE USOS DEL SUELO: CARCAVAS Y BOSQUE DE REPOBLACIÓN

Hydrological differences related to land use/land cover changes: badlands and reforestations

E. Nadal-Romero ⁽¹⁾, P. Serrano-Muela ⁽²⁾, D. Regüés ⁽²⁾

- (1) Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Zaragoza. Pedro Cerbuna 12. 50009 Zaragoza. estelanr@unizar.es.
(2) Instituto Pirenaico de Ecología, IPE-CSIC. Avenida Montañana 1005. 50059 Zaragoza.

Abstract: The hydrological response of two neighboring contrasted areas in the Araguás catchment (Central Pyrenees) has been recorded since June 2007, and 43 events have co-occurred in both areas. The lower part of the catchment is characterized by extensive badlands, whereas the upper catchment is covered by a reforestation on terraced slopes carried out during the 60's. The seasonality of the hydrological response was observed, being the response greater in winter and spring, and lower in summer and autumn, linked to the progressive wetting-up of the catchment. The results show great differences. In the reforestation area smaller storm-flows, lower peakflows, and slower responses were recorded. A decrease in the number of floods was also observed, because most rainstorms produced almost no discharge. From a hydrological point of view, badlands morphologies increase water production and flood frequency. In the other hand, reforested areas decreases flooding risk, but also generate a big reduction of water resources disposability.

Palabras clave: respuesta hidrológica, cárcavas, reforestación, cuenca experimental, Pirineo Central

Key words: hydrological response, badlands, reforestation, experimental catchment, Central Pyrenees

1. INTRODUCCIÓN

Desde mediados del siglo XX el Pirineo Central está afectado por continuos cambios en el paisaje, asociados principalmente a la recuperación de la vegetación, con frecuencia en campos de cultivo abandonados en terrazas (Lasanta, 1989; Molinillo et al., 1997; Lasanta y Vicente Serrano, 2007). Así, amplias áreas que estuvieron ocupadas por campos de cultivo, han sido colonizadas de forma natural por matorrales y bosques (Poyatos et al., 2003; Vicente-Serrano et al., 2004), o debido a las campañas de repoblación forestal aplicadas con regularidad desde 1940 (García-Ruiz, 1976; Chauvelier, 1990; Ortigosa et al., 1990). Dichas actuaciones forestales suponen un fuerte impacto en el paisaje y el funcionamiento hidrológico y geomorfológico de las áreas afectadas. Algunos cambios están relacionados con la calidad del agua, la mayor capacidad de secuestro de carbono, el aumento de la estabilidad de los suelos, el estrechamiento e incisión de los canales,

cambios en la dinámica de los cauces, la estabilización de las barras de sedimento, y la reducción del riesgo de erosión y de los aportes de sedimento (García-Ruiz y Ortigosa, 1988; Keesstra et al., 2005; Liébault et al., 2005).

En este sentido, los estudios realizados en cuencas experimentales han permitido analizar las consecuencias hidrológicas y sedimentológicas derivadas de los cambios de uso del suelo y la cubierta vegetal (García-Ruiz y Lana-Renault, 2011). En este estudio se presenta el análisis de la respuesta hidrológica en la cuenca de Araguás (Pirineo Central), donde coexisten cárcavas y laderas repobladas en espacios colindantes pero bien diferenciados. El objetivo de este trabajo es valorar las consecuencias hidrológicas asociadas a los mismos eventos de precipitación, comparando los caudales registrados en la zona forestal repoblada (parte alta de la cuenca) con el sector dominado por la presencia de cárcavas (zona inferior de la cuenca).

2. ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca experimental de Araguás (45 ha) está situada en la zona central de la Depresión Interior Altoaragonesa, en el Pirineo Central. Su altitud máxima se alcanza a 1105 m s.n.m. y la más baja a 780 m s.n.m. El substrato de la cuenca está formado por las margas de Larrés, en la mitad inferior, y por el Flysch eoceno en la parte alta. En el área de estudio existen tres zonas bien diferenciadas: (i) el sector norte que está formado por laderas con fuertes pendientes cubiertas por un bosque de repoblación con matorral denso (27,5% de la superficie), (ii) el sector intermedio (45,3%) donde aparecen pastos y campos abandonados que actualmente están afectados por una recolonización natural de matorrales, y (iii) el sector inferior donde predominan las morfologías acarcavadas (27,2%).

El clima del área de estudio se define como submediterráneo de montaña, pero con cierta influencia continental y atlántica (Creus, 1983). La precipitación media anual es de 900 ± 250 mm, con dos estaciones más lluviosas, una en primavera y otra en otoño, y una estación seca en verano. Las temperaturas muestran un fuerte contraste anual entre el valor máximo y mínimo (30°C y -14°C respectivamente).

3. MATERIALES Y MÉTODOS

La cuenca de Araguás fue monitorizada en octubre de 2005 mediante la construcción de una estación de aforo en la parte más baja de la cuenca, Cárcavas (Fig. 1A). Además, en junio de 2007, se instaló en el lecho torrencial del límite inferior de la zona repoblada una sonda de presión para el registro continuo de la altura de la lámina de agua que permite estimar caudales con cierta precisión, Repoblación (Fig. 1B).

La estación de aforo cuenta con instrumentos calibrados para el registro del nivel de agua (Keller DCX-22 y

Pepperl+Fuch), la turbidez (Endress+Hauser), y la conductividad (DESIN DS-4200/EC), junto con un tomamuestras automático (ISCO 3700), mientras en la zona superior solamente se instaló una sonda de presión que registra el nivel de agua (Keller DCX-22).

Además, la cuenca experimental está equipada con 3 pluviómetros automáticos (Davis Instrument) conectados a un datalogger (Hobo o Campbell CR800) y localizados dos de ellos en el sector inferior de cárcavas, y uno próximo al bosque de repoblación.



Fig. 1. A. Estación de aforo y canal de estiaje en la salida de la cuenca (Cárcavas). B. Sonda de nivel instalada a la salida de la zona forestal de la cuenca de Araguás (Repoblación).

Con el objetivo de precisar el análisis comparativo de la respuesta hidrológica en la cuenca de Araguás, se ha trabajado a diferentes escalas temporales, centrándonos principalmente en la escala temporal más precisa, evento o crecida.

4. RESULTADOS

Los resultados revelan grandes diferencias en la generación de caudales entre el bosque de repoblación y el área con cárcavas, tanto por los procesos que intervienen, como por su distribución estacional, frecuencia y volumen.

Durante los 3 años de estudio, la escorrentía media anual fue mucho menor en la zona repoblada (145 mm), que la generada sólo en la parte baja-media de la cuenca (zona de cárcavas, pastos y

campos abandonados, 319 mm).

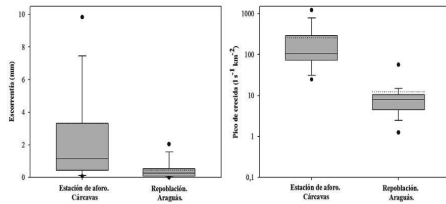


Fig. 2. Escorrentía de crecida y pico de crecida registrados en la estación de aforo (Cárcavas) y en la repoblación forestal (Repoblación) durante los eventos coincidentes en ambas estaciones.

Asimismo, el número de crecidas registradas durante el periodo de estudio (2007-2010) fue mucho menor en la zona de repoblación forestal (44 eventos) que en la estación de aforo (107 eventos).

La Fig. 2 presenta los valores medios, la mediana y percentiles de las escorrentías y picos de caudal, registrados durante los eventos coincidentes en ambas estaciones de aforo (43 crecidas). En general se observa que en la zona de repoblación la escorrentía es más moderada, mientras que en la estación de aforo se observa una gran variabilidad. Asimismo, los picos de caudal son un orden de magnitud inferior en la zona de repoblación.

La Fig. 3 presenta la distribución estacional del coeficiente de escorrentía en ambas zonas de estudio. En general, se observa una variabilidad muy superior en la estación de aforo que en el bosque de repoblación. Estas diferencias son especialmente acentuadas entre otoño y primavera, y en verano son sensiblemente menores (excepto dos casos que corresponden a eventos de gran magnitud). Esto se debe principalmente a que, en la zona repoblada la generación de escorrentía está limitada por la recarga de acuíferos y la interceptación forestal, sobretudo a principios de otoño y primavera (Lana-Renault et al., 2007; Serrano-Muela et al., 2008). Mientras en la zona acarcavada la escorrentía es más rápida e intensa, fundamentalmente generada por flujos hortonianos.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Este estudio preliminar ha permitido analizar y contrastar la respuesta hidrológica asociada a áreas con cubiertas vegetales opuestas: un área repoblada y una zona muy degradada (cárcavas).

La respuesta hidrológica más moderada en el bosque de repoblación se manifiesta en la menor ocurrencia de crecidas y en el descenso de los caudales anuales. Beguería et al. (2003) realizaron un estudio regional en el Pirineo, donde se confirmó que el abandono de campos de cultivo y la recuperación posterior de la vegetación genera una reducción aproximadamente del 30% de la escorrentía.

El análisis hidrológico de la zona repoblada, en la cuenca de Araguás, ha evidenciado unas pautas de la respuesta hidrológica similares a las observadas en el bosque natural, sin embargo algunos aspectos de dicha respuesta son próximos a la de un ambiente de campos abandonados, lo cual sugiere que los procesos que intervienen en la respuesta hidrológica en este escenario sean algo más complejos (y por ello deberán ser estudiados en un futuro próximo), como consecuencia de la integración de algunas características propias de otros ambientes (campos abandonados en laderas modificadas y bosque natural).

Finalmente, este estudio confirma la eficacia de la reforestación para moderar las avenidas, pero en contrapartida causa una importante reducción de los recursos hídricos.

Agradecimientos

Los proyectos PROBACE (CGL2006-11619/HID), CETSUS (CLG2007-66644-C04-01) e HIDROCAES (CGL2011-27574-C02-01) del Plan Nacional I+D+i han financiado este trabajo.

La monitorización de la cuenca ha sido apoyada ocasionalmente con fondos de la red RESEL (Ministerio de Medio Ambiente). Asimismo, Estela Nadal

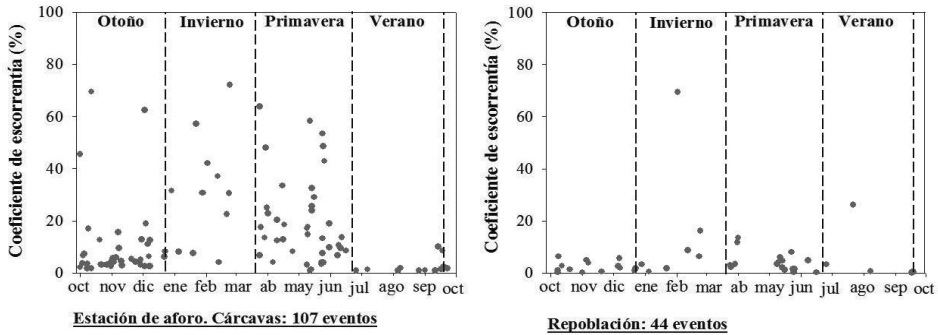


Fig. 3. Distribución estacional del coeficiente de escorrentía de los eventos registrados en la Estación de aforo, Cárcavas y Repoblación forestal.

Romero cuenta con un contrato del programa Juan de la Cierva (MCINN).

REFERENCIAS

- Beguéría, S., López-Moreno, J.I., Lorente, A., Seeger, M. y García-Ruiz, J.M. 2003. Assessing the effect of climate oscillations and land-use changes on streamflow in the Central Spanish Pyrenees. *Ambio* 32 (4), 283-286.
- Chauvelier, F. 1990. *La repoblación forestal en la provincia de Huesca y sus impactos geográficos*. Colección de Estudios Altoaragoneses 34, Huesca, 164 pp.
- Creus, J. 1983. *El clima del Alto Aragón Occidental*. Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos 109, CSIC, Jaca.
- García-Ruiz, J.M. 1976. Modos de vida y niveles de renta en el Prepirineo del Alto Aragón Occidental. *Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos*, 106-272.
- García-Ruiz, J.M. y Ortigosa, L. 1988. Algunos efectos de las repoblaciones forestales: cambios en la dinámica de los cauces en pequeñas cuencas del Pirineo central español. *Cuaternario y Geomorfología* 2 (1-4), 33-42.
- García-Ruiz, J.M. y Lana-Renault, N. 2011. Hydrological and erosive consequences of farmland abandonment in Europe, with special reference to the Mediterranean region-A review. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 140 (3-4), 317-338.
- Keesstra, S.D., van Huissteden, J., Vandenberghe, J., Van Dam, O., de Gier, J. y Pleizier, I.D. 2005. Evolution of the morphology of the river Dragonja SW Slovenia due to land-use changes. *Geomorphology* 69 (1-4), 191-207.
- Lana-Renault, N., Latron, J. y Regüés, D. 2007. Streamflow response and water-table dynamics in a sub-Mediterranean research catchment (Central Pyrenees). *Journal of Hydrology* 347 (3-4), 497-507.
- Lasanta, T. 1989. *Evolución reciente de la agricultura de montaña: El Pirineo aragonés*. Geoforma Ediciones, Logroño., 220 pp.
- Lasanta, T. y Vicente-Serrano, S.M. 2007. Cambios en la cubierta vegetal en el Pirineo aragonés en los últimos 50 años. *Pirineos* 162, 125-154.
- Liébault, F., Gomez, B., Page, M., Marden, M., Peacock, D., Richard, D. y Trotter, C.M. 2005. Land-use change, sediment production and channel response in upland regions. *River Research and Applications* 21 (7), 739-756.
- Molinillo, M., Lasanta, T. y García-Ruiz, J.M. 1997. Managing mountainous degraded landscape after farmland abandonment in the Central Spanish Pyrenees. *Environmental Management* 21 (4), 587-598.
- Ortigosa, L., García-Ruiz, J.M. y Gil, E. 1990. Land reclamation by reforestation in the Central Pyrenees. *Mountain Research and Development* 10 (3), 281-288.
- Poyatos, R., Latron, J. y Llorens, P. 2003. Land-use and land cover change after agricultural abandonment. The case of a Mediterranean Mountain Area (Catalan Pre-Pyrenees). *Mountain Research and Development* 34 (4), 52-58.
- Serrano-Muela, P., Lana-Renault, N., Nadal Romero, E., Regüés, D., Latron, J., Martí-Bono, C. y García-Ruiz, J.M. 2008. Forest and their hydrological effect in Mediterranean mountains: The case of the Central Spanish Pyrenees. *Mountain Research Development* 28 (3), 488-501.
- Vicente-Serrano, S.M., Lasanta, T. y Romo, A. 2004. Analysis of the spatial and temporal evolution of vegetation cover in the Spanish Central Pyrenees: the role of human management. *Environmental Management* 34 (6), 802-818.

INCERTIDUMBRE EN LA EVALUACIÓN DEL TRANSPORTE DE SEDIMENTO EN SUSPENSIÓN EN CÁRCAVAS DEL PIRINEO CENTRAL

Uncertainty in the evaluation of suspended sediment transport in badlands from the Central Pyrenees

D. Regüés⁽¹⁾, E. Nadal-Romero⁽²⁾

(1) Instituto Pirenaico de Ecología, IPE-CSIC, Campus de Aula Dei, Avd. Montañana 1005 Zaragoza 50080. dregues@ipe.csic.es.

(2) Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Zaragoza. Pedro Cerbuna 12. 50009 Zaragoza.

Abstract: The estimation of sediment transport depends on the accuracy to measure discharge and suspended sediment concentration (SSC), which can be obtained from sampling or turbidity records. That normally presents limitations and problems related to grain-size suspended particles variations. On this way, automatic samplers shows a threshold on its suction power capacity, affecting particles about 500 μm diameter, and infrared turbidity probes present growing difficulties for detecting particles after 100 μm , because the inverse relationship between turbidity and diameter of particles. These problems affect especially the evaluation in badland areas, due to the high SSC conditions records usually during floods that increase the capacity for transport suspended coarse particles. This study analyses the effect of SSC, turbidity, sediment grain size and discharge power variations on the error of evaluation sediment yield, through information obtained by field records and laboratory experiences. Results provide an approach that can induce to the reflexion.

Palabras clave: cárcavas, concentración de sedimento en suspensión, turbidez, tamaño de partículas, capacidad de transporte.

Key words: badlands, suspended sediment concentration, turbidity, particles grain-size, transport capacity.

1. INTRODUCCIÓN

El sedimento en suspensión representa más del 90% del transporte fluvial (Webb et al., 1995) y la mayoría del transporte anual se genera en grandes eventos de crecida (Jansson, 1988). Esto resulta más evidente en las cárcavas de montaña, debido a su elevada dinámica geomorfológica (Gallart et al., 2002) que se refleja en la intensidad y eficacia que muestran los procesos de meteorización y erosión (Regüés et al., 2000a; Regüés y Gallart, 2004; Nadal-Romero y Regüés, 2010) y en una gran producción de sedimento (Regüés et al., 2000b; Mathys et al., 2005; Nadal-Romero y Regüés, 2010). Los estudios de tipo hidro-sedimentológicos en cárcavas de montaña han revelado una relación directa entre el pico de caudal (Q_{max}) y la concentración de sedimento en suspensión (CSS) (Regüés et al., 2000b; Nadal-Romero y Regüés, 2010), además de valores de CSS que frecuentemente superan los 500 $\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$ (Mathys et al., 2005;

Nadal-Romero y Regüés, 2010). Estos flujos hiperconcentrados muestran una elevada capacidad de transporte de sedimento en suspensión (Xu, 1999a) derivada del incremento de la viscosidad y densidad del fluido (Hessel, 2006). Lo cual se manifiesta en una relación directa del tamaño medio de las partículas con el aumento de la CSS (Xu, 1999b). La consecuencia derivada de estas relaciones es una disminución de la eficiencia de los instrumentos utilizados para la estimación de la CSS. Por un lado, la capacidad de succión limitada de los sistemas de muestreo automáticos (Soler et al., 2006) y, por otro lado, la proporcionalidad inversa que relaciona la turbidez y el tamaño de las partículas en suspensión (Gibbs, 1974). Este estudio presenta una aproximación de la incertidumbre asociada al cálculo del transporte de sedimento en suspensión, mediante el análisis de las relaciones observadas entre: Q_{max} , CSS, tamaño de partículas y turbidez.

2. ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca de Araguás se encuentra en un ambiente de montaña media (780-1105 m s.n.m.) con presencia de cárcavas, que es característico de la Depresión Interior Altoaragonesa (Pirineo Central). Estas cárcavas se encuentran sobre un substrato margoso que constituye el núcleo de la Depresión, y su desarrollo se debe a una combinación de factores climáticos y modificaciones de carácter antrópico. Las cárcavas dominan la mitad inferior de la cuenca, ocupando una extensión de 11,5 ha, y se encuentran encajadas entre prados con matorral sobre campos de cultivo abandonados (20 ha). Mientras la mitad superior de la cuenca presenta un pinar de repoblación sobre una ladera cubierta por terrazas (13,5 ha).

El clima de la zona se ha clasificado como submediterráneo de montaña (Creus, 1983) con influencia continental y atlántica. La precipitación media anual es de 900 ± 250 mm, con un período húmedo entre otoño y primavera y una estación seca en verano. Las temperaturas muestran un amplio gradiente estacional, con valores máximos de 30°C y mínimos de -14°C .

3. MATERIALES Y MÉTODOS

La producción de sedimento en cárcavas se ha estimado con la información adquirida en una estación de aforo situada en el punto más bajo de la cuenca de Araguás (Fig. 1a). La instalación dispone de dos sondas para el registro del nivel de agua (US Peper-Flux y Keller DCX22-AA), un muestreador automático (ISCO 3700) y un turbidímetro IR (Endress+Hauser CUS41). El análisis de las características texturales del sedimento transportado en suspensión, en relación con los valores de Q_{\max} y CSS, se realizó a partir de muestras obtenidas en trampas situadas en el lecho torrencial junto al canal de aforo (Fig. 1b) a tres niveles sobre el cauce (5, 12 y 25 cm).

La incertidumbre asociada al cálculo de la CSS a partir de muestras y del registro de

turbidez se ha analizado de dos maneras:

- Utilizando el cociente entre $\text{CSS}_{\text{turbidez}}$ y CSS_{ISCO} como coeficiente de error relativo.
- A partir de los resultados del trabajo experimental de Regüés et al. (2002) que analiza el efecto del tamaño de partículas en la turbidez y la CSS. Por un lado, registrando la turbidez asociada a tres texturas (arcilla-limo, arena fina y arena media). Por otro lado, valorando el efecto que producen las variaciones de tamaño de las partículas en suspensión en la CSS, con muestras manuales tomadas en dos niveles de agitación (250 y 500 r.p.m.) en un depósito con sedimento sin clasificar.

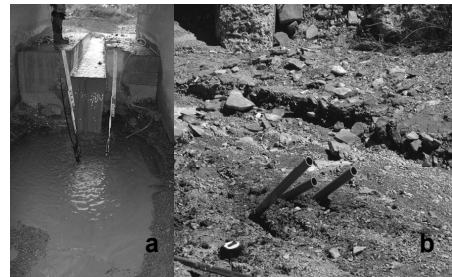


Fig. 1.a. Canal de aforo de la estación experimental. b. trampas de sedimento situadas en el lecho torrencial

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El transporte de sedimento en suspensión en las cárcavas de Araguás muestra un comportamiento compulsivo, con un 90% del transporte asociado al 15% de los eventos de mayor magnitud, y una relación positiva entre Q_{\max} y CSS (Regüés et al., 2009) que sugiere un posible aumento del tamaño medio de las partículas en suspensión durante dichos eventos. En este sentido, el mayor porcentaje de partículas $> 500 \mu\text{m}$ recogido por las trampas a 5 y 12 cm sobre el lecho (la de 25 cm se destruyó en la primera crecida) confirma esta hipótesis (Fig. 2). Este resultado coincide con el incremento del tamaño de partículas en suspensión asociado al caudal y la CSS observado en otros estudios (Reid y Frostick, 1987; Soler et al., 2003).

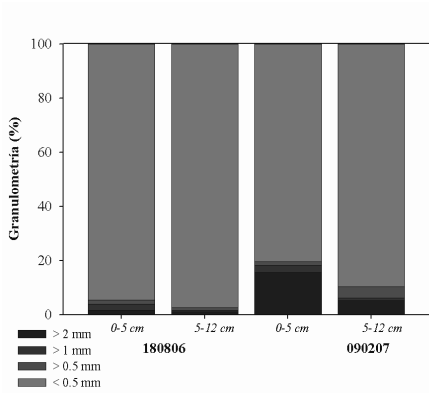


Fig. 2. Distribución textural del sedimento durante dos crecidas de magnitud moderada: Q_{max} 206 $l \cdot s^{-1}$ y CSS_{max} 145 $g \cdot l^{-1}$ (18/08/2006) y Q_{max} 347 $l \cdot s^{-1}$ y CSS_{max} 630 $g \cdot l^{-1}$ (09/02/2007).

4.1. Relación entre las CSS estimadas en la estación de aforo

La Fig. 3 muestra la relación entre las CSS máximas observada en 192 registros. La relación entre el valor promedio de las $CSS_{turbidez}$ y CSS_{ISCO} es de 3,07 a 1. Este resultado coincide con la subestimación asociada al muestreo descrita en otros estudios (Olive y Riege, 1988).

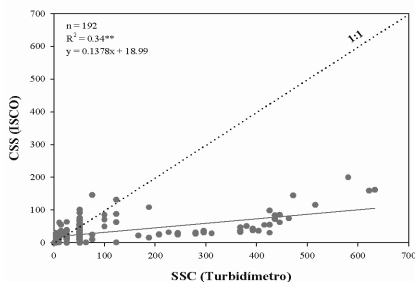


Figura 3. Relación entre los valores de CSS de muestreos y registros de turbidez en la cuenca de Araguás.

4.2. Efecto del tamaño de partículas en la turbidez y la CSS

El estudio de Regués et al. (2002) indica que las partículas de arcilla y limo producen una turbidez 2,3 veces superior a la causada por la arena media, de acuerdo con la relación inversa observada entre el diámetro de partículas y la turbidez (Campbell y Spinrall, 1987). En este mismo trabajo se obtiene un aumento significativo del tamaño de las partículas en suspensión ($D_{50}=21$ y $68 \mu m$) asociado

a una mayor agitación del agua, que incrementa en 6,5 veces la CSS (4.9 a 33 $g \cdot l^{-1}$). Este resultado es coherente con la información presentada en la Fig. 2, confirmando que las características del sedimento en suspensión dependen de la energía de transporte.

4.3. Análisis de la incertidumbre

La incertidumbre en el cálculo del transporte de sedimento en suspensión es consecuencia del error en la evaluación de la CSS. En este sentido, se ha observado que la mayor densidad del fluido y viscosidad en los flujos hiperconcentrados (Hessel, 2006) incrementa su capacidad de transporte (Xu, 1999a). Esto implica cambios significativos en la distribución textural del sedimento en suspensión, que afectan directamente a la resolución de los sistemas habituales de medición (muestreo y turbidímetro).

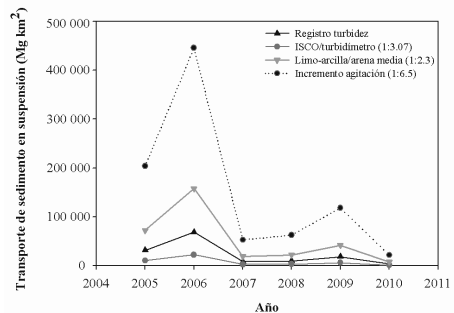


Fig. 4. Incertidumbre en la estimación del transporte de sedimento en suspensión asociada a varios factores.

La complejidad y variabilidad temporal asociada al transporte de sedimento dificulta su evaluación. Este estudio presenta una aproximación basada en datos de campo y resultados experimentales, que no deben considerarse indicadores, pero inducen a reflexionar sobre esta cuestión. La Fig. 4 muestra el efecto de estos factores, confirmando que los márgenes de incertidumbre son similares o superiores a la variabilidad temporal del proceso, alrededor de un orden de magnitud. Estos resultados indican una importante incertidumbre asociada a los métodos utilizados para la evaluación del transporte

de sedimento en suspensión.

Agradecimientos

Los proyectos: PROBASE (CGL2006-11619/HID), CETSUS (CGL2007-66644-C04-01/HID), e HIDROCAES (CGL2011-27574-C02-01) del Plan Nacional I+D+i han financiado este estudio, con el apoyo de la red RESEL (Ministerio Medio Ambiente). Estela Nadal-Romero está contratada por el programa Juan de la Cierva (MICINN).

REFERENCIAS

- Campbell, B.E. y Spinrall, R.W. 1987. The relationship between light attenuation and particle characteristics in a turbid estuary. *Estuarine and Coastal Marine Sciences* 25, 53-65.
- Creus, J. 1983. *El clima del Alto Aragón Occidental*. Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos 109, CSIC, Jaca.
- Gallart, F., Solé, A., Puigdefábregas, J. y Lázaro, R. 2002. Badland systems in the Mediterranean. En Bull, L.J., Kirkby, M.J. (Eds.): *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of semi-arid channels*, Wiley, 299-326.
- Gibbs, R.J. 1974. Principles of studying suspended materials in water. En Gibbs, R.J. (Eds.): *Suspended Solids in Water*. Plenum Press New York, 3-16.
- Hessel, R. 2006. Consequence of hyperconcentrated flow for process-based soil erosion modelling on the Chinese Loess Plateau. *Earth Surface Processes and Landforms* 31, 1100-1114.
- Jansson, M.B. 1988. A global survey of sediment yield. *Geografiska Annaler. Serie A (Physical Geography)* 70, 81-98.
- Mathys, N., N., Klotz, S., Esteves, M., Descroix, L. y Lapetite, J.M. 2005. Runoff and erosion in the Black Marls of the French Alps: observations and measurements at the plot scale. *Catena* 63 (2-3), 261-281.
- Nadal-Romero, E. y Regúés, D. 2010. Geomorphological dynamics of subhumid mountain badland areas-weathering, hydrological and suspended sediment transport processes: A case study in the Araguás catchment (Central Pyrenees) and implications for altered hydroclimatic regimes. *Progress in Physical Geography* 34 (2), 123-150.
- Olive, L.J. y Riege, W.A. 1988. An estimation of the role of sampling strategies in the study of suspended sediment transport. En Bordas, M.P., Walling, D.E. (Eds.): *Sediment Budgets*. Proc. Porto Alegre Symp., IAHS Publ. 137, 269-279.
- Regúés, D., Guàrdia, R. y Gallart, F. 2000a. Geomorphic agents versus vegetation spreading as causes of badland occurrence in a Mediterranean subhumid mountainous area. *Catena* 40, 173-187.
- Regúés, D., Balasch, J.C., Castelltort, X., Soler, M. y Gallart, F. 2000b. Relación entre las tendencias temporales de producción y transporte de sedimentos y las condiciones climáticas en una pequeña cuenca de montaña Mediterránea (Vallcebre, Pirineos orientales). *Cuadernos de Investigación Geográfica* 26, 41-65.
- Regúés, D., Soler, M. y Gallart, F. 2002. Influencia del tamaño de las partículas sobre las concentraciones de sedimentos en suspensión mediante turbidímetros de retro-dispersión. En Serrano, E., García de Celis, A., Guerra, J.C., Morales, C.G., Ortega, M.T. (Eds.): *Estudios Recientes (2000-2002) en Geomorfología, Patrimonio, Montaña, Dinámica Territorial* SEG-Univ. Valladolid, 239-251.
- Regúés, D. y Gallart, F. 2004. Seasonal patterns of runoff and erosion responses to simulated rainfall in a badland area in Mediterranean mountain conditions (Vallcebre, southeastern Pyrenees). *Earth Surface Processes and Landforms* 29 (6), 755-767.
- Regúés, D., Nada-Romero, E., Latron, C. y Martí-Bono, C. 2009. Producción y transporte de sedimento en cárcavas desarrolladas en la Depresión Interior Altoaragonesa (cuenca de Araguás, Pirineo Central). *Cuadernos de Investigación Geográfica* 35 (2), 263-288.
- Reid, I. y Frostick, L.E. 1987. Flow dynamics and suspended sediment dynamics in arid zone flash floods. *Hydrological Processes* 1 (3), 239-253.
- Soler, M., Regúés, D. y Gallart, F. 2003. Estudio del tamaño de las partículas en suspensión en relación con el caudal y la concentración de sedimento, en una cuenca de montaña. *Cuaternario y Geomorfología* 17 (3-4), 69-77.
- Soler, M., Regúés, D. y Gallart, F. 2006. Automatic sampler calibration to estimate the collection capacity of suspended sediment. En Pfister, L., Mtgen, P., van de Bos, R., Hoffman, L. (Eds.): *Uncertainties in the monitoring-conceptualisation-modelling sequence of catchment research*. Luxemburg, 223-226.
- Webb, B.W., Foster, I.D.L. y Gurnell, A.M. 1995. Hydrology, water quality and sediment behavior. En Foster, I., Gurnell A., Webb, B. (Eds.): *Sediment and Water Quality in River Catchments*. John Wiley and Sons Ltd., Chichester, 1-30.
- Xu, J. 1999a. Erosion causes by hyperconcentrated flow on the Loess Plateau of China. *Catena* 36, 1-19.
- Xu, J. 1999b. Grain-size characteristics of suspended sediment in the Yellow River, China. *Catena* 38, 243-263.

PERDIDA DE SUELO POR PROCESOS DE *PIPING* EN LA REGIÓN DE MURCIA

Soil loss for piping processes in the Region of Murcia

A. Romero Díaz ⁽¹⁾, A. Sánchez Soriano ⁽¹⁾, P. Marín Sanleandro ⁽²⁾

(1) Dpto. Geografía, Universidad de Murcia, Campus de La Merced, 30001 Murcia. arodi@um.es

(2) Dpto. Química Agrícola, Geología y Edafología, Universidad de Murcia, Campus de Espinardo, 30100 Murcia.

Abstract: This study analyzed 58 areas affected by important piping erosion processes in the region of Murcia. All studied areas correspond to terraced and abandonment fields. We evaluated the different erosion rates and have obtained very high values. The average erosion rate rise to $700 \text{ t ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$, but despite of such high values, these are lower than reality, because it is impossible to measure total pipe depth. It is noted how piping processes generate high soil losses, and its effects are very significant outside the area where they occur, helping to raise significantly the amount of sediments that may reach streams or hydrological correction works. A study of relationship between erosion rates and topographic and soil parameters has also been carried out. The relationship between erosion rates and total length of pipes, number of plots affected by piping, maximum pipes depth, years of abandonment, cation exchange capacity, electrical conductivity, sodium absorption ratio and percentage of sodium, particularly stand out.

Palabras clave: sufosión, tasas de erosión de suelo, abandono de tierras, medios semiáridos.

Key words: piping, soil erosion rates, land abandonment, semiarid environment.

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Los procesos de erosión por *piping* o sufosión se desarrollan en distintos ambientes, aunque son mucho más frecuentes en medios semiáridos (Bryan y Jones, 1997). En España, ya existen numerosos trabajos relacionados con los procesos de *piping* (García Ruiz, 2011), especialmente dedicados a las causas de su formación, pero muy pocos han tratado de evaluar las tasas de erosión que estos procesos ocasionan (Romero Díaz et al., 2009a).

La evaluación de pérdidas de suelo por procesos de *piping*, en comparación con otros procesos de erosión es muy minoritaria, debido fundamentalmente a que son difíciles de cuantificar. Sin embargo, las áreas con procesos de erosión subsuperficial suelen ser la principal fuente de sedimentos.

El presente estudio se ha realizado en la Región de Murcia en donde se han localizado y analizado 74 áreas afectadas por procesos de *piping* (Fig. 1).

Aunque las distintas áreas se distribuyen por toda la Región, predominantemente se localizan en cuencas neógenas de litología

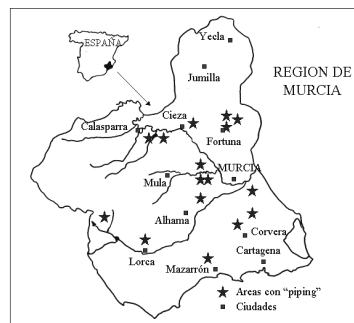


Fig. 1. Localización de las principales áreas con "piping" en la Región de Murcia.

margosa y, en especial, en campos de cultivo abandonados y aterrizados como se muestra en la Fig. 2 (Romero Díaz et al., 2009b).

El objetivo de este trabajo ha sido evaluar la cantidad de material que ha sido exportado de estos campos aterrizados y en abandono y estimar tasas de erosión por procesos de *piping* en 58 de las áreas afectadas por este proceso.

2. MÉTODOS

Para cuantificar las tasas de erosión se hicieron mediciones directas de campo en

los *pipes*: profundidades, longitudes y anchuras. Dependiendo del tamaño de los *pipes* se realizaron varias mediciones en cada uno de ellos. Para calcular los volúmenes de suelo perdido y la tasa de erosión equivalente a cada *pipe* y parcela, fue necesario determinar: 1, la superficie de las parcelas (m^2); 2, volumen de los *pipes* (m^3); 3, peso de suelo perdido ($m^3 \times$ densidad aparente del suelo); 4, suelo perdido (m^3/m^2); 5, suelo perdido ($t\ ha^{-1}$) y 6, tasa de erosión ($t\ ha^{-1}\ año^{-1}$). La tasa de erosión se ha calculado considerando los diferentes años de abandono de los campos afectados, como inicio del desarrollo de los procesos de *piping*. En nuestro caso el tiempo en abandono ha sido de 25, 30 o 35 años, según las áreas.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La tasa de erosión total supone para los terrenos analizados una pérdida de suelo aproximada de $1.271.276\ t\ ha^{-1}$, con una media de $21.918\ t\ ha^{-1}$ por área de estudio. No obstante, es preciso destacar la existencia de grandes diferencias entre las áreas analizadas.



Fig. 2. Ejemplo de un antiguo campo de cultivo de almendros abandonado y afectado por importantes procesos de "piping".

Estas diferencias podrían explicarse por las distintas características que presentan las áreas estudiadas en relación al número, forma y dimensión de las parcelas, altura entre las mismas, composición físico-química de los suelos y, en especial, el tiempo estimado de abandono, o el cese de

las labores agrícolas. La tasa de erosión media anual de pérdida de suelo asciende a $700\ t\ ha^{-1}\ año^{-1}$ (Fig. 3). Cabe destacar que 27 zonas de estudio (47,4% del total) tienen valores inferiores a $200\ t\ ha^{-1}\ año^{-1}$, y tan sólo 13 zonas (el 23% de la superficie) presentan tasas inferiores a $50\ t\ ha^{-1}\ año^{-1}$ (Fig. 4). Por el contrario, en el 21% del territorio analizado las tasas son superiores a las $1000\ t\ ha^{-1}\ año^{-1}$, y en el 7% se elevan a más de $2000\ t\ ha^{-1}\ año^{-1}$. La menor tasa de erosión calculada ha sido de $9.12\ t\ ha^{-1}\ año^{-1}$ y la máxima de $8.254\ t\ ha^{-1}\ año^{-1}$.

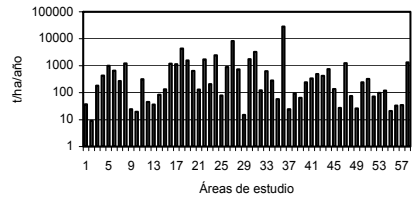


Fig. 3: Tasas de erosión por áreas de estudio, debidas a erosión por "piping", en la Región de Murcia.

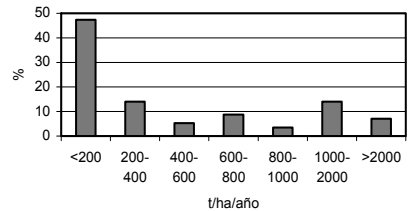


Fig. 4: Tasas de erosión por intervalos, debidas a erosión por "piping", en la Región de Murcia.

No obstante, a pesar de que los volúmenes de suelo perdido y las tasas de erosión estimadas alcanzan valores elevadísimos, sin duda, son inferiores a la realidad, debido a que la medición completa de los conductos que comunican los *pipes* en profundidad es muy difícil de realizar. Aplicaciones de radar en los conductos interiores, realizadas por Holden y Burt (2002) sugieren que la longitud de estos pueden ser más del doble de los que aparecen en superficie.

Las tasas de erosión más bajas se corresponden con áreas abandonadas de cereal, en la actualidad reforestadas y con pequeña altura entre las parcelas, o áreas que fueron remodeladas, rellenando los *pipes*, pero que tras precipitaciones de alta intensidad, de nuevo, se han vuelto a abrir. Las tasas más elevadas se han evaluado en áreas con prolongado tiempo de abandono, que ha dado lugar a la formación de un paisaje abarrancado y en áreas con elevada altura entre terrazas.

Si se tiene en cuenta que los resultados obtenidos en esta investigación estiman la pérdida de suelo en $700 \text{ t ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$, es indudable que estos procesos proporcionan unas tasas de erosión infinitamente superiores a las tasas de erosión tolerables, que para estos suelos podrían estimarse en $2 \text{ t ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$.

Las tasas de erosión que reportan Romero Díaz et al., (2011), evaluadas con otras metodologías y ambientes en la Región de Murcia, han constatado como las áreas de *piping* junto con las áreas de badland son en donde se obtienen las mayores tasas de erosión. En general, las tasas de erosión en la Región de Murcia, evaluadas de manera experimental, por diferentes autores, son inferiores a $2 \text{ t ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$, a excepción de las áreas de badlands, *piping*, sectores muy alterados, con usos y manejos poco adecuados o puntualmente debidas a eventos extraordinarios de precipitación. En estos casos los valores pueden elevarse a más de $50 \text{ t ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ e incluso superar las $100 \text{ t ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ (Romero Díaz et al., 2011).

A pesar de que los trabajos relacionados con la obtención de tasas de erosión no son muy abundantes, podemos comparar nuestros resultados con los de otros autores y ambientes. García Ruiz y López Bermúdez (2009), cifran las pérdidas de suelo en otras áreas de *piping* en España en $550 \text{ t ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$. Marín Pastor (2011) estima valores en las Bardenas Reales superiores a las $100 \text{ t ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$. A nivel internacional, en ambientes más templados y húmedos y en depósito de loess los valores con

considerablemente mucho más bajos. Así Kerényi (1994) en Hungría obtiene pérdidas por procesos de *piping* de $14.3 \text{ t ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$; Botschek et al., (2000, 2002) en Bonn (Alemania) de $14.3 \text{ t ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$; Zhu (2003), en Yangdaogou (China) de $33 \text{ t ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$; y en Bélgica se han estimado valores entre $1,2$ y $3 \text{ t ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ (Poesen et al., 1996) y entre $2,3$ y $4,6 \text{ t ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ (Verachtert et al., 2011). Aunque en comparación con los valores obtenidos por nosotros son muy bajos, están varios órdenes de magnitud por encima de la erosión laminar o en surcos, medidos en esos mismos ambientes.

Junto a las tasas de erosión, de igual modo, la comparación del tamaño de los *pipes* (longitudes, diámetros, profundidades), en medios semiáridos, son varios órdenes de magnitud superiores.

Está demostrado como, las tasas de erosión en áreas de *piping* evidencian que este tipo de procesos generan elevadas pérdidas de suelos (Poesen et al., 1996; Torri et al., 2002), generando efectos muy significativos fuera del área donde se producen, contribuyendo así a elevar notablemente la cantidad de sedimentos que pueden llegar a los cauces o a las obras de corrección hidrológica (diques, embalses, etc.), reduciendo su capacidad y vida útil. Por otro lado, las superficies agrícolas afectadas se convierten rápidamente en improductivas e irrecuperables en la mayoría de los casos, pasando a ser "tierras baldías" (Romero Díaz et al., 2007).

Junto a la evaluación de tasas de erosión, se ha realizado un análisis de correlación entre los volúmenes de suelo perdido y diferentes parámetros topográficos. De este análisis se deduce como los parámetros que más relación tienen con las pérdidas de suelo, en terrenos afectados por procesos de erosión subsuperficial, son: longitud total de los *pipes*, número de parcelas afectadas por *piping* en cada zona de estudio, profundidad máxima que alcanzan los *pipes*, número de *pipes* por zonas, extensión superficial de los *pipes* y años

de abandono. De igual modo, se han relacionado las tasas de erosión con diferentes parámetros edáficos, destacando especialmente las relaciones con el pH, Capacidad de Intercambio Catiónico, Conductividad Eléctrica, Razón de absorción de sodio y Porcentaje de Sodio.

4. CONCLUSIONES

Se ha constatado el importante desarrollo de *pipes* en antiguos campos de cultivo aterrizados y en especial en litologías margosas. Por ello es necesario revisar las políticas de abandono en estas áreas y sería muy recomendable realizar trabajos de conservación de suelos.

Las tasas de erosión calculadas para las diferentes áreas son muy elevadas, incluso en aquellas áreas en las que se han registrado menores pérdidas.

La erosión subsuperficial, se convierte en uno de los mayores causantes de pérdidas de suelos en medios semiáridos, en donde se den las circunstancias adecuadas para ello.

Los valores de magnitud de tasas de erosión por procesos de *piping*, hallados en medios semiáridos, son muy superiores a otros medios más templados y húmedos.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco de los proyectos referencia nº CGL2010-21425-C02-02 financiado por el MICINN y el 15233/PI/10 financiado por la Fundación Séneca, a ellos nuestro agradecimiento.

REFERENCIAS

Botschek J, Maimann B y Skowronek A. 2000. Stofftransporte und Reliefformung durch Tunnelerosion im Bergischen Land. Z.Geomorph.N.F., Suppl.-Bd, 45-61.

Botschek J, Krause S, Abel T y Skowronek A. 2002. Piping and erodibility of loessic soils in Bergisches Land, Nordrhein-Westfalen. Journal of Plant Nutrition and Soil Science-Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde 165, 241-246.

Bryan, R. y Jones, J.A. 1997. The significance of

soil piping processes: inventory and prospect. *Geomorphology*. 20, 209-218.

García Ruiz, J.M. 2011. Una revisión de los procesos de sufusión o *piping* en España. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 37(1), 7-24.

García Ruiz, J.M. y López Bermúdez, F. 2009. *La erosión del suelo en España*. Sociedad Española de Geomorfología. Zaragoza.

Holden J, Burt TP. 2002. Piping and pipeflow in a deep peat catchment. *Catena* 48, 163-199.

Kerényi A. 1994. Loess erosion on the Tokaj Big-Hill. *Quaternary International* 24, 47-52.

Marín Pastor, C. 2011. *Estudio de la erosión y morfologías resultantes en un área de clima semiárido (Bardenas Reales, Navarra)*. Tesis doctoral (inédita) Universidad de Zaragoza.

Poesen, J., Vandaele K. y Van Wesemael B. 1996. Contribution of gully erosion to sediment production on cultivated lands and rangelands. In *Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives*. Proceedings of the Exeter Symposium, IAHS Publication 236, 251-256.

Romero Díaz, A., Marín Sanleandro, P., Sánchez Soriano, A., Belmonte Serrato, F. y Faulkner, H. 2007. The causes of piping in a set of abandoned agricultural terraces in southeast Spain. *Catena* 69, 282-293.

Romero Díaz, A., Plaza Martínez, J.F., Sánchez Soriano, A., Belmonte Serrato, F. y Ruíz Sinoga, J.D. 2009a. Estimación de volúmenes de suelo perdido por procesos de erosión por *piping*. Sureste de España. En Romero Díaz, A., Belmonte, F., Alonso, F. y López Bermúdez, F. (Eds.): *Avances en estudios sobre Desertificación*. EDITUM, 403-407.

Romero Díaz, A., Marín Sanleandro, P y Sánchez Soriano, A. 2009b. Procesos de *piping* en la Región de Murcia (Sureste de España). *Cuadernos de Investigación Geográfica* 35 (1), 87-117.

Romero Díaz, A., Ruíz Sinoga, J.D. y Belmonte Serrato, F. 2011. Tasas de erosión hídrica en la Región de Murcia. Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles 56, 129-153.

Torri, D., Borselli, L., Calzolari, C., Yanez, M.S., Salvador Sanchis, M.P. 2002. Soil erosion, land use, soil qualities and soil functions: effect of erosion. En *Man and Soil at the Third Millennium*, Rubio JL, Morgan RPC, Asins S y Andreu, V. (Eds.): Geoforma, Logrono, Vol. I, 131-148.

Verachtert, E., Maetens, W., Van Den Eeckhaut, M., Poesen, J., Deckers, J. 2011. Soil loss rates due to piping erosion. *Earth Surface Processes and Landforms* 36 (13), 1715-1725.

Zhu TX. 2003. Tunnel development over a 12 year period in a semi-arid catchment of the Loess Plateau, China. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 507-52

CONECTIVIDAD DE LOS PROCESOS EN LADERAS CON DISTRIBUCIÓN ESPACIAL HETEROGÉNEA DE LA VEGETACIÓN

Processes connectivity on hillslopes with heterogeneous spatial distribution of soil surface components

E. Zlotnik Domínguez ⁽¹⁾, E. Arnau Rosalén ⁽²⁾, S. Perez Domingo ⁽³⁾, A. Calvo Cases ⁽¹⁾

(1) Departamento de Geografía. Universitat de València. Avda. Blasco Ibáñez 28, C.P. 46010, Valencia. e.zlotnik@uv.es

(2) Estación Experimental de Zonas Áridas, EEZA-CSIC, Almería

(3) Departamento de Ecología. Universidad de Alcalá de Henares

Abstract: In Mediterranean environments the rainfall irregularity and land characteristics create a mosaic-like pattern of water and sediment contributing vs. accepting areas within the hillslopes. This source-sink functioning is related to the spatial distribution of vegetated and bare areas, associated to key soil properties responsible for the hydrologic and erosive response of the hillslopes. Hence, the spatial pattern of vegetated and non-vegetated areas determines the connectivity of processes (runoff generation and sediment redistribution) and so the dynamics of the system. Here we present a methodology for the extraction and morphometric analysis of the vegetation-non vegetation pattern through the combination of remote sensing and GIS techniques, which enhances the understanding of the main characteristics, functioning and evolution of the vegetation pattern of hillslopes in the North of the province of Alicante.

Palabras clave: Vegetación, patrón espacial, métrica espacial, procesos de erosión, medios mediterráneos

Key words: Vegetation, spatial pattern, spatial metrics, erosion processes. Mediterranean environment

1. INTRODUCCIÓN

En los ambientes mediterráneos, la discontinuidad espacial de la cubierta vegetal es un rasgo característico de muchas laderas. Las restricciones hídricas y el historial de usos de suelo han configurado mosaicos de plantas y espacios carentes de ellas (Lavee et al., 1998). El grado de exposición a los procesos de erosión y las propiedades físico-químicas de los suelos asociadas a cada fase de este mosaico binario, se traducen en una respuesta hidrológica y erosiva diferenciada (Calvo-Cases et al., 2003). Así, los espacios desnudos, muestran una baja capacidad de infiltración y una mayor erodibilidad. Esto los convierte en proveedores de agua, sedimentos y nutrientes a las áreas vegetadas, que actúan como sumideros de materia y energía. Esta dinámica fuente-sumidero provoca la desconexión de los distintos sectores de las laderas y favorece la retención de recursos dentro de las mismas (Tongway y Ludwig, 1997; Puigdefábregas et al., 1999). Su

funcionamiento está condicionado por las características y la distribución espacial de las fuentes y los sumideros, que son determinantes de la continuidad de los flujos en ellas. Se propone aquí una metodología para la caracterización funcional de estas laderas, mediante el análisis morfométrico del patrón espacial de la vegetación y el suelo no vegetado.

2. METODOLOGÍA

A partir de un muestreo aleatorio sobre una imagen QuickBird (QB) multi-espectral (bandas B-G-R-NIR; 2.5 m de pixel) que representa el norte de la provincia de Alicante, se han seleccionado 17 laderas de estudio. Con el fin de que todos los flujos tengan su origen en la propia ladera, y su exportación se produzca únicamente a través de la base de ésta, se han delimitado las laderas con un modelo digital de elevación (MDE) de 5 m de resolución espacial. En cada una de las laderas se ha extraído el patrón de vegetación y suelo no vegetado (ver figura 1 a modo de ejemplo) mediante la clasificación no supervisada de

la imagen QB fusionada con ortofotografías aéreas (0.5 m de pixel). Combinando estos mapas binarios con la información topográfica del MDE, se ha procedido a la modelización de los flujos, y al cálculo de las longitudes y acumulaciones de flujo en cada ladera, de tal manera que los espacios vegetados actúan como sumideros, poniendo fin al recorrido. Por último, se ha calculado la estadística zonal de los anteriores en relación a la vegetación, logrando así relacionar cada área sumidero (parche de vegetación) con su respectiva fuente (suelo no vegetado que drena al parche). Partiendo de estos datos se ha desarrollado el análisis estadístico de los atributos morfométricos de los patrones resultantes y se han calculado los siguientes descriptores: Vegetación (sumideros) y No vegetación (fuentes). Vegetación se han considerado: Ratio Perímetro-Área (RPA), Ratio de Exposición a los Flujos de los parches (REF), porcentaje de Vegetación Expuesta a los Flujos (VEF). No vegetación se han considerado: Ratio de Elongación (RE), Índice de Recorrido de Flujo Ponderado (IRFLP).

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los patrones de vegetación en las laderas analizadas (Fig.1) muestran en muchas de ellas una marcada influencia de la litología y usos de suelo anteriores. De esta manera, se observan patrones bandeados en las laderas o sectores de las mismas con alternancia de materiales calcáreos masivos y materiales margosos, así como en las áreas con terrazas de cultivo bien conservadas. Mientras, los patrones son más moteados en las laderas con predominio de roca caliza con buzamientos contra el talud. En ellas el tamaño y distribución de las diaclasas tienen una fuerte influencia en la configuración espacial de la vegetación, dado su papel de retención de suelo. En ambos casos, el patrón resultante se caracteriza por la presencia de un número reducido de

parches de vegetación de tamaños medios y grandes, y múltiples micro-parches.

El análisis morfométrico de los parches de vegetación detecta una estrecha relación entre el porcentaje de cobertura y el resto de atributos estudiados (Tabla 1). A medida que la cubierta vegetal aumenta, también lo hacen el área media de los parches, la irregularidad de su perímetro y el porcentaje de ocupación del espacio vegetado por parte del parche mayor. Por el contrario, la densidad de parches disminuye, y el patrón se torna más concentrado. Esto concuerda con observaciones realizadas en otras regiones del Mediterráneo (e.g. Lesschen et al., 2008; Imeson y Prinsen, 2004; Shoshany, 2002), poniendo de manifiesto que el incremento de la cobertura vegetal en estas laderas se produce mediante la expansión y progresiva coalescencia de los parches medios y grandes, que da lugar a la formación de una extensa red de plantas que domina el espacio vegetado.

El porcentaje de vegetación expuesta a los flujos (VEF), parámetro muy condicionado por el tamaño del parche de plantas mayor,

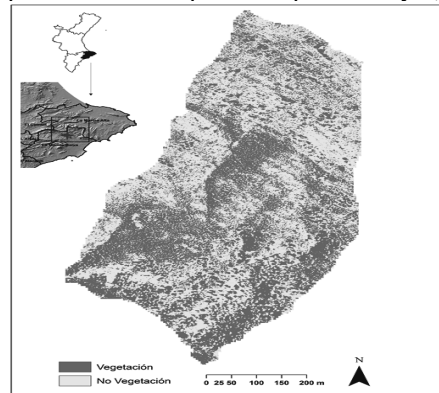


Fig. 1. Patrón de vegetación y no vegetación en la ladera de estudio 12.

disminuye a medida que aumenta la cubierta vegetal, indicando una expansión de la red paralela a la pendiente. Mientras, la variación de REF es mínima, indicando que en todas las laderas la disposición de los parches pequeños es transversal a los flujos.

El tipo de expansión de los parches de vegetación y su configuración frente a los flujos están asociados a la activación de mecanismos de retroalimentación positiva promovidos por las propias plantas, que mejoran progresivamente las condiciones edáficas bajo y en torno a las mismas (Ludwig et al., 2005; Puigdefábregas, 2005), y fomentan la creación de suelo. De esta manera, la mayor capacidad de almacenamiento de agua bajo los parches más grandes reduce la necesidad de los aportes provenientes de la escorrentía superficial, mientras el menor volumen de suelo bajo los parches más pequeños, deriva en una disposición de éstos de manera que se maximiza la captura de los flujos superficiales. Las áreas fuente también se tornan más pequeñas a medida que la cubierta vegetal se recupera, y el RE de las mismas disminuye, apuntando a una menor distancia vertical entre las plantas y un menor recorrido de los flujos. Por el contrario, en las laderas con poca cobertura vegetal las áreas fuente son más amplias y alargadas; la dispersión del patrón se produce en la dirección de la pendiente y se incrementa la conectividad de los flujos. El tamaño e importancia porcentual del área de drenaje mayor en las laderas aumenta a medida que lo hace la red de plantas. Esto sucede porque el parche de vegetación más grande canaliza los flujos superficiales. No obstante, en términos relativos, el flujo que recibe por unidad de superficie disminuye a medida que su área crece, corroborando la afirmación hecha en párrafos anteriores sobre una menor necesidad de los aportes hídricos superficiales. El IRFLP unifica en un solo indicador la información relativa a las longitudes de flujo, y sirve como indicador de la conectividad de los flujos en la ladera, permitiendo ordenarlas en términos de funcionalidad del patrón. Una mayor conectividad implica un recorrido superior en el sentido de la pendiente y con ello un incremento de su energía potencial y poder erosivo. Así, alude al grado de vulnerabilidad del sistema y a su capacidad

para retener recursos vitales (Tongway y Ludwig, 1997). En las laderas estudiadas el IRFLP mantiene una clara relación inversa con el porcentaje de cobertura, el área media de los parches de vegetación, y el perímetro expuesto a los flujos de éstos. Se detecta que en los patrones más dispersos, la configuración de los parches no vegetados es tal que potencia la conectividad de los flujos en el sentido de la pendiente, mostrando un IRFL y una diferencia entre los valores en el percentil 75 de los parches de vegetación y sus correspondientes áreas de drenaje elevados.

4. CONCLUSIONES

En las laderas analizadas los patrones son de carácter 'estructural', derivados de la litología y antiguos usos de suelo. En ellos, la evolución de la cubierta vegetal se caracteriza por la formación y progresiva expansión de una red de plantas, que canaliza la mayoría de los flujos en las laderas. Al mismo tiempo, el resto del espacio vegetado se torna más concentrado a medida que esta red se desarrolla. Las áreas fuente son progresivamente más pequeñas y más cortas, reduciendo la conectividad de los flujos y su poder erosivo. En las laderas con una cubierta vegetal menos desarrollada, el patrón es más disperso y las áreas de drenaje están más conectadas, permitiendo unos recorridos de flujo mayores.

La disposición frente a los flujos depende del tamaño de los parches de vegetación, siendo transversal en los parches pequeños, y paralela en los parches más grandes.

La presencia y volumen de suelo en cada punto del patrón determina en gran medida su configuración y evolución.

El análisis morfométrico del patrón espacial de la vegetación y el suelo no vegetado aporta información relevante a la dinámica hidrológica y erosiva de las laderas con distribución heterogénea de los componentes de la superficie del suelo, y permite su caracterización en términos

Tabla 1: Principales características de los parches de vegetación y de las áreas de drenaje.

Parches de vegetación: I, ladera; II, cobertura (%); III, área media (m²); IV, área máxima (m²); V, área percentil 75 (m²); VI, %, ocupación parche más grande (% del total vegetado); VII, densidad de vegetación (n° parches /100m²); VIII, RPA (m/m²); IX, % parche expuesto a los flujos (REF); X, % vegetación expuesto a los flujos (VEF). Áreas de drenaje: XI, área media (m²); XII, área máxima (m²); XIII, área percentil 75 (m²); XIV, ocupación área más grande (% del total de suelo); XV, RE; XVI, IRLFP.

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI
1	46	8,2	25.774	1,3	19	5,7	6,1	77,0	25,6	8,7	15.436	4,8	10,4	4,1	3,8
2	64	25,3	209.613	1,3	87	2,5	6,0	75,3	14,9	14,0	83.079	4,3	62,5	3,6	2,2
3	49	9,2	69.012	1,3	56	5,3	6,0	77,2	21,3	9,7	30.574	6,0	23,7	4,9	4,0
4	63	28,2	62.063	1,5	88	2,2	5,9	72,5	18,7	16,0	26.495	4,3	66,3	3,0	3,1
5	60	16,0	75.062	1,5	65	3,7	5,9	74,2	16,2	10,8	26.996	5,0	34,7	2,8	2,9
6	53	11,0	11.916	1,8	48	4,9	5,8	74,0	24,1	9,5	4.979	5,5	23,0	3,3	2,6
7	56	15,0	36.414	1,5	75	3,8	5,9	73,8	16,4	11,5	15.912	5,5	42,6	3,8	3,3
8	41	7,0	7.092	1,3	17	5,9	6,0	77,3	24,6	9,9	3.040	7,0	5,1	5,6	5,4
9	63	20,2	93.988	1,0	82	3,1	6,3	79,8	12,1	11,6	29.106	4,8	44,1	5,2	4,6
10	61	24,9	291.352	1,0	87	2,4	6,3	76,2	12,8	16,1	113.095	5,5	52,0	5,9	6,7
11	62	28,6	28.757	1,5	72	2,2	5,9	75,4	13,0	17,2	11.395	7,0	47,4	5,5	4,2
12	48	12,0	62.563	1,5	34	4,0	5,9	73,8	18,4	13,2	30.357	7,5	15,3	5,5	5,3
13	34	6,4	8.082	2,0	9	5,3	5,7	75,6	27,8	12,5	5.138	10,0	2,9	6,6	10,3
14	49	16,9	133.895	2,5	61	2,9	5,5	70,1	14,5	17,2	46.389	10,8	20,8	5,4	5,0
15	61	17,5	62.505	1,3	82	3,5	6,2	76,4	14,1	11,3	21.632	5,5	43,5	5,3	4,4
16	66	20,4	124.162	1,0	80	3,3	6,3	78,3	14,0	10,3	39.758	3,5	50,4	3,9	3,2
17	39	6,5	13.284	1,3	29	6,0	6,0	78,2	20,6	10,1	5.314	8,5	7,4	7,5	7,8

funcionales, basados en el concepto de conectividad. Al mismo tiempo, alude al tipo de expansión de la cubierta vegetal, abriendo un nuevo camino en el estudio de la evolución de estos sistemas.

Agradecimientos

Se agradece a la Generalitat Valenciana por la ayuda económica a la autora principal en el marco del Programa Val I+D para Investigadores en Formación ACIF/2011.

REFERENCIAS

Calvo Cases, A., Boix Fayos, C. y Imeson, A.C. 2003. Runoff generation, sediment movement and soil water behavior on calcareous (limestone) slopes of some Mediterranean environments in southeast Spain. *Geomorphology* 50, 1201-1222.

Imeson A.C. y Prinsen H.A.M. 2004. Vegetation patterns as biological indicators for identifying runoff and sediment source and sink areas for semi-arid landscapes in Spain. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 104, 333-342.

Lavee, H., Imeson, A.C. y Sarah, P. 1998. The impact of climate change on geomorphology and desertification along a Mediterranean arid transect. *Land Degradation and Development* 9, 407-422.

Lesschen, J.P., Cammeraat, L.H. y Nieman, T.

2008. Development of spatial heterogeneity in vegetation and soil properties after land abandonment in a semi-arid environment. *Earth Surface Processes and Landforms* 33, 1574-1584.

Tongway, D.J. y Ludwig, J.A. 1997. The conservation of water and nutrients within landscapes. En Ludwig, J.A., Tongway, D.J., Freudenberg, D.O., Noble, J.C. y Hodgkinson, K.C. (Eds.): *Landscape ecology, function and management: principles from Australia's rangelands*, CSIRO Publishing, Melbourne, Australia, 13-22.

Ludwig, J.A., Wilcox, B.P., Breshears, D.D., Tongway, D.J. e Imeson, A.C. 2005. Vegetation patches and runoff-erosion as interacting ecohydrological processes in semiarid landscapes. *Ecology* 86, 288-297.

Puigdefabregas, J. 2005. The role of vegetation patterns in structuring runoff and sediment fluxes in drylands. *Earth Surface Processes and Landforms* 30, 133-147.

Puigdefabregas, J., Sole, A., Gutierrez, L., Del Barrio, G. y Boer, M. 1999. Scales and processes of water and sediment redistribution in drylands: results from the Rambla Honda field site in Southeast Spain. *Earth-Science Reviews* 48, 39-70.

Shoshany, M. 2002. Landscape fragmentation and soil cover changes on south- and north-facing slopes during ecosystem recovery: an analysis from multi-date air photographs. *Geomorphology* 45, 3-20.

EROSION PINS, PROFILE AND LASER SCANNERS FOR SOIL EROSION MONITORING IN ACTIVE HILLSLOPES IN BADLANDS OF SE SPAIN

Clavos de erosión, perfiles y escaneos láser para el seguimiento de la erosión en laderas activas de badlands del SE de España

A. Solé-Benet ⁽¹⁾, A. Afana ⁽¹⁾, Y. Cantón ⁽²⁾

- (1) Departamento de Desertificación y Geo-Ecología. Estación Experimental de Zonas Áridas (EEZA, CSIC). albert@eeza.csic.es.
 (2) Departamento de Edafología y Química Agrícola. Universidad de Almería.

Resumen: En un área acarcavada activa del desierto de Tabernas se está midiendo desde 1991 la erosión a diferentes escalas con distintas técnicas (clavos de erosión, perfiles, copas de salpicadura, pequeñas parcelas, muestreadores automáticos y manuales en cuencas). Dos de estas técnicas aplicadas a escalas espaciales de detalle, clavos de erosión y perfilómetro láser, se utilizaron a escalas temporales diversas (desde evento a anual) entre los años 1995 y 2007 en secciones representativas de laderas activas. A partir de 2009 dichas zonas están siendo monitorizadas anualmente mediante un escáner láser terrestre (TLS). Se presentan las relaciones entre la precipitación (magnitud e intensidad a diferentes escalas temporales) y la erosión, con énfasis en su variabilidad espacial (zonas de rill y zonas interrill). Asimismo se presentan y discuten las ventajas e inconvenientes, así como los diferentes tipos de errores que se comenten con las técnicas de medición de la erosión utilizadas.

Key words: profilemeter, erosion pins, semiarid, rill, interrill.

Palabras clave: perfilómetro, clavos de erosión, semiárido, rill, interrill.

1. INTRODUCTION

Field methods for soil erosion quantification have evolved from traditional methods (Benito et al., 1992) to non-contact ones, e.g. laser scanning and remote sensing. Soil erosion can be assessed by dynamic and/or volumetric recordings (Morgan, 1995). The former implies measuring the amount of sediment transported by runoff (e.g. collector devices), and the latter is based on measuring soil depletion or deposition by erosion pins (EP) or profile-meters. Contact methods are still used but they are affected by soil-surface disturbances and operator experience, among others.

Several studies highlight the effects of rainfall events (amounts and intensities) on soil erosion (Sirvent et al, 1997). In badlands of SE Spain, Cantón et al (2001a and b) showed that soil-regolith erosion is related to both rainfall magnitude and intensity and to the number of wetting-drying cycles, essential for weathering the parent material (mudstone) and subsequent

sediment production. Hence, rainfall parameters (magnitude, intensity, number of events) might affect erosion patterns.

This study focuses on linking classical techniques of soil erosion monitoring with modern ones to identify patterns of soil-regolith erosion and/or deposition in active badland hillslopes. Our primary goals were (i) to check the capacity of digital data captured by laser scanning techniques in quantifying soil water erosion in comparison to previous data records acquired by EP and by laser profile-meter (LP); and (ii) to explore the influence of rainfall properties on the spatial patterns of erosion in arid hillslopes.

2. METHODS

2.1. Study site

El Cautivo experimental site is located in a badland area in the southern part of the Tabernas Basin (Almería province, SE Spain). The main rock is a calcitic-gypsiferous mudstone (Solé-Benet et al., 1997). Climate is thermomediterranean

semi-arid with 235 mm of annual precipitation (1991-2011). The landscape reveals highly contrasted hillslopes of marked asymmetry: those NE-oriented have moderate gradients, from 5° to 30°, and considerable plant cover, whereas SW-oriented ones have high slope gradients from 20° to 77° and are almost bare.

2.2. Rainfall data

Climatic records are obtained from the in-situ meteorological station, including precipitation (*P*) parameters (annual *P*, number of days of *P* > 3 mm, 10 mm and 20 mm, *P* intensity, i.e. max *P*_{24h}, max *I*₅, max *I*₁₀, n° of events of both *I*₅ and *I*₁₀ > 20 mm/h and > 40 mm/h).

2.3. Experimental Design

Two hillslopes of similar lithology, crusted soil-regolith, slope gradient (25° - 30°, somewhat higher in LP) and rilling have been monitored by two techniques since 1995. The first site, monitored by *EP*, is about 100 m². The second is a smaller area where a rill is monitored by *LP* since 1997.

2.3.1. Erosion pins area

Eighty-one, 30-cm erosion-pins (aerial part = 10 cm) are distributed following a 1-m-grid. Recordings were performed with a digital calliper, usually once a year or after major rainfall events. Since 2009 measurements are performed with a *TLS*. Periodical *EP* heights were compared with the heights of previous years and with those from the first year (1995) and labelled as annuals and totals, respectively.

2.3.2. Laser profilemeter area

Three horizontal sections (2 m long, separated 1 m) across a rill were monitored between 1997 and 2001. Measurements were performed at 0.84 mm resolution distance. The *LP* instrument was fixed horizontally by two adjustable vertical poles and fixed on a concrete base. Between 2009 and 2010 measurements were performed with a *TLS*. As the minimum spatial resolution of the *TLS* is 1

mm, the *LP* data was interpolated to similar spacing distance.

Data processing consisted in:

(a) min, max, average and standard deviation (σ) were calculated for the *EP* data; min and max values correspond to erosion and sedimentation respectively; the average can be either erosional if < 0 and sedimentary if > 0; σ represents the range of either erosion or sedimentation state in every *EP* (high σ values indicate a dynamic state, whereas low values indicate a steady state).

(b) Spearman correlation between erosion records of each pin and rainfall datasets (amounts and intensities).

(c) ANOVA to know how *EP* data are related to their rill or interrill position.

(d) min, max, average and σ values from the *LP* measurements were compared with previous years and with the first in order to know the evolution of horizontal profiles as well as to know the *TLS* capacity to replace *LP* measurements.

3. RESULTS AND DISCUSSION

Mean annual and total soil erosion monitored by *EP* and *LP* are presented in Figs. 1 and 2.

In *EP*, 3.72 mm of mean erosion was recorded in 16 years, equivalent to 3 t ha⁻¹ y⁻¹. A single event in early autumn 1997 produced 86 mm of erosion in a single pin, while the mean of 81 pins was 6 mm of erosion.

In *LP* a total erosion of 12.12 mm, 13.58 mm and 6.9 mm (Table 1) was measured in 13 years in the upper, medium and lower sections, equivalent to 12.1, 13.6, and 6.9 t ha⁻¹ y⁻¹, respectively.

The Spearman correlation tests between rainfall parameters and *EP* measurements indicate better correlations for annual variations than for the overall period (Table 2). Annual rainfall and n° of days with *P* > 20 mm explain 43.2% and 40.7%, respectively of *EP* behaviour. With regard to intensities, their effect is appreciated in both annual and total variations, but better

in the latter (Table 2). Max I_5 and n° of events of $I_5 > 20 \text{ mm h}^{-1}$ explains 70.37% and 69.1% of erosion behaviour, respectively.

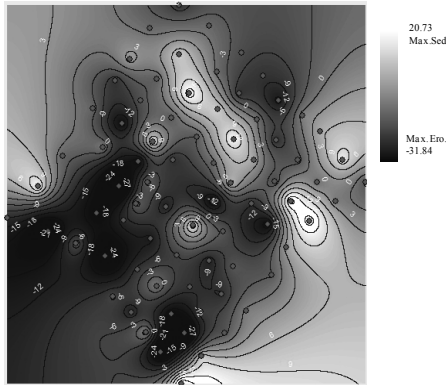


Fig. 1 Map showing all erosion-pins (dots) and the overall erosion (black) and deposition (white) after 16 years of monitoring.

Table 1. LP measurements in the three sections for different periods (negative values = erosion; positive values = deposition).

parameters	1997-2010	1997-2001	2009-2010
Upper Position			
Average	-12.12	-5.01	2.98
Max	29.34	21.6	33.14
Min	-72.85	-74.4	-24.64
σ	23.33	15.13	8.37
Central Position			
Average	-13.58	-12.95	3.88
Max	58.48	10.64	79.08
Min	-94.60	-105.26	-16.37
σ	30.10	17.99	13.53
Lower Position			
Average	-6.90	-8.03	-2.39
Max	26.71	12.1	22.10
Min	-58.76	-49.1	-32.96
σ	18.84	8.55	9.80

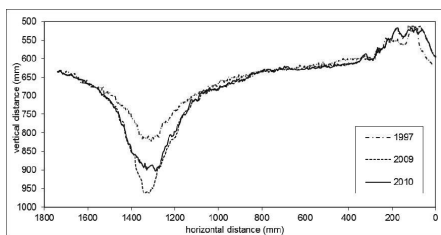


Fig. 2. LP-TLS data from the middle cross-section throughout the monitoring period.

The ANOVA confirms some significant effects of rill-interrill positions on EP

parameters in the annual variations and less significant relationships in the total variations (Table 3). This might suggest that rill-interrill positions only explain EP extreme values, whereas average values could be explained by other topographic parameters (e.g. slope, curvature, etc.).

Table 2. Number of EP significantly correlated with rainfall parameters. *Er: erosion, **Sed: sedimentation.

Parameters	annual		Total	
	Er.	Sed.	Er.	Sed.
annual events	15	20	2	2
Nº days P > 3 mm	6	16	2	3
Nº days P > 10 mm	10	16	2	1
Nº days P > 20 mm	21	12	1	1
Max P24h	11	1	9	3
Max I5	13	19	15	42
Nº events I5 > 20	10	27	16	40
Nº events I5 > 40	6	15	13	30
Max I10	12	11	11	25
Nº events I10 > 20	7	23	13	40
Nº events I10 > 40	12	7	18	31

Table 3. ANOVA showing how EP parameters are explained by their rill/interrill position.

parameters	R	F	β	P > 0.05
Annual variations				
Rill/interrill		3.02		0.0162
Average	0.109	0.855	-0.109	0.3582
Max	0.347	9.745	-0.348	0.0027
Min	0.302	7.017	0.302	0.0099
Σ	0.362	10.585	0.362	0.0018
Total Variations				
Rill/interrill		1.985		0.0917
Average	0.124	1.135	0.124	0.2901
Max	0.087	0.553	-0.087	0.4594
Min	0.229	4.037	0.228	0.0482
Σ	0.266	5.574	0.266	0.0209

In the total comparison, ANOVA is not-significant ($p=0.0917$) indicating that long term variation of erosion pins is not explained by their rill-interrill position. Only min and σ are significantly related to their rill or interrill position.

Erosion rates measured in the LP area are higher than those measured in the EP area, essentially because LP is a rill-dominant area.

4. CONCLUSIONS

Calliper measurement of *EP* in crusted surfaces of badland hillslopes may be affected by human errors, surface disturbance, etc. However, *TLS* allows for a precise non-contact measurement to assess both surface changes and soil-regolith erosion-deposition. *EP* location in rill and interrill areas revealed a high variability of readings (e.g. 86 mm of erosion in a single rainfall event while the mean of 81 pins was 6 mm of erosion). After 16 years of recordings, rainfall magnitude is only correlated to erosion-sedimentation for a few pins (< 30% of 81), though rainfall intensity is correlated to a higher number of pins (up to 67% of 81). Only maximum and minimum event-differences are explained by the rill-interrill position of *EP*; when considering all the measurement period, only minimum event-differences are explained.

Acknowledgements:

EC-DG RTD- 6th Framework Research Programme - project DESIRE (contract N° 037046).

Spanish National R+D Programme: Special action for laser scanner co-financing (GL2007-29834-E).

Andalusian Regional Government: Projects RNM-3614 and P06-RNM-01732.

REFERENCES

- Anderson, K. y Croft H. 2009. Remote sensing of soil surface properties. *Progress in Physical Geography* 33, 457-473.
- Benito, G., Gutiérrez, M. y Sancho, C. 1992. Erosion rates in badlands areas of the central Ebro Basin (NE-Spain). *Catena* 19, 269-286.
- Cantón, Y., Solé-Benet, A., Queralt, I. y Pini, R. 2001a. Weathering of a gypsum-calcareous mudstone under semi-arid environment at Tabernas, SE Spain: laboratory and field-based experimental approaches. *Catena* 44, 111-132.
- Cantón, Y., Domingo, F., Solé-Benet, A. y Puigdefàbregas, J. 2001b. Hydrological and erosion response of a badlands system in semiarid SE Spain. *Journal of Hydrology* 252, 65-84.
- Chappell, A., Zobeck, T. y Brunner, G. 2006. Using bidirectional soil spectral reflectance to model soil surface changes induced by rainfall and wind tunnel abrasion. *Remote Sensing of Environment* 102, 328-343.
- Morgan, R.P.C. 1995. Soil Erosion and Conservation. Longman, London, 298 pp.
- Sirvent, J., Desir, G., Gutiérrez, M., Sancho, C. y Benito, G. 1997. Erosion rates in badland areas recorded by collectors, erosion pins and Profilometer techniques (Ebro Basin, NE-Spain). *Geomorphology* 18, 61-75.
- Solé-Benet, A., Calvo, A., Cerdá, A., Lázaro, R., Pini, R. y Barbero, J. 1997. Influences of micro-relief patterns and plant cover on runoff related processes in badlands from Tabernas (SE Spain). *Catena* 31, 23-28.

MICROTOPOGRAFÍA Y RED DE DRENAJE EN LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE PROCESOS DE EROSIÓN EN UNA LADERA CULTIVADA CON VIÑEDOS (LA RIOJA, ESPAÑA)

Microtopography and drainage network in the spatial distribution of erosion processes in a slope cultivated with vineyards (La Rioja, Spain)

I. Galilea⁽¹⁾, L. Ortigosa⁽¹⁾, N. Lana-Renault⁽¹⁾, J. Arnáez⁽¹⁾

(1) Área de Geografía Física (DCH). Edificio Luis Vives, s/n. Universidad de La Rioja, 26004, Logroño (La Rioja) ianire.galilea@unirioja.es

Abstract: Vineyard crops in hillslopes are subjected to intense processes of erosion during high intensity rainfall events. It is not infrequent to observe the activity of sheet erosion and rills, which accumulate large amounts of sediments across the hillslope. The reason for this behavior is known: the erosive power of raindrops, the high gradient of the slopes, the fragile and nude soils or the inadequate agricultural practices. However, the role that microtopography exerts on erosion processes has normally been less considered. The purpose of this work is to analyze the effect of this variable on the distribution of erosion and sedimentation processes in vineyards after an intense rainfall event. Special interest is placed in the spatial organization of rills and gullies that fit with the drainage network which is temporarily altered by the different farming activities. Results suggest that agricultural practices are important in the development of some of these processes of erosion.

Palabras clave: erosión, incisiones, microtopografía, viñedos, La Rioja

Key words: erosion, rills and gullies, microtopography, vineyards, La Rioja

1. INTRODUCCIÓN

En la tarde-noche del 27 de junio de 2010 se produjeron intensas precipitaciones de carácter tormentoso que afectaron a diversas provincias del norte y centro peninsular, entre ellas La Rioja (España). Los datos pluviométricos de la estación de Agoncillo (a pocos kilómetros de Logroño) sumaron un total de 66.2 mm en menos de dos horas, con picos de intensidad máxima de 150 mm h⁻¹ en 15 minutos. La escorrentía generó un considerable impacto erosivo en una ladera cultivada con viñedos en el Parque Natural de la Grajera. El cultivo de la vid en los medios mediterráneos es susceptible de verse afectado por importantes tasas de erosión (Martínez-Casasnovas et al., 2005; Arnáez et al., 2007; García-Ruiz y López Bermúdez, 2009). En este trabajo se analiza el papel que desempeña la topografía y micro-red de drenaje en la distribución y funcionamiento de los procesos de erosión.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El Parque Natural de la Grajera (4.27 km²) se encuentra en el término municipal de Logroño. La altitud máxima del área de estudio es de 580 m s.n.m. y la mínima descende hasta los 437 m s.n.m. La pendiente media es del 11%, alcanzándose inclinaciones superiores al 40% en los taludes artificiales que diseccionan el perfil de la ladera. Los materiales de la zona corresponden a la transición Oligoceno-Mioceno, momento en el que la cubeta del Ebro se rellena con aportes detríticos de las sierras circundantes, con predominio de areniscas, arenas y limos. Sobre ellos se instalan una serie de glaciares arenosos de suave pendiente. Los suelos predominantes son calcisoles de textura equilibrada (franca y franco-arenosa), escasos en materia orgánica, velocidad de infiltración moderada y buena aireación. El clima de la zona es de tipo mediterráneo continental caracterizado por una baja precipitación anual (452 mm) y una marcada estacionalidad pluviométrica, con máximas

en primavera (30-35% del total anual). Las tormentas estivales y otoñales pueden ser de elevada intensidad. La práctica totalidad de la tierra cultivada en la Grajera está ocupada por el viñedo (62.8 ha) que es sometido a diferentes labores agrícolas. La existencia de un prolongado escarpe artificial en torno a la cota de los 470 m s.n.m. y la utilización de dos diferentes sistemas de laboreo ha permitido subdividir el área de estudio en dos sectores (Fig. 1): superior (470-530 m s.n.m.) e inferior (440-470 m s.n.m.).



Fig. 1. Esquema del área de estudio

3. MÉTODOS

Mediante trabajo de campo se identificaron, catalogaron y fotografiaron las formas y procesos de erosión que se desarrollaron a partir de la tormenta del 27 de junio y que afectaban a las parcelas de viñedos. También se tomaron muestras de suelo que se enviaron a laboratorio para conocer sus características (Tabla 1).

Los datos obtenidos en el campo sirvieron para elaborar una cartografía de los siguientes procesos: arroyamiento laminar difuso, incisiones, cárcavas y áreas de sedimentación. Para la caracterización topográfica del área de estudio se realizaron, a partir de SIG's, mapas digitales de altitud, pendiente, red de flujos

concentrados, usos del suelo e infraestructuras, con una resolución de 5x5 m. Los datos de la tormenta se obtuvieron del Instituto Nacional de Meteorología (estación meteorológica de Agoncillo).

Tabla 1. Características de los suelos analizados en laboratorio

	U1	U2	M3	M5	M6
Arena (%)	52.1	58.7	70.4	43.6	47.7
Limo (%)	32	30.5	21.3	38.9	35.5
Arcilla (%)	15.8	10.8	8.4	17.5	16.8
Permeabilidad (cm/h)	2-0.5	4-2	4-2	2-0.5	2-0.5
Estructura (mm)	2-5	2-5	2-5	2-5	2-5
Materia orgánica (%)	0.46	0.73	0.21	0.85	0.94
Caliza activa (%)	9	2.8	1.6	8.3	7.4
CO ₃ CA (%)	23.7	14.3	13.9	20.4	21.8

4. RESULTADOS

Los resultados obtenidos son incluidos en la tabla 2.

Tabla 2. Procesos y formas de erosión (ha) en la ladera estudiada

	Sector Superior	Sector Inferior
Superficie total	34.9	27.9
Superficie de procesos	6.5	14.4
Arroyamiento laminar	2.8	0.7
Regueros	1.3	2.1
Cárcavas	1.1	0.2
Áreas de sedimentación	1.3	7.7

La arroyada laminar tiene un notable desarrollo espacial en el sector superior del área de estudio que corresponde a la parte alta de la ladera. Los suelos de este sector, de textura franco arenosa, superan con rapidez la capacidad de infiltración. La escorrentía se concentra en flujos superficiales a partir de pequeñas cicatrices de escasa entidad que acaban dando lugar a la formación de incisiones de longitud y profundidad variable. Las cárcavas alcanzan también un notable desarrollo en el sector superior. Presentan un marcado perfil en V y un fuerte encajamiento. El sedimento transportado a lo largo de la ladera tiende a acumularse en el sector inferior del área de estudio (pie de ladera) donde la pendiente es menor o casi nula La

concentración de los materiales arrastrados y la progresiva nivelación del terreno dificultan el avance del flujo, que pierde velocidad y potencial de arrastre.

La tabla 3 muestra la relación entre los procesos lineales (regueros y cárcavas) y la red de drenaje. Más de un 60% de las incisiones provocadas por la tormenta coinciden con esa red. La tabla 4 incluye el porcentaje de superficie afectada por la arroyada laminar y la forma de la ladera.

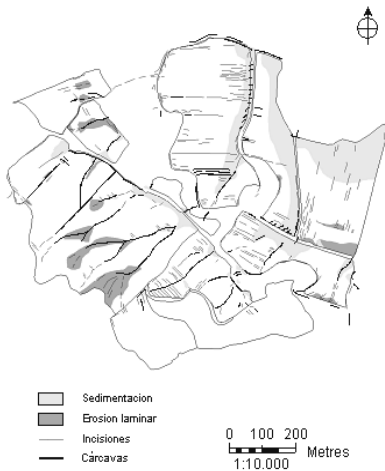


Fig. 2. Procesos y formas de erosión generados por las tormentas del 27 de junio de 2010.

Tabla 3. Relación entre las incisiones (regueros y cárcavas) provocadas por la tormenta y la micro-red de drenaje de la ladera

	Procesos	Coincidencia con la red de drenaje (%)
Sector Superior	Regueros	58.5
	Cárcavas	80.4
Sector Inferior	Regueros	60.8
	Cárcavas	66.0

Tabla 4. Relación entre el arroyamiento laminar y las formas de la ladera

Formas de la ladera	%
Rectilínea-Convexa	61.8
Cóncava	25.6
Fondos de valle	12.6

5. DISCUSIÓN

Los resultados indican que buena parte de los procesos y formas de erosión tiene una estrecha relación con la topografía y la micro-red de drenaje de la ladera.



Fig. 3. Superficie de un viñedo afectada por incisiones

Los desajustes observados en determinados sectores se explican por la influencia de las actividades humanas, principalmente por las labores agrícolas y sus infraestructuras asociadas. Las vías de acceso a las parcelas creadas por la maquinaria agrícola favorecen el desarrollo de cárcavas de tamaño considerable (puntos 9, 10 y 13 de la Fig. 4). El patrón de laboreo en el área de estudio difiere según la pendiente y forma de la ladera. En el sector superior se basa en un sistema de pequeñas terrazas paralelas a las curvas de nivel y en el inferior a un modelo de surcos labrados a favor de la pendiente. Los resultados obtenidos demuestran que en este último sistema el desarrollo de incisiones, especialmente regueros, es más abundante y no coincidente con la micro-red de drenaje de la ladera (puntos 2, 5 y 7 de la Fig. 4). Los procesos erosivos aquí alcanzan mayor longitud y profundidad que en los sectores cultivados de forma transversal a la pendiente.

Las estructuras artificiales de canalización y riego (acequias, cunetas de desagüe, etc.) asociadas a las prácticas agrarias juegan también un papel decisivo en la reorganización y reconducción de la escorrentía concentrada. La presencia de

canalizaciones transversales a la pendiente (puntos 1, 3, 4 y 6 de la Fig. 4) interrumpe la circulación del flujo y desconecta las zonas de cabecera de los pies de ladera. Estas infraestructuras se convierten en áreas de retención de sedimentos y, en algunos casos, a partir de ellas se desarrollan nuevas incisiones.

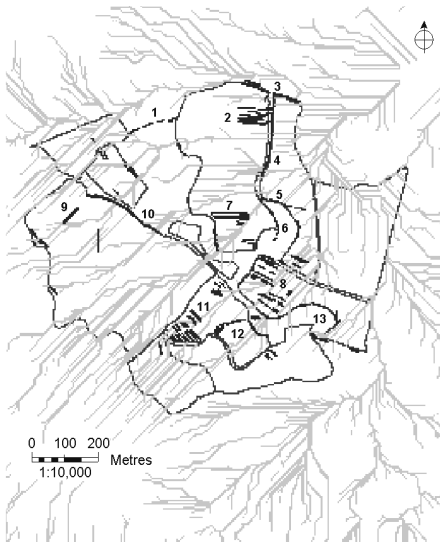


Fig. 4. Micro-red de drenaje (azul) e incisiones no coincidentes con esta red (rojo)

6. CONCLUSIONES

Tormentas de alta intensidad horaria pueden provocar en laderas en pendiente cultivadas con viñedos diversos procesos de erosión, especialmente incisiones que, en general, se adaptan a la micro-red de drenaje de la ladera, en parte enmascarada por las labores agrícolas. No obstante, las mismas técnicas de laboreo pueden facilitar la aparición de nuevas incisiones (regueros y cárcavas) con fuerte capacidad de transporte de sedimentos. Estas podrían reducirse o evitarse con un adecuado sistema de gestión del suelo.

Agradecimientos

Este trabajo ha contado con el apoyo financiero del proyecto INDICA (CGL

2011-27753-C02-01 y 02), subvencionado por el Ministerio de Economía y Competitividad. N. Lana-Renault es beneficiaria de un contrato posdoctoral dentro del programa “Juan de la Cierva”.

REFERENCIAS

- Arnáez, J., Lasanta, T., Ruiz-Flaño, P., Ortigosa, L. 2007. Factors affecting runoff and erosion under simulated rainfall in Mediterranean vineyards. *Soil and Tillage Research* 93, 324-334.
- Martínez-Casasnovas, J.A., Ramos, M.C., Ribes-Dasi, M. 2005. On site effects of concentrated flow erosion in vineyard fields: some economic implications. *Catena* 60, 129-146.
- García Ruiz, J.M. y López Bermúdez, F. 2009. *La erosión del suelo en España*. Sociedad Española de Geomorfología, Zaragoza, 441 pp.

LA EVOLUCIÓN HIDROGEOMORFOLÓGICA DEL ABANDONO DE BANCALES ABORDADA DESDE UNA PERSPECTIVA MULTIESCALAR

The hydrogeomorphological evolution of abandoned terraced fields studied from a multiscale perspective

N. Lana-Renault ⁽¹⁾, I. Galilea ⁽¹⁾, J. A. Llorente ⁽¹⁾, L. Ortigosa ⁽¹⁾, M. Oserín ⁽¹⁾, P. Ruiz-Flaño ⁽²⁾, N. Pascual ⁽¹⁾, J. Arnáez ⁽¹⁾

(1) Área de Geografía Física (DCH), Universidad de La Rioja, 26004, Logroño. noemi-solange.lana-renault@unirioja.es

(2) Departamento Geografía., Universidad de Valladolid, 46071, Valladolid

Abstract: In Camero Viejo (northwestern Iberian ranges) most of the hillslopes are occupied by terraced fields. Socio-economic changes during the XXth century caused intensive farmland abandonment in this area. Bench terraces were re-colonized by shrubs, reforested or used for extensive cattle breeding. In this study we summarize the hydrogeomorphological effects of their abandonment at the hillslope scale and highlight the need of including a catchment scale approach. Small landslides and wall collapse are the main geomorphic processes, especially in the lower parts of concave hillslopes. Sheet wash erosion was also identified, especially in the most grazed areas and the taluses at the foot of the terrace walls. A small catchment (189 ha) in the Cidacos valley was monitored to study when those areas contribute sediment to the storm hydrograph of the river. Bench terraces, most of them perpendicular to the drainage network, control hydrological connectivity; the state of the terrace walls determine which areas are directly draining on the river system.

Palabras clave: abandono de tierras, bancales, erosión, cuenca experimental, Camero Viejo

Key words: farmland abandonment, bench terrace fields, erosion, experimental catchment, Camero Viejo

1. INTRODUCCIÓN

En las sierras de Camero Viejo (Sistema Ibérico noroccidental) los bancales fueron un elemento importante en el paisaje agrario alcanzando, en algunos valles, más del 90% del total de la superficie cultivada (Arnáez et al., 2009). Los cambios socioeconómicos acontecidos durante el siglo XX marcan, a partir de la década de los años sesenta, el inicio de un periodo de intensa emigración y abandono generalizado de las tierras de cultivo. Los bancales abandonados son recolonizados progresivamente por matorral; otros son cubiertos por repoblaciones forestales o utilizados para el pastoreo del ganado vacuno, originando cambios sustanciales en las dinámicas hidrológicas y geomorfológicas. En este trabajo se recogen los principales resultados obtenidos a escala de ladera y se plantea la necesidad de un estudio a escala de cuenca como herramienta para el análisis integrado entre laderas y cauces.

2. ÁREA DE ESTUDIO

Camero Viejo incluye los altos valles del Leza, Jubera y Cidacos. Se trata de un conjunto montañoso comprendido entre los 600 y 1700 m s.n.m.. El relieve, modelado sobre materiales de la facies Weald, es relativamente homogéneo, con depresiones abiertas y divisorias alomadas. En las proximidades de los ríos y barrancos, y en la zona donde la Depresión del Ebro entra en contacto con el Sistema Ibérico, las pendientes pueden llegar a ser muy pronunciadas. Las condiciones climáticas corresponden a las típicas de un clima mediterráneo de montaña, con precipitaciones que no superan los 800 mm y se concentran en primavera y en otoño. Las temperaturas medias anuales se sitúan en torno a los 10-12 °C. La vegetación potencial está representada principalmente por *Q. ilex* y *Q. pyrenaica*. No obstante, actualmente las laderas se encuentran cubiertas por un matorral de sustitución más o menos denso representado por *C.*

laurifolius en suelos silíceos y *G. scorpius* en suelos calizos.

A mediados del siglo XIX Camero Viejo contaba con una densidad de población de hasta 33 hab/km² (Cidacos) que roturó buena parte del territorio a base de campos abancalados pues era la mejor estrategia para reducir la inclinación de las laderas y obtener pequeñas parcelas cultivables. Los bancales se rellenaban con suelo enriquecido con abono orgánico, solían estar protegidos por un muro de piedra y requerían muchos cuidados para evitar su deterioro. Además, contaban con sistemas de drenaje para desviar las aguas de escorrentía. A lo largo del siglo XX se inició un descenso demográfico continuo, de manera que la densidad de población actual no llega a 4 hab/km². Los campos fueron abandonados, los censos ganaderos disminuyeron y el ganado ovino sustituido por el ganado vacuno en régimen extensivo, adaptado a la escasez de mano de obra.

3. MÉTODOS

Para el estudio a escala de ladera se muestrearon 86 campos abancalados en los que se recogió información topográfica, de suelos y vegetación, y se identificaron y caracterizaron los principales procesos erosivos. Se estudiaron las tasas de erosión y de infiltración en campos con diferente densidad de cubierta vegetal e intensidad de pastoreo a partir de 26 ensayos de simulación de lluvia. La intensidad media de lluvia utilizada en las simulaciones fue 75 ± 15 mm/h y la duración de los experimentos fue de 45 min sobre una parcela circular de 42 cm de diámetro.

Para el estudio a escala de cuenca se seleccionó una pequeña cuenca (189 ha) en el valle del Cidacos, ocupada casi en su totalidad por bancales y con una pendiente media de 0,36 m/m. La cuenca se ha equipado con una estación meteorológica completa, dos pluviómetros de balancín y dos sensores instalados en el lecho del cauce (uno en la desembocadura de la

cuenca y otro en la desembocadura de uno de los afluentes) que miden en continuo la altura de la lámina de agua. Además, durante el periodo de crecidas se recogen puntual y manualmente muestras de sedimento en suspensión en el cauce principal.

4. RESULTADOS

4.1. Resultados a escala de ladera

El proceso geomórfico más importante en bancales abandonados es el desplome de los muros de piedra causado por desprendimientos, generalmente de tipo rotacional, con fuerte pendiente en el tramo superior y manifiesta concavidad. Aproximadamente el 25% de la longitud de los muros de piedra está afectada por desprendimientos (Ortigosa et al., 1994). Éstos se suelen localizar en las vertientes cóncavas y al pie de ladera, allí donde la concentración de humedad es más importante. La acumulación artificial de suelo en los bancales y el desmantelamiento de la red de drenaje favorecen que se concentre el agua en la parte inferior de los mismos y se desencadene el desprendimiento.

Asimismo, se han detectado indicios de flujos laminares, especialmente en los taludes al pie de los bancales y en las áreas sometidas a un pastoreo más intensivo (Lasanta et al., 2001; Oserín et al., 2006). Los resultados de las simulaciones de lluvia (tabla 1) muestran que son los rellanos de los bancales poco pastados los que presentan mayores tasas de infiltración (86 mm/h) y menores tasas de erosión (7,1 g/m²/h). En los taludes al pie de bancal y en los campos muy pastados las tasas de infiltración son mucho menores (50 y 36 mm/h respectivamente) y las tasas de erosión hasta casi cuatro veces mayores (25 y 27,1 g/m²/h).

Si bien el estudio a escala de ladera ha permitido identificar y caracterizar las principales áreas erosionadas en laderas abancaladas, quedan todavía algunas cuestiones por resolver para entender la

Tabla 1. Tasa media de infiltración y tasa media de erosión en diferentes ambientes en bancales

	Tasa de infiltración (mm/h)	Tasa de erosión (g/m ² /h)
Rellano poco pastado	86	7,1
Rellano muy pastado	50	27,1
Talud del bancal	36	25,0

evolución hidrogemorfología de este tipo de ambientes: ¿en qué condiciones estas áreas aportan sedimento a la red fluvial? ¿cuánto sedimento llega a los cauces? ¿cómo se reorganiza la nueva red de drenaje?

4.2. Aproximación a escala de cuenca

Para responder a estas preguntas es necesario cambiar de escala y abordar el estudio desde una perspectiva que integre laderas y cauces. Con este objetivo, se ha monitorizado la cuenca de Munilla, en el valle del Cidacos.

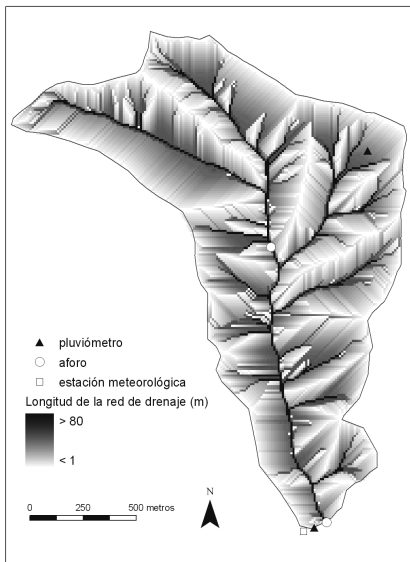


Fig. 1. Red de drenaje y dispositivo experimental en la cuenca de Munilla.

La Fig. 1 muestra el dispositivo experimental instalado en la cuenca y la red de drenaje derivada del MDE creado a partir de las curvas de nivel digitalizadas cada 5 m de altitud. En la Fig. 2 se ha

cartografiado la red de bancales. La superficie abancalada ocupa aproximadamente el 40 % de la cuenca. Los bancales están delimitados en su gran mayoría por un muro de piedra cuya altura varía entre 1 y 4 m de altura según la pendiente de la ladera y cuya densidad es muy elevada (650m/ha). De la figura 2 se desprende que el patrón espacial de los bancales, la mayoría perpendiculares a la red de drenaje, influye indudablemente en la conectividad hidrológica. El estado de los muros determinará qué áreas de la cuenca van a drenar directamente al cauce principal: aquellos muros que en la actualidad estén intactos impiden que la escorrentía y el sedimento lleguen a los cauces (Bellin et al., 2009); en cambio, allí donde ha ocurrido un desplome del muro posiblemente se restaure la red de drenaje original, favoreciendo la accesibilidad del sedimento a la red principal.

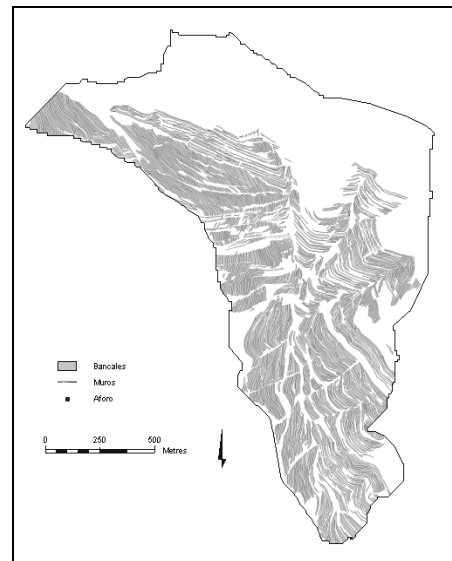


Fig. 2. Bancales en la cuenca de Munilla.

5. CONCLUSIONES Y FUTURAS HIPÓTESIS DE TRABAJO

A partir del estudio de la dinámica hidrogemorfológica del abandono de bancales a escala de ladera se han

identificado y caracterizado las principales áreas fuente de sedimento en este tipo de ambientes. El abordar la investigación a escala de cuenca permite estudiar la conectividad entre esas áreas fuente de sedimento y la red de drenaje principal. Todo ello confirma la necesidad de una perspectiva multiescalar a la hora de explicar y predecir la evolución hidrogeomorfológica del abandono de campos abancalados.

reciente gestión del territorio: el papel del ganado vacuno. Actas de las jornadas sobre terrasses i prevenció de riscos naturals, Mallorca, 77-86.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado con el apoyo del proyecto “Efectos en la red de drenaje y en las áreas fuente de sedimento de los cambios de uso del suelo: la gestión de espacios abancalados de montaña fuertemente alterados” (CGL2011-27753-C02-02) financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad. N. Lana-Renault es beneficiaria de un contrato posdoctoral dentro del programa “Juan de la Cierva”, financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad.

REFERENCIAS

- Arnáez, J., Ortigosa, L., Llorente, J.A., Oserín, M., Larrea, V. 2009. Gestión del territorio y erosión del suelo en Cameros. En Lasanta T. y Arnáez J. (Eds.): *Gestión, usos del suelo y paisaje en Cameros (Sistema Ibérico)*. Universidad de La Rioja, Logroño, 145-164.
- Bellin, N., Van Wesemael, B., Meerkerk, A., Vanacker y V., Barberá, G.G. 2009. Abandonment of soil and water conservation structures in Mediterranean ecosystems. A case study from southeast Spain. *Catena* 76, 114-121.
- Lasanta T., Arnáez J., Oserín M. y Ortigosa L. 2001. Marginal Lands and Erosion in Terraced Fields in the Mediterranean Mountains A Case Study in the Camero Viejo (Northwestern Iberian System, Spain). *Mountain Research and Development* 21 (1), 69-76.
- Ortigosa, L., Oserín, M. y Arnáez, J. 1994. Comportamiento geomorfológico del espacio abandonado en Camero viejo (Sistema Ibérico). En García-Ruiz, J.M. y Lasanta, T. (Eds): Efectos geomorfológicos del abandono de tierras. SEG, Zaragoza, 121-134.
- Oserín, M., Arnáez, J. y Ortigosa, L. 2006. Tasas de erosión en bancales como consecuencia de la

INFLUENCIA DEL ABANDONO DE CULTIVOS EN LOS PROCESOS DE DEGRADACIÓN DE SUELOS EN LA REGIÓN DE MURCIA

Influence of land abandonment in soil degradation processes in the Murcia region

A. Romero Díaz⁽¹⁾, F. Robledano⁽²⁾, F. Belmonte⁽¹⁾, V. Zapata⁽²⁾, J.D. Ruíz Sinoga⁽³⁾

(1) Dpto. Geografía, Universidad de Murcia, Campus de La Merced, 30001 Murcia. arodi@um.es

(2) Dpto. Ecología, Universidad de Murcia. Campus de Espinardo, 30100 Espinardo, Murcia.

(3) Dpto. Geografía, Universidad de Málaga. Campus de Teatinos, 29071 Málaga.

Abstract: This study analyzes the effects of land abandonment in the southeast of Spain (Region of Murcia). Three areas of different lithology have been selected as study sites: marls, limestone and metamorphic rocks. Several studies have been carried out: (1) evidences of erosion, (2) analysis of the main characteristics of soils and (3) analysis of vegetation. The results show that erosion processes are more important in land abandonment in marl, where piping processes occur. Soil properties deteriorate with the abandonment in marls, but improve in limestones and metamorphic rocks, as a result of natural regeneration of vegetation, especially in the last one. In conclusion, land abandonment, in what refers to soil degradation processes, is usually very negative in marls, but can have positive consequences in metamorphic rocks.

Palabras clave: abandono de cultivos, degradación de suelos, cubierta vegetal, sureste de España.

Key words: Land abandonment, soil degradation, vegetation cover, southeast of Spain.

1. INTRODUCCIÓN

El abandono de cultivos, ha sido un proceso continuo durante la segunda mitad del siglo pasado como consecuencia, bien del cambio socioeconómico, bien del desarrollo turístico de los espacios litorales emergentes y su sinergia económica y demográfica, o bien de la política de retirada de tierras propiciada por la PAC en las últimas décadas. No obstante, el abandono, desde el punto de vista de degradación o conservación de suelos, tiene diferente impacto en función del ámbito en donde se produzca.

En las regiones semiáridas, como es la región de Murcia, con escasas precipitaciones, suelos pobres y litologías que favorecen los procesos de erosión, el abandono no siempre es beneficioso y la degradación de las tierras puede llegar a ser muy importante.

2. OBJETIVOS Y METODOLOGÍA

En la Región de Murcia, se han seleccionado tres áreas de estudio en campos abandonados en diferentes

litologías (margas, calizas y rocas metamórficas) con el objetivo de investigar la influencia del abandono en estos tres ambientes, tanto en la mejora o empeoramiento de las propiedades de los suelos, como de la cobertura vegetal que los recubre.

Muestreos de suelos. Para analizar las propiedades y características de los suelos, previamente se llevó a cabo la recogida de muestras, aplicando un muestro aleatorio. Por otro lado, para observar la capacidad de infiltración de los diferentes suelos, en cultivo y en abandono, se realizaron diversas pruebas de infiltración. Se llevaron a cabo tres ensayos en cada tipo de suelo y uso (cultivo, abandono reciente y abandono antiguo) mediante un cilindro simple de 12 cm de diámetro y con suelo seco (5-10%).

Reconocimiento de evidencias de erosión. Estas se han medido mediante transectos de 30 metros, con un intervalo entre ellos de 1 metro. Las evidencias muestreadas han sido: arroyada difusa débil, arroyada difusa fuerte, arroyada concentrada y acumulaciones. Los transectos se han realizado tanto en áreas de abandono como

en cultivo.

Muestreos de vegetación. Se han realizado muestreos de vegetación leñosa en las tres áreas piloto seleccionadas, representativas de situaciones de abandono de cultivos sobre diferentes litologías (margas, calizas y rocas metamórficas). Esto ha permitido describir, de forma preliminar, los patrones de riqueza florística, estructura y dinámica de regeneración de la vegetación en este tipo de ambientes en la Región de Murcia. El componente leñoso fue seleccionado por su mayor permanencia y valor estructural, aunque también se han evaluado otros componentes a través de su contribución a la cobertura del suelo. En muestras circulares de 100 m², distribuidas aleatoriamente se registró la presencia de cualquier especie leñosa y la densidad de nanofanerófitos. Para evitar el sesgo introducido por la presencia de arbolado residual procedente del antiguo cultivo (almendros), la mitad de las muestras se centraron en árboles vivos o secos (seleccionando el más cercano al punto localizado al azar) y el resto en espacios abiertos. Se establecieron así mismo cuatro transectos de 10 m orientados hacia los puntos cardinales desde el centro de la unidad, en los cuáles se midió la cobertura lineal de diferentes estratos vegetales (dosel arbóreo, arbustos, caméfitos, pastizal perenne, espartal, anuales/herbáceas musgos y líquenes) y tipos de sustrato (rocas, hojarasca, suelo desnudo).

Análisis de laboratorio. En el laboratorio, para los diferentes tipos de suelos, se han realizado las siguientes determinaciones físicas: color, consistencia, textura al tacto, estabilidad de agregados, densidad aparente y análisis granulométrico. Las determinaciones químicas realizadas han sido: materia orgánica, pH, conductividad eléctrica, Carbonato Cálcico Total o equivalente, Carbono orgánico Total, Nitrógeno Total, Capacidad de Intercambio Catiónico, Sodio, Potasio, magnesio, Manganeso, hierro, zinc y cobre asimilables.

3. RESULTADOS

3.1. Evidencias de erosión

Los resultados del estudio realizado muestran como en todas las litologías la arroyada difusa débil (ADD) es el predominante pero disminuye con posterioridad al abandono. Por el contrario, con el abandono aumenta la arroyada difusa fuerte (ADF). En litologías margosas destaca, de manera notable, el incremento de la arroyada concentrada (AC), que es especialmente debido a los procesos de erosión subsuperficiales (*piping*), muy abundantes y de gran desarrollo (Fig. 1). La prospección realizada en otras áreas en abandono en la Región de Murcia en cuencas neógenas margosas, muestra igualmente el amplio desarrollo de los procesos de *piping* con posterioridad al abandono, lo que lleva consigo enormes cantidades de pérdidas de suelo (Romero Díaz et al., 2011).

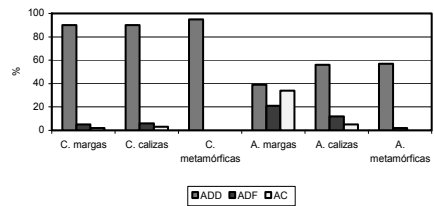


Fig. 1. Evidencias de erosión en las áreas de cultivo (C) y abandono (A).

3.2. Incidencia del abandono en las características de los suelos

Los trabajos realizados en campo y en laboratorio han estado encaminados a verificar si las principales propiedades de los suelos, tras el abandono, han mejorado o, por el contrario, han empeorado. Aquí tan sólo se presentan, a modo de resumen, algunos de los resultados de los análisis físico-químicos realizados.

Densidad Aparente. Empeora en las margas mientras que, por el contrario, en calizas y rocas metamórficas con el abandono mejora.

Capacidad de infiltración. En abandono

las tasas de infiltración son muy bajas en las margas y bastante más elevadas en las rocas metamórficas.

Textura. En margas, con el abandono aumentan los limos y disminuyen las arenas. En calizas se incrementan los limos y disminuyen las arenas. En rocas metamórficas, aumentan las arcillas y disminuyen las arenas, estando las facciones granulométricas más compensadas y mejorando así las características granulométricas de estos suelos. Destaca la alta presencia de gravas en las rocas metamórficas, que contribuye a la protección superficial de los suelos.

Estabilidad de agregados. En los tres tipos de suelos la estabilidad mejora con el abandono, lo que se refleja en un aumento importante de la cubierta vegetal por colonización espontánea de cierta intensidad, tanto en calizas como en rocas metamórficas y, en menor grado, en margas.

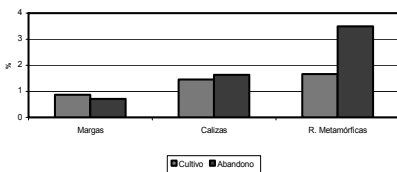


Fig. 2. Contenido de MO en diferentes litologías y usos del suelo.

Materia orgánica. Los valores de MO son muy bajos en cultivos de margas (0.87%) y descienden más aún con el abandono (0.71%). En calizas, el contenido en MO sigue siendo bajo (1.46%), y aumenta ligeramente con el abandono (1.63%). En rocas metamórficas la MO también es baja (1.66), pero en este caso, aumenta considerablemente con el abandono (3.5%) (Figura 2).

Capacidad de Intercambio Catiónico. Disminuye en las margas, pero aumenta en las calizas y especialmente en las rocas metamórficas, lo que está en relación con el aumento de la MO y la estabilidad de agregados (Figura 3).

Macronutrientes. En general, todos

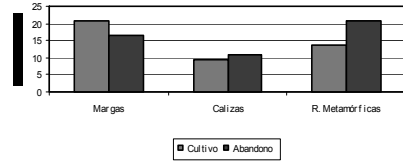


Fig. 3. Capacidad de Intercambio catiónico en diferentes litologías y usos del suelo.

aumentan con el abandono en rocas metamórficas y en calizas, pero disminuyen en margas (con la excepción del magnesio). La relación C/N mejora con el abandono, especialmente en rocas metamórficas donde existe un mayor contenido en MO, los suelos son más orgánicos y poseen una cubierta vegetal más desarrollada.

- **Micronutrientes.** Aumentan también con el abandono, a excepción del cobre, en rocas metamórficas. Por el contrario, en calizas disminuyen todos y en margas también disminuyen todos, a excepción del manganeso, que aumenta ligeramente.

3.3. Incidencia del abandono en las características de la vegetación

La riqueza total de especies leñosas aumentó desde las áreas margosas (máx. 12 sps.) hasta las metamórficas (máx. 27 sps.) como se observa en la Fig. 4. Las diferencias fueron estadísticamente significativas (ANOVA, $p < 0,01$) aunque sólo en dos comparaciones pareadas: Metamórfico > Margas y Calizas, (Test de Tukey, $p < 0,01$ en los dos casos).

La complejidad estructural también aumentó siendo máxima en las áreas metamórficas, que contuvieron elementos del estrato arbóreo y arbustivo alto (nanofanerófitos). Estos últimos no aparecieron en áreas margosas (Fig. 5). En margas y calizas también escasearon las plantas de dispersión endozoócora (en margas sólo aparece *Asparagus horridus*, y en calizas además *Rhamnus lycioides*), comparadas con las zonas metamórficas donde las especies con este tipo de dispersión fueron mucho más numerosas y

frecuentes (junto a las anteriores aparecieron *Daphne gnidium*, *Olea europaea var sylvestris*, *Pistacia lentiscus*, *Juniperus oxycedrus* y *Quercus coccifera*).

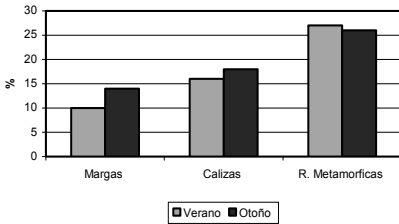


Figura 4: Riqueza total de especies leñosas en campos abandonados. Muestreos estival y otoño (2011).

La proporción de especies endozoócoras ronda el 30% en las áreas metamórficas, frente a un 10% en las otras dos litologías. También se observa una colonización importante de las primeras por el Pino Carrasco (*Pinus halepensis*), especie presente en el entorno de las tres áreas piloto.

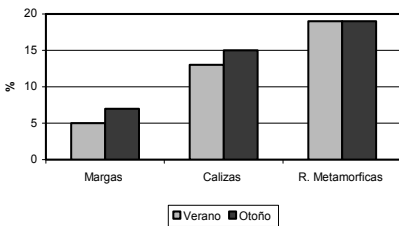


Fig. 5: Riqueza total de caméfitos en campos abandonados. Muestreos estival y otoño (2011).

Es de destacar que la riqueza de arbustos pequeños (no endozoócoros) muestra un patrón inverso, siendo mayor en litologías margosas. Se trata de especies como *Thymelaea hirsuta*, *Salsola genistoides*, *Genista jimenezii*, *Hammada articulata* y *Retama sphaerocarpa*, principalmente quenopodiáceas y leguminosas con gran capacidad colonizadora (Pugnaire *et al.*, 2006). Estas especies tienen un papel importante en la protección del suelo frente a la erosión (Ibáñez & Passera, 1997), si bien su desarrollo parece condicionado por diversos procesos generadores de heterogeneidad microambiental a escala de parcela. En estas litologías, la cobertura de

gramíneas perennes podría jugar también un papel importante en la retención del suelo, pero con un patrón espacial parcheado y heterogéneo.

4. CONCLUSIONES

Los resultados ponen de manifiesto como en litologías margosas el abandono tiene efectos muy negativos. Las características de los suelos empeoran y se incrementan los procesos de erosión, en especial los procesos de erosión concentrada y subsuperficial, con amplio desarrollo de procesos de *piping*. Esto a pesar de que en la actualidad se haya desarrollado una cubierta vegetal, pero que es de bajo porte, parcheada y de escasa protección. Por el contrario, en litologías calizas y especialmente en rocas metamórficas, los procesos de erosión y degradación de suelos son menos evidentes. La erosión concentrada es inexistente, las propiedades de los suelos mejoran (en especial en rocas metamórficas) como consecuencia de un notable incremento de la cobertura vegetal de manera natural, tras un dilatado periodo de abandono.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco de los proyectos referencia nº CGL2010-21425-C02-02 financiado por el MICINN y el 15233/PI/10 financiado por la Fundación Séneca, a ellos nuestro agradecimiento.

REFERENCIAS

Ibáñez, A. N. y Passera, C. B. 1997. Factors affecting the germination of albaida (*Anthyllis cytisoides* L.), a forage legume of the Mediterranean coast. *Journal of Arid Environments*, 35, 225-231.

Pugnaire, F. I., Luque, M. T., Armas, C. y Gutierrez, L. 2006. Colonization processes in semi-arid Mediterranean old-fields. *Journal of Arid Environments*, 65, 591-603.

Romero Díaz, A., Ruiz Sinoga, J.D. y Belmonte Serrato, F. 2011. Tasas de erosión hídrica en la Región de Murcia. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 56: 129-15

SESIÓN X. GEOMORFOLOGÍA GLACIAR Y PERIGLACIAR

FORMAS PERIGLACIARES EN EL VALLE DE VALHONDILLO, SIERRA DE GUADARRAMA. ESTUDIO PRELIMINAR SOBRE EL COLAPSO DE HIDROLACOLITOS. C. Rodríguez-Morata, J.D. Centeno, M.A. de Pablo, J. Pedraza. *Periglacial landforms in the Valhondillo Valley, Sierra de Guadarrama. A preliminary study on hydrolaccolith collapse.*

EVOLUCIÓN GLACIAR Y PERIGLACIAR DE LA CUMBRES DE SIERRA NEVADA DESDE FINALES DEL PLEISTOCENO HASTA EL PRESENTE. A. Gómez-Ortiz, D. Palacios, B. Palade, L. Vázquez-Selem, F. Salvador-Franch, L.M. Tanarro. *Glacial and periglacial evolution of Sierra Nevada summit area, from the Late Pleistocene to the present.*

LA EVIDENCIA DE LA MÁXIMA EXTENSIÓN DE LOS GLACIARES PLEISTOCENOS EN EL SISTEMA CENTRAL IBÉRICO Y SU PROCESO DE DEGLACIACIÓN. N. de Andrés, D. Palacios, G. Vieira, J. de Marcos, L. Vázquez-Selem. *Maximum extension of the Pleistocene glaciers in the Iberian Central Range and their deglaciation process.*

RASGOS GEOMORFOLÓGICOS EN UN AMBIENTE PERIGLACIAR, SECTOR OCCIDENTAL DEL CABO LAMB, ISLA VEGA, PENÍNSULA ANTÁRTICA. J.A. Cuchí, A. Silva-Busso, L. Moreno, C. Martínez-Navarrete, E. Ermolin, J.M. Lirio, J. López-Martínez, J.J. Durán. *Geomorphic features in a periglacial environment, western sector of Cape Lamb, Vega Island, Antarctic Peninsula.*

MORFOLOGÍA GLACIAR Y POSTGLACIAR EN EL PARQUE NATURAL DE LOS COLLADOS DEL ASÓN (CANTABRIA). M. Frochoso, R. González Pellejero, F. Allende, A. Martínez Aguirre. *Glacial and Post-glacial landforms in the Collados del Asón Natural Park (Cantabria).*

MORFOLOGÍAS, TIPOS DE HIELO Y REGÍMENES TÉRMICOS. PRIMEROS ESTUDIOS EN LA CUEVA HELADA DE PEÑA CASTIL (PICOS DE EUROPA, CORDILLERA CANTÁBRICA). M. Gómez Lende, E. Serrano Cañadas. *Ice morphologies, types and thermal regimes. First studies in the Peña Castil ice cave (Picos de Europa, Cantabrian Mountains).*

DISTRIBUCIÓN ALTITUDINAL DE FORMAS Y PROCESOS PERIGLACIARES EN LA COMA DE LA PAÚL (MACIZO DEL POSETS, PIRINEOS). M. González García, E. Serrano Cañadas, J.J. González Trueba. *Altitudinal distribution of periglacial landforms and processes in the Coma de la Paúl (Posets massif, Pyrenees).*

EL ORIGEN DE PEQUEÑOS CORDONES MORRÉNICOS SITUADOS POR DELANTE DE LAS GRANDES MORRENAS: LA HIPÓTESIS DE LA “MORRENA SECUNDARIA”. D. Palacios, N. de Andrés. *The origin of small moraine ridges located in front of large moraines: the “secondary moraine” hypothesis.*

MORFOMETRÍA DE LOS CIRCOS GLACIARES EN LA SIERRA DE ANCARES (NW IBÉRICO). M. Valcárcel, A. Martínez Cortizas, R. Blanco Chao. *Glacial cirque morphometry in Ancares Range (NW of Iberian Peninsula).*

SEDIMENTOLOGICAL CHARACTERISTICS OF ICE-WEDGE POLYGON TERRAIN IN ADVENTALEN VALLEY (SVALBARD). ENVIRONMENTAL AND CLIMATIC IMPLICATIONS FOR THE LATE HOLOCENE. M. Oliva, M. Neves, G. Vieira, P. Pina, M. Cardoso, C. Freitas. **Características sedimentológicas de los polígonos de cuñas de hielo en el valle de Adventalen (Svalbard). Implicaciones ambientales y climáticas para el Holoceno superior.**

LA NIEVE COMO AGENTE GEOMORFOLÓGICO EN LA CARA N DEL PICO CURAVACAS (CORDILLERA CANTÁBRICA). R. Pellitero Ondicol, E. Serrano Cañadas. **Snow as a geomorphic agent on the North face of the Curavacas Peak (Cantabrian Mountains).**

RÉGIMEN TÉRMICO DEL SUELO Y DINÁMICA PERIGLACIAR EN LA PLANICIE SOMITAL DEL COLLADO DE LOS MACHOS (SIERRA NEVADA). F. Salvador-Franch, M. Salvà-Catarineu, M. Oliva, A. Gómez-Ortiz. **Ground temperature regime and periglacial dynamics on the summit of Collado de los Machos (Sierra Nevada).**

APLICACIÓN DE TÉCNICAS GEOMÁTICAS EN EL GLACIAR ROCOSO ACTIVO DEL CORRAL DEL VELETA (2001-2011). J.J. de Sanjosé, A. Gómez Ortiz, A.D.J. Atkinson, F. Salvador Franch, J. de Matías, M. Salvà Catarineu, F. Berenguer. **Application of geomatic techniques in the “Corral del Veleta” active rock glacier (2001-2011).**

LA SEDIMENTACIÓN PLEISTOCENA DEL PALEOLAGO PROGLACIAR DE CAMPO MAYOR Y LA EVOLUCIÓN GLACIAR DE ÁLIVA (PICOS DE EUROPA, CORDILLERA CANTÁBRICA). E. Serrano, J.J. González Trueba, M. del Río. **Pleistocene sedimentation of Campo Mayor proglacial palaeolake and the glacial evolution of Áliva (Picos de Europa, Cantabrian Mountains).**

DIEZ AÑOS DE CONTROL TÉRMICO EN EL SUELO DEL ESTRATOVOLCÁN TROPICAL IZTACCÍHUATL (MÉXICO). N. Andrés, D. Palacios, J.J. Zamorano, C. Mendoza, L. Vázquez-Selem. **Ten years monitoring soil temperature in a tropical stratovolcano, Iztaccihuatl (Mexico).**

ACTUALIZACIÓN CARTOGRÁFICA DEL SECTOR CENTRO-ORIENTAL DE LA CORDILLERA CANTÁBRICA: LA CABECERA DE LOS RÍOS ALLER Y PORMA. L. Rodríguez-Rodríguez, M.J. Domínguez-Cuesta, M. Jiménez-Sánchez. **Updating geomorphological mapping for the central-eastern sector of the Cantabrian Mountains: the headwaters of the Aller and Porma rivers.**

BALANCE Y CONCLUSIONES SOBRE EL CONTROL DE LOS PROCESOS SOLIFLUIDALES ACTUALES EN SIERRA NEVADA DURANTE EL PERIODO 2005-2011. M. Oliva, A. Gómez Ortiz, F. Salvador Franch, M. Salvà Catarineu. **Balance and conclusions of present-day monitoring of solifluction processes in Sierra Nevada during the period 2005-2011.**

UNA FORMA GLACIAR EROSIVA COMO INDICADORA DE CONDICIONES PALEOAMBIENTALES DURANTE EL PLEISTOCENO RECIENTE EN EL NW DE LA PENÍNSULA IBÉRICA. M. Valcárcel, P. Carrera Gómez, R. Blanco Chao. **A erosive glacier form as indicator of palaeoenvironmental conditions during Late Pleistocene in the NW of the Iberian Peninsula.**

FORMAS PERIGLACIARES EN EL VALLE DE VALHONDILLO, SIERRA DE GUADARRAMA. ESTUDIO PRELIMINAR SOBRE EL COLAPSO DE HIDROLACOLITOS

Periglacial landforms in the Valhondillo Valley, Sierra de Guadarrama. A preliminary study on hydrolaccolith collapse

C. Rodríguez-Morata ⁽¹⁾, J.D. Centeno ⁽²⁾, M.A. de Pablo ⁽³⁾, J. Pedraza ⁽¹⁾

- (1) Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. C / José Antonio Novais, 12; Ciudad Universitaria, 28040. Madrid.clarixs@hotmail.com.
 (2) Departamento de Geología, Universidad de Alcalá (Madrid).

Abstract: A group of hydrolaccoliths, which was identified in 1983, has been found in an advanced state of natural degradation. The relation of this evolution of hydrolaccoliths could be connected to the locally registered climate warming and we have initiated a close research of the periglacial elements of the valley.

Palabras clave: procesos periglaciares, , hidrolaccolitos, suelos ordenados, cambio climático.

Key words: periglacial processes, , hydrolaccolith, patterned grounds, climate change.

1. INTRODUCCIÓN

La cabecera del Valle de Valhondillo (vertiente norte de Cuerda Larga, Sistema Central) incluye la mayor concentración de formas de origen periglacial de todo su entorno. La primera vez que se presta atención a este lugar fue en 1981, cuando se hace la cartografía de la hoja magna de Cercedilla, si bien ésta no se publicó hasta 1991. No obstante, la primera referencia pública se hizo en 1987 durante el Congreso del Cuaternario de Santander por los profesores J. Pedraza y J.D. Centeno. Hemos de señalar que estas referencias están relacionadas con depósitos glaciares pero que no existen estudios sobre periglacialismo en este lugar, tan sólo unas breves referencias en Pedraza *et al.* (1987) donde se menciona la existencia de hidrolaccolitos.

En este valle hemos realizado un primer inventario de formas y procesos (que aquí presentamos) con el objetivo de iniciar próximamente un trabajo más completo. Como resultado hemos obtenido un mapa geomorfológico y de

procesos que revela numerosos elementos geomorfológicos del ámbito periglacial.

El Valle de Valhondillo se sitúa en la Sierra de Guadarrama, en la vertiente septentrional del sector conocido como Cuerda Larga. La zona estudiada está a unas cotas entre 1700 m, donde empieza a escasear la masa arbórea, y 2.230 m, altura que se alcanza en la divisoria de Cuerda Larga (Fig. 1).

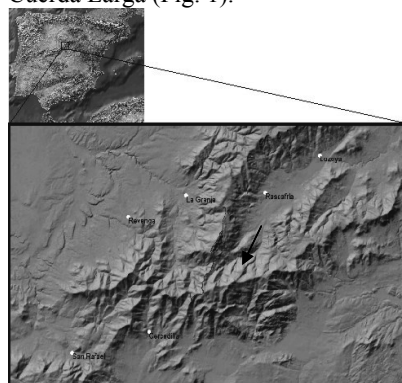


Fig. 1. Situación de la zona.

Se trata de un valle bastante rectilíneo, que fluye desde la divisoria al SW hacia el NE, generando así una vertiente

expuesta hacia el SE y otra al NW. Merece la pena destacar el hecho de que la mayoría de los glaciares de la sierra de Guadarrama son glaciares de circo orientados hacia el SE, mientras que Valhondillo fue el único glaciar de valle y fluía hacia el NE.

El clima es el característico de zonas de media-alta montaña en la península Ibérica con precipitaciones en forma de lluvia, con carácter más o menos tormentoso en primavera y otoño y en forma de nieve durante el invierno.

De acuerdo con los datos del Parque Natural de Peñalara, “las temperaturas medias mensuales en las cotas más altas oscilan entre los 0°C de medias mensuales durante los meses de invierno, a los 6°C en los meses de verano con mínimos puntuales que han alcanzado hasta los -18°C en las olas de frío y los 26°C durante las olas de calor. La amplitud térmica es mayor en las zonas bajas del valle, con máximas y mínimas más acusadas. Por otro lado, las precipitaciones están en torno a los 1300 litros anuales, siendo gran parte de esta precipitación en forma de nieve durante los meses de invierno.” (Web del Parque Natural de Peñalara, 2012). Las heladas son frecuentes durante el invierno y los vientos dominantes provienen del SW.

Los datos registrados por la estación meteorológica del Parque Natural de la Laguna de Peñalara muestran varias pautas de ascenso de temperatura en los últimos treinta años (Granados et al., 2006). Estas tendencias pueden relacionarse en primera instancia con el colapso de los hidrolacólitos, pero no tenemos aún datos que lo confirmen.

La zona está constituida por ortogneises glandulares, granitos biotíticos y unos pocos diques principalmente aplíticos, fracturados por dos familias principales de fallas, una de ellas transversal al valle con dirección E-O y otra NE-SW paralela al valle. Las rocas afloran sólo en unos pocos escarpes, pues la mayoría

del valle está cubierta por formaciones superficiales derivadas de procesos glaciares, periglaciares, torrenciales y gravitacionales.

2. GEOMORFOLOGÍA

2.1. Descripción general

El valle es asimétrico y muestra relieves muy diferentes en las dos vertientes. La vertiente orientada hacia el NW recibe pocas horas de sol (aunque en verano el sol de la tarde calienta bastante), forma un plano bastante regular y está cubierta casi completamente por un tapiz de suelos ordenados. La vertiente orientada hacia el SE, que recibe muchas horas de sol y tiene una geometría más irregular; tiene paredes rocosas, pequeñas barrancas, coladas de bloques, conos de deyección y una cubierta vegetal muy variada, principalmente arbustiva y herbácea, aunque hay una zona con árboles en bandera.

Además, el arroyo corre en la mayor parte del valle en el lado SE de los depósitos de fondo de valle, dejando casi todos los replanos aluviales entre el arroyo y la ladera SE.

El valle es de origen glaciar como atestiguan las morrenas descritas por Centeno *et. al.* (1983) y las rocas aborregadas, los pulidos, las estrías y las terrazas de obturación que pueden observarse en el valle.

2.2. Formas periglaciares y nivales

En el valle se encuentran formas glaciares, fluviales, nivales y periglaciares. Hemos centrado nuestro estudio en éstas últimas, tanto en las formas activas como en las relictas. La Tabla 1 resume sus rasgos principales y las relaciones que existen entre las formas observadas y su ambiente de formación, el proceso que las ha generado, su funcionalidad actual y su ubicación dentro del valle.

Por el momento se han identificado las siguientes formas relacionadas única o

parcialmente con procesos periglaciares: depósitos de gelifración, lóbulos de geliflujión, suelos almohadillados, deslizamientos, hidrolacolitos, círculos y polígonos de piedra, terracillas, suelos enlosados, termocircos y terrazas de crioplanación. Como puede verse, se trata de un amplio abanico que va de los suelos ordenados a las formas criofluviales o criogravitacionales.

relieves por lo que usamos el término con toda prudencia. En principio, asumimos las definiciones aportadas por Boivin (2005) y Brochu y Michel (1994) que describen las palsas como montículos circulares o alargados, compuestos por una capa de suelo que actúa como cobertera de una formación mineral no consolidada y un núcleo de hielo.

En Valhondillo, las palsas o

Tabla 1. Procesos y formas periglaciares en la cabecera del valle del Valhondillo

AMBIENTE	PROCESOS	ESTADO	FORMAS	UBICACIÓN	
				Orientación	Pendiente
Ciclos H – DH + Gravedad	<ul style="list-style-type: none"> • Crioclastia. • Gravitacionales. • Movimientos en masa. 	Semifuncional.	<ul style="list-style-type: none"> • Conos y laderas de bloques. 	Ladera SE	> 20°
			<ul style="list-style-type: none"> • Lóbulos de geliflujión. 	Ladera NW	
Ciclos H – DH	<ul style="list-style-type: none"> • Segregación y desplazamiento en el suelo. 	Activo.	<ul style="list-style-type: none"> • Suelos almohadillados. • Deslizamientos 	Turberas y terrazas de obturación en el fondo del valle.	< 3°
		Inactivo.	<ul style="list-style-type: none"> • Hidrolacolitos. 		
Ciclos H – DH en un suelo con permafrost	<ul style="list-style-type: none"> • levantamiento por helada y desplazamiento en el suelo. • Ordenación de suelos. 	Inactivo.	<ul style="list-style-type: none"> • Círculos de piedra. 	Ladera SE	3°-20°
			<ul style="list-style-type: none"> • Estrías • Escalones. 	Cabecera	
Ciclos H – DH + nivación	<ul style="list-style-type: none"> • Crioclastia y aguas de fusión. • Ordenación de suelos. 	Activo.	<ul style="list-style-type: none"> • Termocirco. • Cornisa. 	Cabecera	
		Inactivo.	<ul style="list-style-type: none"> • Terraza de crioplanación. • Suelos enlosados. 		

2.3. Hidrolacolitos

De todas las formas presentes en el valle, los hidrolacolitos, ya identificados en los trabajos de Centeno et al. (1983) y Pedraza et al. (1987), son los que consideramos de mayor interés por un motivo evidente: en los casi treinta años transcurridos desde su descripción, en un estado activo y probablemente en relación con hielo estacional, todos los que hemos podido identificar han sufrido un procesos de degradación que sólo puede deberse a la evolución climática del valle.

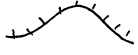





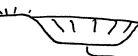
Existe cierta indeterminación en cuanto a la definición de los hidrolacolitos o palsas pues la bibliografía deja bastante margen en la definición de estos

hidrolacolitos son formas más o menos elipsoidales, todos tienen medidas similares que oscilan entre los 4 y 8 metros en su diámetro largo y los 2 y 3 metros en su diámetro corto. La profundidad de la cicatriz no supera en ningún caso los 70 cm. De todas formas, este último dato no se ha considerado muy relevante pues hay factores externos que han podido influir muy notablemente en él, por ejemplo la acción animal y el efecto erosivo del agua del deshielo, pues estos colapsos durante la primavera se convierten en pequeñas charcas interconectadas en muchos casos por pequeños canales. Hasta el momento, hemos identificado, cartografiado y clasificado los

hidrolacolitos hallados en el valle, en total 10 ejemplares, con la intención de hacer un seguimiento de su evolución, primero en un ciclo de un año y luego en un periodo de tiempo más largo. En la actualidad 25 sensores están midiendo el régimen térmico del suelo. Se ha confeccionado una clasificación atendiendo a su forma y se han localizado en su lugar correspondiente a lo largo del valle. En la Tabla 2 se ilustra esta clasificación.

En cuanto a los motivos que los han podido llevar a la destrucción sólo podemos hacer simples conjeturas, pues aún no hemos tenido ocasión de estudiarlos a fondo.

Tabla 2. Formas de hidrolacolitos localizados en Valhondillo.

	Funcionales (hace 30 años y estamos buscando)
	Hundidos conservando cubierta vegetal
	Hundidos con canal de desagüe
	Colapsados con cicatriz. Conservan la primitiva cubierta
	Colapsados con desagüe y la cubierta primitiva
	Colapsados sin cubierta primitiva
	Colapsados con desagüe sin cubierta primitiva

3. CONCLUSIONES

Pensamos que la evolución de las formas periglaciares del valle estudiado, y en especial el estado actual de los hidrolacolitos mencionados, se pueden poner en relación con la existencia de un cambio en las condiciones ambientales generales de la zona

estudiada, especialmente en lo relacionado con el clima. Los datos de Peñalara (Granados et al., 2006) muestran algunas tendencias que podemos relacionar con esta degradación. En concreto, podemos señalar como factores determinantes el aumento de las temperaturas máximas y mínimas que en el caso de las palsas o hidrolacolitos han alterado el equilibrio interno de los mismos llevándolos al colapso. Así mismo, la disminución de precipitaciones en las últimas décadas ha contribuido a incrementar el fenómeno. Estas ideas son las que trataremos de demostrar o refutar a lo largo de nuestra investigación en curso.

REFERENCIAS

Boivin, A. 2005. *Les principales formes périglaciaires: essai de classification et de synthétisation*. Département de Géographie et télédétection, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, 81 pp.

Brochu, M. y Michel, J.P. 1994. *Dictionnaire de géomorphologie à caractère dimensionnel*, Édition ESKA, Gérin Universitaire, Montréal, 298 pp.

Centeno, J.D. 1987. *Morfología granítica de un sector del Guadarrama Oriental. (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.

Centeno, J.D., Pedraza, J. y Ortega, L.I. 1983. Estudio geomorfológico, clasificación del relieve de la sierra de Guadarrama y nuevas aportaciones sobre su morfología glaciar. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)* 81(3-4), 153-171.

Granados, I., Toro, M. y Rubio-Romero, A. 2006. *Laguna Grande de Peñalara. 10 años de seguimiento limnológico*. Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio, Comunidad de Madrid, Madrid, 185 pp.

Web del Parque Natural de Peñalara. 2012. [<http://www.parquenaturalpenalara.org/investigacion/meteorologia/climatologia.html>, visitada el 26 de abril].

EVOLUCIÓN GLACIAR Y PERIGLACIAR DE LA CUMBRES DE SIERRA NEVADA DESDE FINALES DEL PLEISTOCENO HASTA EL PRESENTE

Glacial and periglacial evolution of Sierra Nevada summit area, from the Late Pleistocene to the present

A. Gómez-Ortiz ⁽¹⁾, D. Palacios ⁽²⁾, B. Palade ⁽³⁾, L. Vázquez-Selem ⁽⁴⁾, F. Salvador-Franch ⁽¹⁾, L. M. Tanarro ⁽²⁾

(1) Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional. Universidad de Barcelona. gomez@ub.edu

(2) Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física. Universidad Complutense de Madrid.

(3) Centro de Satélites de la Unión Europea (EUSC), Torrejón de Ardoz (Madrid).

(4) Instituto de Geografía. Universidad Nacional Autónoma de México. México D.F.

Abstract: This paper studies four glaciated valleys around the Pico del Veleta-Pico Mulhacén (37°3'N, 3°21'W, >3,300 m). Cosmogenic ³⁶Cl surface exposing dating of 19 samples shows that the last local glacial maximum advance occurred within the MIS 2. The general retreat of the glaciers took place at 15/14 ka. Just after this, an extensive system of rock glaciers was formed, lasting until 7 ka BP. The origin of these rock glaciers is related to the deglaciation process and the considerable geomorphologic activity of the headwalls, rather than to an extreme periglacial climate.

Palabras clave: Deglaciación, Glaciares rocosos, dataciones cosmogénicas, Sierra Nevada.

Key words: Deglaciation, rock glacier, cosmogenic dating, Sierra Nevada.

1. INTRODUCCIÓN

A pesar de los grandes progresos en el conocimiento de la cronología glaciaria del sur de Europa quedan aún montañas muy significativas por estudiar. Este es el caso de Sierra Nevada, distante tan sólo a 170 km de África, cuyos últimos glaciares desaparecieron en el siglo pasado. El objetivo de este trabajo es estudiar, a través del análisis geomorfológico, sus formas glaciares y periglaciares más significativas y, al tiempo, obtener dataciones absolutas fiables del proceso de deglaciación del macizo, mediante el estudio del isótopo cosmogénico ³⁶Cl y relacionarlo con la extinción glaciaria histórica de la Pequeña Edad de Hielo, atestiguada por fuentes documentales históricas.

En Sierra Nevada se desarrollaron los sistemas glaciares más meridionales de Europa. Su morfología se reparte en una superficie aproximada de 326 km², en cabeceras de valles, por encima de los 2.500 m de altitud, entre el puerto de Trevélez (2.812 m) y el cerro del Caballo (3.013 m). En cualquier caso se trató de modestos glaciares de valle y de circo muy

supeditados a la disposición de la red hidrográfica preexistente (Gómez-Ortiz et al., 2002). Los mayores glaciares, con una orientación septentrional, tuvieron una longitud en torno a los 10-12 km.

2. METODOLOGÍA

En primer lugar, se realizó un detallado estudio geomorfológico de las formas glaciares y de los glaciares rocosos en tres de los principales valles glaciados situados en el sector de cumbres más elevado de Sierra Nevada, con orientaciones contrastadas. La cabecera del valle de Poqueira, en las laderas meridionales del pico del Mulhacén, y los valles de Dílar y Monachil, en las laderas occidentales del Pico del Veleta. A partir de este estudio, se delimitaron y cartografiaron los modelados glaciares poco o nada alterados por la erosión mecánica. La obtención de un mapa de formas glaciares estables permitió seleccionar y muestrear registros de superficies significativas y determinar su edad de exposición mediante ³⁶Cl.

Las muestras se obtuvieron de bloques de más de 1 m de eje mayor. Los bloques

seleccionados fueron los más estables, situados en laderas de suave pendiente. También se tomaron muestras de roca madre en umbrales afectados por pulimiento glaciar. Los análisis de isótopos de Cloro fueron realizados en PRIME Lab (EUA). Se calcularon las edades mediante el programa CHLOE utilizando los parámetros de producción de ^{36}Cl propuestos por Phillips et al. (2001) y Stone et al. (1998) y los factores de corrección por latitud y altitud de Lal (1991).

3. RESULTADOS

Morrenas de gran entidad indican la existencia de “Último Máximo Glaciar Local” en Sierra Nevada, aunque no es posible saber su edad precisa debido al deficiente estado de conservación que presentan la mayoría de los depósitos morrénicos. La causa de ello radica, sobre todo, en la dinámica erosiva que ha venido afectando a las laderas, que no ha respetado las formas originales. Sólo algunas de estas formaciones morrénicas están bien conservadas. Sin embargo, a pesar de haber tratado numerosas muestras de ellos en este trabajo, sus resultados cronológicos tampoco son concluyentes. Las muestras que ofrecen mayor seguridad (bloques instalados en morrenas) vienen a mostrar rangos de edades entre 31,8 ka (valle de Mulhacén), algo anterior al “Último Máximo Glaciar Global” (Fig. 1) y 19,3 ka (valle de Monachil), al final de este avance global. Existen, además, en todos los valles de Sierra Nevada formaciones morrénicas más antiguas a este Último Máximo Glaciar Local, pero no han sido datadas en este trabajo.

El retroceso de las lenguas glaciares de sus valles hacia cabecera debió resultar rápido, pues las muestras obtenidas en umbrales rocosos, cerca ya de los circos, denotan edades muy similares en todos los valles, lo que valida que este proceso de reclusión de los glaciares, además, fue generalizado. Esto ocurrió entre los 15,4 ka y los 13,2,

por lo que puede afirmarse que desde entonces la gran masa glaciaria de Sierra Nevada debió desaparecer (Fig. 1, 2 y 3).

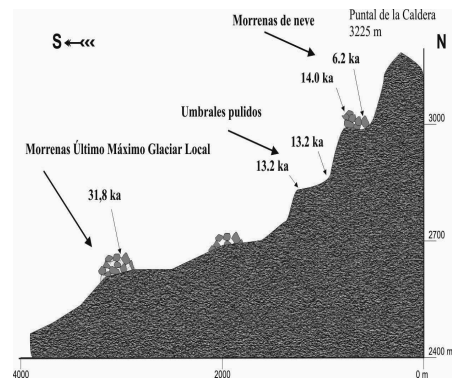


Fig. 1. Transecto esquemático del valle del Mulhacén. Circo de la Caldera con las dataciones ^{36}Cl para cada una de las formaciones.

Este intervalo de tiempo coincide con el máximo retroceso glaciar a nivel planetario (Clark et al., 2009), con los datos obtenidos en los Pirineos (González-Sampérez et al., 2006; Pallàs et al., 2006, 2010; Delmas et al., 2008), en el noroeste de la Península Ibérica (Fernández-Mosquera et al., 2000; Moreno et al., 2010) y en el centro de ella (Palacios et al., 2011, 2012).

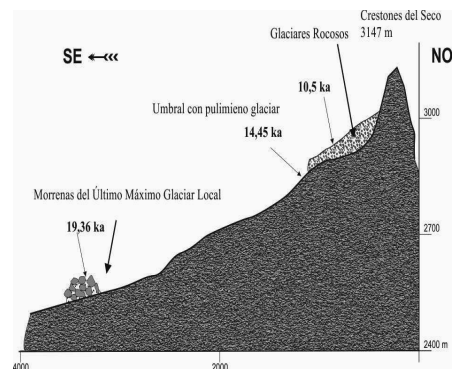


Fig. 2. Transecto esquemático del valle de Rio Seco, con las dataciones ^{36}Cl para cada una de las formaciones.

Deglaciados los valles de Sierra Nevada aún permanecieron pequeños focos glaciares o grandes neveros en el interior

de los circos más altos, como el que ocuparía el sector de la actual laguna de la Caldera, en la cabecera del barranco de Mulhacén. Sin embargo, lo más relevante en tales circos, sobre todo en aquéllos de orientación norte o noreste y este sureste, fue el desarrollo de distintos sistemas de glaciares rocosos. Su formación fue contemporánea al proceso de deglaciación, pues el más antiguo y de mayor extensión de los analizados quedó inactivo hace más de 12 ka, 2 ka después de la desaparición del glaciar de Dilar. En su conjunto, estos glaciares rocosos de Dilar, los más extensos de la Sierra, formaban cuerpos lobulados a partir de la sucesión de arcos escalonados dispuestos según la pendiente (Fig. 2 y 3).



Fig. 3. Glaciares rocosos de Tozal del Cartujo. Cabecera del valle del Dilar.

Los glaciares rocosos de Sierra Nevada, contruidos inmediatamente después de la deglaciación de los valles, se formaron gracias a unas condiciones climáticas muy favorables al desarrollo de procesos de fragmentación mecánica de la roca (crioclastia). Siempre se localizan al pie de paredes escarpadas, bien surtidas en nieves y orientadas al N y NE y, en menor medida al E y SE. La importancia de estos factores disminuye la relevancia de los criterios climáticos respecto a la distribución de la temperatura del suelo. Por este motivo, la existencia de generaciones de glaciares

rocosos no resulta ser argumento sólido para delimitar fases frías y secas en esta montaña, como cabría esperar. Los últimos glaciares rocosos en Sierra Nevada pudieron quedar relictos de forma generalizada hace 7,4 ka. En la actualidad, sólo existe uno activo, en el Corral del Veleta, aunque en avanzado proceso regresivo. Su origen se asocia a la desaparición del último foco glaciar de la Sierra, al final de la Pequeña Edad del Hielo.

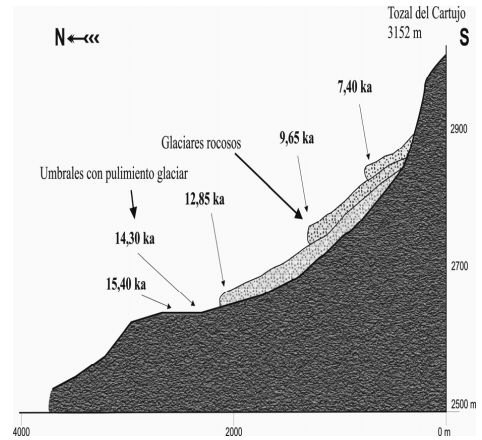


Fig. 4. Transecto esquemático del valle del Dilar. Tozal del Cartujo, con las dataciones ^{36}Cl para cada una de las formaciones.

Agradecimientos

Este trabajo se enmarca en los proyectos 018/2007 (OAPN, Ministerio de Medio Ambiente) y CSO2009-06961 (Ministerio de Ciencia e Innovación) y se integra en los grupos de investigación: SGR2009-0898 (Generalitat de Catalunya, UB) y 931562 (UCM). Los autores agradecen la ayuda recibida desde el Parque Nacional de Sierra Nevada.

REFERENCIAS

- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W. y McCabe, A.M. 2009. The Last Glacial Maximum. *Science* 325, 710-714.
- Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Calvet, M. y Bourlès, D. 2008. Exposure age chronology of

- the last glaciation in the eastern Pyrenees. *Quaternary Research* 69, 231–241.
- Fernández-Mosquera, D., Martí, K., Vidal-Romani, J.R. y Weigel, A. 2000. Late Pleistocene deglaciation chronology in the NW of the Iberian Peninsula using cosmic-ray produced ^{21}Ne in quartz. Nuclear Instruments and Methods. *Physics Research B* 172, 832–837.
- Gómez-Ortiz, A., Schulte, L., Salvador-Franch, F., Sánchez, S. y Simón, M. 2002. *Geomorphological Map of Sierra Nevada. Glacial and Periglacial Geomorphology*. Granada. Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, Parque Nacional de Sierra Nevada.
- González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Otto, T. y Dedoubat, J.J. 2006. Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research* 66, 38–52.
- Lal, D. 1991. Cosmic-ray labeling of erosion surfaces: in situ production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 424–439.
- Moreno, A., Valero-Garcés, B., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez, M.J., Mata, P., Navas, A., González-Sampériz, P., Stoll, H., Farias, P., Morellón, M., Corella, J.P. y Rico, M., 2010. The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, Northern Spain). *Journal of Quaternary Science* 25 (7), 1076–1091.
- Palacios, D., Andrés, N., Marcos, J. y Vázquez-Selem, J., 2012. Glacial landforms and their paleoclimatic significance in Sierra de Guadarrama, Central Iberian Peninsula. *Geomorphology* 139-140, 67–78
- Palacios, D., Marcos, J. y Vázquez-Selem, L. 2011. Last Glacial Maximum and Deglaciation of Sierra de Gredos, Central Iberian Peninsula. *Quaternary International* 233, 16-26.
- Pallás, R., Rodés, A., Braucher, R., Bourlès, D., Delmas, M., Calvet, M. y Gunnell, Y. 2010. Small, isolated glacial catchments as priority targets for cosmogenic surface exposure dating of Pleistocene climate fluctuations, southeastern Pyrenees. *Geology* 38, 891-894.
- Pallás, R., Rodés, A., Braucher, R., Carcaillet, J., Ortuño, M., Bordonau, J., Bourlès, D., Vilaplana, J.M., Masana, E. y Santanach, P. 2006. Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from ^{10}Be exposure ages, south-central Pyrenees. *Quaternary Science Reviews* 25, 2937–2963.
- Phillips, F.M., Stone, W.D. y Fabryka-Martin, J.T. 2001. An improved approach to calculating low-energy cosmic-ray neutron fluxes near the land/atmosphere interface. *Chemical Geology* 175, 689-701.
- Stone, J.O.H., Evans, J.M., Fifield, L.K., Allan, G.L., y Cresswell, R.G. 1998. Cosmogenic chlorine-36 production in calcite by muons. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 433-454.

LA EVIDENCIA DE LA MÁXIMA EXTENSIÓN DE LOS GLACIARES PLEISTOCENOS EN EL SISTEMA CENTRAL IBÉRICO Y SU PROCESO DE DEGLACIACIÓN

Maximum extension of the Pleistocene glaciers in the Iberian Central Range and their deglaciation process

N. de Andrés⁽¹⁾, D. Palacios⁽¹⁾, G. Vieira⁽²⁾, J. de Marcos⁽¹⁾, L. Vázquez-Selem⁽³⁾

(1) Departamento de A.G.R. y Geografía Física. Universidad Complutense de Madrid. nuriand@ghis.ucm.es.

(2) Centro de Estudos Geográficos Universidade de Lisboa. Alameda da Universidade 1600-214 Lisboa.

(3) Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510 México D.F.

Abstract: The Central System runs E-W across the centre of the Iberian Peninsula and is composed mainly of crystalline rocks. Research has recently been carried out in three of the sierras of this mountain system, with the aim of establishing the absolute chronology of the maximum glacial advance and of the deglaciation in the whole system. The method used is cosmogenic ³⁶Cl surface exposure dating of moraine boulders and glacially polished outcrops. The oldest moraines date from between 31 and 26 ka. In most cases, the deposition of these moraine ridges was followed by minor advances and retreats that left a sequence of ridges very close together, lasting until 18-16 ka. A fast retreat occurred after 16-15 ka, when glaciers completely abandoned the valleys, disappearing in most cases by 13-14 ka. The ice lasted until 11-10 ka, but only in small cirques found on sheltered rock-walls below the highest peaks.

Palabras clave: formas glaciares, Último Máximo Glaciar, deglaciación, datación por cosmogénicos, Sistema Central Ibérico.

Key Words: glacial landforms, Last Glacial Maximum, deglaciation, cosmogenic dating, Iberian Central Range.

1. INTRODUCCIÓN

El Sistema Central cruza el centro de la Península Ibérica en dirección E-W y está compuesto principalmente por rocas cristalinas. Se conserva una morfología glaciar en muchas de sus cumbres principales, con una mayor extensión en la medida que las sierras están más cerca del Atlántico. Recientemente se han realizado diversas investigaciones en tres sierras que pertenecen a este sistema montañoso, con el objetivo de establecer la cronología absoluta de las fases de máximo avance de los glaciares y del proceso de deglaciación de todo el Sistema. El método aplicado es el análisis de la producción del isótopo cosmogénico ³⁶Cl en superficies de exposición a la radiación cósmica de bloques morrénicos y de umbrales con pulimiento glaciar. Las áreas seleccionadas son: en la Sierra de Guadarrama (Palacios et al. 2012), las proximidades del Pico

Peñalara (40°51'N, 3°57'O; 2.428 m s.n.m.); en la Sierra de Gredos (Palacios et al. 2011), las proximidades del Pico Almanzor (40°14'N, 5°17'O; 2.592 m s.n.m.); y en la Serra da Estrela (Vieira y Palacios, 2010), las proximidades del Alto de la Torre (40°20'N, 7°34'O; 1.993 m s.n.m.), máximas altitudes y puntos de inicio de los paleoglaciares de mayores proporciones en cada una de estas tres sierras, situadas en el extremo oriental, central y occidental, respectivamente, del Sistema Central.

2. METODOLOGÍA

El método aplicado consistió en un primer análisis geomorfológico del área de estudio, para seleccionar alguno de los valles glaciares más representativos de cada una de las sierras. Dentro de cada valle seleccionado se realizó una cartografía geomorfológica.

A partir del análisis de esta cartografía se identificaron áreas de muestreo representativas estables.

La toma de muestras se realizó en umbrales glaciares no alterados, con las siguientes cualidades: que estén en resalte para asegurar que nunca han sido cubiertos por sedimentos y minimizar el valor de la cubierta nival; que tengan restos claros de pulimento glaciar, para confirmar que la superficie no ha sufrido erosión; y que estén situados a una profundidad suficientemente importante, donde hubo un espesor considerable del antiguo glaciar, para confirmar que ese glaciar tuvo la oportunidad de erosionar con intensidad el relieve previo.

De la misma manera, se tomaron muestras de grandes bloques morrénicos que superaban ampliamente el metro por encima de la superficie. El criterio principal para su selección fue su estabilidad geomorfológica, al situarse en pendientes suaves, prácticamente sin ser afectadas por la erosión. Por su disposición y tamaño, se aseguró que nunca habían sido cubiertos de sedimentos y que el valor de la cubierta nival era mínimo. Aunque para asegurar la identificación geomorfológica de una formación morrénica es necesario tomar al menos tres muestras, por falta de presupuesto, se prefirió tomar sólo una muestra de cada formación, pero de tal manera, que la disposición geomorfológica de cada una de estas formaciones sirviera para validar los resultados de las demás.

Las muestras se extrajeron utilizando maza y cincel hasta completar 1 kg de roca. Posteriormente se limpiaron, molieron y tamizaron para seleccionar 200 g del intervalo granulométrico de las arenas (0,85-0,15 mm), cuyo análisis permitió determinar su composición química y la cantidad de átomos de cloro-36, siguiendo los procedimientos descritos por Lal (1991) y Phillips (2003), proceso realizado en el laboratorio PRIME. Además, se determinó la presencia de todos los elementos mayores (%) y los elementos

traza (ppm) en el laboratorio ACTLABS.

Las edades de exposición fueron calculadas usando el programa CHLOE (Phillips y Plummer, 1996, version 3-2003), con los parámetros de producción para ^{36}Cl propuestos por Stone *et al.* (1998) y Phillips *et al.* (2001).

3. RESULTADOS

Los resultados obtenidos en las tres sierras del Sistema Central han sido muy homogéneos.

En las tres sierras, las morrenas más distanciadas de las cabeceras de los valles están formadas por varios cordones, muy próximos y muy bien conservados. Las edades más recientes posibles de los cordones más antiguos se sitúan entre los 31 y los 26 ka. En la mayoría de los casos, a estos cordones morrénicos de máximo avance, les siguen una secuencia de cordones muy próximos unos a otros. Los cordones más recientes de la serie tienen unas edades que oscilan entre los 18-16 ka (Fig.1).

En el Sistema Central no existen formaciones más antiguas a las descritas anteriormente. Por el contrario, en todos los casos, las morrenas más externas descritas coinciden con el último mínimo nivel marino en ~26-21 ka (Peltier y Fairbanks, 2006; Clark *et al.*, 2009), momento que consideramos el Último Máximo Glaciar (UMG) en Gredos. Estas morrenas se apoyan en profundos mantos de alteración. Por este motivo, no quedan evidencias en el Sistema Central de morrenas procedentes de glaciaciones anteriores.

Es importante destacar que los métodos cosmogénicos no aportan una datación absoluta de una morrena, sino su edad mínima. Por otro lado, también hay que aclarar que una morrena no representa siempre una sola fase glaciar, sino que puede estar formada por agregación de sucesivos frentes glaciares y, por tanto, una sola morrena puede representar el final de una serie de repetidos avances glaciares.

Por este motivo no se considera que no hubieran avances glaciares anteriores al UMG, sino que evidentemente los restos de estos avances fueron superados y borrados por el Último Máximo.

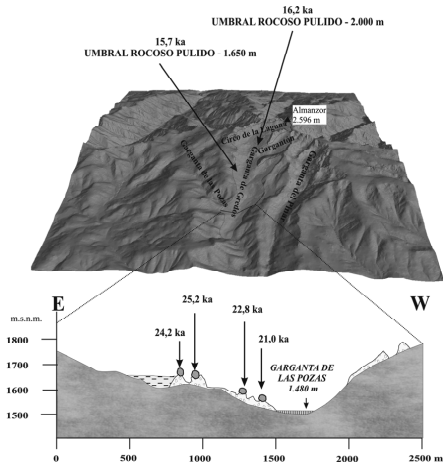


Fig. 1. Ejemplo de dataciones por ^{36}Cl en el Sistema Central, Garganta de Gredos, Sierra de Gredos. Datos obtenidos en umbrales rocosos pulidos (parte superior) y en bloques morrénicos (parte inferior).

En el Sistema Central, al igual que en muchas otras montañas ibéricas, la retirada brusca de los hielos fue a partir de hace 16 ka. Esto sucedió en la Garganta de Gredos (Palacios et al., 2011), Guadarrama (Palacios et al., 2012), Serra da Estrela (Vieira y Palacios, 2010), en Bejar (Pedraza et al., 2011), así como en Sierra Nevada (Gómez-Ortiz et al., 2012), Pirineos (Pallàs et al., 2006; Delmas et al., 2008, 2011; Calvet et al., 2011) y en el NW de la Península (Fernández Mosquera, et al., 2000; Cowton et al., 2009; Moreno et al., 2010; Pérez-Alberti et al., 2011). De hecho coincide con el máximo retroceso glaciar a escala planetaria (Clark et al., 2009).

En el valle del Pinar, en la Sierra de Gredos y en la Sierra de Guadarrama (Palacios et al., 2011, 2012), los últimos glaciares desaparecieron de las paredes mejor protegidas hace unos 10 ka. Pero no sabemos si estos glaciares eran los formados durante el Younger Dryas o eran los restos de los glaciares anteriores.

En cualquier caso, en todos los sectores del Sistema Central no existe ninguna formación morrénica que se pueda adjudicar al Younger Dryas, ni que se interponga entre las morrenas pleistocenas tardías (en torno a 17 ka) y las cabeceras de los valles.

4. CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos sobre la máxima extensión de los glaciares en las distintas Sierras del Sistema Central son homogéneos entre sí. Las edades de las morrenas más antiguas que se conservan, y que ocultan los avances anteriores, están en plena concordancia con el último mínimo a nivel planetario marino. Desde entonces, los glaciares del Sistema Central sufrieron pequeños reavances y retrocesos, sin alterar considerablemente su extensión, hasta que hace 16 ka se inició su retroceso generalizado, quedando limitados a las paredes septentrionales de los circos a los pocos años. Los glaciares desaparecieron hace unos 10 ka por completo, aunque no se sabe si se formaron durante el Younger Dryas o eran continuidad de los anteriores. En cualquier caso, no quedan morrenas que se puedan relacionar con este último periodo.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto CGL 2009-7343 del Ministerio de Ciencia e Innovación y del Grupo de Investigación *Geografía Física de Alta Montaña* (931562, Universidad Complutense de Madrid).

REFERENCIAS

- Calvet, M., Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher R., y Bourlès, D. 2011. Recent Advances in Research on Quaternary Glaciations in the Pyrenees. En Ehlers, J., Gibbard, P.L. y Hughes, P.D. (Eds.): *Developments in Quaternary Science* 15, Amsterdam, pp. 127-139.
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W. y McCabe, A.M. 2009. The Last Glacial Maximum. *Science* 325, 710-714.

- Cowton, T., Hughes, P.D. y Gibbard, P.L. 2009. Palaeoglaciación of Parque Natural Lago de Sanabria, Northwest Iberia. *Geomorphology* 108, 282-291.
- Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Calvet, M. y Bourlès, D. 2008. Exposure age chronology of the last glaciation in the eastern Pyrenees. *Quaternary Research*, 69, 231-241.
- Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R. y Bourlès, D. 2011. Palaeogeography and ^{10}Be exposure-age chronology of Middle and Late Pleistocene glacier systems in the northern Pyrenees: Implications for reconstructing regional palaeoclimates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 305, 109-122.
- Fernández-Mosquera, D., Martí, K., Vidal-Romani, J.R. y Weigel, A. 2000. Late Pleistocene deglaciation chronology in the NW of the Iberian Peninsula using cosmic-ray produced ^{21}Ne in quartz. *Nuclear Instruments and Methods. Physics Research B*, 172, 832-837.
- Gómez-Ortiz, A., Palacios, D., Palade, B., Vázquez-Selem, L., Salvador-Franch, F. y Tanarro, L.M. 2012. Evolución glacial y periglacial de las cumbres de Sierra Nevada desde finales del pleistoceno hasta el presente. Actas XII Reunión Nacional de Geomorfología, Santander, *En estas actas*.
- Lal, D. 1991. Cosmic-ray labeling of erosion surfaces: in situ production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 424-439.
- Moreno, A., Stoll, H., Jiménez-Sánchez, M., Cacho, I., Valero-Garcés, B., Ito, E. y Edwards, R.L. 2010. A speleothem record of glacial (25-11.6 kyr BP) rapid climatic changes from northern Iberian Peninsula. *Global and Planetary Change* 71, 218-231.
- Palacios, D., Marcos, J. y Vázquez-Selem, L. 2011. Last Glacial Maximum and Deglaciation of Sierra de Gredos, Central Iberian Peninsula. *Quaternary International* 233, 16-26.
- Palacios, D., Andrés, N., Marcos, J. y Vázquez-Selem, L. 2012. Glacial landforms and their paleoclimatic significance in Sierra de Guadarrama, Central Iberian Peninsula. *Geomorphology* 139-140, 67-78.
- Pallás, R., Rodés, A., Braucher, R., Carcaillet, J., Ortuño, M., Bordonau, J., Bourlès, D., Vilaplana, J.M., Masana, E. y Santanach, P. 2006. Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from ^{10}Be exposure ages, south-central Pyrenees. *Quaternary Science Reviews* 25, 2937-2963.
- Pedraza, J., Carrasco, R.M., Domínguez-Villar, D. y Willenbring, J.K. 2011. Late Pleistocene glacial evolutionary stages in the Spanish Central System. *XVIII INQUA, Abstract*, ID 1438, Bern, Switzerland. [[http://www.inqua2011.ch/?a=programme&subnavi=a abstract&id=1438](http://www.inqua2011.ch/?a=programme&subnavi=a%20abstract&id=1438)].
- Peltier, W.R. y Fairbanks, R.G. 2006. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Reviews* 25, 3322-3337.
- Pérez-Alberti, A., Valcárcel, M., Martini, I.P., Vincenzo Pascucci, V. y Andreucci, S. 2011. Upper Pleistocene glacial valley-junction sediments at Pias, Trevinca Mountains, NW Spain. En Martini, I. P., French, H.M. y Pérez-Alberti, A. (Eds): *Ice-Marginal and Periglacial Processes and Sediments*. Geological Society, Special Publications, 354, London, 93-110.
- Phillips, F.M., Stone, W.D. y Fabryka-Martin, J.T. 2001. An improved approach to calculating low-energy cosmic-ray neutron fluxes near the land/atmosphere interface. *Chemical Geology* 175, 689-701.
- Phillips, F.M. y Plummer, M.A. 1996. CHLOE: a program for interpreting in-situ cosmogenic nuclide data for surface exposure dating and erosion studies. *Radiocarbon* 38, 98-99.
- Phillips, F.M. 2003. Cosmogenic ^{36}Cl ages of Quaternary basalt flows in the Mojave Desert, California, USA. *Geomorphology* 53, 199-208.
- Stone, J.O.H., Evans, J.M., Fifield, L.K., Allan, G.L., y Cresswell, R.G. 1998. Cosmogenic chlorine-36 production in calcite by muons. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 433-454.
- Vieira, G. y Palacios, D. 2010. New cosmogenic isotope datings for the Serra da Estrela glaciation. Preliminary results. *Actas V Congreso Nacional de Geomorfología*, Porto, 351-352.

RASGOS GEOMORFOLÓGICOS EN UN AMBIENTE PERIGLACIAR, SECTOR OCCIDENTAL DEL CABO LAMB, ISLA VEGA, PENÍNSULA ANTÁRTICA

Geomorphic features in a periglacial environment, western sector of Cape Lamb, Vega Island, Antarctic Peninsula

J.A. Cuchi⁽¹⁾, A. Silva-Busso⁽²⁾, L. Moreno⁽³⁾, C. Martínez-Navarrete⁽³⁾, E. Ermolin⁽⁴⁾, J.M. Lirio⁽⁴⁾, J. López-Martínez⁽⁵⁾, J.J. Durán⁽³⁾

- (1) Universidad de Zaragoza. Escuela Politécnica Superior. Carretera de Cuarte s/n. 22071-Huesca. cuchi@unizar.es
 (2) Instituto Nacional del Agua (Argentina).
 (3) Instituto Geológico y Minero de España.
 (4) Instituto Antártico Argentino.
 (5) Universidad Autónoma de Madrid.

Abstract: Cape Lamb is the largest ice free area on Vega Island in the Weddell Sea, west of the Antarctic Peninsula. The area shows an interesting combination of different types of glacial and periglacial features. Pleistocene glaciations left two series of moraines parallel to the coast. The upper one exhibits interesting criokarst features, including a visitable cavity. At the feet of the moraines, two marine terraces have been modeled on fluvio-glacial deposits that locally show polygonal patterned grounds, efflorescent saline patches and biological tapestries. The western edge of the cape is formed by the moraines of a glacier cap that covers most of the island. Ten streams drain the unfrozen area of Cape Lamb. Late summer hydrology is controlled in large way by the active layer and the permafrost. Some creeks show braided morphologies of sandur type in their lower reaches. The most important endorheic area hosts a lake: a closed talik with interesting sediments.

Palabras clave: periglacialismo, Península Antártica, Isla Vega.

Key words: periglacial environment, Antarctic Peninsula, Vega Island.

1. INTRODUCCIÓN

El área del Cabo Lamb es la mayor superficie descubierta de hielo, con aproximadamente 25 km², de la Isla Vega, en el archipiélago James Ross, en el Mar de Weddell, situado al oeste de la Península Antártica (Fig. 1). Su geología ha sido estudiada por Pirrie et al. (1993) y con detalle por Marenssi et al. (2001). Sólo este último esboza algunas referencias a la geomorfología. El objetivo del presente trabajo es establecer las unidades geomorfológicas existentes en Cabo Lamb.

2. MARCO GEOLÓGICO

El cabo presenta fundamentalmente pelitas y areniscas fosilíferas del Cretácico, en buzamiento suave al NE.

Hacia techo pasa a subaérea (Marenssi et al., 2001). Los basaltos forman el eje de Cabo Lamb. El presente trabajo se centra

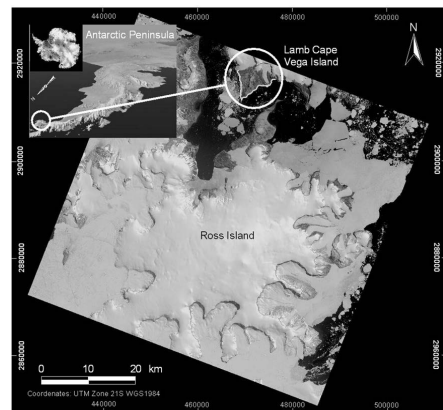


Fig. 1. Ubicación del Cabo Lamb.

Sobre estas, reposa discordante una secuencia volcánica formada por piroclastos, basaltos, lavas almohadilladas y vidrios palagoníticos de la Fm. James Ross, del Mioceno superior al Pleistoceno inferior. Esta secuencia, es submarina en la base con intercalaciones de diamictitas. en

la vertiente oeste, hacia el estrecho de Azopardo/Herbert.

3. UNIDADES MORFOLÓGICAS

Al descender desde el eje del Cabo Lamb hacia la playa, se distinguen las siguientes unidades:

3.1. Riscos y canchales

Las lavas provocan una estructura tableada que conforma la mayor parte de la isla. Esta meseta volcánica está prácticamente desmantelada en el cabo, formando los Riscos Leal (Fig. 2), con importantes fracturas verticales. Un gran collado, con bloques erráticos basálticos, separa aquellos de los Riscos Sandwich, donde un glaciar de casquete, aun existente, abrió grandes surcos en las vulcanitas. Hoy estos aparecen colgados sobre el glaciar oeste reconstituido, en parte, por caída de seracs. Por la base de un surco, cerca del collado, surge un torrente subglaciar con una cascada temporal. Al pie de los Riscos Leal se acumulan canchales con presencia de lóbulos de gelifluxión y cordones de nevero, así como un pequeño glaciar rocoso. Son formas similares a las descritas por Strelin et al. (2007) en la vecina isla James Ross

3.2. Morrenas pleistocenas

Paralelas a la costa, aparecen tres series de morrenas, formadas por material local, con algún esporádico bloque errático de granito del Grupo Trinity, de la Península Antártica. Sugieren un flujo de hielo desde aquella hacia el E, en dirección al mar de Weddell donde se encontraba el límite de la plataforma de hielo durante el último máximo glaciar (Davies et al., 2012). Pero estos autores también señalan un flujo de hielo desde el domo de Monte Haddington, en la isla James Ross, por la actual bahía Croft, al N a través del estrecho Azopardo hacia el canal del Príncipe Gustav. Es difícil atribuir una edad a estas morrenas dadas las sucesivas pulsaciones glaciares habidas en la zona descritas en Hjort et al.

(1997).



Fig. 2. Riscos Leal y lóbulos de gelifluxión

La morrena más elevada muestra localmente un núcleo de hielo. En superficie presenta pequeños lagos efímeros con niveles de vaciado. La cercana presencia de kames sugiere que el fenómeno es repetitivo. Están parcialmente envueltos en arenas eólicas. La morrena muestra rasgos criokársticos con flujo interno de agua. Entre ellos, hay una cavidad transitable de hasta 5 m de diámetro y 100 m de desarrollo rectilíneo, excepto un doble recodo a 90°, a dos terceras partes del recorrido. Está surcada por un arroyo con un progresivo encajamiento, afluente del cauce de la cascada subglaciar (Fig. 3).



Fig. 3. Cavidad en hielo en la morrena superior.

3.3. Terrazas marinas

Al pie de la morrena inferior hay dos series de terrazas marinas, de forma similar a lo descrito en la isla James Ross por Strelin y

Malagnino (1992) y Hjort et al. (1997). Están formadas por una secuencia sedimentaria glaciolacustre progradante de material fino. A techo, en contacto erosivo, pasa a facies de playa con cantos alóctonos transportadas por témpanos (Fig. 4).

La estratigrafía y el magnetismo de estos depósitos, incididos por la erosión fluvial han sido estudiados por Lirio et al. (2007a). En la superficie hay áreas con suelos poligonales en zonas llanas, que pasan a estrías en las pendientes.



Fig. 4. Deformación por carga en secuencia glaciolacustre.

Localmente aparecen tapices biológicos y eflorescencias salinas. Estas últimas se caracterizan en Moreno et al. (2011). El nivel de solutos del suelo es alto, similar al de una zona salina en ambientes semiáridos. El permafrost aparece hacia 1 m de profundidad (Fig. 5). Su capa activa alimenta los arroyos. En laderas esta no se observa, sugiriendo una alta conductividad hidráulica de la arena.

Un descenso relativo del nivel del mar ha originado la formación de acantilados por erosión, observables de forma general por todo el estrecho. Las playas son de grava, con surcos por arrastre de témpanos y lagos efímeros.

3.4. Cursos fluviales y lagos

Morrenas, terrazas y playas están incididas por diez cuencas fluviales activas. Varios de estos se originan por encima de la morrena superior, al pie de Riscos Leal. La red es compleja, con fenómenos recientes

de captura y presencia de áreas endorreicas. En la parte superior, los cauces presentan un perfil estrecho en “v”, con encajamientos recientes y deslizamientos masivos. En la zona de terrazas, los cursos son de tipo sandur con sección trapezoidal. Su encajamiento llega a la decena de metros. Algunos arroyos muestran barras de cantos, sugiriendo episodios torrenciales.



Fig. 5. Techo de permafrost en arena.

Su hidrología es compleja. El flujo es estival, relacionado principalmente con la fusión de la nieve superficial y el permafrost, cuya capa activa mantiene el agua superficial cuando desaparece la nieve (Moreno et al., en prensa). El grado de salinidad del agua es elevado, hasta 6000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, y la acidez llega a 4,2 en alguno de los arroyos por alteración de sulfuros metálicos. El arroyo que drena la morrena lateral del glaciar oeste, el más caudaloso, tiene un comportamiento hidrológico y químico algo diferente al resto de los cursos. Su cabecera es el torrente subglaciar de Riscos Sandwich. Salta en la cascada del surco glaciar, recoge el arroyo de la cueva y sigue el

borde exterior de la morrena lateral del glaciar oeste donde se pierde y resurge. Más adelante se aparta de la morrena por un levantamiento local debido a un avance reciente de la morrena y luego retoma la base de aquella, dejando un valle abandonado. Acaba en un pequeño delta.

En Cabo Lamb existen dos zonas endorreicas ocupadas por lagos, cuyos sedimentos han sido estudiados por Lirio et al. (2007b). En el fondo del más profundo, denominado Esmeralda, se extrajo un testigo de 2,5 m de espesor. En su base hay una capa de grava gruesa interpretada como un till. El resto son ritmitas con niveles de materia orgánica sugiriendo un delta lacustre. Un perfil térmico indicó que el lago es un talik cerrado, posterior a la formación del permafrost (Silva-Busso et al., 2010). Al norte del lago existe una rampa arenosa donde el permafrost estaba a 0,7 m de profundidad. Sobre este hay un acuífero libre supraperafrost de unos 10 cm. de espesor, más salino que el lago.

3.5. Morrena lateral

La zona libre de hielos limita por el oeste con un glaciar de casquete, con varios domos, que acaba en el mar. La zona libre de hielo del cabo limita con lateralmente varios cordones morrénicos que albergan algunos lagos y un arroyo supraglaciar.



Fig. 5. Morrena lateral.

Agradecimientos

Este trabajo se enmarca en los proyectos CGL2005-03256ANT y CTM2011-26372 del Plan Nacional de I+D+i. Los autores agradecen el apoyo del Instituto Antártico

Argentino y de la Base Marambio.

REFERENCIAS

- Davies, B., Hambrey, M., Smellie, J., Carrivick, J. y Glasser, N. 2012. Antarctic Peninsula Ice Sheet evolution during the Cenozoic Era. *Quaternary Science Reviews* 31, 30-66
- Hjort, C., Ingólfsson, O., Möller, P. y Lirio, J. M. 1997. Holocene glacial history and sea level changes on James Ross Island, Antarctic Peninsula. *Journal of Quaternary Science* 12, 259-273.
- Lirio, J.M., Chaparro, M.A., Gogorza, C.S., Ermolin, E., Silva, A. y Cuchí, J.A. 2007a. Características sedimentológicas y magnéticas de un depósito cenozoico en una terraza en cabo Lamb, isla Vega. *Península Antártica. Actas VI Simposio argentino y III Latinoamericano sobre investigaciones antárticas*. Geore 819. 6 p.
- Lirio J. M., Núñez H. J., Chaparro M. A., Gogorza C. S., Sinito A. M. e, Irurzun A. 2007b. Lagunas Esmeralda y Pan Negro, Isla Vega, Antártida: ¿archivos paleoclimáticos valiosos? *Actas VI Simposio argentino y III Latinoamericano sobre investigaciones antárticas*. Geore 819. 3 p.
- Marensi, S., Salani, F. y Santillana, S. 2001. *Geología de Cabo Lamb, isla Vega. Península Antártica* Contribuciones del Instituto Antártico Argentino, 530, Buenos Aires, 43pp.
- Moreno, L., Silva-Buso, A., Ermolin, E., Durán, J.J., López-Martínez, J., Martínez-Navarrete, C. y Cuchí, J.A.. (en prensa) Caracterización de solutos inorgánicos lixiviables en los Gelisoles del Cabo Lamb, Isla Vega (Península Antártica). *Geogaceta*
- Moreno, L. Silva-Busso, A. Ermolin, E., López-Martínez, J., Durán, J.J., Martínez-Navarrete, C., Cuchí, J.A. (en prensa) Hydrogeological characteristics of Cape Lamb, Vega Island, northern Antarctic Peninsula. *Antarctic Science*.
- Pirrie, D., Crame, J.A. y Riding, J.B. 1993. Late Cretaceous stratigraphy and sedimentology of cape Lamb, Vega Island, Antarctica. *Cretaceous Research* 12, 227-258.
- Silva-Busso, A., Moreno, L., Durán, J.J., Ermolin, E., López-Martínez, Cuchí, J.A. y Martínez-Navarrete, C. 2010. Análisis de la estructura del talik de un lago profundo en Isla Vega. *Península Antártica. Geogaceta* 49, 35-38.
- Strelin, J., Torielli, C., Sone, T., Fukui, K. y Mori, J. 2007. Particularidades genéticas de glaciares de roca en la isla James Ross Península Antártica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (4), 627-634.
- Strelin, J. y Malagnino, E. C. 1992. Geomorfología de la Isla James Ross. *Geología de la Isla James Ross*. Instituto Antártico Argentino, Buenos Aires, 7-36.

MORFOLOGÍA GLACIAR Y POSTGLACIAR EN EL PARQUE NATURAL DE LOS COLLADOS DEL ASÓN (CANTABRIA)

Glacial and Post-glacial landforms in the Collados del Asón Natural Park (Cantabria)

M. Frochoso ⁽¹⁾, R. González Pellejero ⁽¹⁾, F. Allende ⁽²⁾, A. Martínez Aguirre ⁽³⁾

- (1) Dpto. de Geografía, Urbanismo y Ordenación del Territorio. Universidad de Cantabria. Av. de Los Castros s/n 39005 Santander. manuel.frochoso@unican.es
 (2) Dpto. de Geografía. Universidad Autónoma de Madrid.
 (3) Dpto. de Física Aplicada I. EUIT Agrícola. Universidad de Sevilla

Abstract: The Asón massif is a carbonated low inclined platform of medium height, which rises to 1,618 meters at the Picón del Fraile peak. The Asón platform is a part of the Castro Valnera Massif, next to the upper Trueba and Miera valleys. These mountains are included in Basco-Cantabrian system, a single folded chain built with carbonated Cretaceous materials. The Asón platform was occupied by an icecap, with several ice tongues to the east. One of these tongues occupied the Asón gorge; another was directed towards the Soba valley. The front-lateral moraines of these glaciers are well defined and we obtained the absolute age (OSL, U-Th and ¹⁴C) of the till upper levels. From these ages, we conclude that here the local glacial maximum ended at 40 ka.

Palabras clave: Morfología glaciaria, fases glaciares, Pleistoceno reciente, Asón, Montaña Cantábrica.

Key words: Glacial morphology, glacial phases, Upper Pleistocene, Asón platform, Cantabrian Mountains.

1. INTRODUCCIÓN

El objetivo de este trabajo es la caracterización de las principales formas de relieve y depósitos de origen glaciario en las montañas del Asón, lo cual nos ha permitido definir la extensión que allí ocuparon los hielos, la intensidad con la que actuaron y su evolución desde el último máximo glaciario. También, hemos realizado una serie de dataciones absolutas de los depósitos morrénicos (OSL), de las cementaciones que los afectan (U-Th) y de los paleosuelos que, ocasionalmente, los recubren (¹⁴C). A partir de estos datos proponemos una cronología detallada de los acontecimientos geomorfológicos para las montañas del Asón.

El Parque Natural de los Collados del Asón toma como núcleo una plataforma carbonatada, de superficie irregular por las múltiples depresiones cerradas y alargadas que la compartimentan, culminando en el Picón del Fraile (1632 m). Forma la parte oriental del macizo montañoso de Castro Valnera (1718 m), incluido en la divisoria de aguas entre el Mediterráneo y el Cantábrico. La suave inclinación (ESE) de

la plataforma refleja el escaso buzamiento de las capas de calizas urgonienses que la componen. Este carácter morfoestructural, derivado de la elevación de las crestas del flanco norte del sinclinal de Villarcayo, proporciona frentes abruptos en los que se apoya la divisoria de aguas (alineación de Castro Valnera dominando los valles del Pas y del Miera) aunque también la sobrepasan (alineaciones del Picón del Fraile y Porracolina 1414 m). Sus espaldares, hacia el SE y hacia el ESE forman dorsos suaves como los del Alto Trueba y la plataforma del Asón. Es sobre estos dorsos donde se acumularon potentes masas de hielo durante el Pleistoceno.

Los glaciares que ocuparon este macizo fueron descritos por Lotze (1962), atribuyéndose al Riss la máxima extensión identificada. Con posterioridad, diferentes autores (Hazera, 1968, Martínez de Pisón y Arenillas, 1979, 1984, Moñino et al., 1987, Serrano, 1996, Frochoso y Castañón, 1998, Serrano y Gutiérrez, 2002, Serrano et al. 2011) han situado y discutido la posición de los frentes, ajustando la máxima extensión del hielo reciente, contrastando su desarrollo y evolución con otros

macizos cantábricos. Hemos centrado nuestro trabajo en identificar e interpretar de modo detallado formas y depósitos glaciares y su evolución, apoyando su cronología en dataciones absolutas.

2. MÉTODOS

La fotointerpretación geomorfológica de pares estereoscópicos en color (vuelo de la Dip. Regional Cantabria, CETFA 1988) a escala aproximada 1:15.000 permitió una buena definición espacial de las formas y de los depósitos del conjunto. Sus resultados se complementaron con el análisis de la ortofoto de mayor resolución (5 m, SIGPAC 2003) y, posteriormente el trabajo de campo. Con ello, se seleccionaron los puntos de muestreo para la datación de sedimentos. La datación OSL de la matriz de los depósitos morrénicos se realizó sobre muestras que fueron recogidas siguiendo los protocolos habituales de preservación. La datación U-Th se realizó sobre muestras del cemento y la reprecipitación carbonatada que afecta a las morrenas. En todas ellas había un alto contenido en material detrítico por lo que fue necesario corregir estadísticamente sus resultados a través de la medición de los isótopos en diferentes submuestras, y de calcular su edad por medio del programa informático Isoplot (Ludwig, 1994).

3. RESULTADOS

3.1. Las formas de ablación

El macizo del Asón, así como los dorsos meridionales de Castro Valnera en el alto valle del Trueba, facilitaron con su escasa pendiente la acumulación de extensos campos de hielo (33 km² el primero de ellos y 55 km² el segundo) cuyo movimiento no era completamente canalizado ya que inundaban casi por completo el relieve. Las formas que elaboraron, por tanto, proceden en buena medida de la abrasión, aunque no faltan las derivadas de la sobreexcavación. Son frecuentes los paneles pulidos por abrasión

glaciar del lecho calizo. Su elaboración está favorecida por la presencia de granos de cuarzo y calcarenitas en el material morrénico. Entre ellos, destacan por su nitidez los que se encuentran en Horneo y en Hoyón de Saco. Las superficies pulidas están, además, corroídas por la karstificación que, guiada por una densa red de diaclasas verticales, genera extensos campos de lapiaz fisural.

El desalojo de bloques se vio favorecido por la red ortogonal de fracturas que afecta a la plataforma calcárea, modelando profundas cubetas de sobreexcavación, guiadas por la karstificación previa y alineadas entre sí, formando dos conjuntos: al norte las cubetas glaciokársticas de Bustalveinte, Brenavinto y Horneo; al sur, las de Busturejo, Hondojón y Ojón.

Los márgenes de estas cubetas presentan en la actualidad un aspecto ruiforme debido al deslizamiento de las capas calizas sobre los materiales plásticos detríticos subyacentes. Son deslizamientos traslacionales (Brenarromán) que dan lugar a amplios callejones en la cicatriz de despegue, rotacionales y desplomes (Horneo).

3.2. Las acumulaciones morrénicas y su datación

Los complejos morrénicos que hemos estudiado (Fig. 1) nos han permitido, por un lado, constatar la extensión durante el Último Máximo Glaciar Local (LLGM) y, por otro, realizar una cronología de los acontecimientos geomorfológicos a través de su datación relativa y absoluta.

Las morrenas laterales Cañedo y las frontolaterales de Los Collados del Asón, y de Bucebrón al pie del Porracolina, todas del LLGM, muestran una superposición de dos cuerpos sedimentarios.

El cuerpo inferior (A), muy potente y diamictico, se encuentra empastado en una matriz escasa areno-arcillosa de color gris suave (5YR/7/1), muchas veces cementada; los frecuentes clastos subredondeados con alguna de sus caras pulida y facetada, reflejan que han sido activamente

transportados por el hielo. Es un till complejo en el que además de los elementos procedentes de la descarga y vertido (till alojado) se encuentran otros elementos subglaciares.

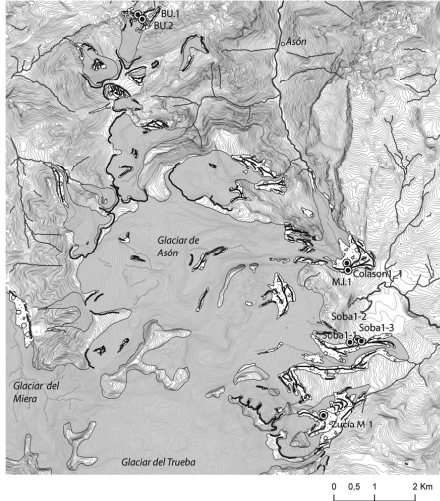


Fig. 1. Localización de los depósitos datados, sobre un fondo que representa el desarrollo del Último Máximo Glaciar Local y la posición de los circos y las morrenas (líneas gruesas y trama)

El cuerpo superior (B), de espesor variable aunque con varios metros de potencia, tiene una matriz fina más abundante y suelta, cambiando su color hacia el ocre (10YR/6/4). Fue depositado por un glaciar activo, incluye cantos estriados, pero ya refleja su pérdida de potencial erosivo. En la morrena de Los Collados, cortada por la carretera, sobre estos dos cuerpos continúa un nivel muy delgado (C), sin elementos gruesos y muy oscuro, un paleosuelo con fragmentos de carbón vegetal, y otro (D), de caracteres similares al intermedio (B), coronado a su vez por el nivel superficial edáfico.

Hemos realizado dataciones absolutas (Tabla 1) en el tránsito del nivel A al B en la morrena lateral de Cañedo (Sobal-1, 1-2 y 1-3) y en la morrena latero-frontal de Los Collados (M.I.1). Se han datado también los cementos carbonatados del cuerpo inferior al pie de Peña Lusa (Zucúa M-1),

del pie del Porracolina (Bu.1 y Bu.2) y del nivel C de Los Collados (Colason 1-1).

Tabla 1. Edades absolutas de las muestras de materiales morrénicos, según su procedimiento de análisis

Muestra	Referencia Laboratorio	Edad años	
Sobal-2	MAD-5499rBIN	44978±2365	OSL
Sobal-1	MAD-5498rBIN	41559±2397	OSL
Sobal-3	MAD-5514BIN	44530±2448	OSL
M.I.1	MAD-5677rBIN	40426±5144	OSL
Zucúa M-1	MAD-5893SDA	13419±1246	OSL
BU.1	BU.1	4267±129	U/Th
BU.2	BU.2	7088±942	U/Th
Colason1_1	CNA506	3555±40	BP ¹⁴ C

(OSL) Laboratorio de datación y radioquímica. UAM
(U/Th) Laboratorio de datación Física Aplicada I. US
(¹⁴C) Centro Nacional de Aceleradores (CNA). CSIC-US

4. LA EVOLUCIÓN MORFOLÓGICA Y SU CRONOLOGÍA

El extenso campo de hielo que ocupó la plataforma del Asón tenía las dimensiones propias de otros que ocuparon las montañas cantábricas (Picos de Europa, Peña Prieta) pero a una altitud 1000 m por debajo de ellos. Por esa razón, sus frentes llegaron a situarse en altitudes que son de las más bajas descritas para la Península Ibérica (300m, barranco de los Castros, Asón).

Los resultados obtenidos nos muestran que el máximo desarrollo local de los glaciares no es sincrónico con el Último Máximo Glaciar. Este hecho ha sido registrado en el Pirineo (e.g. Mardones y Jalut, 1983, Lewis et al. 2009, García-Ruiz et al. 2010) y en la montaña cantábrica (Jiménez y Farias, 2002, Moreno et al. 2010, Serrano et al. 2011). Las dataciones OSL que hemos realizado en el nivel superior de las morrenas revelan que los glaciares más extensos finalizaron su etapa más activa hace 40 ka siendo, por tanto, anterior a esta fecha el máximo (LLGM) desarrollo de su actividad. Por otro lado, no hemos podido datar los depósitos morrénicos que se sitúan en las cubetas internas, pero sí identificar una fase de disyunción de

lenguas (FDL) que retiene en dos episodios los hielos en las cubetas internas, al igual que ocurre en la vertiente meridional (Serrano y Gutiérrez, 2002; Serrano et al. 2011), y una pequeña fase residual (FR) al pie de las mayores elevaciones.

Durante los períodos de retirada de los hielos la descompresión de su lecho, junto con la fisuración y la alternancia litológica, favoreció fenómenos paraglaciaros en los márgenes de las cubetas (deslizamientos, vuelcos y desmoronamientos). A su vez, las precipitaciones carbonatadas que cementan y reprecipitan en el nivel inferior morrénico (A) son muy posteriores a su depósito y se corresponden con diferentes momentos. En Zucía, las morrenas tardías (FDL) se cementan con carbonatos cuya edad OSL es Tardiglaciario. Mientras que las precipitaciones de las morrenas de Bucebrón (LLGM), al pie del Porracolina, se desarrollaron durante el Holoceno (Tabla 1), vinculadas a la circulación vadosa del agua de fusión nival o de precipitaciones.

Por último, la colonización vegetal de los complejos morrénicos se vio afectada por el fuego en Los Collados, dejando un nivel bien definido con fragmentos de carbón de *Quercus robur* que, con posterioridad, fue sepultado y preservado como paleosuelo por pequeños deslizamientos desde la culminación de la cresta morrénica.

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado por la Consejería de Desarrollo Rural, Ganadería, Pesca y Biodiversidad del Gobierno de Cantabria, y el Plan Nacional I+D+I (CSO2009-14116-C03-02-GEOG).

REFERENCIAS

Frochoso, M. y Castañón, J.C. 1998. El relieve glaciar de la Cordillera Cantábrica. En Gómez, A. y Pérez, A. (Eds.): *Las huellas glaciares de las montañas españolas*. Universidad de Santiago de Compostela, Santiago, 65-137.

García-Ruiz, J.M., Moreno, A. González-Sampériz, P. Valero-Garcés, B. y Martí Bono, C. 2010. La cronología del último ciclo glaciar en las

montañas del sur de Europa. Una revisión. *Cuaternario y Geomorfología* 24 (1-2), 35 - 46.

Hazera, J., 1968. La región de Bilbao et son arrières-pays: étude géomorphologique. *Munibe* 20, 358 p.

Jiménez, M. y Farias, P. 2002. New radiometric and geomorphologic evidences of a last glacial maximum older than 18 ka in SW European mountains: the example of Redes Natural Park (Cantabrian Mountains). *Geodinamica Acta* 15 (1), 93 - 101.

Lewis, C.J., McDonald, E.V., Sancho, C., Peña, J.L. y Rhodes, E.J. 2009. Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. *Global and Planetary Change* 67 (3-4), 141-152.

Lotze, F. 1962. Pleistozäne Vergletscherungen im Ostteil des Kantabrischen Gebirges (Spanien). *Abhandlungen der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse* 2, 3-21.

Ludwig, K.R. 1991. ISOPLOT a plotting and regression program for radiogenic-isotope data. *US Geological Survey Open File Report* 91(445), 1-41.

Mardonès, M. y Jalut, G. 1983. La tourbière de Biscaye (Alt 409 m, Hautes Pyrénées): approche paléoécologique des 45000 dernières années. *Pollen et Spores* 25, 163-21.

Martínez de Pisón, E. y Arenillas, M. 1979. Algunos problemas de morfología glaciar en la España Atlántica. *Acta Geológica Hispánica*, 14, 445-450.

Martínez de Pisón, E. y Arenillas, M. 1984. Nuevos problemas de morfología glaciar en la España Atlántica. *Estudios Geográficos* 175, 159-174.

Moreno, A., Valero, B., Jiménez, M., Domínguez, M.J., Mata, M.P., Navas, A., González, P., Stoll, H., Farias, P., Morellón, M., Corella, J.P. y Rico, M. 2010. The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains). *Journal of Quaternary Science* 25, 1076-1091.

Moñino, M., Cendrero, A. y Díaz de Terán, J.R. 1987. Glaciarismo en el Alto Miera. *Actas VII Reunión sobre el Cuaternario*. AEQUA, Santander, 178-180.

Serrano, E. 1996. El complejo morrénico frontal del valle del Trueba (Espinosa de los Monteros, Burgos). Cuadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 21, 737-747.

Serrano, E., Gutiérrez, A. 2002. El glaciarismo Pleistoceno en la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica (Montañas de Palencia, Cantabria y Burgos). En Serrano, E. y García, A. (Eds.): *Geomorfología y Paisaje*. SEG-Universidad de Valladolid, Valladolid, 91-161.

Serrano, E. González, J.J., Turu, V. y Ros, X. 2011. Cronología glaciar pleistocena en el valle del Trueba (Cordillera Cantábrica): primeras dataciones. *Resúmenes XIII Reunión Nacional de Cuaternario*. AEQUA, Andorra, 3-6.

MORFOLOGÍAS, TIPOS DE HIELO Y REGÍMENES TÉRMICOS. PRIMEROS ESTUDIOS EN LA CUEVA HELADA DE PEÑA CASTIL (PICOS DE EUROPA, CORDILLERA CANTÁBRICA)

Ice morphologies, types and thermal regimes. First studies in the Peña Castil ice cave (Picos de Europa, Cantabrian Mountains)

M. Gómez Lende ⁽¹⁾, E. Serrano Cañadas ⁽²⁾

(1) Dpto. Geografía. Universidad de Cantabria. Av. Los Castros s/n. 39005. Santander, manuelglende@hotmail.com

(2) Dpto. Geografía. Universidad de Valladolid

Abstract: The topoclimatic, endokarst and altitudinal conditions of Picos de Europa (Northern Spain) make the existence of ice caves possible in the periglacial high mountain environment, in which the preservation of endoclimate conditions allows the development of blocks of ice in considerable proportions and a great number of seasonal cryospeleothems that are indicators of the past and present external climate evolution. The aim of this study is to show the main characteristics of such conditions and the temporary and spatial evolution in the Peña Castil Ice Cave. We present the main ice morphologies and types and the thermal regime. The contributions on ice cave environments and ice characteristics form important progress in the knowledge of the nivoperiglacial environment in Picos de Europa.

Palabras clave: cueva helada, registro térmico, criospeleotemas, bloque de hielo, Picos de Europa.

Key words: ice cave, thermal regime, cryospeleothems, ice block, Picos de Europa.

1. INTRODUCCIÓN

La cueva helada de Peña Castil se encuentra en el macizo central de los Picos de Europa (Torrecerredo, 2648 m) en un ambiente de alta montaña calcárea con un marcado modelado glaciokárstico heredado y unas pautas morfodinámicas actuales dirigidas por la acción de la nieve y el frío (González Trueba y Serrano, 2010). Su estudio forma parte de un trabajo más amplio sobre el hielo en cuevas en el Parque Nacional de los Picos de Europa (Gómez Lende et al. 2011).

Las condiciones topoclimáticas repercuten en la elaboración de un sistema endokárstico caracterizado por desarrollos verticales con algunas de las mayores profundidades a nivel internacional (Torca del Cerro del Cuvón-Saxifragas -1589 m; Sistema de la Cornisa-Magali -1507 m; Sistema del Trave -1441 m), incluso en el entorno de la propia cavidad (Piedras Verdes PC-26, -1187 m) (FEE, 2011).

La cueva helada de Peña Castil se encuentra en la línea de cumbres que cabalga sobre el valle del Duje, orientando

su entrada principal hacia el E a 2010 m y sin disponer de otras entradas reseñables.

Su desarrollo horizontal es de aproximadamente 65,5 m, y tiene una disposición SSE-NNO. En la vertical queda taponado hacia abajo por el bloque de hielo, siendo también desconocido, hasta el momento, hacia arriba.

Su planta se estructura en dos salas principales en las que se localiza el bloque de hielo, y a las que se accede mediante una amplia rampa colmatada de bloques y de nieve buena parte del año. Tras ellas se estrecha un pasillo con su piso obturado por bloques de distinto tamaño y que da acceso a una última sala terminal también con su suelo colmatado de grandes bloques y libre completamente de hielo.

Topografías laterales en las salas heladas principales indican la continuidad de la cavidad hacia abajo.

2. METODOLOGÍA

Se han llevado a cabo observaciones directas en diversas estaciones del año, y registros continuos de datos de un año

completo mediante dataloggers (iButton DS1921G) para el seguimiento continuado de sus variabilidades térmicas, distribuidos en distintas zonas de la cueva.

Los datos climáticos exteriores se han tomado de la Red de Seguimiento del Cambio Global del P.N. Picos de Europa en su Estación Meteorológica Automática (EMA) de Referencia: La Caballar-Sotres (1257 m), disponibles desde enero de 2011.

3. RESULTADOS

3.1. Termometrías

3.1.1. a Termometrías estacionales

Las temperaturas medias anuales en las tres salas controladas de la cavidad no superan los 0°C, aunque en la sala terminal se registran máximas absolutas por encima durante un total de 26 días, especialmente en el otoño (a de la Fig.1).

Las mínimas absolutas varían entre los -4 y -3°C, siendo los extremos de oscilaciones térmicas registradas durante los meses otoñales e invernales (b de la Fig.1).

La evolución anual refleja una tendencia negativa en los meses invernales recuperándose escalonadamente con el comienzo de la primavera hasta los 0 y -0,5°C de temp. media diaria mantenidos durante todo el verano sin oscilaciones reseñables (c de la Fig.1).

La comparación con las temperaturas de la EMA muestra claramente la vinculación entre ambas evoluciones en los meses otoñales e invernales (d de la Fig.1).

3.1.1. b. Termometrías espaciales

Los registros térmicos de las salas heladas reflejan una media más baja (-1°C) que en la sala terminal, registrando además el mayor número de días de mínimas absolutas más extremas (8 días en total a -4°C, por 4 en la sala terminal y ninguno en el pozo colmatado). En los otros dos puntos controlados se dan medias anuales sensiblemente superiores (de -0,57 °C en el pozo y -0,69°C en la sala terminal).

La evolución térmica espacio/temporal registra ligeros desfases en su

comportamiento dependiendo de la zona de la cueva. En algunos casos se da un día exacto de retraso para que las últimas zonas de la cavidad lleguen a temperaturas similares a las alcanzadas en las primeras salas (e de la Fig.1).

3.2. Morfologías y tipos de hielo

Existe una gran masa de hielo y un nutrido número de crioespeleotemas estacionales bien distribuido y con distintas estructuras del hielo.

Del primero, *el bloque de hielo*, no se sabe con exactitud su desarrollo vertical, y por tanto su volumetría exacta, debido al impedido acceso hacia a partir de los -15 m. Su superficie (32x14 m aprox.) se divide en dos sectores escalonados; el primero sin apenas derrubios y con apreciables manchas de materia orgánica, mientras que en el segundo sector, elevado unos 1,60 m sobre el primero, se da un manto heterométrico de bloques en superficie y en él ya no incide la luz solar directa. En este segundo piso se hace difícil en algunos de sus sectores ver el bloque de hielo propiamente. Entre los bloques y cantos aflora sobre todo agua recongelada intersticial, y existe cierto ordenamiento de los sedimentos más finos (arenas y pequeñas gravas).

En los numerosos estratos reconocidos del bloque de hielo, principalmente de hielo de recongelación, apenas hay sedimentación fina ni materia orgánica. Algunos son especialmente anchos (aprox. 50 cm) y transparentes y en su interior se aprecian burbujas de aire y microfracturas internas.

Se ha podido observar también bajo la superficie del bloque tanto fusiones laterales del hielo por flujos de aire y el calor expedido por la propia roca (*scallops de fusión*), como canales y puentes naturales de fusión subhorizontales colgados siguiendo la disposición de los estratos, posiblemente producto de flujos de agua pasados.

La estructura del hielo presenta una masividad cristalina en la que no se aprecia organización poligonal reseñable.

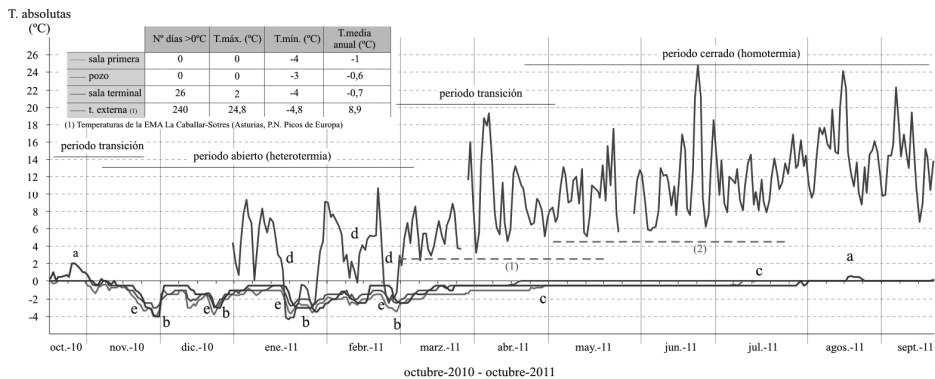


Fig. 1. Temperaturas medias externas y en la cueva helada de Peña Castil (2010-2011)

El hielo está recubierto por una capa de agua externa recongelada de aspecto filamentoso y perpendicular a la disposición de los estratos.

Por su parte, *los crioespeleotemas* se encuentran distribuidos ampliamente por todo el interior de la cavidad, pero sobremanera en determinados lugares de la cavidad y durante periodos concretos.

De manera genérica hemos podido diferenciar los crioespeleotemas según el origen de su hielo: a) formados *por la congelación del agua filtrada*, como pueden ser los formados por goteo (estalactitas, estalagmitas, carámbanos) (a.1); originados por el flujo más o menos constante de agua desde surgencias interiores (columnas, coladas y cascadas de hielo) (a.2); generados por el discurrir parietal de una lámina de agua (cortinas, cortinas en tubos de órgano, banderas) (a.3); formados por la recongelación de láminas débiles de agua circulantes sobre la superficie (*flat ice floor*, *pond ice*) (a.4). Por otro lado, también se ha comprobado el desarrollo de crioespeleotemas (b) *por sublimación* (estrellas radicales de hielo de sublimación adosadas a scallops de ciertas paredes).

Con respecto a su evolución en el tiempo se han observado hasta entrado el verano morfologías de hielo de considerable tamaño (finales de mayo - principios de junio cuando se presentan en mayor

número y volumen); mientras que es desde finales de otoño hasta comienzos de primavera cuando tienen menor volumen, llegando a desaparecer totalmente la gran mayoría de ellas, a pesar de estar dentro de los regimenes térmicos más fríos. En estos momentos las fusiones de hielo (tanto de crioespeleotemas como del propio bloque) por circulación de aguas frías (lluvias otoñales/invernales, fusiones de las primeras nevadas) pueden ser más agresivas como se ha venido ya señalando para otros ambientes periglaciares (French, 2003).

En cuanto a la estructura interna del hielo se aprecian diferencias dependiendo de la morfología y de la parte de la misma que observemos. Desde las características cristalizaciones poligonales a las estructuras con burbujas de aire en su interior (ambas cambiando de tamaño y forma en función de la geometría de la morfología). En determinados puntos de la cavidad la cristalización poligonal del hielo es más fina e irregular. Un tipo especial, sin embargo, de cristalización, hasta ahora no encontrado en ninguna de las otras cuevas heladas que se están estudiando, es el de los cristales radicales de sublimación. En muchos puntos de la cavidad se puede observar, también, la típica estructura concéntrica del hielo de estalactitas y estalagmitas.

4. CONCLUSIONES

Se trata de una cueva estática con hielo endógeno (Thury, 1861; Luetscher y Jeannin, 2004; Luetscher 2005), procedente fundamentalmente de la congelación de precipitaciones y aguas de fusión filtradas, y en cuyos balances volumétricos la evolución del manto nival en superficie es un factor determinante.

No se ha podido determinar la existencia de firm, en cuyo caso se debería de encontrar bajo el manto nival de la rampa de acceso. Tanto el volumen escaso de sedimentos intersticiales como la distintiva configuración de sus estratos, apartan claramente al bloque de hielo de una procedencia glaciaria (hielo intrusivo) (Holmlund et al., 2005). Tampoco se han podido observar ni repliegues ni cuñas de compresión que indiquen movimientos reseñables del bloque.

Los parámetros externos climáticos se reflejan en el endoclima de la cavidad durante el periodo abierto; mientras que se desvinculan durante el llamado periodo cerrado de la cueva (Fig. 1). Separados ambos por sendos intervalos de transición en los que se van estabilizando las temperaturas en torno a los 0°C, a medida que se desvinculan e incrementan las temperaturas exteriores. Durante el periodo cerrado las puntuales irregularidades térmicas observadas en algunas de las salas (las máximas temperaturas) se correlacionan con descensos acusados de la temperatura exterior.

De los dos periodos de transición es en el periodo primaveral donde se da la mayor formación de hielo en la cueva, cuando empiezan a incrementarse las temperaturas exteriores y se funde el manto nival, filtrándose en la cavidad que aún conserva temperaturas por debajo de los 0°C.

También es en este periodo en el que se ha encontrado la cristalización radicular del hielo por sublimación adosado a los scallops tallados en las paredes.

Con la llegada del periodo cerrado el cese de aportes masivos de agua filtrada y la

estabilización de las temperaturas en torno al punto de congelación paralizan la formación de crioespeleotemas, fundiendo los existentes. A la vez el agua fluyente de los mismos contribuye a la fusión e incisión del bloque de hielo por abrasión del flujo de agua. Se genera entonces, hasta finales del otoño, la mayoría de las morfologías de ablación y fusión, desapareciendo por completo los crioespeleotemas más endebles y atenuándose los más resistentes.

Agradecimientos

Trabajo financiado por los proyectos OAPN 053-2010 (M° de Medio Ambiente, Rural y Marino-OAPN) y CGL-2010-19729 (M° de Ciencia e Innovación), y con la inestimable ayuda del CES ALFA.

REFERENCIAS

- Bella, P. 2006. Morphology of ice surface in Dobšiná ice cave. En Turri, S. y Zelinka, J. (Eds.): *2nd International Workshop on Ice Cave*. Demänovská Dolina, Slovak Republic, 15-23
- French, H. 2003. The development of periglacial geomorphology 1-up to 1965. *Permafrost and Periglacial Processes* 14, 29-60.
- González Trueba, J.J. y Serrano, E. 2010. La nieve en los Picos de Europa: implicaciones geomorfológicas y ambientales. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 36 (2), 61-84.
- Federación Española de Espeleología (FEE). 2011. *Catálogo de cavidades. Simas mundiales*. [<http://www.fedespeleo.com>].
- Gómez Lende, M., Serrano, E. y Sempere, F. 2011. Cuevas heladas en Picos de Europa. Primeros estudios en Verónica, Altaiz y Peña Castil. *Karaitza* 19, 56-61.
- Holmlund, P., Onac, B.P., Hanson, M., Holmgren, K., Mörth, M., Nyman, M. y Persoiu, A. 2005. Assessing the palaeoclimate potential of cave glaciers: the example of the Scarisoara ice cave (Romania). *Geografiska Annaler* 87 (A), 193-201.
- Luetscher, M. y Jeannin, P.Y. 2004. A process-based classification of alpine caves. *Theoretical and Applied Karstology*, 61-66.
- Luetscher, M. 2005. *Processes in ice caves and their significance for paleoenvironmental reconstructions*. Swiss Institute for Speleology and Karst Studies (SISKA), La Chaux-de-Fonds, 154 pp.
- Thury, M. 1861. Etude des Glacières naturelles. *Archives des Sciences de la Bibliothèque Universelle*, Geneve, 97-154.

DISTRIBUCIÓN ALTITUDINAL DE FORMAS Y PROCESOS PERIGLACIARES EN LA COMA DE LA PAÚL (MACIZO DEL POSETS, PIRINEOS)

Altitudinal distribution of periglacial landforms and processes in the Coma de la Paúl (Posets massif, Pyrenees)

M. González García ⁽¹⁾, E. Serrano Cañadas ⁽²⁾, J.J. González Trueba ⁽³⁾

(1) Dpto. de Geografía, Universidad de Málaga, mariagon@uma.es.

(2) Dpto. de Geografía, Universidad de Valladolid.

(3) CIESE-Comillas, Universidad de Cantabria.

Abstract: The Coma of Paul (3,321 m) is located in a high mountain environment dominated by periglacial conditions from the 2,400 m. Geoecology of the study area is characterised by the presence of the Paul glacier located under the ridge crests, the diversity of landforms and periglacial processes and mountain permafrost. To determine the distribution of the periglacial environment, the most significant landform processes -and their degree of activity- have been studied, inventoried and mapped, as well as the thermal ground regime (datalogger) and basal snow temperature measurements (BSTM).

Palabras clave: morfodinámica periglacial, permafrost de montaña, alta montaña, Pirineos.

Key words: periglacial morphodynamics, mountain permafrost, high mountain, Pyrenees.

1. INTRODUCCIÓN

La Coma de la Paúl se localiza en la vertiente meridional de los Pirineos, concretamente en el límite norte del Macizo del Posets (Fig. 1). Las elevadas precipitaciones en altura, las particularidades fisiográficas y la orientación del circo permiten la conservación de los restos glaciares y una intensa morfogénesis actual, ligada al frío y la nieve, conformando un medio muy dinámico. En la alta montaña del Posets, el proceso de deglaciación general ha permitido el desarrollo de la alta montaña rocosa y del medio periglacial (Serrano et al., 2001a; 2001b; 2002; Lugon et al., 2004). En este sentido, los procesos periglaciares actuantes y el permafrost de montaña constituyen sensibles indicadores y testigos de los cambios ambientales asociados a la tendencia del calentamiento global, conformando un ámbito marginal, inestable y de transición de alta montaña templada.

El objetivo de este trabajo es establecer la relación entre los procesos y formas periglaciares, el régimen térmico del suelo y la distribución del permafrost a partir de

la cartografía de los diferentes elementos considerados.

2. METODOLOGÍA

Para la caracterización morfodinámica y la distribución en altitud del medio periglacial en la Coma de La Paúl se ha realizado diferentes actividades.

Trabajo de campo: inventariado del conjunto de formas (suelos ordenados, montículos de hielo, lóbulos protalud, glaciar rocoso, lóbulos de gelifluxión, taludes de derrubios) y procesos y su actividad actual.

Elaboración de la cartografía geomorfológica de detalle, con diferenciación entre los procesos activos e inactivos a partir de indicadores y del control geomático.

Instalación de cuatro termógrafos en el suelo (datalogger: *Sensor de temperatura Ibuttons modelos DS1922L y DS1921G*) con datos durante tres años. Permiten conocer el régimen térmico del suelo y el papel del hielo en los distintos puntos (Fig. 2).

Mediciones BTS (Temperatura basal del manto nival) para establecer las

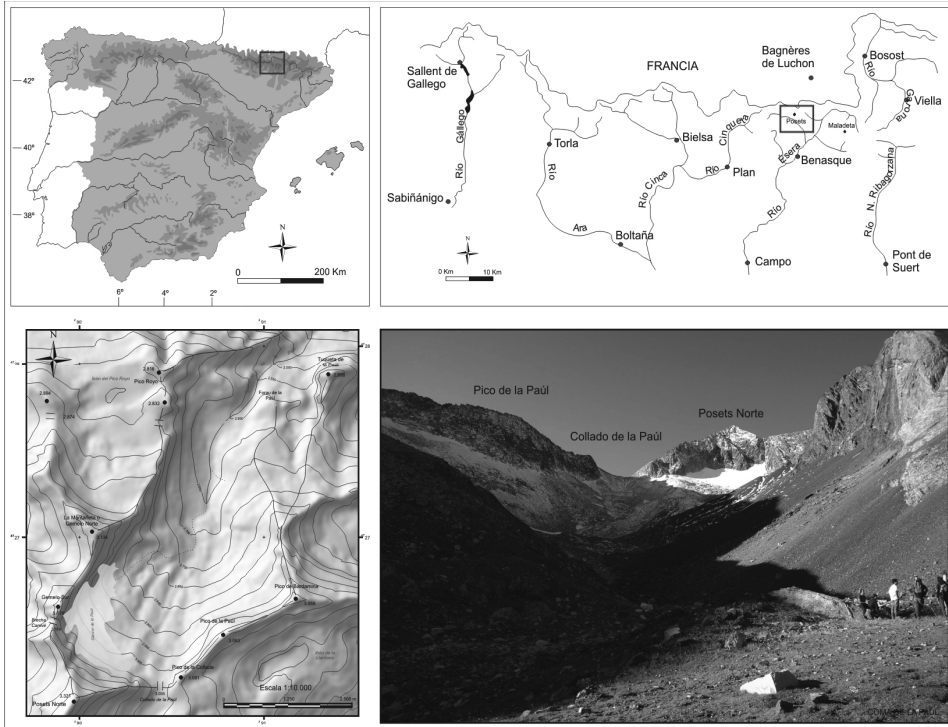


Fig. 1. Localización de la Coma de la Paül

condiciones térmicas durante el invierno y complementar, con mayor amplitud espacial los registros térmicos de suelos. Con los datos obtenidos se han elaborado tres mapas complementarios, el mapa geomorfodinámico, que representa las formas y su funcionalidad, el mapa térmico de suelos, que representa la distribución de las temperaturas en suelo, y a partir de los anteriores, el mapa de distribución de permafrost de montaña (Fig. 3).

3. RESULTADOS

El control del régimen térmico del suelo mediante termoregistradores continuos completado con mediciones BTS, permite obtener información sobre el comportamiento térmico del suelo así como discernir entre los cambios de temperatura en función de la influencia

atmosférica, la interna y la presencia de manto nival.

A partir de los 2.400 m el manto nival es estable y con espesor suficiente para actuar como aislante atmosférico (aprox. cinco meses), así las temperaturas, salvo orientaciones desfavorables y más venteadas, reflejan la dinámica térmica del suelo. En este sentido, los registros térmicos aportan información sobre la existencia y distribución de permafrost, los cambios de estado del agua y la disponibilidad hídrica en el suelo, y con ello la vinculación a determinados procesos y el grado de actividad de las formas resultantes.

Las características topoclimáticas, la morfogénesis nival, la distribución de formas periglaciares y el permafrost permiten establecer cuatro ambientes morfodinámicos de alta montaña.

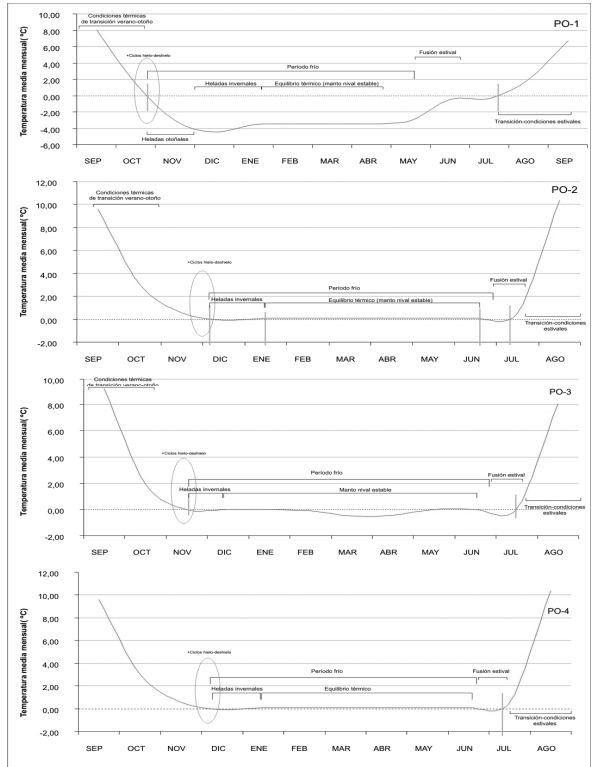


Fig. 2. Interpretación del comportamiento térmico anual de la superficie del suelo (basado en Delaloyé, 2004).

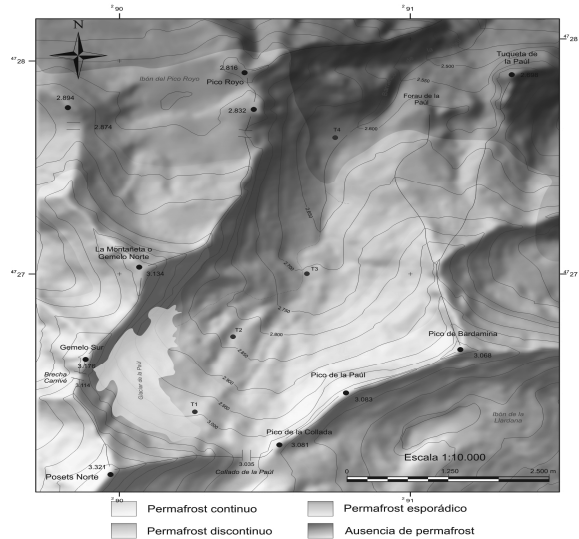


Fig. 3. Localización de los datalogger y distribución del permafrost en la Coma de la Paül.

Medio periglaciario con permafrost continuo por encima de los 2.900-3.000 m (glaciares ocultos, morrenas de nevero plenamente activas, lóbulos protalud, suelos ordenados).

Se establecen tres dominios morfogenéticos: el nivoperiglaciario (desde los 2.000 hasta los 2.650 m); el crionival (desde los 2.700 hasta los 3.000 m) y el dominio glacionival (sobre 3.000-3.100).

4. CONCLUSIONES

Los procesos periglaciares activos: gelifración, geliflucción, crioturación, nivación, y las principales formas resultantes estudiadas: glaciar rocoso, lóbulos protalud, montículos de hielo, suelos ordenados y lóbulos de geliflucción, se representan en el mapa geomorfológico para establecer unos límites y dominios morfodinámicos en función de la altitud. La morfodinámica periglaciaria existente en la Coma de la Paúl se caracteriza por la diversidad de formas periglaciares, ligada a los procesos dominantes, a la organización altitudinal de los mismos, a la existencia de permafrost de montaña, y a su dinamismo y sensibilidad antes las variaciones ambientales.

Agradecimientos.

Este trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación, proyecto CGL-2010-19729, en el marco de los estudios realizados por el Grupo de Investigación reconocido PANGAEA.

REFERENCIAS

- Delaloyé, R. 2004. Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginal. *GeoFocus*, 10, Department of Geosciences Geography, University of Fribourg, Fribourg, 240 pp.
- Lugon, R., Delaloyé, R., Serrano, E., Reynard, E., Lambiel, C. y González-Trueba, J.J. 2004. Permafrost and Little Ice Age relationships, Posets massif, Central Pyrenees, Spain. *Permafrost and Periglacial Processes* 15, 207-220.
- Serrano E, Agudo R, Delaloye R, y González-Trueba J.J. 2001. Permafrost distribution in the Posets massif, Central Pyrenees. *Nowegian Journal of Geography* 55, 245-252.
- Serrano, E., Agudo, C. y González Trueba, J.J. 2001 El dominio de alta montaña periglaciaria en el macizo del Posets (Pirineo Aragonés). En E. Serrano y A. García (Eds.): *Periglaciario en montaña y altas latitudes*. IPA-España, Universidad de Valladolid, Valladolid, 163-184.
- Serrano, E., Agudo, C. y González Trueba, J.J. 2002. La deglaciación de la alta montaña. *Morfología, evolución y fases morfogenéticas glaciares en el Macizo del Posets (Pirineo Aragonés)*. *Cuaternario y Geomorfología* 16 (1-4), 111-126.

EL ORIGEN DE PEQUEÑOS CORDONES MORRÉNICOS SITUADOS POR DELANTE DE LAS GRANDES MORRENAS: LA HIPÓTESIS DE LA “MORRENA SECUNDARIA”

The origin of small moraine ridges located in front of large moraines: the “secondary moraine” hypothesis

D. Palacios ⁽¹⁾, N. de Andrés ⁽¹⁾

(1) Departamento de A.G.R. y Geografía Física. Universidad Complutense de Madrid. Ciudad Universitaria, 28040 Madrid. davidp@ghis.ucm.es

Abstract: This work proposes a hypothesis to explain the synchrony between two moraine formations at different altitudes on the east face of Pico de Peñalara (40°51'N, 3°57'W; 2,428 m), the highest point of the Sierra de Guadarrama. The observations made in current marginal glacial areas where small glaciers, sheltered from wet winds, are formed by the windswept snow from large summit platforms, as in Peñalara, indicate that the topography of some glaciers facilitates the formation of permanent snowfields or secondary glaciers at the base of their moraines. Both moraine ridges in Peñalara have the same ages, dated by cosmogenic isotope ³⁶Cl: between 21 and 16 ka. The proposed hypothesis of this work is that the lower ridges could be interpreted as a result of accumulation from a 300 m-long snow patch formed in the shelter of the larger and higher moraine ridge and, therefore, contemporary to it.

Palabras clave: Formas glaciares, datación por cosmogénicos, morrenas secundarias, Sierra de Guadarrama.

Key Words: Glacial landforms, cosmogenic dating, secondary moraine, Sierra de Guadarrama.

1. INTRODUCCIÓN

En el circo Glaciar de Peñalara (40°51'N, 3°57'O; 2.428 m s.n.m.), máxima altitud de la Sierra de Guadarrama existen dos pequeños arcos morrénicos consecutivos, que conservan su forma glacial muy nítida, salvo en el sector incidido por un torrente. Justo por detrás de estos arcos se levantan una serie de grandes morrenas. Tradicionalmente se había interpretado que las grandes morrenas se superponían a las pequeñas y, por tanto, eran claramente posteriores a éstas e incluso se habían considerado de glaciaciones distintas. Por un lado, es extraño que un primer avance generase unos pequeños cordones, mientras un avance posterior arrastrase gran parte del manto de alteración y formase acumulaciones morrénicas de dimensiones superiores. El objetivo de este trabajo es determinar si pertenecen a un único avance glacial o a varios bien diferenciados, a partir de dataciones absolutas por métodos cosmogénicos

(Palacios *et al.*, 2012).

2. ÁREA DE ESTUDIO

El circo de la vertiente suroriental de Peñalara, con una anchura máxima de 1.6 km y una longitud de 1.7 km, termina en un complicado complejo morrénico. En su parte exterior, a unos 1850 m de altitud mínima aparecen las formaciones morrénicas más avanzadas. En el sector septentrional se encuentran restos de un arco, ya que realmente sólo se conserva un montículo, pero de grandes proporciones, que sobresale más de 40 m sobre la superficie circundante y está muy erosionado (fase 1). Este arco está cortado por el arroyo de la Laguna. Al sur de este arroyo se encuentran dos pequeños arcos morrénicos paralelos, de unos 500 m de longitud y sólo 20 m de anchura cada uno, compuestos por grandes bloques (fase 2). Estos arcos tienen muy poca entidad, con una altura máxima de 6 m sobre la superficie en que se asientan y están muy

bien conservados, sin prácticamente muestras de erosión, salvo en el extremo afectado por la incisión del arroyo. El arco septentrional y los dos meridionales se han considerado coetaneos, para unos del Riss (Obermaier y Carandell, 1917) y para otros a un máximo avance del Würm (Sanz Herraiz, 1988), pero en este trabajo hemos preferido diferenciarlos en dos estadios diferentes, dada la gran diferencia en su conservación.

Los arcos anteriormente descritos son los más avanzados, pero ni mucho menos los más potentes. A una altitud mínima de unos 1950 m, existe una gran acumulación morrénica que cierra por completo el circo, y que todavía está débilmente erosionado en su sector central por el arroyo de La Laguna (fase 3). El sector frontal de esta morrena está subdividida en al menos 4 cordones distintos, entre los cuales todavía se conservan algunas lagunas temporales. En el inicio de esta morrena, en ambas vertientes, solo existe un único cordón, especialmente bien conservado el que cierra el circo por el norte.

3. MÉTODO

En primer lugar se tomaron muestras de bloques de más de 1 m de eje mayor, en diversos bloques de las tres fases glaciares. Los bloques seleccionados fueron los más estables. En estas muestras se realizaron los análisis de isótopos de Cloro en el laboratorio PRIME Lab. Se determinó la presencia de todos los elementos mayores (%) y los elementos traza (ppm) en el laboratorio ACTLABS. Con esta información, se calcularon las edades mediante el programa CHLOE utilizando los parámetros de producción de ^{36}Cl propuestos por Phillips et al. (2001) y Stone et al. (1998) y los factores de corrección por latitud y altitud de Lal (1991).

Además, se estudiaron glaciares actuales alojados en macizos montañosos subpolares, que presentan las mismas características que tuvieron las masas de

hielo en Peñalara, con el objeto de encontrar una respuesta sobre el origen de los arcos morrénicos descritos.

4. RESULTADOS

Los resultados obtenidos en las dataciones cosmogénicas de los complejos morrénicos son en parte acordes a la lógica geomorfológica, al ordenarse de más antiguos a más modernos, según su localización en las distintas fases de avance glacial. La más antigua se corresponde con lo que hemos señalado fase 1, con una edad aproximada de 32 ka, anterior en más de 10 ka a los resultados más antiguos obtenidos en la fase 2, que estarían en torno a los 20 ka, justo en los bloques más externos de esta fase. El resto de las muestras de la fase 2 se encuentran alrededor de los 16 ka siendo sumamente homogéneas (Fig. 1). Sin embargo, las muestras del sector central de la fase 3 ofrecen fechas similares a las más modernas de la fase 2, es decir, en torno a los 16 ka. No ocurre lo mismo con los bloques muestreados de la morrena lateral norte, con fechas más antiguas, donde el sector externo tiene una edad de 25 ka y el interno alrededor a los 19 ka.

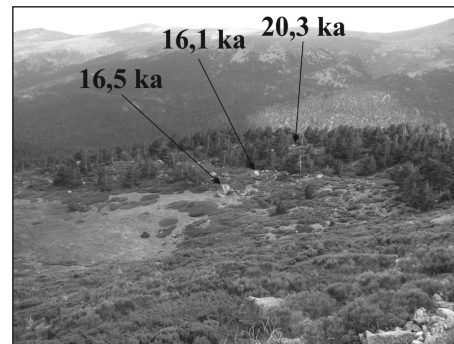


Fig. 1. Dataciones por ^{36}Cl en los arcos morrénicos de la fase 2 del Circo de Peñalara.

Si comparamos los resultados obtenidos por las dataciones cosmogénicas con la realidad geomorfológica, solamente hay un hecho que aparentemente carece de lógica: que las muestras más modernas de la fase 2

sean de la misma edad, incluso posteriores a la fase 3, a pesar de que ésta se encuentre topográficamente por encima de la anterior. En el caso de que las fechas obtenidas sean correctas, lo que parece estar confirmado por la homogeneidad de los resultados en todas ellas, la explicación geomorfológica se debería buscar en glaciares actuales semejantes, donde se pueda observar esta posibilidad.

Un ejemplo se localiza en el macizo de Kebnekaise ($67^{\circ} 54'N$, $18^{\circ} 31'E$, 2.114 m snm), al norte de Suecia (Fig. 2). Los glaciares que rodean al macizo tienen un tamaño similar a los que existieron en Peñalara y su formación está estrechamente relacionada con la acumulación de la nieve a sotavento de los húmedos vientos del oeste (Schytt, 1959 y Karlén 1973). En este macizo se encuentra el glaciar Bjölings, situado bajo la pared oriental del Pico Kebnekaise, con 1,8 km de longitud y 1 km de anchura máxima. El glaciar forma una amplia plataforma prácticamente llana, detrás de la cual, el glaciar acumuló su morrena lateral norte con un gran tamaño durante la Pequeña Edad de Hielo, con una fuerte pendiente hacia el este. Protegido por esa morrena y apoyado en su ladera oriental, existe un nevero. En un reconocimiento de campo, se observaron evidencias de que los bloques de la morrena se han deslizado por el nevero y se siguen acumulando en su base.

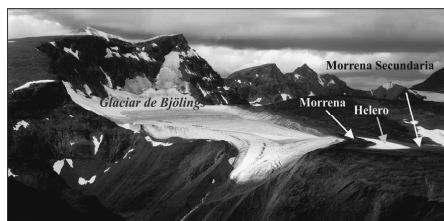


Fig. 2. Morrena secundaria en formación actual, en el Glaciar Bjölings, Pico Kebnekaise, Suecia.

Otro ejemplo lo podemos encontrar en los pequeños glaciares de la Península de Tröllaskagi, en el norte de Islandia, donde se dan múltiples casos semejantes al

descrito anteriormente. Los tamaños de estos glaciares se encuentran entorno a los 3 km de longitud máxima y su existencia se debe al barrido de la nieve sobre las amplias plataformas cimerales y su acumulación al pie de las paredes de sotavento de los húmedos vientos del sur (Caseldine y Stotter, 1993). Este es el caso del glaciar de Hofsjökull, al este del macizo de Jökulfjall ($65^{\circ} 38' N$; $18^{\circ} 50' W$, 1.402 m snm). Tiene una longitud de 2,9 km y una anchura máxima de 1,8 km. El glaciar está cubierto de derrubios y su área de acumulación descansa sobre una superficie plana a una altitud de 1.000 m. El glaciar termina en una rampa de 60 m de altura, cubierta por una capa de derrubios de gran espesor. En el frente, al amparo de esa rampa y alimentado por la nieve barrida por el viento desde toda el área de acumulación del glaciar, se forma un helero, sobre el cual se deslizan bloques desde el glaciar principal, que se acumulan en su base, según se ha podido observar directamente en el campo (Fig. 3).

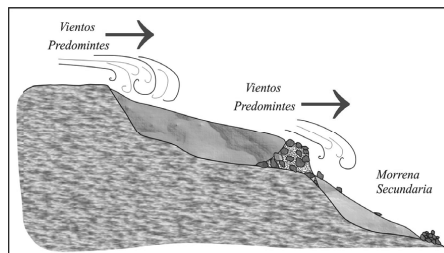


Fig. 3. Modelo de elaboración de una morrena secundaria, que se puede aplicar al caso de Peñalara.

5. CONCLUSIONES

Estas observaciones realizadas en áreas glaciares marginales actuales, donde pequeños glaciares se forman a sotavento de los vientos húmedos, gracias al barrido de la nieve desde amplias plataformas cimerales, como sucedió en Peñalara, indican que la propia topografía que adquieren algunos glaciares favorecen la formación de glaciares secundarios a partir de sus propias morrenas. En efecto, como ocurre en los mencionados glaciares de

Björlings y Hofsjökull, la nieve que cae sobre las amplias superficies planas de sus masas heladas es barrida por el viento y se acumula a sotavento de grandes formaciones morrénicas con una disposición propicia. Esta acumulación de nieve acaba por establecer neveros permanentes, incluso pequeños glaciares, más abajo del área de acumulación del glaciar principal. Los bloques de la morrena principal caen sobre estos neveros y terminan por formar morrenas secundarias en su base.

Si aplicamos esta hipótesis a Peñalara, la fase 2 se podría interpretar como unos cordones nivales o *protalus rampart*, acumulados a partir de neveros formados al amparo de la gran formación morrénica de la fase 3 y, por tanto, contemporáneos a la misma. Esta hipótesis vendría a solucionar algunos de los antiguos enigmas geomorfológicos a la hora de interpretar estas formaciones, como son: el porqué las morrenas de altitud menor (fase 2) son de inferior magnitud que las de altitud mayor (fase 3); el porqué morrenas de altitud menor (fase 2) conservan mejor sus formas que las de altitud mayor (fase 3); el contraste entre el excelente grado de conservación de los cordones morrénicos de la fase 2 y la fuerte incisión torrencial. Este contraste surge si se quieren considerar las fase 1 y 2 contemporáneas, lo que no es cierto. Pero si consideramos que las morrenas de la fase 2 son simples cordones pronivales locales, su existencia sería contemporánea a la existencia del canal del arroyo, como ocurre por ejemplo en el glaciar de Hofsjökull, y por lo tanto, este profundo canal podría ser incluso preglaciar.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco de los proyectos de investigación CGL 2009-7343 del Ministerio de Ciencia e Innovación y del Grupo de Investigación Geografía Física de Alta Montaña (931562, Universidad Complutense de Madrid).

REFERENCIAS

- Caseldine, C. y Stötter, J. 1993. 'Little Ice Age' glaciation of Tröllaskagi peninsula, northern Iceland: climatic implications for reconstructed equilibrium line altitudes (ELAs). *The Holocene* 3, 357-366.
- Karlén, W. 1973. Holocene glacier and climatic variations, Kebnekaise mountains, Swedish Lapland. *Geografiska Annaler* 55, 29-63.
- Lal, D. 1991. Cosmic-ray labeling of erosion surfaces: in situ production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 424-439.
- Obermaier, H. y Carandell, J. 1917. Los glaciares cuaternarios de la Sierra de Guadarrama. *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales* 19, 1-92.
- Palacios, D., Andrés, N., Marcos, J. y Vázquez-Solem, L. 2012. Glacial landforms and their paleoclimatic significance in Sierra de Guadarrama, Central Iberian Peninsula. *Geomorphology* 139-140, 67-78.
- Phillips, F.M., Stone, W.D. y Fabryka-Martin, J.T. 2001. An improved approach to calculating low-energy cosmic-ray neutron fluxes near the land/atmosphere interface. *Chemical Geology* 175, 689-701.
- Sanz Herráiz, C. 1988. *El relieve del Guadarrama Oriental*. Consejería de Política Territorial, Madrid.
- Schytt, V. 1959. The Glaciers of the Kebnekajse-Massif. *Geografiska Annaler* 41, 213-227.
- Stone, J.O.H., Evans, J.M., Fifield, L.K., Allan, G.L. y Cresswell, R.G. 1998. Cosmogenic chlorine-36 production in calcite by muons. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 433-454.

MORFOMETRÍA DE LOS CIRCOS GLACIARES EN LA SIERRA DE ANCARES (NW IBÉRICO)

Glacial cirque morphometry in Ancares Range (NW of Iberian Peninsula)

M. Valcárcel ⁽¹⁾, A. Martínez Cortizas ⁽²⁾, R. Blanco Chao ⁽¹⁾

(1) Departamento de Xeografía. Universidade de Santiago de Compostela. marcos.valcarcel@usc.es

(2) Departamento de Edafología e Química Agrícola. Universidade de Santiago de Compostela.

Abstract: Using 1:30,000 scale aerial photography, 1:10,000 scale topographic maps with 10 m contour interval, and field work, we described a total of 67 glacial cirques in the study area. The parameters used to determine the occurrence of glacial cirques were analyzed with statistical correlation analysis. We conclude that the glacial cirques are polycyclic forms, without a clear relationship between the bottom of the cirques and the Equilibrium Line Altitude.

Palabras clave: ircco glaciar, morfometría, Ancares.

Key words: glacial cirque, morphometry, Ancares.

1. INTRODUCCIÓN

Según Goldthwait (1989) un circo es "...una gran cabecera semicircular, aristada, de fondo rocoso, que puede presentar un pequeño lago en su fondo y sobreexcavación, presumiblemente originada por la erosión del hielo". Para Tricart (1981) los circos se sitúan en el límite del dominio glaciar, en contacto con superficies cubiertas de hielo, sometidas a las acciones periglaciares. Se ha planteado que la altitud del fondo de los circos es un indicador de la snowline, entendida como Línea de Equilibrio Glaciar (ELA) (Flint, 1971). Este parámetro es de gran importancia al permitir estimar la intensidad de la glaciación y porque es de gran interés a la hora de realizar reconstrucciones paleoambientales.

Siendo una forma de erosión glaciar tan frecuente son muchos los trabajos que se han centrado en su análisis. Un enfoque usual ha sido el estudio de muestras numerosas (por ejemplo Trenhaile, 1975; Aniya y Welch, 1981; Evans y Cox, 1974, entre otros). En algunos casos la superficie sobre la que se extiende el estudio es amplia, con características estructurales muy diferentes y condiciones paleoambientales distintas. Este hecho puede suponer una ventaja cuando se intenta comprender el papel del control

estructural en el modelado de los circos, pero puede ser un inconveniente si lo que pretendemos es comprender el papel de las condiciones paleo ambientales, ya que en el momento de su formación estas pudieron ser muy distintas de un extremo a otro de la muestra, para la misma altitud. Dado que este último parámetro parece tener un papel determinante en la formación de los circos un planteamiento interesante es estudiar un área reducida, donde las condiciones paleo ambientales fueron razonablemente homogéneas, pero que presente un número de circos suficiente como para tener un valor estadístico significativo

2. MATERIAL Y MÉTODOS

A la hora de plantear este estudio hemos intentado tener en cuenta aquellas variables que, a nuestro entender, pueden tener significación a la hora de explicar la formación y el estado de evolución de los distintos circos. En concreto nos interesó establecer si se puede relacionar la evolución de los circos en Ancares con la Línea de Equilibrio Glaciar (ELA), tal como se sugiere en la bibliografía sobre el tema. Para seleccionar las variables hemos seguido los criterios establecidos por Trenhaile (1976) y por Alonso (1994), especialmente interesante esta última

porque se trata de un estudio similar en el área de Degaña, vecina a la nuestra. Así, a partir del análisis de fotografía aérea a escala aproximada 1:30.000; de mapas topográficos de detalle a escala 1:10.000, con curvas de nivel cada 10 m, así como trabajo de campo, se han reconocido un total de 67 circos en el área de estudio. Una vez determinada la muestra se establecieron las variables que se analizarían en cada caso. Distinguimos entre variables continuas, que se expresan numéricamente en una gradación a partir de unos valores extremos, y variables discontinuas, que en general tiene un valor cualitativo. Así, dentro de las variables continuas distinguimos: orientación del circo; altitud del frente (AF): medición sobre el mapa topográfico de la altitud a la que el eje del circo intersecta el frente del mismo; altitud del punto más alto de la pared del circo: presumiblemente cuanto más alto sea este punto mayor disponibilidad tendrá el área para ser glaciada (Alonso, 1994); desnivel del circo: resultado de restar las dos anteriores, permite comparar circos con desniveles similares pero situados a altitudes diferentes; longitud del circo (Lh): distancia horizontal desde el fondo al frente del circo; anchura del circo (A): distancia entre las paredes perpendicularmente al eje del circo en su parte más ancha; relación longitud/anchura del circo: parámetro para poder diferenciar la dinámica de aquellas formas extensas con relación a las más pequeñas y comprobar si esto tiene un significado estadístico.

Por su parte, dentro de las variables discontinuas distinguimos la litología sobre la que se desarrolla el circo, basado en la cartografía a escala 1:50.000 del IGME. Se establecieron ocho clases, a partir de las unidades descritas en la cartografía geológica, a saber: Serie de los Cabos, Pizarras de Luarca, Silúrico, Cuarцитas de la Vega, Aureola de Metamorfismo de los batolitos graníticos sobre la Serie de los Cabos, alternancia de pizarras y cuarцитas

de las Pizarras de Luarca, Cuarцитas de la Vega y Formación Agüeira. En cuanto al buzamiento de las capas resulta complejo analizar esta variable pues es frecuente que en los circos de mayor tamaño se den cambios de buzamiento en su seno. Por otra parte, ante la escasez de datos disponibles en la cartografía geológica se optó por realizar el estudio del buzamiento a través de fotointerpretación y trabajo de campo. Esto permitió homogeneizar todos los datos. A partir del análisis de los datos disponibles se reunieron en cuatro clases consideradas significativas: buzamiento subvertical, buzamiento subhorizontal, buzamiento intermedio y buzamiento oblicuo. Sobre la orientación de la ladera se consideraron ocho clases, midiendo la orientación general de la misma en el área en la que se encuentra el circo, tal como recomienda Alonso (1994). Las clases comprenden sectores de 45°: N, NE, E, SE, S, SW, W y NW. En cuanto al tipo de circo, Alonso (1994) señala el carácter subjetivo de medir el grado de desarrollo de un circo. Por otra parte, este vendrá dado más por el resultado del presente análisis, por lo que no podemos introducirlo como variable a considerar, ya que introduciría distorsiones en el análisis. Nos hemos limitado a clasificar los circos según un criterio descriptivo, atendiendo a la forma que presentan, sin reparar en si esta se corresponde o no con un grado de desarrollo más o menos alto. La clasificación adoptada es la propuesta en Valcárcel (1998). Hemos decidido distinguir los circos complejos como un subtipo de los circos simples, con el fin de simplificar el análisis. Así tendremos dentro de los circos simples un total de cinco clases: Tipos I, II, III, IV y V. El subtipo de circo se corresponde con tres clases: Subtipo simple (-s), subtipo coalescente (-c) y subtipo escalonado (-e). para la simetría del circo se mantiene el criterio de Alonso (1994), teniendo en cuenta el aspecto de las dos partes en las que queda dividido el circo por su eje longitudinal, estableciéndose dos clases:

circos simétricos (cs) y circos asimétricos (ca)

A la hora de plantearnos cuál es el método cuantitativo más eficaz para realizar el análisis que nos permita valorar todos los factores mensurables debemos tener en cuenta que en nuestro estudio se da la presencia de un gran número de variables, tanto cuantitativas como cualitativas. Hay que considerar todos los tipos definidos, en relación con un número limitado de muestras. Teniendo en cuenta el diseño empleado, nos pareció oportuno dirigir el análisis en la dirección de los estudios multivariantes o multifactoriales. Dado que en el análisis se utilizan variables cualitativas debimos descartar los métodos paramétricos tradicionales, pues no se cumplen las presunciones básicas de los mismos, como hipótesis de normalidad, homogeneidad de varianzas, etc. Este problema ya se ha planteado en otras disciplinas relacionadas con las Ciencias de la Tierra (Arkley, 1976; Rock, 1988) y a la hora de analizar la variabilidad de paisajes (Valcárcel et al., 1993). Teniendo en cuenta nuestra experiencia anterior, elegimos el análisis de correspondencias (Ter Braak, 1988), dadas las ventajas del mismo frente a otros métodos de finalidad semejante, tales como componentes principales o análisis factorial, entre otros. El análisis de correspondencias se basa en una respuesta unimodal y no lineal de las variables, lo que permite comprobar el peso de las variables cualitativas. Está especialmente indicado cuando el número de variables es elevado respecto al número de muestras (Ter Braak, 1988).

3. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Se puede asumir que no hay una variable que controle directamente la formación de los circos. Variables que tienen que ver con la intensidad de la glaciación, como altitud del frente/altitud del punto más alto/orientación de los circos, parecen ejercer un cierto control, mientras que el resto se dirige a controlar más bien el tipo

de circo que se presenta, pero a su vez estas parecen estar relacionadas con unas condiciones restrictivas para la formación de circos. Así, la influencia de la existencia de mayor altitud en el punto más alto del circo tiene que relacionarse con una exposición más prolongada al efecto de los climas fríos. Pero la mayor parte de los circos se sitúan a altitudes intermedias por lo que esto no puede ser una explicación de su formación. De la misma manera la altitud del frente debe ser una respuesta a distintas condiciones de glaciación, ya que se presentan valores muy diferentes. En cuanto a la orientación de los circos parece presentarse un claro dominio de los valores correspondientes al cuadrante NE (un 64,1% de los circos), pero con una buena representación en los otros cuadrantes (Fig. 1).

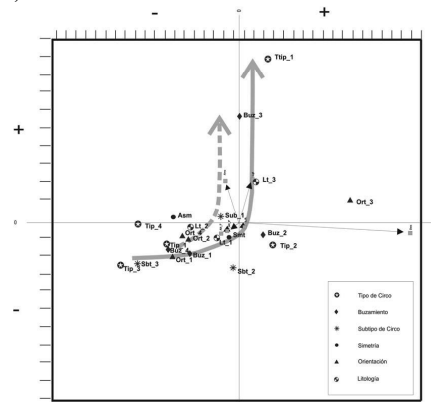


Fig. 1. Representación de las diferentes variables.

En resumen, estas variables tienen que estar relacionadas con las fases de formación de los circos más evolucionados, que deben ser aquellos en los que la acción glaciaria se ha mantenido más tiempo. Los circos menos evolucionados se presentan en las laderas de los valles y representan aquellos que dependen menos de las formas preglaciares (Treinhaile, 1975), por lo que representan mejor el nivel de la ELA. Para su formación requieren que esta se encuentre estabilizada durante un período prolongado de tiempo a una altitud similar a la que

marca su fondo, y recordemos que en este caso la mayoría de los circos se acercan al valor de la moda, es decir 1650 m. Esta fase no se tiene que corresponder necesariamente con el momento de máximo avance de los glaciares, sino con aquel que se corresponda con una estabilización prolongada de la ELA a esa altitud. Sin embargo la presencia de circos con fondos a diferentes altitudes nos indica necesariamente que en diferentes momentos se han originado estas condiciones. Los circos más evolucionados se encuentran en los tramos de cresta que presentan mayores altitudes, por lo que se puede concluir que se trata de formas reutilizadas una y otra vez en cada momento de recrudescimiento climático; son, por tanto, policíclicas. A su vez, en estos tramos se da la presencia de circos escalonados, como en el caso de los circos del pico Cuiña (1998 m). Sin embargo los circos coalescentes se presentan preferentemente en los tramos de laderas asociados a los tipos III y IV, que se pueden considerar los menos evolucionados. Es de suponer que una mayor evolución daría lugar a coalescencias en grandes circos del tipo I ó II.

En nuestra opinión la utilización de la altitud del fondo de los circos como indicador del valor de la ELA regional debe ser matizada por la valoración de su estado de evolución que depende de multitud de factores, que como hemos visto, funcionan integradamente sin presentar un dominio claro. Tal como señalan Lowe & Walker (1984) "...los circos sólo proporcionan valores estimativos de la snowline (en el sentido de la ELA) para los momentos en los que el circo está ocupado por pequeños glaciares de valle o de circo, pero no para momentos de cobertura de hielo extensa [...] la contemporaneidad de los circos es difícil de establecer".

REFERENCIAS

- Alonso, M. V. 1994. Análisis de circos glaciares en las cabeceras de los ríos Narcea, Ibias y Sil. Cordillera Cantábrica (NW de la Península Ibérica) *Cuatrenario y Geomorfología* 7, 8p.
- Aniya, A. y Welch, J. 1991. Morphometric analyses of Antarctic cirques from photogrammetric measurements. *Geographiska. Annaler.* 63, 41-54.
- Arkley, R.J. 1976. Statistical methods in soil classification research. *Advances in Agronomy* 28, 37-70.
- Evans, J. y Cox, R. 1974. Geomorphometry and the Operational Definition of Cirques. *Area*, 6, 150-153.
- Flint, J. 1971. *Glacial and Quaternary Geology*. Wiley and Sons. Nueva York.
- Goldthwait, R.P. 1989. Classification of glacial morphologic features. En Goldthwait, R.P. y Matsch, C.L. (Eds.): *Genetic classification of Glacigenic Deposits*. Balkema. Rotterdam, 267-277.
- Lowe, A. y Walker, R. 1984. *Reconstructing Quaternary Environments*. Longman. Londres y Nueva York.
- Rock, N. M. S. 1988. *Numerical geology: a source guide, glossary and selective bibliography to geological use of computers and statistics*. Lecture Notes in Earth Sciences, 18. Springer-Verlag. Berlin.
- Ter Braak, J.F. 1988. *CONOCO a Fortran program for community ordination by correspondence analysis*. Grope Landbowiskunde, Technical Report LAW, 88-02
- Treinhaile, A.S. 1975. Cirque Morphometry in the Canadian Cordillera. *Annals of the Association of American Geographers* 66 (3), 451-462.
- Treinhaile, A. S. 1976. Cirque elevation and Pleistocene snowlines. *Zeitschrift für Geomorphologie* 21 (4), 445-459.
- Tricart, J. 1981. *Geomorphologie climatique*. col: *Précis de Geomorphologie. Tome III*. SEDES, Paris.
- Valcárcel, M. 1998. Evolución geomorfológica y dinámica de las vertientes en el NE de Galicia. Importancia de los procesos de origen frío en un sector de las montañas lucenses. *Tesis doctoral*. Universidade de Santiago de Compostela.
- Valcárcel, M., Rodríguez, A., Martínez, A. y Pérez. A. 1993. *As paisaxes do Camino Francés en Galicia*. Xunta de Galicia. Santiago de Compostela.

SEDIMENTOLOGICAL CHARACTERISTICS OF ICE-WEDGE POLYGON TERRAIN IN ADVENTALEN VALLEY (SVALBARD). ENVIRONMENTAL AND CLIMATIC IMPLICATIONS FOR THE LATE HOLOCENE

Características sedimentológicas de los polígonos de cuñas de hielo en el valle de Adventalen (Svalbard). Implicaciones ambientales y climáticas para el Holoceno superior

M. Oliva ⁽¹⁾, M. Neves ⁽¹⁾, G. Vieira ⁽¹⁾, P. Pina ⁽²⁾, M. Cardoso ⁽¹⁾, C. Freitas ⁽³⁾

- (1) Centro de Estudos Geográficos - IGOT. Universidade de Lisboa. oliva_marc@yahoo.com
(2) CERENA/IST, Lisboa, Portugal
(3) Departamento de Geologia. Universidade de Lisboa

Abstract: With the purpose of understanding the role of the soils and sediments in the formation and development of ice-wedge networks, we have analyzed two sedimentary sequences in the Adventalen valley (Svalbard). Both sections show significant variations in the sedimentation processes prevailing in this Arctic region during the Late Holocene, therefore providing information about the palaeoenvironmental evolution and palaeoclimatic conditions in the area.

Key words: Svalbard, Late Holocene, ice-wedges, sediments.

Palabras clave: Svalbard, Holoceno Superior, cuñas de hielo, sedimentos.

1. INTRODUCTION

The formation of ice-wedge polygons in permafrost environments is strongly controlled by the sedimentological features and the climate regime. In the high latitudes of the Northern Hemisphere, the role of temperatures in the process of cracking has been largely studied during the last two decades (Burn, 1990; Mackay 2000; Christiansen, 2005; Fortier & Allard, 2005). Other researchers have examined the sedimentary record in areas where terrestrial polygonal networks are well-developed and how they may reveal past environmental conditions (Fortier & Allard, 2004; Fortier et al., 2006). The goal of this paper is to present new data about the sedimentological characteristics in two sites in the Adventalen valley (Svalbard) where polygonal networks are present.

2. STUDY AREA

The study area is located in the Lower Adventalen valley, a glacial valley located at 78°N in the center of Spitsbergen Island

(Svalbard). This valley is located in the proximities of Longyearbyen, the largest settlement of the archipelago. On both margins of the glaciofluvial terraces of the Adventalen braided river, polygonal terrains are widespread (Fig. 1). We have examined the sedimentological characteristics in two sites that correspond to: 1, a glaciofluvial terrace on the northern bank of the Adventalen River; 2, the lowest part of the Todalen alluvial fan, in the southern bank of the Adventalen River.

These areas have been studied in detail within the ANAPOLIS project with the purpose of comparing the terrestrial polygonal networks there located with Mars analogues.

The climate in Svalbard corresponds to a polar tundra climate (ET) in the Köppen climate system. The mean annual air temperature from 1961 to 1990 in Longyearbyen was -6 °C (Härtel, 2011), with a large interannual variability. The permafrost in this island is continuous, reaching hundreds of meters of thickness in mountainous areas (Liestøl, 1976). However, Svalbard records the warmest

permafrost conditions in the High Arctic (Christiansen et al., 2010). The thermal contraction cracking of the ground responsible for the formation of these polygonal networks occurs during cold spells in winter with air temperatures below -20°C and a drop of ground temperatures to below -15°C near the top of the permafrost above the ice-wedge (Christiansen, 2005).

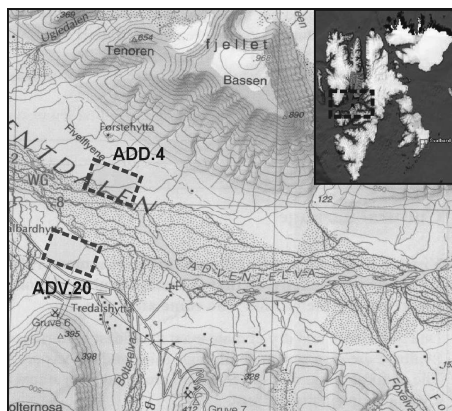


Fig. 1. Location of the study sites in Adventalen valley.

3. MATERIALS AND METHODS

During the summer field work campaign of 2011, tens of pits were excavated for sedimentological purposes on these terraces where polygonal networks are distributed. Fluvial processes have exposed sections on the cliffs of the terraces where sediment exposures can be analyzed at high resolution. Samples from these cliff sections were collected according to the different lithostratigraphic units observed in the field for standard analytical procedures. Organic matter was determined by Loss on Ignition at 550°C (3 hours). To measure grain size, samples were first pretreated with hydrogen peroxide (H_2O_2) to eliminate the organic fraction and subsequently quantified individually with a Malvern Mastersizer 2000 laser particle size analyzer. All the analyses were undertaken at the laboratory of the Department of Geology of the University

of Lisbon. Up to 10 samples were sent for AMS dating at the Centro Nacional de Aceleradores of Sevilla (Spain) in order to frame the environmental changes deduced from the sedimentological sequences. However, by the time of writing, results were not yet available.

4. RESULTS

In this paper we only present preliminary data on two of the cliff sections:

4.1. Sedimentological characteristics of a section from the northern bank of Adventalen River (ADD.4)

The sedimentary sequence reaches a thickness of 1.3 m, since permafrost was found at 1.2 m and it was not possible to go deeper. In this section we have detected three very different lithostratigraphic units (Fig. 2). A (0-41 cm), the top of the section is composed of aeolian silts interbedded with thin layers of sands (reaching $>60\%$ of the mineral fraction of the sediments). B (41-82 cm), the middle unit contains an alternation of more organic units (15-20% LOI) and silty loess layers with lower organic matter proportion (10-15 % LOI). A trend towards a lower proportion of organic matter in the sediments is detected upwards in this unit. C (82-120 cm), a peat layer with very high organic matter content (LOI $>50\%$) constitutes the basal unit of this section.

4.2. Sedimentological features of a section from the southern bank of Adventalen River (ADV.20)

This sequence is very similar to those sections examined recently by Härtel (2011). In contrast to the section from the northern margin of the river, no peat layer was observed in this site despite the fact that permafrost was much deeper than in ADD.4 (~ 180 cm). The content of organic matter in this sequence is generally lower than in ADD.4, oscillating between 2-7%. Two different lithostratigraphic units were observed: D (0-95 cm), thick loess cover,

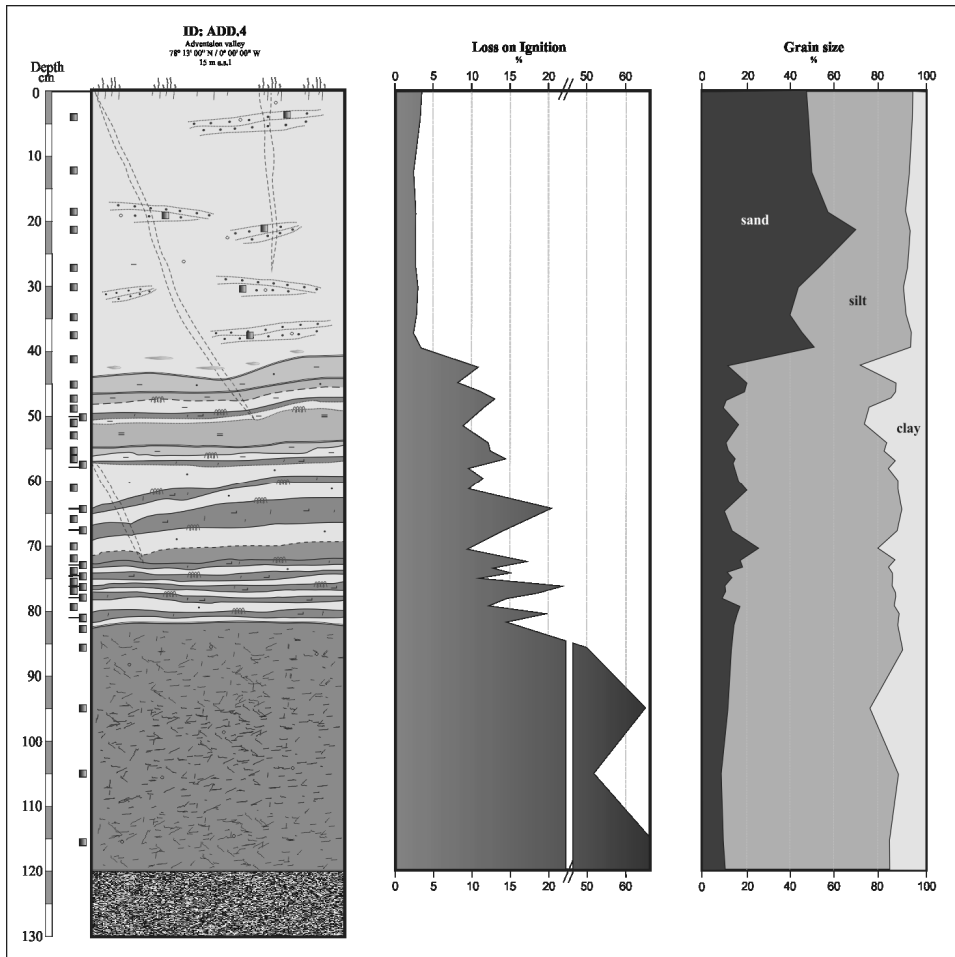


Fig. 2. ADD4 section together with LOI and grain size properties.

silty matrix with pockets of sands; E (95-190 cm), alternation of organic bands and silty aeolian sediments.

5. INTERPRETATION AND CONCLUSIONS

In this paper we have examined two sedimentary sequences from the glaciofluvial terraces of the Adventalen River, where ice-wedge polygonal networks are abundant. Based on the preliminary data, these sections suggest remarkable environmental changes in the

area during recent millennia according to the sedimentological studies. The chronological framework of these palaeoecological changes will be generated with the 10 AMS datings that are currently being processed. However, taking into account the existing dates for this area, the formation of the basal peat layer occurred between 2.8-3.4 ka BP (Härtel, 2011). Thus, both sequences should provide data for the Late Holocene. The period of widespread peat formation in Adventalen valley must correspond to a phase with prevailing geomorphic stability, with more

favorable climate conditions for peat development, probably warmer than present-day. Sedimentary sequences show a period of alternating organic units and loess deposits, subsequently changing to a period of predominance of clearly aeolian deposition. The climate must have been decisive to imply these changes on the sedimentation processes prevailing in both sections, together with the geomorphological setting, which may explain the differences observed between them.

Acknowledgements

The first author thanks the Agency for the Management of University and Research Grants (AGAUR) of Catalonia for funding a postdoctoral fellowship during which this paper was written. This research has been supported by FCT, the Portuguese Science Foundation, under the project ANAPOLIS (PTDC/CTE-SPA/99041/2008).

REFERENCES

- Burn, C.R. 1990. Implications for palaeoenvironmental reconstruction of recent ice-wedge development at Mayo, Yukon territory *Permafrost and Periglacial Processes* 1 (1), 3-14.
- Christiansen, H.H. 2005. *Thermal regime of ice-wedge cracking in Adventdalen, Svalbard*. *Permafrost and Periglacial Processes* 16, 87-98.
- Christiansen, H.H., Etzelmüller, B., Isaksen, K., Juliussen, H., Farbrot, H., Humlum, O., Johansson, M., Ingeman-Nielsen, T., Kristensen, L., Hjort, J., Holmlund, P., Sannel, A., Sigsgaard, C., Åkerman, H.J., Foged, N., Blikra, L., Pernosky, M.A. y Ødegård, R.S. 2010. The thermal state of permafrost in the Nordic area during the International Polar Year 2007–2009. *Permafrost and Periglacial Processes, Special Issue: The International Polar Year* 21 (2), 156-181.
- Fortier, D. y Allard, M. 2004. Late Holocene syngenetic ice-wedge polygons development, Bylot Island, Canadian Arctic Archipelago. *Canadian Journal of Earth Sciences* 41, 997-1012.
- Fortier, D. y Allard, M. 2005. Frost-cracking conditions, Bylot Island, eastern Canadian Arctic archipelago. *Permafrost and Periglacial Processes* 16 (2), 145-161.
- Fortier, D., Allard, M. y Pivot, F. 2006. A late-Holocene record of loess deposition in ice-wedge polygons reflecting wind activity and ground moisture conditions, Bylot Island, eastern Canadian Arctic. *The Holocene* 16 (5), 635-646.
- Härtel, S. 2011. *Formation and dynamics of Holocene ice-wedge polygons in Lower Adventdalen, Svalbard*. Master thesis. University of Svalbard.
- Liestøl, O. 1976. Pingos, springs and permafrost in Spitsbergen. *Norsk Polarinstitutt Årbok* 1975, 7-29.
- Mackay, J.R. 2000. Thermally induced movements in ice-wedge polygons, western arctic coast: a long-term study. *Geographie physique et Quaternaire* 54, 41-68.

LA NIEVE COMO AGENTE GEOMORFOLÓGICO EN LA CARA N DEL PICO CURAVACAS (CORDILLERA CANTÁBRICA)

Snow as a geomorphic agent on the North face of the Curavacas Peak (Cantabrian Mountains)

R. Pellitero Ondicol⁽¹⁾, E. Serrano Cañadas⁽²⁾

(1) Depto. de Geografía. Universidad de Valladolid. Plaza del Campus s/n. 47011 Valladolid. mon@geo.uva.es

(2) Dpto. de Geografía. Universidad de Valladolid.

Abstract: On the north face of the Curavacas peak, between 1,800 and 2,300 m.a.s.l. there are six permanent or semi-permanent snow patches. The annual mean ground temperature is above 2°C, and winter temperatures are around 0°C, and snow cover and snow patches remain from November to mid or late summer. Freeze-thaw cycles are absent on the ground. The accumulative and erosive nivation landforms partially define this high mountain environment. The most typical landforms are protalus ramparts, disconnected from the present day snowpatches, striations and polishing. These last two phenomena are located in two areas between 2,100 and 2,200 m.a.s.l. The nivation processes are active and have an important morphogenetic capacity, located in a nivoperiglacial environment.

Palabras clave: nieve, estrías, morrenas de nevero, piso periglacial, Cordillera Cantábrica, Palencia.

Key Words: snow, protalus rampart, striations, periglacial belt, Cantabrian Mountains, Palencia.

1. INTRODUCCIÓN

La nieve es un agente geomorfológico eficaz, en el que intervienen de modo activo, a pesar de las complicaciones interpretativas no sólo los neveros, sino también el manto nival. Los problemas de interpretación derivan de lo efímero de los distintos elementos que intervienen, tanto los neveros y el manto nival como las formas de erosión o acumulación. Formas y procesos que han sido ampliamente constatadas y definidas (Dyson, 1937; Theakstone, 1965). A pesar de ello, el comportamiento de la nieve como agente de erosión mecánica ha sido poco estudiado en comparación con la bien conocida abrasión glaciar. Este tipo de erosión también se ha detectado en la Península Ibérica, en Guadarrama (Palacios et al., 2003), Ancares (Carrera y Valcárcel, 2010) y Alto Sil (Santos et al. 2010). Es, pues, un elemento importante para la caracterización morfo-genéticas en montaña, tanto del presente, como del pasado reciente.

El objetivo de este trabajo es el análisis de las formas nivales y los procesos asociados para comprender sus implicaciones

morfo-genéticas en la alta montaña cantábrica.

El estudio se basa en la cartografía geomorfológica de las formas a escala 1/10.000, el análisis de fotografías y documentos, el registro térmico continuo del suelo mediante dataloggers UTL-1 y observaciones de campo.

El macizo de Fuentes Carrionas se sitúa en la Montaña Palentina, en la porción central de la Cordillera Cantábrica. Es el segundo en altitud de la Cordillera Cantábrica, y la cuenca del Carrión, donde se inscribe, la de mayor altitud media de la Cordillera Cantábrica. El macizo de Curavacas (2520 m) forma un cordal de dirección dominante E-W, y está constituido por conglomerados (Formación Curavacas) que reposan sobre pizarras y esquistos (Formación Lechada). Su volumen y altitud propician la recepción de una intensa innivación y presencia de un extenso manto nival invernal. El periodo de nevadas coincide con el de lluvias más importantes, con 26 días de nieve al año en Cervera de Pisuerga (996 m), 55 días en Piedrasluengas (1336 m) y más de 70 en la Pernía. A las nevadas intensas se contraponen las situaciones de sur o suroeste, con masas templadas y

lluvias que humedecen e inestabilizan el manto nival.

2. LOS NEVEROS Y EL REGIMEN TÉRMICO DEL SUELO

La cara N del pico Curavacas es un circo glaciar excavado durante las fases frías del Pleistoceno. Actualmente subsisten neveros estacionales, que funden a finales del verano o principios de otoño, y más de un año completo.

En concreto hay tres neveros de este tipo adosados a la pared del circo en orientación NNW. Los neveros se encuentran entre 2280 y 2373 metros de altitud protegidos por una pared de unos 100 metros de altura, que implica una moderada insolación incluso durante el mes de julio. Solamente en los años 2006 y 2011 hemos constatado la total desaparición de los neveros, ya en otoño, mientras que el resto de los años han permanecido durante todo el año (Tabla 1). El régimen térmico del suelo (Fig. 1) muestra el efecto protector del manto nival en las márgenes de un nevero semipermanente, que en este sector perdura desde mediados de diciembre a junio, con un espesor constante de nieve superior a los 60 cms. Contrasta con las orientaciones S y W, donde el manto no es permanente durante el invierno y el suelo está expuesto a ciclos de hielo-deshielo. Las temperaturas medias anuales del suelo se sitúan en torno a 5°C en cara S a 2150 m.s.n.m., mientras en los neveros permanentes y las morrenas de nevero activas a su pie las temperaturas medias del suelo se sitúan entre 2°C y 3°C, dadas las condiciones topoclimáticas más rigurosas. El papel aislante de la nieve durante los meses más fríos y los periodos con mayor variabilidad térmica impiden los ciclos de hielo deshielo en el suelo y sobre el sustrato. Estos sí son efectivos sobre las paredes del circo.

En concreto hay tres neveros de este tipo adosados a la pared del circo en semipermanentes, aquellos que perduran.

3. LAS FORMAS Y LOS PROCESOS NIVALES

En la cara N del pico Curavacas se han cartografiado formas de acumulación y de erosión nival.

3.1. Morrenas de nevero

Se forman a partir de la acumulación de material depositado al pie del nevero, especialmente cantos y bloques desgajados de las paredes conglomeráticas, y se caracterizan por su planta arqueada, la asimetría de los perfiles transversales. En el circo se han diferenciado dos familias. Por una parte, una morrena de nevero voluminosa, a 2140 m s.n.m., con bloques de más de 1 m de diámetro, asociada a los canales de aludes que alimentan de nieve y clastos esta porción del circo, que permanece innivada desde noviembre-diciembre hasta junio-julio. Por otra parte, existen tres morrenas de nevero asociadas a los neveros semipermanentes citados anteriormente, situadas al pie de la pared N del circo del Curavacas. Estas son de reducidas dimensiones y se componen exclusivamente de cantos rodados, procedentes de la pared. En una escala más detallada, los materiales arrastrados por los neveros forman caballones asimétricos de clastos de 30-40 cm. de longitud, denominados microcuestas (Carrera y Valcárcel 2010).

3.2. Superficies de abrasión nival

Son superficies pulidas, de extensiones decamétricas, con estrías y rupturas. Se sitúan entre los 1900 y los 2150 metros de altitud, en un área alejada de las paredes del circo con una pendiente regular de 20°. La superficie aparece totalmente pulida, sin que los procesos de crioclastia hayan desgajado bloques, y presenta estrías recientes y formas de arranque, como rupturas en dirección de la pendiente en cantos rodados cuarcíticos, no atribuibles a la crioclastia. Destacan por su profusión las estrías, bien conservadas y sin colonización líquénica, con direcciones

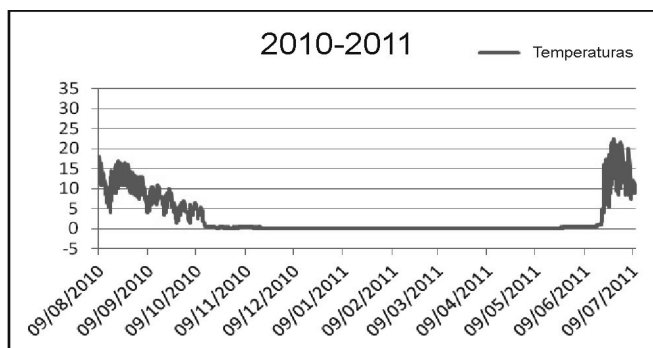


Fig. 1. Temperaturas del suelo en los neveros de la cara N del Curavacas.

Tabla 1. Neveros permanentes y semipermanentes en Fuentes Carrionas. Distribución y permanencia.

Lugar	Altitud Max. (m)	Altitud Min. (m)	Desnivel Pared (m)	Permanencia anual (mes de identificación)				
				2007	2008	2009	2010	2011
Curavacas	2373	2285	64	SI (septiembre)	SI (agosto)	SI (septiembre)	SI (agosto)	NO (Sep.)
Espigüete	2181	2100	215	NO (noviembre)	SI (octubre)	NO (octubre)	SI (septiembre)	SI (julio)
Hoyo Empedrado	2280	2265	90	SI (julio)		NO (julio)	NO (septiembre)	NO (septiembre)
Los Altares	2378	2331	123	SI (julio)		NO (octubre)		SI (julio)
Cubil del Can	2280	2220	109	SI (julio)		SI (septiembre)	SI (septiembre)	SI (julio)
Campollo	2330	2117	200	SI (julio)		NO (septiembre)	NO (septiembre)	NO (julio)

dominantes S-N, oincidente con la pendiente, que alternan en menor medida, con otras direcciones.

La adscripción de estas formas a procesos nivales, y no a la buena conservación de formas glaciares por los condicionantes litológicos o su exhumación reciente, se basa en las relaciones morfoestratigráficas y la observación de procesos. Aunque el circo del Curavacas ha sufrido una intensa y evidente abrasión glaciar, áreas deglaciadas más recientemente que esta carecen de estrías glaciares o, cuando existen, son a favor de desmantelamientos del suelo recientes que dejan al descubierto el sustrato estriado. Pero en las zonas altas el sustrato está expuesto a la meteorización, sin cobertura edáfica desde la deglaciación preholocena, y la roca presenta netas tonalidades diferentes y

ausencia de líquenes. Por todo ello, se trata de procesos muy recientes, en algunos casos funcionales, y asociados al movimiento basal lento del manto nival.

En el circo N de Curavacas se aprecian tres procesos nivales sobre el sustrato. En primer lugar la presión basal del manto nival, que se incrementa con el deslizamiento del manto ladera abajo, bien mediante deslizamientos lentos bien mediante aludes de fondo. Los movimientos de deslizamiento del manto nival pueden estar asociados a las condiciones húmedas de la alta montaña cantábrica, con circulación de agua en el manto y en su base que favorecen estos deslizamientos. Estos movimientos del manto incluyen clastos, incorporados desde el sustrato o por caída de las paredes, que presionados por el manto nival, son

capaces de producir superficies de abrasión, estrías y pequeñas acanaladuras en el sustrato. Este proceso ha sido descrito en la Cordillera Cantábrica (Carrera y Valcárcel, 2010; Santos et al. 2010). En Curavacas, estas formas se generan frecuentemente a contrapendiente, allí donde se concentra la máxima presión de la nieve, compactada por el empuje de la masa superior y la disminución de su velocidad. Estos procesos contribuyen al desplazamiento de clastos de tamaños variables que se acumulan y reordenan al frente de los neveros, formando morrenas de nevero o microcuestas nivales derivadas de empujes bruscos, a partir de aludes o deslizamientos rápidos.

En la zona de estudio los procesos de hielo deshielo son muy poco frecuentes debido a la acción aislante de la nieve, y aunque son muy efectivos en las márgenes de los neveros, por el aporte de humedad de los mismos.

4. CONCLUSIONES

En el circo N de Curavacas los procesos nivales son funcionales y poseen capacidad morfogenética. Las áreas con abrasión nival se generan bajo unas condiciones topoclimáticas muy concretas, que ocasionan su relativa escasez en la montaña cantábrica. Para que se desarrollen es necesaria una cobertura nival prolongada y profunda, con más de 60 cm durante 6-8 meses, y el movimiento del manto nival, bien por deslizamiento o por aludes de fondo. Además se necesita una pendiente entre 20° y 30°, que sirva como plano de deslizamiento, y estar lo suficientemente baja o alejada de las paredes rocosas para que los derrubios procedentes de la crioclastia o los aludes canalizados no recubran estas superficies. Por todo ello, las superficies de abrasión nival se encuentran preferentemente en

orientación E o NE, con pendientes relativamente suaves. Por otro lado, la litología no es determinante en los procesos de abrasión nival, pues se dan en diversas litologías en el entorno del Curavacas pizarras, esquistos, conglomerados y cuarcitas.

Desde el punto de vista geocológico, las formas de nivales y los registros térmicos indican un dominio nivoperiglaciario caracterizado por la permanencia de la nieve entre diciembre y abril o mayo, con temperaturas medias anuales del suelo siempre por encima de los 2°C, y temperaturas invernales en torno a 0°C. Al pie de las paredes y en las porciones más altas, asociadas a la presencia de neveros permanentes en condiciones topoclimáticas más figurosas (con nieve durante más de siete meses y temperaturas medias anuales del suelo más bajas) pasan a un dominio crionival inferior.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos OAPN 053-2010 y CGL-2010-19729.

REFERENCIAS

- Carrera, P. y Valcárcel, M. 2010. La acción geomorfológica del manto nivoso estacional en la Sierra de Ancares: vertiente nororiental del Pico Cuiña (León). *Cuadernos de Investigación Geográfica* 36, 85-98.
- Dyson, J.L. 1937. Snowslide striations. *Journal of Geology* 45, 549-557.
- Palacios, D., Andrés, N. y Luengo, E. 2003. Distribution and effectiveness of nivation in Mediterranean mountains: Peñalara (Spain). *Geomorphology* 54, 157-178.
- Santos, J., Redondo, J.M., Gómez, A. y González R.B. 2010. Dinámica actual de los nichos de nivación del Alto Sil (Cordillera Cantábrica). *Cuadernos de Investigación Geográfica* 36 (1), 87-106.
- Theakstone, W.H. 1965. Movement of stones under snow cover. *Journal of Glaciology* 5, 760-761.

RÉGIMEN TÉRMICO DEL SUELO Y DINÁMICA PERIGLACIAR EN LA PLANICIE SOMITAL DEL COLLADO DE LOS MACHOS (SIERRA NEVADA)

Ground temperature regime and periglacial dynamics on the summit of Collado de los Machos (Sierra Nevada)

F. Salvador-Franch ⁽¹⁾, M. Salvà-Catarineu ⁽¹⁾, M. Oliva ⁽²⁾, A. Gómez-Ortiz ⁽¹⁾

(1) Dept. Geografía Física i A.G.R., Universitat de Barcelona. c/ Montalegre, 6. 08001 Barcelona. fsalvador@ub.edu

(2) Instituto de Geografia e Ordenamento do Território. Universidade de Lisboa

Abstract: We have analyzed the characteristics of ground temperature evolution during the last 8 years in a high plateau affected by intense denivation processes due to wind effects. Both the reduced number of freeze-thaw cycles -in comparison with air temperature conditions- and the limited water availability allow moderate activity of periglacial processes.

Palabras clave: temperatura del suelo, suelo helado, ciclos de hielo-deshielo, desnivación, Sierra Nevada

Key words: ground temperature, frozen ground, freeze-thaw cycles, denivation, Sierra Nevada

1. INTRODUCCIÓN

En distintos enclaves de las cotas más elevadas de Sierra Nevada se inició en 1997 el registro continuo de la temperatura del suelo con el objetivo de conocer la posible existencia de *permafrost* profundo en las altiplanicies y, al tiempo, el comportamiento térmico en el interior del suelo y su relación con la morfogénesis periglacial que actualmente caracteriza a las cumbres de la Sierra. Uno de estos enclaves fue el collado de los Machos, situado entre los 3.200 y 3.300 m.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El collado de los Machos forma parte de la línea de altas cumbres de Sierra Nevada (Figs. 1 y 2) y constituye una altiplanicie que enlaza el pico del Veleta (3.398 m) con el cerro de los Machos (3.325 m). Esta altiplanicie fue modelada, durante las fases frías cuaternarias, como superficie de crioplanación actuando con intensidad los procesos periglaciares responsables de su morfología de detalle, destacando el campo de figuras geométricas de tipo flotante y de tamaño métrico en el que se distinguen, según la pendiente, círculos y elipses de piedras y suelos estriados. En la actualidad, estas formas no presentan funcionalidad

alguna aparente (Gómez-Ortiz et al., 2006; Salvador-Franch et al., 2010b).

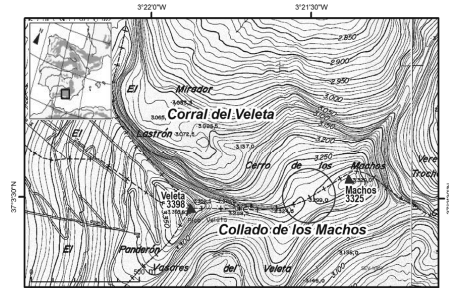


Fig. 1. Localización del área de estudio en Sierra Nevada.



Fig. 2. Planicie del collado de los Machos.

La altitud y la morfotopografía de esta planicie la caracterizan como un sector de desnivación precoz debido al frecuente barrido ejercido por el viento, aspecto climático decisivo que condiciona el régimen térmico del suelo.

3. OBJETIVO Y MÉTODOS

La monitorización térmica del suelo en el Collado de los Machos pretende conocer mejor el comportamiento y distribución de las temperaturas en el suelo, caracterizar y comparar sus valores con los obtenidos en otros lugares de altitud, morfotopografía e innivación contrastada en Sierra Nevada (Salvador-Franch et al., 2011a, 2011b; Oliva y Gómez-Ortiz, 2011) y, en lo posible, relacionarlos con la inactividad de las figuras geométricas allí existentes.

Las primeras observaciones térmicas se realizaron en 1999-00, mediante sensores autónomos (*data loggers*) de registro continuo tipo TinyTalk-II, retomándose en 2003, con sensores UTL-1 y 2 primero y Hobo-U12 después, hasta la actualidad. Desde su inicio, se instalaron 2 cadenas de sensores. Una en el centro terroso (ct) de una figura geométrica cerrada, y otra en su eje pedregoso (ep). En ambas, los niveles de muestreo fueron -5 y -50 cm y, a partir de 2007-08, también a -20 cm (Tabla 1).

Tabla 1. Datos térmicos utilizados

CM: Collado de los Machos, 3.297 m; ep: eje pedregoso; ct: centro terroso; LV: Loma del Veleta, 3.320 m.

Campaña térmica	03-04	04-05	05-06	06-07	07-08	08-09	09-10	10-11
tipo sensor	UTL	UTL	UTL	UTL	UTL	UTL	HOBO	HOBO
frecuencia (h:mm)	04:00	01:12	01:12	01:00	01:00	01:00	01:00	01:00
datos/día	6	10	10	12	12	12	24	24
total datos disp. (%)	100,0	100,0	99,2	71,5	98,6	100,0	100,0	98,6
procedencia datos:								
CM.ep	X	X	X	--	--	X	X	X
CM.ct	--	--	--	X	--	--	--	--
LV	--	--	--	--	X	--	--	--
niveles de muestreo:								
-5 cm	X	X	X	X	X	X	X	X
-20 cm	--	--	--	--	X	--	X	X
-50 cm	X	X	X	X	X	X	X	X

4. RESULTADOS

En este trabajo, se presentan los resultados de las 8 últimas campañas térmicas (de septiembre 2003 a agosto 2011). Los datos corresponden, en su mayoría, al eje pedregoso (ep) y a los niveles extremos muestreados (-5 y -50 cm), a causa de presentar éstos series más completas y continuas, salvo 2006-07 que los datos proceden de "ct" y 2007-08 de un enclave cercano (LV), por fallo de los sensores o

dificultad en el acceso al collado, respectivamente. En ambos casos los datos utilizados son equiparables a los que corresponderían a la cadena "ep" (Tabla 1).

4.1. Comportamiento térmico

El análisis de los valores térmicos del suelo y su evolución durante las 8 campañas consideradas (Fig. 3, y Tablas 2 y 3) permite esbozar algunos rasgos destacados. En conjunto, la serie presenta una marcada regularidad de ritmo y estructura térmica con leves singularidades anuales.

A grandes rasgos, se mantiene el patrón de comportamiento térmico anual descrito en otros enclaves de Sierra Nevada (Corral del Veleta), 2 periodos prolongados (de congelación y de deshielo) separados por otros 2, muy breves, de transición, con ciclos de hielo-deshielo (Salvador-Franch et al., 2010a, 2011a).

Como en otros lugares, el nivel superficial del suelo (-5 cm) es siempre más extremo que el profundo y que el aire (más cálido en verano, más frío en invierno, con mayor irregularidad, oscilación media y amplitud) (Fig. 3).

Tabla 2. Comparación aire/suelo de algunos valores térmicos significativos (periodo 2003-2011), medidos en el Pico Veleta y Collado de los Machos

	PV (TA)	CM (-5 cm)	CM (-50 cm)
T x	-0,4	2,0	1,7
TM ex	28,6	40,3	13,4
TM x	3,5	7,0	1,9
Tm x	-3,5	-1,3	1,5
Tm ex	-27,8	-21,0	-7,4
Osc x diar	7,0	8,3	0,4
Ampl ex	56,4	61,3	20,8
%D+	33,9	35,7	46,1
%D+-	26,7	18,1	1,4
%D-	39,4	46,2	52,5
Ciclos h/d	108,0	65,9	6,0

PV(TA): Pico del Veleta, 3.395 m (T aire);

CM: Collado de los Machos, 3.297 m (T suelo);

Tx: Temperatura media; TM ex: T Máxima extrema;

TM x: T Máxima media; Tm x: T mínima media;

Tm ex: T mínima extrema; Osc x diar: Oscilación media diaria;

Ampl ex: Amplitud térmica extrema; D+: Días sin helada;

D+-: Días de hielo-deshielo; D-: Días de helada continua;

C h/d: Ciclos de hielo-deshielo.

La superficie del suelo (-5 cm) es notablemente más cálida que la del aire en valores medios (2,0 frente a -0,4°C) y extremas máximas (40,3 frente a 28,6°C), no así en medias y extremas mínimas (-21 frente a -27,8°C).

En el nivel profundo del suelo (-50 cm) se produce una acusada disminución de los valores extremos (13,4 y -7,4°C) y una drástica reducción de la oscilación media diaria (0,4°C, ver Tabla 2) pero se mantiene una notable irregularidad de los valores diarios, salvo casos puntuales como el invierno 2008-09 y 2010-11 (Fig. 3). Muy destacable es la acusada reducción del número de días de hielo-deshielo entre el aire y los niveles superficial y profundo

del suelo (26,7; 18,1 y 1,4% anual), así como del número de ciclos (108,0; 65,9 y 6,0, ver Tabla 2).

La interpolación térmica al conjunto del suelo a partir de los datos obtenidos de los niveles de referencia, muestra la evolución temporal de los periodos de engelamiento y sin hielo, la distribución y alcance de los distintos valores térmicos, así como el desfase de varios días en la llegada del *input* térmico superficial (Fig. 3).

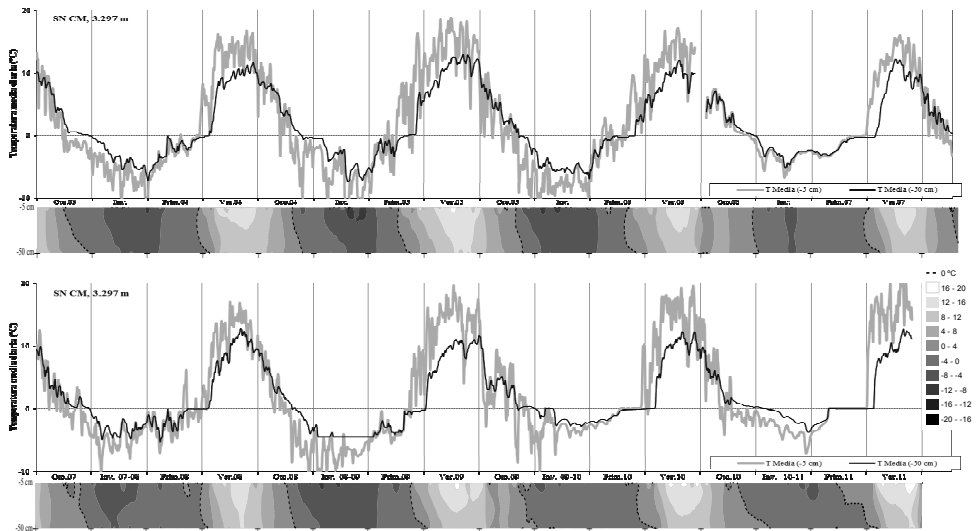


Fig. 3. Arriba: evolución de la temperatura media diaria del suelo (niveles -5 y -50 cm) entre sept. 2003 y agosto 2011. En la base: interpolación de la distribución de temperaturas entre los niveles indicados, mediante kriging ordinario.

Tabla 3. Distribución interanual de los valores térmicos significativos del suelo

		03-04	04-05	05-06	06-07	07-08	08-09	09-10	10-11
(-5 cm)	T x	1,2	2,6	1,4	2,1	1,5	1,2	2,7	3,1
	TM ex	29,3	34,4	29,3	28,1	29,0	32,4	38,1	40,3
	TM x	5,2	10,8	6,7	3,9	6,0	6,3	8,4	8,8
	Tm x	-1,7	-2,4	-2,2	0,9	-1,5	-2,4	-0,9	-0,4
	Tm ex	-12,9	-21,0	-14,3	-7,0	-12,0	-13,1	-12,2	-8,1
	Osc x diar	6,9	13,2	8,9	3,0	7,5	8,7	9,3	9,2
	Ampl ex	42,2	55,4	43,6	35,1	40,9	45,5	50,3	48,4
	%D+	30,5	39,2	34,5	45,1	28,3	31,6	32,2	45,5
	%D+-	13,1	28,7	26,0	4,6	23,9	15,0	23,3	10,1
	%D-	56,4	32,1	39,5	50,3	47,8	53,5	44,4	44,4
Ciclos h/d	42,0	103,0	97,0	30,0	87,0	52,0	88,0	36,0	
(-50 cm)	T x	1,2	2,3	1,4	1,9	1,4	0,8	2,0	2,2
	TM ex	12,1	13,1	12,3	12,5	13,4	11,4	12,5	12,9
	TM x	1,4	2,5	1,7	2,1	1,8	1,0	2,1	2,4
	Tm x	1,1	2,1	1,2	1,7	1,2	0,6	1,8	2,1
	Tm ex	-7,4	-7,4	-7,2	-5,2	-5,6	-4,4	-2,8	-3,7
	Osc x diar	0,3	0,3	0,5	0,3	0,6	0,3	0,3	0,3
	Ampl ex	19,5	20,5	19,5	17,7	19,0	15,8	15,3	16,6
	%D+	45,0	49,8	46,3	47,9	45,0	40,0	45,2	50,4
	%D+-	0,6	1,4	0,8	0,9	1,4	1,1	2,4	1,9
	%D-	54,4	48,8	52,9	51,2	53,6	58,9	52,4	47,7
Ciclos h/d	1,0	5,0	2,0	4,0	4,0	3,0	18,0	11,0	

ver leyenda en tabla 2.

La Tabla 3 muestra el notable mantenimiento interanual de los órdenes de valor de los principales parámetros térmicos medios del suelo. No sucede así con la mayor variabilidad de los valores del número de días y ciclos de hielo-deshielo.

5. CONCLUSIONES

El régimen térmico del suelo detectado en el collado de los Machos presenta, en conjunto, rasgos similares al encontrado en otros lugares de elevada altitud de Sierra Nevada. Debido a su situación de cresta, tiene también rasgos específicos similares a los descritos en enclaves semejantes de la alta montaña peninsular (Andrés y Palacios, 2010; González-Trueba y Serrano, 2010). Destaca en nuestro caso, derivado de la situación topográfica del sector, la inestabilidad del manto nival impuesta por la acción del viento, lo que explica que durante la estación fría, el collado esté prácticamente desprovisto de cobertura nival. Este hecho determina decisivamente el comportamiento térmico del suelo, reflejado en la oscilación térmica diaria que registra. Los valores térmicos obtenidos, su ritmo y distribución en profundidad, confirman la existencia actual de condiciones morfogénicas periglaciares, pero que resultan incapaces de mantener el dinamismo de las figuras geométricas existentes, acaso las mantienen. La razón principal de esta tenue actividad es la prolongada duración de los periodos sin hielo o de englamamiento continuo, en detrimento de la breve duración de los periodos con días y ciclos de hielo-deshielo durante los cuales el escaso o inexistente suministro de agua de fusión los hace ineficaces para generar movimientos de geliturbación profunda del suelo.

Agradecimientos

Investigación desarrollada al amparo de los proyectos BSO2000-0745, BTE2001-5446-E y CSO2009-06961 del MCI y

018/2007 del OAPN-MMA; dentro de las actividades del Grupo de Investigación consolidado SGR2009-0898 *Paisatge i paleoambients a la muntanya mediterrània* (Generalitat de Catalunya, Universitat de Barcelona).

REFERENCIAS

- Andrés de Pablo, N. y Palacios, D. 2010. Cobertura nival y distribución de la temperatura en el suelo en las cumbres de la Sierra de Guadarrama. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 36 (2), 7- 36.
- Gómez-Ortiz, A. (coord.) 2006. *La unidad geomorfológica del Veleta: enclave singular de Sierra Nevada*. Organismo Autónomo de Parques Nacionales, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 69 pp.
- González-Trueba, J.J. y Serrano, E. 2010. La nieve en los Picos de Europa: implicaciones geomorfológicas y ambientales. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 36 (2), 61- 84.
- Oliva, M. y Gómez-Ortiz, A. 2011. Factores que condicionan los procesos periglaciares de vertiente actuales en Sierra Nevada. El caso de la soliflucción. *Nimbus* 27-28, 137- 158.
- Salvador-Franch, F., Gómez-Ortiz, A. y Palacios, D. 2010a. Comportamiento térmico del suelo en un enclave de alta montaña mediterránea con permafrost residual: Corral del Veleta (Sierra Nevada, Granada, España). En Blanco, J.J., de Pablo, M.A. y Ramos, M. (Eds.): *Ambientes periglaciares, permafrost y variabilidad climática*, Universidad de Alcalá de Henares, 61-68.
- Salvador-Franch, F., Salvà-Catarineu, M., Gómez-Ortiz, A., Sanjosé, J.J. y Atkinson, A. 2010b. Morfometría de figuras geométricas periglaciares heredadas en el Collado de los Machos (Sierra Nevada). En Úbeda, X., Vericat, D. y Batalla, R.J. (Eds.): *Avances de la Geomorfología en España, 2008-2010*, Sociedad Española de Geomorfología, Barcelona, 455-459.
- Salvador-Franch, F., Gómez-Ortiz, A., Salvà-Catarineu, M. y Palacios, D. 2011a. Caracterización térmica de la capa activa de un glaciar rocoso en medio periglacial de alta montaña mediterránea. El ejemplo del Corral del Veleta (Sierra Nevada, España). *Cuadernos de Investigación Geográfica* 37 (2), 25- 48.
- Salvador-Franch, F., Oliva, M., Salvà-Catarineu, M. y Gómez-Ortiz, A. 2011b. Valores térmicos del suelo en tres enclaves contrastados del sector de cumbres de Sierra Nevada (periodo 2006-2009). En Valcárcel, M. y Carrera, P. (Eds.): *Criosferas, suelos congelados y cambio climático*, Universidade de Santiago de Compostela, 31-35.

APLICACIÓN DE TÉCNICAS GEOMÁTICAS EN EL GLACIAR ROCOSO ACTIVO DEL CORRAL DEL VELETA (2001-2011)

Application of geomatic techniques in the “Corral del Veleta” active rock glacier (2001-2011)

J.J. de Sanjosé ⁽¹⁾, A. Gómez Ortiz ⁽²⁾, A.D.J. Atkinson ⁽¹⁾, F. Salvador Franch ⁽²⁾, J. de Matías ⁽¹⁾, M. Salvà Catarineu ⁽²⁾, F. Berenguer ⁽¹⁾

(1) Escuela Politécnica. Universidad de Extremadura, Avda. Universidad s/n. 10003 Cáceres. jjblasco@unex.es

(2) Departament de Geografia Física i A.G.R. Universitat de Barcelona, Montalegre, 6-8. 08001 Barcelona.

Abstract: *The aim of this geomatic and geomorphologic research of the Corral del Veleta active rock glacier lies in its latitudinal position and in its climatic conditions. Since 2001, the dynamism of the rock glacier is being surveyed annually with different geomatic techniques. The applied techniques are: to control displacements (topographic total station, reflectorless total station, high precision GPS); to obtain cartography (Leica SD2000 stereoplotter, “Restitutor” software, geostatistics and laser scanner).*

Palabras clave: Geomática, Fotogrametría, láser escáner, glaciar rocoso, Sierra Nevada.

Key words: Geomatic, Photogrammetry, laser scanner, rock glacier, Sierra Nevada.

1. INTRODUCCIÓN

El glaciar rocoso del Corral del Veleta se encuentra situado en el tercio oriental del antiguo circo del Guarnón (Sierra Nevada, 37°3'N, 3°21'W, 3100 m). Lo conforman gruesos paquetes de bloques procedentes de desplomes de la pared del circo que han derivado en glaciar rocoso glaciogenético. Este glaciar rocoso incluye en su seno masas heladas en proceso de degradación (Gómez Ortiz et al., 2008).

2. TÉCNICAS GEOMÁTICAS

El dinamismo del glaciar rocoso del Corral del Veleta se está controlando mediante técnicas geomáticas que se iniciaron en el año 2001. Desde entonces los resultados obtenidos han mostrado diferentes tipos de movimientos diferenciados en el tiempo y en los puntos de control. Los controles realizados, la mayoría anualmente y en las mismas fechas, permiten concluir que se trata de un glaciar rocoso en proceso de estabilización debido a que los cuerpos helados que alberga en su seno tienden a una degradación progresiva con reflejo muy nítido en su dinamismo: predominio de movimientos de colapso (verticales) frente a aquellos otros en planta

(horizontales). Avalado, además, por el comportamiento térmico de la capa activa (Salvador Franch et al., 2011).

Las diferentes técnicas geomáticas que se han aplicado a lo largo de este tiempo y que han permitido determinar el dinamismo del glaciar rocoso han sido 4.

Empleo de “estación total” y geodesia con aplicación de “GPS diferencial”, lo que permitió el seguimiento de un total de 27 puntos fijos (varillas metálicas) distribuidos por igual en su tramo frontal, medio y final. También con “estación total” se controlaron varios perfiles transversales y longitudinales, así como el contorno del glaciar rocoso.

Empleo de “estación total” sin prisma y apoyo de imágenes fotográficas para el seguimiento del frente del glaciar rocoso a partir del control de puntos fijos relevantes en bloques.

Uso combinado de distintos métodos de fotogrametría para la obtención de cartografía de detalle (fotogrametría convergente con aplicación del programa “Restitutor” y fotogrametría normal con manejo de restituidores analíticos y digitales).

Utilización del láser escáner para el control preciso de sectores de interés y cartografiado del conjunto del glaciar.

3. DINÁMICA GENERAL

En diferentes publicaciones se ha mostrado el comportamiento y valores de los desplazamientos verticales (hundimiento, colapso) y horizontales o planimétricos del glaciar rocoso obtenidos con estación total a lo largo del periodo 2001-2009 (Sanjosé et al., 2007a, 2007b, Gómez-Ortiz et al., 2008, Matías et al., 2009). Las conclusiones que podemos obtener de los desplazamientos detectados es que poseen comportamiento diferencial, mayor en el tramo posterior y frontal y menor en el central. La razón fundamental radica en la pendiente topográfica en que se inscribe cada uno de los tramos. Existe una relación directa pendiente-desplazamiento. Acerca del origen de los movimientos que afectan al glaciar rocoso hay que supeditarlos al grado de plasticidad que puede adquirir, muy diferenciado a lo largo del año.

Comportamiento compacto y rígido durante la estación fría y de nieves y menos compacto y rígido durante la estación de fusión de nieves y/o ausencia de nieves. Es por ello, que los movimientos sólo tienen lugar a partir de mediados del verano, siempre que la onda térmica de radiación externa logre fundir la nieve del suelo y penetre a lo largo de la capa activa hasta alcanzar el techo de la masa helada subyacente, que degradará (Gómez-Ortiz, et al. 2008; Salvador-Franch et al. 2011). Hecho que en 2010 y 2011 no ocurrió y que, presumiblemente los desplazamientos fueron inapreciables. En cuanto a la relación entre los movimientos verticales y planimétricos hay que señalar que resultan muy dispares, al contrario de lo que sucede en Pirineo y Alpes. Siempre en Sierra Nevada resultan más elevados los desplazamientos verticales o de colapso que los horizontales.

4. CONTROL DEL CONTORNO Y PERFILES

Con “estación total” se ha determinado la evolución del contorno y perfiles en diferentes tramos del glaciar rocoso. Ello

se ha realizado a partir del seguimiento y control de puntos testigo en rocas identificadas. Los controles han sido también anuales. Se utilizaron 68 puntos de control para el perímetro y 88 para los perfiles (Fig. 1).

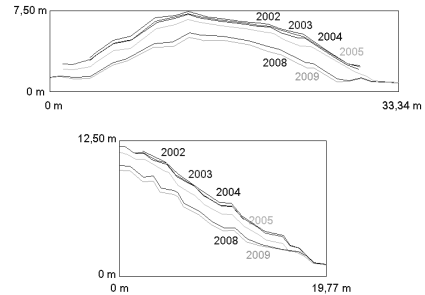


Fig.1. Variación anual de un perfil transversal (imagen superior) y longitudinal (imagen inferior) del glaciar rocoso del Corral del Veleta.

Los resultados han mostrado escasa variación del contorno pero deformación continuada en perfiles transversales y longitudinales. Para el periodo 2002-2009 los movimientos verticales de colapso han supuesto un valor medio/año de 34,4 cm, mientras que para aquellos otros planimétricos los avances han sido de 10,3 cm, aunque con diferentes direcciones, pero ambos movimientos incluyendo vuelcos y giros de bloques.

5. CONTROL FRONTAL

Con la “estación total IS”, *Imaging Station* de Topcon, se realizó el control del frente del glaciar rocoso a partir de la toma de datos de una nube de puntos, sin necesidad de emplear prisma o reflector de la señal de la estación total. Esta técnica instrumental tiene la particularidad de identificar y controlar el movimiento de los puntos, al tiempo que se obtiene una fotografía general del punto observado y otra fotografía de detalle (Fig. 2).

Con esta técnica se ha comprobado que la dinámica del frente del glaciar no es homogénea. Existe mayor dinámica en la parte superior, en menor cuantía en la zona

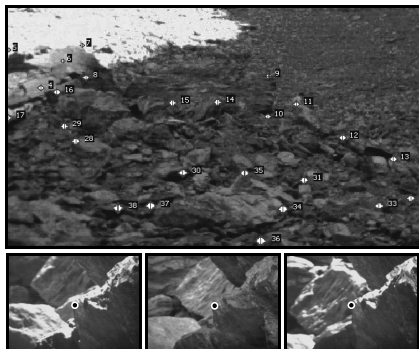


Fig. 2. Fotografía superior, imagen general del frente del glaciar rocoso captada con la estación IS. Fotografías inferiores, detalles del mismo punto durante los años 2006, 2007 y 2008.

media y poco o nada en la inferior. El movimiento de la parte superior y media radica en la inestabilidad de los bloques, muy supeditada a la pendiente abrupta del frente (Fig. 3).

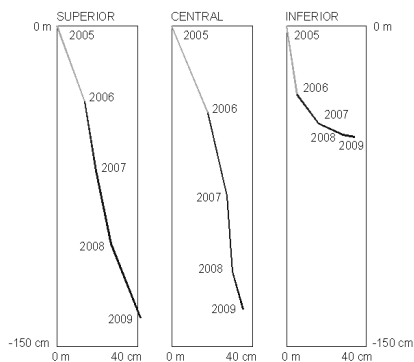


Fig. 3. Desplazamiento a lo largo de la pendiente y avance horizontal de tres puntos en situación superior, central e inferior.

El seguimiento de los puntos de referencia durante los años 2005 a 2009 (Fig. 3) lo demuestra. Los valores acumulados de desplazamiento en sentido vertical (avance a lo largo de la pendiente) superan en mucho a los equivalentes en la horizontal.

6. CARTOGRAFÍA DE DETALLE

Desde hace años se trabaja en cartografía de detalle a partir de nuevas técnicas de

restitución automática. Los logros obtenidos han dado como fruto el software “Restitutor” (Matías et al., 2009) que permite obtener reconstrucciones 3D de forma automática y con gran detalle a partir del conjunto de imágenes captadas. También, el avance logrado en los métodos de emparejamiento de imágenes y la utilización de técnicas provenientes del ámbito de la visión por computador están permitiendo la mejora de este programa informático. La figura 4 muestra uno de los modelos obtenidos mediante el programa “Restitutor”.

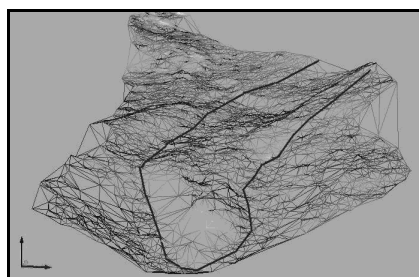


Fig. 4. Cartografía obtenida con el software “Restitutor”.

7. MODELO GEOESTADÍSTICO

La mejora en la recepción GPS ha permitido generar un modelo digital de elevación del glaciar rocoso comparativo del periodo 2005-2009 a partir del tratamiento geoestadístico de datos procedentes de su perímetro y de los diferentes perfiles transversales referidos a los años analizados. El producto generado (Fig. 5), aún en proceso de revisión, permite diferenciar zonas de comportamiento desigual.

Lo más destacado y relevante del modelo experimental obtenido es la zona de hundimiento generalizado en todo el glaciar rocoso, con valores equiparables a los obtenidos con estación total (Salvà-Catarineu et al., 2010).

8. LEVANTAMIENTO CON LÁSER ESCÁNER

El láser escáner C10 permite captar en un

barrido 3D, unos 50.000 puntos/segundo,

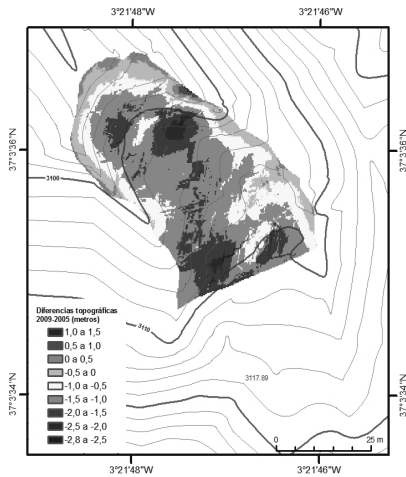


Fig. 5. Diferencias entre el MDE 2005 y el MDE 2009.

cartografiando así zonas extensas con error posicional de 6 mm por punto (Fig. 6).



Fig. 6. Toma de datos con láser escáner

Con esta técnica se está ensayando el levantamiento cartográfico del conjunto del glaciar rocoso, lo que ha supuesto, dada su extensión y orientación, realizar tomas desde diferentes estacionamientos unidos entre sí mediante la técnica de “resección de dianas”.

9. CONCLUSIONES

El empleo de las diferentes técnicas geomáticas descritas ha permitido disponer de datos relevantes del comportamiento morfodinámico del glaciar rocoso del

Corral del Veleta. El acopio de datos ha propiciado explicar con más rigor su evolución geomorfológica y, en particular, el proceso de degradación de las masas heladas internas.

Agradecimientos

Al proyecto de investigación OAPN 018/2009 y los proyectos CGL-2010-19729 y OAPN 053/2010.

REFERENCIAS

- Gómez-Ortiz, A., Salvador-Franch, F., Schulte, L., Sanjosé, J.J., Atkinson, A. y Palacios, D. 2008. Evolución morfodinámica de un enclave montañoso recién deglaciado: El caso del Corral del Veleta (Sierra Nevada), ¿consecuencia del cambio climático?. *Scripta Nova* 270 (26), 1-18.
- Matías, J., Sanjosé, J.J., López-Nicolás, G., Sagües, C. y Guerrero, J.J. 2009. Photogrammetric methodology for the production of geomorphologic maps: Application on the Veleta rock glacier (Sierra Nevada, Spain). *Remote Sensing* 1, 82-841.
- Salvà-Catarineu, M., Salvador-Franch, F., Gómez-Ortiz, A., Fernández, M., Sanjosé, J.J. y Atkinson, A. 2010. Análisis morfométrico aplicado al estudio geodinámico de un glaciar rocoso en Sierra Nevada (España): aportaciones metodológicas. *VI Semi-nario Latino-Americano de Geografía Física*, Coimbra, 1-10.
- Salvador-Franch, F., Gómez-Ortiz, A., Salvà-Catarineu, M. y Palacios, D. 2011. Caracterización térmica de la capa activa de un glaciar rocoso en medio periglacial de alta montaña mediterránea. El ejemplo del Corral del Veleta (Sierra Nevada, España). *Cuadernos de Investigación Geográfica* 37(2), 25-48.
- Sanjosé, J.J., Atkinson, A., Gómez-Ortiz, A. y Salvador-Franch, F. 2007a. Glaciar rocoso del Corral del Veleta (Sierra Nevada): Aplicaciones geomáticas en el periodo 2001-2006. *Topografía y Cartografía* 141, 8-17.
- Sanjosé, J.J., Atkinson, A., Salvador-Franch, F., y Gómez-Ortiz, A. 2007b. Application of geomatic techniques in controlling of the dynamics and cartography of the Veleta rock glacier (Sierra Nevada, Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 51, 79-89.

LA SEDIMENTACIÓN PLEISTOCENA DEL PALEOLAGO PROGLACIAR DE CAMPO MAYOR Y LA EVOLUCIÓN GLACIAR DE ÁLIVA (PICOS DE EUROPA, CORDILLERA CANTÁBRICA)

Pleistocene sedimentation of Campo Mayor proglacial palaeolake and the glacial evolution of Áliva (Picos de Europa, Cantabrian Mountains)

E. Serrano ⁽¹⁾, J.J. González Trueba ⁽²⁾, M. del Río ⁽³⁾

(1) Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid. Paseo del Prado de la Magdalena s/n, 47011 Valladolid. serrano@fyl.uva.es

(2) CIESE-Comillas, Universidad de Cantabria

(3) Departamento de Física Aplicada. Universidad de Extremadura

Abstract: The sediments of the Campo Mayor palaeolake and landforms around Áliva are studied. The morphostratigraphic (landforms and deposits), sediments (texture, structure, LOI) analyses, and dating by AMS allow the reconstruction of lacustrine and glacial evolution during the Pleistocene. The lacustrine deposits and glacial landforms are correlated and two glacial phases are detected in the studied area. The glacial maximum was prior to 35 ka and was followed by another advance around 31 and 21 ka.

Palabras clave: Pleistoceno, glaciación, morfología glaciaria, Picos de Europa.

Key words: Pleistocene, glaciation, glacial geomorphology, Picos de Europa.

1. INTRODUCCIÓN

Los depósitos lacustres de montaña proporcionan registros de alta resolución y los cambios ambientales identificados en ellos se pueden extrapolar al entorno inmediato. El paleolago de Campo Mayor, situado a 1440 m s.n.m. entre los macizos central y oriental de los Picos de Europa (43°10'17"N/ 4°46'13"E) tiene singular interés por acumular una sedimentación continua de 20 metros de profundidad en un ámbito juxtaglaciario y proglaciario. En este trabajo se correlacionan los depósitos del paleolago con las formas glaciares y se reconstruye la evolución del lago y del entorno inmediato. El estudio de detalle del lago y su entorno constituye un eje fundamental para la correlación de su evolución con el glaciario Pleistoceno de los Picos de Europa y la Cordillera Cantábrica. La evolución glaciaria ha sido reconstruida mediante la morfoestratigrafía (Serrano y González Trueba, 2002, González Trueba 2007; González Trueba y Serrano, 2010, 2011), pero persiste la necesidad de afinar la evolución y establecer cronologías absolutas.

Propuestas cronológicas recientes (Jalut et al, 2010; Moreno et al. 2010; Serrano et al. 2012) sitúan el máximo glaciario cantábrico en el MIS3, y permiten más precisas aproximaciones temporales a la evolución glaciaria.

2. METODOLOGÍA

El estudio del paleolago y su entorno se ha basado en la cartografía glaciomorfológica de detalle, sondeos Georadar (GPR) y análisis de los sedimentos. Un perfil GPR (equipo RAMAC/GPR de Mala Geosicence) de 250 m y un radargrama usando la técnica Common Mid Point (CMP) con antenas de 200 MHz, permitieron conocer la profundidad y estructura del paleolago. Se obtuvo una velocidad de propagación de la onda electromagnética en el terreno de 0.071 m/ns, coincidente con el valor de referencia para sedimentos (Annan y Davis, 1976), lo que nos permitió seleccionar el lugar idóneo para la extracción del testigo. Un sondeo mecánico permitió obtener un testigo continuo de veinte metros de profundidad

hasta alcanzar el sustrato. La descripción analítica del testigo ha incluido 54 análisis de color Munsell, 109 de la textura, 20 de la litología y morfometría de gravas y cantos, 40 del contenido de materia orgánica mediante la técnica de pérdida por ignición (LOI), asignación de código de facies y 8 dataciones (AMS).

3. RESULTADOS

El testigo de campo mayor se encuentra entre los complejos morrénicos frontal de Las Salgardas y lateral del Duje, señalando una evolución glacial compleja (González Trueba, 2007). Tras la máxima expansión glacial, marcada por las morrenas más externas, continúa una fase de retroceso y una nueva fase de avance más estable, con morrenas más voluminosas y muy próximas a las anteriores, generadas por glaciares más cortos pero de mayor volumen que los de la fase previa.

El depósito lacustre de Campo Mayor-Áliva es de edad Pleistocena desde aproximadamente 1,6 m de profundidad y el lago se originó antes de 35 ka (Fig. 1),

coincidiendo con la máxima expansión de los glaciares en Áliva.

El depósito de relleno del lago se caracteriza por la estructura en bandas horizontales continuas, con alternancia de depósitos finos, con estructura microrrítmica, y gruesos, gravas y cantos con matriz limoarcillosa. Presenta siete unidades litoestratigráficas (UL) con cinco fases de relleno (Tabla 1, Fig. 1).

Los cambios en el contenido de materia orgánica han permitido establecer 3 mínimos LOI. Estos se correlacionan con las UL1, inicio de UL2, final de UL4 e inicio de UL5. Los máximos corresponden al final de UL2 y UL3, el inicio de UL4, el inicio de UL5 y durante UL6, UL7, y UL8. La concentración de mínimos y alternancias en la base del testigo permiten su correlación con variaciones de fases frías y templadas en este periodo, ya en un ambiente deglaciado a partir del final de UL5. En el testigo se aprecian, al menos, dos fases principales de avance glacial.

El avance glacial máximo se corresponde con la UL1, cuando se origina el till del fondo, la morrena lateral y el lago.

Tabla 1. Interpretación morfológica, sedimentaria y ambiental del testigo sedimentario de Campo Mayor.

UNIDAD	LAGO	MORFOGÉNESIS	FASE
U.L. 1	Till	Expansión glacial	Avance glacial y equilibrio
U.L.2a	Depósito lacustre basal.	Construcción de la morrena lateral, fase muy fría, ambiente rextático.	
U.L.2b	Lago de aguas someras, de procedencia proglacial	Pulsaciones asociadas a periodos más fríos y secos con aportes de las laderas.	Retroceso y equilibrio glacial.
U.L.2.c	Lago de aguas profundas y sedimentación tranquila	Retroceso y pulsaciones glaciares.	
U.L.3	Lago de poca profundidad.	Avance glacial en un ambiente frío y seco.	Pulsación y equilibrio glacial
U.L.4a	Incremento de la profundidad y relleno continuo.	Relleno por acceso de aguas de fusión en un ambiente de calentamiento	Calentamiento, retroceso glacial muy pulsador
U.L.4b	Aportes de gruesos y sedimentos de alta energía	Recesión hídrica	
U.L.4c	Sedimentación lacustre de aguas tranquilas	Retroceso glacial, incremento térmico en un ambiente frío de montaña.	Ambiente templado húmedo
U.L.5.a	Delta progradante, relleno rápido por abundante disponibilidad hídrica, con aportes de alta energía.	Calentamiento paulatino y relleno definitivo del lago. Retroceso y desaparición de los glaciares.	
U.L.5.b	Sedimentación fluvio-lacustre y palustre. Corrientes de aguas tranquilas y cubeta colmatada	Ambiente de montaña templado con disponibilidad hídrica	5
U.L.6	Suelo	Colmatación del lago, relleno bien drenado y pedogénesis.	
U.L.7			

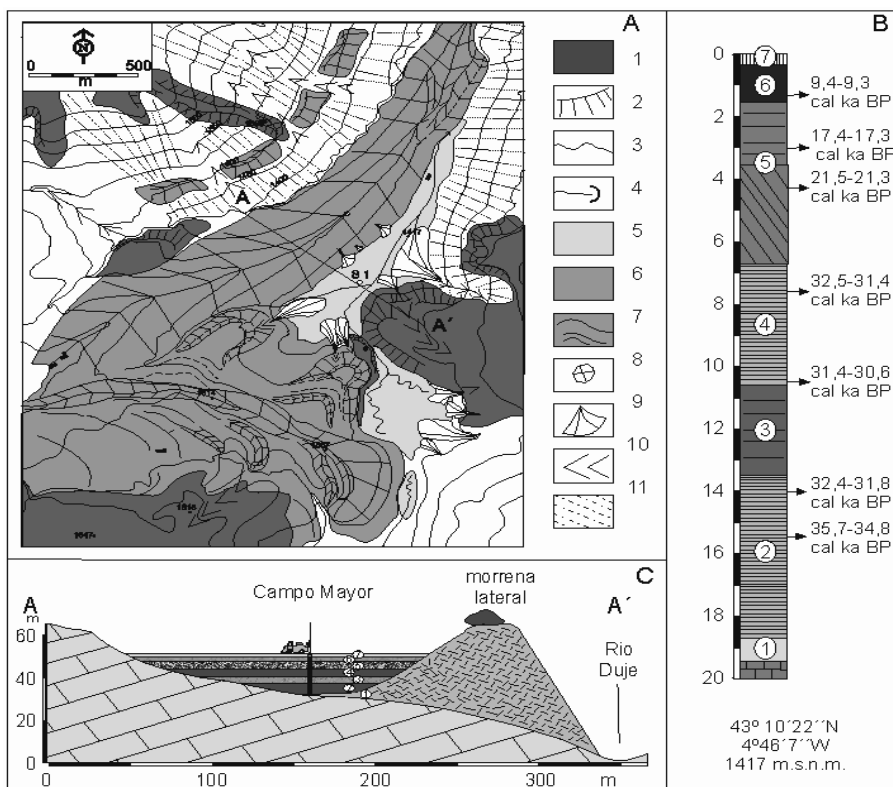


Fig. 1. A. Esquema geomorfológico del entorno de Campo Mayor (Áliva). 1, sustrato. 2, escarpes. 3, arroyos. 4, sumideros. 5, depósito lacustre. 6, morrenas. 7, arcos morrénicos. 8, bloque errático. 9, conos aluviales. 10, valles en V. 11, derrubios de ladera. S1, sondeo mecánico. B. Columna litoestratigráfica. Los números en círculo corresponden a las unidades litoestratigráficas (Tabla 1), a la derecha las dataciones AMS. C. Perfil geomorfológico de la zona de estudio, correspondiente al corte A-A' en A.

Un nuevo avance glaciario se correlaciona con la UL3 (Tabla 1). Se trata de dos avances glaciares independientes, caracterizados por geometrías diferentes, con glaciares más extensos en la fase inicial, pero más voluminosos en la segunda.

La máxima expansión glaciario y una segunda fase de avance en los Picos de Europa se sitúan en el estadio isotópico 3 (MIS3, 59-28 Ka). El depósito lacustre incluye los estadios isotópicos 2 (MIS2, 28-10 ka) entre 1,3 a 14 m., y el 1 (MIS 1), en los primeros 1,3 m de profundidad. La cronología establecida para la máxima

expansión glaciario en Picos de Europa señalan edades posteriores a 90 ka y anteriores a 17-20 ka en el Duje (Frochoso y Castañón, 1998), entre 40 y 35 ka en los Lagos (Moreno et al., 2010) y anterior a 35700-34850 cal. a BP en Áliva (Serrano et al., 2012). Apuntan, pues, a una máxima expansión de los glaciares en los Picos de Europa anterior al Último Máximo Glaciario (LGM) europeo.

5. CONCLUSIONES

En el depósito del paleolago de Campo Mayor alternan depósitos lacustres y

depósitos de gruesos con una estructura en lechos horizontales que culminan en un foreset y un depósito palustre a techo. Todo el relleno está íntimamente ligado a la dinámica glaciaria, a partir de los avances y retrocesos del complejo morrénico de Las Salgardas.

La expansión glaciaria y el desarrollo lacustre son anteriores a 35 ka, cuando la morrena lateral del glaciar del Duje inicia la obturación que posibilita la génesis del lago. Este se alimentó de las aguas proglaciares del complejo morrénico frontal de Las Salgardas. A un rápido relleno, durante el MIS 3, al que pertenecen los primeros 15,5 metros de relleno, le sigue un ritmo de sedimentación muy lento en un lago ya casi parcialmente colmatado y con dinámica palustre. En este periodo (perteneciente a MIS 2 y MIS 1) ya no recibe aportes glaciares. El máximo glaciario Pleistoceno de los Picos de Europa en este sector sería, pues, anterior a 35.780-34.850 cal a BP, durante las fases finales del MIS 3, lo que concuerda con estudios previos realizados en la Cordillera Cantábrica. El testigo de Campo Mayor es óptimo para la reconstrucción y el conocimiento del final del MIS 3, donde se han registrado el máximo frío y la génesis de las formas glaciares, y es, pues, responsable en gran medida del modelado y del paisaje actual del Parque Nacional Picos de Europa.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos OAPN 053-2010 y CGL-2010-19729, en el marco del GIR PANGEA. Agradecemos el apoyo y colaboración de Biosfera S.L. en la extracción del testigo.

REFERENCIAS

Davis, J.L. y Annan, A.P. 1989. Ground penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting* 37, 531-551.

Castañón, J.C. y Frochoso, M. 1996. Hugo Obermaier y el glaciario Pleistoceno. En Moure A. (Ed.): *El hombre fósil 80 años después*.

Universidad de Cantabria, Santander, pp. 153-176.

González Trueba, J.J. 2007. *Geomorfología del Macizo Central del Parque Nacional de Picos de Europa*. O.A.P.N.-Ministerio de Medio Ambiente, Rural y Marino, Madrid.

González-Trueba, J.J. y Serrano, E., 2010. *Geomorfología del Macizo Oriental del Parque Nacional Picos de Europa*. OAPN-Ministerio de Medio Ambiente Rural y Marino, Madrid.

González Trueba, J.J. y Serrano, E. 2011. El glaciario Cuaternario en el macizo del Cornión. En González-Trueba, J.J. y Serrano, E. (Eds.): *Geomorfología del Macizo Occidental del Parque Nacional Picos de Europa*. OAPN-Ministerio de Medio Ambiente, Rural y Marino, Madrid, 51-78.

Jalut, G., Turu, V., Dedoubat J.J., Otto, T., Ezquerro, J., Fontugne, M., Belet, J.M., Bonnet, J., García, A., Redondo, J.M., Vidal, J.R. y Santos, L. 2010. Palaeoenvironmental studies in NW Iberia (Cantabrian range): Vegetation history and synthetic approach of the last deglaciation phases in the western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 297, 330-350

Moreno, A., Valero, B.L., Jiménez, M., Domínguez, M.J., Mata, M.P., Navas, A., González, P., Stoll, H., Fariás, P., Morellón, M., Corella, J.P. y Rico, M.T. 2010. The last glaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, northern Spain). *Journal of Quaternary Science* 25, 1076-1091.

Serrano, E. y González-Trueba, J.J., 2002. Morfología y evolución glaciaria en los Picos de Europa. En Redondo, J.M., Gómez, A., González, R.S. y Carrera, P. (Eds.): *El modelado de origen glaciario en las montañas leonesas*. Universidad de León, León, 249-268.

Serrano, E., González Trueba, J.J. y González García, M. 2012. Mountain glaciation and paleoclimate reconstruction in the Picos de Europa (Iberian Peninsula, SW Europe). *Quaternary Research* (aceptado, en prensa).

DIEZ AÑOS DE CONTROL TÉRMICO EN EL SUELO DEL ESTRATOVOLCÁN TROPICAL IZTACCÍHUATL (MÉXICO)

Ten years monitoring soil temperature in a tropical stratovolcano, Iztaccíhuatl (Mexico)

N. Andrés ⁽¹⁾, D. Palacios ⁽¹⁾, J.J. Zamorano ⁽²⁾, C. Mendoza ⁽²⁾, L. Vázquez-Selem ⁽²⁾

(1) Departamento de A.G.R. y Geografía Física, Universidad Complutense de Madrid. Ciudad Universitaria, 28040 Madrid. nuriand@ghis.ucm.es

(2) Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510 México D.F. México

Abstract: This paper presents temperature data from five stations installed on the SW slope of the Iztaccíhuatl volcano, at different depths and altitudes between 4,137 and 5,020 m.a.s.l., during the period 2001/2011. This data is used to model the ground and air temperature distribution at different altitudes; the temperature distribution at depth for each station; and the permafrost distribution. The results show that periglacial activity starts at 4,400 m.a.s.l. The freeze-thaw cycles are sometimes very intense on the ground surface, but decrease sharply with depth and disappear a few centimetres below the surface, so that ground penetration of frost action is minimal. Discontinuous permafrost appears around 4,900/5,000 m.a.s.l. and isolated permafrost at 4,600/4,700 m.a.s.l. depending on orientation.

Palabras clave: control térmico, permafrost, periglacial, Iztaccíhuatl, México.

Key words: thermal monitoring, permafrost, periglacial, Iztaccíhuatl, Mexico.

1. INTRODUCCIÓN

Los primeros trabajos que hacen referencia al permafrost o tratan el medio periglacial en los volcanes mexicanos emplean fundamentalmente la evidencia de formas periglaciares activas para determinar su presencia (Lorenzo, 1961, White, 1962, Villalpando, 1968). La localización de estas formas en una determinada banda altitudinal, junto con los datos de la temperatura del aire recogidos en dos estaciones de montaña, sirvieron a Lorenzo (1969) para proponer el límite inferior del piso periglacial (3.900 m) y el límite inferior del permafrost (4.600 m) en las tres montañas más elevadas de México.

Posteriores observaciones de formas periglaciares (Heine, 1975) y mediciones de series muy cortas de temperaturas del aire y del suelo con el objetivo de estudiar la vegetación (Lauer y Klaus, 1975; Lauer, 1978), llevan a Gorbunov (1978) a proponer la presencia de permafrost por encima de los 4.500 m en las montañas mexicanas. Péwé (1983) recoge este límite altitudinal en su distribución del permafrost alpino en Norteamérica. Sin

embargo, Guodong (1983) prefiere la isohipsa de 4.600 m como límite inferior del permafrost entre las latitudes de 10° y 20° N, y desde entonces se ha venido empleando en la literatura (Guodong y Dramis, 1992; Heine, 1975).

Así, la distribución del medio periglacial y del permafrost en los volcanes mexicanos se ha estado apoyando en series térmicas muy cortas y en unos datos experimentales mínimos. Con el ánimo de obtener datos de temperaturas del aire y del suelo a distintas altitudes, en el año 2001 se instalaron sensores en la ladera suroccidental del volcán Iztaccíhuatl entre los 4.137 y los 5.020 m. Los primeros valores recogidos por los termómetros ya se han empleado para apoyar estudios del medio periglacial en el Iztaccíhuatl (Andrés et al, 2010 y 2011).

En este trabajo se presenta una serie de diez años de temperaturas que sirven para caracterizar el comportamiento térmico del suelo en la ladera suroccidental del volcán Iztaccíhuatl.

El Iztaccíhuatl (19°10'20"N, 98°38'30"W) es una dorsal volcánica que presenta tres cumbres alineadas (Cabeza, 5.146 m;

Pecho, 5.230 m y Pies, 4.703 m). En la actualidad se encuentra inactivo y conserva pequeños glaciares principalmente alojados en el interior de los cráteres. El glaciar de Ayoloco, en la ladera occidental, tiene su frente a 4.960 m de altitud.

2. METODOLOGÍA

En las cinco estaciones se instalaron sondas térmicas del aire (+ 100 cm) y del suelo a distintas profundidades (-10, -20, -30, -60, -80 y -100 cm). También se han utilizado las series de temperaturas del aire del observatorio de la red oficial más próximo (San Pedro Nexapa, 2.620 m).

Una vez depuradas las series, obtenidas entre 2001 y 2011, se calcularon datos estadísticos diarios (temperatura media verdadera, mínima y máxima absolutas y amplitud térmica diaria), mensuales (temperatura media, máximas y mínimas medias y absolutas y amplitud térmica) y anuales (temperatura media, máximas y mínimas medias y absolutas y amplitud térmica). También se contabilizaron el número de días con oscilación térmica en torno a 0°C, con temperaturas por debajo de 0°C todo el día y con valores positivos.

A partir de las TMAA (Temperatura Media Anual del Aire) se ha calculado un gradiente térmico, con el que se ha elaborado un modelo de distribución de temperaturas sobre el MDE (20 x 20 m). En este modelo se han localizado las isoterma de +3°C y -2°C, que, según French (2007), delimitan el medio periglacial con acción de la helada (aunque no dominante). Por encima de la isoterma de -2°C, la acción de la helada se considera predominante.

Las temperaturas observadas en el suelo también se utilizaron para establecer los gradientes térmicos en profundidad en cada estación. Además se infirieron las líneas de tendencia.

Por último, con los datos observados, el MDE y el modelo de radiación para el periodo de estudio se elaboró un modelo de distribución de permafrost, siguiendo el

método propuesto por Abramov et al. (2008).

3. RESULTADOS

3.1. Distribución altitudinal de la TMAA

Con las TMAA de la serie de estudio y la TMAA del observatorio de San Pedro Nexapa (15,1°C) se ha obtenido un gradiente vertical de la temperatura que indica una disminución de 0,69°C por cada 100 m de ascensión. Por lo tanto, para obtener el modelo de distribución de temperaturas se ha aplicado la siguiente ecuación:

$$TMAA = -0.0069 \text{ altura} + 33.3412$$

Sobre el modelo, la isoterma de +3°C se localiza a 4.380 m, por lo que se considera que este sería el límite inferior del medio periglacial. La isoterma de -2°C coincide con la altitud de 5.100 m, a partir de donde la acción de la helada se convierte en el proceso dominante.

3.2. Distribución altitudinal de las TMAS

Las temperaturas medidas cerca de la superficie del suelo (-10 cm) en las estaciones de muestreo presentan oscilaciones anuales que varían entre los 10,8°C a 4.137 m y los 4,3°C a 5.020 m. La tendencia que muestran los valores de las TMAS y de los valores máximos y mínimos mensuales a disminuir con la altura es clara, excepto en la estación IZTA-3. Esta estación se encuentra orientada hacia el S, por lo que muestra valores algo más elevados. También aquí se rompe la tendencia a ir aumentando el número de días con temperaturas por debajo de 0°C con la altitud. Por esta razón, se excluyeron los valores de esta estación para hacer el modelo de distribución de las temperaturas superficiales.

Con el resto de los datos se obtuvo la ecuación del modelo:

$$T_{MAS} = -0.0059 \text{ altura} + 28.7$$

La isoterma de +3°C se localiza a una altitud ligeramente inferior que para las TMAA; a 4.334 m. Por otro lado, el modelo de distribución de TMAA sitúa la isoterma de -2°C a 5.176 m.

3.3. Gradiente térmico en profundidad

En las dos estaciones más bajas se observa que las TMAA tienden a aumentar con la profundidad a razón de +0.08°C cada 10 cm en IZTA-1 y +0.05 °C en IZTA-2. Sin embargo, en la estación IZTA-4 la TMAA disminuye con la profundidad, -0.6°C cada 10 cm. Si se supone una tendencia uniforme en cada caso con la profundidad, tenemos que en las dos primeras estaciones la profundidad de la amplitud anual cero se localizaría alrededor de los 2 y 2,5 m, respectivamente, con temperaturas positivas. Por el contrario, en la estación IZTA-4 la amplitud anual cero se alcanza con un valor de -2,5°C a solo 40 cm de la superficie.

Durante la instalación y cambio de sondas de la estación IZTA-4 se ha encontrado siempre el suelo helado por debajo de los 40 cm. Las sondas registran temperaturas negativas todos los días y el 88% de los días del año el suelo presenta ciclos de hielo-deshielo diarios en los primeros 10 cm (Fig. 1).

De la estación situada a 5.020 m no hemos podido conseguir ninguna serie en profundidad fiable para analizar. A pesar de ello, la temperatura del aire muestra medias mensuales negativas todo el año y a -10 cm la TMAA es negativa con 212 días con máximas diarias por debajo de 0°C. La probabilidad de que también exista permafrost es muy alta, aunque esta estación se encuentra en la cima con una mayor exposición a la radiación solar.

3.4. Modelo de distribución del permafrost

Para aplicar el modelo propuesto por Abramov et al., (2008) se ha utilizado el modelo de distribución de radiación solar

directa media anual (W/m^2) calculado con ArcGis y el modelo de distribución de TMAA. Para adaptar el modelo, se ha calculado el término de la constante en la ecuación utilizando las TMAA observadas relacionadas con los valores estimados de radiación para el periodo de estudio. Según el modelo el límite inferior del permafrost aislado se encuentra a 4.640 m (N), 4.660 m (E y W) y 4.620 (S); y el del permafrost

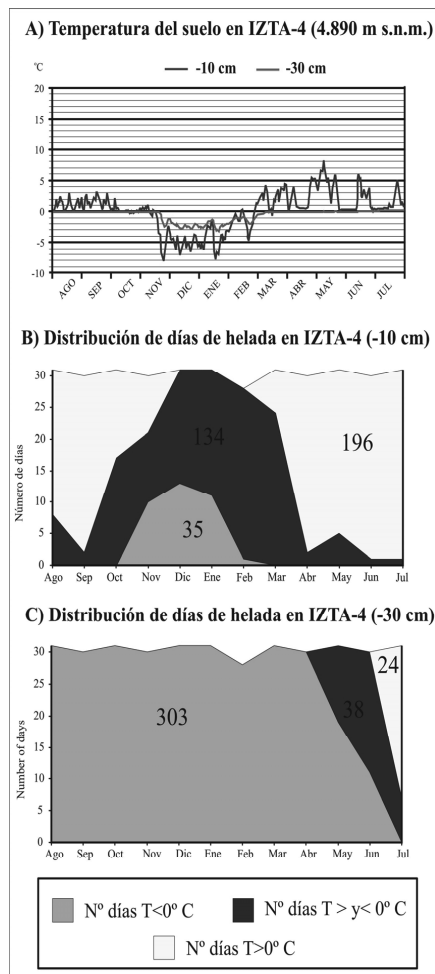


Fig. 1. Datos térmicos de la estación IZTA-4 (4.890 m): Distribución anual de las temperaturas a -10 y -30 cm (A) y distribución de los días en los que la temperatura permanece por encima, por debajo o fluctúa alrededor de 0°C a -10 cm (B) y a -30 cm (C).

discontinuo a 4.900 (N), 4.940 m (E y S), 4.960 m (W). El permafrost continuo

aparecería por encima de los 5.210 m (por encima del nivel de cumbres).

4. CONCLUSIONES

El análisis de los datos térmicos recogidos durante una década en la ladera suroccidental del Iztaccíhuatl indica que la actividad periglacial comienza a actuar por encima de los 4.300 m de altitud. A esta altitud, el número de ciclos de hielo-deshielo es muy elevado en los primeros centímetros del suelo, pero disminuye en profundidad rápidamente de forma que no son perceptibles a 60 cm de profundidad.

La acción de la helada penetra de forma mínima en el suelo y su distribución presenta una fuerte relación con la orientación, de forma que resulta intensa en las laderas abruptas que miran al norte.

En posiciones más elevadas se ha constatado la presencia de permafrost. En una estación con orientación norte a 4.980 m, los registros indican un enfriamiento con la profundidad y delata la presencia de permafrost. El modelo de distribución de permafrost que se ha empleado indica la presencia de permafrost aislado a partir de los 4.640 m y de permafrost discontinuo alrededor de los 4.900 m con variaciones según las orientaciones.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación (Proyecto CGL2009-7343) y el grupo de Investigación de Geografía Física de Alta Montaña (BSCH/UCM: 931562). Los autores agradecen el apoyo del Instituto de Geografía (Universidad Nacional Autónoma de México) en el trabajo de campo y de muchos de sus estudiantes.

REFERENCIAS

Andrés, N., Palacios, D., Zamorano, J.J. y Vázquez-Selem, L. 2010. Distribución del permafrost e intensidad de los procesos periglaciares en el estratovolcán Iztaccíhuatl (México). *Eria* 83, 291-310.

- Andrés, N., Palacios, D., Zamorano, J.J. y Vázquez-Selem, L. 2011. Shallow Ground Temperatures and Periglacial Processes on Iztaccíhuatl Volcano, Mexico. *Permafrost and Periglacial Processes* 22, 188-194.
- Abramov, A.A., Gruber, S. y Gilichinsky, D.A. 2008. Mountain Permafrost on Active Volcanoes: Field Data and Statistical Mapping, Klyuchevskaya Volcano Group, Kamchatka, Russia. *Permafrost and Periglacial Processes* 19, 261-277.
- French, H.M. 2007. *Periglacial Environment*. John Wiley & Sons. Chichester.
- Gorbunov, A.P. 1978. Permafrost investigations in high-mountain regions. *Arctic and Alpine Research* 10, 283-294.
- Guodong, C. 1983. Vertical and horizontal zonation of high-altitude permafrost. En Péwé, T.L. (Ed.): *Proceedings of the 4th International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, National Academy Press, Washington DC, 136-141.
- Guodong, C. y Dramis, F. 1992. Distribution of Mountain Permafrost and Climate. *Permafrost and Periglacial Processes* 3, 83-91.
- Heine, K. 1975. Permafrost am Pico de Orizaba/Mexiko. *Eiszeitalter und Gegenwart* 26, 212-217.
- Lauer, W. 1978. Timberline studies in central Mexico. *Arctic and Alpine Research* 10, 383-396.
- Lauer, W. y Klaus, D. 1975. Geoecological investigations on the timberline of Pico de Orizaba. México, *Arctic and Alpine Research*, 7, 315-330.
- Lorenzo, J.L. 1961. Notas sobre geología glacial del Nevado de Colima. *Boletín del Instituto de Geología*, 6, 77-92.
- Lorenzo, J.L. 1969. *Condiciones periglaciares de las altas montañas de México*. Instituto Nacional de Antropología e Historia. Serie Paleoeología 4, 45 pp.
- Péwé, T.L. 1983. Alpine Permafrost in the Contiguous United States: A Review. *Arctic and Alpine Research* 15, 145-156.
- Villalpando, O.K. 1968. *Algunos aspectos ecológicos del volcán Nevado de Toluca*. Tesis de Licenciatura, Departamento de Biología, Facultad de Ciencias, UNAM.
- White, S.E. 1962. *El Iztaccíhuatl: Acontecimientos volcánicos y geomorfológicos en el lado oeste durante el Pleistoceno superior*. Instituto Nacional de Antropología e Historia. Serie Investigaciones 6, 80 pp.

ACTUALIZACIÓN CARTOGRÁFICA DEL SECTOR CENTRO-ORIENTAL DE LA CORDILLERA CANTÁBRICA: LA CABECERA DE LOS RÍOS ALLER Y PORMA

Updating geomorphological mapping for the central-eastern sector of the Cantabrian Mountains: the headwaters of the Aller and Porma rivers

L. Rodríguez-Rodríguez ⁽¹⁾, M.J. Domínguez-Cuesta ⁽¹⁾, M. Jiménez-Sánchez ⁽¹⁾

(1) Dpto. Geología, Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo. laurarr@geol.uniovi.es

Abstract: A mapping revision of glacial evidence (1:25,000) is proposed for the Aller-Porma area, in the central Cantabrian Mountains (NW Spain). Local glacial evidence supports the presence of ice tongues 3.7 and 16.8 km-long flowing through the San Isidro (Aller River basin) and Porma valleys, respectively. Ice thickness could have reached 100-200 m near to the glacial fronts. We are working on ice surface reconstruction.

Palabras clave: glaciario, cartografía geomorfológica, Cordillera Cantábrica, España

Key words: glacial evidence, geomorphological mapping, Cantabrian Mountains, Spain

1. INTRODUCCIÓN

El conocimiento de la distribución espacial de los glaciares y la cronología de distintos períodos glaciares en ambientes de montaña presentan grandes dificultades que derivan de la posible superposición de varias etapas de avance y retroceso del hielo. Las fluctuaciones climáticas acontecidas durante el Cuaternario han sido definidas en detalle mediante registros isotópicos $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos de sondeos marinos (Martinson et al., 1987 y trabajos posteriores). Estos han permitido situar el último máximo glacial o *Last Glacial Maximum* (LGM), que representa el máximo volumen de hielo global registrado durante el último ciclo glacial, en 21 ka cal BP, coincidiendo con el avance del casquete Fenoescandinavo en el norte de Europa. Sin embargo en el Sur de Europa, donde la dinámica glacial cuaternaria quedó restringida a las zonas de montaña, los datos cronológicos disponibles apuntan a dos escenarios plausibles: i) el máximo avance glacial registrado a nivel local fue anterior al LGM, o ii) coetáneo con el LGM (Hughes y Woodward, 2008). En la Península Ibérica, las dataciones ^{14}C AMS obtenidas

en los Pirineos y noroeste de Iberia apoyan el primer escenario (Jiménez-Sánchez y Farias, 2002; García-Ruiz et al., 2003; Rodríguez-Rodríguez et al., 2011 entre otros). Lo mismo ocurre con las edades OSL (*Optically Stimulated Luminescence*) que se han obtenido a partir de sedimentos fluvio-glaciares en la vertiente Sur de los Pirineos (Lewis et al., 2009, y referencias en él) o el Macizo de Trevinca (Pérez-Alberti et al., 2011). Sin embargo, las edades de exposición obtenidas por el momento en Pirineos, Macizo Galaico y el Sistema Central a partir de medidas de la concentración de nucleidos cosmogénicos producidos *in situ* en bloques morrénicos y superficies de erosión glacial parecen respaldar ambos escenarios (por ejemplo Pallàs et al., 2010; Palacios et al., 2010, entre otros trabajos). A pesar de los avances efectuados durante la última década en este sentido, la correcta interpretación climática de los registros de montaña ibéricos en el contexto climático global requiere mayor densidad y distribución de datos a nivel regional. En este sentido, la producción de cartografías geomorfológicas empleando Sistemas de Información Geográfica (SIG) constituye una fuente de información básica tanto

para la elaboración de modelos de evolución glaciár, como para la planificación e interpretación de los estudios cronológicos.

2. SITUACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO Y ANTECEDENTES

Esta contribución se centra en una superficie de 150 km² situada en las cabeceras de los ríos San Isidro, afluente del Aller, y Porma, sector centro-oriental de la Cordillera Cantábrica, Norte de España, (Fig. 1). El relieve de las zonas altas se caracteriza por la presencia de una hondonada de dirección E-O dispuesta paralelamente al límite administrativo entre León y Asturias (altitudes mínimas de 1200-1500 m). Hacia el Norte y Sur está flanqueada por las sierras de Mongayo y Fuentes de Invierno-Sentiles, correspondiendo las máximas elevaciones a los picos Torres (2104 m) y Peña Agujas (2155 m). La divisoria de aguas entre ambas cuencas de drenaje se ubica en el puerto de San Isidro (1520 m). Hacia el Norte y Sur la orientación de los valles Aller y Porma pasa a ser NO-SE. Las cotas más bajas de la zona aquí estudiada (definida teniendo en cuenta la altitud mínima de aparición de evidencias glaciares) se encuentran en las proximidades de El Fielato (1269 m) y la localidad de Puebla de Lillo (1150 m), hacia el Norte y Sur, respectivamente. Entre las contribuciones previas al conocimiento glaciár de la zona destacan las aportaciones cartográficas y descriptivas recogidas en el mapa geomorfológico 1:50.000 de Suárez-Alonso, incluido en la memoria de la hoja 79 del MAGNA de Álvarez-Marrón et al., (1989), así como los trabajos de Rodríguez-Pérez (1995), Frochoso y Castañón (1998) o Alonso Herrero (2002). El objetivo de esta comunicación es dar a conocer parte de la revisión cartográfica a escala 1:25000 que este equipo de investigación esta llevando a cabo en las

cabeceras de los ríos Aller y Porma, con especial énfasis en los rasgos de origen glaciár. La metodología de trabajo desarrollada incluye: i) fotointerpretación de pares estereoscópicos del Principado de Asturias (vuelo 2003, escala 1:15000) y de la Junta de Castilla y León (año 2008, escala 1:10000); ii) reconocimiento de depósitos y formas en campo, y iii) compilación de datos en una base SIG de acuerdo con una leyenda de tipo genético.

3. MARCO GEOLÓGICO

La zona de estudio se encuentra en la Zona Cantábrica del Macizo Hespérico, concretamente en la porción más meridional de la Unidad del Ponga (Álvarez-Marrón et al., 1989, y referencias incluidas en él) (Fig. 1B). El sustrato rocoso está constituido por una sucesión paleozoica cambro-carbonífera, con una laguna estratigráfica que abarca el intervalo Ordovícico-Devónico. Por debajo de dicha laguna la sucesión se compone de calizas y dolomías (Fm. Láncara), areniscas y pizarras (Fm. Oville), y cuarzoarenitas (Fm. Barrios). El Devónico Superior y el tránsito al Carbonífero están representados por areniscas y calizas (fms. Ermita y Baleas-Candamo, respectivamente). Finalmente, la sucesión carbonífera consta de pizarras (Fm. Vegamián), calizas (fms. Alba y Barcaliente), y dos formaciones constituidas mayoritariamente por alternancias de pizarras y areniscas (fms. Beleño y Fito) y que están separadas por una unidad calcárea conocida como Caliza Masiva (o Fm. Escalada). Todo este conjunto de materiales está afectado por cabalgamientos variscos emplazados hacia el Este y caracterizados por presentar un trazado sinuoso debido a la presencia de pliegues transversales. También es reseñable la presencia de una red de fallas y fracturas superpuestas en direcciones NO-SE y E-O, que condicionaron la disposición del relieve actual durante la Orogenia Alpina.

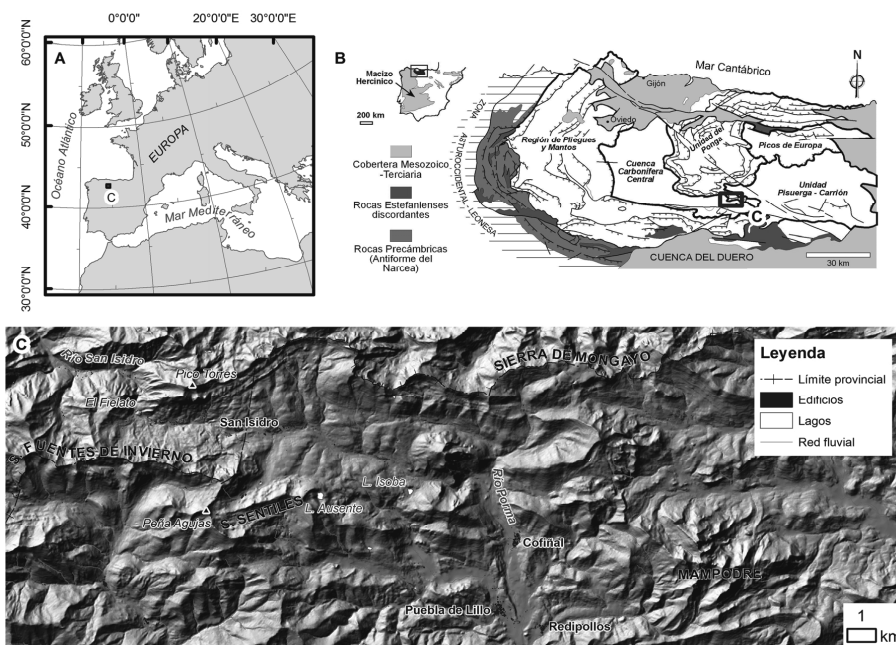


Fig. 1. A, situación de la zona de estudio (C) en el Suroeste de Europa. B, situación geológica en el contexto de la Zona Cantábrica. C, modelo digital del terreno con la ubicación de las referencias geográficas citadas en el texto.

4. DATOS Y RESULTADOS

En el momento de redacción de este resumen, la base de datos recoge 1346 y 1433 elementos lineales y de superficie, respectivamente. Las formas de erosión glaciær recogidas son circos glaciær (un total de 29 en el área mostrada), valles en U, cubetas de sobreexcavación glaciær y superficies pulimentadas por el hielo. Los valles glaciær mejor conservados se encuentran en la cuenca del Río Porma, ya que en el caso del Río San Isidro los procesos gravitacionales posteriores (avalanchas de rocas y deslizamientos complejos) han modificado la geometría glaciær original del valle y condicionado la distribución de los depósitos de llanura aluvial posteriores. Las cubetas de sobreexcavación más importantes corresponden a la posición de los lagos Ausente e Isoba. Muy próximas a ambos lagos existen superficies pulidas y moldeadas por la acción abrasiva del hielo. Al NE del Lago Ausente existe un conjunto de rocas aborregadas y cubetas de

sobreexcavación glaciær desarrollado sobre la Fm. Beleño (1,5 km²). Por su parte, el Lago Isoba (en el contacto entre las formaciones Beleño y Barcaliente) está rodeado de rocas aborregadas a las que se superponen bloques erráticos con estrías glaciær correspondientes a la Fm. Barrios. La situación de estos bloques apoya la existencia de una difluencia del glaciær de San Isidro, rodeando la elevación montañosa situada inmediatamente al SE del lago. En cuanto a los depósitos glaciær, destacan las acumulaciones de till indiferenciado (muy importantes en el valle que parte de Peña Agujas hacia el NE), las morrenas glaciær laterales de las cercanías de Cofñal y Puebla de Lillo, y los bloques erráticos en las cercanías de Redipollos y El Fielato. Los depósitos de till indiferenciado se distribuyen por los fondos y vertientes de los tributarios del Porma, en la hondonada E-O anteriormente descrita. En ocasiones su escasa potencia impide representarlos en la cartografía, aunque sí se reconocen bloques de tamaño

centimétrico con estriaciones y forma de bala (till de fondo). Además de las morrenas menores situadas en la parte alta de la zona estudiada (frecuentemente asociadas a los circos y recogidas en cartografías previas), se han reconocido y cartografiado más de una veintena de morrenas laterales en la proximidad de las localidades indicadas, presentando longitudes máximas superiores a 1,7 km. Aunque no se han encontrado por ahora evidencias de arcos morrénicos frontales, es destacable la presencia de bloques erráticos cuarcíticos superiores a 1 m³ en las cercanías de las localidades de Redipollos (al S) y El Fielato (al N), que dan idea de la extensión alcanzada por el hielo en la zona.

La base de datos también incluye evidencias asociadas a otros procesos (periglaciares, nivales, gravitacionales, torrenciales, kársticos, fluviales y fluvioglaciares).

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los datos preliminares incluidos en esta revisión cartográfica apoya la presencia de aparatos glaciares de, al menos, 3,7 y 16,8 km de longitud mínima en los valles San Isidro y Porma, respectivamente; y potencias entre 100 a 200 m cerca del frente.

Agradecimientos

L. Rodríguez-Rodríguez es beneficiaria del Programa Severo Ochoa (FICYT-Principado de Asturias).

REFERENCIAS

Alonso Herrero, E. 2002. El glaciario en las cuencas altas de los ríos Esla y Porma. En Redondo Vega, J.M., Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R.B. y Carrera Gómez P. (Coords.). *El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas*. Universidad de León, León, 235-246.

Álvarez-Marrón, J., Pérez-Estaún, A., Aller, J., y Heredia, N. 1989. *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. Hoja nº 79 (Puebla de Lillo)*. I.T.G.E. Madrid.

Frochoso, M. y Castañón, J.C. 1998. El relieve

glaciar de la Cordillera Cantábrica. En Gómez Ortiz, A. y Pérez Alberti, A. (Eds.): *Las huellas glaciares de las montañas españolas*. Universidad de Santiago de Compostela, Santiago, 65-137.

García-Ruiz, J.M., Valero-Garcés, B.L., Martí-Bono, C. y González-Sampériz, P. 2003. Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science* 18, 61-72.

Hughes, P.D., Woodward, J.C. 2008. Timing of glaciation in the Mediterranean mountains during the last cold stage. *Journal of Quaternary Science* 23 (6-7), 575-588.

Jiménez-Sánchez, M. y Farias, P. 2002. New radiometric and geomorphologic evidence of Last Glacial maximum older than 18 ka in SW European mountains: the example of Redes Natural Park, Cantabrian Mountains. NW Spain. *Geodinámica Acta* 15, 93-101.

Lewis, C.J., McDonald, E.V., Sancho, C., Peña, J.L., y Rhodes, E.J. 2009. Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. *Global and Planetary Change* 67, 141-152.

Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C., y Shackleton, N.J. 1987. Age dating and the orbital theory of the Ice Ages: Development of a high-resolution 0-300,000 year chronostratigraphy. *Quaternary Research* 27, 1-29.

Palacios, D., Marcos de, J. y Vázquez-Selem, L. 2010. Last Glacial Maximum and deglaciation of Sierra de Gredos, central Iberian Peninsula. *Quaternary International* 233 (1), 16-26.

Pallás, R., Rodés, A., Braucher, R., Bourlès, D., Delmas, M., Calvet, M. y Gunnell, Y. 2010. Small isolated glacial catchments as priority target for cosmogenic surface dating of Pleistocene climate fluctuations, SE Pyrenees. *Geology* 38 (10), 891-894.

Pérez-Alberti, A., Valcárcel-Díaz, M., Martini, I.P., Pascucci, V. y Andrucci, S. 2011. Upper Pleistocene glacial valley-junction sediments at Pias, Trevinca Mountains, NW Spain. En Martini, I.P., French, H.M. y Pérez-Alberti, A. (Eds.): *Ice-Marginal and Periglacial Processes and Sediments*. Geological Society of London, Special Publications, London, 93-110.

Rodríguez-Pérez, C., 1995. Estudio geomorfológico del Puerto de San Isidro. *Ería*, 36, 63-87.

Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Rico, M.T. y Valero-Garcés, B. 2011. Last deglaciation in northwestern Spain: New chronological and geomorphologic evidence from the Sanabria region. *Geomorphology* 135, 48-65.

BALANCE Y CONCLUSIONES SOBRE EL CONTROL DE LOS PROCESOS SOLIFLUIDALES ACTUALES EN SIERRA NEVADA DURANTE EL PERIODO 2005-2011

Balance and conclusions of present-day monitoring of solifluction processes in Sierra Nevada during the period 2005-2011

M. Oliva⁽¹⁾, A. Gómez Ortiz⁽²⁾, F. Salvador Franch⁽²⁾, M. Salvà Catarineu⁽²⁾

(1) Centro de Estudios Geográficos - IGOT. Universidade de Lisboa. oliva_marc@yahoo.com

(2) Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional. Universidad de Barcelona

Abstract: In the highest areas of the Sierra Nevada National Park an experiment for measuring solifluction has been implemented during the period 2005-2011. Results provide evidence of the low activity of solifluction processes in the present-periglacial belt of Sierra Nevada, an environment with seasonal frost occurrence, with displacements of less than 1 cm/year, both in northern and southern slopes.

Palabras clave: soliflucción, desplazamiento, termometría del suelo, Sierra Nevada.

Key words: solifluction, displacement, ground temperature, Sierra Nevada.

1. INTRODUCCIÓN

Los estudios sobre periglacialismo en España han experimentado un significativo auge en las últimas décadas, con numerosos grupos de investigación centrando su esfuerzo en el estudio de la dinámica actual de los procesos fríos tanto en las montañas ibéricas como en latitudes polares y subpolares (Gómez Ortiz y Vieira, 2006). A pesar de ello, el proceso de movimiento de masa más difundido en ambientes periglaciares, la soliflucción (Lewkowicz, 1988), ha sido objeto de escasos estudios, que se han centrado, la mayoría, en las cumbres de la Península Ibérica (Gómez Ortiz, et al., 1993, 2005; Chueca y Julián, 1995; Palacios et al., 2003). Ello, en buena medida, por la marginalidad de los ambientes afectados por este proceso, siempre en alturas por encima de los 2.000-2.500 m, donde las infraestructuras son escasas y el impacto de su dinámica prácticamente nulo. En anteriores trabajos hemos estudiado los procesos solifluidales en Sierra Nevada (Oliva, 2009; Oliva et al., 2008a, 2008b, 2009a). En esta ocasión se pretende presentar los resultados finales de tal dinamismo, que engloba datos de

desplazamiento horizontal y termometría del suelo, desde agosto de 2005 a agosto de 2011, ofreciendo, además, la serie de datos sobre procesos solifluidales más larga obtenida en un alto macizo de la orla alpina del Mediterráneo occidental.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El tramo occidental de Sierra Nevada, donde se localizan las culminaciones altimétricas ibéricas más elevadas, ha sido el área seleccionada para el estudio. Las condiciones climáticas en este sector son las propias de la alta montaña semiárida mediterránea, con una temperatura media de 4,4°C y 710 mm de precipitación a 2.507 m de altura (1965-1992). Las geoformas solifluidales en Sierra Nevada aparecen siempre por encima de los 2.500 m, sobre sustrato de micaesquistos y en su mayoría recubiertas por vegetación. La investigación se ha centrado en dos valles de distinta orientación en el marco del Parque Nacional de Sierra Nevada: San Juan, al norte y Río Seco, al sur. En anteriores trabajos se han presentado estudios relativos a la morfometría y tipología de estas geoformas, que suelen presentar una longitud y anchura de

dimensiones métricas y una potencia vertical que oscila entre 20 y 60 cm (Oliva et al., 2009b). El control de los procesos se ha realizado persiguiendo dos objetivos: determinar las tasas de desplazamiento actuales; cuantificar la termometría del suelo en el seno de los lóbulos.

3. METODOLOGÍA

El control del movimiento de las geoformas solifluídales se ha realizado mediante la instalación de hasta nueve estacas de madera (50 cm de longitud x 3 cm de anchura), ancladas unos 45-50 cm en el suelo, en los frentes y márgenes de cada unidad monitorizada. El procedimiento de control de medidas se ha escrito en detalle en Oliva et al. (2009a). El periodo de control ha sido desde agosto de 2005 a agosto de 2011. En agosto de 2006 se instalaron un total de cinco dispositivos *Universal Temperature Logger* (UTL) en el seno de un lóbulo de soliflucción del circo de Río Seco a las profundidades de 2, 10, 20, 50 y 100 cm, respectivamente, tomando datos de temperaturas a intervalos de 2 horas. De San Juan sólo se dispone de un año de datos térmicos del suelo (agosto 2007-agosto 2008).

4. RESULTADOS

Se presentan por separado los resultados del control de los lóbulos localizados en el valle de San Juan y en el circo de Río Seco.

4.1. San Juan

El valle glacial de San Juan se emplaza en la vertiente norte del macizo, con los lóbulos distribuidos en dos sectores: la parcela A (SJA; 2.844-2.911 m) y la B (SJB; 2.787-2.843 m). El desplazamiento de los lóbulos controlados ha seguido un patrón muy similar en todos los años, con tasas de movimiento superiores en los lóbulos emplazados a mayor cota, donde los neveros de fusión tardía permanecen más tiempo (por altura y disposición

topográfica favorable). En SJA las estacas se han desplazado entre 0,5-0,8 cm/año, mientras que en SJB el movimiento ha sido más modesto, entre 0,3-0,5 cm/año. Los tres últimos inviernos han sido muy nevados en la Sierra, hecho que parece traducirse en una ligera intensificación de los procesos solifluídales en ambos sectores, si bien en ambos casos las tasas siempre han sido inferiores a 1cm/año (Fig. 1). Se ha observado movimiento en el 83-93% de las estacas en SJA y en el 67-78% en SJB, en función del año. El periodo de control de la temperatura del suelo entre agosto 2006 y 2007 en un lóbulo de San Juan (2.817 m) atestiguó un congelamiento estacional del suelo superior al metro de espesor.

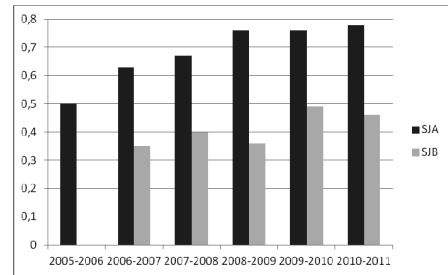


Fig. 1. Desplazamientos anuales medios de las estacas en el valle de San Juan.

4.2. Río Seco

En este amplio circo glacial, a manera de anfiteatro, dos sectores aglutinan geoformas solifluídales: en el sector RSA éstas se localizan entre los 2.987-3.005 m y en RSB entre 2.931-2.952 m. Los controles han puesto de manifiesto unos desplazamientos menores que en el caso de San Juan. El número de estacas que han registrado movimiento también ha sido significativamente menor, entre 11-22% en RSA y 38-63% en RSB. A pesar de ello, el patrón evidencia un comportamiento muy similar, con tasas de desplazamiento superiores en los últimos tres años, justo cuando los índices de innivación han sido más elevados. Los lóbulos del sector A de Río Seco han registrado movimientos menores que en el caso del sector B, muy

probablemente como consecuencia de una menor disponibilidad líquida; en efecto, el hecho que la parcela B esté ubicada por debajo de una lagunilla, cuya infiltración aporta agua hasta este sector parece determinante en condicionar una mayor actividad solifluidal. Las tasas fluctúan entre los 0,3-0,4 cm/año en los primeros años del experimento y los 0,4-0,5 cm/año en los tres posteriores (Fig. 2).

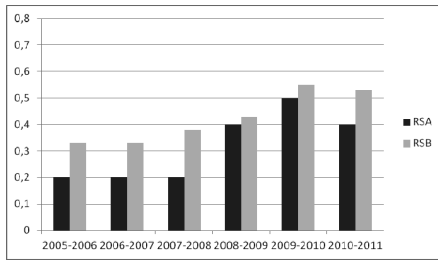


Fig. 2. Desplazamientos anuales medios de las estacas en el circo de Río Seco.

Para Río Seco se dispone de una serie de cinco años de control térmico del suelo en el seno de un lóbulo de soliflujión (Fig. 3). Los datos atestiguan la inexistencia de *permafrost* en este sector, con un horizonte helado estacional que muestra elevadas variaciones interanuales en cuanto a espesor y ritmo de congelamiento/descongelamiento. Este patrón térmico no es exclusivo de este circo, ya que en otros enclaves de cumbres topográficamente contrastados se ha detectado un comportamiento semejante (Salvador Franch et al., 2011).

Los datos atestiguan la inexistencia de *permafrost* en este sector, con un horizonte helado estacional que muestra elevadas variaciones interanuales en cuanto a espesor y ritmo de congelamiento/descongelamiento.

Este patrón térmico no es exclusivo de este circo, ya que en otros enclaves de cumbres topográficamente contrastados se ha detectado un comportamiento semejante (Salvador Franch et al., 2011). El manto nival ejerce un control decisivo en la profundidad del horizonte helado estacionalmente en este circo, así como el

calendario de la primera nevada y la posterior estabilización del manto nival, que aísla significativamente el suelo de las variaciones térmicas externas. Los dos primeros años, con un paquete nival moderado, el nivel de congelamiento penetró hasta profundidades de 60-70 cm y se alargó entre noviembre y junio. Por el contrario, durante los tres últimos años Sierra Nevada ha disfrutado de una elevada niviosidad, hecho que se ha traducido en el suelo en un horizonte congelado de escasos centímetros durante los primeros meses, cuando el manto nival era aún escaso. Posteriormente, con mayor espesor de nieve, las temperaturas se estabilizaron en valores cercanos a 0°C hasta mediados de junio-julio, cuando la fusión de la nieve comportó un rápido aumento térmico en escasas semanas, alcanzándose valores superiores a 10°C a más de 50 cm de profundidad.

5. CONCLUSIONES

En agosto de 2011 finalizó un experimento pionero de control de la soliflujión, y en este artículo se han presentado los resultados derivados de ello.

La soliflujión en el ambiente periglacial de Sierra Nevada es, hoy en día, un proceso muy puntual y de escasa efectividad geomorfológica.

Tanto en el valle de San Juan como en el circo de Río Seco los desplazamientos anuales de las estacas instaladas en el frente y márgenes de los lóbulos han detectado ligeros desplazamientos de 0,3-0,7 y 0,2-0,5 cm/año, respectivamente. Un porcentaje significativo de estacas en ambos valles no mostró movimiento alguno.

El emplazamiento de las estacas que registraron movimiento coincide siempre en aquellas geoformas solifluidales que disponen de mayor suministro líquido, es decir, las unidades que se localizan cerca de los surcos de los torrentes y al pie de los últimos neveros de fusión tardía. El monitoreo térmico de los lóbulos

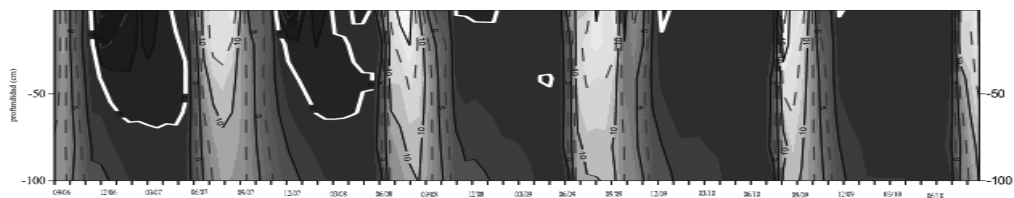


Fig. 3. Evolución térmica en el seno de un lóbulo de solifluxión en el circo de Río Seco (3.005 m).

evidencia que la solifluxión en el macizo responde a la existencia de un horizonte de congelamiento estacional, sin presencia de *permafrost*. Se constata una relación entre aquellos años que han registrado mayores desplazamientos (2008-2009, 2009-2010 y 2010-2011) y una mayor presencia de nieve en la Sierra que favorece suelos helados poco profundos o inexistentes. Un mayor manto nival propicia más agua disponible durante el periodo de fusión, de manera que durante las semanas que dura el descongelamiento del lóbulo se saturan los decímetros de suelo más superficiales, lo que favorece el lento movimiento de la masa de suelo suprayacente.

Agradecimientos

El primer autor agradece a la *Agència de Gestió d'Ajuts a la Recerca de Catalunya* la concesión de una beca postdoctoral durante la cual se ha escrito el presente artículo. A los proyectos de investigación CSO2009-06961 y 018/2007, y al Parque Nacional de Sierra Nevada.

REFERENCIAS

Chueca, J. y Julián, A. 1995. Cuantificación de movimientos en masa lentos en medios de montaña: Pirineo Central. *Lurralde* 18, 173-196.

Gómez Ortiz, A., Simón Torres, M., Salvador Franch, F., Sánchez Gómez, S.T. y Esteban Amat, A. 1993. El Cuaternario de los niveles cimeros de Sierra Nevada. *Guía de la Excursión Jornadas sobre Periglaciario en la Península Ibérica, Canarias y Baleares*. Sociedad Española de Geomorfología, Granada, 37-39.

Gómez Ortiz, A., Schulte, L., Salvador Franch, F., Palacios, D., Sanz de Galdeano, C., Sanjosé, J.J., Tanarro, L.M. y Atkinson, A. 2005. Field trip to Sierra Nevada massif. Glacial geomorphology and present cold processes. En *Field Trip Guides*

Sixth International Conference on Geomorphology II, Zaragoza, 309-354.

Gómez Ortiz, A. y Vieira, G. 2006. La investigación en geomorfología periglaciaria en España y Portugal. Evolución reciente y estudios actuales. *Finisterra* XLI, 82, 119-137.

Lewkowicz, A.G. 1988. Slope Processes. En Clark, M.J. (Ed.): *Advances in periglacial geomorphology*. Wiley, Chichester, 325-368.

Oliva, M. 2009. *Holocene alpine environments in Sierra Nevada (Southern Spain)*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona.

Oliva, M., Schulte, L. y Gómez Ortiz, A. 2008a. Solifluxion lobes in Sierra Nevada (Southern Spain): morphometry, process monitoring and palaeoenvironmental changes. *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost 2*, 1321-1326.

Oliva, M., Gómez Ortiz, A. y Schulte, L. 2008b. Procesos solifluídicos actuales en Sierra Nevada. En Benavente, J. y Gracia, F.J. (Eds.): *Trabajos de Geomorfología en España 2006-2008*, 253-256.

Oliva, M., Schulte, L. y Gómez Ortiz, A. 2009a. Morphometry and Late Holocene activity of solifluxion landforms in the Sierra Nevada (Southern Spain). *Permafrost and Periglacial Processes* 20 (4), 369-382.

Oliva, M., Gómez Ortiz, A., Schulte, L. y Salvador Franch, F. 2009b. Procesos periglaciares actuales en Sierra Nevada. Distribución y morfometría de los lóbulos de solifluxión en los altos valles nevadenses. *Nimbus* 23-24, 133-148.

Palacios, D., Andrés, N. y Luengo, E. 2003. Distribution and effectiveness of nivation in Mediterranean mountains: Peñalara (Spain). *Geomorphology* 54, 157-178.

Salvador Franch, F., Oliva, M., Salvà Catarineu, M. y Gómez Ortiz, A. 2011. Valores térmicos del suelo en tres enclaves contrastados del sector de cumbres de Sierra Nevada (periodo 2006-2009). En Valcárcel, M. y Carrera, P. (Eds.): *Criosferas, suelos congelados y cambio climático*. Universidade de Santiago de Compostela, 31-35.

UNA FORMA GLACIAR EROSIVA COMO INDICADORA DE CONDICIONES PALEOAMBIENTALES DURANTE EL PLEISTOCENO RECIENTE EN EL NW DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

A erosive glacier form as indicator of palaeoenvironmental conditions during Late Pleistocene in the NW of the Iberian Peninsula

M. Valcárcel ⁽¹⁾, P. Carrera Gómez ⁽¹⁾, R. Blanco Chao ⁽¹⁾

(1) Departamento de Xeografía. Universidade de Santiago de Compostela (España). marcos.valcarcel@usc.es

Abstract: This work focuses on the occurrence of glacial erosion forms known as *breitböden* in the NW of the Iberian Peninsula. This type of erosional landforms is related to active glaciers of the "breitbodengletscher" type, and is considered as an indicator of cold based glaciers. These conditions indicate the need of continuous permafrost for their development. Other evidence, such as the presence of block fields, reinforces this interpretation, which matches with the palaeo-climatic model for the Late Pleistocene previously developed for this area.

Palabras clave: Breitböden, Breitbodengletscher, Paleoambiente
Key words: Breitböden, Breitbodengletscher, Palaeoenvironment

1. INTRODUCCIÓN

Hofmann (1992) y Lehmkuhl (1992) señalan que el término *breitböden* fue introducido por Hövermann (1974) para describir las formas de erosión glaciar originadas por antiguos glaciares de escape en el ámbito del Acker-Bruchberg (Montañas Harz, Alemania). Se trataría de "superficies ensanchadas triangulares que convergen hacia abajo, hundiéndose marcadamente en su parte inferior, mientras que en su parte superior se fusionan de forma más o menos marcada con su entorno. Los límites laterales normalmente están definidos por pequeños arroyos que se encuentran algo incididos, quedando muy marcado el borde con la ladera vecina. Pero también pueden ser, dichos surcos, muy poco marcados, o estar totalmente ausentes" (Hövermann, 1974; Fig. 1). Según Lehmkuhl (1992), y a diferencia de los circos glaciares, los *breitböden* no presentan sobreexcavación y sus medidas oscilan entre los 0,5 y los 2,5 km en su parte más ancha. Estas formas *breitböden* fueron definidas, pues, como formas de erosión glaciar, y se

han descrito como formas fósiles en las montañas Tabai Shan (Rost et al., 1991; cf. Lehmkuhl, 1992), Helan Shan (Hofmann, 1992) y como formas activas en Spitzberg y norte de Canada (Hövermann, 1974), y en las montañas Qilian Shan y Kumlun Sham (Lehmkuhl, 1993), recibiendo los glaciares asimilables a estas formas la denominación de *breitbodengletscher*, y siendo para este último autor una variedad de glaciares de pared, según la tipología de Schneider (1963).

El hecho de haber sido descritos como formas actuales permite definir las condiciones ambientales en las que son activos. En su momento fueron clasificados como glaciares "fríos" relacionados con condiciones climáticas frío-áridas (Hövermann, 1974). Las observaciones sobre *breitbodengletscher* activos coinciden con esta apreciación, con temperaturas estimadas para la línea de equilibrio glaciar (ELA, *Equilibrium Line Altitude*) que oscila, en los glaciares actuales, entre -8,5 °C de las montañas Kunlun Shan y -7,9 °C de las montañas Qilian Shan (Lehmkuhl, 1992). De esta manera, la presencia de formas de este tipo

sería un posible indicador de la presencia de glaciares de base fría, donde la temperatura del hielo en el lecho del

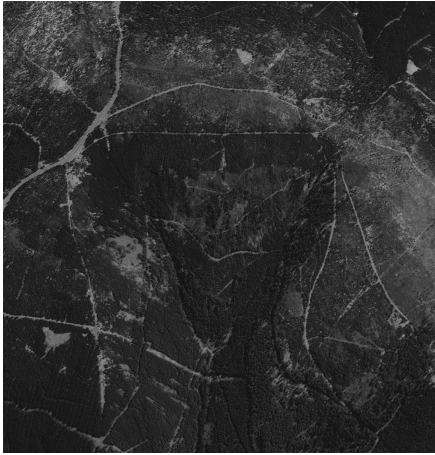


Fig. 1. Forma breitbodem descrita por Lehmkuhl (1991) en la cabecera del valle del grosses Sösetal (Beckerhai, Montañas Harz, Alemania).

glaciar queda por debajo del punto de fusión por presión (Wilhelm, 1975). Esto explicaría la profusión de agua en superficie que se canalizaría por los laterales de la lengua glaciar en forma de triángulo invertido.

En el presente trabajo se cita la presencia de formas de erosión glaciar interpretadas como formas *breitböden* (Fig. 2).

2. FORMAS DESCRITAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Este tipo de formas fueron descritas previamente en la Sierra de Xistral, al norte de la provincia de Lugo (Valcárcel, 1998). En el presente trabajo se añade su descripción en la Sierra de Teleno y en la Sierra de la Cabrera. En los tres casos se trata de macizos montañosos donde se ha descrito la presencia de glaciario pleistoceno asociado al último ciclo glaciar (ej. Llopis y Fontboté, 1957; Schmitz, 1969; Alonso, 1982).

En Xistral los glaciares desarrollados en el momento de máximo avance se corresponden a casquetes con prolongación

en lenguas. Se originaron a partir de la acumulación sobre las superficies de cumbres y el descenso de pequeños



Fig. 2. Vistas de una de las formas descritas en el trabajo, localizada en la cabecera del valle del rio Eume (Sierra de Xistral, Lugo).

glaciares de "escape" (*oulet glaciers*) que se canalizaron a través de los valles preglaciares de escasa pendiente (Valcárcel, 1998). Por ésta razón las formas de erosión glaciar están poco desarrolladas. No se puede hablar de auténticas artesis glaciares, ya que los hielos se limitaron a arrastrar los materiales preglaciares, acumulándolos en morrenas frontales y de fondo. La presencia de un *icefield* o *calotte* somital no propició tampoco la génesis de auténticos circos. Es presumible que sobre las laderas de las cimas más elevadas, como Cuadramón o Xistral, no se produjese la acumulación de hielo suficiente para originar estos. Más bien los hielos se asentaron sobre las superficies

aplanadas situadas un escalón más abajo, dejando en resalte a aquellas como nunataks y realizando una labor de conservación del relieve, más que de erosión de este.

Únicamente en un momento posterior al máximo es posible que los glaciares retrocediesen hasta abandonar el fondo de los valles, pero conservando aún pequeñas lenguas de escape que modelaron formas *breitboden* adosadas a las laderas que miran al NE. Las formas más nítidas se sitúan en el valle del Eume (Fig. 2), aunque son reconocibles en otros puntos de la sierra, y su presencia supone que el glaciario desarrollado en ese momento requeriría unas condiciones de frío intenso y relativa sequedad. El momento de máximo avance reconocido en Xistral debe corresponderse con el máximo avance reconocido en otros espacios glaciados del NW peninsular —en concreto Sierra de Ancares, Montes de O Cebreiro y Sierra de Oribio y Courel, estudiados con anterioridad por nosotros (Valcárcel, 1998) y estaría condicionada su presencia por unas condiciones frías, pero sobre todo por una alta niviosidad. En respuesta a los mismos mecanismos presentes en otros sectores, el ascenso progresivo de la ELA supuso primero el retroceso de las masas glaciares hasta las partes superiores y en último término la extinción de estas. Este ascenso ha sido relacionado con una severa restricción del ciclo hidrológico, ya que se da cuando se alcanzan los valores de temperatura más bajos de todo el Pleistoceno Final (Valcárcel, 1998).

Hay que recordar que la Sierra del Xistral es el primer obstáculo montañoso que encuentran las borrascas a su paso por el NW y que actualmente es uno de los espacios más lluviosos y húmedos de Galicia, encontrándose expuesto a todas las influencias húmedas. Sin embargo, la situación tanto de la Sierra de Teleno como la de la Cabrera es mucho menos expuesta a estas influencias oceánicas. Esto no fue óbice para que durante el Pleistoceno reciente los glaciares se extendieran por

sus cimas y bajasen canalizados por los valles preglaciares. Pero en los dos casos la presencia de extensas superficies ocupadas por campos de bloques parece indicar una fase muy fría posterior al máximo avance. Si el modelo desarrollado para el NW ibérico es aplicable a este sector más alejado de la influencia oceánica entonces debemos suponer que esta fase glaciario se correspondería con el momento más frío del último ciclo glaciario, acompañado de una restricción del ciclo hidrológico que haría que los glaciares fueran menos extensos pero que el cinturón de suelos congelados descendiese en altitud.

3. CONCLUSIONES

A la vista de la presencia de estas formas de erosión glaciario características de condiciones frío-secas se puede plantear la posibilidad de que en el NW ibérico se diesen, puntualmente, las condiciones necesarias para la génesis de un glaciario de base fría, lo cual concuerda con el modelo previo de reconstrucción de las paleotemperaturas realizado a partir de otro tipo de información paleoclimática.

Agradecimientos

Los autores agradecen al profesor Ulf Kossel, su colaboración en la transcripción de la bibliografía en alemán, así como sus consideraciones sobre la naturaleza de estas formas.

REFERENCIAS

- Alonso, F. 1982. Observaciones sobre la morfología glaciario de la Sierra del Teleno. *Anales de Geografía de la Universidad Complutense* 2, 85-98.
- Hofmann, J. 1992. Investigations of present and former periglacial, nival and glacial features in Central Helan Shan (Inner Mongolia/Peoples Rep. of China). *Zeitschrift für Geomorphologie N. F. Suppl. Bd.* 86, 139-154.
- Hövermann, J. 1974. Neue Befunde zur Pleisozänen Harz-Vergletscherung. *Abh. d. Braunschweigischen Wiss. Geellschaft* 24, 31-52.
- Lehmkuhl, F. 1991. Breitböden als glaziale erosionsformen ein bericht über vergletscherungstypen im Qilian Shan und im

- Kunlun Shan (China). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 27-28., 51-62.
- Llopis, N. y Fontboté, J. M. 1957. Estudio geológico de la Cabrera Alta. León. *Geographica* 4 -5, 8-58.
- Rost, K.T. 2000. Pleistocene palaeoenvironmental changes in the high mountains ranges of central China and adjacent regions. *Quaternary International* 65-66, 147-160.
- Schmitz, H. 1969. Glacialmorphologische untersuchungen in Bergland. Nordwestspanien (Galicie-León). *Kölmer Geographische Arbeiten*, 2.
- Schneider, H.J. 1963. Die Gletschertypen. Versuch im Sinne einer einheitlichen Terminologie. *Geographische Taschenbuch* 1962-63, 276-283.
- Valcárcel, M. 1998. *Evolución geomorfológica y dinámica de las vertientes en el NE de Galicia. Importancia de los procesos de origen frío en un sector de las montañas lucenses*. Tesis doctoral. Universidade de Santiago de Compostela.
- Wilhelm, F. 1975. *Schnee-und Gletscherkunde*. Walter de Gruyter, Berlin. 433 pp.

SESIÓN XI. GEOMORFOLOGÍA PARA EL DESARROLLO SOSTENIBLE

CRECIDAS FLUVIALES EN LA CUENCA SEMIÁRIDA DEL PUANGUE EN CHILE, UNA EXPLICACIÓN FUNDAMENTADA PARA LA ORDENACIÓN DEL TERRITORIO. A. Huaico-Malhue. **River floods in the semiarid basin in Puangue in Chile, a reasoned explanation for territorial planning.**

EL CÁLCULO DE GEODIVERSIDAD COMO HERRAMIENTA PARA LA GESTIÓN TERRITORIAL. R. Pellitero, F. Manosso. **Geodiversity computation as a tool for land management.**

ESTACIONALIDAD EN LA RESPUESTA EROSIVA DE LADERAS ARTIFICIALES EN UNA ESCOMBRERA MINERA CON DIFERENTES TRATAMIENTOS DE RESTAURACIÓN. S. Pérez-Domingo, E. Zlotnik, J.M. Nicolau, A. Calvo-Cases. **Seasonality in the erosion response of man-made hillslopes with different restoration treatments after mining.**

CAMBIOS MORFOLÓGICOS EN EL VALLE DE FILIÀ (VALL FOSCA, PALLARS JUSSÀ) ENTRE LOS AÑOS 2005 Y 2009. E. Rallo, R. Cosano, D. Cabés, N. Monés. **Morphological changes in Filià valley (Vall Fosca valley, Pallars Jussà) between 2005 and 2009.**

UN PROCEDIMIENTO INTEGRADO DE RESTAURACIÓN ECOLÓGICA CON BASE GEOMORFOLÓGICA. EL EJEMPLO DE LA CANTERA DE SOMOLINOS (GUADALAJARA). J.F. Martín Duque, I. Zapico, N. Bugosh, J.M. Nicolau, L. Balaguer, S. de Alba. **An integrated procedure of Ecological Restoration based on geomorphic principles. The example of Somolinos (Guadalajara, Spain).**

PATRONES DE VEGETACIÓN EN LOS TALUDES DE ESCOMBRERAS DE MINAS TRAS EL TRANSCURSO DEL TIEMPO DESDE SU RESTAURACIÓN. S. Pérez-Domingo, E. Zlotnik, E. Arnau-Rosalén, A. Calvo-Cases. **Vegetation patterns in artificial hillslopes throughout time of post mining restoration.**

CRECIDAS FLUVIALES EN LA CUENCA SEMIÁRIDA DEL PUANGUE EN CHILE, UNA EXPLICACIÓN FUNDAMENTADA PARA LA ORDENACIÓN DEL TERRITORIO

River floods in the semiarid basin in Puangue in Chile, a reasoned explanation for territorial planning

A. Huaico-Malhue ⁽¹⁾

(1) Instituto de Investigaciones Oceanológicas. Universidad Autónoma de Baja California (México), Km 107 Carretera Tijuana-Ensenada, Ensenada, Baja California, México. ana.huaico@uabc.edu.mx

Abstract: River floods in the semiarid basin Puangue in Chile, mainly affect the rural poor. This paper analyses the floods in the María Pinto municipality, and proposes strategic and territorial guidelines for the prevention of risk. This work studies the climatology, geomorphology, hydrology, hydrometeorological and the socioeconomic characteristics of the area. This knowledge of the phenomenon, on a scientific basis, is important for generating sustainability strategies.

Palabras clave: crecidas fluviales, ordenación del territorio, riesgo, estrategias, sustentabilidad.

Key words: river floods, territorial planning, risk, strategies, sustainability.

1. INTRODUCCIÓN

Uno de los fenómenos recurrentes y que afecta a población pobre y rural en los alrededores de la zona Metropolitana de Santiago de Chile, son las inundaciones en la cuenca del Puangue. El estudio nace por una necesidad de las autoridades locales del municipio de María Pinto que no contaban con las herramientas técnicas para justificar la regulación del crecimiento de los asentamientos en este sector. El contar con esta herramienta para la ordenación del territorio de manera fundamentada fue primordial para que tanto las autoridades como la comunidad local participaran en las consultas y dieran respuestas a las observaciones del plan regulador intercomunal.

En la década de los sesenta Tricart (1960) planteaba que para los futuros estudios de inundaciones se debía de comparar situaciones geomorfológicas y datos hidrológicos, ya que en ese momento los estudios no contemplaban aquellas distinciones morfodinámicas asociadas al régimen de la escorrentía, siendo necesaria una visión más integrada del fenómeno. En este trabajo se realiza un estudio integral del fenómeno de las crecidas fluviales de la

cuenca del Puangue (Fig. 1) en el Municipio de María Pinto en Chile.

Para el análisis de las amenazas se estudian las consideraciones climáticas e hidrológicas, y se aplican fórmulas hidromorfológicas para el estudio de las cuencas de drenaje (Bruniard, 1992; Ferrando, 1994), el cálculo de probabilidades (Aparicio, 1999) y la variabilidad de las precipitaciones (Ihl, 1991; Fernández, 1995)

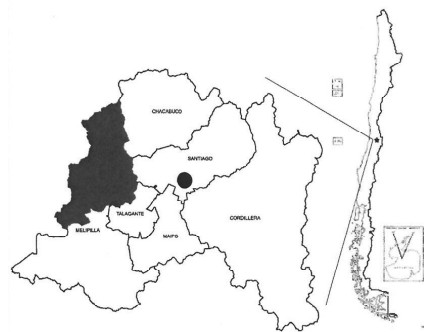


Fig. 1. Ubicación de la cuenca del Puangue en la Región Metropolitana de Santiago de Chile.

Para la espacialización del área de influencia, se estudian las formas derivadas del modelado fluvial.

El análisis toma como base los trabajos de Schumm (1977), Reineck y Singh (1980), Christofolletti (1980) y Miall (1996).

Se realiza el estudio y análisis del riesgo utilizando los trabajos de Wilches-Chaux (1989), Gray de Cerdán (1998), Cardona (2001) y Chardon (2002).

En lo que respecta a la planificación de áreas inundadas en el mundo, se toman como ejemplos los trabajos desarrollados por Løe y Wojtanowsky (2001) y Brierley et al. (2002) en los que se han aplicado conceptos básicos de geomorfología aplicados a la administración y manejo de riberas de cursos fluviales en Canadá y Australia, respectivamente.

En cuanto al desarrollo de trabajos integrados, los aportes de Aguiló et al. (1992) y Gómez Orea (1994) constituyen metodologías básicas para la planificación del territorio en este estudio, a esto se le une lo planteado por De Pedraza (1996) quien propone en forma explícita aspectos fundamentales que se deben de considerar para el análisis de áreas de inundación.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

Se analiza el funcionamiento del proceso de crecida, a través de la identificación y análisis de las variables que influyen en su desencadenamiento: la climatología, la hidrología y la hidrometeorología, a escala 1:50.000 y con base en los trabajos de Ihl (1991), Ferrando (1994), Fernández (1995), Aparicio (1999) e Inbar (2000).

La delimitación y zonificación del alcance territorial de la crecida fluvial se realiza a través de la identificación de la extensión de la sección transversal de las terrazas fluviales con base en las observaciones hechas por Araya-Vergara (1965) para los lechos fluviales de la Cordillera de la Costa de Chile Central. Conjuntamente se adicionó el análisis de los estilos fluviales, que incluye la aplicación de la noción de continuum (Schumm, 1977 y Miall, 1996). Luego del trabajo de gabinete se realizó el trabajo de campo en donde fue fundamental la participación de la

comunidad local, ya que ellos ayudaron a realizar una delimitación más precisa del área inundable aportando datos y observaciones, así como también antecedentes como fotografías y filmación de videos con respecto a las crecidas que en forma recurrente los afecta.

Ya definidas las terrazas fluviales se superpuso a la cartografía los mapas con datos de distribución de población (localidades), pobreza, crecimiento poblacional, accesibilidad y uso de suelo, definiéndose las áreas de riesgo a las inundaciones.

Luego el estudio es sociabilizado con las autoridades municipales y los habitantes, llegando a un consenso con respecto a la necesidad de incluir los resultados como insumo para el estudio del plan regulador intercomunal Melipilla-Talagante, Buin y Paine promovido por la Secretaría Ministerial Metropolitana de Vivienda y Urbanismo del gobierno de Chile.

3. RESULTADOS

El área de estudio se caracteriza por presentar condiciones de semiaridez, atenuadas por la influencia costera. Las sumatorias anuales de las precipitaciones como promedio no sobrepasan los 400 mm. Sin embargo, destacan años lluviosos en que las precipitaciones pueden sobrepasar los 650 mm como lo fueron los años 1987, 1997 y 2002, que fueron también años de crecidas fluviales.

Al interior de la cuenca se aprecia que existe a nivel local una distribución desigual de las precipitaciones. Esto se acentúa a nivel de cuenca si se comparan los registros de la estación Colliguay ubicada aguas arriba del Estero Puangue, en la que presentan con mayor incidencia las lluvias de carácter orográfico, y también se refleja en la duración de los frentes de precipitaciones.

El análisis de las características hidromorfológicas de la cuenca permitió identificar que las condiciones que presenta aguas arriba el Estero Puangue, como son

el factor de forma (compacidad), las pendientes de las microcuencas tributarias y los talwegs, desencadenan concentraciones de flujo casi instantáneo en este sector de la cuenca. Esto está corroborado por los registros de caudales que presenta esta sección y se traduce en un gran volumen de flujo concentrado aguas abajo.

El caudal mínimo con que se han producido crecidas fluviales en el Estero Puangue, es de 543 m³/s en la estación Ruta 78 (año 1997), con un período de retorno aproximado entre los 5 y 10 años, con una probabilidad anual del 13%.

Geomorfológicamente la sección del Estero Puangue en María Pinto presenta todos los elementos característicos de los ríos meandantes, presentando de acuerdo a la clasificación de Miall (1996) dos estilos fluviales. El primero de ellos “gravel-sand meandering”, asociado a difluencias con canales abandonados (paleocanales) y la segunda sección se presenta altamente incidida sobre materiales de origen volcánico, asociados a meandros, de grano fino (“fine-grained meandering”).

Se observa además una variación en la amplitud de las diferentes terrazas fluviales. Tal cambio en su extensión es posible ligarlo a los dos estilos fluviales identificados. En la primera sección, el canal se encuentra sobre materiales de origen fluvial, mientras que en la segunda sección el canal se encuentra sobre materiales de origen volcánico, por lo que en la segunda sección el canal se profundiza y disminuye la amplitud de sus terrazas fluviales.

Se identifican de acuerdo a lo planteado por Lawrence (1999) dos áreas: aquellas inundables con período de retorno inferior a los cinco años y aquellas inundables con período de retorno entre cinco a diez años. La caracterización social indica que el 84% de la población es rural, dedicándose a actividades económicas primarias, con un uso de suelo en la terraza inundable compuesto principalmente por cultivos anuales y ganadería en un 43%.

De esta manera y tras el análisis del medio construido y socioeconómico se identifican cinco zonas: localidades (población) con exposición total a las inundaciones con período de retorno entre cinco a diez años, localidades (población) con exposición parcial a las inundaciones con período de retorno entre cinco a diez años, zonas de inundaciones recurrentes (uso agrícola) con período de retorno entre cinco a diez años, zonas (uso agrícola) con suelos afectados además por problemas de drenaje y zonas (uso agrícola) con período de retorno inferior a los cinco años.

La sociabilización del estudio con las autoridades locales y los habitantes del lugar permitió tener las bases para demandar la regulación de este espacio a las autoridades regionales con respecto a un fenómeno que los habitantes de esta zona en riesgo viven de manera recurrente en el tiempo, pero que no estaba estudiado.

4. CONCLUSIONES

Para entender el funcionamiento del proceso de crecidas, no fue suficiente el estudio de los registros de precipitaciones de las estaciones ubicadas a nivel local en las áreas más afectadas por las inundaciones, por lo que fue necesario investigar las estaciones pluviométricas de toda la cuenca. En este contexto se concluye que existe una diferenciación espacial de las precipitaciones, cuyo comportamiento es muy disímil por la influencia, aguas arriba de la cuenca, de las lluvias de tipo orográfico, caracterizadas por montos de precipitaciones muy superiores que las presentadas aguas abajo. Se logra establecer que el aumento del caudal está asociado a rápidas concentraciones y velocidades que escurren aguas abajo desde la cuenca alta de recepción que, unida a las características meandantes del Estero, explican el proceso de crecida fluvial en el sector; con el estudio de la morfología fluvial se logra zonificar su alcance.

El contar con el respaldo de un informe

técnico permitió participar de una manera informada en las mesas de participación ciudadana del plan regulador al que fueron llamadas las autoridades locales, técnicos del municipio y los habitantes de las comunidades afectadas.

A través de la integración de todas las variables fue posible generar una base fundamentada para la ordenación del territorio y esto permitió generar estrategias con base sólida para la sustentabilidad.

En este trabajo se unieron tres elementos fundamentales: el conocimiento empírico de la gente que habita el lugar, el conocimiento científico-técnico y la gestión proveniente de las autoridades locales para que el estudio se realizara y se aplicara en las herramientas de ordenamiento territorial con las que cuenta el municipio en las diferentes escalas territoriales de planificación.

REFERENCIAS

- Aguilo, M., Aramburu, M.P., Blanco, A., Calatayud, T., Carrasco, R.M., Castilla, G., Castillo, V., Ceñal, M.A., Cifuentes, P., Díaz, M., Díaz, A., Escribano, R., Escribano, M.M., Frutos, M., Galiana, F., García, A., Glaría, G., González, S., González, C., Iglesias, E., Martín, A., Martínez, E., Milara, R., Monzón, A., Ortega, C., Otero, I., De Pedraza, J., Pinedo, A., Puig, J., Ramos, A., Rodríguez, I., Sanz, M.A., Tevar, G., Torrecilla, I., Yoldi, I. y Rhea, S.A. 1992. Guía para la elaboración de estudios del medio físico. Contenido y Metodología. MOPT. Madrid, 809 pp.
- Aparicio, F. 1999. *Fundamentos de hidrología de superficie*. Limusa, Noriega, México, 303 pp.
- Araya-Vergara, J. 1965. Investigaciones morfológicas y cartográficas en lechos fluviales de la Cordillera de la Costa (Chile Central-Hoya de Huenchullami). *Informaciones Geográficas de Chile*, 61-80.
- Brierley, G., Fryirs K., Outhet D. y Massey C. 2002. Application of the river styles frameworks as a basin for river management in the New South Wales, Australia. *Applied Geography* 22, 91-122.
- Bruniard, E. 1992. *Procesos y tipos de escurrimiento superficial*. Ceyne, Argentina, 124 pp.
- Cardona, O. 2001. *La necesidad de repensar de manera Holística los conceptos de Vulnerabilidad y Riesgo, una crítica y una revisión necesaria para la gestión*. Centro de Estudios sobre Desastres y Riesgos (CEDERI)-Red de Estudios en Prevención de Desastres en América Latina y Ambiente. Universidad de los Andes, Bogotá, Colombia, 18 pp.
- Chardon, A. 2002. *Un enfoque geográfico de la vulnerabilidad en zonas urbanas expuestas a amenazas naturales; el ejemplo andino de Manizales*. Universidad Nacional de Colombia, Manizales, Colombia. 173 pp.
- Christofolletti, A. 1980. *Geomorfología*. Edgar Blücher, Sao Paulo, 313 pp.
- De Pedraza Gilsanz, J. 1996. *Geomorfología: Principios Métodos y Aplicaciones*. Rueda, Madrid, 414 pp.
- Fernández, F. 1995. *Manual de climatología aplicada*. Clima, medio ambiente y planificación. Serie Espacios y Sociedades, Madrid, 285 pp.
- Ferrando, F. 1994. Métodos hidromorfométricos para determinar la erosividad en cuencas hidrográficas. *Ingeniería hidráulica en México* IX (3), 5-14.
- Gómez Orea, D. 1994. *Ordenación del territorio, una aproximación desde el medio físico*, ITGE-Editorial Agrícola Española, S.A, Madrid. 238 pp.
- Gray de Cerdán, N. 1998. Evaluación y reducción de la vulnerabilidad; un enfoque indispensable para la gestión territorial. *Estudios Geográficos* LVIV (230), 61-73.
- Ihl, M. 1991. *Cambios climáticos y patrones locales de los climas del norte chico usando imágenes NOAA/ AVHRR*. Tesis de Magister en Geografía, Universidad de Chile, 227 pp.
- Inbar, M. 2000. *Episodes of flash floods and Boulder transport in the Upper Jordan River. The hydrology-Geomorphology Interface: Rainfall, Floods, Sedimentation, Land use*. Proceedings of the Jerusalem Conference, IAHS Publ., 261 pp.
- Lawrence, L. 1999. *Environmental Geology*. Prentice Hall. Michigan, 511 pp.
- Löe, R. y Wojtanowsky, D. 2001. Associated benefits and cost of the Canadian flood damage reduction program. *Applied Geography* 21, 1-21.
- Miall, A. 1996. *The Geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer-Verlag, New York, 582 pp.
- Reineck H.E y Singh I.E. 1980. *Depositional sedimentary environments*. Springer. New York, 549 pp.
- Schumm, A. 1977. *The fluvial system*. John Wiley and Sons, New York, 338 pp.
- Tricart, J. 1960. Los tipos de lechos fluviales. *Revista geográfica Universidad de Los Andes* 2 (5-6), 7-19.
- Wilches-Chaux, G. 1989. *Desastres, ecologismo y formación profesional: herramientas para la crisis*. Servicio nacional de Aprendizaje, Popayán, 414 pp.

EL CÁLCULO DE GEODIVERSIDAD COMO HERRAMIENTA PARA LA GESTIÓN TERRITORIAL

Geodiversity computation as a tool for land management

R. Pellitero ⁽¹⁾, F. Manosso ⁽²⁾

(1) Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid. Facultad de Filosofía y Letras, Pz/del Campus s/n, 47011 Valladolid. mon@geo.uva.es

(2) Universidade Tecnológica Federal do Paraná, Campus Francisco Beltrão y Doutorado em Geografia – Universidade Estadual de Maringá, Brasil.

Abstract: Geodiversity is understood as the variety of abiotic features in a given place. Both geodiversity and biodiversity give us the Natural Diversity of a place. Several computation indexes have been developed recently in order to identify the areas of highest geodiversity, which can be a useful tool for environmental management and geotourism. Depending on the scale and previous data, direct and indirect information can be used. This work shows the geodiversity computation for three different areas: Valderejo Natural Park (Álava, Spain), Fuentes Carrionas (NW Spain) and Serra do Cadeado (Paraná, Brazil). Methodological problems, which are caused mainly by the lack of global classifications, different scales and different primary information, are presented. Moreover some practical solutions for the most common shortcomings are suggested. Finally, the ability to compare different areas, and its usefulness as an environmental management tool, is discussed.

Palabras clave: geodiversidad, geoconservación, gestión ambiental, España, Brasil.

Key words: geodiversity, geoconservation, environmental management, Spain, Brazil.

1. CONCEPTO DE GEODIVERSIDAD

Entendemos como geodiversidad la variedad de elementos geológicos, geomorfológicos, edáficos e hidrológicos existente en un territorio (Pellitero, 2011). Es por tanto un valor complementario de la biodiversidad, junto con la que conforma la Diversidad Natural (Serrano y Ruiz Flaño, 2007).

El cómputo de la geodiversidad nos permite conocer qué espacios poseen una mayor variedad o riqueza de elementos abióticos, entre los que los elementos geomorfológicos poseen una importancia esencial.

Esta riqueza se reproduce en el paisaje con una diversidad de ambientes que son el hogar de un uso social y biológico, de acuerdo con sus distintos potenciales y limitaciones.

2. METODOLOGÍA Y APLICACIÓN A DISTINTAS ÁREAS DE ESTUDIO

Existen varios métodos de cálculo de geodiversidad adaptados a distintas escalas, desde nacional (Benito-Calvo et al. 2009) hasta local (Pellitero et al. 2011). También hay variedad de fórmulas de cálculo, mayoritariamente derivadas de las formas de cálculo de la biodiversidad. Hemos calculado la geodiversidad en tres espacios diferentes en cuanto a extensión y características geomorfológicas.

El Parque Natural de Valderejo está situado en la provincia de Álava, en la Montaña Cantábrica. Se trata de un anticlinal parcialmente vaciado por la red del Ebro, que ha excavado una cluse en su flanco Sur. Entre sus formas principales encontramos las superficies de erosión kárstica, con dolinas y simas, y el sistema de terrazas en los valles, algunas de las cuales están compuestas por edificios tobáceos.

El macizo de Fuentes Carrionas alberga las mayores altitudes de la Cordillera Cantábrica después de los Picos de Europa, con picos por encima de los 2500 metros de altitud. Es un área con una variedad litológica notable, una estructura geológica compleja y una herencia glaciar, periglacial y gravitacional evidente. La altitud y las fuertes pendientes hacen que algunos procesos geomorfológicos periglaciares, nivales y gravitacionales continúen siendo activos en la actualidad.

La Serra do Cadeado está ubicada en la región Sur de Brasil, en el estado de Paraná y comprende un límite oriental de la cuenca sedimentaria del Paraná, con altitudes entre 400 e 1250 metros. Su geología está marcada por un escarpe del Triásico, alineamientos estructurales en diabasas discordantes a las diferentes capas de areniscas, arcillitas y limolitas, que poseen archivos sedimentológicos y paleontológicos desde el Paleozoico hasta el Cretácico. Reflejo de este conjunto estructural y geomorfológico, hay una gran parte de la sierra con fuertes pendientes inclinadas mientras que en el resto dominan las colinas cubiertas por una importante variedad de suelos.

Como método de cálculo hemos elegido el índice de riqueza, entendido como el número de elementos diferentes existentes en un espacio determinado. Este índice en ecología da una expresión instantáneamente comprensible de la diversidad (Saldaña et al., 2011). El índice se ha calculado a partir de mapas de extensión de cada una de las clases escogidas, siguiendo a Pellitero (2011). Mediante un SIG se ha generado un mapa ráster en el que cada píxel simboliza el número de elementos diferentes ocupando ese espacio.

En el cómputo hemos incluido todos los elementos geológicos, geomorfológicos e hidrológicos posibles para una escala determinada. La ausencia en Fuentes Carrionas y Valderejo de información sobre suelos nos ha obligado a no incluirlo en el cómputo, aunque puede añadirse

posteriormente. En el caso de la Serra do Cadeado, donde existe una falta de información de partida en la misma escala y es imposible realizar un trabajo de campo que complete esa carencia, se han usado también “factores indirectos”. Estos, si bien no constituyen geodiversidad en sí misma, sí la potencian. La pendiente es uno de estos factores. Se han añadido las áreas con pendientes mayores a 20° - lugares con mayor geodiversidad potencial- como un elemento más.

3. PROBLEMAS DE CÁLCULO DE LA GEODIVERSIDAD Y SOLUCIONES PROPUESTAS

El cómputo de la geodiversidad posee ciertos problemas con respecto al de la biodiversidad. El principal es que, a excepción de los suelos y los fósiles, no existe una clasificación universalmente aceptada para los elementos abióticos como sí existe para los bióticos, con familias, especies y subespecies. Por ello los resultados obtenidos no son en principio comparables entre áreas distintas, ya que no hay un nivel de cómputo unificado.

El segundo problema es que el mundo abiótico es muy variado y abarca varias áreas de conocimiento (geología, geomorfología, edafología son las principales). Como resultado los elementos incluidos en cada una de las clases elegidas están fuertemente condicionados por los conocimientos previos del evaluador sobre el contenido abiótico del área de estudio.

Un factor importante a la hora de calcular la geodiversidad, y que nos permite solucionar en parte el primero de los problemas propuestos, es la escala. A falta de clasificaciones, la escala permite establecer unos límites a la selección de elementos, ya que todo lo que no sea cartografiable en un mapa a dicha escala no se tiene en cuenta. Dicha escala está en relación con la extensión del área evaluada, con el nivel de detalle de la información de partida, con el nivel de detalle que nuestra

investigación previa haya podido aportar y con las posibilidades del software-hardware de trabajo.

4. CONCLUSIONES

En cuanto a las áreas de estudio el mapa de geodiversidad arroja diversas conclusiones. En el caso de Valderejo las crestas calcáreas y cabeceras torrenciales del NW son las áreas con mayor geodiversidad, así como los fondos de valle.

En Fuentes Carrionas son los circos glaciares por encima de los 2000 metros los lugares donde se concentra una mayor geodiversidad, por lo que merecen una protección adicional.

En la Serra do Cadeado la mayor variedad de elementos evaluados se concentra cerca de los escarpes, donde hay un conjunto de formas específicas como cuevas y cascadas, y también sobre los alineamientos estructurales que ofrecen un fuerte declive y formas de relieve y diversidad de afloramientos. Los valores oscilan generalmente entre 4 hasta 6 elementos por píxel.

En Fuentes Carrionas y Valderejo, a pesar de las diferencias entre ambos, la escala de trabajo es muy parecida. Debido al mayor gradiente altitudinal, que propicia más variedad de sistemas morfogénicos activos y formas heredadas, podemos afirmar que Fuentes Carrionas es un espacio más geodiverso que Valderejo.

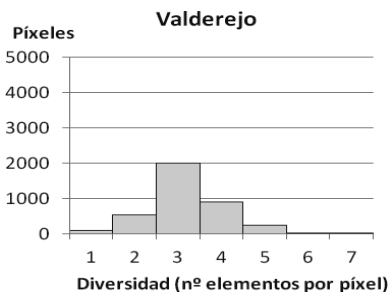


Fig.1. Histograma de geodiversidad en Valderejo.

En cuanto al método se han obtenido diversas conclusiones. La comparación

entre áreas de distinta escala no es posible. En el caso de la Serra do Cadeado la ausencia de cartografía previa en la misma escala ha impedido distinguir gran cantidad de elementos. Sus resultados solamente serían comparable a áreas analizadas a escalas próximas a 1:250.000, en ningún caso con los otros dos ejemplos.

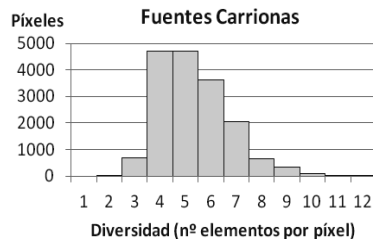


Fig. 2. Histograma de geodiversidad en Fuentes Carrionas.

Es necesario tener los elementos seleccionados para el cálculo en formato digital (*shape*) y después en ráster, para que el análisis de la variedad de elementos en cada célula de muestra (píxel) sea posible.

Por último, el cálculo de la geodiversidad presenta ciertas utilidades en la protección de los elementos abióticos. Por un lado, permite conocer a priori los espacios con una mayor concentración e interacción de los mismos. Por otro, extiende la protección potencial de elementos abióticos a todo el espacio estudiado, no solamente a lugares prefijados, como el caso de los lugares de interés geomorfológico. Además, el análisis numérico permite la evaluación objetiva de la pérdida de elementos ante una acción antrópica. Ello hace de estos análisis un buen punto de partida para el estudio de impacto ambiental sobre el medio abiótico. Por último, es una herramienta útil para la realización de planes e inventarios direccionados a la explotación de los recursos y potenciales para el geoturismo en lugares con poca o nula investigación previa, como es el caso de la Serra do Cadeado en Brasil.

Por todo ello consideramos que el cálculo

Tabla 1. Cuadro comparativo de los valores de geodiversidad en las distintas áreas estudiadas.

	Parque Natural de Valderejo, España			Serra do Cadeado, Paraná, Brasil			Fuentes Carrionas, España		
Extensión territorial	35 km ²			4.500 km ²			175 km ²		
Variedad máxima (Índice de Riqueza)	7 clases/hectárea			10 clases/11 hectáreas			12 clases/hectárea		
Extensión mínima	1 hectárea			100 ha			1 hectárea		
	(1)	(2)	(3)	(1)	(2)	(3)	(1)	(2)	(3)
Clases (1), escala (2) elementos (3) estudiados	Litología	1:50.000	10	Litología	1:250000	10	Litología	1:50.000	20
	Estructura	1:50.000	1	Estructuras	1:250000	2	Estructura	1:50.000	7
	Geomorfología	1:25.000	20	Geomorfología	1:250000	4	Edades	1:50.000	7
	Hidrología	1:25.000	2	Hidrología	1:100000	1	Geomorfología	1:10.000	84
				Fósiles	1:250000	1	Hidrología	1:10.000	5
				Suelos	1:200000	1			
				Pendientes*	1:250000	1			

* Indicador indirecto.

de la geodiversidad es una técnica que permite complementar la información previa en estudios sobre la estructura del medio físico, con el fin del ordenamiento del territorio y protección de espacios naturales.

indices in the Jarama–Henares interfluvium and Henares River valley, Central Spain. *Geomorphology* 135 (3-4), 284-294.
Serrano, E. y Ruiz-Flaño, P. 2007. Geodiversidad: concepto, evaluación y aplicación territorial. El caso de Tierras de Caracena (Soria). *Boletín de la A.G.E.* 47, 79-98.

Agradecimientos

Al Programa Movilidad de Profesores e Investigadores de Universidades Brasil-España de la Fundación Carolina y al programa FPU del Ministerio de Educación, Cultura y Deporte. Este trabajo ha sido financiado por los proyectos OAPN 053-2010 y CGL-2010-19729.

REFERENCIAS

- Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Magri, O. y Meza, P. 2009. Assessing regional geodiversity: the Iberian Peninsula. *Earth Surface Processes and Landforms* 34 (10), 1433-1445.
- Pellitero, R. 2011. Evaluación de la geodiversidad en el macizo de Fuentes Carrionas (Cordillera Cantábrica). *Avances y retos en la conservación del Patrimonio Geológico en España. Actas de la IX Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico (Sociedad Geológica de España)*. Universidad de León, 212-219.
- Pellitero, R., González-Amuchastegui, M.J., Ruiz-Flaño, P. y Serrano, E. 2011. Geodiversity and Geomorphosite Assessment Applied to a Natural Protected Area: the Ebro and Rudrón Gorges Natural Park (Spain). *Geoheritage* 3, 163-174.
- Saldaña, A., Ibáñez, J.J. y Zinck, J.A. 2011. Soilscape analysis at different scales using pattern

ESTACIONALIDAD EN LA RESPUESTA EROSIVA DE LADERAS ARTIFICIALES EN UNA ESCOMBRERA MINERA CON DIFERENTES TRATAMIENTOS DE RESTAURACIÓN

Seasonality in the erosion response of man-made hillslopes with different restoration treatments after mining

S. Pérez-Domingo⁽¹⁾, E. Zlotnik⁽²⁾, J.M. Nicolau⁽³⁾, A. Calvo-Cases⁽²⁾

(1) Departamento de Ecología, Universidad de Alcalá. Campus Universitario. Ctra. Madrid Barcelona (km.33,6) 28871 Alcalá de Henares (Madrid). silvia.pdomingo@uah.es

(2) Departamento de Geografía, Universidad de Valencia

(3) Departamento de Agricultura y Economía Agraria, Universidad de Zaragoza, Huesca.

Abstract: Conventional artificial landforms from surface mining restoration are unstable and promote gully incision in the short term. Likewise, seasonal rainfall events and torrential rainstorms under Mediterranean climates increase the risk of erosive processes. Thus, studies of erosion behaviour of these recent artificial landforms are necessary within this context. This paper aims to study the influence of different common restoration treatments on the erosion response of recent restored hillslopes during two hydrologic years and the influence of different rainfall types. Results show that each treatment has a different erosional behaviour that depends on the rainfall event characteristics. The importance of summer rainstorms is highlighted, since they produce most of the sediment transport and delivery. On the other hand, soil surface components (SSC), mainly vegetation cover, are influenced in the early stages by hillslope evolution, but later, SSC influence the erosional response.

Palabras clave: erosión, laderas restauradas, minería superficial, formas iniciales, estacionalidad

Key words: erosion, restored hillslopes, surface mining, initial man-made landforms, seasonality

1. INTRODUCCIÓN

La respuesta hidrológica y erosiva de un sistema artificial está mediatizada por las condiciones de remoción y compactación del material colocado en estos nuevos relieves. Consecuentemente, la escorrentía superficial que circula por el sistema se va a ver incrementada, resultando ser el tipo predominante de circulación de agua (Kilmartin, 1989). Por otro lado, las formas rectilíneas creadas unidas a la gran erodibilidad del sustrato, originan relieves inmaduros e inestables que muestran una gran propensión a la erosión y formación de redes de regueros (Hancock et al., 2003). A estas condiciones se añaden las características del clima mediterráneo semiárido de la región, caracterizado por una marcada estacionalidad en las lluvias y tormentas estivales de fuerte intensidad. El objetivo de este trabajo es examinar la influencia de las formas artificiales de

laderas restauradas de reciente creación y la estacionalidad de las lluvias sobre la respuesta erosiva de las laderas.

2. ÁREA DE ESTUDIO

2.1. Características generales

El área experimental se encuentra ubicada en la provincia de Teruel (Fig. 1) en el centro-este de la Península Ibérica, en la escombrera exterior de la mina a cielo abierto "Corta Gargallo Oeste", propiedad de ENDESA GENERACIÓN. S.A., en el término municipal de Estercuel (30°37'20"N, 0°37'51"O). El clima es Mediterráneo Continental, con una temperatura media anual de 14,7°C. La precipitación media anual, de 431 mm, está caracterizada por una fuerte estacionalidad.

2.2. La escombrera exterior de Gargallo Oeste

La restauración de esta escombrera durante

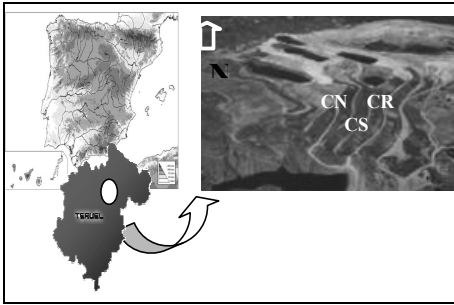


Fig. 1. Mapa de ubicación general del área de estudio (Izda.), y vista aérea de la mina a cielo abierto "Corta Gargallo W", donde se encuentra el área de estudio (Dcha.). CR, CS y CN son la laderas estudiadas.

los años 2004-2007 siguió el modelado de "talud-cuneta-berma", muy extendido en el diseño de las restauraciones mineras en España y en gran parte del mundo. En su interior se seleccionaron tres laderas con distinto tratamiento en su restauración: Una ladera reguerizada, CR, una ladera con surcos de plantación, CS, y una ladera sin los rasgos anteriores y con la mayor cobertura vegetal, CN, (Fig. 2).



Fig.2. Imágenes de las tres laderas. A la derecha CN, en el centro CS, y a la izquierda CR

Éstas presentan pendientes y propiedades físicas similares, sin embargo se diferencian en la morfología seguida en la restauración y su posterior evolución, y en las coberturas de los componentes de la superficie del suelo, CSS, (Tabla 1).

3. MATERIAL Y MÉTODOS

3.1. Registro de las precipitaciones

El registro de los volúmenes e intensidades de las precipitaciones se llevó a cabo mediante un pluviógrafo de balancines (de 0,2 mm de resolución), situado en el centro del área experimental. Éste almacena los datos mediante un data-logger modelo HOBO event (Onset®).

Tabla 1. Propiedades físico-químicas, morfológicas y CSS de las laderas restauradas

	N	CR	CS	CN
Pendiente (°)	9	15,0	16,0	17,0
Arena (%)	9	65,3	60,5	46,7
Limo (%)	9	26,7	33,5	31,4
Arcilla (%)	9	9,0	5,9	16,4
Textura	9	F-a	F-a	F
MO (%)	9	0,9	0,43	0,5
pH	9	6,5	7,1	6,9
D.A (gr/cm ³)	9	1,5	1,4	1,4

Rasgos morfológicos

Revegetación	labrado transversal	surcos/ caballones	labrado transversal
Reguerización	Si	No	No

Componentes de la superficie del suelo

Cob.vegetal (%)	10	33,6	64,4	77,6
Hojarasca (%)	10	6,4	7,6	6,8
Pedregosidad (%)	10	27,2	19,2	10,6
S.desnudo (%)	10	32,8	8,8	5,0

Abreviaturas: F-a: Franco arenosa; F: franco; MO: Materia orgánica; D.A: densidad aparente; Cob: cobertura; S: suelo; N: número de muestras.

3.2. Escorrentía y erosión

Con la intención de registrar los sedimentos producidos en las laderas tras cada evento de precipitación, se dispusieron una serie de parcelas de dos tipos en función de las características geomorfológicas. Por un lado, en la ladera de regueros (CR), se colocaron colectores con depósitos fraccionadores a la salida de regueros. Por otro lado, en las laderas de surcos (CS) y la más vegetada (CN), se colocaron colectores tipo Gerlach, entre surcos en CS, y al final de la ladera en CN. La recogida de escorrentía y sedimentos de las parcelas se realizó durante dos años hidrológicos (desde Octubre de 2008 a Octubre 2010), resultando un total de 22 eventos completos. Debido a que no siempre fue posible la recolecta de datos inmediatamente tras cada precipitación, se ha considerado como "evento" toda precipitación -con su correspondiente transporte de sedimentos- ocurrida desde

que se recogió la anterior hasta que se vuelve al campo.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. Lluvias

La tabla 2 muestra las precipitaciones divididas en cinco tipos (I, II, III, IV y V) en función de su respuesta a nivel de ladera, suponiendo así una clasificación funcional de las precipitaciones. Los cuatro primeros tipos de precipitaciones coinciden con la estacionalidad propia del clima de la zona.

Tabla 2. Características de los tipos de lluvia: precipitación total (Pt) e Intensidad máxima a los 30 minutos (I30). Definidos por la media (m), el valor mínimo (min.) y el máximo (max.)

Tipo de lluvia	Pt (mm)			I30 (mm/h)		
	m	min.	max.	m	min.	max.
I	14,9	5,4	33,0	5,9	2,4	9,2
II	21,2	10,4	39,0	4,3	2,8	6,0
III	21,7	9,4	40,8	5,7	3,2	8,0
IV	53,0	39,0	91,6	20,1	6,0	64,0
V		42,2			5,0	

Nota: Los datos se han agrupado por "lluvias" equivalentes al tiempo transcurrido entre medidas del transporte de sedimentos (ver apartado 3.2).

El *tipo I* posee el menor valor de volumen de precipitación media, y unos valores intermedios de intensidad. Tienen lugar en los temporales de Otoño. El *tipo II* cuenta con una media del volumen de precipitación con valor intermedio y los menores valores de intensidad. Se corresponde con las lluvias de invierno. El *tipo III* presenta valores intermedios de volumen e intensidad de precipitación. Esta categoría la forman las lluvias primaverales. En el *tipo IV* sus lluvias presentan los valores más elevados de volumen total y de intensidad. A este grupo pertenecen las tormentas de Verano, si bien una lluvia otoñal, debido a sus condiciones especiales, también se encuentra agrupada en esta categoría. Por último, el *tipo V* está formado por varios eventos seguidos en forma de nieve y lluvia, y por ello, al estar formado por varios eventos poco definidos, forma parte de una clasificación especial.

4.2. Estacionalidad en la erosión

En las Figs. 3 a) y b) se representan agrupados por tipo de lluvia, los valores de dispersión y tendencia central de transporte de sedimentos en CR, CS y CN, en ellas se observa que las respuestas de escorrentía son distintas en cada ladera y que éstas poseen también diferentes tasas de erosión en función del tipo de lluvia. En la Fig. 3 a) los valores de transporte de sedimentos alcanzados por CR son superiores a los de CS y CN, siendo en las lluvias de tipo IV donde se producen las mayores tasas, produciéndose el 98% del total del transporte de sedimentos en CR. Por otro lado, la Fig. 3 b) muestra que tanto CS como CN presentan valores similares de transporte de sedimentos en las lluvias de tipo II y III, pero difieren en los eventos de tipo I (con mayores valores en CN) y en las lluvias de tipo IV (con mayores valores en CS).

5. DISCUSIÓN

La ladera de regueros, CR, originó las mayores tasas de transporte de sedimentos. Esta diferencia se acentúa en la respuesta estacional, pues es en los eventos tormentosos de tipo IV donde se da prácticamente la totalidad de la producción de sedimentos. Esto es debido a que los procesos de erosión en los regueros juegan un papel muy limitado en condiciones de lluvias de bajas intensidades (Moreno-de las Heras et al., 2011), y a que en los episodios de más intensidad los flujos de escorrentía y sedimentos se concentran en los regueros, donde hay una elevada capacidad de transporte (Bouma e Imeson, 2000).

Por otro lado, la ladera más vegetada, CN, cuenta con las menores tasas de transporte de sedimentos. Estos mismos resultados de menores tasas de sedimentos se han encontrado en laderas restauradas en ausencia de regueros, donde se exponía que el sedimento se retenía dentro de la ladera (Moreno de las Heras et al., 2011).

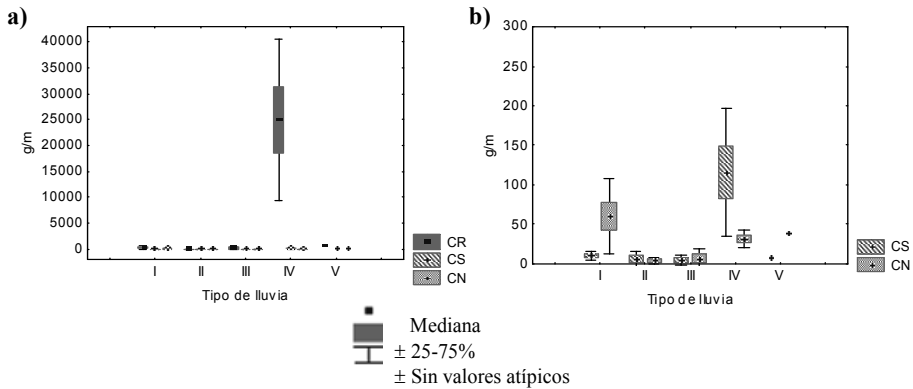


Fig. 3. Comportamiento estacional del transporte de sedimentos en las laderas (g m⁻¹). a) Mediana y percentiles 25-75% en todas las laderas CR, CS y CN. b) Mediana y percentiles 25-75% sólo en CS y CN.

Así, el efecto que ejerce la vegetación en la disminución de la erosión también ha sido constatado en estudios en áreas restauradas en este clima (Bochet et al., 2010). Por último, la ladera de surcos tiene unas tasas de transporte de sedimentos que superan a las de las parcelas de CN en los eventos de tipo IV. Esto puede explicarse ya que en los episodios de gran intensidad estos surcos de reciente formación, durante los primeros años cuentan con disponibilidad de sedimentos, que aumentan puntualmente sus consecuentes tasas de erosión.

6. CONCLUSIONES

A pesar de darse el mismo tratamiento de restauración a CR y CN, la cobertura vegetal disminuyó con la formación de los regueros en los primeros años.

La respuesta erosiva de los tres tratamientos es diferente entre sí, y se ve influida por la estacionalidad de las precipitaciones.

La ladera de regueros CR, genera las mayores tasas de erosión, sobre todo en eventos tormentosos.

La ladera vegetada CN, presenta las menores tasas de transporte de sedimentos, también en las tormentas estivales.

Por último, la ladera de surcos CS, cuenta con una disponibilidad de sedimentos que

se moviliza en los eventos tormentosos.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido posible gracias al apoyo económico de una beca FPI del programa propio de la UAH; así como del convenio de investigación entre ENDESA Generación, IPE-CSIC y UAH.

REFERENCIAS

Bochet, E., García-Fayos, P. y Tormo, J. 2010. How can we control erosion of roadslopes in semiarid mediterranean areas? Soil improvement and native plant establishment. *Land Degradation and Development* 21, 110-121.

Bouma, N.A. e Imeson, A.C. 2000. Investigation of relationships between measured field indicators and erosion processes on badland surfaces at Petrer, Spain. *Catena* 40 (2), 147-171.

Hancock, G.R., Loch, R.J., y Willgoose, G.R. 2003. The design of post-mining landscapes using geomorphic principles. *Earth Surface Processes and Landforms* 10, 1097-1110.

Kilmartin, M.P. 1989. Hydrology of reclaimed opencast coal-mined land: A review. *International Journal of Surface Mining* 3, 71-82.

Moreno-de las Heras, M., Espigares, T., Merino-Martin, L., y Nicolau, J.M. 2011. Water-related ecological impacts of rill erosion processes in Mediterranean-dry reclaimed slopes. *Catena* 84, 114-124.

CAMBIOS MORFOLÓGICOS EN EL VALLE DE FILIÀ (VALL FOSCA, PALLARS JUSSÀ) ENTRE LOS AÑOS 2005 Y 2009

Morphological changes in Filià valley (Vall Fosca valley, Pallars Jussà) between 2005 and 2009

E. Rallo ⁽¹⁾, R. Cosano ⁽²⁾, D. Cabés ⁽²⁾, N. Monés ⁽²⁾

- (1) Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional. Universidad de Barcelona. Montalegre 6, puerta 3007, 08001, Barcelona. rallo@ub.edu
 (2) Universidad de Barcelona, Facultad de Geografía e Historia

Abstract: The aim of this article is to identify morphological changes in the Filià valley (Vall Fosca, Pallars Jussà, Catalonia) caused by the construction works a ski resort, which began in 2006 and stopped in 2009. The project never became operational. Our work was conducted by comparing a 1:25,000 scale geomorphological map made in 2005. The map was realized from photo-interpretation and *in situ* observation of the modeling processes of the study area. The results show a list of altered geomorphological features –slope-breaks, elimination of solifluction lobes, loss of grass pads, cuts in moraines, ground flattening and other impacts– and are shown in detail.

Palabras clave: Vall Fosca, estación de esquí, mapa geomorfológico, glaciario, impactos antrópicos
Key words: Vall Fosca, ski resort, geomorphological map, glacierism, anthropic impacts

1. INTRODUCCIÓN

El río Filià, que drena una cuenca de 1400 hectáreas, forma un pequeño valle de origen glacial en la cabecera del valle del Flamicell, en el Pirineo noroccidental catalán.

En la parte septentrional del río Flamicell se encuentra la Vall Fosca, que debe su nombre al reducido número de horas de Sol, por la altitud de sus montañas, que se acercan a cotas de 3000 metros (Fig. 1).



Fig. 1. Mapa de situación del valle de Filià y la Vall Fosca

En 2005, la empresa Fadesa compró el proyecto Vall Fosca Mountain Resort (empezado por la sociedad Vallfosca

Interllacs) y al año siguiente inició las obras de construcción de la estación de esquí.

El proyecto incluía nuevas edificaciones e infraestructuras en el fondo del valle, afectando principalmente los núcleos de Espui y de Cabdella. Desde estos puntos saldrían los remontes hacia el valle de Filià, donde se concentraría el mayor número de pistas esquiables.

En 2008, la sociedad Fadesa se declaró en suspensión de pagos y las obras cesaron, dejando a medio construir gran parte de las edificaciones previstas, así como algunos de los remontes en la cabecera del valle.

1.1. Estudios previos

1.1.a. Estaciones de esquí en áreas de montaña

Varios autores han analizado los impactos geomorfológicos y ambientales producidos por la construcción y funcionamiento de estaciones de esquí en áreas de montaña.

Cáncer y Pérez (2001) estudiaron el impacto antrópico sobre el valle de los Campos de Troya (Pirineo aragonés) por el funcionamiento de una estación de esquí. Los resultados de dicho trabajo ofrecen

una extensa lista de actuaciones y de sus consecuencias sobre medios supraforestales, tanto ambientales como geomorfológicas. Martínez y González (2002) analizaron los impactos de la estación de esquí Valgrande-Pajares (Asturias) sobre las formas de modelado periglaciares, presentando un inventario de elementos alterados por esta causa.

Un trabajo de especial interés es el que realizaron Vielva et al. (2004), mostrando el proceso de restauración del Parque Natural de Peñalara (Madrid), después de que en 1998 se aprobara el desmantelamiento de la estación de Valcotos.

1.1.b. El modelado glaciar y periglaciar

El conocimiento de la geomorfología del área de estudio permite sentar las bases del análisis de los impactos antrópicos. Las formas del modelado en la Vall Fosca tienen su origen en el glaciario pleistoceno, que ha sido estudiado por diversos autores. Los primeros trabajos se manifiestan en el trabajo de García Sainz (1933), quien investigó la huella glaciar en el valle del Flamicell. Años más tarde salió publicada la cartografía del cuaternario a escala (E) 1:1000000 del IGME (1989). Pere Oller (1992) realizó un mapa geomorfológico de la zona, a pequeña escala, en su estudio de riesgo de aludes en la Vall Fosca. En 1994, Martí Bono y García Ruiz (Eds.) presentaban una síntesis de varios trabajos sobre glaciario en un ámbito de los Pirineos que incluye también nuestro área de estudio.

Ya en 2005, el IGME publicó el Mapa geomorfológico de España y del margen continental, también a E 1:1000000. Otros autores (Turu et al., 2011) han trabajado recientemente en el estudio del máximo alcance del frente glacial del mismo valle en el último máximo glacial.

Antes del inicio del proyecto de Fadesa, en 2005, los autores de este artículo estudiaron las formas del modelado glaciar y periglaciar en el valle de Filià, elaborando un mapa geomorfológico del

valle a escala 1:25000.

2. OBJETIVOS

El propósito de este trabajo es mostrar los cambios morfológicos ocurridos en el valle de Filià entre 2005 y 2009, después del inicio de las obras del proyecto, en 2006. Se pretende detectar las principales actuaciones que han alterado el modelado glaciar y periglaciar, y se expone un listado de las alteraciones de mayor relevancia. Los resultados también se muestran sobre la cartografía geomorfológica realizada en 2005.

3. METODOLOGÍA

El mapa geomorfológico presentado es el resultado de la combinación de análisis de fotografías aéreas (ICC, 1991), ortofotomapas (ICC, 2005) y del trabajo de campo realizado en 2005. La leyenda del mapa se basa en la propuesta por Peña (1997) y ha sido posteriormente adaptada por los autores.

A fin de obtener resultados que muestren los impactos producidos por el proyecto de las pistas, se consultó esta cartografía, y mediante nuevo trabajo de campo y fotointerpretación (ortofotomapa del ICC, 2009), se han comparado las formas de modelado en el valle en un momento y en el otro y detectado los elementos geomorfológicos que han sufrido alguna modificación no natural.

4. RESULTADOS

Cuatro de los seis telesillas proyectados en el valle de Filià fueron construidos, así como parte de uno de los dos telecabinas. Resultan cerca de 5400 m de recorrido que, sumados a las obras de acceso, han causado modificaciones importantes en el modelado del valle. A continuación se describen los de mayor relevancia y se muestran en la Fig. 2.

La instalación de al menos cuatro macro tuberías en el cauce del torrente del

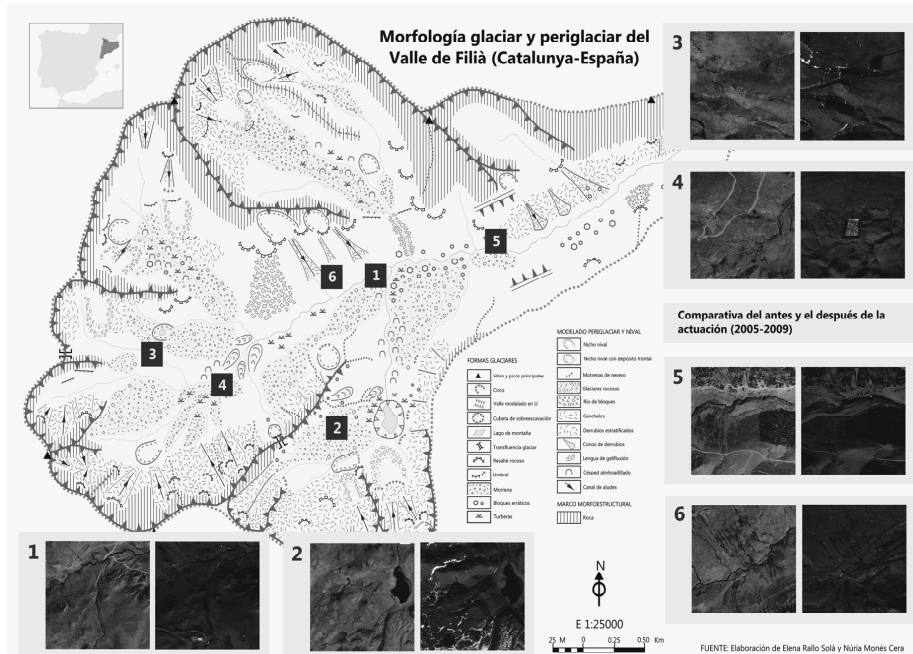


Fig. 2. Mapa geomorfológico del valle de Filià (2005) y principales elementos afectados por el proyecto Vall Fosca Mountain Resort empezado en 2006.

Barranco de la Coma de l'Estany, obstaculizando los procesos erosivos para dar paso a una pista de esquí, conlleva una modificación de la dinámica fluviotorrential de las aguas de escorrentía provenientes de la cabecera.

Tanto la pista que conduce al remonte como los caminos abiertos para la subida de materiales hasta el collado cortan partes del torrente que transcurre por la izquierda de l'Estany. Además, la morrena terminal situada al Norte de dicho torrente ha sido atravesada longitudinalmente, quedando expuesta a los procesos erosivos, que pueden llevar a su futuro desmantelamiento.

La pista que discurre al Sur de l'Estany de la Basseta corta longitudinalmente una parte de la morrena terminal donde se encuentra dicho estanque, afectando una parte de la cubeta de sobreexcavación, con las consecuencias que pueden derivarse en la dinámica fluviotorrential de la zona.

Con una extensión aproximada de 1 ha y

una profundidad de 12-15 m, ocupa un sector elevado, donde se han efectuado toda una serie de actuaciones de movimiento de tierras, degradación de suelos, eliminación de lóbulos de soliflucción, zonas de césped almohadillado, y demás formas, consecuencia de la instalación de tuberías para el transporte y distribución de esas aguas.

La pista de esquí modifica el cauce del torrente en algunos tramos, y además corta longitudinalmente la morrena terminal.

La pista principal corta dos canales de aludes, con los problemas geomorfológicos y de seguridad que pueden derivarse de este hecho.

5. CONCLUSIONES

El abandono del proyecto Vall Fosca Mountain Resort Sky motivó el estudio del impacto de las actuaciones llevadas a cabo entre 2006 y 2009, momento en que las

obras se pararon.

Como consecuencia de la construcción de remotes y adaptación de la zona a área esquiabile, se ha modificado el curso fluvial de algunos torrentes y producido cortes de vertientes, aplanamientos del terreno, cortes en morrenas y pérdida de elementos de modelado periglaciario (césped almohadillado, lóbulos de soliflucción).

Las actuaciones realizadas cuando el proyecto estuvo en marcha causaron impactos de carácter morfológico que provocan un desajuste de la dinámica natural del paisaje. Estos cambios ocurrieron en un breve lapso de tiempo -4 años- y, a falta de conocer el futuro de esta estación de esquí, el modelado seguirá transformándose.

El valle de Filià, además, queda muy próximo a la Zona Periférica de Protección del Parque Nacional de Aigüestortes y Estany de Sant Maurici, hecho que debería poner de manifiesto la necesidad de medir y prever los impactos antrópicos con el fin de preservar el patrimonio natural.

Agradecimientos

La primera autora disfruta de una beca predoctoral de la Universidad de Barcelona vinculada al Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional y al Grup de Recerca Ambiental Mediterrània.

Los autores quieren agradecer a Ferran Salvador Franch la ayuda y dedicación prestadas.

REFERENCIAS

- Cáncer, L. y Pérez, F. 2001. El impacto ambiental de las pistas de esquí en los dominios supraforestales: cambios en los paisajes rurales altimontanos. *Eria*, 56 (2001), 299-307.
- García Sainz, L. 1933: Los vestigios de época glaciario en el valle del Flamicell (Cuenca Cinca-Segre). *Publicaciones de la SGN. Serie B* 21, (volumen LXXIII), 211-237.
- ICC 1991. *Vol de Catalunya*. Escala 1:22000. Fotografías 5754-5762 y 0739-0749 (FMTN: 214).
- ICC 2005. *Ortofotomapa de Catalunya*. Escala 1:25000.
- ICC 2009. *Ortofotomapa de Catalunya*. Escala 1:25000.
- IGME 1989. Mapa del Cuaternario de España. Escala 1:1000000. Instituto Tecnológico GeoMinero de España. Madrid, 279 pp.
- IGME 2005. Mapa geomorfológico de España y del margen continental. Escala 1:1000000. Ministerio de Educación y Ciencia, Madrid, 2005, 232 pp.
- Martí Bono, C. y García Ruiz, J. M. 1994. *El glaciario sur-pirenaico. Nuevas aportaciones*. Geoforma, Logroño, 142 pp.
- Martínez, L. C. y González, L. 2002. Alteración de formas periglaciares en el entorno de la estación de esquí de Valgrande-Pajares (Asturias). En Serrano, E. y García, A. (Eds.): *Periglaciario en montaña y altas latitudes*, Dpto. Geografía, Valladolid., 53-66.
- Oller, P. 1992. *Les allaus i el seu risc a la Vall Fosca (Pallars Jussà)*. Tesina. Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, 151 pp.
- Peña, J. L. (Ed.) 1997. *Cartografía geomorfológica básica y aplicada*. Geoforma, Logroño, 227 pp.
- Turu, V., Ventura, J., Ros, X., Pèlachs, A., Vizcaino, A. y Soriano, J. M. 2011. Geomorfología glaciario del tram final de la Noguera Pallaresa i riu Flamicell (Els Pallars). *Resúmenes XIII Reunión Nacional de Cuaternario*, Andorra, 37-43.
- Vielva, J. A., Prieto, D. y Granados, I. 2004. Restauración de ecosistemas de montaña: el Parque Natural de Peñalara (Madrid, España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, 99 (1-4), 209-216.

UN PROCEDIMIENTO INTEGRADO DE RESTAURACIÓN ECOLÓGICA CON BASE GEOMORFOLÓGICA. EL EJEMPLO DE LA CANTERA DE SOMOLINOS (GUADALAJARA)

An integrated procedure of Ecological Restoration based on geomorphic principles. The example of Somolinos (Guadalajara, Spain)

J.F. Martín Duque ⁽¹⁾, I. Zapico ⁽¹⁾, N. Bugosh ⁽²⁾, J.M. Nicolau ⁽³⁾, L. Balaguer ⁽⁴⁾, S. de Alba ⁽¹⁾

(1) Dpto. Geodinámica, UCM e IGEO (UCM-CSIC), C/ J.A. Novais 2, 28040, Madrid. josefco@geo.ucm.es

(2) GeoFluv, Fort Collins, Colorado, Estados Unidos

(3) Dpto. Agricultura y Economía Agraria, Universidad de Zaragoza, Huesca

(4) Dpto. Biología Vegetal, Universidad Complutense de Madrid (UCM), Madrid

Abstract: This contribution summarises the design of a geomorphic reconstruction of a quarry in Central Spain (Somolinos, Guadalajara). It was carried out using the GeoFluv method and Natural Regrade software, for which specific research on a geomorphic analogous was done. A correct design (contour maps and 3D views), and additional considerations on geomorphic-based soil management and habitat layout, results in an integrated procedure of ecological restoration based on geomorphic principles. This is an additional example of an increasing number of applications and research initiatives which prove that the use of geomorphic criteria can achieve a truly ecological restoration of land disturbed by earth movements, specifically surface mining, which goes beyond what is termed *mining reclamation* or *rehabilitation*. This opens a whole range of applications for the science of geomorphology, addressing to the provision of new ecosystem services for human well-being on formerly degraded lands.

Palabras clave: restauración ecológica, reconstrucción geomorfológica, método GeoFluv, *software* Natural Regrade, Somolinos

Key words: ecological restoration, geomorphic reconstruction, GeoFluv method, Natural Regrade software, Somolinos

1. INTRODUCCIÓN

La aplicación de criterios geomorfológicos puede ser decisiva para garantizar el éxito de iniciativas de restauración ecológica. Este hecho es especialmente decisivo cuando las formas del terreno 'naturales' han sido alteradas por algunas actividades humanas; y cuando, en el proceso de restauración del espacio transformado -y comúnmente degradado-, es posible reconstruir nuevas formas del terreno. Así ocurre en la minería de superficie.

A pesar del significativo desarrollo que han experimentado las técnicas de restauración minera en las últimas décadas, existen aún demasiados ejemplos de fracasos de las mismas. Estos fracasos son más comunes en procesos de restauración que han tenido enfoques centrados en aspectos visuales, o bien simplemente de

estabilidad geotécnica, olvidando la resistencia ante la erosión hídrica y la funcionalidad ecológica de las formas del terreno restauradas (Nicolau, 2003).

En este contexto, el diseño y reconstrucción de formas del terreno desde una base experta (otorgada por la geomorfología y la hidrología) están mostrando ser decisivos para el manejo casi exclusivo de la escorrentía, o para la restitución de procesos ecológicos clave -tales como la funcionalidad biológica del suelo-. Ello es así porque las aproximaciones de restauración ecológica de terrenos degradados por movimientos de tierras basadas en criterios geomorfológicos recuperan la "estructura" de los ecosistemas, que se convierte en el *hardware* esencial que permite una restitución adecuada de los procesos ecológicos.

Martín-Duque et al. (2010) recogen un análisis detallado de la literatura internacional sobre restauraciones ecológicas basadas en la geomorfología, y el lector queda emplazado a ese documento para una información más detallada al respecto. En este resumen extendido se sintetiza una iniciativa de restauración ecológica reciente, basada en principios geomorfológicos, que se articula a modo de procedimiento útil para casos y escenarios similares. Esta iniciativa ha utilizado el método GeoFluvTM y el *software* Natural Regrade para el diseño de las formas del terreno (Carlson Software y Bugosh, 2005; Bugosh, 2006).

2. MEDIO FÍSICO

La cantera objeto de la actuación se sitúa a tan sólo 150 m del límite del núcleo urbano de Somolinos, al norte de la provincia de Guadalajara.

Su contexto fisiográfico es el de la denominada Sierra de Pela, una paramera desarrollada sobre rocas del Cretácico Superior en la intersección entre los Sistemas Central e Ibérico. En concreto, la cantera se sitúa en la base de la ladera de una plataforma residual (relieve tipo mesa) culminada a una altitud de 1450 m.s.n.m. Un conjunto de rocas carbonáticas culminan esta mesa y constituyen el sustrato de la mitad superior de sus laderas; por otro lado, los sedimentos fluviales de la Formación Utrillas (que fueron los beneficiados por la explotación minera) forman la mitad inferior de las vertientes. Estas zonas basales de las mesas se encuentran recubiertas por un coluvión carbonático allí donde no ha habido actividad minera, sobre el que se desarrollan regosoles coluviales.

La región tiene un inusual clima mediterráneo frío, con una temperatura media anual próxima a los 7,2 °C (Condemios, a 1316 m.s.n.m.), con inviernos largos y gélidos. La precipitación media anual oscila en torno a los 700 mm. La vegetación se caracteriza por un bosque

perennifolio calcícola de encinas, enebros, sabinas y quejigos.

Este entorno está reconocido como el Lugar de Interés Comunitario (LIC) ‘Sierra de Pela’ (ES4240007) dentro de la Red Natura 2000.

3. MATERIALES Y MÉTODOS

El método GeoFluvTM (Carlson Software y Bugosh, 2005; Bugosh, 2006) ha sido utilizado para el diseño de las formas del terreno. Desde un punto de vista conceptual, este método se pregunta: ¿cuáles serían las formas del terreno más estables en el espacio minero que precisa ser restaurado? Y una vez ‘encontradas’ esas formas del terreno, se diseñan y se construyen. La base de este método consiste pues, en primer lugar, en identificar formas del terreno que sirvan como "referentes" o "análogos" para ser replicados. A partir de su identificación es preciso medir y obtener una serie de parámetros morfológicos y climáticos (Tabla 1).

Tabla 1. Principales inputs utilizados en el diseño de la reconstrucción geomorfológica de Somolinos: (a) en el lugar objeto de restauración; (b) a partir del referente geomorfológico; y (c) a partir de otras fuentes.

Inputs (unidad de medida)	Método	Valor
(a) pendiente en la desembocadura del canal principal (%)	Clinómetro	-1
(b) longitud de cada tramo de canal 'A' (m)	Cinta métrica	12,58
(b) densidad de drenaje (m/ha)	Fotointerpretación y SIG	80
(c) precipitación de periodo de retorno 2 años y duración 1 hora (cm)	Aplicación MAXIN (de Salas y Carrero, 2008)	2,15
(c) precipitación de periodo de retorno 50 años y duración 6 horas (cm)	Aplicación MAXIN (de Salas y Carrero, 2008)	8,92
(c) coeficiente de escorrentía	Comparativa con escenarios similares (Bugosh, com. personal)	0,3

En este caso se utilizaron como formas del terreno referentes o análogas las existentes en la base de dos pequeños cerros situados

en las inmediaciones de la localidad de Atienza, a 20 km del área objeto de restauración.

Los detalles sobre la ejecución del método GeoFluv™ en el software Natural Regrade aparecen descritos en detalle en Carlson Software y Bugosh (2005) y Bugosh (2006). En este trabajo no se ha realizado modificación alguna del método, de modo que éste puede ser replicado con los parámetros que aquí se ofrecen.

4. RESULTADOS

4.1. Diseño geomorfológico

El diseño para la reconstrucción geomorfológica de la cantera de Somolinos aparece representado en las Figs. 1 y 2.

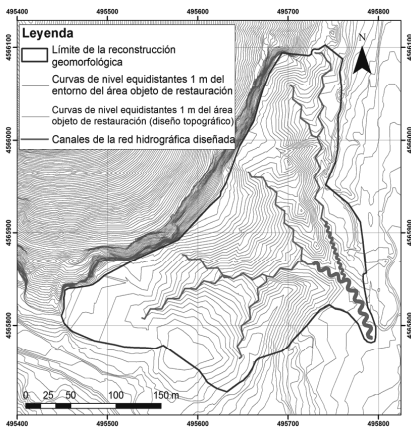


Fig. 1. Mapa de curvas de nivel del diseño de reconstrucción geomorfológica de Somolinos, ETRS 89, coordenadas UTM, zona 30 N.

Como puede verse en las Figs. 1 y 2, el diseño consta de: (a) un fondo de valle con un canal meandriforme (de perfil longitudinal menor del 4 % de pendiente); (b) una serie de canales en zig-zag, cuando la pendiente longitudinal es superior al 4%; (c) interfluvios alomados con laderas festoneadas, que definen una sucesión de *noses and hollows*.

4.2. Medidas complementarias: manejo del suelo y reconstrucción de hábitats

El diseño recién descrito se completó con

medidas subsecuentes sobre reposición del suelo y sobre revegetación.

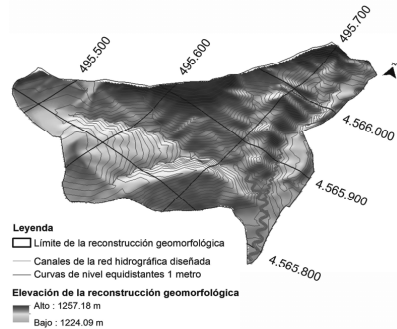


Fig. 2. Vista 3D de un MDE de la propuesta de reconstrucción geomorfológica de Somolinos, ETRS 89, coordenadas UTM, zona 30 N.

Hay que destacar que, en ambos casos, dichas rutinas tienen una indudable base geomorfológica, lo que permite que hablemos de “un procedimiento integrado de restauración ecológica con base geomorfológica”. Así, se dispuso un protocolo para la reposición del coluvión carbonático que tapizaba las laderas originales con anterioridad a la actividad minera, el cual se encontraba caóticamente dispuesto en la mina. El criterio de reposición fue el de recrear la estructura de las formaciones superficiales de las laderas originales. Las características de este material son una fuerte reacción de efervescencia con ácido clorhídrico, un pH de 8,5 y un EC de $206.9 \pm 8.2 \mu\text{S cm}^{-1}$. Este coluvión tiene una pobre fertilidad química, un contenido en materia orgánica moderado ($2.5 \pm 0.21 \%$) y un contenido muy bajo en nitrógeno total ($0.30 \pm 0.12 \text{ mg kg}^{-1}$), lo que representa una limitación para el establecimiento de la vegetación. Dado el contenido tan bajo en nitrógeno y el relativo buen estado de conservación del bosque perennifolio del entorno, las medidas de revegetación establecidas como más eficientes fueron el uso de caballos viejos, en régimen extensivo, como agentes fertilizadores y dispersores de semillas. Más allá de esta propuesta, cuya idoneidad aparece ampliamente

referida (Cosyns y Hoffmann, 2005; Wells y Lauenroth, 2007), se estima que la divergencia que se producirá en la composición de las comunidades y la estructura de los hábitats será dirigida por la heterogeneidad espacial proporcionada por el diseño geomorfológico. Así las cosas, la hipótesis es que se desarrollarán espontáneamente cuatro tipos de hábitats, de base geomorfológica: hábitat 1, asociado a los fondos de valle meandriiformes; hábitat 2, asociado a fondos de canales de trazado en zig-zag; hábitat 3, asociado a fondos de vaguadas (*hollows*); y hábitat 4, asociado a las zonas elevadas de las lomas de los interfluvios. Otra información complementaria sobre este ejemplo consiste en: (a) la cartografía del mapa de hábitats recién referido; (b) los resultados de la ejecución de las primeras fases de la reconstrucción topográfica; (c) el comportamiento de las superficies reconstruidas ante las primeras lluvias; (d) una discusión acerca de los efectos beneficiosos que tiene, sobre el suelo, el incremento de la rugosidad producido por el uso de un *bulldozer* de cadenas.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El caso descrito aquí no constituye sino un ejemplo más de un creciente número de aplicaciones e investigaciones que están demostrando la enorme contribución que la ciencia geomorfológica puede realizar al mundo de la restauración ecológica. Máxime cuando ésta afecta a terrenos transformados por movimientos de tierras, como es el caso de la minería de superficie. El caso descrito pone de manifiesto cómo soluciones de este tipo no se limitan, exclusivamente, a minimizar el impacto de la actividad minera. Por el contrario, buscan reconstruir y recrear nuevos paisajes basados en referentes o análogos geomorfológicos y ecológicos del entorno. Y éstos están destinados a proporcionar nuevos servicios ecosistémicos sobre los mismos terrenos que han tenido un aprovechamiento temporal de un recurso

(actividad extractiva).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido desarrollado en el marco del proyecto de investigación coordinado CGL2010-21754, así como del proyecto REMEDINAL 2. Ignacio Zapico forma parte del programa JAE-Predoc del CSIC. A su vez, han colaborado en distintas fases del proyecto: Cristina de Francisco, Florián García, Néstor Hernando, Ana Lucía, Cristina Martín, Sara Nyssen, Miguel Ángel Sanz, María Tejedor, Álvaro Carretero, Ruth Delgado, Juan Sanz, Rafael Anchía, José Juan Anchía, Luisa García, Francisco Delgado y la empresa MADI Jardinería y Reformas S.L.

REFERENCIAS

- Bugosh, N., 2006. *Basic Manual for Fluvial Geomorphic Review of Landform Designs*. Office of Surface Mining of the US Department of the Interior, Denver, CO.
- Carlson Software, Bugosh, N. 2005. *Fluvial Geomorphic Landscape Design Computer Software*. US Patent Office, publication number WO/2005/036331, international application number PCT/US2004/02995.
- Cosyns, E. y Hoffmann, M. 2005. Horse dung germinable seed content in relation to plant species abundance, diet composition and seed characteristics. *Basic and Applied Ecology*, 6, 11-24.
- De Salas, L. y Carrero, L. 2008. *Estimación de la intensidad máxima para una duración y periodo de retorno determinados de la España peninsular mediante la aplicación informática MAXIN*. [http://138.100.95.131/hidraulica/MAXIN_v2/MAXIN/APLICACION/principal.html].
- Martín Duque, J.F., Sanz, M.A., Bodoque, J.M., Lucía, A. y Martín, C. 2010. Restoring earth surface processes through landform design. A 13-year monitoring of a geomorphic reclamation model for quarries on slopes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 531-548.
- Nicolau, J.M. 2003. Trends in relief design and construction in opencast mining reclamation. *Land Degradation and Development*, 14, 215-226.
- Wells, F.H. y Lauenroth, W.K. 2007. The potential for horses to disperse alien plants along recreational trails. *Rangeland Ecology and Management*, 60, 574-577.

PATRONES DE VEGETACIÓN EN LOS TALUDES DE ESCOMBRERAS DE MINAS TRAS EL TRANCURSO DEL TIEMPO DESDE SU RESTAURACIÓN

Vegetation patterns in artificial hillslopes throughout time of post mining restoration

S. Pérez-Domingo ⁽¹⁾, E. Zlotnik ⁽²⁾, E. Arnau-Rosalén ⁽³⁾, A. Calvo-Cases ⁽²⁾

(1) Departamento de Ecología, Alcalá de Henares. silvia.pdomingo@uah.es

(2) Departamento de Geografía, Universidad de Valencia

(3) Estación Experimental de Zonas Áridas; EEZA-CSIC, Almería

Abstract: Artificial landforms formed by surface coal mining restoration under Mediterranean climates are vulnerable to erosional processes.

Several studies on natural semiarid areas have highlighted the relationship between processes and vegetation spatial distribution. Thus, knowledge of this relationship would allow us to improve the understanding of the evolution of artificial landforms. The present study focuses on the analysis of several artificial hillslopes – with different ages and restoration methods- and characterises the spatial vegetation pattern and its morphometry. The methodology was based on processing aerial orthophotographs. Therefore, this approach is presented as a starting point for interpreting and diagnosing restored systems functionality at slope scale.

Palabras clave: Relieves artificiales, Minería superficial, Patrón de distribución de vegetación, Procesos hidrológicos y erosivos, Metodología.

Key words: Artificial relief, Surface mining, Vegetation spatial distribution pattern, Hydrological processes, Methodology.

1. INTRODUCCIÓN

La vegetación en ambientes semiáridos está caracterizada por un patrón espacial discontinuo, debido a que -ante la escasez de recursos- manchas de vegetación y de suelo se alternan para maximizar la redistribución y captura de escorrentía y sedimentos (Imeson y Prinsen, 2004; Puigdefábregas y Sánchez, 1996). En este contexto, numerosos estudios revelan la relación entre las propiedades morfométricas del patrón de vegetación y los procesos hidrológicos y erosivos a escala de ladera (Puigdefábregas et al., 1999; Nicolau et al., 1996; Mayor et al., 2008).

Las laderas artificiales procedentes de la restauración de minería superficial, son altamente vulnerables a la erosión (Sawatsky et al., 2000), por lo que conocer los procesos hidrológicos y erosivos a través del patrón de vegetación, permitirá evaluar y gestionar desde un punto de vista funcional las restauraciones.

Los objetivos del presente trabajo son: a) aplicar una metodología de extracción del patrón de vegetación a laderas con distinta edad de restauración; b) aplicar descriptores del patrón en función sus características morfométricas.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

2.1. Área de estudio

Las cuatro laderas restauradas seleccionadas para el estudio se encuentran en la cuenca lignítfera de Teruel, centro-este de la Península Ibérica. Ubicadas más concretamente entre las comarcas de Cuencas Mineras y Andorra-Sierra de Arcos. El clima es Mediterráneo semiárido. (Fig. 1)

2.2. Elaboración de mapas de vegetación-suelo y extracción del patrón de vegetación

Para elaborar mapas de vegetación-suelo, se han utilizado ortofotografías aéreas de 0,5 m de resolución (CNIG) a las que se ha

sometido a los tratamientos digitales de la información seguidamente descritos.

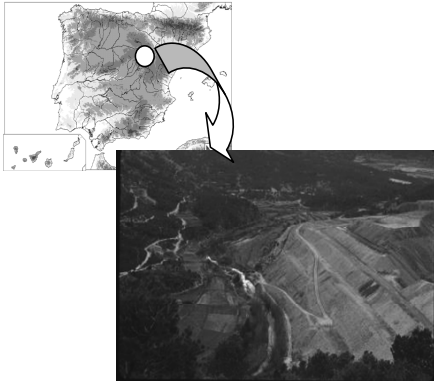


Fig. 1. Localización de la zona de estudio, y vista general de una de las escombreras restauradas. En concreto, donde se encuentra la ladera 1.

Primero, mediante el software ERDAS imagine 8.7 se ha seguido una “aproximación híbrida o mixta”, consistente en una clasificación no supervisada de las ortofotografías, que posteriormente, con el fin de discriminar mejor la vegetación arbustiva, sirvió de base para una clasificación supervisada. La confiabilidad del método se ha realizado lanzando puntos aleatorios, contrastando visualmente los mapas categóricos resultantes de la clasificación anterior con las ortofotografías originales.

Segundo, el patrón de vegetación en las laderas de estudio se obtuvo haciendo uso del software ArcGIS 9.2 ESRI®. A fin de extraer las laderas del resto de la imagen de la escombrera, se aplicó una máscara digitalizando las laderas de estudio y transformándolas a formato raster. Posteriormente, la información de los píxeles de las laderas seleccionadas se reclasificó con valor de “1”. Finalmente, los mapas resultantes de la clasificación del primer paso, junto con la máscara de las laderas de estudio del segundo paso fueron convertidos a formato vectorial, para poder extraer de ellos el área y los perímetros de los parches de vegetación.

2.3. Análisis de los datos

Los datos se han procesado con el programa STATISTICA 6.0, calculando las medias, medianas y percentiles, necesarios para caracterizar el patrón de vegetación.

3. RESULTADOS

Los mapas binarios de vegetación-suelo obtenidos a partir de las ortofotografías aéreas, muestran una escasez de parches de vegetación en las laderas restauradas (ver mapas de las laderas 1 y 2 en las Figs. 2 y 3, respectivamente).

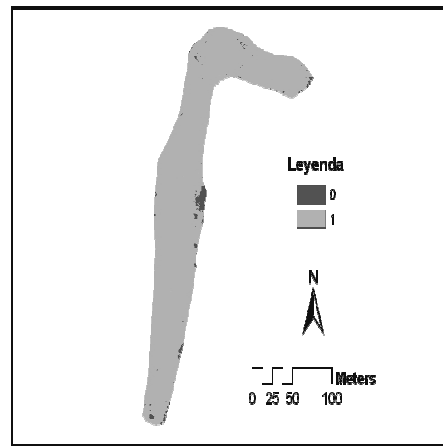


Fig. 2. Mapa binario del patrón de distribución espacial de la vegetación en la ladera 1. Leyenda: "0" vegetación, "1" espacio no vegetado.

Del estudio de las propiedades de tamaño y densidad del patrón (Tabla 1) se desprende que las manchas de vegetación son en su mayoría de pequeño tamaño, con áreas medias comprendidas en un rango desde 0,60 a 3,77 m² (Fig. 4). El percentil 75 de éstas se encuentra por debajo de entre 0,5 y 1,5 m². La densidad de parches -nº de parches/100 m² de ladera- es muy variable, abarcando valores desde 0,77 a 2,24 m².

Por último, para caracterizar la forma de los parches vegetados, se ha elaborado el ratio Perímetro-Área (RPA, ver Riitters et al., 1995), que informa sobre su irregularidad. Los mayores valores en este ratio implican mayores irregularidades. En las laderas de estudio, el RPA presenta un

rango de amplitud de 1,22 m/m², diferenciándose principalmente, debido a la influencia de las manchas de mayor tamaño.

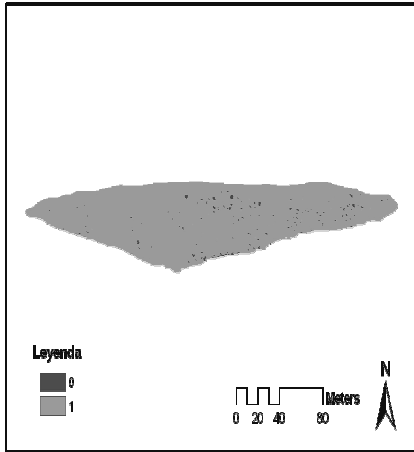


Fig. 3. Mapa binario del patrón de distribución espacial de la vegetación en la ladera 2. Leyenda: " 0" vegetación, "1"espacio no vegetado.

Tabla1. Principales características de los parches de vegetación en las laderas de estudio.

Ladera	Área media (m ²)	Área percentil75 (m ²)	RPA medio	Densidad (n° /100 m ²)
1	3,74	1,5	5,92	0,57
2	0,60	0,5	6,69	0,12
3	0,85	0,75	6,12	1,36
4	0,64	0,5	7,14	2,24

4. DISCUSIÓN

La extracción de las características morfométricas del patrón de vegetación-suelo a partir de ortofotografía aérea, se ha llevado a cabo aplicando una metodología de tratamiento de imágenes digitales, con una confiabilidad de 85% para las laderas restauradas en distintos años.

En las laderas mediterráneas semiáridas, el espacio que se configura entre áreas no vegetadas (áreas fuente) y parches vegetados (áreas sumidero), permite la redistribución de los flujos de agua y sedimentos (Lavee et al., 1998;

Puigdefábregas et al., 1999; Calvo et al., 2005) que, en último término, van a condicionar el estado de equilibrio en el sistema. Así pues, en este contexto climático, la aplicación de esta metodología a laderas restauradas podría ser el punto de partida para el estudio de sus procesos hidrológicos y erosivos a través del patrón de vegetación.

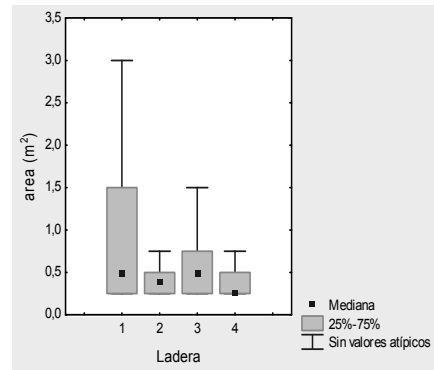


Fig.4. Medianas (barras) y percentiles 25 y 75% (barras) para el área de los parches de vegetación.

5. CONCLUSIONES

Las laderas restauradas provenientes de la minería, vulnerables a los procesos de erosión, necesitan de estudios hidrológicos que aporten una información desde el punto de vista funcional.

El estudio del patrón de vegetación permitiría avanzar en el conocimiento de la funcionalidad de los ecosistemas restaurados.

La metodología expuesta en el trabajo, de extracción del patrón de vegetación-suelo no vegetado y características morfométricas de los parches vegetados, aparece como punto de partida para el conocimiento de los procesos y gestión de laderas restauradas.

REFERENCIAS

Calvo, A., Boix, C. y Arnau, E. 2005. Patterns and thresholds for runoff generation and sediment transport on some Mediterranean hillslopes. En García, C. y Batalla, R. (Eds.): *Catchment Dynamics and River Processes: Latest Research*

- With Examples From the Mediterranean Climate Regions*. John Wiley, Chichester, 31-51.
- Imeson, A.C. y Prinsen H.A.M. 2004. Vegetation patterns as biological indicators for identifying runoff and sediment source and sink areas for semi-arid landscapes in Spain. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 104, 333-342.
- Mayor, A. G., Bautista, S., Small, E.E., Dixon, M. y Bellot, J. 2008. Measurement of the connectivity or runoff source areas as determined by vegetation pattern and topography: A tool for assessing potential water and soil losses in drylands. *Water Resources Research*, 44, [W10423, doi:10.1029/2007WR006367].
- Lavee, H., Imeson, A.C. y Sarah, P. 1998. The impact of climate change on geomorphology and desertification along a Mediterranean arid transect. *Land Degradation and Development*, 9, 407-422.
- Nicolau, J. M., Solé-Benet, A., Puigdefábregas, J. y Gutiérrez, L. 1996. Effects of soil and vegetation on runoff along a catena in semi-arid Spain. *Geomorphology*, 14, 297- 309.
- Puigdefábregas, J. y Sanchez, G. 1996. Geomorphological implications of vegetation patchiness on semi-arid slopes. En Anderson, M.G. y Brooks, S.M. (Eds.): *Advances in Hillslope Processes*. Wiley, London, 1027-1060.
- Puigdefábregas, J., Sole, A., Gutierrez, L., Del Barrio, G. y Boer, M. 1999. Scales and processes of water and sediment redistribution in drylands: results from the Rambla Honda field site in Southeast Spain. *Earth-Science Reviews*, 48, 39-70.
- Sawatski, L., McKenna, G., Keys, M.J. y Long, D. 2000. Towards minimising the long-term liability of reclaimed mine sites. En Haigh, M.J. (Ed.): *Reclaimed Land: Erosion Control, Soils and Ecology*. A.A. Balkema, Rotterdam, 21-36.
- Riitters, K.H., O'Neill, R.V., Hunsaker, C.T., Wickham, J.D., Yankee, D.H., Timmins, S.P., Jones, K.B. y Jackson, B.L. 1995. A factor analysis of landscape pattern and structure metrics. *Landscape Ecology*, 10 (1), 23-39.

PUBliCan



Ediciones

Universidad de Cantabria

Julio, 2012

ISBN 978-84-86116-54-5 25 €



9 788486 116545

www.libreriauc.es



XII REUNIÓN NACIONAL DE GEOMORFOLOGÍA
Santander, 17 - 20 de septiembre, 2012



Sociedad Española
de Geomorfología

UIMP



AYUNTAMIENTO DE
SANTANDER



GOBIERNO
de CANTABRIA