

**Guía de Excursiones de Campo**  
**XII Reunión Nacional de Geomorfología,**  
**Santander 2010-2012**



**Editores:**  
A. González-Díez,  
G. Flor Blanco  
J.R. Díaz de Terán Mira



**Autores:**

**Alberto González Díez, Gema Fernández Maroto, Mathew Doughty,  
Jaime Bonachea Pico, Juan Remondo Tejerina, José Ramón Díaz de Terán Mira,  
German Flor Blanco, Germán Flor Rodríguez, Patricio Martínez Cedrún, Viola Maria  
Bruschi**

**ORGANISMO ORGANIZADOR**

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

**PATROCINIO INSTITUCIONAL**

**Consejería de Medio Ambiente, Ordenación de Territorio y Urbanismo del Gobierno de  
Cantabria**

**Sociedad Española de Geomorfología (SEG)**

**Universidad de Cantabria**

**Universidad Internacional Menéndez Pelayo**

**© De los autores**

**Depósito Legal: SA-569-2012**



# **Excursión científica a las cuencas de los ríos Pas y Miera**

**Alberto González Díez  
Gema Fernández Maroto  
Mathew Doughty  
Jaime Bonachea Pico  
Juan Remondo Tejerina  
José Ramón Díaz de Terán Mira**

## **1. Introducción**

Esta ruta comprende los valles de las cuencas hidrográficas de los ríos Pas y Miera, así como la cuenca que vierte aguas a la bahía de Santander. Desde un punto de vista paisajístico constituye una de las comarcas de la región más representativas, tanto por las formas del relieve como por los usos del suelo. En su parte baja, en La Marina, aparece un paisaje muy antropizado, en el que dominan los usos urbanos e industriales, junto con praderías y landas; en la parte alta, en La Montaña, dominan las praderías magníficamente cuidadas, constituidas por pastizales entremezclados con retazos de arbolado caducifolio, que dan lugar a un paisaje característico y muy atractivo. En los macizos cársticos se desarrolla óptimamente el encinar cántabro (encina, laurel, madroño y especies de cortejo mediterráneo). En la zona oriental dominan las cuidadísimas praderías pasiegas perfectamente delimitadas con muros de piedra, constituidos por losas generalmente planas de roca arenisca. Al lado de las casas y cabañas pasiegas, aparecen fresnos. Por encima de las praderías, en las pendientes más abruptas y en la cima de las laderas, se mantienen restos de arbolado autóctono, en el que domina el hayedo, así como en las pequeñas vaguadas próximas al río, donde también abundan los avellanos.

Desde un punto de vista orográfico la zona se puede dividir en dos unidades: La Marina y La Montaña, separadas entre sí por un umbral morfológico, con elevaciones entre 600 y 800 metros (Ibio, 812 m; La Capia, 606 m; Caballar, 717 m) denominado Sierras de Ibio-Tejas-Dobra-Caballar, en función de la localidad en la que nos encontremos, y que cruza la Comunidad Autónoma de Oeste a Este. Al norte de este accidente se encuentra La Marina, con sierras inferiores a los 500 m, laderas poco inclinadas y valles fluviales anchos.

A medida que nos acercamos a la costa las sierras son sustituidas por llanuras. Al sur se encuentra La Montaña, caracterizada por el predominio de sierras altas (superiores a 600 m) con la superficies de cumbres (brañas) inclinadas hacia el mar, ligadas a laderas de fuertes pendientes que conectan con valles de fondo plano no muy ancho.

Las pendientes que conectan estas cimas con los valles disminuyen su inclinación progresivamente hacia el Norte, al igual que la altitud de las cumbres, lo que motiva que los fondos de los valles sean progresivamente más amplios hacia la desembocadura de los ríos, presentando una morfología típica en forma de “artesa”. El límite meridional de esta comarca se establece con la provincia de Burgos, en la Comunidad Autónoma de Castilla-León, a través de la divisoria de aguas marcada por una serie de cimas (Coterón, 1.025 m; Peña Negra, 1.498 m) y en la que Castro Valnera representa la cumbre de mayor elevación (1.707 m). La divisoria atraviesa también los puertos de montaña de El Escudo, La Magdalena, Estacas de Trueba y Lunada. El límite septentrional es el Mar Cantábrico.

La geología de esta zona (Figura 1) está caracterizada por el predominio de rocas sedimentarias mesozoicas y cenozoicas, con un enclave de rocas paleozoicas, correspondiente a un accidente tectónico, denominado Frente Cabalgante de El Escudo de Cabuérniga que contiene a los materiales paleozoicos (Heredia *et al.*, 1990). Este accidente se sitúa en las Sierras de Ibio-Tejas-Dobra-Caballar.

La característica más sobresaliente de la geología de La Marina es la presencia de rocas sedimentarias mesozoicas y cenozoicas dispuestas en pliegues y pequeños cabalgamientos de bajo ángulo que tienen una disposición en arco, con direcciones NW-SE (Heredia *et al.*, 1990). Por otra parte, abundan los diapiros salinos que rompen las estructuras antes citadas, poniendo en contacto mecánico a materiales del Cenozoico y Cretácico Medio-Superior con las arcillas, yesos y sales del Keuper. En esta zona predominan los depósitos superficiales de origen fluvial y costero, aunque localmente pueden dominar los depósitos de ladera o las arcillas de descalcificación, situadas sobre depresiones cársticas. Las laderas poseen pendientes suaves con fondos de valle muy amplios. La línea de costa presenta un perfil semi rectilíneo en el que son dominantes las formas acantiladas frente a las formas de acumulación, y donde las caídas de bloques de acantilado condicionan la evolución del litoral. Las formas de acumulación están representadas por pequeñas ensenadas, abiertas en función de las litologías menos resistentes a la erosión, así como por extensas playas o flechas de arena que, con un crecimiento en sentido E-W, son conocidas en la región con el nombre de puntales y a los que frecuentemente se le asocian campos de dunas orientados en función de los vientos dominantes. Otro rasgo significativo del litoral, son las “rasas” o antiguas plataformas de abrasión marina incorporadas al relieve continental. Se escalonan a modo de graderías entre los 220 y 1,5-3 m sobre el nivel del mar actual; presentan una superficie plana y ligeramente inclinadas hacia el mar (pendiente en torno al 2%).

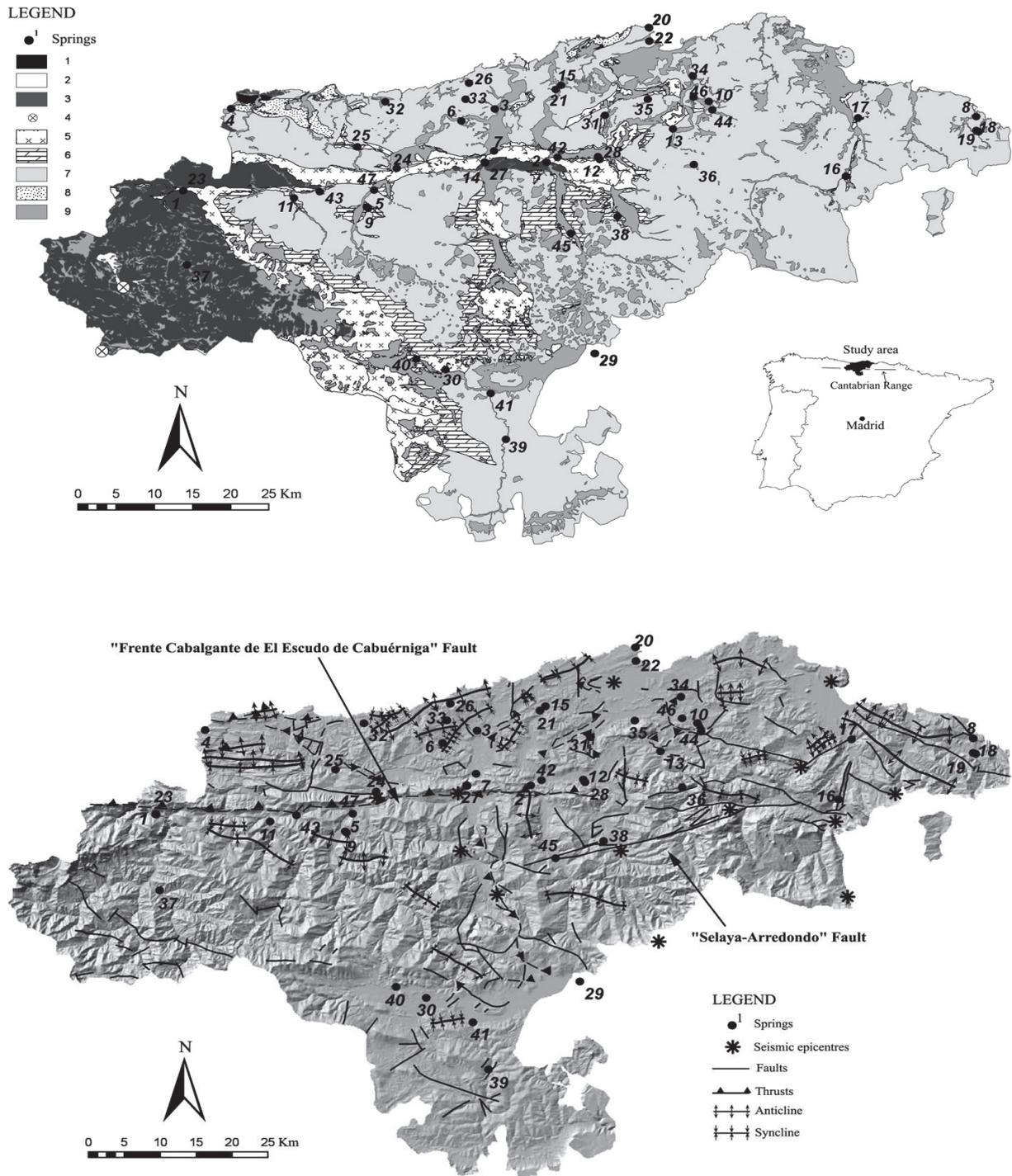


Figura 1. Superior, Mapa Geológico de Cantabria (modificado de González Díez *et al.*, 2009). 1. Cuarcitas ordovícicas. 2. Calizas, areniscas y pizarras silúricas. 3. Calizas masivas y conglomerados carboníferos. 4. Granodioritas, areniscas y limolitas pérmicas. 5. Materiales del Triásico: areniscas, limolitas y argilitas (en facies Buntsandstein); margas, arcillas, yesos y evaporitas (en facies Keuper) y ofitas. 6. Materiales del Jurásico inferior-medio: margas, calizas y dolomías. 7. Materiales del Jurásico superior Cretácico Inferior: limolitas, argilitas y areniscas (en facies Purbeck and Weald); calizas, dolomías, margas, areniscas, limolitas y argilitas del Cretácico medio-Superior. 8. Areniscas, limolitas arenosas, arenas y arcillas terciarias. 9. Materiales del Cuaternario: depósitos superficiales (fluviales, glaciares, movimientos en masa; estuarinos; costeros etc). Inferior, Mapa Estructural de Cantabria, indicando las principales fracturas, epicentros de terremotos y manantiales con medidas de <sup>222</sup>Rn.

El Frente Cabalgante del Escudo de Cabuérniga constituye una unidad alóctona, con estilo estructural propio. Corresponde a un manto de cabalgamiento con un ángulo de falla en torno a los 45°-50°, que presenta vergencia hacia el Sur. En la zona de Puente Viesgo, y ligados al plano de falla aparecen calizas carboníferas denominadas Calizas de Montaña (macizo del Monte Castillo) sobre las que se sitúan en discordancia el Triásico. Por lo que respecta a la geomorfología, la nota más característica es el Karst ligado a las Calizas de Montaña, que aparece en el Macizo de El Castillo, en cuyas cuevas aparece uno de los yacimientos más importantes del arte prehistórico de la región.

La geología de La Montaña (Heredia *et al.*, 1990) está dominada por rocas mesozoicas correspondientes al Triásico, Jurásico y Cretácico; fundamentalmente sedimentarias (areniscas, calizas, margas, dolomías, argilitas y limolitas); aunque localmente, al norte de este subdominio, aparecen rocas ígneas básicas (ofitas). El Triásico comienza con areniscas rojas en facies Buntsandstein, sobre las que aparecen algunos niveles de carniolas y arcillas rojas violáceas, con yesos y otras sales (halita) correspondientes al Keuper, que suelen estar acompañadas de grandes masas de ofitas. Sobre ellas se sitúa el Jurásico (Lías, Dogger y Malm) formado por dolomías, calizas, margas con numerosa fauna que pasan a areniscas, limolitas, argilitas y calizas en facies Purbeck y Weald (Jurásico Superior y Cretácico Inferior). Encima se sitúan los materiales correspondientes al Complejo Urgoniano y Supraurgoniano, formado sobre todo por calizas en su parte inferior y por areniscas en la parte superior. La estructura de toda La Montaña (valles del Nansa y Saja, zona central de la Comunidad Autónoma, y cuencas medio-altas de los ríos Pas, Miera y Asón) es un sinclinorio de dirección NW-SE. Éste está, a su vez, deformado por otra serie de pliegues anticlinales y sinclinales sobreimpuestos que cruzan la zona de N a S y de E a W. El estilo tectónico de esta zona es propio de un nivel estructural superficial, con pliegues de gran radio de curvatura, fallas con plano vertical y mantos de cabalgamiento con planos semi-verticalizados (situados en la zona central del sinclinorio). En estos mantos, el Keuper actúa como nivel de despegue. Ese mismo papel juega también el Keuper en algunos de los pliegues de dirección E-W, localizados al sur del sinclinorio. Las principales direcciones de fractura NNE-SSW, SSW, ENE-WSW, N-S y E-W, son coherentes con las direcciones actuales de esfuerzo propuestas para el N de la Península Ibérica, a partir del análisis de los mecanismos focales de terremotos y de la dinámica general de la microplaca ibérica. La geología de superficie está fuertemente condicionada por el desarrollo de depósitos de ladera, fluviales y glaciares.

En la zona oriental, en el valle del río Miera, la geología está dominada por el afloramiento de areniscas y calizas cretácicas dispuestas según una dirección aproximadamente N-S, e inclinadas hacia el E sobre las que se sitúa el Complejo Urganiano y Supraurgoniano. Esta disposición de las capas, inclinadas hacia el E, confiere al valle una forma asimétrica, con la vertiente occidental mucho más tendida que la oriental. Un hecho importante de la estructura geológica de este subdominio es la aparición de una importante red de fracturación de dirección E-W, que tienen su mejor expresión en la zona situada entre San Roque de Riomiera y Liérganes. El límite N, se sitúa en los alrededores de Pámanes, ligado a una estructura de tipo diapírico, formada por arcillas con yesos, sales y ofitas del Triásico.

La zona cantábrica, y en general el sector centro-oriental de la Cordillera Cantábrica, se ha considerado habitualmente como una zona de sismicidad media-baja. Según los datos del Instituto Geográfico Nacional (I.G.N.) se han registrado más de 70 terremotos desde el año 718. De estos, un 9% de los epicentros se sitúan en el área occidental de Cantabria y Asturias, un 24,2% corresponden a la zona centro-oriental de Cantabria y un 65% de los terremotos se localizan en el País Vasco. La sismicidad en el área del País Vasco es mayor que en el resto del Cantábrico; sin embargo, la magnitud máxima registrada en esa zona es de 3,8 (1966). Por el contrario, en Cantabria ha habido al menos dos terremotos de magnitud superior a 4 (1938 y 1965), ambos de intensidad VII. Para los terremotos anteriores a 1938 no se dispone de datos de magnitud y en ocasiones tampoco de intensidad, pero se han obtenido informaciones geomorfológicas (derrumbe de casas, producción de argayos) y entrevistas a lugareños que vivieron estos eventos que permiten suponer que algunos de dichos terremotos pudieron superar las intensidades antes mencionadas.

La intensidad del terremoto de 1932 pudo superar el grado VII de la escala modificada de Mercalli. La distribución de los epicentros sísmicos en la región muestra como la mayoría se sitúan sobre la traza de dos fracturas de dirección aproximada E-W, el "Frente Cabalgante del Escudo de Cabuérniga" y la "Falla de Selaya-Arredondo" (Figura 1). Una evidencia de la actividad de estas fracturas es la emisión de altas tasas de  $^{222}\text{Rn}$  en el agua de los manantiales ligados a las mismas (González-Díez *et al.*, 2009; Soto, 1990; Soto *et al.*, 1988, 1995 a y b).

Desde un punto de vista geomorfológico, esta zona se puede dividir en dos partes: la cuenca alta del Magdalena-Pas-Pisueña y el valle alto del Miera. La geomorfología de la cuenca alta del Magdalena-Pas-Pisueña está caracterizada por formas y depósitos de origen glaciar, vertiente y fluvial. En las cumbres dominan las formas y depósitos glaciares. En la cuenca

del Magdalena, bajo la sierra del Mediajo Frío, aparecen numerosos rasgos glaciares, entre los que destacan morrenas de fondo y algunas morrenas laterales y frontales bastante erosionadas. Muchos de estos rasgos han sido destruidos por la actuación de grandes deslizamientos. En las laderas los movimientos en masa se han originado fundamentalmente sobre los materiales de las facies Keuper, Purbeck y Weald, así como a partir del desmantelamiento de depósitos glaciares; en el fondo del valle aparecen los procesos fluviales. Son de destacar los grandes deslizamientos del puerto de El Escudo, Alceda-Ontaneda, Villafufre, San Martín de Toranzo, Corvera de Toranzo, Santibáñez de Carriedo y la Peña de Carcaval. Los rasgos fluviales dominan en los valles de los ríos Pas y Pisueña, en donde los aluviones y terrazas tienen un desarrollo bastante considerable. Ligados a los afloramientos de rocas carbonatadas jurásicas aparecen formas debidas a la disolución superficial de estos carbonatos. Se trata de campos de dolinas y lapiazes, a menudo, semicubiertos por suelos. El tipo de roca y su forma de aparición impide el desarrollo de grandes cavidades en su interior.

En el valle del Miera están ampliamente representados los modelados kárstico y glaciar. Debido a la extensión de los afloramientos de calizas del Complejo Urgoniano y Supraurgoniano, las formas cársticas abundan en todo el valle. Son de destacar los campos de dolinas del macizo de Mortesante y Las Enguizas y los del macizo de Picones. En la zona alta existen formas glaciares diversas muy bien conservadas, entre las que destacan las morrenas laterales. La cabecera propiamente dicha presenta varios circos y restos de morrenas centrales y de fondo muy bien conservadas. Los procesos de ladera alcanzan cierta importancia entre el área de Ajanedo y Mirones, destacando los numerosos deslizamientos que se producen sobre los materiales de origen glaciar y la formación de Canchales.

## **1.2. Características más relevantes de los procesos dominantes en la zona**

### **1.2.a. Fluvial**

Los ríos de la Cornisa Cantábrica son cortos y en general de alta energía, presentando dos grandes tipos de orientaciones: a) ríos que se encajan en grandes accidentes corticales como son las fracturas o los pliegues alpinos, con orientaciones E-W, y que acomodan su trazado a la geometría de las depresiones terciarias cuando las atraviesan;- b) ríos con una orientación N-S, que son la mayoría, y que cortan a las estructuras geológicas subyacentes a favor de fracturas. Presentan pendientes elevadas apareciendo tramos meandriiformes solamente en la desembocadura.

Se han identificado diferentes tramos en el trazado de los cursos principales diferenciados en función de las características que presenta el canal fluvial. El cambio en los tramos coincide con fracturas que cortan al cauce de manera aproximadamente perpendicular.

En la parte alta presentan un fuerte encajamiento y una traza bastante rectilínea, condicionada por la estructura del sustrato, las pendientes son fuertes (superiores al 0,3%). La llanura aluvial es casi inexistente y cuando aparece es muy estrecha, conectada con laderas de fuerte pendiente que llegan hasta las cumbres de 900 a 1.300 m que rodean la cabecera. En algunos casos, sin embargo, se aprecia que la red presenta una traza de tipo dendrítico; esto coincide en general con zonas en las cuales el espesor de material de cobertera es apreciable, por lo que la influencia del sustrato queda muy amortiguada.

En la parte media suelen presentar cauces que oscilan entre meandriforme, lineal-meandriforme, o trenzado, dependiendo de la pendiente y de las condiciones geológicas del sustrato. Las pendientes oscilan entre 0,3% y 0,15%. El fondo de valle (llanura aluvial y terrazas) empieza a presentar un cierto desarrollo a medida que desciende el curso. La red hidrográfica en este sector no parece estar demasiado condicionada por la red de fracturas, salvo en algunos cursos de la ladera oriental.

La zona de cauces trenzados presenta, como es habitual en estos casos, multitud de islas y barras de cantos y gravas, así como algunos depósitos de "point bar" en las zonas marginales. Ligeramente por encima de estos canales, a alturas que pueden alcanzar 1 m, se sitúa la llanura de inundación estacional, que es ocupada por los flujos de invierno-primavera, al menos en parte, prácticamente todos los años. Entre 1 y 1,5 m por encima de este nivel se encuentra una llanura de inundación ocasional (o terraza baja, pero que no está numerada como tal en la secuencia que se describe más adelante), que se ve afectada por crecidas con una periodicidad aproximada de 20-30 años.

En la parte baja el trazado es meandriforme con valles fluviales amplios y bien desarrollados con terrazas adosadas en los extremos conectando con las laderas. Las pendientes son inferiores al 0,1%.

Los perfiles longitudinales se ajusta a la función exponencial, con un tramo bajo-medio de pendiente suave y un tramo medio-superior donde la pendiente aumenta de forma acusada. Los primeros puntos de inflexión que claramente aparecen se sitúan en el cauce alto del río, con saltos relativos de unos 5 m, que parecen estar determinados principalmente por discontinuidades litológicas.

Existen una serie de surcos o cuencas bien definidas, donde el espesor del aluvial es considerablemente mayor que en las zonas adyacentes, en algún caso llegan a superar los 50 m por debajo del nivel del cauce. Los límites de estos surcos parecen corresponder con algunas de las fallas importantes anteriormente mencionadas, que en ocasiones también corresponden, como ya se ha dicho, a límites entre tramos del curso fluvial con diferentes características del canal o de la pendiente. El sentido de desplazamiento de esas fallas se puede deducir a partir de la estructura geológica o del espesor del aluvial, apreciándose que en ambos casos son coincidentes.

Todos los niveles de terrazas muestran un aumento de altura sobre el cauce desde la desembocadura hacia la cabecera, lo que sugiere que ha habido un basculamiento general hacia el litoral (González-Díez *et al.*, 1996a). Se han identificado 6 niveles de terraza (González-Díez *et al.*, 1996a) que presentan continuidad en toda la cuenca, cuyas alturas promedio sobre el nivel del cauce y edades son: 2,5 m (130 B.P.) 10 m (2.700 B.P.), 15 m (4.900 B.P.) 20 m (5.500 B.P.), 35 m (> 47.000 B.P.) y 63 m (90.000-120.000 B.P.). También se han identificado hasta 4 niveles de superficies más antiguas que las terrazas (González-Díez, 1995), a partir de las cuales se ha podido establecer de manera aproximada la posición de los cauces contemporáneos con ellas. Dichas posiciones estarían aproximadamente a 125, 250, 600 y 800 m sobre el cauce actual.

Los niveles de terrazas más altos (6 y 5) presentan evidencias de deformación y basculamiento por acción de algunas fracturas. Esas fracturas, según se ha indicado, también han afectado al curso de agua y al prisma aluvial y ponen de manifiesto la existencia de bloques con movimiento diferencial hasta épocas bastante recientes.

Se han podido establecer las tasas de incisión para el cauce fluvial en diferentes periodos. Dichas tasas han variado entre 0.2 y 12.5 mm/año, con un valor promedio de 0.5 mm/año para los últimos 100.000 años.

### **1.2.b. Glaciarismo**

La presencia de rasgos de tipo glaciar-periglaciar es frecuente en el área objeto del recorrido, a partir de altitudes del orden de 800 m, si bien existen algunas formas y depósitos que pudieran deberse a este tipo de procesos hasta niveles de unos 600 m. Dado que las altitudes en la zona aumentan de N-S, la abundancia de rasgos glaciares-periglaciares sigue, como es lógico, una pauta similar.

Se observan abundantes evidencias de procesos periglaciares actuales (canchales activos, césped almohadillado, suelos poligonales) a altitudes superiores a los 800 m, siempre en zonas de cumbres. Estos rasgos son siempre de carácter puntual.

Los rasgos glaciares presentes se pueden clasificar en cuatro grupos:

El grupo I, situado entre 1.000 y 1.300 m de altitud, está constituido por pequeños nichos de nivación post-glacial, correspondiente sobre todo al final del Dryas III o al Pre-Boreal (10.000-11.000 B.P.). Este grupo sería equivalente a la fase postglacial establecida en Asturias por Jiménez Sánchez (1994) y a la fase de glaciares rocosos del Pirineo (Bordonau, 1992).

El grupo II, con altitudes entre 975 y 1.325 m, está formado por circos con buen grado de conservación en formas y depósitos, pudiera corresponder al pico frío de 13.000-16.000 B.P. Nuevamente se encuentra un paralelismo con la fase de glaciares de altitud del Pirineo (Bordonau, 1992) y con la Fase III de Jiménez Sánchez (1994) en Asturias.

El grupo III, cuya altitud oscila entre 650 y 1.000 m, está formado por circos peor conservados y con restos de materiales morrénicos de difícil identificación, podría haberse formado durante los mínimos glaciares relativos identificados por Bordonau (1992) hacia 26.000 y 31.000 B.P., lo cual coincide con la edad propuesta para la Fase II en Asturias (Jiménez Sánchez, 1994).

Por último, el grupo IV, situado a altitudes entre 725 y 800 m, indicando condiciones glaciares más intensas, está muy mal conservado y sin ningún resto de sedimento de posible origen glaciar, podría corresponder a una fase más antigua, probablemente la de 45.000-50.000 B.P. señalada en el Pirineo y en Asturias (Bordonau, 1992; Bordonau et al., 1992; Jiménez Sánchez, 1994) y denominada como Fase I por esta última autora.

### **1.2.c. Movimientos de ladera**

La distribución de los “argayos” (denominación aceptada por la RAE y de uso más frecuente en el lenguaje común) presenta claras relaciones con ciertos factores condicionantes. Cerca de la mitad de las coronas de los argayos que afectan al sustrato están directamente relacionadas con alguna fractura. Las litologías más susceptibles a la aparición de argayos son, sobre todo, las facies Weald, Purbeck, y Keuper. Las laderas con pendientes superiores al 12% son las que presentan mayores posibilidades de presentar inestabilidad. Las

combinaciones litología/pendiente que, con gran diferencia, han experimentado inestabilidad en mayor medida son Purbeck, Weald y Keuper en laderas del 12-29 %.

Se ha establecido una cronología para los argayos existentes en la zona, entre los cuales se han identificado 10 grupos, correspondientes a edades comprendidas entre los siguientes intervalos temporales: 0-25; 25-200; 200-3.000; 3.000-5.000; 5.000-5.500; 5.500-15.000; 15.000-30.000; 30.000-50.000; 50.000-120.000 y > 120.000 años.

Esta cronología se ha comparado con la propuesta por otros autores para diversas regiones europeas y se han encontrado diferencias apreciables. Sin embargo, en todos los casos analizados aparece un periodo de actividad importante de argayos durante el Pre-Boreal/Boreal, hacia 10.000-7.000 B.P., aproximadamente.

Se han podido determinar los principales factores desencadenantes de argayos en los diferentes intervalos cronológicos establecidos. Para los dos más antiguos (> 50.000 B.P.) la incisión del cauce fluvial parece haber sido el principal factor. Para los demás grupos, parece existir una relación entre periodos de incremento de las precipitaciones y mayor actividad de los argayos. Además, se identifica hacia 5.000-5.500 B.P. un episodio de alta intensidad de movimientos que muy probablemente estuvo causado por actividad sísmica (González Díez, 1995, González-Díez *et al.*, 1996b, 1999). Por otro lado, hacia esas fechas también se detectan las consecuencias de la intervención humana durante el Neolítico. La influencia de la intervención humana es todavía más patente en los últimos 200 años.

Se ha podido establecer la persistencia como rasgos visibles en el paisaje de depósitos de argayos de ciertas dimensiones. Esa persistencia no sería superior a 5.000 años para argayos de menos de 1 ha o de 80.000 años para los que tienen menos de 10 ha. Las tasas de movilización por argayos y de denudación parecen haber permanecido, a grandes rasgos, constantes en la zona a lo largo del periodo considerado, salvo a partir del momento en el que se comienza a detectar una influencia humana importante, hace algo más de 5.000 años. Esta influencia se ha traducido en un aumento de dichas tasas por un factor de 10-20.

#### **1.2.d. Carst**

Las formas cársticas superficiales presentes en la zona están representadas por lapiaces y dolinas. Las primeras aparecen muy bien desarrolladas. Las dolinas son muy abundantes sobre las calizas carboníferas, calizas jurásicas, y calizas cretácicas, llegando en ocasiones a alcanzar dimensiones superiores a los 500 m de diámetro. Los campos de dolinas más

extensos y con mayor densidad se encuentran en la zona oriental de la región (cabecera de las cuencas de los ríos Pisueña, Miera, Asón, etc).

Las formas endocársticas también están bien desarrolladas. En las calizas carboníferas el grado de carstificación es muy importante, apareciendo cavidades de grandes dimensiones, como por ejemplo las cuevas de Puente Viesgo. Ciertas cavidades presentes en la zona presentan sedimentos y restos arqueológicos, algunos de los cuales corresponden a ocupación humana que se remonta al Paleolítico Medio-Superior, lo que permite utilizarlos como elemento de datación que ayuda a la comprensión de la evolución temporal del relieve.

La cavidad más importante de todas, tanto por su calidad como por la cantidad de investigaciones prehistóricas efectuadas en ella, es la de El Castillo, situada en la localidad de Puente Viesgo. Esta cavidad está a unos 125 m de altura respecto al nivel del canal del río Pas. La sucesión estratigráfica aquí presente muestra una serie de 18 m de potencia en la cual se han identificado 26 niveles arqueológicos. El nivel 23, está constituido por una costra carbonatada que se sitúa próxima al sustrato rocoso. Este nivel se ha datado mediante series de uranio en  $89\pm 11$ ka. La época de formación de este nivel se ha interpretado como correspondiente al interglacial de Riss/Würm.

Como se comentará más adelante, dentro del apartado dedicado al análisis de los rasgos fluviales, el nivel de terraza más alto de los identificados aquí es el nivel 6 y se sitúa en esta zona a unos 30 metros por debajo de la cavidad de El Castillo (González Díez, 1995). La edad de este nivel se ha estimado mediante métodos relativos en unos 120.000 años B.P, como se discute más adelante. En el área se han identificado, por otra parte, cuatro niveles de superficies antiguas, la más moderna de las cuales se sitúa a 46 m por encima de la terraza 6.

La cavidad, por tanto, ha de ser posterior a la formación de la superficie antigua 4 y presumiblemente anterior a la terraza 6, si bien esto no puede afirmarse con seguridad. Parece, por tanto, que la formación de la cavidad es bastante anterior a la edad del citado nivel 23.

### **1.2.e. Evolución del relieve**

Hacia el final del Plioceno se formó un relieve muy suavizado, cuyos restos visibles son los retazos de las superficies más antiguas, situadas hacia la zona de cumbres. Ese relieve se fue desmontando paulatinamente como consecuencia del encajamiento de los cursos de agua,

muy probablemente determinado por la elevación isostática de la cordillera.

La presencia de cuatro niveles de superficies antiguas indica que debieron existir al menos cuatro grandes ciclos o etapas de encajamiento, en el lapso temporal que va desde finales del Plioceno hasta hace unos 300.000 años. La incisión total producida por los cursos de agua en ese periodo fue de unos 700 m.

El más antiguo de los niveles de terraza (el nivel 6) que presenta continuidad en toda la cuenca estudiada, situado a unos 60 m sobre el nivel del cauce y a unos 60 m por debajo de la más reciente de las superficies anteriores, probablemente se formó durante el interglacial Riss-Würm, hace 90.000-120.000 años. Desde este momento, la cuenca experimentó una elevación diferencial de bloques y un basculamiento general, con eje de rotación próximo a la costa, que dió lugar a un encajamiento de los cursos de agua tanto mayor cuanto más próximos al centro de la cordillera. Ese basculamiento es perceptible incluso en niveles recientes de terrazas, de menos de 3.000 años (González Díez, 1995). La actividad de esos bloques persistió hasta hace menos de 50.000 años, como se deduce de la deformación que presenta la terraza 5 en relación con ciertas fracturas.

Los restos glaciares existentes en la zona ponen de manifiesto que desde hace unos 50.000 años tuvieron lugar cuatro fases glaciares, que se corresponden bien con las identificadas en Asturias y en el Pirineo. La última de estas fases concluyó hace unos 11.000-13.000 años.

A lo largo de los últimos 100.000 años aproximadamente, se produjeron en la zona numerosos argayos, que contribuyeron de forma importante a dismantelar el relieve. En las etapas más antiguas del lapso citado, dichos argayos parecen haber sido desencadenados en gran parte por incisión de los cursos de agua. En las etapas posteriores, de hace menos de 50.000 años, el principal factor desencadenante parecen haber sido las variaciones climáticas, ya que parece haber una correlación entre etapas de aumento de las precipitaciones y periodos con abundantes movimientos de ladera (González Díez, 1995, González-Díez *et al.*, 1996b, 1999).

Sin embargo, hacia 5.500-5.000 B.P, parece que la actividad sísmica fue el principal factor desencadenante de argayos en la zona, según se pone de manifiesto por diversos indicadores cualitativos y cuantitativos (González Díez, 1995, González-Díez *et al.*, 1996b, 1999).

Se detectan también claros indicios de la importancia de la intervención humana en dos momentos: hacia el final del Atlántico, coincidiendo aproximadamente con el episodio

anterior, a raíz de la irrupción en la región de los pobladores neolíticos, y también al final de la Pequeña Edad de Hielo, coincidiendo con la intensa deforestación de la Edad Moderna. Esa influencia se dejó sentir tanto en la tasa de argayos como en la de denudación.

Las tasas de denudación son de 0,1-0,4 mm/año para el Pleistoceno Superior y mitad inicial del Holoceno. Para los últimos 5.000 años las tasas pasaron a ser del orden de 1-3 mm/año. Los valores así obtenidos son coherentes con los calculados para pequeñas cuencas lacustres en las cuales se ha determinado el volumen de sedimentos acumulados entre niveles bien datados. Las tasas de denudación presentan dos máximos que se sitúan alrededor de 5.500 B.P. (irrupción neolítica) y siglo XVIII (deforestación de finales de la Edad Moderna).

Las tasas de movilización por argayos muestran también diferencias entre el Pleistoceno y épocas más recientes. Hasta aproximadamente 5.500 B.P. la tasa de movilización fue del orden de 0,02-0,1 mm/año pasando a ser de aproximadamente 0,5 mm/año para los últimos 5.500 años y de 0,8 mm/año en los dos últimas décadas (González Díez, 1995, 1999).

La contribución de los argayos a la evolución del relieve, establecida a través del índice RLR, puede estimarse entre un quinto y la mitad de la denudación total en esta zona, o posiblemente superior. Esa relación muestra un claro aumento hacia 5.000 B.P., que es coherente con la formación en esa época de un número importante de argayos desencadenados por sismicidad. Sería de interés analizar las variaciones temporales y espaciales de ese índice, con el fin de comprobar su utilidad general para cuantificar el papel de los deslizamientos en la evolución del relieve y para identificar los factores desencadenantes de los mismos.

## **2. Descripción del itinerario**

La ruta propuesta para recorrer y visitar los elementos más representativos de esta comarca tiene forma circular (Figura 2).

Comienza en Santander, para después ascender por el curso del río Miera (que desemboca en la propia bahía de Santander, adoptando el nombre de ría de Cubas), pasando después por la población de Liérganes, coronada por dos prominentes y sugerentes montes cónicos de calizas aptienses conocidos por “Las Tetas de La Pasiega”.

Dejando atrás Liérganes, a través de una estrecha garganta moldeada también en las calizas

aptienses, y sobre la que penden grandes bloques de roca que amenazan con desprenderse sobre la carretera, se llega a la localidad de Ajanedo. Siguiendo el curso del río Miera, aguas arriba, se encuentra la población de San Roque de Riomiera, una de las tres Villas Pasiegas, cargada de ambiente rural y de gran riqueza paisajística.

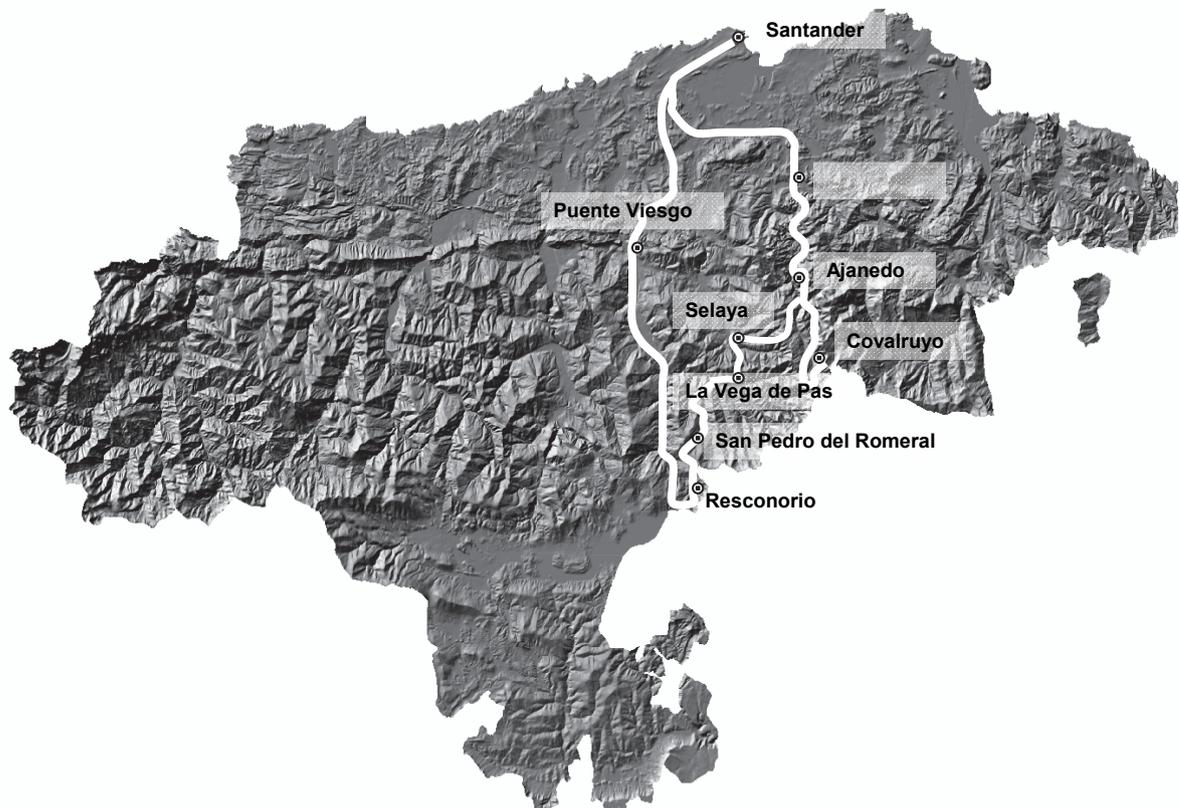


Figura 2. Itinerario y situación de las paradas

Los restos prehistóricos no faltan en este valle, representados por las cuevas del Piélagu, Rascaño y Salitre. Ascendiendo por la carretera, hasta la divisoria de aguas con Burgos, se llega al mirador de Covalruyo, desde el cual se contempla una bella panorámica de todo el valle que en días claros alcanza hasta la bahía de Santander. Desde aquí se sigue hasta la localidad de Vega de Pas, otra de las villas pasiegas, ya en la cuenca del río que lleva este nombre, célebre por sus exquisitos dulces (sobaos y quesadas) y desde cuyas proximidades arranca la boca N del túnel de La Engaña, una infraestructura ferroviaria abandonada que hasta hace pocos años, con su casi 7.000 m de longitud, fue el túnel más largo de España. Desde la Vega se asciende hasta la localidad de Resconorio, pasando por San Pedro del Romeral, la tercera de las Villas Pasiegas, en cuyas inmediaciones se pueden observar magníficos ejemplos de la arquitectura rural pasiega (las famosas cabañas pasiegas). Desde

Resconorio se desciende por la N-623 hasta la localidad de Puente Viesgo, donde finalizará la salida, regresando ya desde aquí a Santander. Puente Viesgo es una población conocida por sus mundialmente famosas cuevas prehistóricas, así como por su balneario.

### **2.1. Área inestable de Ajanedo**

El área inestable de Ajanedo está formada por un conjunto de movimientos de ladera profundos ligados a la red de fracturación descrita anteriormente. El deslizamiento más notable es el que aparece en la carretera Ajanedo-Merilla (Foto 1). 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 km<sup>2</sup> de superficie que se denomina área inestable de Ajanedo-Merilla, delimitada por la falla “Frente Cabalgante de El Escudo de Cabuérniga”, de orientación E-O, y la Falla de Selaya-Arredondo, con una orientación WSW-ENE.

Estas fallas presentan en la actualidad un comportamiento latente, como pone de manifiesto la liberación de altas dosis de <sup>222</sup>Rn y que están ligadas a epicentros de sismos originados en los últimos 50 años, siendo, por otra parte, 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, se trata de 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 × 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. 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.

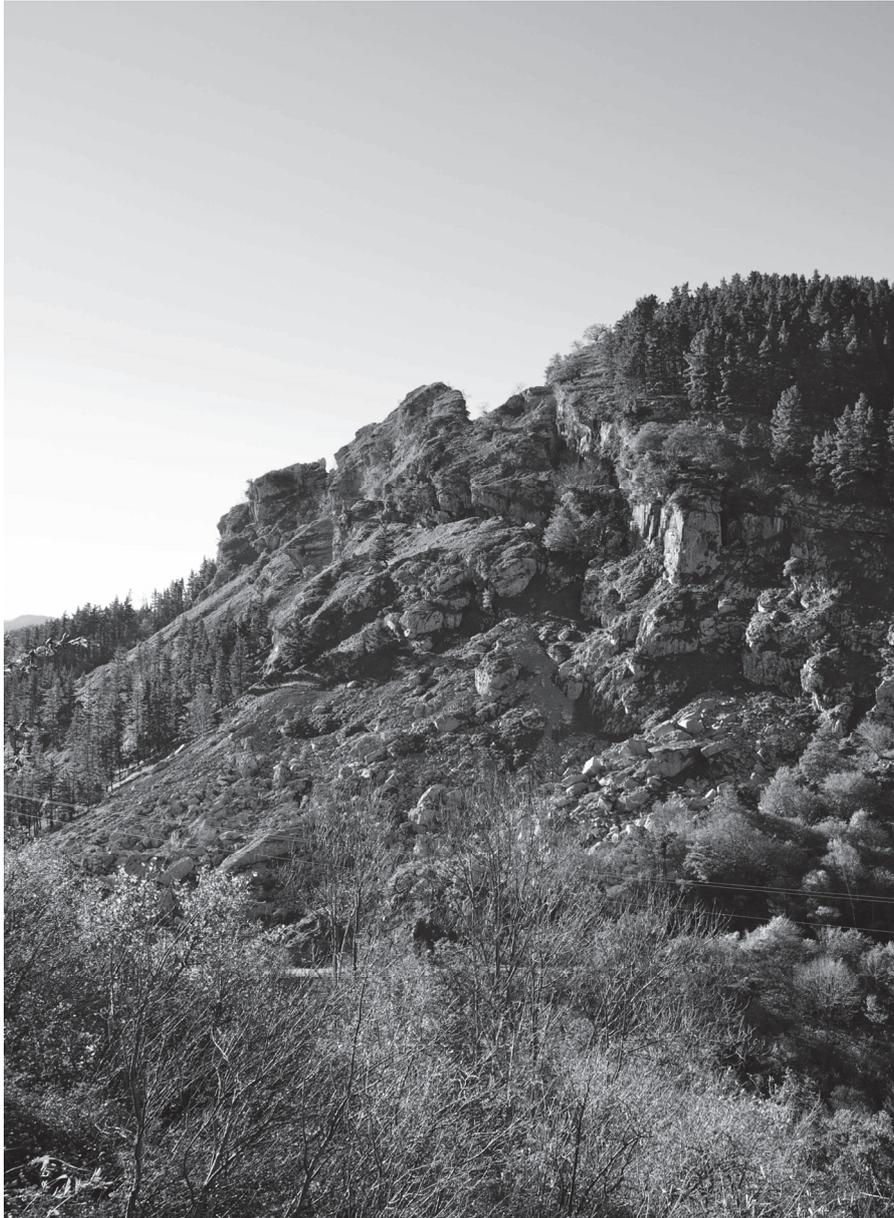


Foto 1. Imagen del argayo de Ajanedo.

## **2.2. El valle glaciar de Lunada, alto Miera**

La cabecera del valle del río Miera constituye un ejemplo muy notable de modelado glaciar perfectamente conservado, por lo que fue catalogado por sus valores científicos y didácticos como Punto de Interés Geológico por el I.G.M.E., en 1983. Las mejores vistas de este valle se logran desde el mirador de Covalrruyo, situado junto a la carretera, poco antes de atravesar el puerto de Lunada.

Desde el mirador de Covalrruyo (Fotos 2 y 3) se pueden observar diversos sistemas de morrenas laterales y de fondo, lagos laterales de obturación, así como el característico perfil

transversal en “U” de un valle glaciar. El análisis de estas formas ha permitido identificar diversas fases de evolución de los hielos, que se han interpretado como correspondientes a la glaciación Würm, última de las ocurridas durante el Cuaternario.

La primera de estas fases, sería la más antigua y se correspondería con el máximo glacial, durante la cual existiría una única lengua de hielo de unos 5 km de longitud y unos 80 m de espesor, situándose su zona de ablación o de deshielo a una altitud de entre 620-630 metros sobre el nivel del mar actual (Foto 2).



Foto 2. Valle glaciar de Lunada visto aguas abajo, hacia el N.

Durante la fase intermedia, la superficie cubierta por el hielo quedaría limitada a la cabecera del valle (Foto 3), la lengua de hielo se reduciría hasta 1 km de longitud y la zona de ablación se situaría hacia los 850-900 metros sobre el nivel del mar actual. Durante la fase final, más reciente (que finalizaría hace unos 10.000 años antes del actual), el hielo quedaría circunscrito a los circos glaciares que todavía pueden observarse perfectamente individualizados en la cabecera del valle.

El valle del tramo superior del río Miera se caracteriza por la existencia de rocas sedimentarias, de tipo terrígeno (areniscas, limos, arcillas) y carbonatado (calizas, margas, calcarenitas) de edad Aptiense, basculadas hacia el E. La ladera oriental, construida sobre areniscas, tiene pendientes mayores que la occidental, edificada sobre calizas arcillosas y arenosas. Esta circunstancia provoca que el valle glaciar tenga forma asimétrica.

Aguas abajo, en la población de La Concha, donde finaliza la morfología glaciar, la acción erosiva de los procesos fluviales y de ladera han dado lugar a un valle con el ya típico perfil transversal en “V” de los valles fluviales. Precisamente, en las inmediaciones de esta población de La Concha, se puede obtener una panorámica muy detallada del cordón morrénico occidental principal, sobre el que se aprecia la acción erosiva de diversas coladas de derrubios, o “*debris flows*”, que parcialmente le han desmantelado.



Foto 3. Cabecera del valle glaciar de Lunada, alto Miera, desde el mirador de Covalruyo.

Este paisaje de prados y cabañas dispersas que ahora se puede contemplar fue mucho más frondoso en el pasado. El valle del Miera fue una importante fuente de recursos forestales, que se usaban como combustible para la fabricación de los cañones y aparejos que armaban los buques de guerra de la Corona española, en las fábricas siderúrgicas de La Cavada y Liérganes, durante los siglos XVII y XVIII. En el cauce del río, aún quedan restos de las

obras de fábrica desarrolladas para el transporte de los troncos por el Miera. Una excesiva e insostenible sobreexplotación erradicó este recurso de la comarca.

La ruta sigue hacia el Alto de la Braguía, pasando por Villacarriedo y Selaya, donde se puede contemplar algunas obras arquitectónicas de interés. En Villacarriedo, el palacio de Soñanes, construido en 1722, y el de Donadío, en Selaya.

En la Vega de Pas (capital de las Villas Pasiegas), y antes de subir el Puerto de las Estacas de Trueba, se puede hacer una pequeña parada para degustar algunos de los dulces más típicos de la zona, los sobaos y la quesada. A la salida de Vega de Pas, hacia la cabecera del valle, encima de la antigua estación de ferrocarril, se divisa el túnel de La Engaña (6.976 m de longitud), importante obra de ingeniería de los años cincuenta, actualmente abandonado, y uno de los más largos de España. Desde la carretera que va desde Vega de Pas a San Pedro del Romeral, se observa a la derecha el Puerto de las Estacas de Trueba. El trayecto permite contemplar además un hermoso paisaje, en el cual las praderías pasiegas son el elemento clave.

El Puerto de las Estacas de Trueba atraviesa el cordal que limita la cuenca del río Pas de la del río Miera. Desde este espectacular puerto se pueden apreciar los estratos de rocas sedimentarias del Cretácico Medió-Superior, disectados por la acción erosiva de los arroyos, y recortándose en los altos que lo bordean un conjunto de masas rocosas de entre las que sobresale la inconfundible silueta del Castro Valnera (1.707 m).

En la vertiente Sur, ya en la provincia de Burgos, poco antes de llegar a Espinosa de los Monteros, se puede tomar la carretera que parte hacia el puerto de Lunada, para nuevamente, en la vertiente norte, descender por el valle del río Miera, en dirección a Liérganes.

### **2.3. Deslizamientos del Puerto de El Escudo-San Miguel de Luena**

Desde el mirador del puerto de El Escudo se puede apreciar una vista de toda la comarca que reúne excepcionales paisajes. Al Este, las Estacas y Castro Valnera; al Norte, Luena, Ontaneda, Puente Viesgo y el mar, al fondo; al Oeste, Picos de Europa, y Alto Campoo; al Sur, Campoo, Valderredible y el entorno del embalse del Ebro. En las zonas de alta y media montaña los procesos de gravedad (deslizamientos del terreno) constituyen el principal agente escultor de las laderas.

Las cordales de las sierras tienen alturas medias que rondan los 1.000 m, aunque algunos picos poseen alturas superiores a los 1.300 m. Por otro lado, el fondo del valle se halla a 500 m.s.n.m. En los interfluvios, aparecen formas erosivas y pequeños cierres morrénicos que se han atribuido a nichos de nivación a los que se les ha asignado una edad del Drías III, entre 10.000-11.000 años antes de la actualidad (González-Díez, 1995). Además de estas formas menores, existen otras mayores, de tipo erosivo y muy mal conservadas, a las que se les ha atribuido un origen glaciar; asignándolas edades entre 50.000-45.000 años antes de la actualidad.

Otro tipo de formas que aparecen en los interfluvios son las debidas a periglacialismo (suelos poligonales, pingos, césped almohadillado).

El valle del río Magdalena presenta una morfología típica en “V”. El cauce es de tipo lineal, con régimen torrencial. La llanura de inundación es prácticamente inexistente. Los depósitos del río son de gran tamaño y poco seleccionados. Ligados al fondo del valle aparecen varios sistemas de terrazas con un desarrollo espacial reducido, generalmente desmanteladas por procesos de ladera.

Descendiendo por el puerto de El Escudo, a través de la N-623, hasta la localidad de San Miguel de Luena (Foto 4), se observa un importante número de deslizamientos, tanto profundos como superficiales. La gran abundancia de este tipo de fenómenos se deja ver en el paisaje, apareciendo innumerables ejemplos de reptación en las praderías, árboles y postes inclinados, tapias derruidas, casas agrietadas. Los deslizamientos son el principal agente escultor de las laderas, actuando principalmente con pendientes medias a fuertes, litologías muy susceptibles (arcillas, margas, arenas, etc.) y en áreas muy tectonizadas. En la zona se han identificado más de 600 argayos, cuyas tipologías más frecuentes son deslizamientos rotacionales, traslacionales, coladas de derrubios “*debris flows*” y de barro “*mud flows*”; con edades que van desde los 0-25 años hasta más de 120.000. Algunos de los movimientos desmantelan pequeñas empalizadas morrénicas situadas al pie de las principales cumbres; otros son reactivaciones de antiguos deslizamientos; también aparecen deslizamientos profundos debidos a accidentes del substrato. Son de destacar las grandes caídas de rocas de San Miguel de Luena, los deslizamientos de Los Pandos y San Andrés de Luena, la colada de derrubios del Arroyo Sonoro (cuyo nombre alude al sonido producido por los cantos del arroyo cuando son arrastrados por caudales fuertes), los flujos del Mediajo Frío; una buena panorámica de estos dos últimos rasgos se aprecia desde el pueblo de Resconorio.

Aguas abajo, prosiguiendo por la cuenca del Magdalena-Pas, se han identificado más de 1.139 movimientos de ladera de grandes dimensiones y de casi todas las tipologías posibles. Los más importantes en cuanto a volumen de rocas implicados, son la colada de Alceda, el gran deslizamiento de San Martín de Toranzo, los grandes deslizamientos rotacionales de Esponzués y la colada de rocas de Corvera.

En el Magdalena medio, en las inmediaciones de Alceda-Ontaneda, el perfil transversal del valle modifica su forma, ampliando su fondo, y permitiendo el desarrollo de una amplia llanura de inundación.

El cauce actual del río ha sido modificado por la mano del hombre, que ha rectificado su curso y construido escolleras laterales para tratar de evitar los problemas de inundaciones que se ocasionaban en las crecidas.



Foto 4. Panorámica del Puerto de El Escudo, en la que se aprecia la erosión de los rasgos glaciares por movimientos en masa y barrancos.

En la zona se han identificado 4 niveles de superficies antiguas de erosión fluvial, que están situadas aproximadamente a 125 m, 250 m, 600 m y 800 m sobre el cauce actual. Por debajo de las superficies, se han identificado 6 niveles de terrazas, localizadas a 63 m, 35 m, 20 m, 15 m, 10 m y 2,5 m sobre el nivel del cauce, y que presentan continuidad en toda la cuenca.

Los diferentes niveles de terraza se han datado por procedimientos radiométricos y arqueológicos obteniéndose las siguientes edades para los distintos niveles: 2,5 m (alrededor de 130 años antes del presente), 10 m (2.700 años antes del presente), 15 m (4.900 años antes del presente) 20 m (aproximadamente 5.500 años antes del presente), 35 m (más de 47.000 años antes del presente) y 63 m (entre 90.000-120.000 años antes del presente). Los niveles de terrazas más altos (63 m y 35 m) presentan evidencias de deformación y basculamiento por acción de las fracturas que atraviesan el área. En general, todos los niveles de terrazas muestran un aumento de altura sobre el cauce desde la desembocadura hacia la cabecera, lo que sugiere que ha habido un basculamiento general hacia el litoral.

#### **2.4. Cuevas y relieve cárstico de Puente Viesgo**

Puente Viesgo es una localidad notable por disponer de excelentes cotos para la pesca del salmón, por su famoso balneario de aguas termales y, sobre todo, por las cuevas prehistóricas del Monte Castillo, de gran valor y belleza.

El relieve de Puente Viesgo presenta como rasgo distintivo el monte cónico de El Castillo, que alberga las cuevas prehistóricas del mismo nombre (Foto 5); formadas por cuatro grutas que reciben los nombres de El Castillo (descubierta en 1903); La Pasiega (1911); Las Monedas (1952); y Las Chimeneas (1953). La cavidad más importante es la de El Castillo, con pinturas polícromas y grabados de animales y dibujos de manos humanas en negativo. La Pasiega, tiene una longitud de 400 m, y predominan en ella las pinturas de color ocre. Las Monedas es la gruta más profunda con más de 800 m, de espectaculares formaciones geológicas, destacando el natural colorido de las cascadas estalactíticas; se llama así por haberse descubierto en ellas unas monedas del s. XVI. Las Chimeneas contiene grabados y pinturas en negro.

Estas cavidades se han formado en la Caliza de Montaña (calizas masivas y compactas de colores grises) de edad carbonífera, que poseen un buzamiento superior a los 40° y una dirección NE-SW. Los espesores medios reconocibles rondan los 500 m; no se conoce su espesor total puesto que no aflora el muro de los materiales, estimándose en 800 m.

Las formaciones kársticas presentan gran interés para el estudio de la evolución del relieve, dado que pueden relacionarse con el cauce del río Pas y por poseer materiales susceptibles de ser datados. Algunas de estas cavidades tienen sedimentos y restos arqueológicos que corresponden a fases de ocupación humana y que remontan al Paleolítico Medio-Superior.

Las formas endokársticas están bien desarrolladas en las calizas carboníferas, tal y como ponen de manifiesto los sondeos realizados en el fondo del valle del río Pas, en Puente Viesgo, en los que se han atravesado cavidades kársticas con rellenos de sedimentos fluviales de gravas gruesas, a profundidades de 150 m por debajo del nivel de la llanura aluvial. Por otra parte, las dataciones efectuadas en la cavidad de El Castillo, como por ejemplo la realizada con U/Th sobre una costra de carbonato cálcico situada en la base del yacimiento arqueológico, que ha sido datada en unos 89.000 años antes del presente, constituyen una referencia temporal importante para el establecimiento de la cronología del poblamiento y del arte rupestre en el Cantábrico.

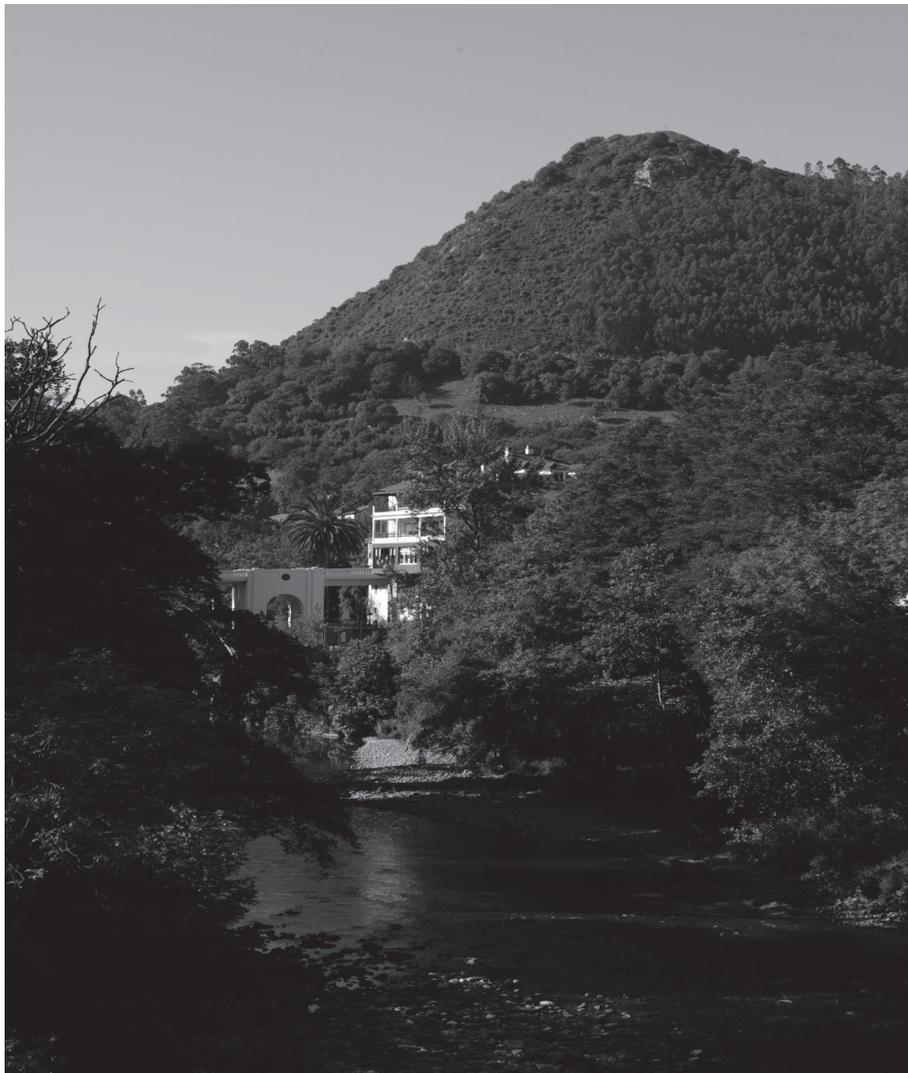


Foto 5. Vista del Monte Castillo (Puente Viesgo) en la que se aprecia su forma cónica y la cornisa que da acceso a la cavidad que lleva su nombre.

## Bibliografía

- Bordonau, J. 1992. La cronología del último ciclo glaciario en los Pirineos. *III Congreso Geológico de España y VII Congreso Latinoamericano de Geología. Simposios*, 2, 48-53.
- Bordonau, J., Serrat, D., Vilaplana, M. 1992. Las fases glaciares cuaternarias en los Pirineos. In: A. Cearreta y F.M. Ugarte (Eds.), *The late Quaternary in the Western Pyrenean region*. Univ. País Vasco, Vitoria, 303-313.
- González-Díez, 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-Díez, A., Díaz de Terán, J.R., Barba, J., Cendrero, A., Remondo, J., 1996a. Propuesta de un modelo cronológico para las terrazas de los ríos de la vertiente cantábrica. *Geogaceta* 20, 1096-1100.
- González-Díez, A., Salas, L., Díaz de Terán, J.R., Cendrero, A., 1996b. Holocene climate changes and landslide occurrence in the Cantabrian Region, Spain. *Geomorphology* 15, 291-309.
- González-Díez, A., 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-Díez, A., Soto, J., Gómez-Arozamena, J., Bonachea, J., Martínez-Díaz, J.J., Cuesta, J.A., Olague, I., Remondo, J., Fernández Maroto, G., Díaz de Terán, J.R. 2009. Identification of latent faults using a radon test. *Geomorphology* 110, 11-19.
- Heredia, N., Robador, A., Rodríguez Fernández, L.R., Locutura, J., Zapardiel, J.M., Gómez, G., Calderón, V., Díaz, L.A., Peralta, M., Marquínez, J., Gómez Ceballos, R., Rodríguez, M.L., 1990. *Mapa geológico-minero de Cantabria a escala 1:100.000*. Instituto Tecnológico Geominero de España y Diputación Regional de Cantabria. Santander. 133 pp.
- Jiménez Sánchez, M. 1994. *Geomorfología de la Cuenca Alta del Río Nalón (Cordillera Cantábrica, Asturias)*. Tesis Doctoral (inédita). Universidad de Oviedo.
- Soto, J., 1990. Radiactividad de las aguas mineromedicinales. *Bol. Soc. Esp. Hidrol. Med.* V 3, 115-119.
- Soto, J., Quindós, L.S., Díaz-Caneja, N., Gutiérrez, I., Fernández, P.L., 1988. <sup>226</sup>Ra and <sup>222</sup>Rn in natural waters in two typical locations in Spain. *Radiat. Prot. Dosim.* 24, 109-111.
- Soto, J., Fernández, P.L., Gómez, J., Ródenas, C., 1995a. Study of the occurrence of <sup>222</sup>Rn in drinking water in Spain. *Health Phys.* 69, 961-965.
- Soto, J., Fernández, P.L., Quindós, L.S., Gómez, J., 1995b. Radioactivity in Spanish spas. *Sci. Total Environ.* 162, 187-192.

# **La costa occidental de Cantabria (Santander-estuario de Tina Menor)**

**German Flor Blanco  
Germán Flor Rodríguez  
Patricio Martínez Cedrún  
Viola Maria Bruschi**

## **1. Introducción**

La comunidad Autónoma de Cantabria, está enclavada en el área centro-oriental de la costa cantábrica, forma parte de la divisoria hidrográfica septentrional de la Cordillera Cantábrica, y además del límite septentrional de la Meseta Castellana, dentro de la cual se desarrolla la cabecera del Ebro.

La franja costera conocida en la región como La Marina, se extiende desde la línea de costa hasta una sierra, con orientación O-E, denominada Sierra de El Escudo de Cabuérniga que se prolonga hasta el meridiano de Santander en Villafufre, a lo largo de 64 km, donde toma el nombre de sierra de La Matanza, siguiendo una dirección hacia el O-E. Representa un cordón montañoso distante entre 12 y 15 km del mar, con alturas menores a las de la cordillera, siendo frecuentes las cotas de 600 a 1.000 m. En la margen asturiana, la franja costera se encuentra limitada por la Sierra oriental asturiana del Cuera, con la misma dirección que la anterior, llegando a tener alturas máximas de 1.315 m en la vertical de Llanes, pero perdiendo altura hacia Cantabria, donde se difumina en Val de San Vicente con relieves inferiores a 350 m. Nuevamente, en el área de Cantabria, cerca de Santander, aparece junto a la costa la sierra de Liencres orientada NE-SO y construida sobre materiales del Cretácico Superior y terciarios marinos, cuyas mayores alturas son de 230 m, decreciendo hacia el E. En el resto de la franja litoral el relieve es suave y está constituido por superficies aplanadas, escalonadas irregularmente que, en ciertos sectores, se extienden al pie de sierras costeras alineadas más o menos concordantes con el perfil costero. Son las denominadas rasas, algunas de origen marino.

Diferentes ríos atraviesan la franja costera, algunos tienen su cabecera en la vertiente septentrional de la cordillera, desembocando en el mar Cantábrico. Estos ríos denominados cordilleranos, a diferencia de los costeros que drenan la franja litoral, cortan perpendicular u oblicuamente la línea costera. La mayoría desarrolla estuarios en sus desembocaduras. A veces los de carácter costero, que tienen cuencas hidrográficas de escaso tamaño y bajos caudales de agua, han generado estuarios de mayores dimensiones que aquéllos. En estos casos, existe una correlación directa con litologías blandas del sustrato, concretamente las

facies del Keuper (San Vicente de la Barquera, Santander, etc). Siete estuarios aparecen entre Asturias y la ciudad de Santander: Tina Mayor (compartido con Asturias) y Tina Menor, San Vicente de la Barquera, La Rabia, San Martín de la Arena, Mogro o Pas y Santander.

## **2. Contexto geológico de La Marina**

La Marina de Cantabria pertenece mayoritariamente a la Cuenca Mesoterciaria Vasco-Cantábrica, está situada en el borde oriental del basamento paleozoico, el cual penetra en Cantabria escasamente por el occidente, y de una forma más destacada por una franja estrecha que llega hasta el centro de la región, concretamente hasta Puente Viesgo, gracias a una fractura sita en su borde meridional. El área occidental es una franja de interferencia geológica entre la Cuenca Vasco-Cantábrica, al E, y la Zona Cantábrica al W (límite oriental del Macizo Asturiano, Tosal, 1968).

En la Marina están representados materiales sedimentarios siliciclásticos y, mayoritariamente carbonatados de origen marino. También se identifican diapiros formados por materiales de edad triásica (específicamente argilitas, yesos y sales) correspondientes a las facies Keuper; también son reseñables rocas volcánicas (ofitas) de esa misma edad, asociadas a las intrusiones diapíricas. Estas masas diapíricas tienen mucha importancia en la apertura de extensos estuarios (San Vicente de la Barquera, San Martín de la Arena, Santander y Asón) y algunas ensenadas costeras (Calderón). Son reseñables las litologías paleocenas y eocenas marinas que afloran en la costa desde Liencres a San Pedro del Mar, constituidas fundamentalmente por calizas, que forman un sinclinal laxo de dirección ENE-OSO; también las margas y calizas entre San Vicente de la Barquera y Oyambre; o las litologías de arcillas y arenas, con algunos paquetes de materiales oligocenos, que aparecen entre Comillas y Tina Mayor.

Las incisiones transversales generadas por las desembocaduras fluviales, han producido amplios estuarios, y las numerosas playas, algunas con campos dunares, completan una costa irregular de carácter acantilado, con desniveles abruptos en muchos tramos.

El sector representado en esta excursión discurre por calizas carboníferas y cuarcitas ordovícicas, al Oeste de San Vicente de la Barquera, afectando a los tramos externos de los estuarios de Tina Mayor y Tina Menor, y a las calizas cretácicas en el sector central y oriental de este recorrido. Algunas áreas de la zona costera se sitúan sobre materiales arcillosos y evaporíticos del Triásico, que forman parte de la excavación de los vasos estuarinos, como

son los casos de los estuarios arriba mencionados. También en los alrededores de Oyambre y área occidental de Santander, se conservan buenos ejemplos de materiales calcáreos y margosos marinos del Terciario Inferior, depositados previamente al inicio de la orogenia alpina y plegados con ocasión de dicho evento.

### 3. Geomorfología

En el entorno donde se desarrolla esta excursión, se muestran algunos elementos geomorfológicos característicos de la costa centro-occidental cántabra. Unas veces están controladas por el sustrato rocoso y su estructura como factor pasivo y otras por el efecto epirogenético de elevación cortical derivando en procesos erosivos que modelan el relieve. Se incluyen los procesos de sedimentación holocena como factor constructivo, por una parte de los rellenos estuarinos y, por otra, de la construcción de las playas arenosas y su disponibilidad para generar campos dunares. En otros casos, estos elementos son el resultado de fenómenos eustáticos, incluso algunos son originados por la intervención antrópica directa y/o indirecta.

La evolución de la vertiente cantábrica estuvo representada por procesos constructivos corticales y erosivos predominantes, durante los cuales se labraron numerosas superficies de erosión continental a altitudes superiores a los 300 m y escalonadas a diferentes alturas, a medida que se elevó el bloque cortical cordillerano. Estas superficies están particularmente bien estudiadas en el territorio asturiano (Peón, 1992; Flor y Peón, 2004), alguna de las cuales se continúan por la región de Cantabria.

Esta franja litoral está representada por planicies suavemente inclinadas hacia el mar; generalmente culminan en acantilados abruptos; se escalonan a diferentes alturas, con anchuras irregulares. Son las denominadas rasas, cuyo origen para las de menor altitud es marino ya que incluyen depósitos playeros y de dunas costeras. Entre el área central de Asturias y Cantabria, se definieron 12 niveles (Tabla 1). Han sido estudiadas por diferentes autores (Hernández Pacheco y Asensio Amor, 1966; Mary, 1979; Flor, 1983; Flor, 1986; Moñino, 1986; Garzón *et al.*, 1996; Flor y Martínez Cedrún, 2004; Flor-Blanco, 2007; Moreno *et al.*, 2009; Flor y Flor-Blanco, 2011).

Los depósitos que recubren las rasas son siempre muy escasos y más aún los de origen continental, generalmente de potencias métricas. Es reseñable el de Caranceja (E de Cabezón de la Sal), representado por depósitos aluviales, de unos 15 m de espesor, constituido por

conglomerados, arenas y limos en secuencias granodecrecientes. Se sitúa sobre una planicie de erosión a 190 m de altura, erosionada por un paleovalle NNE-SSO, distante algo más de 8,0 km del borde costero, lo que permite correlacionarlo como más probable con el nivel de rasa IV, cuyo pie de sierra se sitúa en los 160 m (Tabla 1).

Tabla 1. Niveles de rasa reconocidos en la costa cantábrica desde la desembocadura del Nalón, incluida la costa de Cantabria. Se propone una datación provisional (Flor y Flor-Blanco, 2011).

NIVEL DE RASA		ALTURA DE LA LÍNEA ANTIGUA DE COSTA	DIFERENCIA DE ALTURAS	DEPÓSITOS INDICADORES	REGISTROS EUSTÁTICOS	EDAD
CONJUNTO SUPERIOR	I	285 m		<i>aluviales</i>		PLEISTOCENO ↓ PLEISTOCENO ↓ HOLOCENO
	II	230 m	55 m	<i>aluviales</i>		
	III	185 m	45 m	<i>aluviales</i>		
	IV	160 m	25 m	<i>aluviales</i>		
CONJUNTO INTERMEDIO	V	145 m	25 m	<i>aluviales</i>		
	VI	115 m	30 m	<i>aluviales</i>		
	VII	95 m	20 m	<i>aluviales</i>		
	VIII	65 m	30 m	<i>costeros</i>		
CONJUNTO INFERIOR	IX	35 m	30 m	<i>costeros</i>		
	X	20 m	15 m	<i>costeros</i>		
	XI	7 m	13 m	<i>costeros</i>		
	XII	4 m	3 m	<i>costeros</i>		
Terraza sedimentaria würmo-flandriense		5-7 m		<i>playero aluvial/periglacial</i>		

Contiene restos arbóreos muy numerosos de los géneros *Pinus*, *Picea* y *Cupressus* y *Fagus*, muchos extinguidos en Cantabria (Alonso *et al.*, 1999). Estos autores sugieren una edad del Pleistoceno Inferior/Medio o incluso al Plioceno, mientras que el paleoclima deducido supone temperaturas medias anuales variables de 11,8 a 15,8°C con una probabilidad del 96,3% y una edad hipotética del Plioceno Superior (Alcalde Olivares *et al.*, 2004). En el caso de los recubrimientos marinos asociados a las rasas son numerosos, bien como parches cementados de gravas subredondeadas (playa de La Arena y bocana de Tina Mayor), niveles estratificados de cantos, gravas y arenas de playas y arenas eólicas dunares (Oyambre), en respuesta a eventos eustáticos, etc.

Existen distintos tipos de estuarios, con geometrías variables del valle excavado, incluyendo la particularidad del confinamiento, bien sea rocoso o sedimentario, y la distribución sedimentaria como resultado de la dinámica.

Geomorfológicamente, los estuarios cántabros se pueden subdividir en sentido longitudinal desde las áreas exteriores hasta la cola estuarina en las siguientes partes: *Complejo de desembocadura*, *Bahía*, *Llanuras mareales* y *Canal superior* (Flor-Blanco, 2007). La mayoría de los estuarios cántabros, se cierran por una barrera arenosa bien desarrollada, en la que la refracción de los oleajes incidentes obliga a un transporte sedimentario de arenas de E a O, situándose el paso de desembocadura en el extremo occidental de la misma. Son numerosas las unidades morfosedimentarias y dinámicas que se desarrollan en cada una de estas zonas.

Todos los estuarios tienen un cierto grado de antropización. Tanto el estuario de San Vicente de la Barquera, constituido por los subsistemas del Pombo y Rubín, como el de la Rabia con los subsistemas de Rioturbio y El Capitán, de pequeñas dimensiones, menores que aquéllos, contienen amplias superficies de marismas recuperadas en los últimos años.

Dentro del Parque Natural de Oyambre, se contemplan los mejores ejemplos de playas arenosas más extensas del litoral cántabro que, como la mayoría, están apoyadas entre promontorios costeros, muy frecuentemente de naturaleza calcárea, y abiertas sobre intercalaciones margosas (playas de Merón y Oyambre), así como también alguno de los niveles de rasa dentro del sector más occidental. Numerosas playas arenosas contienen campos dunares, sobre todo cuando actúan como barreras confinantes de estuarios, muchos de ellos vegetados artificialmente (con pinares). El tómbolo arenoso de Covachos, solamente visible durante las bajamares y especialmente en mareas vivas, constituye un motivo morfosedimentario de cierto interés, dado que existen ejemplos muy escasos en este litoral, mientras que los tramos acantilados son más numerosos y caracterizan mejor a la costa Cantábrica en su conjunto. En este sentido, existen ejemplos de gran interés en cuanto a su evolución temporal y geometrías representativas de diferentes estadios intermedios, como por ejemplo en la denominada *Costa Quebrada*, dentro de la cual se abren pequeñas playas con retazos dunares (Portio y Somocuevas) y pequeñas ensenadas de fondos rocosos como el caso de La Arnía (probablemente playas antiguas dismanteladas durante la transgresión Flandriense), presididas por acantilados activos de calcarenitas y calizas. Sus desniveles no superan los 60 m, con variaciones muy notables a lo largo de estos 57 km de costa.

Desde el punto de vista del volumen de relleno estuarino y la resultante de la formación de dunas eólicas costeras, la costa cantábrica y de Cantabria en particular es la respuesta a un complejo de entradas y salidas de sedimentos siliciclásticos, cuya aportación es fundamentalmente fluvial (Figura 1). Los ríos cordilleranos suministraron fracciones arenosas al borde costero durante su dilatada etapa de encajamiento y desarrollo: estuarios de Tina

Mayor (Deva y Cares), Tina Menor (Nansa), San Martín de la Arena (Saja y Besaya), Mogro (Pas y Pisueña), Cubas (Miera) como subsistema del gran estuario de Santander, Asón (Asón) y Oriñón (Agüera). Sus propios productos han servido para colmatar su vaso estuarino, pero en ocasiones también transfirieron masas sedimentarias excedentarias al estuario situado justo al E de su desembocadura debido al transporte de la deriva costera en ese mismo sentido.

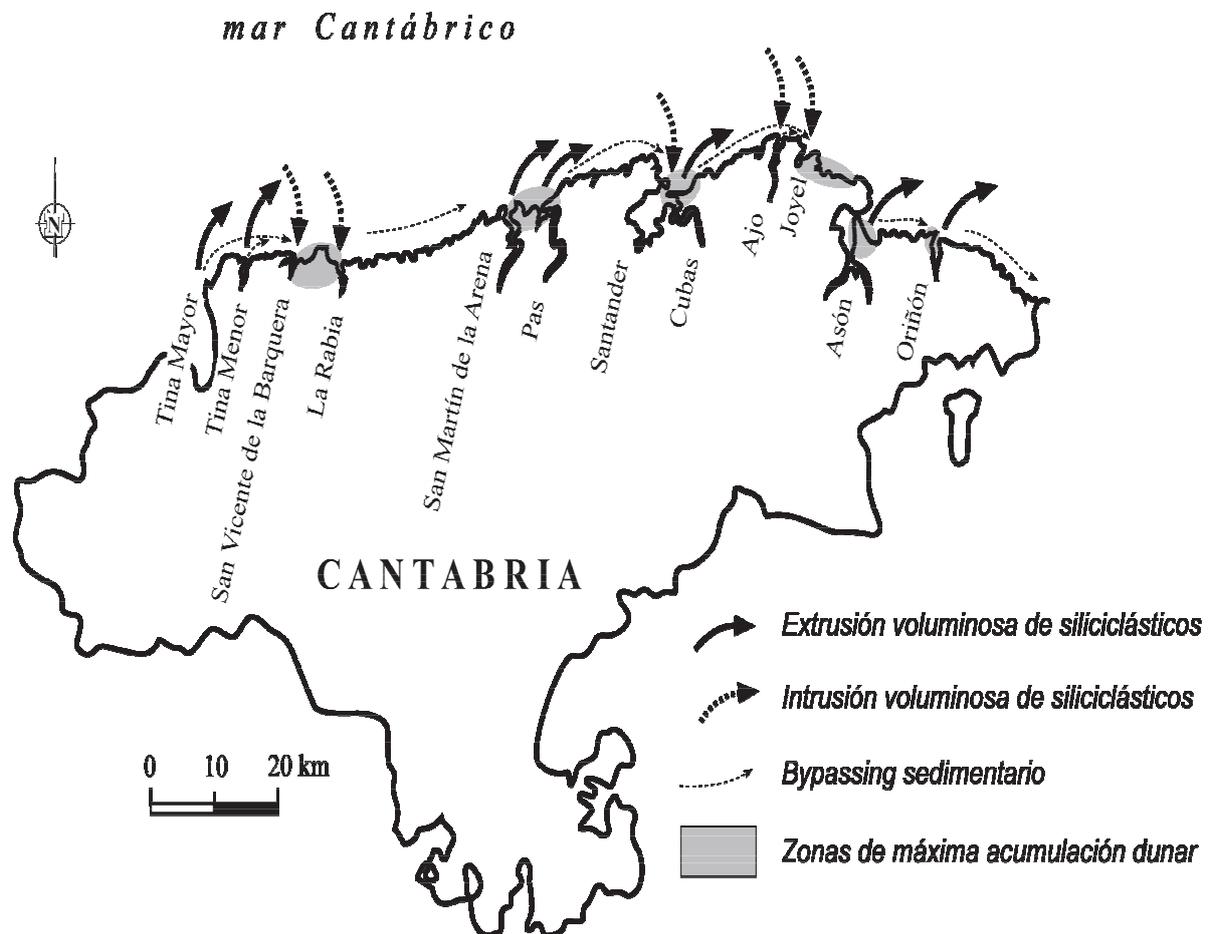


Figura 1. Características generales de las aportaciones sedimentarias al borde costero por parte de los sistemas fluviales para el relleno de los diferentes estuarios y la aparición de los mayores campos dunares.

No obstante, los estuarios de grandes dimensiones vinculados a ríos costeros, cuyas cuencas hidrográficas son reducidas, apenas contribuyeron al relleno de su vaso excavado. Se constituyeron, principalmente, en sumideros y captadores de buena parte de la carga sedimentaria que se transportaba por deriva costera. Son los excedentes sedimentarios que otros estuarios de ríos cordilleranos, situados en posiciones occidentales, alojaron en el borde costero (Figura 1). Obviamente, esta dinámica sedimentaria y la disponibilidad de grandes volúmenes de arena excedentaria, permitieron la formación de los campos dunares costeros de mayores dimensiones de la costa de Cantabria, muchos relacionados también con las playas de mayor magnitud.

#### 4. Descripción del itinerario

La primera parada (Figura 2) se efectuará en el estuario de Mogro, que desarrolla el sistema playa/dunas de Liencres en parte de su barrera confinante. En la zona occidental, se visitará la playa de Oyambre, perteneciente al estuario de la Rabia, y los estuarios de San Vicente de la Barquera y Tina Menor.

Al regreso, se pasará revista a un tramo de costa rocosa acantilada, construida sobre litologías carbonatadas, situada en las proximidades de Santander, en la que se apreciarán distintos niveles de su evolución erosiva. Por último, se mostrará una panorámica del puntal de Somo (bahía de Santander), reseñando su evolución y, de forma particular, el frente de la playa expuesta y las franjas dunares externas, sometidos a procesos recesivos con etapas de sedimentación en el último ciclo estacional 2011-2012.

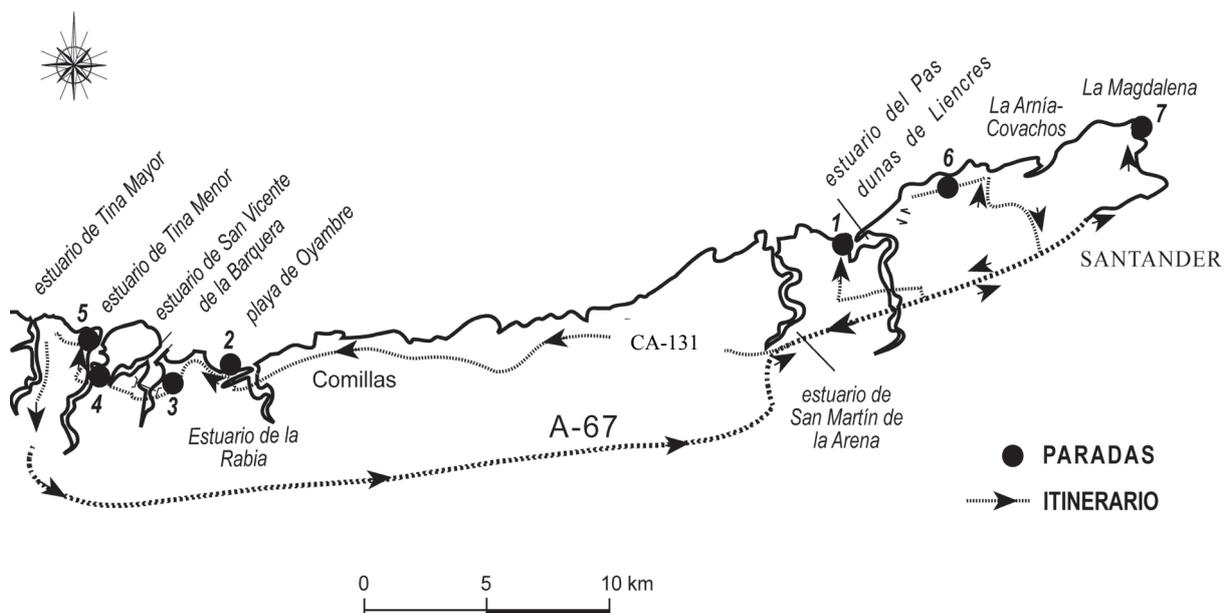


Figura 2. Itinerario de la excursión que marca las direcciones del recorrido (flechas) y los hitos (1 a 7) sobre los que se realizarán las paradas seleccionadas para este congreso.

##### 4.1. Estuario de Mogro-sistema de playa/dunas de Liencres

A unos 15 km de Santander hacia el E se encuentra un elemento costero de gran valor natural, se trata del complejo estuarino de Mogro o del Pas. Esta área constituye un conjunto morfosedimentario dunar eólico que abarca 194,55 hectáreas; está ubicado justo al E de la

desembocadura del Saja-Besaya, a sólo 4,5 km en línea recta de aquél, dando lugar a la desembocadura del río Pas.

Tanto los ríos Saja-Besaya como el Pas son de carácter cordillerano y han aportado al litoral ingentes cantidades de sedimentos siliciclásticos, erosionados durante la excavación de sus cuencas hidrográficas a lo largo de su historia de encajamiento durante el ciclo alpino. El estuario de Mogro fue el receptor más directo del Pas, pero no debe descartarse que recibiera sedimentos del estuario vecino del Saja-Besaya (San Martín de la Arena). Aunque la sola aportación sedimentaria del Pas bastaría para explicar la formación del gran complejo dunar de Liencres, la suma de las aportaciones de ambos estuarios (San Martín de la Arena y Mogro) permitiría la disponibilidad del gran volumen arenoso susceptible de generar este enorme campo dunar.

La barrera estuarina posee una playa asociada de dirección NE-SO, denominada de Valdearenas (Figura 3), que llega hasta los afloramientos rocosos situados junto al aparcamiento, desde allí la playa se continúa ininterrumpidamente hacia el NE recibiendo el nombre de playa de Canallave, la cual está flanqueada por un acantilado bajo sobre el que se dispone parte de las dunas remontantes fijadas por el pinar.

Según la clasificación morfodinámica de Short (1999), en ambos casos, son playas disipativas - intermedias con un sistema de barra longitudinal y surco, formando la terraza de bajamar. La orientación general de la barrera y el conjunto de playas de Valdearenas y Canallave se enfrenta casi frontalmente a los oleajes y vientos dominantes del NO. Por este motivo, las franjas dunares externas, adosadas a la playa, se han generado por estos componentes de viento, mientras que las acumulaciones arenosas que se instalaron en el área interna como dunas remontantes, no se fijaron inmediatamente sino que se removilizaron por componentes eólicos del O y del SSO (Martínez Cedrún y Flor, 2008). Este conjunto fue declarado *Parque Natural de las Dunas de Liencres*, por Decreto 101/1986 de 9 de diciembre.

#### **4.2. Barrera confinante del estuario de La Rabia y dunas de Oyambre**

A unos 60 km de Santander, tomando la comarcal CA-131, se llega al estuario de la Rabia, playa de Oyambre. En esta área de la costa los acantilados que forman el borde desde la playa de Oyambre hasta llegar al estuario de San Vicente de la Barquera están muy contrastados por la existencia de litologías de calizas y margas del Terciario inferior marino.



Figura 3. Panorámica de la barrera estuarina de Mogro y de la sierra de Liencres (monte Picota), en la que se observa, en primer término, la playa de Valdearenas y la desembocadura del río Pas. Sobre la barrera estuarina se aprecian algunos de sus elementos geomorfológicos más destacados como son: los complejos dunares activos, las dunas remontantes (repobladas por un pinar); el promontorio rocoso al pie de las dunas remontantes que limita la playa de Valdearenas. Al fondo, junto a un acantilado bajo comienza el área de Costa Quebrada, en dirección a Santander.

Las primeras afloran en la zona nororiental, constituyendo desniveles abruptos de más de 40 m en el cabo de Oyambre y separando las playas extensas de Merón al O, y de Oyambre al E. En cambio, las margas forman parte de las ensenadas playeras que experimentan una recesión relativamente rápida debido a su menor resistencia al oleaje y los rebordes calcáreos como acantilados.

Aproximadamente en el tercio septentrional de la playa de Oyambre, al NO de la Rabia, se conserva el nivel de rasa más representativo del litoral cantábrico, correspondiente a la rasa XI (2-7 m). En esta misma zona se conservan dos niveles de turbas en una terraza würmo-flandriense e, independientemente de aquéllas, algunos tocones dispersos sobre la propia plataforma de abrasión antigua sobre la que se extienden las arenas de la playa intermareal. Mary (1990) las data en 5.850 y 4.770 a BP (incal), mientras que Garzón *et al* (1996) incrementan la basal hasta 6.120 a BP.

La playa de Oyambre se extiende en una longitud de 2.050 m y una orientación general NO-SE, con una planta arqueada más marcada en el extremo NO.



Figura 4. Panorámica desde el costado E de la amplia playa de Oyambre, donde se desarrolla la barrera confinante del estuario de La Rabia (en primer término).

La anchura experimenta cambios desde unos 200 m en el sector septentrional a máximos de 325 m en las proximidades de la desembocadura del estuario de La Rabia. Todo el sistema se alimenta de las aportaciones arenosas de los estuarios más occidentales, fundamentalmente de los de Tinamayor y Tinamenor. La orientación de la playa y los oleajes dominantes del NO inducen un transporte de deriva de la playa hacia el estuario (Belmonte *et al.*, 1987), lo que ha motivado un aporte arenoso importante que, a su vez, ha permitido la formación de un complejo dunar (Figura 4).

Este espacio forma parte de un área protegida más amplia, el Parque Natural de Oyambre (declarado por la Ley 4/1988 de 26 de octubre), que incluye los estuarios de San Vicente y la Rabia, así como las playas, dunas y acantilados que se extienden entre ellos, totalizando una superficie de 5.758 ha.

#### **4.3. Estuario de San Vicente de la Barquera**

Continuando por la CA-131 se llega al estuario de San Vicente de la Barquera. Desde el costado oriental de la bahía estuarina, se contempla una panorámica del delta mareal de flujo

que ocupa toda la zona central del estuario. Este estuario, como el de La Rabia, tienen la peculiaridad de presentar dos brazos individualizados con amplios complejos de marismas, compartiendo la bahía y la desembocadura. El estuario de San Vicente de la Barquera supone el relleno sedimentario de las cuencas fluviales costeras de los ríos Escudo y el arroyo Gandarilla, que constituyen dos subsistemas estuarinos diferenciados. El Escudo drena la margen oriental y constituye el subsistema estuarino denominado Rubín, extendiéndose sobre una longitud de 25,6 km. El arroyo Gandarilla drena la margen occidental, con una longitud de 9,5 km, formando el subsistema Pombo. En este último ramal, el drenaje del río es casi simbólico por la escasa competencia fluvial, dado el escaso desarrollo de su cuenca hidrográfica, mientras que el Escudo tiene una entidad algo mayor con una superficie de alrededor de 3 veces superior y su caudal puede tener cierta importancia. La onda salina y la marea del estuario del Escudo tienen su límite a una distancia muy escasa uno de otra, la primera a 5,8 km de la desembocadura, mientras que la segunda está a 6,4 km.



Figura 5. Panorámica del complejo de desembocadura del estuario de San Vicente de la Barquera. Por detrás ambos subsistemas, el de Rubín (izquierda) y el de Pombo (derecha). Se visualiza la Bahía con su delta mareal de flujo con forma acorazonada.

La barrera arenosa está constituida por la gran playa expuesta de Merón y por unos campos dunares culminantes, resultado de una historia en la que también ha intervenido la mano del hombre (Figura 5). En esta playa, al E de la barrera, el transporte sedimentario se dirige en este mismo sentido por un cambio en la refracción de los oleajes incidentes.

El paso de desembocadura en el *complejo de desembocadura* ha sido forzado y alargado artificialmente con sendos espigones artificiales, de los cuales el occidental aprovechó un bajo rocoso para su construcción; en la margen derecha se instala una barra longitudinal arenosa que someriza más este costado. No aparece una barra de desembocadura externa, habitual en los estuarios cantábricos, realizándose la transición entre el exterior del paso de desembocadura y la playa submareal mediante una suave incisión canaliforme.

La *bahía* tiene una forma subrectangular permitiendo el desarrollo de grandes geometrías arenosas de alto flujo. Se construye un delta mareal de flujo, con su rampa y plataforma arenosa. El canal principal se adosa a la margen oriental, bordeándolo, mientras que un canal secundario se ubica en el costado septentrional y occidental. Se desarrollan playas y dunas estuarinas, algunas adicionadas con arenas dragadas en el costado del puerto pesquero. Las llanuras arenosas también muestran un cierto desarrollo, así como barras horquilladas de flujo y reflujos completan las unidades más representativas. Ni que decir tiene que se generan continuamente numerosas formas de lecho como megaripples, ondas de arena, y una gama variada de ripples de corriente. Algunas superficies arenosas se colonizan por el alga *Enteromorpha* sp. y por la herbácea *Zostera noltii*; también una variada infauna ocupa los bordes y fondos de los canales y llanuras arenosas.

Las *llanuras mareales*, predominantemente fangosas, al menos las de Gandarilla, se contemplarán en una vista panorámica. Ocupan la mayor parte del estuario y todavía conservan gran parte de su estructura original, aunque existen superficies desnaturalizadas o reclamadas. Su ámbito tan extenso está relacionado con el rango mareal amplificado. El canal principal es muy somero, mostrando una dicotomía debido a la reclamación de los espacios meridionales, donde incluso se construyó un segmento rectilíneo para la navegación que evitara discurrir por el canal sinuoso original.

El *canal superior* tiene una traza sinuosa con anchuras muy reducidas debido a que la pendiente del lecho fluvial es relativamente pronunciada. Desarrolla unas llanuras fluvio-mareales muy limitadas sobre un tramo de meandros encajados, en el caso del Escudo, y amplias y reclamadas en el Gandarilla, donde el canal principal sigue una traza subrectilínea.

Se trata de un estuario con un componente arenoso muy elevado (arenas finas, principalmente), la mayor parte del cual proviene de los aportes generados por las cuencas del Saja-Nansa (Tina Menor) y del sistema Cares-Deva (Tina Mayor). El sedimento se ha transportado por la deriva costera en sentido hacia el E y, posteriormente por las corrientes mareales y el oleaje fue introducido en el ámbito estuarino hasta su colmatación durante la recuperación eustática holocena, y en el cual las facies finas son las más numerosas, dada la gran superficie de las marismas. En cambio en el sector externo dominan las facies arenosas representadas por el delta mareal de flujo, canales y barrera externa, conformada por las dunas y la playa de Merón, en su sector más occidental.

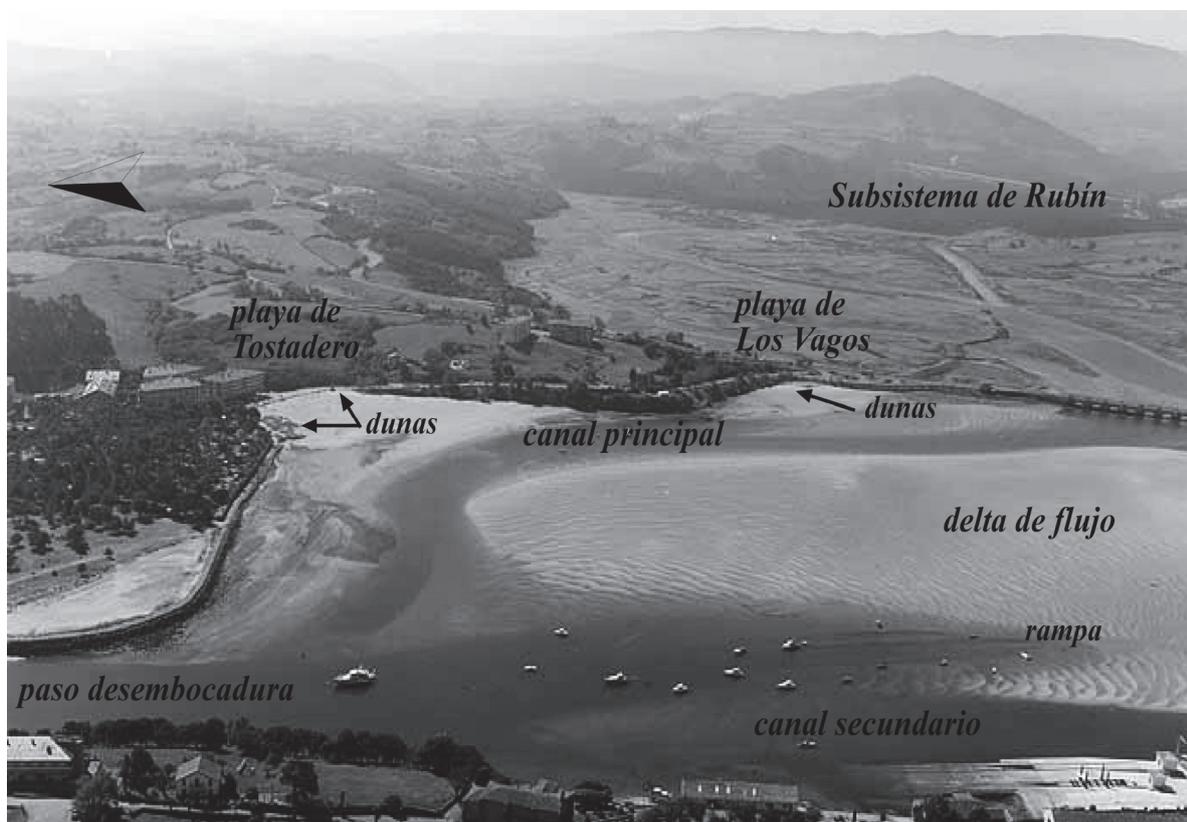


Figura 6. Se detallan parte de las unidades morfosedimentarias de la Bahía dentro del subsistema de Rubín.

Una de las peculiaridades de este estuario es la presencia dentro de la bahía arenosa del gran delta de flujo mareal, que se forma debido a que durante las llenantes, la masa de agua penetra por el paso de desembocadura hacia el interior, distribuyéndose las corrientes y el sedimento de manera centrífuga siguiendo una geometría en abanico o acorazonada, ayudado incluso por el oleaje entrante en determinadas circunstancias. Este aspecto acorazonado del delta mareal de flujo es típico de los estuarios con una amplia Bahía, donde se desarrollan dos canales que rodean esta gran estructura central y, muy probablemente, en estuarios donde

el rango es mesomareal alto, a diferencia del mesomareal bajo citado por Hayes (1975) en que la geometría de esta estructura es más difusa hacia las áreas internas del estuario (Figura 6).

#### 4.4. Estuario de Tina Menor

A pocos kilómetros con el límite de Asturias se sitúa el estuario de Tina Menor. Está drenado por un río colector de carácter cordillerano, el Nansa, y regulado por sendos embalses, circunstancia que repercute notablemente en las mezclas de agua y, probablemente, en la recesión de la barrera arenosa interna (Flor-Blanco, 2007; Flor-Blanco y Flor, 2008). Al enmarcarse en una costa afectada por mareas semidiurnas y mesomareales (oscilando desde micro a macromareales), las mezclas de agua y la dinámica dependen estrechamente de estas variables. En este caso, los oleajes solamente influyen en la formación y evolución de la *barrera confinante*.

Este estuario se caracteriza por un relleno sedimentario siliciclástico en un valle excavado, estrecho, de meandros encajados, aspectos que condicionan una geometría sinuosa en planta, pero suavizada con llanuras marismas ampliamente representadas (Figura 7). La desembocadura, al coincidir con una banda rocosa en el contacto entre la Cuarcita de Barrios y Caliza de Montaña, alineadas E-O, desarrolla una barrera sedimentaria confinante poco evolucionada de arenas finas, inundada en las pleamares.

En sentido longitudinal se definen las zonas morfológicas y sus correspondientes unidades morfosedimentarias y dinámicas de acuerdo con los criterios de Flor-Blanco y Flor (2008). Si bien subyace la idea de una distribución tripartita, la realidad morfológica de este estuario y la totalidad de los cantábricos, aconseja su diferenciación en 4 zonas geomorfológicas en sentido longitudinal: *Complejo de desembocadura, Bahía arenosa o arenosa y con gravas, Llanuras fangosas y Canal superior*. Esto implica una transición desde las áreas de desembocadura en las que dominan los agentes costeros, fundamentalmente el oleaje, justo hasta donde dejan de tener influencia las mareas (cola estuarina) y son las descargas fluviales las fundamentales. En términos texturales, los fondos presentan desde fracciones de arenas finas a muy finas (fangos), propios de una pérdida de energía en el sentido apuntado y, finalmente, a términos también groseros (cantos y gravas) por un incremento del nivel energético del río.

El ámbito de sedimentación se circunscribe al canal principal desde su entronque con

el tramo inferior estrictamente fluvial hasta la parte meridional del recinto de las llanuras fangosas antropizadas de la margen derecha.

Las fracciones de gravas-cantos están estrecha y mayoritariamente relacionadas con las descargas fluviales en avenida, en cambio los fondos arenosos se reparten mejor sobre el área externa del estuario, como corresponde a un área influenciada por la intrusión desde el prisma costero, donde además la dinámica marina (oleaje y corrientes mareales) permite un nivel energético elevado.

Lechos y barras laterales de canales principales y mareales, playas pertenecientes a la *barrera confinante* y estuarinas, dunas, barras horquilladas de flujo y reflujo y llanuras arenosas, son las unidades representadas que disponen de esta fracción.



Figura 7. Vista oblicua del estuario de Tina Menor

En cambio los fangos estuarinos, constituidos por fracciones de limo, que son predominantes, arcilla escasa y materia orgánica, ocupan las áreas internas del estuario, representando las superficies mayores del conjunto.

La dinámica fluviomareal está condicionada muy estrechamente por la geometría del encajamiento rocoso del valle fluvial, un aspecto invocado también en el estuario de Tina Mayor. Consecuentemente, el trazado sinuoso de la desembocadura juega un papel decisivo sobre la distribución sedimentaria de las unidades morfosedimentarias de la amplia *bahía arenosa*.

#### 4.5. Acantilados de La Arnía-Covachos

El tramo costero de carácter rocoso acantilado que va desde la playa de Canallave hasta la bahía de Santander se conoce como Costa Quebrada (Figura 8). Contiene una serie de rasgos geológicos de interés que dieron lugar a su inclusión en el catálogo de “Puntos de Interés Geológico” del IGME (Duque y Elizaga, 1983), y es adyacente al espacio protegido “Parque Natural de las Dunas de Liencres”. También ha sido declarado en la Red Natura 2000 como Lugar de Importancia Comunitaria (LIC).



Figura 8. Fotografía aérea oblicua de Costa Quebrada

El paraje contiene formas del relieve costero de gran belleza, que constituyen un verdadero “monumento natural” y permiten ilustrar con gran claridad el conjunto de acontecimientos que tuvieron lugar durante la conformación del actual territorio de Cantabria desde hace más

de 100 millones de años (Ma). La zona es muy adecuada para ilustrar la evolución de este tipo de costa en retroceso y para formular modelos sobre su probable evolución futura.

#### 4.6. Barrera arenosa confinante de El Puntal

La bahía de Santander es el mayor estuario de la costa cantábrica, con una extensión de 23,46 km<sup>2</sup> y un perímetro de 97 km, está representada por dos subsistemas (Figura 9). El más amplio, es el estuario de Santander propiamente dicho; está drenado por arroyos costeros de escaso caudal, que desembocan en los brazos internos de Bóo, Solía, Tijero y Raos.

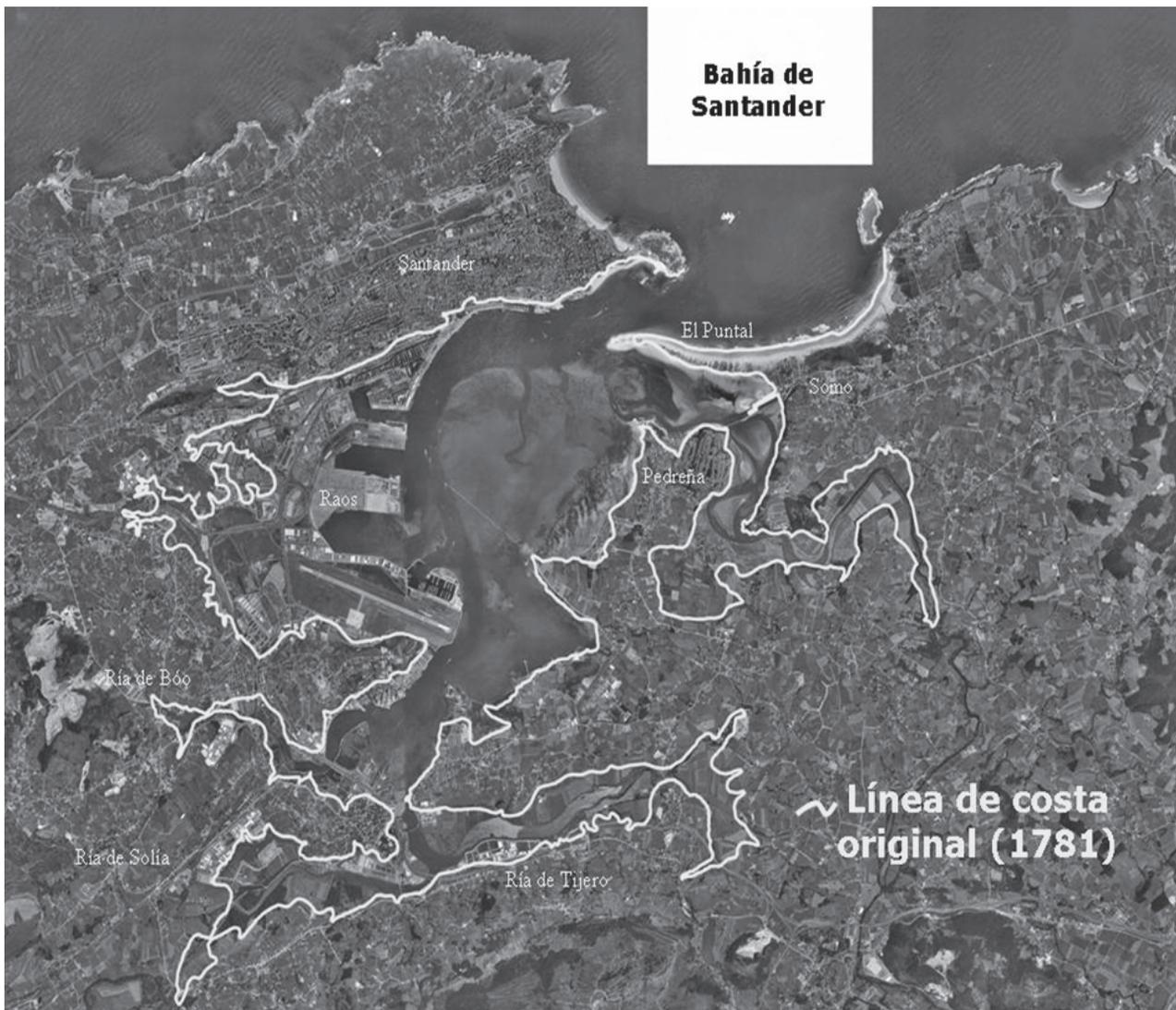


Figura 9. Vista aérea de la bahía de Santander y de los diferentes cursos fluviales que en ella desembocan.

Su gran magnitud es debida a que el vaso estuarino está excavado sobre un diapiro del Triásico, constituido por arcillas y yesos, limitado entre dos grandes fracturas de dirección NE-SO; éstas se ubican a lo largo de ambas márgenes estuarinas y afectan a rocas

sedimentarias de areniscas y calizas más resistentes. El segundo subsistema es el del río Cubas; es mucho más reducido que el anterior a pesar de estar conectado al río Miera, y tener una aportación subterránea muy acusada.

La mayor parte de la bahía, el 67%, está ocupada por una amplia superficie intermareal como

A)



B)



Figura 10. Secuencia de fotos satelitales oblicuas de la espiga arenosa de Somo-El Puntal, hasta Punta Rabiosa (E-O): A, los pasillos de tormenta evidencian los procesos de fijación y revegetación; B, en este caso, sobre la playa estuarina en su franja somera sumergida, aparecen ondas de arena por efecto de la llenante. Hacia la punta Rabiosa se han abierto dos pasillos muy activos

bancales arenosos en la margen oriental. El paso de desembocadura está orientado al NE, delimitada por la península de La Magdalena al N y el arenal del Puntal al E. El canal principal tiene 200 m de ancho y 10-11,5 m de profundidad.

El subsistema de Santander ha sido transformado intensamente (Cendrero y Díaz de Terán, 1977). Estos autores consideran que la bahía había perdido del orden del 46% del total de su superficie y un 57% de la superficie intermareal lo que supone entre un 40 y 48% del volumen, respectivamente. El estuario fue declarado Lugar de Interés Comunitario costero de

la Red Natura 2000: *Dunas del Puntal y estuario del Miera* (LIC ES1300005), ocupando 675 ha, e incluida en la Red de Espacios Naturales Protegidos de Cantabria.

El mayor aporte de agua dulce que recibe la bahía es procedente del río Miera (subsistema de Cubas) que llega desde la margen derecha, su caudal medio anual es 8,2 m<sup>3</sup>/s. Otros aportes de menor entidad se localizan en su zona más interna, correspondiendo a las rías de Tijero, Solía y Bóo o El Carmen.

El conjunto estuarino de Santander está confinado por la flecha-barrera de El Puntal de Somo, una extensa lengua arenosa que se alarga en dirección O-E. Se ancla en su extremo oriental a tierra (localidad de Somo) y apunta hacia el O, adentrándose su extremo occidental o punta Rabiosa en la propia bahía de Santander. Tiene una longitud de 3.115 m y representa la mitad en longitud de la gran playa arenosa hasta Loredó, que ha sido estudiada sedimentológicamente por Díaz de Terán (1976). Es consecuencia de las corrientes longitudinales que, desde el entorno de Las Quebrantas, divergen por refracción de los oleajes dominantes del NO; una corriente de deriva playera se dirige hacia el O (buscando el ápice de El Puntal) y otra hacia el E (Loredó).

La barrera arenosa del Puntal de Somo (Figura 10) culmina con un campo dunar, que contiene dos cordones dunares, uno de mayor magnitud orla la playa expuesta y el otro la playa estuarina, que se abre al S. Los primeros se generan por vientos del NO y NE, mientras que los segundos lo hacen por componentes del tercer cuadrante, más secos e intensos. También se formaron cubetas de deflación y alguna duna lingüiforme, intercaladas irregularmente. Se abren pasillos de tormenta, como estructuras rítmicas de erosión por oleajes de tormentas, y la correspondiente formación de abanicos sedimentarios en la franja de sotavento (playa estuarina) de la barrera. Hace unos 20 años, fueron intervenidos para fijarlos como áreas dunares. Hacia el extremo oriental de la playa, predominan los mantos de dunas remontantes y colgadas fijadas por plantaciones de pinos.

### **Agradecimientos**

Al Servicio de Cartografía del Gobierno de Cantabria por haber proporcionado los diferentes juegos de ortofotos y topografía de la zona de estudio. También extender nuestra gratitud al Catedrático de la Facultad de Geografía de la Universidad de Oviedo, el Dr. Felipe Fernández García por ceder los fotogramas del vuelo americano de 1945 (SERIE A).

## Bibliografía

- Alcalde Olivares, C., García Antón, M., Gómez Manzaneque, F. y Morla Juaristi, C. 2004. Palaeoenvironmental interpretation of the Neogene locality Caranceja (Reocín, Cantabria, N Spain) from comparative studies of wood, charcoal, and pollen. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 132, 133-157.
- Alonso, Á., García-Amorena, I., Garzón, G., Gómez Manzaneque, F., González-Diez, A., Morla Juaristi, C., Remondo, J. y Roig Gómez, S. 1999. Estudio preliminar del yacimiento de macrorestos vegetales de Caranceja (Reocín, Cantabria, España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 94, 23-40.
- Belmonte, D., Garzón, L., Losada, M., Ortega, J. Ruiz, E. y CAEAP 1987. *Oyambre, espacio natural*. Ed. Librería Estudio, Santander. 166 pp.
- Cendrero, A. y Díaz de Terán, J.R. 1977. Caracterización cuantitativa del desarrollo histórico del relleno de la bahía de Santander; un proceso natural activado por el hombre. *Revista de Obras Públicas*, 124 (3150), 797-808.
- Díaz de Terán, J.R. 1976. Sedimentología y dinámica de las arenas de El Puntal, Santander. *Anal. Inst. Est. Ind. Econ. Ciencias, Institución Cultural de Cantabria*, 1, 229-329.
- Duque, L.C. y Elizaga, E. 1983. Puntos de Interés Geológico en el Sector Oriental de la Cordillera Cantábrica. IGME, Madrid. 76 pp.
- Flor, G. 1983. Las rasas asturianas: ensayos de correlación y emplazamiento. *Trabajos de Geología*, 13, Univ. de Oviedo, 65-81.
- Flor, G. 1986. Las playas levantadas de Merón y Oyambre (Santander). *Actas del IX Congreso Nacional de Sedimentología*. Vol. I., 357-371. Salamanca.
- 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*, 26-47.
- 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. 477 pp.
- Flor-Blanco, G. y Flor, G. 2008. Aspectos dinámicos y morfosedimentarios del estuario de Tina Menor (Occidente de Cantabria, NO de España). *Trabajos de Geología*, 28, Univ. Oviedo, 41-68.
- Flor, G. y Flor-Blanco, G. 2011. Aspectos morfológicos, dinámicos y sedimentarios del sector costero: desembocadura del Nalón - playa de Bañugues. Problemática ambiental. *Guía de campo. 6º Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico (MIA09)*, 61 pp. ISBN: 693-9580-6.
- Flor, G. y Peón, A. 2004. Rasas y superficies de erosión continental en el relieve alpídico del noroeste peninsular y los depósitos terciarios. M.A. Araújo y A. Gomes (Eds.). *Geomorfología do NW da Península Ibérica*, 13-31. Universidad do Porto.
- Garzón, G., Alonso, A., Torres, T. y Llamas, J. 1996. Edad de las playas colgadas y de las turberas de Oyambre y Merón (Cantabria). *Geogaceta*, 20, 498-501.
- Hayes, M. 1975. Morphology of sand accumulation in estuaries. En: L.E. Cronin, Ed. *Estuarine Research, II, Geology and Engineering*, 3-22. Academic Press, Inc.
- Hernández Pacheco, F. 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. y Flor, G. 2008. Rasgos geomorfológicos y sedimentarios del campo dunar de Liencres (Cantabria). *Trabajos de Geomorfología en España 2006-2008*. J. Benavente y F.J. Gracia (Eds.). *Actas de la X Reunión Nacional de Geomorfología*, 275-278.
- Mary, G. 1979. *Évolution de la bordure côtière asturienne (Espagne) du Néogène à l'actuel*. Tesis Doctoral. Univ. de Caen, Francia. 288 pp.
- Mary, G. 1990. La evolución del litoral cantábrico durante el Holoceno. En: A. Cearrtea y F.M. Ugarte (eds.). *The environment and the human society in the western Pyrenees and the Basque Mountains during the upper Pleistocene and the Holocene*, 81-87.
- Moñino, M. 1986. *Establecimiento y cartografía de los niveles de rasa litoral existentes en Cantabria*. Tesis de Licenciatura (inédita). Departamento de Geografía, Universidad de Cantabria. 176 pp.
- Moreno, F., Mediato, J.F. y Canas, V. 2009. Terrazas marinas en el litoral de Cantabria. Controles litológicos del sustrato. *Nuevas contribuciones al Margen Ibérico Atlántico-2009*. G. Flor, J. Gallastegui, G. Flor-Blanco y J. Martín Llana (Eds.), 181-184.
- Peón, A. 1992. *Evolución Morfogénica del Relieve de Asturias*. Tesis Doctoral (inédita). Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. 398 pp.
- Short, A.D. (ed.), 1999. *Beach and shoreface morphodynamics*. Chichester, United Kingdom: John Wiley & Sons, 379 p.
- Tosal, J.M. 1968. Relaciones zócalo-cobertera en el límite de las provincias de Oviedo y Santander. *Breviora Geologica Asturica*, XII (1), 9-14.