



Jornadas de Geomorfología Litoral

Oviedo, 17 a 19 de julio de 2013

Geomorfología del litoral oriental de Asturias GUÍA DE CAMPO



Universidad de Oviedo

EDITORES
Germán Flor
Germán Flor-Blanco



ASTURIAS
CAMPUS DE EXCELENCIA
INTERNACIONAL
|AD FUTURUM|



DEPARTAMENTO
DE GEOLOGÍA

Geomorfología del litoral oriental de Asturias

EDITORES
Germán Flor
Germán Flor-Blanco

Primera edición: 17 de julio de 2013

© del texto: los autores

© de la edición: los editores

© de la cubierta: Luis Pando

© de las fotografías: G. Flor-Blanco (portada y contracubierta: Monumento Natural Complejo de Cobijeru)

ISBN-13: 978-84-695-7981-7

Depósito Legal: AS 02213-2013

Impresión y encuadernación:

A. S. G. Arias Servicios Gráficos 2003. S. L.

Polígono Sia Cooper. Parcela S3, Nave 2

33420 Lugones (Siero). Asturias.

ÍNDICE

| | |
|--|----|
| Presentación | 1 |
| Objetivos | 2 |
| Introducción | 2 |
| El litoral | 2 |
| La costa | 4 |
| Agentes dinámicos | 4 |
| Otros factores | 7 |
| Sedimentos | 8 |
| Los acantilados | 8 |
| Los ambientes sedimentarios | 10 |
| Itinerario | 12 |
| Parada 1. Mirador de Buelna | 12 |
| Parada 2. Conjunto de Cobijero | 13 |
| Parada 3. Playa de Gulpiyuri-playa de Bedón | 16 |
| Parada 4. Mirador sobre el estuario de Ribadesella | 18 |
| Parada 5. Playa de La Espasa | 26 |
| Parada 7. Playa/dunas de Rodiles | 27 |
| Referencias | 39 |

PRESENTACIÓN

En los últimos años, desde el Área de Estratigrafía del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, hemos tenido la oportunidad de mostrar numerosas particularidades morfológicas y sedimentarias de la costa asturiana con el objeto de que sea conocida por la comunidad científica y, solidariamente, contrastar pareceres en el campo. De este modo, muchos comentarios y sugerencias han sido focos de atención para abrir nuevas vías de trabajo y mejorar muchos aspectos que pasaron desapercibidos hasta entonces.

Algunos retos están planteados a la espera de una futura financiación, como la obtención de dataciones absolutas en relación con los registros sedimentarios en niveles de rasas, terrazas holocenas, evolución de campos dunares, etc., así como poder entrar a investigar en la franja de la plataforma continental interna con medios materiales adecuados.

Con motivo de la celebración de las VII Jornadas de Geomorfología Litoral, se ha pensado en recorrer un segmento litoral que solamente se conoce bien por sus cualidades turísticas. Obviamente, los atributos paisajísticos se fundamentan en las realidades morfológicas y sedimentarias con la particularidad de desarrollarse sobre sustratos mayoritariamente calcáreos.

Se trata de una franja costera aterrazada muy irregularmente por superficies de erosión elevadas, que termina en el contacto con el agua a través de borde rocoso acantilado cuyos desniveles alcanzan unas decenas de metros. Se intercalan algunas desembocaduras fluviales, dominando los ríos de carácter costero, que determinan ambientes estuarinos reducidos, así como gran número de calas donde los espacios eólicos dunares son anecdóticos.

Además de familiarizarse con esta costa en los recorridos de ida y vuelta, se pretenden visitar segmentos de acantilados abruptos, algunos recintos de playas arenosas y mixtas y estuarios desarrollados sobre depresiones de disolución calcárea; también un ejemplo de una terraza würmo flandriense que complementa el modelo sobre los rellenos holocenos de estuarios; y, finalmente, recorrer detalladamente una barrera confinante de un gran estuario de Villaviciosa, con extensos campos dunares, donde se ha dejado sentir más acusadamente la mano transformadora del hombre.

G. Flor y G. Flor-Blanco
Julio de 2013

Geomorfología del litoral oriental de Asturias

Germán S. Flor Rodríguez y Germán Flor-Blanco

Departamento de Geología. Universidad de Oviedo gfb@geol.uniovi.es; gflor@geol.uniovi.es

OBJETIVOS

En esta excursión científica por el oriente asturiano, se pretenden mostrar diferentes aspectos de esta costa rocosa de elevación epigenética, como acantilados y superficies de erosión, resultado de la orogenia alpina. Entre ella se abren formas sedimentarias de estuarios que colmatan valles fluviales previamente excavados, playas expuestas entre promontorios, mayoritariamente arenosas y campos dunares en aquellos entornos donde se han incorporado volúmenes sedimentarios excedentarios.

Destacar el lecho de que la costa de los Concejos de Llanes y Ribadedeva, los más orientales de Asturias, dentro de la Red Ambiental, ha sido declarada como *Paisaje Protegido de la Costa Oriental*. Comprende una franja estrecha de unos 30 km de longitud y anchuras variables de 1 a 4 km.

Está incluido también de forma parcial en el *Lugar de Importancia Comunitaria (LIC) de Ría de Ribadesella-Ría de Tina Mayor*, en el *Lugar de Importancia Comunitaria (LIC) del Río Purón*. Y en la *Zona de Especial Protección para las Aves (ZEPA) Ría de Ribadesella-Ría de Tina Mayor*. Incluye los Monumentos Naturales de *Bufones de Arenillas, playa de Gulpiyuri, Bufón de Santiuste y playa de Cobijero*.

INTRODUCCIÓN

La Geología del oriente asturiano está representada por materiales siliciclásticos y carbonatados pertenecientes a

la cobertera mesozoica, particularmente de edad jurásica, que, desde el meridiano de Ribadesella hacia el E, se sustituyen por una alternancia monótona de cuarcitas ordovicicas y calizas carboníferas (Fig. 1), siguiendo una estructura tectónica vinculada a la repetición de escamas cabalgantes.

EL LITORAL

La morfología de este segmento oriental asturiano se caracteriza por un perfil cuya orientación general O-E, pero con un escalonamiento marcado en planta en su mitad occidental, que cambia a NO-SE. La mitad oriental tiene una tendencia ONO-ESE, en que se cortan ligeramente las estructuras paleozoicas O-E (Fig. 1).

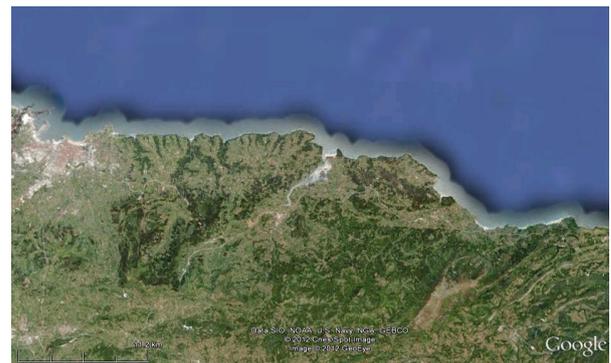


Foto 1. Perfil del tramo costero al E de Gijón O-E, que cambia a NO-SE hasta el estuario de Villaviciosa. Al E, toma de nuevo la dirección O-E y en la punta del Olivo hasta la playa de La Griega se escalona con el mismo cambio direccional.

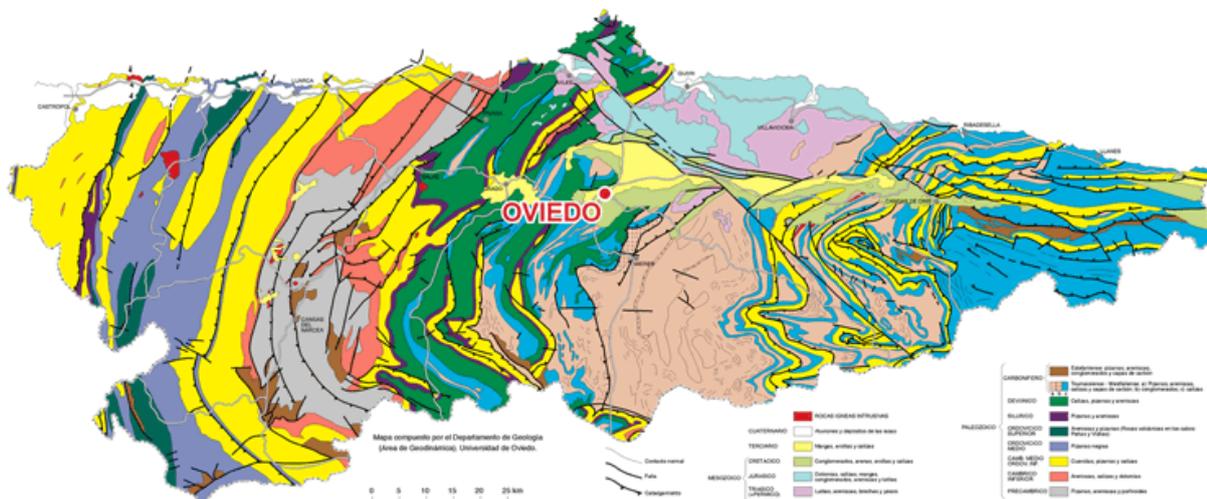


Figura 1. Síntesis de la cartografía geológica de Asturias (Aramburu y Bastida, 1995).

ocasionalmente, cantos y gravas muy angulosas de origen periglaciario, que rellenan vallonadas. Un manto de arenas o gravillas subredondeadas de origen playero se depositaron por encima hasta culminar este relleno como resultado de la transgresión flandriense.



Foto 4. Sierra del Cuera (superficie nevada) vista desde el costado oriental en la costa de Llanes, muy recortada. En primer término, otras sierras costeras menores al N talladas sobre cuarcitas, algunas culminadas por superficies aplanadas de erosión.



Foto 5. Diferentes niveles de rasa que se escalonan en el oriente de Asturias, como las del área SE de Llanes, continuándose por la franja occidental de Cantabria. Al fondo, la sierra del Cuera.

LA COSTA

El conjunto costero está representado por diferentes ámbitos de carácter rocoso y más variados morfosedimentarias y dinámicos, entre los que destacan los estuarios, muchos de ellos contribuyentes de sedimentos siliciclásticos al prisma costero. Probablemente, el de San Antolín de Bedón cuya

cuenca hidrográfica es reducida, debió tener alguna importancia en este sentido. Otros como el de Villaviciosa y los fosilizados de Colunga y Espasa se constituyen en sumideros netos, pero extruyen grandes volúmenes de nutrientes a la costa. Éstos inducen una aportación carbonatada (bioclastos) proporcionalmente muy alta a los sedimentos arenosos, que se deja sentir en las zonas emergidas de las playas arenosas.



Foto 6. Terraza würmo-flandriense, que ocupa la franja trasera superior de la playa de La Espasa en su sector oriental.

La aportaciones silíceas del río Sella rebajan el porcentaje carbonatado bioclástico si se compara con las playas desde Gijón a Ribadesella, pudiéndose deducir su importancia decisiva por sus aportaciones que son transportadas por deriva litoral hacia el E en la formación de las playas arenosas del oriente asturiano.

AGENTES DINÁMICOS

Los mecanismos por los cuales se distribuyen los sedimentos costeros y se generan los diferentes ambientes intermedios en la costa asturiana se reparten entre los siguientes.

- 1) Los vientos tienen una direccionalidad variable para cada estación del año. Así, los componentes del S tienen una mayor incidencia en otoño e invierno, siendo menos importantes en Asturias e incrementándose su presencia e intensidades hacia Cantabria y País Vasco, donde las rachas son máximas (Fernández García y Rasilla, 1992).

En invierno, el anticiclón de las Azores se retira hacia posiciones meridionales, lo mismo que las borrascas atlánticas. Éstas son más frecuentes, comenzando con componentes del S y SO, de gran intensidad, los cuales rotan en sentido contrario a las agujas del reloj hasta instalarse los del NO. Provocan precipitaciones en las zonas de montaña, mientras que en el resto son escasas o nulas, incrementándose la temperatura media del aire debido al efecto föhen.

Durante la primavera, estos últimos componentes pasan a ser dominantes y son importantes las brisas marinas, que alcanzan su máximo desarrollo durante el verano. También son frecuentes los del NE, fríos

y secos, que traen un tiempo fresco, claro y sin lluvias.

Los componentes del E y NE inducen enfriamientos de las aguas costeras (“upwelling”), especialmente si son persistentes, ya que las masas de agua más calientes se desvían mar afuera hacia el NO, siendo sustituidas por aquéllas.

Los vientos juegan un papel exclusivo en la formación de dunas eólicas y en particular en la construcción de los campos dunares asturianos, donde los del NO y O tienen una mayor incidencia, seguidos de los del NE. Obviamente, la humedad de las superficies emergidas de las playas alimentadoras influye en el proceso, bien sea por las precipitaciones que pudieran acompañarlos o por el efecto de las mareas.

Los vientos del SE son poco frecuentes en Asturias, concentrándose muy especialmente en el invierno (Fig. 2).

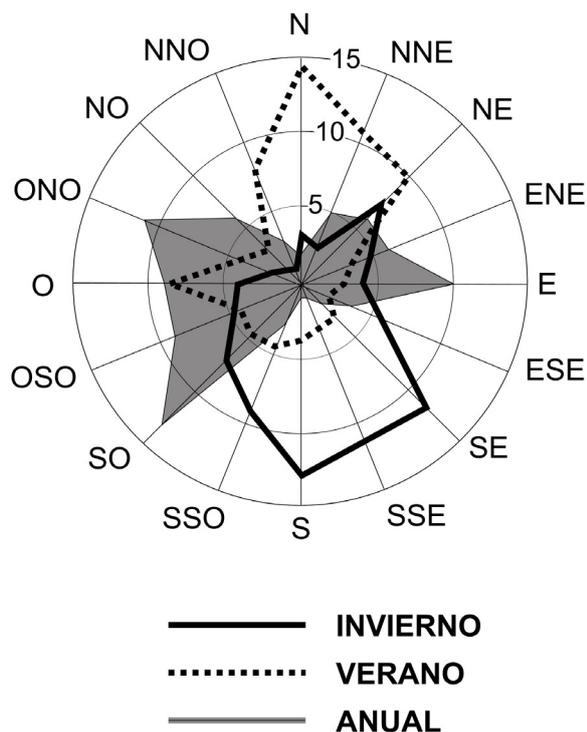


Figura 2. Frecuencia (%) de los componentes de vientos dominantes durante los veranos e inviernos, obtenidos de los datos del aeropuerto de Asturias (Rasilla *et al.*, 2004). La distribución anual procede de las observaciones tomadas entre noviembre de 2000 y septiembre de 2012, diariamente entre las 7 am y 7 pm. En: http://es.windfinder.com/windstats/windstatistic_asturias_aviles.htm#.

Las calmas, consideradas cuando la velocidad del viento es inferior a los 6 km/h, se extienden con un porcentaje del 30% a lo largo de todo el año, pero son mucho más importantes durante el otoño,

intercaladas entre el paso de diferentes frentes atlánticos lluviosos.

Solamente, un 15% de los registros anuales revelan velocidades de vientos superiores a los 18 km/h. Se han registrado rachas máximas de hasta 166 km/h y el recorrido medio diario es de unos 160 km (Flor y Flor-Blanco, 2009b). En Asturias, las rachas mayores de vientos son debidas a vientos del O.

- 2) La corriente costera tiene una componente principal hacia el E como resultado de la incidencia del viento y los oleajes, predominando los del NO, y la propia corriente oceánica con un ramal secundario de la Corriente del Golfo que, a la altura de Galicia, penetra en el mar Cantábrico. Barre toda la plataforma continental y en Francia se adapta al cambio de orientación y se mueve hacia el ONO (Foto 7).

Esta corriente transporta la masa de agua superficial en el sentido apuntado, a la cual se incorporan sólidos en suspensión, nutrientes, etc.



Foto 7. La pluma de materiales finos en suspensión después de una avenida en la desembocadura del río Nalón (occidente de Asturias). La trayectoria de esta corriente gira hacia el E (derecha de la fotografía), independientemente del componente de oleaje incidente.

- 3) Los oleajes dominantes en el Cantábrico proceden del cuarto cuadrante, mientras que los del NE son importantes cuando soplan vientos persistentes en condiciones de anticiclón (Foto 8). Los periodos pico más importantes están entre 8 y 12 segundos (Tabla 2) con porcentajes del 55%, para olas con alturas significantes inferiores a 2 m (de calma), siendo los de onda corta y larga más o menos similares.

Los temporales de tormenta también abarcan el primer y cuarto cuadrante, generalmente, con alturas significante superiores a los 2 m. Las alturas significantes de oleajes generados por el viento y de mar de fondo para profundidades indefinidas, así como para el puerto de Gijón han sido calculadas (Fig. 3) por dicho Puerto de El Musel (APG, 2009).

En cualquier caso, los frentes que llegan a la costa son preferentemente del NO.

| | | Tp | | | Total |
|----|---------|----------------|---------------------------|-----------------|--------|
| | | Corta ≤ 8 s | Regular 8 s < T < 12 s | Larga ≥ 12 s | |
| Hs | ≤ 2 m | 19,8% | 39,9% | 7,7% | 67,4% |
| | 2 - 4 m | 2,3% | 14,1% | 11,1% | 27,5% |
| | ≥ 4 m | — | 1,2% | 3,9% | 5,1% |
| | Total | 22,1% | 55,2% | 22,7% | 100,0% |

Tabla 2. Porcentajes de alturas significantes (Hs) y periodos pico (Tp) anuales de los oleajes en el Mar Cantábrico (Hellín Medina, 2009) para diferentes tipos de ondas (cortas, regulares y largas) y totales.

El máximo temporal previsible, con un periodo de retorno de 100 años, tiene un fetch de 4.500 km, la altura de ola significativa es de 8 m y la máxima de ola (Hmáx = 1,8 Hs) es de 14,40 m. La longitud de

sedimento hacia el costado oriental de la playa. En algunas playas barrera de los estuarios, particularmente en los mejor evolucionados, la batimetría del fondo es más decisiva en la resultante direccional de esta corriente, bien sea con una componente hacia el E (Ribadesella, Niembro) o al O (Villaviciosa, Bedón, Tina Mayor). Esto repercute directamente en la ubicación del paso de desembocadura del estuario correspondiente en el costado apuntado, respectivamente.

Sobre los acantilados verticales, con la oportuna acción mecánica y/o de disolución del agua, los oleajes construyen la hendidura de abrasión, con mayor desarrollo en los de naturaleza calcárea en los cuales, incluso, se llega a labrar una plataforma de abrasión que no suele superar los 3-4 m de anchura, a diferencia de lo que ocurre en el litoral occidental asturiano.

- Altura de ola significativa mar de viento en profundidades indefinidas - *Significant sea wave height in deep waters*
- Altura de ola significativa mar de fondo en profundidades indefinidas - *Significant swell wave height in deep waters*
- Altura de ola significativa en el Puerto de Gijón - *Significant wave height in Port of Gijón*

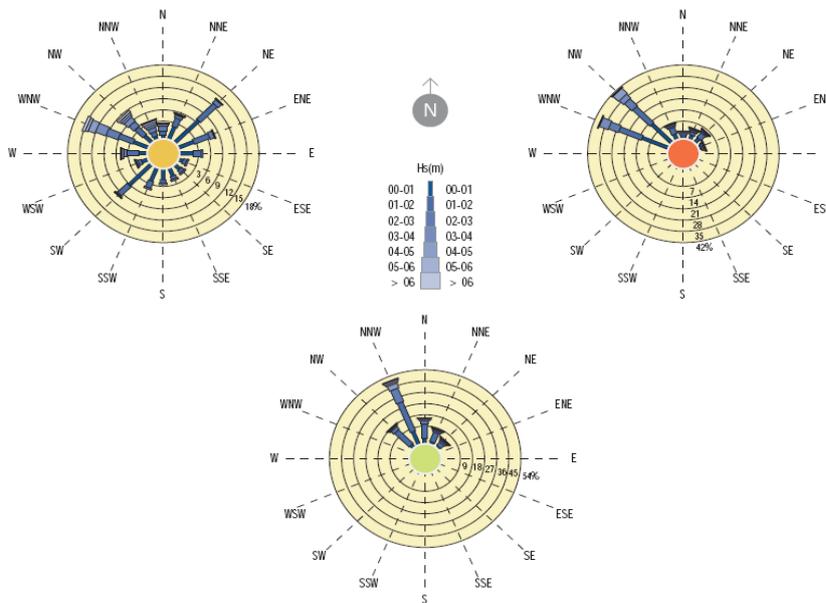


Figura 3. Régimen de oleajes de mar de viento y mar de fondo en aguas profundas indefinidas y en el puerto de Gijón (memoria anual de la Autoridad Portuaria de Gijón-El Musel APG, 2007). https://www.puertogijon.es/recursos/doc/Memorias/723_1661662010121525.pdf

onda máxima alcanza una cifra de 350 m (APG, 2009).

Su mayor protagonismo tiene lugar sobre las playas en cuanto a la distribución de los sedimentos en ciclos estacionales de calma (construcción de perfil de equilibrio) y tormenta (erosión y aplanamiento con regularización de las superficies). Obviamente, la geometría y orientación de las playas, dependientes de los promontorios sobre los que se apoyan o si predomina la herencia de un valle costero en su configuración, son factores determinantes para la actuación del oleaje. En playas orientadas O-E a SO-NE, se genera una corriente residual de deriva que transporta el



Foto 8. Olas de tormenta batiendo sobre el antiguo dique portuario de Llanes.

- 4) Las mareas que afectan al mar Cantábrico son semidiurnas o semidiarias, cuyo periodo ronda las 12 horas y 20 minutos. Los rangos o amplitudes mareales varían de micromareales (cerca de 1 m) a macromareales (algo más de 4,55 m) en las vivas equinocciales.

Son fundamentales en el interior de los estuarios por cuanto el prisma de marea (agua oceánica intruida) influyen en la dinámica de las mezclas de agua y la dispersión sedimentaria, junto con las descargas fluviales del río tronco asociado. En la zonación geomorfológica a gran escala en sentido longitudinal de cada estuario se dejan sentir los oleajes y vientos en la franja exterior, las mareas en el tramo inmediatamente aguas arriba con las aguas fluviales y materiales sólidos en avenidas que se hacen paulatinamente más intensivas hacia la cola estuarina.

- 5) Descargas fluviales, de forma particular en estuarios vinculados a ríos con gran capacidad de transporte de sólidos de carga y suspensión a lo largo de su dilatada historia de excavación por encajamiento. El río Sella tiene una componente relevante en este sentido y mucho menor el Bedón-Riensena, al tratarse de una cuenca hidrográfica de carácter intermedio. Ambas cuencas han extruido fracciones de gravas cuarcíticas y, mayoritariamente, arenosas de cuarzo al frente costero para construir prismas sedimentarios de gran extensión, que permiten que las zonas supra e intermareales arenosas de las playas de las barreras confinantes se continúen hasta batimetrías de más de 20 m. Las gravas de naturaleza cuarcítica forman parte en un porcentaje elevado de sus estuarios en sus tramos de mayor influencia marina, pero también de la franja superior donde el río conecta con la cola estuarina. En Bedón, la barrera confinante está constituida casi exclusivamente por estas fracciones mayores (Foto 9), continuándose aguas arriba.



Foto 9. Barrera confinante del estuario de Bedón desde la que se ha formado un lóbulo de tormentas hacia tierra, donde predominan las fracciones de cantos y gravas.

OTROS FACTORES

Cabe incluir la elevación del nivel del mar y las intervenciones antrópicas, como desencadenantes de cambios relativamente rápidos en algunos ámbitos costeros.

- 1) El nivel del mar en el Cantábrico está experimentando una elevación que ha sido cuantificada en el País Vasco por García-Artola *et al.* (2012) en una cifra de 2,0 mm/año a lo largo del siglo XX.

Dependiendo del tipo de ambiente, la respuesta es muy diferente. Así, en la Bahía estuarina de Villaviciosa, las masas arenosas están progradando aguas arriba del estuario, apoyándose cada vez más frecuentemente sobre llanuras fangosas y marismas. En el caso de campos dunares, se detecta una erosión con recesión del frente dunar, como es el caso de la playa de Vega (Flor y Flor-Blanco, 2009b). Los acantilados cuarcíticos de la posplaya de San Antolín de Bedón han experimentado recesiones de gran calibre.

- 2) Las intervenciones antrópicas han sido numerosas en algunos estuarios, como el de Villaviciosa, donde además de la ocupación masiva de marismas desde el siglo XIX, se han construido dársenas portuarias y canalizaciones con alargamiento mar afuera. También en el tramo inferior del estuario de Ribadesella se urbanizaron las dunas culminantes de la barrera confinante, se ocuparon marismas, se encauzó el canal principal y se crearon nuevos espacios marismesños.

Últimamente, se ha procedido a recuperar algunos espacios reclamados, denominados “porreos” en Asturias, como las áreas de El Cierrón que se extienden hasta el entorno de Villaviciosa. Durante pleamares vivas y fuertes lluvias, las inundaciones llegaron al borde urbanizado (Foto 10).



Foto 10. Inundaciones de las antiguas marisma de El Cierrón de Villaviciosa en otoño de 2012 con ocasión de las mareas vivas equinocciales.

SEDIMENTOS

Los sedimentos que forman parte del borde costero abarcan numerosas fracciones, desde cantos y gravas a arenas y limos y arcillas. Los estuarios contienen la mayor variedad posible, incluyendo otros componentes como la materia orgánica, que tiende a oxidarse en

porcentajes (inferiores al 20%). Esta distribución se continúa por el occidente de Cantabria, donde los estuarios de Tina Mayor y Tina Menor están drenados por ríos de cuencas hidrográficas suministradoras también de fracciones siliciclásticas.

La cuenca del río Bedón también contribuye, aunque

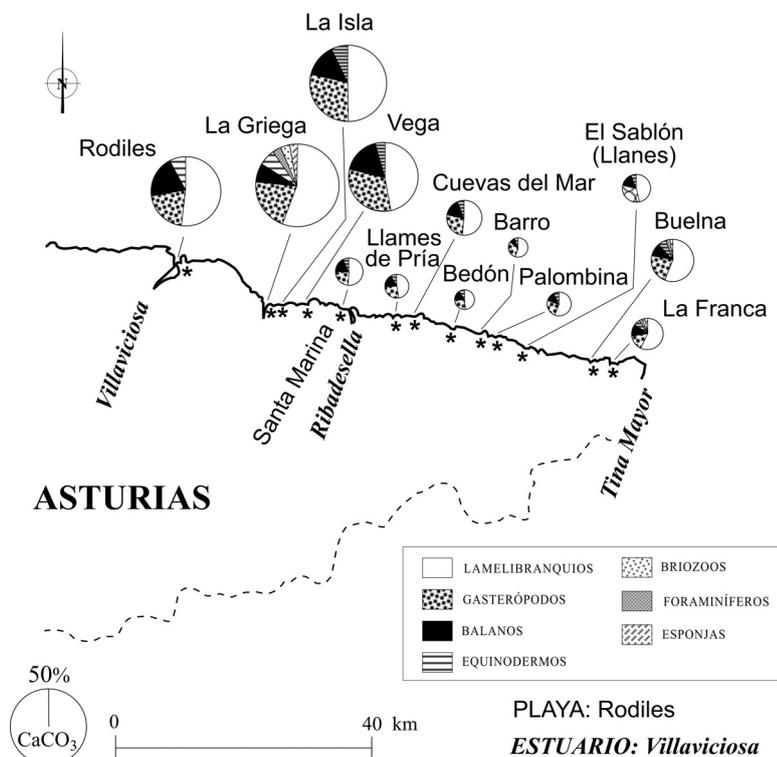


Figura 4. Distribución de carbonatos biogénicos representativos de las zonas inter y supramareales de playas arenosas, desde la desembocadura del estuario de Villaviciosa (Rodiles) al extremo oriental de Asturias (modificado de Flor, 1977).

ambientes dominados por el viento y oleajes. Las groseras se restringen a entornos de gran energía (playas expuestas y playas en barreras confinantes) bien sea por las descargas fluviales o por la erosión de acantilados cuarcíticos. Predominan las mineralogías cuarzosas, pero en las arenas de las dunas eólicas, playas y estuarios aparecen proporciones muy variadas de carbonatos biogénicos.

Las fracciones arenosas representan la mayor parte del ámbito costero, repartidas en playas y campos dunares, en gran medida por la facilidad que tienen ante la deriva litoral desde las áreas fuente.

Son relativamente elevados los componentes biológicos desde Gijón a Ribadesella (exclusive), debido a las aportaciones de nutrientes del estuario de Villaviciosa, cuya influencia se deja sentir hacia el E por el transporte de la corriente costera. El máximo se produce en la playa de La Griega, disminuyendo paulatinamente hacia el E.

La intrusión de grandes cantidades de arenas siliciclásticas, en este sector por las descargas del río Sella, rebaja el porcentaje drásticamente hasta conseguir una cierta homogeneización de los

en menor proporción, a la entrada de siliciclastos en el borde costero de la costa llanisca. De alguna manera, hacia el E, se produce una cierta recuperación mínima de restos biogénicos que alcanzan un máximo en la playa de Buelna.

Los bioclastos proceden de comunidades de organismos que, mayoritariamente, colonizan el borde rocoso supra a submareal somero. Son principalmente lamelibranquios, gasterópodos y balanos y menor participación de equinodermos y otra microfauna (foraminíferos, briozoos, etc.). La mayor proporción de estos últimos es una evidencia de que las playas son más protegidas a la exposición de los oleajes incidentes (Fig. 4).

LOS ACANTILADOS

La litología de las rocas sedimentarias es un factor decisivo en el tipo de tramo rocoso acantilado. Al O del estuario de Ribadesella, afloran alternancias de areniscas y limolitas con algunos niveles margosos y calcáreos de alguna de las diferentes Formaciones jurásicas (La Ñora/Vega, Tereñes y Lastres), pero con intercalaciones de calizas grises, areniscas, lutitas y conglomerados del Carbonífero, Pérmico y Triásico

(entre Colunga y playa de Vega). Tienen a generar movimientos de ladera sumamente variados.

La culminación del acantilado se conserva a diferentes alturas entre 80 y 40 m, pero se rebaja el plano en rocas limolíticas por la formación de deslizamientos, movimientos de tierra, etc o por desprendimientos de lajas si son areniscas.

Si bien las cuarcitas son más resistentes, se detectan movimientos importantes de ladera en San Antolín de Bedón durante los últimos 5 años (Foto 11). Depósitos de ladera, algunos de origen periglacial, se removilizan por la socavación del oleaje en algunos sectores, como en la playa de Bendía, al E de la Franca.



Foto 11. Movimientos de derrubios en el acantilado cuarcítico de la posplaya de San Antolín de Bedón (primavera de 2009).

La visera de abrasión se genera por la acción combinada de la presión hidráulica y la turbulencia del oleaje, en la que intervienen la disolución y otra serie de procesos químicos y bioquímicos inducidos por moluscos y gusanos litófagos capaces de perforar y disolver la caliza. En esta costa calcárea se desarrolla muy deficientemente (Foto 12) y los restos vinculados a rasas son muy poco relevantes.



Foto 12. Borde acantilado en el área oriental llanica (Cué) cuyo pie desarrolla viseras de abrasión poco evolucionadas. La parte superior deja la marca del nivel del mar hasta donde es efectiva la socavación.

Plataformas de abrasión activas se encuentran en ciertos lugares, como las La Tejera (E de Novales), pero son relativamente escasas.

La karstificación ha propiciado la formación generalizada de multitud de oquedades que pueden dar lugar a bufones durante las fases de pleamar y se combinan con las olas de tormenta que llegan a tierra, infiltrándose por las oquedades y fisuras verticales de las calizas a presión para liberar el flujo de agua en el exterior (Foto 13).

Tres conjuntos de bufones han sido declarados Monumento Natural en la costa de Llanes: 1) Arenillas, entre Llanes y Buelna, 2) Santiuste, al E de esta última localidad y 3) Llames de Pría al E de Ribadesella, en este caso constituyendo un campo de bufones (Foto 13).



Foto 13. Bufones funcionando en Llames de Pría (E de Ribadesella) sobre un frente acantilado vertical, que culminan con un nivel de rasa (X), desarrollados en materiales calcáreos carboníferos.

Además de las dolinas continentales de disolución y colapso, Adrados González (2001) distingue tres categorías de dolinas marinas: inundadas o cenotes (La Puente al N de Llames de Pría, Pozo del Cura), de marea (Mar de Sutierra, Punta de la Dehesa) y supramareales (La Herradura al N de Cué).

Los arcos en el acantilado son elementos diseminados por toda la costa, como los de Cueva del Mar, del Furaco (Bedón), de la isla de Castru de Las Gaviotas (N de Villahormes) San Martín (NE de Celorio), Salto del Caballo (Cobijero), Arco del Caballo y La Lanchuca (Pimiango).

Finalmente, los islotes denominados "castros" en este litoral, se agrupan en determinados sectores (Niembro-Llanes) como residuos de su antigua pertenencia al ámbito terrestre, de modo que muchos culminan con algún aplanamiento.

No son muy frecuentes los desprendimientos por socavación en la base de acantilados, pero se pueden encontrar ejemplos significativos, como los de la playa

de Vidiago, bajo la forma de avalanchas de bloques o caídas verticales de bloques por gravedad.

Abundan las formas de disolución cárstica, tanto de mediana como de pequeña escala, pero en contacto con el mar, aunque se trate de formas continentales heredadas, las primeras son muy escasas.

Son reseñables las formas del epicarst de escala métrica como los de aguja, exhumados de formaciones antiguas, algunas conteniendo una cubierta sedimentaria de limos y arcillas ferruginosa de alteración, explotada antaño, como en Buferrera (Lago Enol en el Macizo Occidental de los Picos de Europa) y Cabárceno (centro de Cantabria). Tienden a conformar geometrías cónicas o piramidales.

Un ejemplo notable aflora en la zona intermareal de la playa de Toró (E de Llanes), donde se reparten grupos de agujas (Foto 14) y también en Gulpiyuri.



Foto 14. Agujas cársticas en la playa de Toró (E de Llanes).

Formas menores son los lapiaces en alvéolos producidos por salpicaduras del agua salada.

LOS AMBIENTES SEDIMENTARIOS

La mayoría de los ambientes costeros corresponden a playas arenosas entre promontorios, es decir, playas apoyadas (*embayed beaches*), con dimensiones máximas de 1.200 m y mínimas de unas decenas de metros.

En el tramo costero comprendido entre Gijón y Ribadesella, el sustrato rocoso es predominantemente siliciclástico con playas que ocupan ensenadas abiertas donde las rocas son menos competentes, en cuyo caso forman plantas alargadas al perfil costero, o bien en desembocaduras de ríos costeros, en cuyo caso adquieren geometrías embudiformes.

En la costa de Llanes, donde dominan las litologías carbonatadas y los procesos de disolución a los que está sometida la caliza determinan la formación de playas de tipo cala. Son muy evidentes las que muestran perfiles subovoideos en planta en la porción interna o en la

práctica totalidad (Gulpiyuri, Portillu al E de Celorio, Toró al E de Llanes, Buelna, Cobijero, La Silluca, etc).

Algunas playas, conectadas a un arroyo costero, se alargan de acuerdo con el trazado del valle fluvial (Llames o Aguamía, Cuevas de Mar, Huelga, Purón, Novales y La Franca). Incluso, en su morfodinámica se combinan la acción de los oleajes incidentes y la circulación estuarina, pudiendo intervenir, aunque muy débilmente, la descarga del arroyo drenante.

Playas de gravas y cantos e, incluso, bloques tienen una representación reducida y sus dimensiones son muy escasas, como las del Castillo en los alrededores de Niembro.

Algunas playas mixtas de cantos, mayoritariamente cuarcíticos, ocupando la franja estrecha superior intermareal, y arenas en la mayor parte de la intermareal y la totalidad de la submareal, se desarrollan sobre acantilados cuarcíticos que forman la franja trasera de la playa: San Antolín de Bedón y Torimbia, pero también en otras circunstancias.

Otras se han abierto a favor de la estratificación sobre materiales erosionados algo menos competentes, indentándose la playa hacia tierra, generalmente con dimensiones de unos pocos centenares de metros de longitud y anchura de unas pocas decenas de metros, como las de La Canalina, La Canalona y Villanueva.

Son relativamente numerosas las playas supramareales, que son rellenos arenosos (Pozo de La Arena), de cantos (ensenada Salmorieda, playa de Arenillas) o mixtas (Campudongo), que se caracterizan por sus dimensiones reducidas de unos pocos centenares de metros cuadrados. Se generan en sectores rocosos bajos muy expuestos a las tormentas de ola, de modo que solamente son activas temporalmente bajo estas condiciones. No deben confundirse con los mantos irregulares provenientes de la actividad de bufones, en este caso, exclusivamente arenosos.

Algunas playas tienen morfologías en tómbolo cuando se interpone un islote en la franja somera submareal, como la mixta de gravas y arenas de El Castiellu al NE de Pendueles. También las arenosas de El Borizu, San Martín y La Almenada al E de Celorio y Antilles (Cué).

Las barreras confinantes de algunos estuarios han desarrollado amplios sistemas de playa/dunas, como son los de Villaviciosa y Ribadesella. Las obras de alargamiento y canalización en el primero durante las primeras décadas del siglo XX han supuesto la formación de un nuevo campo dunar progradante, relativamente estabilizado en los últimos años debido a una gestión correcta del espacio.

Algunas muestran un cierto equilibrio dinamo-sedimentario, como la de Rodiles, o están en franca recesión, como la de Vega (Flor y Flor-Blanco, 2008). Otros campos dunares fueron desmantelados para

dedicarlos a urbanizaciones, como el de la playa de Santa Marina en Ribadesella.

La barrera del estuario de Bedón está constituida por cantos y gravas, aportados tanto por los acantilados cuarcíticos que limitan la parte alta de la playa, como por el sistema fluvial a lo largo de su historia.

Otros estuarios se colmataron durante la transgresión Flandriense, conservándose parcialmente las antiguas barreras arenosas, como las de La Griega (río Libardón) y Espasa, aunque con escaso desarrollo de campos dunares.

Existen otros estuarios de menores dimensiones, como el de Llanes, profusamente antropizado para usos portuarios, en el que drena el arroyo Carrocera. El de Póo ocupa el fondo de un valle costero con forma de trompeta, muy alargado en dirección N-S y estrecho, vinculado al arroyo Vallina, que tiene un relleno mayoritariamente arenoso; sólo contiene vegetación de tipo marisma subhalófila en la cola y pasa por una fase de degradación, debido al pisoteo (Bueno Sánchez, 1997).

El estuario de Niembro ocupa un antiguo valle ciego sobre un sustrato calcáreo que se conserva bastante natural. Tiene una geometría ramificada en planta con un relleno predominantemente arenosos, aunque ha se han introducido en los años 80 arenas silíceas finas de un lavadero ubicado en la cabecera del arroyo de La Bola, que drena en el mismo, como río Calabres hasta sumirse en la cueva de La Llera. Como todos los

estuarios cantábricos, se subdivide zonalmente desde la desembocadura a la cola en 4 unidades: *complejo de desembocadura*, *bahía arenosa*, *llanuras arenoso-fangosas* y *canal superior* (Fig. 5). Tiene la singularidad de disponer de un paso de desembocadura mayormente rocoso, que se prolonga mar afuera a través de un canal exento muy alargado, en ocasiones vinculado a una depresión erosiva que hace las veces de una barra de desembocadura disipadora de la energía durante vaciantes (Fig. 5). Desarrolla unas dunas embrionarias de tipo tabular con alturas decimétricas, que ocupana una franja muy estrecha en la margen occidental de la bahía. Las llanuras son algo más arenosas debido a los aportes mencionados, pero están surcadas por numerosos canales mareales algo sinuosos. Contiene cortejos vegetales representativos de las marismas externa e interna subhalófilas.

Estos pequeños estuarios llaniscos, excepto el de Bedón con mayor magnitud, tienen en común el estar confinados por estrechamientos rocosos, aunque acaben desarrollando una barrera confinante arenosa muy incipiente, que se inunda en cualquier tipo de pleamar. Las llanuras fangosas son muy escasas, lo mismo que las marismas, y tienen proporciones elevadas de arenas finas, a diferencia de las fangosas en estuarios mejor evolucionados. Los regatos o arroyos que desaguan en la cola tienen caudales exiguos, salvo que se produzcan avenidas durante precipitaciones excepcionales. Las colas estuarinas se reducen a los canales drenantes con fuerte participación fluvial.

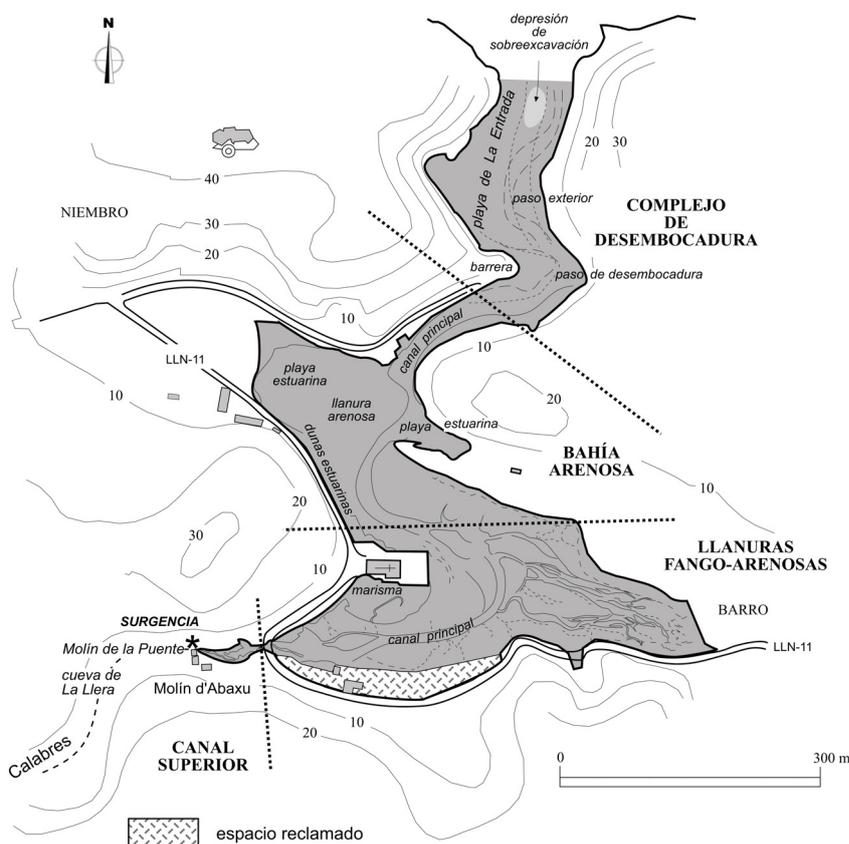


Figura 5. Zonación geomorfológica longitudinal del estuario de Niembro, relleno sobre un antiguo valle ciego de origen cársico.

ITINERARIO

Esta excursión científica ha sido dividida en una serie de paradas, con desplazamientos muy variables en cada caso para cubrir una gama muy amplia de contenidos geomorfológicos. Se trata no solo de ofrecer una visión general y particular del territorio costero oriental de Asturias (Fig. 6), sino también allanar el camino para debatir aquellos aspectos que puedan mejorar el grado de conocimiento, comparar con regiones muy diferentes y favorecer contactos para futuras colaboraciones.

posibilidad de contemplarlo cartográficamente (Fig. 6) ya que los desniveles, aunque inferiores a los 2 m, tienen una cierta continuidad longitudinal.

El viñedo en la región cantábrica tiene sus raíces en la Alta Edad Media y a lo largo del siglo XVII se produce el declive, que se acelera en la mitad del XIX (Lanza García, 2011). Estaba mejor por emparrado, alternando la actividad de la pesca con la obtención de un vino mediocre, de baja graduación y escasa duración, siempre sometido a ordenanzas de protección.

Se activan dos bufones en este sector oriental de la

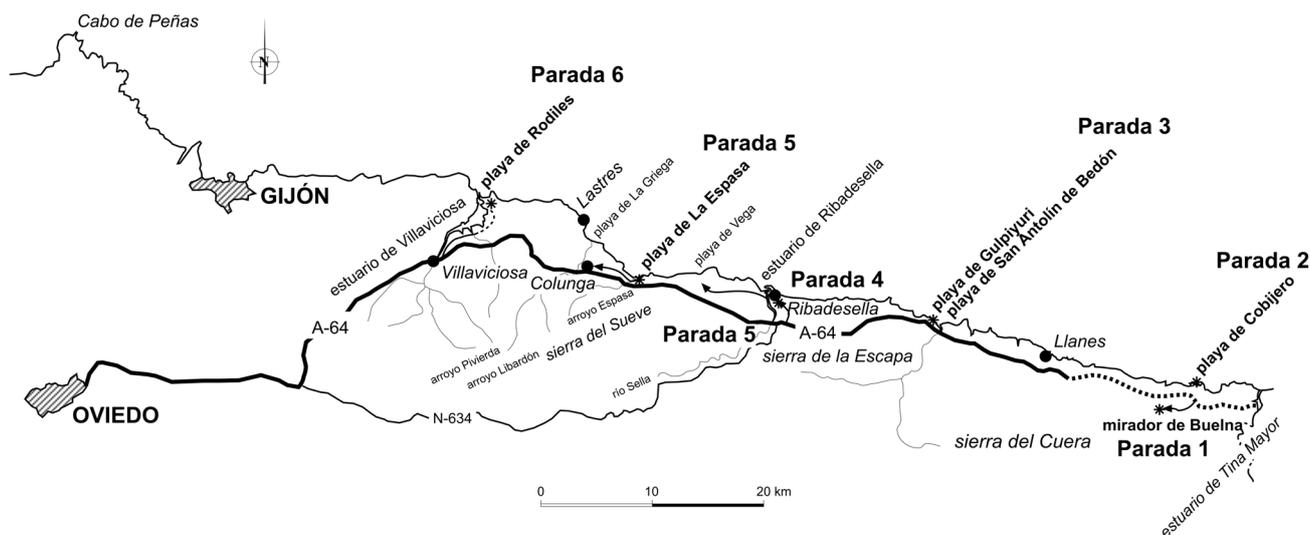


Figura 6. Perfil recortado y topografía de la franja costera en la que se identifican los restos de dos niveles inferiores de rasa (VIII y IX), así como los entornos del Monumento Natural del Complejo de Cobijero (modificado de Flor, 1999).

PARADA 1. Mirador de Buelna

Se accede desde la población llanisca de Buelna, tomando una desviación hacia el S por la carretera comarcal LLN-4, que conecta con La Borbolla, justo al pie de la falda N de la sierra del Cuera. El trayecto supone una distancia de unos 2 km.

En la cumbre del denominado Llano de Buelna, se continúa unos 200 m por una pista de tierra hacia el E hasta el mirador elevado a poco más de 200 m de altura.

La primera observación se centra en la panorámica que ofrece la disposición recortada del perfil costero, debido a la doble acción mecánica del oleaje y disolución cárstica de las calizas carboníferas en la franja más septentrional.

Asimismo, culmina con una superficie muy irregular subplana que representa realmente una serie de rasas escalonadas de reducida continuidad (Fig. 7), removilizadas por procesos de disolución. Un aspecto singular lo constituye el escalonamiento del terreno debido al cultivo de viñedos por abancalamiento. Se trata de un cultivo que tiene una expresión geomorfológica de carácter antrópico, con la

población de Buelna, el de la playa de Cobijero y otro más alejado y con mejor funcionamiento al E, el de Santiuste.

En la franja meridional sobre el sustrato cuarcítico se conservan dos niveles superiores de rasa II y III con culminaciones muy planas, perfectamente escalonadas, de las cuales la inferior tiene una escasa continuidad lateral. Se comprueba el límite interno de esta última como una franja reglada, muy probablemente por depósitos de ladera.

En el borde meridional de la pista del mirador, se visualiza el sustrato rocoso aflorante, que evidencia su origen erosivo con apenas recubrimiento sedimentario. No obstante, Florschütz y Menéndez Amor (1959) describen algo más al S una sección sedimentaria con un espesor inferior a 1,0 m, dentro del que detectan la presencia de un pavimento de clastos cuarcíticos (7 cm), infrayacente a unas arenas grises de 10 cm y la capa vegetal del suelo, afectados por procesos de eolización, que relacionan con un evento periglaciario.

Las playas son del tipo de cala con muy escaso relleno arenoso, entre las que destacan la de Buelna en el área O, Cobijero sobre una dolina irregular y algo más al E la de La Silluca, que sólo emerge durante las

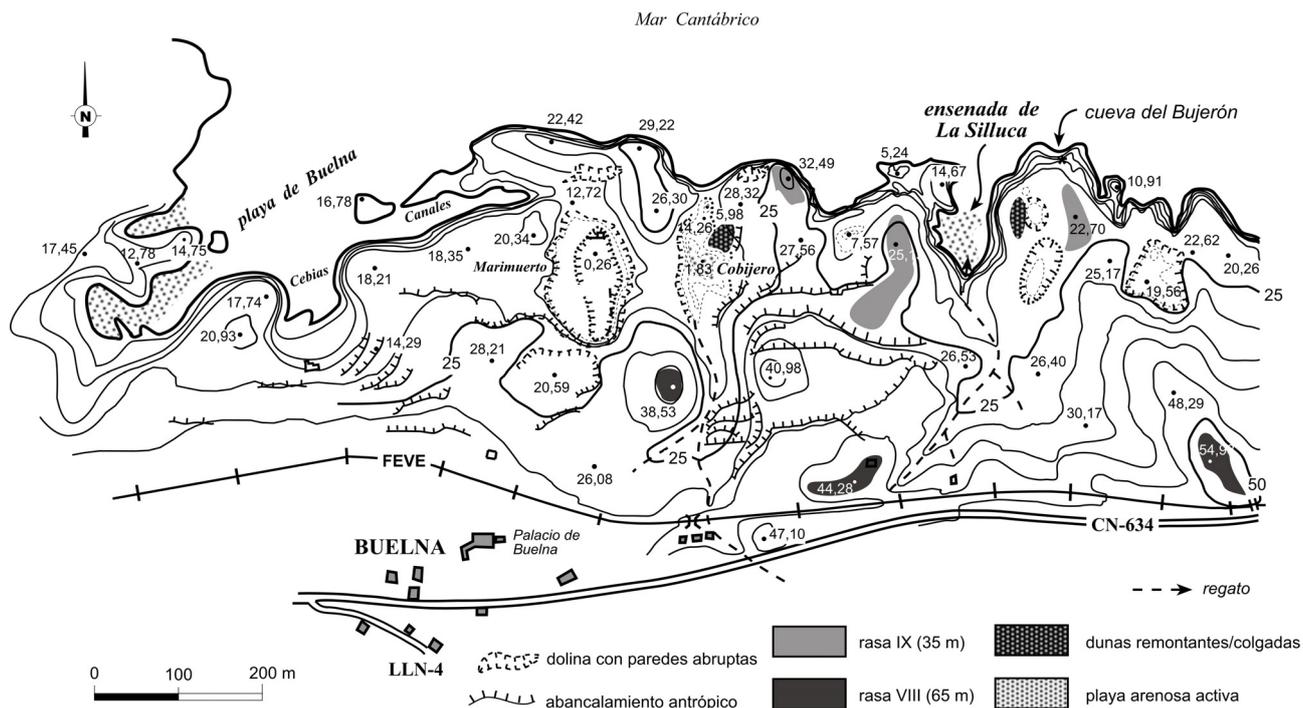


Figura 7. Perfil recortado y topografía de la franja costera en la que se identifican los restos de dos niveles inferiores de rasa (VIII y IX), así como los entornos del Monumento Natural del Complejo de Cobijero (modificado de Flor, 1999).

bajamares. En el costado oriental de esta última se abre una oquedad, denominada cueva de la Silluca por Mary (1983), más correctamente del Bujerón o de la Gesa, donde este autor citó la presencia de un mamut englobado en una arena cementada, tipo *beachrock*, sedimentológicamente documentada por Flor (1999). Posteriormente, Mazo (1998) lo clasifica como *Elephas antiquus*, y a un *Elephas (Paleoxodon) antiquus*, según Pinto Llona y Aguirre (1999) con una edad de 23.575 ± 1125 BP, que correspondería al estadio isotópico 5.

Otra singularidad lo constituye el estuario de Marimuerto (La Presa o El Molín), muy próximo al anterior en posición más occidental, también rellenado sobre una dolina más regular. La planta es ovalada y se alarga en dirección N-S. Se comunica a través de una grieta N-S con el borde costero que posibilita el intercambio de las aguas costeras, sobre la que se levantó un molino de mareas.

Son reseñables los mantos de arena de espesor métrico, que recubren el sustrato rocoso, situados justo al NE de las playas de Cobijero y La Silluca procedentes de la deflación eólica por intensos vientos del S en momentos pasados y la correspondiente deposición eólica como dunas remontantes y colgadas.

PARADA 2. Conjunto de Cobijero

Se trata del denominado Monumento Natural *Complejo de Cobijero* por Decreto 140/2001, que incluye una cierta variedad de ambientes, algunos con sedimentos costeros, así como bordes acantilados abruptos y diversos motivos cársticos endógenos y exógenos.

De nuevo en la población de partida, se debe buscar el camino hacia la playa de Buelna por las callejas entre casas típicas del oriente asturiano, construidas con piedra de sillar y balcones de madera, algunas con escudos nobiliarios, para desviarse, rebasado el puente del FEVE, hacia el E, paralelamente al trazado del ferrocarril. Se completan 334 m hasta que el camino se estrecha y cambia a una senda hacia el NE y N sobre otros 260 m. Justo en este término, desviándose al O por una senda corta de 25 m, se abre una cueva cárstica de techos elevados con numerosas estalactitas (Foto 15), denominada de Las Raíces, y un lecho irregular sobre el que se excava un regato de gravas cuarcíticas y arenas siliciclásticas finas que muestra un funcionamiento intermitente.

Volviendo al punto anterior, se sigue por la misma senda hacia el N unos 105 m para descender hasta la playa de Cobijero o de las Acacias, abierta sobre una dolina (Foto 16).

Esta playa tiene una trasera arqueada relativamente regular, que se subdivide en el frente intermareal en dos sectores, el occidental conectado a una grieta con fondo rocoso por la que se produce el intercambio de agua y oleaje a una distancia de 85 m. También en ese área, desemboca un regato que solamente conduce agua durante lluvias intensas, pero que es capaz de erosionar el área de la playa en su desembocadura. Los oleajes, a pesar del confinamiento que ejerce el fondo rocoso para el intercambio del agua, es capaz de desarrollar la ciclicidad dinámica de calmas y tormentas sobre la playa.



Foto 15. Cueva cárstica meridional de Cobijero con un conjunto de estalactitas bien desarrolladas entre la que se observan las diferentes marcas horizontales de inundación.

Se trata de una playa mixta de gravas cuarcíticas y calcáreas subredondeadas que orlan la parte alta con un arco de 45 m y un frente arenoso mucho más extenso, máximo de 43 m cuyo eje está orientado al NE. Enfrente de la desembocadura del regato, sobre la superficie arenosa, se activa un lóbulo de gravas procedentes del dismantelamiento de parte de la barra superior de la playa. Se alinea con el eje perpendicular a la orientación general de la playa y se removiliza de una manera relativamente rápida al instaurarse condiciones de calma, quedando como un manto de gravas; asimismo, se reconstruye la barra de gravas.



Foto 16. Detalle de la playa de Cobijero en cuya superficie arenosa se emplazan cantos removilizados desde la parte alta por el regato visible al fondo.

De acuerdo con los datos de Galguera Amieva (1994), los cantos presentan, según Dobkins y Folk (1970) un grado de redondeamiento bajo (0,20-0,30) y los valores de la esfericidad (Folk, 1955) no superan el 0,70, aunque localmente pueden incrementarse ambos parámetros. Atendiendo al índice oblado-elongado (Sneed y Folk, 1958), predominan las geometrías de

hojas (*blade*) alargadas. Los promedios de los diámetros medios de la franja superior son de 15,5 cm (fracción canto), máximos en la mitad oriental y mínimos en la central (11 estaciones en total). Las arenas son finas (promedio de 0,23 mm), decreciendo pendiente abajo, pero con una gran homogeneidad (10 muestras). Los calibrados son muy buenos en los extremos de la barra de cantos, mientras que en la superficie intermareal arenosa se rebajan ligeramente.



Foto 17. Diferentes instantáneas de la cueva septentrional de Cobijero, desde una panorámica en la cercanía del borde del agua (A) y algunos espeleotemas, como gour (B) y concreciones (C).

Saliendo de la playa por su costado NE, se encuentra la cueva septentrional de Cobijero, de techos más bajos que se incrementan hacia el N donde se pone en contacto con el borde del agua. También se han formado algunos precipitados carbonatados como

gours y concreciones arriñonadas (Foto 17A, B y C). Su visita requiere algunos elementos de protección, como casco, iluminación, calzado, etc, aunque su recorrido se realiza sin mayores dificultades.

Se continúa sobre una porción del manto arenoso eólico, vegetado con plantas herbáceas, y la superficie de las calizas que ofrecen numerosos ejemplos de charcas, lapiaces, etc. En algunas depresiones reducidas, se han alojado arenas procedentes del fondo de la grieta por funcionamiento en bufón, la cual queda al descubierto por sendas simas sobre las que se inyecta el agua cuando se suceden oleajes de tormenta.

Para continuar el itinerario, se debe atravesar un arco, denominado Salto del Caballo, que permite visualizar el conjunto de conexión del borde acantilado con la playa. Se alcanzan desniveles de hasta 40 m a ambos costados del borde acantilado, donde se ha desarrollado la entalladura en la base del plano.

Desde este puente natural, se sigue hacia el O y SO a lo largo de unos 160 m para contemplar la perspectiva de la depresión de Marimuerto, sobre una dolina más amplia, un relleno típicamente estuarino cuya zonificación longitudinal es la misma que la definida para los cantábricos de mayor magnitud.

La planta es ovalada, con el eje mayor alargado N-S en

100 m y la anchura máxima de 45 m. En el ápice septentrional, donde se produce el intercambio de agua, se construyó el molino de mareas de Marimuerto, documentado en el Catastro de la Ensenada en 1752 (López Álvarez, 1998). Representa una serie de dolinas encajadas, paulatinamente de menor magnitud hasta el último relleno estuarino.

Es un estuario muy salino, cuyos fondos están colonizados por comunidades vegetales con una densidad relativamente alta.

La zonificación geomorfológica se sucede, desde la bocana a la cola, de la siguiente manera (Fig. 8):

Complejo de desembocadura. Representado en este caso sólo por la grieta subterránea que comunica con el borde acantilado. Se trata de un paso de desembocadura que funciona conduciendo las masas de agua y el sedimento en función del rango mareal, como cualquier estuario.

Bahía arenosa. Se abre en la porción septentrional, condicionados los flujos y reflujos mareales por la rotura del dique del molino mareal en su área occidental, abarcando una superficie aproximada de 530 m². A favor del estrechamiento, se activa un

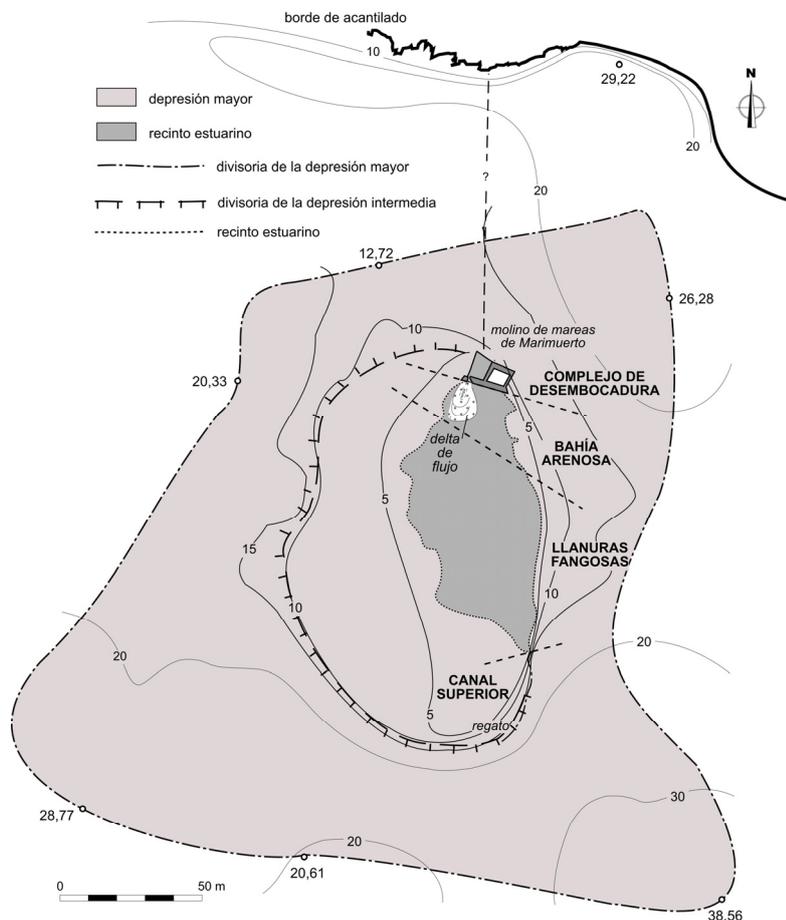


Figura 8. Zonación geomorfológica longitudinal del estuario de Marimuerto (Buelna), inscrito en dos depresiones de erosión-disolución (trama gris medio), paulatinamente de menor superficie y con un contorno más regular.

delta de flujo mareal con su correspondiente rampa a lo largo de la media marea ascendente hasta algo antes de la pleamar. Se ubica en el costado occidental, dejando en el resto una llanura arenosa en cuyo extremo oriental discurre el canal principal.

Llanuras fangosas. El contacto con la anterior es ligeramente oblicua (ONO-ESE), por lo que alcanza la mayor extensión por el costado occidental. El canal principal se mueve por el costado oriental justo por el límite con la ladera.

Ocupa la mayor extensión de todo el estuario (2.225 m²), representado por fondos limoso-fangosos, que están mayoritariamente colonizados por vegetación de marismas externas halófilas y subhalófilas. La llanura fangosa oriental en la margen izquierda del arroyo está ocupada por una comunidad de *Zostera noltii*.

En los bordes, aparecen otras comunidades vegetales con especies como *Armeria depilata*, *Carex distans*, *C. extensa*, *Elymus pycnanthus*, *Glaux maritima*, *Inula crithmoides*, *Juncus maritimus*, *Limonium binervosum*, *Parapholis strigosa*, *Plantago maritima*, *Salicornia dolichostachya*, *S. fragilis*, *Spergularia media*, *S. marina* y *Triglochin maritima*. Muestra coeficientes de originalidad específica y fitocenológica bastante altos (Bueno Sánchez, 1997).

La *Zostera noltii* está incluida como vulnerable en el Catálogo Regional de Especies Amenazadas de la Flora, así como *Carex distans*, *Salicornia dolichostachya* y *S. fragilis*, por su rareza y localización puntual en Asturias.

Canal superior. El regato intermitente desagua en la cola del sistema con una mínima representación y aportación de agua dulce en el conjunto estuarino, tendiendo a inundarse durante las pleamares.

Finalizada la parada, se retorna al autobús para dirigirse a la playa de Gulpiyuri.

PARADA 3. Playa de Gulpiyuri-playa de Bedón

También la playa de Gulpiyuri está protegida como Monumento Natural (Decreto 139/2001), desarrollándose sobre una antigua dolina de calizas carboníferas que a su vez se encaja en una depresión de mayor magnitud (Figura 9).

Se comunica hacia el N con el acantilado, cuyos desniveles superan puntualmente los 20 m, mediante una grieta de 60 m de longitud hasta el acantilado (Foto 18A).

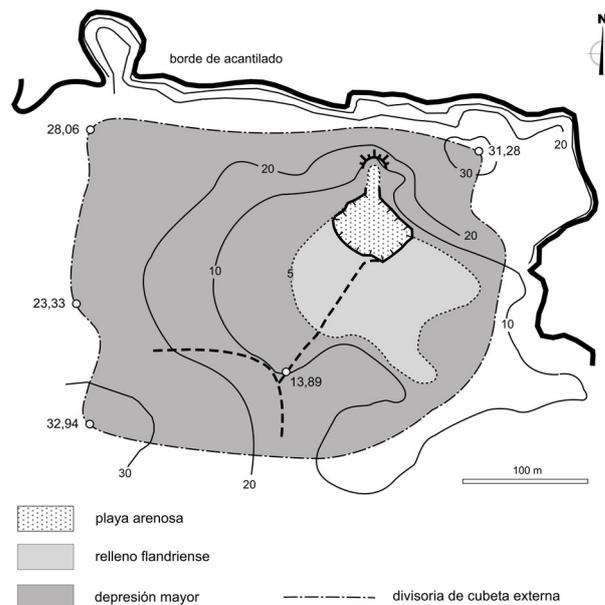


Figura 9. La playa de Gulpiyuri se encaja sobre sus propios depósitos constituyendo una terraza flandriense mucho más extensa (trama gris claro), que culmina con la cota de +5,0 m. Todo el conjunto forma parte de la porción más deprimida y asimétrica desviada hacia el E de una gran depresión marcada por una divisoria (trama gris medio).

Tiene una planta subcircular, abarcando una superficie de 1.175 m² con la trasera supramareal mejor definida en arco (60 m) con la concavidad hacia el mar. La mayor anchura intermareal está en el costado SE con 30 m en bajamares vivas, en que descubre toda la playa (Foto 18B).

Los estudios granulométricos realizados por Gómez Villarejo (1988) revelan, sobre 16 muestras tomadas en 4 perfiles transversales en arco que confluyen en el ápice N, que el tamaño promediado corresponde a una arena media (1,68 ϕ = 0,31 mm), con valores de arena fina en gran parte de la mitad oriental de la superficie alta intermareal de la playa (>2,0 ϕ = <0,25 mm). Las arenas están bien calibradas, empeorando justo en el punto de la bajamar donde conecta con la grieta y en toda la franja intermareal superior, peores aún en la esquina oriental.

Todo el reborde superior meridional parece corresponder a una terraza flandriense, cuya culminación se visualiza en la esquina derecha de la Foto 18B. La base está representada por limos pardo-amarillentos, probablemente de alteración *in situ* de la caliza, y culmina con unas arenas finas con limo atmosférico infiltrado en una superficie aplanada a una altura de +3,0 m por encima de las pleamares medias vivas, a su vez rellenada sobre una dolina más amplia hacia el S. Una terraza de características similares se encuentra en el área occidental de la playa de Toró al E de Llanes con la única diferencia de que el nivel de la playa está representado por gravas, gravillas y arenas (Adrados González, 2011).



Foto 18. La playa de Gulpiyuri. A) Vista aérea oblicua desde el E. B) Panorámica desde el costado occidental en media marea.

Desde el borde oriental de la playa, se toma un sendero que atraviesa distintas fincas con prados de siega hacia

el S para alcanzar una panorámica de la playa de San Antolín de Bedón, sus acantilados y la culminación de las rasas sobre las cuarcitas ordovicicas (Foto 19).

La playa de San Antolín de Bedón es de carácter mixto siliciclástico (cantos, gravas y arenas), con una franja superior grosera y las arenas ocupando la mayor parte de la zona intermareal y la totalidad del submareal. Tiene una longitud de 1.220 m, incluyendo el tramo arqueado al O de la desembocadura del Bedón por la protección de la punta calcárea de la Dehesa, mientras que la mayor extensión playera ENE, con un trazado rectilíneo de 875 m, está expuesta a los oleajes del NO.

Se resuelve en su extremo occidental en una barrera de confinamiento de cantos y gravas del estuario de Bedón, asociado a un río intermedio entre costero y cordillerano: 80,31 km² de cuenca y aportación de 35,47 Hm³/año (Mink Proeck, 2002). El estuario está casi limitado al canal principal y a una bahía de materiales groseros, que solamente se activa durante avenidas. Tiene un funcionamiento principalmente fluvial con una escasa penetración de las mareas (máximo 750 m) aguas arriba.

En la margen oriental, se conserva la iglesia de un convento benedictino tardo-cisterciense (inicios del siglo XIII) que consta de tres naves y cabecera con tres ábsides semicirculares de muy buena factura.

La gran extensión de la playa con una dirección ENE, la hace más expuesta a los oleajes dominantes del NO. Los acantilados traseros constan de una serie de



Foto 19. Detalle de la evolución de los acantilados que forman parte de la posplaya de San Antolín de Bedón desde 2007 a 2011, inclusive.

muecas erosivas con geometrías estrechas y convexas hacia tierra como deslizamientos, uno de los cuales se reactivó desde el otoño-invierno de 2007, mostrando una mayor actividad desde 2009. Otros de menor entidad, al fondo, se suma para producir una recesión generalizada en toda la trasera de la playa (Foto 19).

estuario está muy transformado en la barrera confinante, y en la Bahía por la villa medieval en su margen oriental y el nuevo puerto deportivo en el occidental (Fig. 10); también sobre las llanuras fangosas, muchas de las cuales fueron reclamadas (Foto 23) en su margen occidental.



Figura 10. Ortofoto del tramo inferior del estuario de Ribadesella (IGN). El círculo blanco marca la posición del mirador.

PARADA 4. Mirador sobre el estuario de Ribadesella

El área donde se ubica la estación del ferrocarril de vía estrecha (antiguo FEVE), situada en la margen oriental sobre la villa, domina el estuario de Ribadesella y la playa de Santa Marina (Fig. 10). Se trata de la franja expuesta que constituye la barrera estuarina, cuyas dunas culminantes fueron urbanizadas hasta desaparecer las morfologías originales (Fotos 20 y 21) ante la presión turística. También se observa un brazo estuarino de carácter dulceacuícola a sotavento de la barrera, las marismas del arroyo San Pedro (Foto 22); esta marisma satélite se extiende tras la barrera y su desagüe se controla por una compuerta sobre la bahía en los alrededores del nuevo puerto deportivo (Fig. 10).

Estos espacios se articulan en torno al estuario de Ribadesella, vinculado al Sella, un río cordillerano. El



Foto 20. Panorámica oblicua del estuario externo desde el costado NE sobre la barrera arenosa confinante, cuyas dunas construidas fueron ocupadas por un espacio urbano de carácter turístico (MMA). En el extremo oriental, se cierra por el paso de desembocadura, en primer término.



Foto 21. Borde limitante de la duna con la playa de Santa Marina en lo que constituye el paseo marítimo. Al fondo, se ubica el paso de desembocadura del estuario.



Foto 22. Panorámica de la playa y la duna urbanizada. Barrera confinante con la superficie dunar construida y, en primer término, las marismas del arroyo San Pedro, colonizadas por carrizal dada su componente dulceacuícola.



Foto 23. Vista de la zona de las Llanuras fangosas, donde buena parte de sus marismas (derecha de la fotografía) fueron reclamadas y transformadas como pastizales.

El estuario toma un trazado sinuoso (Foto 23) por adaptación del relleno transgresivo al valle fluvial excavado de tipo de meandros encajados en su tramo inferior, en cuya dinámica juegan un papel fundamental

las descargas de agua fluvial y del material sedimentario por carga de fondo durante avenidas.

Las fracciones gruesas (cantos, gravas y gravillas de naturaleza cuarcítica) son muy importantes en este estuario cantábrico por cuanto ocupan buena parte del canal principal desde la cola estuarina, construyendo también barras laterales al mismo y la mayor proporción en el amplio delta de flujo en la Bahía que contribuye notablemente a incrementar el volumen sedimentario de la playa.

Algunos episodios extremos de tormentas de oleaje, que coinciden con intensas lluvias y avenidas del Sella, desmantelan grandes cantidades de la arena de la playa emergida, dejando al descubierto fondos de gravas y gravillas, tanto formando parte de la franja supramareal (Foto 24), como en amplias superficies de la zona intermareal.

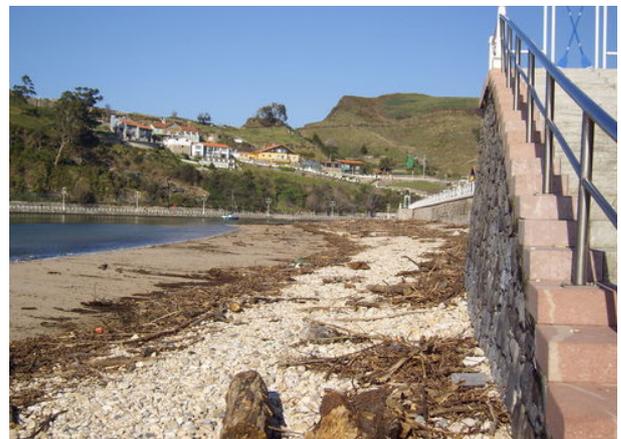


Foto 24. Segmento oriental de la playa después de tormentas.

Zonación geomorfológica

El estuario puede subdividirse geomorfológica y dinámicamente en sentido longitudinal, desde la desembocadura hasta los dominios exclusivos del río Sella, en cuatro zonas características (Figura 11):

- 1) *Complejo de desembocadura*. La unidad de mayor magnitud es la gran barrera arenosa confinante anclada en la margen occidental, representada por la playa de Santa Marina en su frente marino, totalmente emergida, y culminada por las dunas eólicas ya desaparecidas. El paso de desembocadura (“inlet”) corresponde al segmento estrecho del tramo inferior del canal principal que se conecta con una barra de desembocadura muy reducida adosada al borde del extremo septentrional del paseo frente a la ermita. Tiene una forma ligeramente arqueada en planta con la convexidad hacia el N y mayor pendiente hacia el estuario. Presenta depresiones de socavación, generadas fundamentalmente durante los reflujos a sotavento. Esta barra de desembocadura está controlada por los oleajes incidentes y las descargas

del canal principal, hasta el punto de que alguna avenida puede seccionarla temporalmente hasta ser reconstruida de nuevo.

2) *Bahía*, constituida por el canal principal, adosado a la margen oriental, permanentemente sumergido, que se sitúa barriando el núcleo principal de la villa de Ribadesella; un bancal de cantos y gravas colonizados por vegetación marina: *Enteromorpha* sp. y *Fucus vesiculosus*, que está incidido por unas canalizaciones incipientes en el costado occidental, aumentado su profundidad hacia el NO; se sitúa en el área donde, caso de ser sustituidos los cantos y gravas por arenas, se activaría un delta de flujo mareal; la bahía se completaba con un canal secundario en el borde occidental, y que se conectaba, de forma artificial mediante compuertas, con las marismas del arroyo de San Pedro, pero actualmente el puerto deportivo se sitúa en ese

punto. Cabe señalar que la playa se intruye tímidamente en el estuario hacia este borde occidental, formando parte del costado izquierdo u occidental de este canal secundario. A medida que el canal secundario pierde competencia hacia el puente, siempre en este costado occidental de la bahía, es sustituido por un área de sedimentos finos parcialmente colonizados por vegetación estuarina. El límite meridional de esta bahía se puede fijar en el mismo puente de Ribadesella. La dinámica en esta bahía se limita a los flujos y reflujos mareales en los que las descargas del río toman un protagonismo fundamental, con la formación de masas estratificadas de agua con distinto funcionamiento, dependiendo del momento mareal.

A diferencia de otros estuarios asturianos, si se exceptúa el de Tina Mayor, compartido con la comunidad autónoma de Cantabria, las fracciones

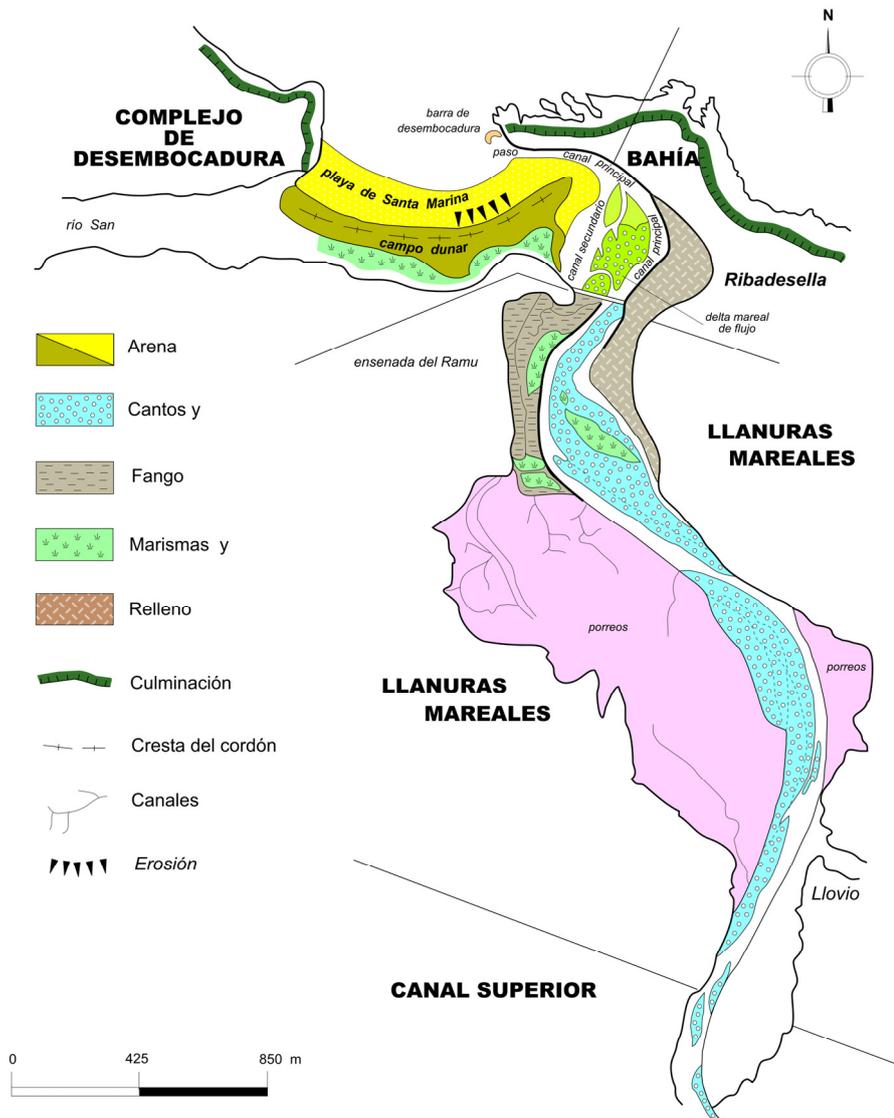


Figura 11. Zonación geomorfológica longitudinal del estuario de Ribadesella.

canto y grava (de naturaleza cuarcítica) dominan sobre la arenosa, también siliciclástica, en toda esta zona de la bahía de Ribadesella. Son las fuertes descargas del río Sella las que, a lo largo de su historia, han transportado los acarrees como transporte de fondo hacia la desembocadura entre los que predominan estas fracciones groseras, junto con las de tamaño arena e inferiores.

- 3) *Llanuras mareales*. Están constituidas mayoritariamente por facies de fangos y han quedado reducidas a las marismas activas de la ensenada del Ramu, después de los procesos de canalización y ocupación extensiva de terrenos (reclamaciones) para cometidos muy diversos. No es una marisma original por cuanto se instaló por la canalización aludida, que restringió este espacio a una zona con muy bajo nivel energético, favoreciendo los procesos de decantación de limos; en esta ensenada, un canal mareal de mayor rango se encarga del drenaje del agua intrusiva, dejando a ambos costados sedimentos que varían desde los arenosos del canal a los fangosos, que culminan con vegetación halofítica. El canal principal del estuario en el tramo inferior se ha confinado por sendas escolleras, construidas en el primer tercio del siglo XX, y las marismas situadas a ambas márgenes fueron totalmente reclamadas (“porreos”), lo que hace que esta zona prácticamente quede reducida a esta unidad canalizada. Por otra parte, el canal es predominantemente subrectilíneo, con algunos recodos amplios, como los de la antigua estación de FEVE (El Coballo) y el de Collera, razón por la cual este canal tiene un funcionamiento, desde las perspectivas dinámica y sedimentaria, esencialmente fluvial, pero sin despreñar el papel activo de las mareas; es por ello que el canal principal desarrolla tanto barras longitudinales (planta fusiforme) como de meandro, solamente en los recodos apuntados y que el sedimento dominante sea de cantos cuarcíticos y una escasa proporción de calcáreos.
- 4) *Canal superior*, que muestra una cierta tendencia meandriforme, con los recodos más apretados, desarrollando barras de meandro y en cuyos costados se extienden las llanuras fluviomareales. Éstas se extienden desde el recodo de Santianes hasta algo más aguas arriba de Omedina, fundamentalmente afectado por la onda mareal o mecánica. El comportamiento dinámico está regido, en la práctica, por la acción fluvial mejor durante las descargas en avenidas, ya que la mareal únicamente supone la inundación lenta del canal y barras en llenantes con intrusiones salobres muy moderadas por el fondo. La extrusión del agua fluvial experimenta cambios en cuanto a su posición dentro de la cola estuarina en función del rango mareal.

Evolución histórica

La transformación de este estuario se puede documentar desde la primera referencia histórica de en su tramo bajo, que data de 1785, un plano levantado por encargo de D. Miguel de la Puente, lo mismo que D. Antonio Alcalá Casano elaboró en otros estuarios asturianos (Villaviciosa y Concha de Tazones, Ría y Ensenada de Póo, Ensenada de Lastres, Concha de Artedo, etc), como se puede comprobar en los archivos de la Biblioteca Digital Hispánica (Biblioteca Nacional de España):

http://portal.digmap.eu/index/geral/place/A/EN/585370.digmap_asturias_P6.html.

En ese plano, la población de Ribadesella se alineaba paralelamente al canal principal con un traza NE-SO, mediando unos banales o llanuras arenosas y/o fangosas entre el muelle construido y dicho canal principal. En la cartografía, se incluye el canal principal y las barras en una única unidad desde el paso de desembocadura por lo que la anchura es considerable en la bahía. No obstante, se deduce que el canal adquiere su geometría característica justo al S de la confluencia con el brazo de San Pedro, y con la particularidad de que originalmente se extendía por la margen occidental y desde aquí continuaba aguas arriba en posición centrada. Probablemente, cambiaría al margen oriental como en la actualidad, al N de Llovio.

La modificación del estuario se remonta a partir de esta fecha de finales del XVIII, comenzando por el ensanche de la puebla medieval sobre las marismas de la margen oriental (recodo del canal principal).

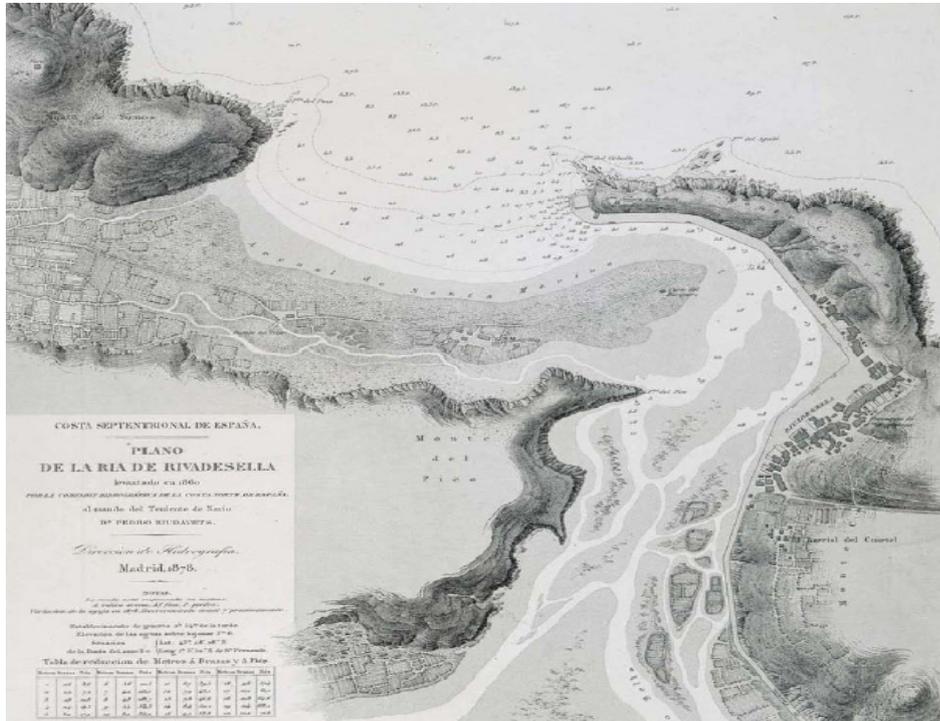
En 1820, el muelle llegaba hasta la barra de entrada al puerto. Todavía en 1824 se conservaba más o menos la misma configuración, como se deduce del plano de Ciriaco Muller levantado con motivo de la realización de obras futuras en este entorno. No obstante, en estos casi 40 años, se había prologado el muelle de la margen derecha del canal principal hasta el recodo donde el estuario desarrolla la barra de desembocadura (paseo de la Grúa). Posteriormente, en 1830, se realizaron nuevas obras de urbanización, que se remataron en 1854 con la ejecución de la barbacana del final del Paseo de la Grúa (amplia rotonda), concebido como muelle de remolque de veleros.

Con las sucesivas *Desamortizaciones* llevadas a efecto en diferentes etapas desde el siglo XVIII (1766-1924), se inician las ocupaciones a mayor escala de terrenos estuarinos. Una primera etapa (1766-1798) supuso la expropiación a los jesuitas y la denominada desamortización de Manuel Godoy sobre bienes raíces de hospitales, hospicios, casas de misericordia, cofradías, etc. La segunda (1808-1823) desamortización tuvo lugar durante la guerra de la Independencia bajo la administración bonapartista y por los legisladores reunidos en Cádiz. En la tercera

etapa (1835-1844), conocida como desamortización de Mendizábal y Espartero, se procede al sistemático despojo patrimonial de la Iglesia, y a la desaparición de monasterios y conventos. La cuarta fase (1855-1924) se inaugura con la Ley General de 1 de mayo de 1855 o

Ley Pascual Madoz y es por duración y volumen de ventas la más importante, la denominada como amortización civil. Dentro del denominado bienio progresista (1854-1856), se llevaron a cabo los cambios a gran escala, como en los demás estuarios

A)



B)

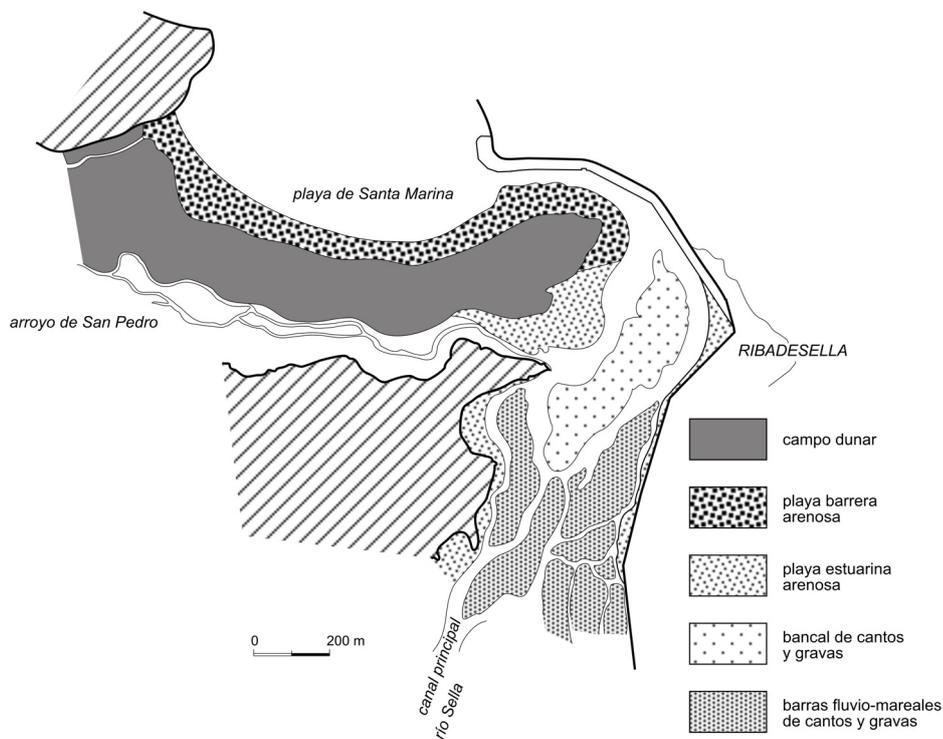


Figura 12. A) Plano original del estuario inferior de Ribadesella en 1860 de D. Pedro Riudavets y Tudury. B) Sobre el anterior, se ha llevado a cabo la interpretación de las unidades morfodinámicas y sedimentarias más características en ese momento histórico.

http://bibliotecadigitalhispanica.bne.es/view/action/singleViewer.do?dvs=1352012724698~809&locale=es_ES&VIEWER_URL=/view/action/singleViewer.do?&DELIVERY_RULE_ID=10&application=DIGITool-3&frameId=1&usePid1=true&usePid2=true

una obra vanguardista de Eugenio Ribera. Fue dinamitado en la guerra civil, aunque ya estaba deteriorado por el tránsito rodado. El actual de hormigón data de 1940.



Foto 25. Vista aérea oblicua desde la bahía riosellana hacia el S en 1935, recién concluida la canalización (J. A. Silva Sastre).

Poco antes, se levantó un dique en la margen occidental del canal principal, que segregó el espacio, actualmente la ensenada del Ramu, donde se abre la cueva prehistórica de Tito Bustillo (Foto 25). Gracias al bajo nivel energético, se decantaron fangos permitiendo que se instalara una colonización marismosa, entre la que destaca *Zostera noltii*; en su porción meridional se construyó el actual polideportivo. También se realizaron más rellenos entre 1934 y 1935 (Campu les Rolles y las márgenes del Portiello).

El bancal de la Bahía, que formaba parte de la barra fluvio-mareal previa, solamente experimentaba una intrusión arenosa en el extremo septentrional desde el canal principal, una dinámica sedimentaria que todavía se mantiene actualmente.

Esta imagen ha permanecido casi inalterada a lo largo del siglo XX, como ha quedado registrado en diferentes juegos de fotografías aéreas verticales.

En 2003 se inauguró en la margen occidental de la Bahía, el puerto deportivo, aprovechando el trazado del canal secundario donde desagua el brazo mareal de San Pedro. Asimismo, la franja de conexión con el puente ha servido para extender la explanada portuaria desde la que se accede a los atraques. Esta obra ha supuesto un cambio importante en el conjunto de la Bahía estuarina.

Características sedimentológicas

Se incluyen datos de Flor y Cambor (1989) y Flor (1993, 1995). La duna eólica, cuya morfología sería un amplio cordón dunar, que está totalmente destruida por su ocupación para construir la zona urbanizada, se

generó, como se puede comprobar en alguno de los sondeos y catas realizados para labores de urbanización, con arenas siliciclásticas de grano fino, cuyo tamaño medio es de 0,19 mm (2,40 ϕ), siendo el máximo y mínimo de 0,26 mm (1,92 ϕ) y 0,17 (2,56 ϕ) mm, respectivamente.

Las franjas supra e intermareal muestran una mayor variación granulométrica de las poblaciones arenosas dominantes, ya que, incluso, contiene algunos parches de gravas y cantos cuarcíticos, ocasionalmente calcáreos, que se distribuyen irregularmente, tanto en el tiempo como en el espacio. Los tamaños medios rondan los 0,25 mm (1,99 ϕ), con máximos de 0,47 mm (1,10 ϕ) y mínimos de 0,18 mm (2,50 ϕ), , dentro, por tanto, de la categoría de arenas medias. Se registran las máximas variaciones de carbonato cálcico conchífero, entre 9,58 y 28,33%, con un promedio de 16,43%, lo que evidencia su mineralogía predominantemente silíceas cuya aportación fue netamente fluvial.

En esta zona emergida de la playa, las variaciones se suceden tanto transversal como longitudinalmente, en relación con las dos componentes de corrientes generadas por la dinámica del rompiente del oleaje. En un perfil transversal, los tamaños representativos de la zona superior son sistemáticamente mayores (promedio de 0,30 mm = 1,73 ϕ) para evolucionar hacia el límite submareal a fracciones paulatinamente más finas (promedio de 0,23 mm=2,14 ϕ). Longitudinalmente, si bien la tendencia apunta a un incremento de los tamaños desde la zona occidental, donde las condiciones de menor energía estabiliza arenas comparativamente más finas, hasta la desembocadura del estuario, se producen numerosas interrupciones; ello es debido a que en esta playa, como en la mayor parte de las de ciertas dimensiones, se intercalan corrientes de resaca (“rip currents”), cuya geometría en planta responde a modo de lenguas de flujo actuando mar afuera, transversa a la alineación de la orilla.

Las arenas se hacen progresivamente más finas y más silíceas a medida que se incrementa la profundidad, debido a la disminución del oleaje. No obstante, temporales fuertes son capaces de alcanzar isobatas de más de 18 m, si bien los más frecuentes rompen en la cota de -7 m, lugar donde se identifica una barra alargada subparalelamente a la orientación de la playa. Hasta esta última batimetría, la media granulométrica se estima en alrededor de 0,19 mm (2,40 ϕ).

Las fracciones superiores al tamaño de arena (>2,0 mm), representadas fundamentalmente por cantos, gravas y gravillas, alcanzan un promedio de 28,85 mm (-6,33 ϕ). Se pueden intercalar entre las arenas del canal principal y del paso de desembocadura, llegando a alojarse en las proximidades de la barra de desembocadura. También forman parte de la playa expuesta de Santa Marina, distribuyéndose tanto en la franja emergida, lechos dispersos, así como en

concentraciones mayores que las tormentas de ola dejan al descubierto.

Dinámica estuarina

Como los restante estuarios cantábricos, se trata de un estuario mesomareal, aunque fluctúa entre todas las categorías extremas, desde micromareal (0-2 m) hasta macromareal (<4 m), y donde los caudales fluviales son muy variables. Por tanto, el caudal que se incluye en el estuario fluctúa ampliamente desde mareas vivas a muertas y drenajes fluviales de estiaje y avenidas.

En cuanto a los promedios en cuanto a las mezclas de aguas marinas y fluviales, predomina el de mezcla total o verticalmente homogéneo, ya que los volúmenes, por término medio, de aguas marinas involucradas en las mezclas con las fluviales, en el interior del estuario, son mayoritarias (Tabla 3).

La onda mareal en mar abierta se introduce en el estuario y desde la bocana se desfasa dependiendo del volumen del prisma mareal. Para mareas medias y descargas de estiaje y medias, es de unos 20 minutos por término medio, desde la bocana a la cola estuarina.

En numerosas ocasiones, esta onda no sigue la pauta general por la cual se produce una disipación con pérdida de la altura, aguas arriba, propio de un estuario hiposincrónico de acuerdo con Le Floch (1961), que es lo habitual en éste, sino que se produce un rebote manifestado en la parte media de las llanuras (estación 4 de la Fig. 14), como se pudo evidenciar en una marea media y caudales de estiaje. Se trata de la formación de una onda estacionaria parásita, con un periodo idéntico al de la propia onda mareal, con su punto nodal en la desembocadura y el antinodo en la cola, lugar donde el rebote es mucho más acusado. En este caso experimenta un funcionamiento de tipo hipersincrónico.

Se separan cuatros momentos representativos: *bajamar*, *media marea ascendente*, *pleamar* y *media marea descendente*; cada una de estos intervalos, que se suceden periódicamente cada algo más de seis horas, puede representar hasta un máximo de dos horas, cuyo punto medio del intervalo es el centro de gravedad de cada uno de los mencionados.

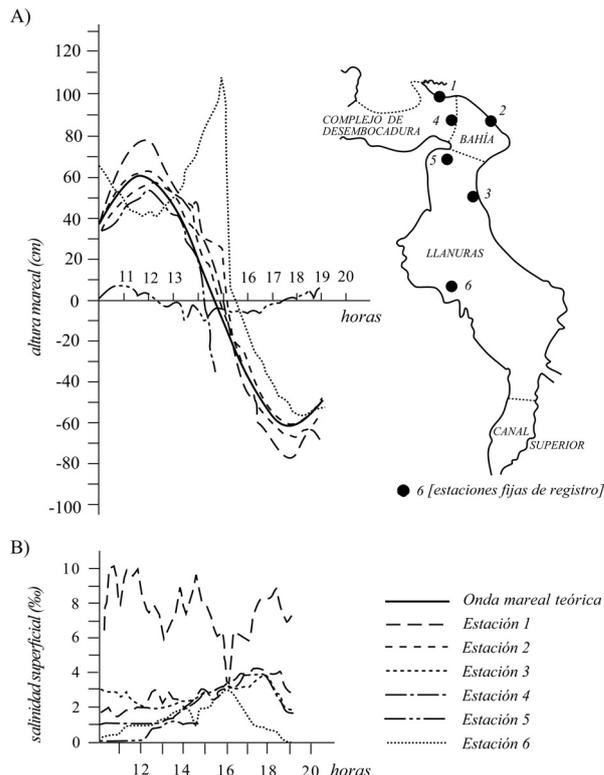


Figura 14. Curvas representativas de las ondas mareal (A) y salina (B) para una marea media y condiciones de estiaje del río colector (Sella) en Ribadesella. Las estaciones de registro se han situado correlativamente desde la desembocadura (1) hasta la zona de las llanuras fangosas y porreos (6) (Flor y Camblor, 1989).

Las velocidades de corriente varían normalmente desde 1,5 m/s, incluso ocasionalmente algo superiores en la bocana, hasta valores en torno a 0,2 m/s. Cifras más bajas aún llegan a registrarse teniendo en cuenta que en determinadas áreas y momentos las condiciones son de aguas estancadas.

Durante las bajamareas, las velocidades son más intensas en la desembocadura, como corresponde al punto de máxima energía de este sistema, debido al fenómeno de confinamiento, que canaliza la totalidad de los volúmenes de agua en llenante y vaciante; esto es así, porque cualquiera que sean los momentos en que se encuentre la marea, el drenaje fluvial de desagüe

Q_F/Q_M

| | ESTIAJE | AVENIDAS | MEDIAS |
|----------------|---------|----------|--------|
| MAREAS MUERTAS | 0,002 | 1,170 | 0,550 |
| MAREAS VIVAS | 0,001 | 0,320 | 0,040 |
| MAREAS MEDIAS | 0,001 | 0,630 | 0,070 |

Tabla 3. Relación numérica entre los valores medios de los caudales fluviales (Q_F) y mareales (Q_M) en el estuario de Ribadesella. En la casi totalidad de los casos, es de mezcla total, excepto para mareas muertas y avenidas, que es de cuña salina. En mareas medias y caudales de avenida y medios, se comporta como un estuario de mezcla parcial.

o descarga necesita y obliga a mantener dicho canal. En este sector, son dos los procesos que intervienen; por una parte, el oleaje que se refracta en la playa expuesta, empuja dinámicamente el agua contra la propia playa hasta la orilla y hacia el interior del estuario. También en la cola del estuario, donde el río se pone en contacto con el estuario, las corrientes de desagüe son superiores a los 0,5 m/s.

Salvo que existan estratificaciones de capas diferentes de agua, las intensidades de corriente en la columna de agua estuarina muestran una disminución desde la superficie hacia el fondo, donde el rozamiento juega un papel importante en la disipación.

Durante las bajamareas, el agua contenida en el estuario se conduce por los canales, y dadas las características actuales, prácticamente el canal principal es el que drena las aguas dulces y de mezcla hacia afuera. El agua de mezcla se estabiliza en el fondo del canal principal hasta su expulsión definitiva. En los momentos culminantes de la bajamar, las corrientes de flujo varían de moderadas a débiles, en parte debido al efecto del oleaje sobre el paso de desembocadura.

A medida que asciende la marea, penetra el agua salada que, por su mayor densidad, se desplaza por el fondo; primero, por el canal principal y, después, por los restantes canales; el secundario experimenta el relleno de agua de mezcla salada. Precisamente, en el canal principal se estratifican dos capas de agua; la de fondo, salada, con una componente cuyo sentido es aguas arriba y la superficial, de mezcla (obviamente, más dulce hacia la cola), moviéndose hacia la desembocadura. Durante el episodio de media marea ascendente, las aguas saladas y de mezcla envuelven la bahía y se introducen por el canal principal hasta alcanzar el primer recodo.

Durante la pleamar y más acusadamente en mareas vivas, al ser mayor el volumen de agua que inunda el estuario, la bahía de Ribadesella desarrolla dos capas estratificadas de agua. La superficial se mueve con corrientes levóginas (sentido contrario a las agujas del reloj), cuyas velocidades son débiles (inferiores a 0,3 m/s) o moderadas (0,3 a 0,5 m/s); se cierra a modo de un anillo giratorio que, en el área de influencia del canal principal, es decir, en el segmento que barre la villa vieja, toma una mayor intensidad de corriente. Por el fondo las corrientes pueden hacerse intensas, con una componente cruzada (NO-SE) desde el paso de desembocadura hasta el extremo oriental del puente; esta dinámica ha abierto unas pequeñas canalizaciones en el costado occidental del bancal de cantos de la bahía.

Después de la pleamar, las aguas tienden a extruirse, volviendo el canal principal y los secundarios a funcionar como verdaderos canales fluviales. Ahora, las velocidades son mucho más intensas puesto que deben transportar las aguas introducidas durante la llenante y las fluviales que, tuvieron un almacenaje

relativo que se prolongó durante este periodo. Todavía se conserva el giro levógiro superficial durante un cierto tiempo, pero en condiciones precarias con parte del bancal emergido. El agua de mezcla todavía llega hasta posiciones muy internas del estuario, pero con salinidades más bajas.

En la cola del estuario, las corrientes producidas por la influencia directa del río son intensas (superiores a 0,5 m/s); no obstante, aguas abajo, se estabiliza una franja amplia en que las aguas son de mezcla muy dulces y tienden a estancarse de forma diferencial. En este caso, se producen por la doble confluencia de aguas fluviales y marinas que convergen en este sector.

También en el resto del estuario se repite esta misma circunstancia de aguas estancadas, al menos durante un cierto tiempo, coincidiendo con las condiciones de estuario repleto. Las áreas afectadas y los periodos de ocurrencia son sumamente variables de unas mareas a otras y con la variabilidad apuntada del régimen fluvial. Durante estos momentos, los procesos de sedimentación por decantación de partículas finas son mucho más acusados.

PARADA 5. Playa de La Espasa

El motivo de esta parada pretende mostrar uno de los mejores testimonios de una terraza sedimentaria wümo-flandriense con la observación detallada de la, que todavía restan en el litoral cantábrico, pero que está sometida, como las restantes, a una intensa y rápida recesión en los últimos años.

En la base, poniéndose en contacto con la playa superior, afloran limos pardo-amarillentos con espesores variables, que en el lado más occidental se apoyan sobre materiales carboníferos alterados de tonos oscuros; en cualquier caso no superan 1,5 m de potencia. A techo, se recubren con una tabla de arenas finas y limos de infiltración atmosférica de tonos marrones, que muestran una estructura de suelo de tipo prismática; su espesor es ligeramente inferior al anterior, unos pocos decímetros (Fotos 6 y 26).

Los materiales basales se formaron por coladas de fango cuando el nivel del mar estaba en una posición más baja que en la actualidad, aprovechando la vallonada laxa que forma parte de este segmento occidental de la playa de La Espasa.

Los suprayacentes corresponden a arenas de playas, similares a las de la playa actual (fracción arena fina), pero que han perdido buena parte del componente bioclástico por el agua de lluvia infiltrada. Corresponde a la transgresión flandriense, que ha sido detectada en otras terrazas asturianas de características extrapolables, como las de Toró, Bañugues, Portizuelo, etc. Además, la geometría culminante se resuelve en una superficie plana de altura uniforme y constante, que coincide con el máximo posicionamiento del nivel del mar.



Foto 26. Terraza wümo-flandriense, que orla la franja supramareal de la playa de Espasa en su sector oriental, que representa una de los ejemplos más importantes de la costa cantábrica relacionados con el máximo nivel del mar holoceno.

La transgresión Flandriense representó, en la costa cantábrica, una elevación del nivel del mar en torno a los 2-3 m por encima de las pleamareas vivas medias actuales. Según Mary (1983), se produciría antes de los 4.770 años B.P., durante la fase climática del Atlántico. La fase final fue datada en 4.640 años B.P. (Pascual *et al.*, 2001) en el estuario de Guernica. En Zarauz (costa oriental de Guipúzcoa), Edeso (1994) indica que la fase transgresiva flandriense se produjo antes del 5.810 ± 170 B.P. (1-15.352).

PARADA 6. Playa/dunas de Rodiles

Se abordan aspectos sobre los cambios geomorfológicos desencadenados en el tramo inferior del estuario de Villaviciosa, representado por una amplia barrera confinante arenosa. Este espacio estuarino ha sido declarado como Reserva Natural Parcial de la *Ría de Villaviciosa* (Decreto 61/1995) sobre una superficie de 10,85 km². Aunque ofrece un aspecto muy natural, la problemática del saneamiento urbano e industrial no ha sido resuelta. Así, la contaminación microbiológica de las aguas residuales afecta a los cultivos marinos, fundamentalmente la almeja fina, cuya actividad extractiva se ha suspendido desde noviembre de 2011.

La mejora económica desatada en España con ocasión de la I Guerra Mundial y la política estratégica puesta en práctica por el Directorio Militar de Primo de Rivera en relación con el carbón, se tradujo en numerosas y fuertes inversiones en obras portuarias a lo largo y ancho de España, entre las que se apostó por este conjunto estuarino.

Geomorfología estuarina

Desde el punto de vista geomorfológico a gran escala, en sentido longitudinal, este conjunto se subdivide en 4

grandes zonas desde la bocana hasta la cola estuarina (Flor, 1995 y Flor *et al.*, 1996). En cada una de éstas (Fig. 15), se activan una serie de unidades morfosedimentarias y dinámicas características para cada caso (en cursiva).

- 1) **complejo de desembocadura**. Está representado por la *barrera arenosa* confinante, que se ancla en la margen occidental, soportando la playa expuesta de Rodiles y sus campos de dunas (externa e interna), el *paso de desembocadura* (“inlet”) y la *barra de desembocadura* con una geometría horquillada cuya convexidad apunta hacia el N.
- 2) **bahía arenosa**, constituida por el *canal principal* totalmente escollero en ambos márgenes, pero que permite discurrir con una cierta sinuosidad, con la formación de un lecho deprimido más o menos estable y las barras de meandro correspondientes. En la margen derecha, se abre la ensenada de Misiego a través de una interrupción de la escollera lo que permite el desarrollo de un amplio *delta mareal de flujo*; dentro de ésta se activa también en el reborde meridional una *barra horquillada* (“spillover lobe”) que sirve de desagüe durante un intervalo de la media marea descendente; también se desarrollan *llanuras arenosas*, *playas* y *dunas estuarinas* (varios enclaves singulares), así como *canales mareales* y algunas llanuras arenoso-fangosas colonizadas por vegetación halófila (Fig. 13). Este ámbito también se continúa por la margen occidental hasta algo al S de El Puntal, donde se extienden llanuras arenosas que pasan paulatinamente hacia tierra a facies colonizadas por vegetación halófila.
- 3) **llanuras arenoso-fangosas**, que constituyen la zona más amplia y de mayor complejidad, y que, por otra parte, ha sido sometida a desnaturalizaciones para convertirlas en lo que localmente se denominan “porreos”. El *canal principal* representa la unidad dinámica de mayor entidad energética, que sigue una traza sinuosa laxa, pero son las *llanuras fangosas desprovistas de vegetación* y, mayoritariamente, las colonizadas por asociaciones específicas muy variadas o *marismas*, las que ocupan la mayor parte de este entorno estuarino. Asimismo, cabe mencionar la compleja red de *canales mareales* sinuosos que drenan estas llanuras. Son muy abundantes las *charcas mareales* (“ponds”) en la mayor parte de los casos como superficies de fondos centimétricos, que son restos de antiguos canales mareales todavía sin colmatar; contienen abundantes poblaciones de gasterópodos de la especie *Peringia ulvae*. Muchas marismas fueron desnaturalizadas para usos agrícolas y ganaderos, los denominados anteriormente como “porreos”.

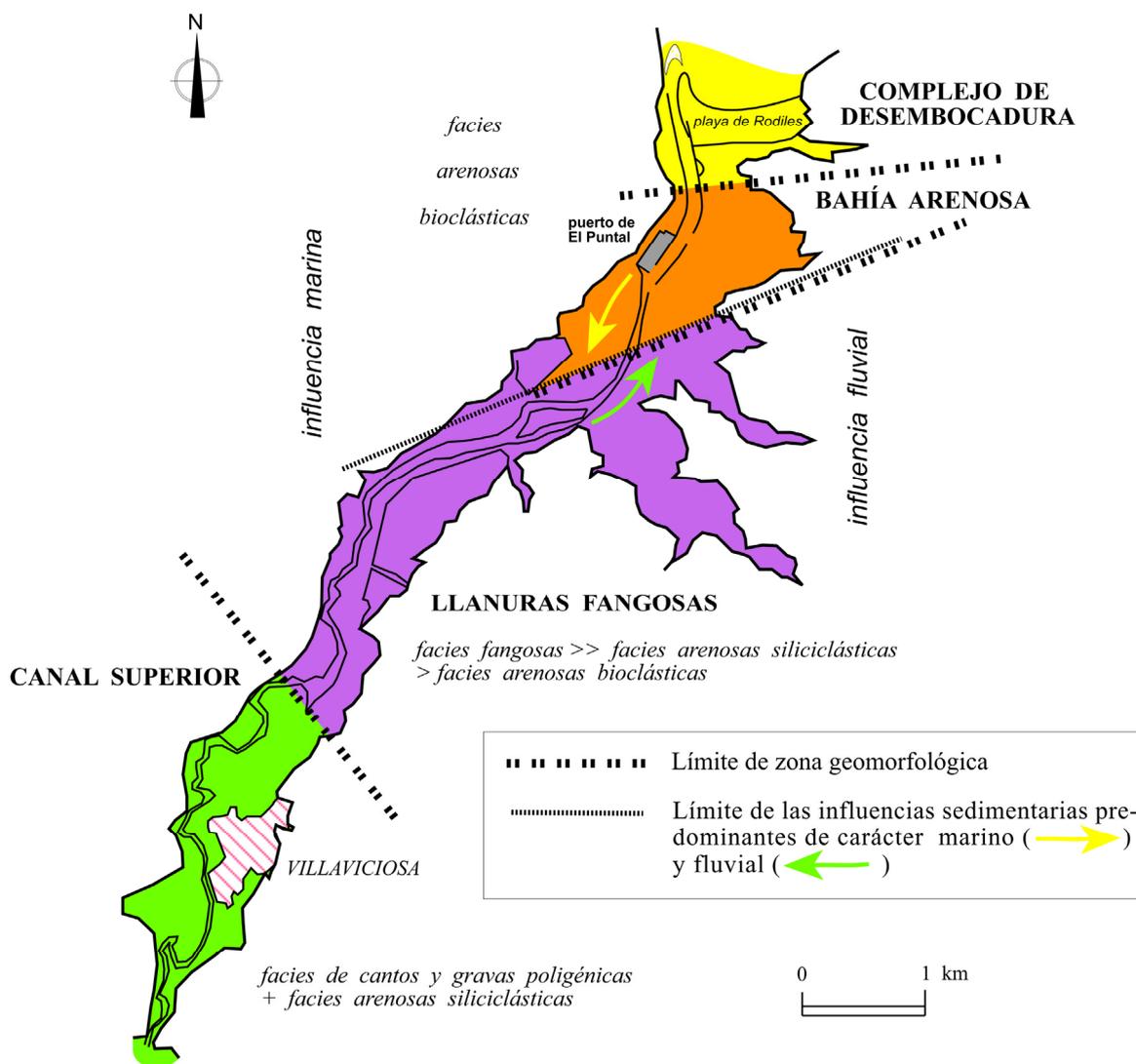


Figura 15. Esquema de la zonación geomorfológica longitudinal a gran escala del estuario de Villaviciosa.

4) *canal superior*. Se trata de la zona correspondiente a la cola estuarina en la que el *canal principal* es prácticamente la unidad morfosedimentaria y dinámica exclusiva, que entronca insensiblemente con el sistema fluvial. Está representado por un canal estrecho (máximo de 25 m) de márgenes subverticales al encajarse en sus propias llanuras fluvio-mareales y con trazado sinuoso. Los fondos que son subplanos están constituidos por gravas y gravillas subangulosas con arenas, construyendo barras longitudinales y de meandro que se descubren durante las bajamareas. El funcionamiento de este sector es predominantemente fluvial durante las vaciantes, pudiéndose también producir desbordamientos con ocasión de pleamares vivas y avenidas; durante esos episodios, se activan las llanuras fluvio-mareales, generalmente limitados a simples encharcamientos con mayor o menor duración.

El estuario antiguo

El estuario de Villaviciosa ha experimentado cambios notables, tanto por causa antrópicas como naturales, fundamentalmente a partir del primer tercio del siglo XX. Junto con los de Nalón, San Martín de la Arena en Suances (Cantabria), y Plencia (Vizcaya) en la zona cantábrica, está siendo estudiado como modelo para deducir el comportamiento del canal de navegación confinado por diques. La construcción de escolleras en las márgenes del canal principal y su prolongación mar afuera (unos 500 m), finalizadas en 1925 (Servicio de Puertos del Principado de Asturias), supusieron la progradación de la barrera arenosa confinante en esa misma magnitud hacia el N con la creación del nuevo campo dunar (externo) de Rodiles y su playa activa correspondiente.

La desamortización de bienes civiles en este estuario de Villaviciosa se realizó a partir de 1859, con la apro-

piación de las marismas y su desnaturalización en lo que se conoce en Asturias como *porreos*. La consideración de las marismas como inútiles o perniciosas, difundida entre personalidades ilustradas y progresistas, tuvo realidad en la desecación de extensos *xunclares* aledaños a la ría de Villaviciosa. Primero se transformaron los de Bedriñana (siglo XVIII) en la margen occidental y luego los de la margen derecha, a partir de 1859.

Las primeras documentaciones cartográficas de calidad se elaboraron a finales del siglo XVIII; concretamente en el año 1785, D. Antonio Alcalá Casano levantó un plano de gran detalle para la época sobre el tramo inferior del estuario de Villaviciosa, que incluía las ensenadas de Rodiles y Misiego, exterior e interior, respectivamente, y el puerto de Tazones (Fig. 16).

Incluye numerosos datos puntuales de batimetrías de fondos como información básica necesaria para facilitar la navegación. Se acompaña de un derrotero con un gran lujo de detalles para facilitar la entrada desde Tazones hasta el fondeadero de El Puntal. Este hito fue referido por el cronista flamenco Laurent Vital con ocasión del desembarco del emperador Carlos I el 19 septiembre de 1517 después de una deriva de su cortejo hacia Asturias por intensos vientos y fuertes oleajes del NE a lo largo de varios días que lo desvió y retrasó de su destino a Laredo para hacerse cargo de la corona española (Señas Encinas, 1958).

Muestra el estado más o menos natural de este estuario en aquella época, que sirve de imagen de partida para llevar a cabo posteriores comparaciones, dentro de la que destaca el hecho de que el canal principal se adosa al margen occidental hasta el confinamiento arenoso.

La necesidad de recuperar la navegabilidad de la ría hasta la propia villa y su condición de vía económica llevó a concebir el proyecto de su canalización (sobre el canal principal), cuyos estudios se encomendaron al ingeniero vasco D. José Lequerica durante 1885 y 1886, el cual participaba en la construcción y mejora de diferentes puertos asturianos, como el de Gijón, con el principal objetivo de hacer del estuario de Villaviciosa un puerto carbonero, conectado por ferrocarril con Lieres.

Este ingeniero levantó un mapa a escala aproximada 1/4.000 en 1886 desde el puente Huetes hasta el entorno de El Puntal y su prolongación afuera del estuario. Este documento lleva por título “*Plano General de la Ría de Villaviciosa con el canal proyectado entre el puente de Huetes y la barra del puerto*”, realizado en un formato apaisado de 4,0 × 1,4 m, a colores en el que se incluye una información gráfica de cierto detalla sobre las mareas (Fig. 17). Es parte del patrimonio histórico del Ayuntamiento de Villaviciosa, restaurado en 2010 y disponible en formato digital.

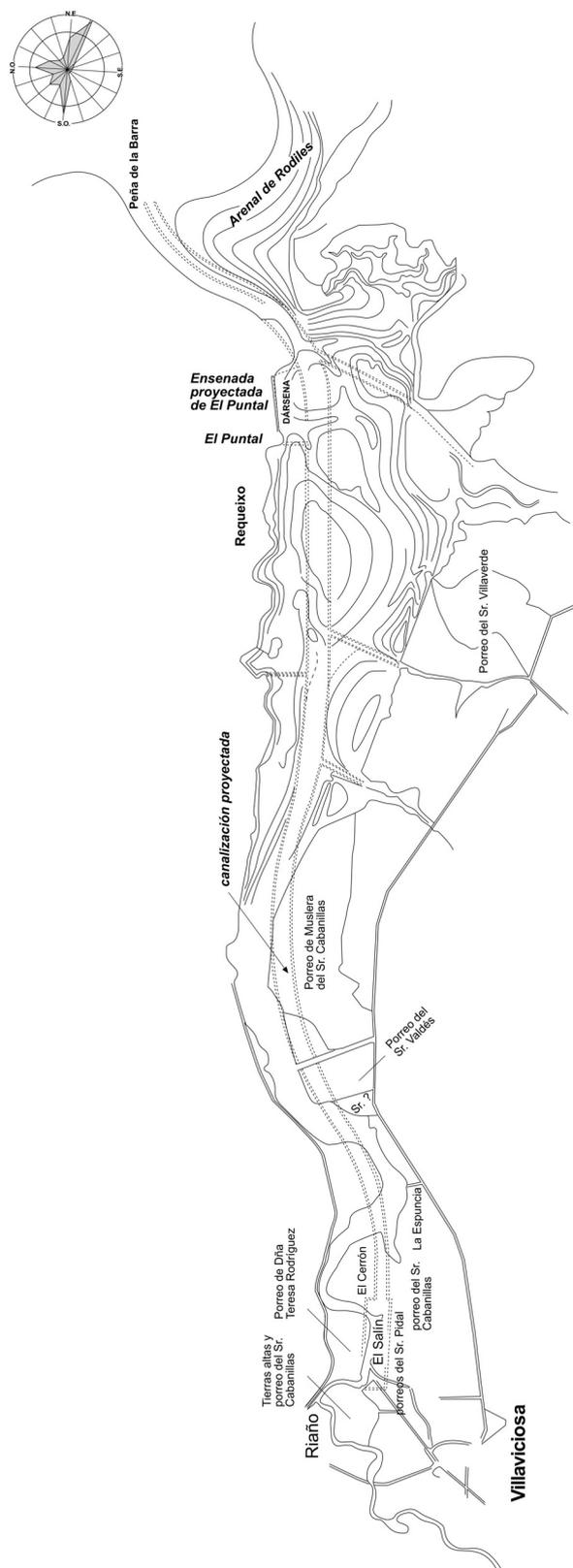


Figura 17. Reconstrucción simplificada del plano de Lequerica, dentro del que se contemplan los porreos más relevantes, representativo de su distribución antes de que se realizaran las obras de canalización proyectadas.

Estos dos últimos están situados aguas arriba, de los cuales el de El Salín se utilizaba tradicionalmente como embarcadero de Villaviciosa, lugar que debe su nombre a la existencia de un alfolí donde se almacenaba la sal, precisamente en el entorno de acceso al intercambio de mercancías.

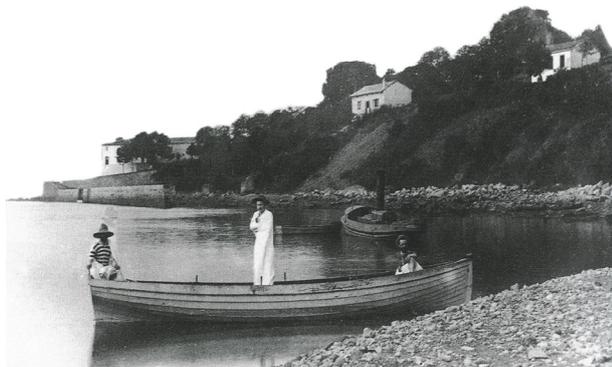


Foto 27. Fondeadero de El Puntal en 1898 en su porción septentrional (vista tomada desde la barrera estuarina occidental hacia el S), donde se construirá posteriormente la dársena.

Se pretendía construir un canal artificial de 8 km de largo y 100 m de anchura, desde la bocana hasta el embarcadero de El Salín en la villa. Asimismo, se completaría con la construcción o ampliación de las dársenas de El Puntal, en aquellas fechas reducido a un

simple fondeadero (Fotos 27 y 28) a lo largo del canal principal ubicado en el costado occidental, citado en el desembarco real, y de El Salín, así como la creación del muelle de La Espuncia (Foto 29).



Foto 28. Fondeadero de El Puntal en 1910 en su porción meridional, aguas arriba de la anterior, donde se había construido un dique de piedras muy primitivo.

Tomando como referencias estos mapas antiguos, filtrando la información con el mayor rigor, y con la ayuda de la documentación fotográfica existente desde finales del XIX y primer tercio del XX, se ha reconstruido cartográficamente el tramo inferior estuarino, detallando las unidades morfosedimentarias y dinámicas más importantes con anterioridad a la materialización de las obras (Fig. 18).

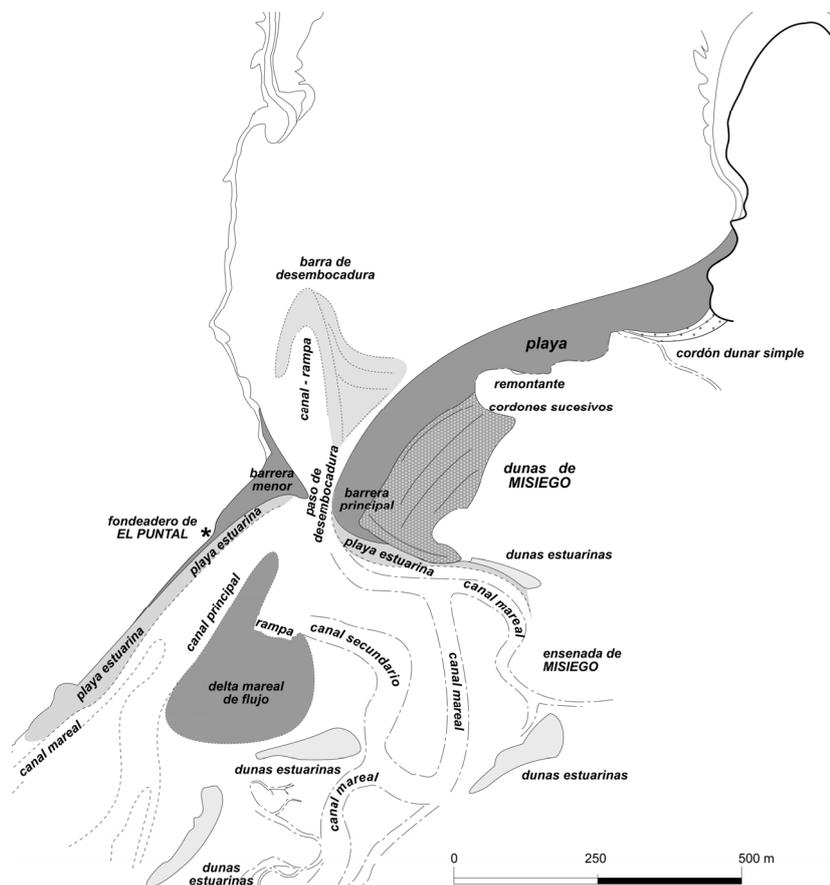


Figura 18. Reconstrucción parcial original del tramo inferior estuarino de Villaviciosa antes de las alteraciones. Se incluye la barrera confinante de Rodiles (gris oscuro) con el sistema dunar original (trama punteada) y la barra menor (gris oscuro) de El Puntal. Se propone la existencia de una barra de desembocadura similar a la actual (gris claro) y un delta de flujo mareal conectado al extremo meridional del paso de desembocadura. Las dunas estuarinas se reparten en parches alargados (punteado denso) irregularmente repartidos (modificado de Flor-Blanco y Flor, 2009c).



Foto 29. Panorámica aérea oblicua hacia el N del área de La Espuncia en bajamar viva, tomada en 1920, donde se ubica el muelle y la fábrica de sidra "El Gaitero". Justo aguas arriba (izquierda de la instantánea), comienza la zona geomorfológica más interna de este estuario: Canal superior.

La barrera arenosa original, anclada en el costado oriental, sostenía una playa expuesta con una orientación NE-SO y como trasera se extendían unos acantilados activos en la mitad oriental (Foto 30).



Foto 30. Playa de Rodiles en 1900, antes de la escollera del canal principal, tomada desde la margen occidental. A la derecha en primer término, asoma el campo dunar interno en su franja oriental.

Se complementaba con una barrera menor situada en el costado occidental (El Puntal) de mucha menor magnitud (Foto 31), la cual era responsable de que el paso de desembocadura fuera muy estrecho. También se desarrollaba un delta de flujo mareal dentro de la Bahía arenosa, como estructura de mayor entidad ligada al paso de desembocadura en su sector interno. Conectado a este último se desarrollaba una barra de desembocadura con el brazo oriental más dimensionado por anclarse a la terraza de bajamar de la playa.

El campo dunar de la barrera principal estaba formado por una serie de cordones dunares sucesivos (líneas paralelas sobre trama punteada (Fig. 18), producto de la progradación posteriores a la máxima inundación del estuario con motivo de la transgresión flandriense.



Foto 31. Vista del área septentrional del fondeadero antiguo de El Puntal en 1898, tomada desde el interior del estuario hacia N. Se identifica la barrera menor de la margen occidental a la derecha de las casas cuya punta limita con el paso de desembocadura.

Este campo dunar se alargaba en dirección NE-SO, salvo el ápice más oriental que construyó a modo de un gancho en planta adaptado a la dinámica mareal, apuntando hacia el SE. Su longitud era de 250 m y la anchura media de 115 m. Las culminaciones topográficas llegaron a 6,5 m hacia la mitad del campo dunar, estableciéndose la media en una altura de 5,50 m, aproximadamente. Las crestas alcanzaban anchuras variables de 6 a 9 m y alturas nunca superiores a 2 m y se disponían con alineaciones subparalelas, indicativas de un proceso más o menos continuado de progradación. Estas dunas ligadas a la barrera se completaban con un retazo remontante en el centro en las proximidades de la actual ermita de San Lorenzo con una escasa ocupación superficial, que fue dismantelada para aprovechamiento como árido; también otro cordón dunar cerraba una vallonada ciega en el extremo oriental de la playa expuesta donde hacia 2010 se han construido un amplio aparcamiento, se cerraba con un único cordón dunar el cual todavía conserva buena parte de su morfología original.

Otra serie de acumulaciones dunares funcionales, se desarrollaron como dunas estuarinas en la ensenada de Misiego en diferentes sectores por componentes de vientos del SO o del NE. Buena parte de ellas existiría, aproximadamente en su ubicación actual, ya que algunas como las del costado meridional y suroccidental de la Bahía arenosa tienen una distribución más acorde con las amplias superficies de deflación, las primeras en relación con la posición del antiguo delta de flujo mareal.

En la bahía arenosa, el canal principal se adosaba a la margen occidental, motivo que determinó la ubicación del fondeadero de El Puntal en épocas precedentes. Se desarrollaba un delta de flujo mareal, orientado NNE-SSO, entre los canales principal y secundario, justo al E del mismo con la rampa situada en conexión directa con el paso de desembocadura. Tendría ciertas similitudes con los del Eo, Cubas (brazo estuarino del río Miera en Santander) y San Vicente de la Barquera (Flor Blanco, 2007). Una circulación levógira, mucho más acentuada que en el presente, afectaría a este delta con la activación de un canal secundario en la margen oriental.

Los canales secundario y mareales de la margen oriental de la Bahía arenosa tendrían una distribución algo similar, con la excepción del ligado a la ensenada de Misiego, que sería posteriormente aislada del canal principal por la escollera.

Cabe deducir que ya existía la barra de desembocadura por cuanto las labores de escollerización y prolongación del canal principal buscaban alcanzar mayores calados, evitando que tuviera que ser prolongado de nuevo. Su geometría en planta diferiría de la actual, pero con ciertas analogías ya que, debido a la orientación de la playa de Rodiles en aquel entonces con una tendencia NE-SO, se desarrollaría por la misma deriva de playa hacia el SO (Fig. 18).

El paso de desembocadura sería estrecho entre la antigua playa de Rodiles y seguiría una dirección NE-SO, y otra playa más estrecha, hoy inexistente, que se cerraba por el costado occidental. Ambas se continuarían de forma paulatina hacia el interior (antigua Bahía arenosa) por sendas playas estuarinas, de las cuales la occidental correspondería al fondeadero de El Puntal (Fig. 18; Fotos 28 y 32), ya citado en las crónicas del desembarco del emperador Carlos I en 1517.

Antes de las obras, se continuaba utilizando el fondeadero de El Puntal, incluso para embarcaciones de vapor de cierto porte (Foto 32), así como chalanas de quilla plana para el intercambio de mercancías y carbón hasta la villa.



Foto 32. Vapores y chalanas en el fondeadero antiguo de El Puntal a principios del siglo XX, durante una pleamar en que se hacía navegable el estuario hasta Villaviciosa

El estuario actual

La distribución geomorfológica actual (Fig. 19) difiere notablemente de la imagen anterior ya que, desde la finalización de las obras de escollerización del tramo inferior estuarino, todo el conjunto del Complejo de desembocadura migró mar afuera en la misma longitud que la de los diques (López Peláez y Flor, 2006), girando desde una dirección NE-SO a la ENE-OSO

actual, y algunas unidades morfo-sedimentarias y dinámicas de la Bahía arenosa cambiaron radicalmente, se generaron en otras áreas o aparecieron formas nuevas.

Se ha reconstruido la distribución cartográfica de las unidades morfosedimentarias y dinámicas más importantes para finales de la primera década del siglo XXI, y además la fijación dunar (Fig. 19), aproximadamente, del último quinquenio de acuerdo con la identificación de las superficies colonizadas con barrón (*Ammophila arenaria*).

Las obras definitivas se redujeron a la escollerización del canal principal sobre la mayor parte de la Bahía arenosa y la prolongación canalizada en unas centenas de metros mar afuera, así como la construcción de la dársena de El Puntal en la margen izquierda y los muelles en La Espuncia, cerca de la villa, donde se ubicó la empresa de “El Gaitero”. También se llevó a cabo el confinamiento de la ensenada oriental de Misiego, comunicada por un paso artificial desde el margen oriental del canal principal. Se iniciaron en el año de 1892 con interrupciones frecuentes y prolongadas, como la ocurrida entre 1902 y 1911, hasta que culminaron finalmente en 1930 (Morales Mato, 1987), si bien otras fuentes lo adelantan al año 1925.

La barra horquillada de reflujos que actualmente origina un grave problema de navegación en la desembocadura externa, se cierra en la isobata de 6,0-7,0 m, pero se someriza y amplía como un brazo arenoso de dirección N-S a medida que se ancla insensiblemente en la franja de la terraza de bajamar de la playa de Rodiles, concretamente sobre la unidad del bancal (“ridge” o “bar”), asociada al canal (“runnel” o “trough”), en una terraza de bajamar muy bien desarrollada durante calmas en esta playa disipativa. La deriva principal longitudinal de la playa se mueve hacia el O, que unido al reflujos mareal, construye el brazo derecho de la barra muy somerizado, causante de las mayores rompientes de ola.

En el área exterior, el paso de desembocadura se prolonga hasta enlazar con la barra de desembocadura. Por su parte, la barra lateral más externa, que se funde con la terraza de bajamar, se adosa al dique oriental y llega a aflorar unos decímetros durante las bajamares vivas.

En la margen izquierda, donde antiguamente había un frente acantilado con depósitos de gravas y cantos (playa), la escollera occidental ha formado una ensenada de limos y arenas con *Enteromorpha* sp. y *Zostera noltii*, que está comunicada libremente en su extremo N y permite el intercambio mareal. Se ha generado también en la franja meridional una playa arenosa estuarina abrigada (N de El Puntal), que ha desarrollado un manto dunar tabular de espesor centimétrico a decimétrico, que no rebasa los 2.000 m².

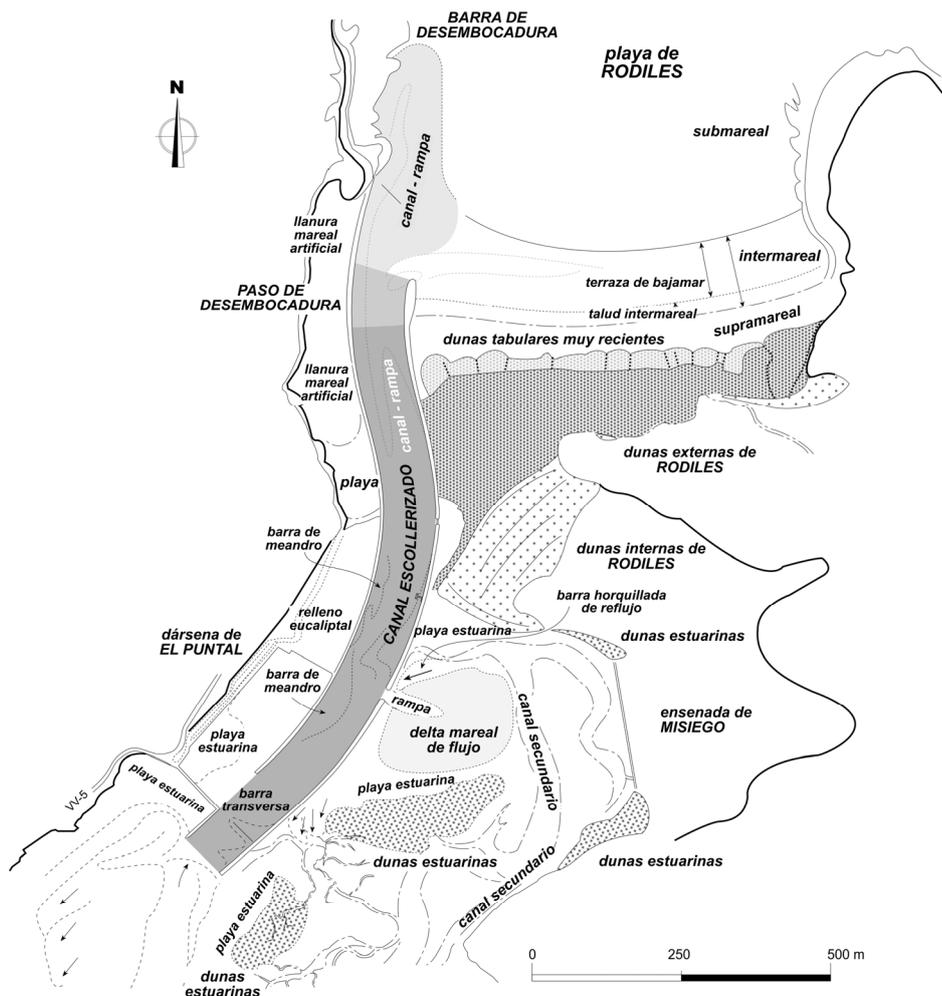


Figura 19. Reconstrucción parcial en la actualidad del tramo inferior estuarino de Villaviciosa. Se ha generado el nuevo campo dunar externo de Rodiles con una franja reciente de dunas tabulares vegetadas con barrón y el canal principal ha sido escollero. La barra de desembocadura tiene una geometría similar a la antigua, pero desplazada hacia el NO (gris claro). El delta de flujo mareal se desarrolla dentro de la ensenada de Misiego desde la interrupción del dique derecho. Las dunas estuarinas se reparten en parches alargados (punteado denso) en posiciones similares a la etapa natural (modificado de Flor-Blanco y Flor, 2009c).

El puerto del Puntal, situado inmediatamente aguas arriba, representa un recinto independizado de la dinámica general del estuario. En la esquina SO exterior, frente a la bocana de la dársena, se activa una playa estuarina de carácter arenoso donde la energía es mayor. Pasa insensiblemente hacia el interior a una superficie asimilable a una llanura mareal, donde predominan las facies de fangos, que está siendo dragada en los últimos años para su acondicionamiento como espacio portuario deportivo.

La Bahía arenosa ocuparía y se extendería sobre un recinto similar al anterior, si bien la interrupción de la escollera oriental del canal principal facilitó la formación del nuevo delta mareal de flujo y la pequeña barra horquillada, adosada en el tramo septentrional, dentro de la ensenada de Misiego, la cual intenta conectar con la margen izquierda del canal secundario en su tramo inferior. Tanto las dunas del “El Bornizal”, como las asociadas a las franjas de playas estuarinas de Misiego, tendrían una posición y aspecto similar, aunque incorporando nuevas aportaciones arenosas. No ocurriría lo mismo con las situadas en los bordes SE y NE de esta ensenada, que fueron aisladas con muretes, y las primeras parcialmente destruidas para ubicar la red de saneamiento y sobre la que se practicaron algunas sacas ilegales.

El canal principal experimentó un alargamiento considerable, además de fijar definitivamente sus márgenes. En la apertura de la ensenada de Misiego, existe una depresión formada por el reflujo de la ensenada que excava hasta los 8 m de profundidad.

Justo en la parte septentrional donde termina el dique oriental, se genera una depresión asimétrica (“scour”), probablemente debida a la reflexión del oleaje sobre el morro del dique, durante las pleamares. Al S del canal escollero, en la margen occidental, se forman en los últimos años bancales que colmatan las llanuras mareales vegetadas, signo indicativo del relleno paulatino del estuario, en lo que constituiría una evidencia del ascenso del nivel del mar (Foto 33). Este proceso transgresivo se ha identificado también en otros estuarios cantábricos, como los de Ajo y Cabo Quejo (Cantabria).

El campo dunar de Rodiles

Se han generado dos amplios campos dunares en relación con barreras confinantes, uno como culminación de los procesos naturales de formación del estuario, y el resultante de la escolleroización del canal principal y paso de desembocadura. El primero se sitúa en una posición más meridional, con una mayor superficie en la mitad occidental, y el segundo en toda

A)



C)



B)



Foto 33. Panorámicas oblicuas de la parte externa del estuario donde figura el campo dunar de Rodiles con arbolado de eucaliptos (A y B), el canal escollerizado (A, B y C) y el relleno paulatino de mantos arenosos en la margen occidental de las marismas (A y C), debido a la intrusión de sedimentos desde el canal escollerizado, que penetran mejor por dicho costado por el efecto de Coriolis.

la franja trasera de la playa activa con una extensión mucho mayor.

El frente de las dunas externas de Rodiles representa un marcador sensible de la evolución del sistema playa/duna en relación con los cambios naturales: elevación del nivel del mar (erosión) y el manejo antrópico, en este caso, inductor de una progradación de la duna y su playa asociada.

En el año 1945, el sistema de playa/dunas de Rodiles (barrera confinante oriental) había progradado unos 355,67 m hacia el N (perfil O, Fig. 20), como consecuencia del alargamiento de los dos diques laterales, aproximadamente en esa misma medida. De una forma relativamente rápida, se construyó el campo dunar externo de Rodiles, como se evidencia en la Foto 33, tomada en 1933, adosándose el nuevo campo dunar al límite externo del anterior natural y ocupando consecuentemente la playa intermareal. Lo constituiría

la franja irregular parcialmente vegetada situada al N de las superficies donde se asienta la romería estival con motivo de San Lorenzo. Al menos hasta ese último año, el campo en su franja externa se encontraba todavía en fase constructiva, como lo atestigua la imagen citada, sobre la que se identifica una serie de montículos sin vegetar, especialmente en la margen oriental (derecha de la instantánea), en lo que constituye un cordón dunar incipiente.

La geometría del nuevo campo dunar adquirió una planta triangular alargada en que el límite con la playa anterior estaba ligeramente arqueado con la convexidad hacia el mar. La longitud se estabilizó en la década de los 70 para luego erosionarse y nuevamente progradar a partir de 2001, siendo la anchura mínima de 170,86 m al E y máxima en el occidental con 388,71 m (2009). Se generaron cordones dunares sucesivos como resultado de dicha progradación. Los cordones construidos tenían crestas muy laxas, de 3-5 m anchura



Foto 34. La playa de Rodiles con su nuevo campo dunar en 1933 al fondo, durante la primera fase de estabilización. En primer término, el borde del campo dunar antiguo, representado por el cordón dunar externo (Rivero Cueto *et al.*, 1995).

y alturas que no sobrepasaban 1 m, y una acumulación longitudinal por vientos del NO muy poco marcada en el centro del campo dunar (60 m de longitud, anchura de 40 m y altura de 0,50-0,70 m). Algunas geometrías longitudinales poco marcadas todavía se evidencian en este campo. Se debería a la alta velocidad de progradación del sistema que no disponía de tiempo suficiente para crear geometrías contrastadas. La progradación puede estimarse en un máximo de 275 m

en el costado occidental y, asimismo, la orientación general de este campo dunar se dispuso ENE-OSO pudiéndose estimar la rotación en unos 30° en sentido de las agujas del reloj.

En este campo dunar externo, las superficies varían desde cotas topográficas de unos 3,0 m en el costado occidental para incrementarse paulatinamente hasta 6,50 m en el extremo oriental; toda la franja exterior corresponde a un cordón dunar que llegó a alcanzar en su momento de máxima estabilización una cota de unos 7,5 m, para ser posteriormente erosionado, con la correspondiente recesión, y lo ha seguido haciendo intermitentemente en las últimas décadas del siglo XX. Alrededor de 1960, se plantaron eucaliptos y algún pino sobre las áreas occidental y central, mientras que en oriental se mantuvo la vegetación espontánea.

El sistema dunar alcanzó su mayor extensión natural (*climax*) desde 1925 hasta mediados de los 80 (fase expansiva) con una tasa de crecimiento mayor en el centro y zona occidental. Hasta 1970 (Foto 35) el crecimiento del sistema playa/duna de Rodiles fue importante (377 m en el perfil occidental, 164 m en el central y 140 m en el oriental) con tasas de 8,38 m/año en el área centro occidental y hasta 3,10 m/año en el oriental. Pero a partir de la década de los 80 hasta 2001, el frente dunar sufre erosión continuada en su sector central principalmente y en menor medida en el occidental y oriental. Esto se debe a que es una de las playas más concurridas durante el periodo estival,



Foto 35. Foto aérea vertical del área externa del estuario de Villaviciosa en 1970 del vuelo encargado por la antigua Diputación de Oviedo.

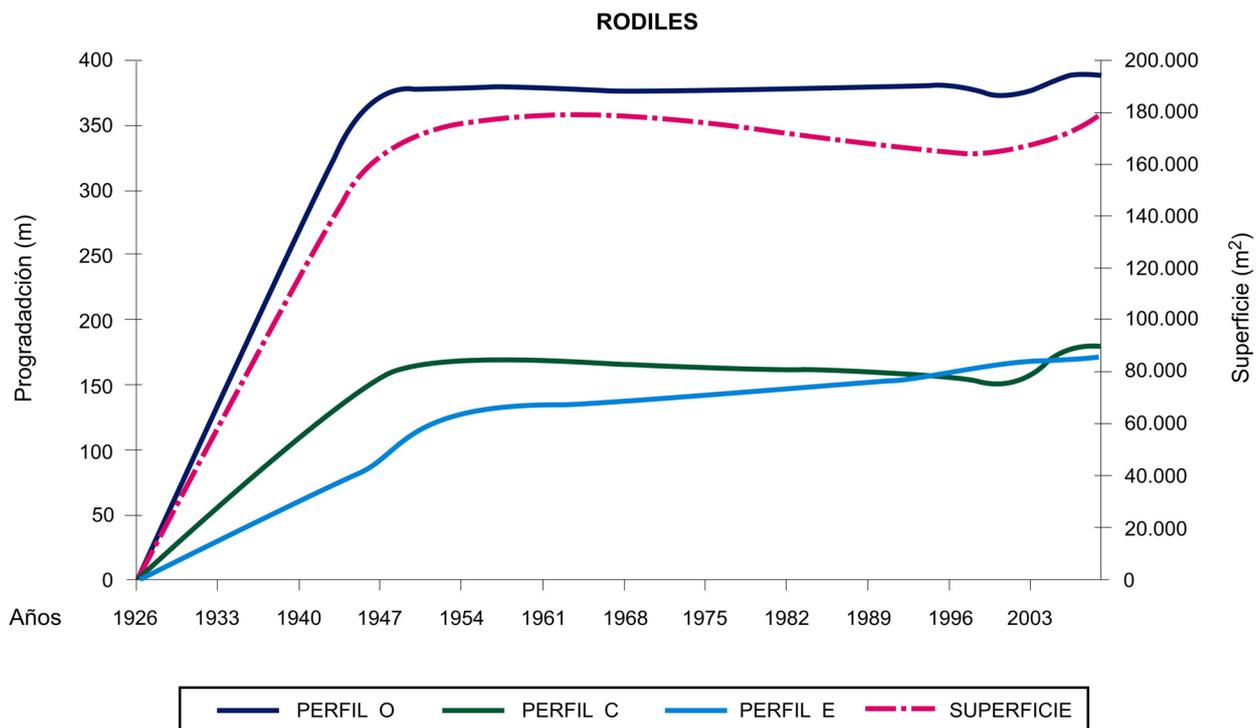


Figura 20. . Evolución longitudinal del campo dunar externo respecto a su superficie a partir de los cálculos realizados en tres perfiles representativos: oeste (O), central (C) y este (E).

donde los usuarios ocupaban como aparcamiento las dunas vegetadas de eucaliptos o las más externas como resguardo del viento, perdiendo entre 1994 y 2001 hasta casi 1,0 m/año (Fig. 20). Es a partir de este último año en que la Demarcación de Costas de Asturias toma medidas de preservación mediante el acordonamiento de las dunas externas, creación de accesos específicos en número limitado a la playa y prohibición de aparcar en las dunas con eucaliptos.

Dicha culminación se materializó con la construcción de un gran cordón dunar, que se ha colonizado con vegetación específica natural en contacto con la playa, alcanzando una cierta envergadura y continuidad enfrente del eucaliptal, ya que se identifica en numerosas instantáneas de la época (Foto 34 y 36).

A partir de la década de los 80, el frente dunar comenzó a retroceder, en parte debido al pisoteo indiscriminado y a la ocupación de la superficie por parte de los usuarios de una playa muy concurrida en verano.

La erosión fue tan importante que en la franja central se podía observar un talud erosivo vertical de unos pocos decímetros, que dejaba al descubierto las raíces de los árboles en la franja próxima a la playa (Foto 37A y B), habiéndose eliminado gran parte de las dunas tabulares vegetadas más externas (Flor-Blanco y Flor 2009c).

La decidida intervención de la Demarcación de Costas en Asturias, entrado el siglo XXI, cambió la tendencia erosiva del frente dunar (Foto 37C). Se aplicó una

solución barata y sencilla consistente en el aislamiento de recintos con cuerdas trenzadas, solamente en la parte superior, y estacas cilíndricas tratadas (Foto 37D).



Foto 36. Playa y dunas de Rodiles en 1970, durante el verano, donde se evidencia el cordón dunar externo ampliamente vegetado al fondo, por detrás del cual se reconocen las áreas con arbolado de eucalipto.

Constituye un vallado diáfano que sirve de disuasión que evita la intrusión de visitantes. Se ha complementado con la extensión de pasarelas de madera que canalizan a los usuarios a la playa desde las áreas dunares traseras para evitar el tránsito de los usuarios hacia la playa. Esto ha favorecido que la ocupación del campo dunar se reduzca considerablemente, evitando el pisoteo y destrucción de la *Ammophila arenaria* que es la captadora natural de la arena deflacionada por el viento.

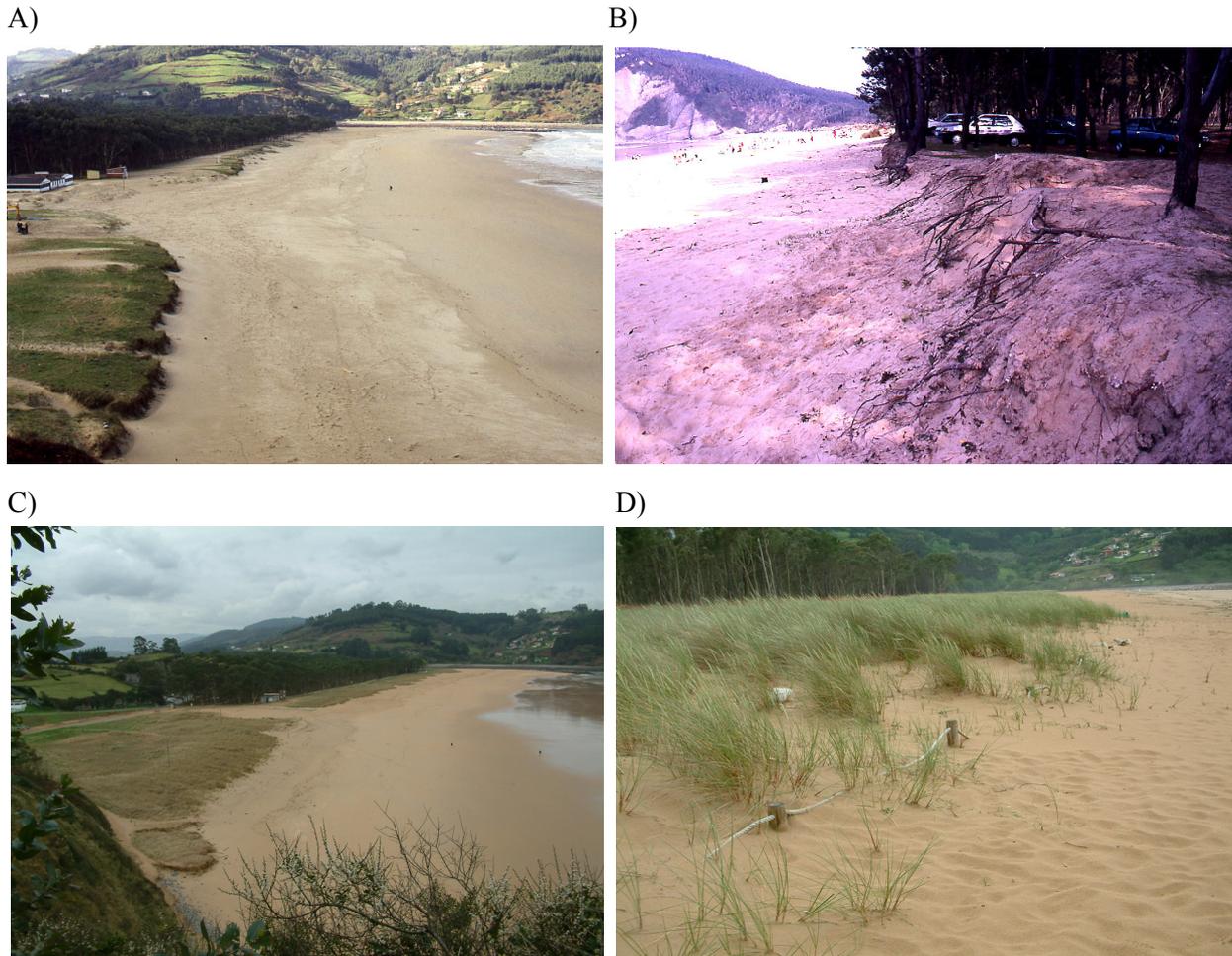


Foto 37. Panorámicas desde el costado oriental sobre la playa y franja limitante de Rodiles: A) recesión en 1991. B) Borde erosionado de la duna en su extremo occidental (1995). C) Panorámica completa del campo dunar externo en la primavera de 2009 desde el borde oriental en la que se observa la recuperación en las dunas limitantes con la playa. D) Dunas embrionarias (tabulares) generadas en 2007, con un espesor de alrededor de 1 m fijadas de forma natural por barrón (*Ammophila arenaria*). Esta recuperación dunar consistió en un cerramiento simple consistente en la colocación de tablestacas y cuerdas trenzadas.

En la última década, el sistema dunar se ha recuperado, incluso cubriéndose de arena los acordonamiento y favoreciendo la formación de pequeñas dunas tabulares escasamente vegetadas en la margen occidental. La recuperación ha sido tan importante en los primeros años, que la duna volvió a tener la superficie previa a 1970 en su parte más externa, progradando en la zona central en los cinco primeros años hasta 5,16 m/año.

La vegetación ha colonizado espontánea y paulatinamente, incluso desde un año al siguiente, con una densidad apreciable, y se ha conseguido incrementar la sedimentación arenosa, como lo atestigua el que algunos segmentos han enterrado parte de la estructura del recinto (Foto 37D).

Se trata de dunas de tipo tabular (Foto 37C), sometidas en el presente a una cierta acreción y con el pisoteo mucho más reducido que ha quedado limitado a los numerosos pasillos de intercambio con la playa (líneas gruesas discontinuas). Obviamente, tanto el conjunto global del campo dunar externo como las generadas en

este último caso, ocupan volúmenes mucho menores que las correspondientes al campo natural interno. El tiempo necesario para la formación de cada uno de ellos es definitivo por cuanto las más recientes necesitaron menores intervalos de tiempo.

La recuperación ha significado una progradación generalizada del espacio dunar vegetado y la consiguiente estabilización de la franja limitante, sin variación alguna de la playa, excepto la ocupación oportuna de una franja en la parte supramareal como duna eólica tabular y embrionaria. Además, desde 2010 (Foto 37C), el extenso pasillo no vegetado todavía existente, ha sido intervenido definitivamente. En éste, había la mayor transferencia de usuarios hacia la playa, identificándose en la Foto 37A y C por una banda transversal desprovista de vegetación. Para ello, se ha seguido el mismo procedimiento, colocando una pasarela y aislando ambos costados con tablestacas, lo que ha favorecido una colonización vegetal natural, similar a las áreas recuperadas previamente.

REFERENCIAS

- Adrados González, L. (2011). *Costa oriental de Asturias. Un paisaje singular. 11 excursiones geológicas por sus playas, acantilados, cuevas y bufones*. Adrados Ediciones. 243 pp.
- Alcalá Casano, A. (1785). *Plano de la Ria de Villaviciosa y Concha de Tazones situada por observacion la Pta. del Regato en la latitud. N. 43° 30'. Levantado en Septiembre del Año de 1785 Villaviciosa (Asturias)*. Cartas náuticas 1785. Biblioteca Nacional de España (Cartografía digital).
http://portal.digmap.eu/index/bne/aut/A/EN/94436.digmap_alcalasanoantonio.html
- Aramburu, C. y Bastida, F. (1995). *Geología de Asturias*. Ed. Trea, s.l. Gijón. 314 pp.
- Bueno Sánchez, A. (1997). Flora y vegetación de los estuarios asturianos. *Cuadernos de Medio Ambiente NATURALEZA 3*. Consejería de Agricultura. Principado de Asturias. 352 pp.
- Dobkins, J.E y Folk, R.L. (1970). Shape development on Tahiti-Nui. *Journal Sedimentary Petrology*, 40, 1167-1203.
- Edeso, J.M. (1994). El relleno holoceno de la depresión de Zarauz. *Lurralde*, 17, 115-152.
- Fernández García, F. y Rasilla, D. (1992). El viento en la Cornisa Cantábrica: avance de un estudio sobre los temporales del S. *Cuadernos de Sección. Historia*, 20, 271-295. Donostia. Eusko Ikaskuntza.
- Flor, G. (1977). Los carbonatos biogénicos en los depósitos arenosos de las playas del litoral asturiano. *Breviora Geológica Astúrica*, XXI (4), 51-62.
- Flor, G. (1993). Estuarios. En: *Enciclopedia de la Naturaleza de Asturias*. T. 7, 1-32. Ed. La Voz de Asturias, S.A.
- Flor, G. (1995). Clasificación y caracterización de los estuarios asturianos. *Actas del IV Coloquio Internacional sobre Oceanografía del Golfo de Vizcaya*, 133-141. Eds. O. Cendrero e I. Olaso. Santander.
- Flor, G. (1998). *Monumentos Naturales de la Playa de Gulpiyuri y del Complejo de Cobijero*. En: *Espacios y monumentos naturales de Asturias*. T. II, 238-240. Ed. La Voz de Asturias, S.A.
- Flor, G. (1999). Estudio geológico de la cueva de La Silluca (Concejo de Llanes). *Excavaciones arqueológicas en Asturias 1995-98*, 213-224. Servicio de Publicaciones. Consejería de Cultura. Principado de Asturias.
- Flor, G. y Cambor, C. (1989). Características dinámicas y sedimentológicas del estuario de Ribadesella (Asturias). *Trabajos de Geología*, 18, Univ. Oviedo, 13-36.
- Flor, G. y Flor-Blanco, G. (2009a). 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*. 62 pp.
- Flor, G. y Flor-Blanco, G. (2009b). Sedimentología de los depósitos arenosos superficiales de la playa de Vega (Concejo de Ribadesella, Asturias). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 22, 105-121.
- Flor-Blanco, G. y Flor, G. (2009c). Aspectos geomorfológicos del tramo inferior del estuario de Villaviciosa (Asturias) en relación con su evolución histórica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 22, 123-136.
- Florschütz, F. y Menéndez Amor, J. (1959). Un fenómeno periglaciario en Asturias y algunas consideraciones y deducciones relativas a la formación y datación palinológica de suelos. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, 57, 133-142.
- Folk, R.L. (1955). Student operator error in determination of roundness, sphericity, and grain size. *Journal Sedimentary Petrology*, 25, 297-301.
- Galguera Amieva, I. (1994). *Sedimentología de la playa de Cobijero*. Informe interno. Área de Estratigrafía. Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. 50 pp.
- García-Artola, A., Cearreta, A. y Leorri, E. (2012). Respuesta de las marismas cantábricas al escenario actual de ascenso marino. *Actas XII Reunión Nacional de Geomorfología*, 323-326. Santander.
- Gómez Villarejo, M^a A. (1988). *Análisis granulométricos del sedimento arenoso superficial de la playa de Gulpiyuri*. Informe interno. Área de Estratigrafía. Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. 29 pp.
- Hellín Medina, J. 2009. *Análisis climatológico del Mar Cantábrico y su influencia en la navegación*. Proyecto Final de DNM-Facultad de Náutica de Barcelona. Universidad Politécnica de Barcelona.
- Lanza García, R. (2011). El viñedo en la España cantábrica: una larga tradición ahora renovada. *X Congreso Internacional de la AEHE*. Univ. Pablo de Olavide. Sevilla. 25 pp.
- Le Floch, P. (1961). *Propagation de la Marée dans l'Estuaire de la Seine et en Seine Maritime*. Thèse Doctorat d'État. Univ. de Paris.
- López Álvarez, J. (1998). *Molinos de mar en Asturias*. Fundación Municipal de Cultura, Educación y Universidad Popular. Ayuntamiento de Gijón. 18 pp.
- López Peláez, J. y Flor, G. (2006). Cambios morfológicos por canalización de la desembocadura en los estuarios asturianos de Navia, Nalón y Villaviciosa. A. Pérez Alberti y J. López Bedoya, Eds, 419-431. Publicaciones de la Universidad de Santiago de Compostela.
- Martí Gilabert, F. (2003). *La desamortización española*. Ed. Rialp, S.A. Madrid. 178 pp.
- Mary, G. (1983). Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica de Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología*, 13, Univ. de Oviedo, 3-35.
- Mazo, A. (1989). El elefante fósil de Buelna (Asturias): nota preliminar. *Estudios Geológicos*, 54, 273-274.
- Mink Proeck, S. (2002). *Los recursos hídricos en el Concejo de Llanes (Asturias). Estudio e inventario*. Proyecto Fin de Carrera. Licenciatura en Ciencias Ambientales, Universidad Autónoma de Madrid.
http://www.ayuntamientodellanes.com/recursos/doc/Comunes/Vivir_Llanes/Medio_ambiente/Documentos/1741824013_6112009101517.pdf
- Morales Matos, G. (1987). Notas acerca de la canalización de la ría de Villaviciosa (1884-1930). *Ástura*, 6, 74-77.
- Pascual, A., Rodríguez-Lázaro, J., Weber, O. y Journeau, J.M. (2001). Cambios paleogeográficos durante El Holoceno en las marismas de Forua, Reserva de La Biosfera de Urdaibai. *Geogaceta*, 30, 191-194.
- Pinto Llona, A.C. and Aguirre, E. (1999). Presencia del elefante antiguo *Elephas (Paleoloxodon) antiquus* en la cueva de la Silluca (Buelna, Asturias). *Excavaciones arqueológicas en Asturias 1995-98*, 225-232. Servicio de Publicaciones. Consejería de Cultura. Principado de Asturias.

Rasilla, D., García Codrón, J.C. y Hernández Gimena, A. 2004. Las mareas atmosféricas en la costa norte de la península Ibérica. En: J.C. García Codrón, C. Diego Liaño, P. Fernández de Arroyábade Hernáez, C. Garmendia Pedraja y D. Rasilla Álvarez (Eds.). *El Clima entre el Mar y la Montaña*. Serie A, nº 4, 135-144. Asociación Española de Climatología y Universidad de Cantabria. Santander.

Rivero Cueto, S., Blanco Sarasola, M. y Balbín Loredó, I. (1995). *Villaviciosa en fotos antiguas (1859-1936)*. Papeles Maliayos, nº 3. Ediciones La Oliva. Villaviciosa. 333 pp.

Señas Encinas, F. (1958). Desembarco y estancia de Carlos I en Villaviciosa de Asturias. *Boletín Instituto Estudios Asturianos*, 34, 177-207.

Sneed, E.D. y Folk, R.L. (1958). Pebbles in the Lower Colorado River, Texas, A study in particle morphogenesis. *Journal Geology*, 66, 114-150.



Universidad de Oviedo



ASTURIAS
CAMPUS DE EXCELENCIA
INTERNACIONAL
| AD FUTURUM |



DEPARTAMENTO Y
FACULTAD DE GEOLOGÍA



Fundación Universidad de Oviedo



Beta Analytic
Datación por
Radiocarbono



ICOG Asturias



Sociedad
Geológica
de España



GOBIERNO DEL
PRINCIPADO DE ASTURIAS

CONSEJERÍA DE FOMENTO,
ORDENACIÓN DEL TERRITORIO
Y MEDIO AMBIENTE



Sociedad Española
de Geomorfología



ESGEMAR, S.A.
ESTUDIOS GEOLÓGICOS MARINOS



OVIEDO.es
AYUNTAMIENTO