



## **ASPECTOS MORFOLÓGICOS, DINÁMICOS Y SEDIMENTARIOS DEL SECTOR COSTERO: DESEMBOCADURA DEL NALÓN-PLAYA DE BAÑUGUES. PROBLEMÁTICA AMBIENTAL**

® De los editores

ISBN: 978-84-693-9580-6

La información contenida es responsabilidad exclusiva de los autores firmantes de los artículos, a quienes se atribuye, igualmente, la propiedad de las respectivas figuras y fotografías. No se permite la reproducción total o parcial de este libro, ni su incorporación a un sistema informático, ni su transmisión en cualquier forma y por cualquier medio, sea éste electrónico, mecánico, por fotocopia, por grabación u otros métodos, sin permiso.

6º SIMPOSIO SOBRE EL MARGEN IBÉRICO ATLÁNTICO  
6º SIMPOSIO SOBRE A MARGEM IBÉRICA ATLÂNTICA  
6th SYMPOSIUM ON THE ATLANTIC IBERIAN MARGIN



# **ASPECTOS MORFOLÓGICOS, DINÁMICOS Y SEDIMENTARIOS DEL SECTOR COSTERO: DESEMBOCADURA DEL NALÓN-PLAYA DE BAÑUGUES. PROBLEMÁTICA AMBIENTAL**

GUÍA DE CAMPO  
3 DE DICIEMBRE 2009

G. FLOR RODRÍGUEZ

G. FLOR BLANCO



## EXCURSIÓN CIENTÍFICA MIA 09

# DESEMBOCADURA DEL NALÓN-PLAYA DE BAÑUGUES

### GENERALIDADES

La desembocadura del río Nalón se emplaza sobre la divisoria estratigráfica y estructural de dos dominios del Macizo Ibérico: la Zona Asturoccidental-leonesa, al O, y la Zona Cantábrica, al E. La primera está formada por materiales siliciclásticos de bajo grado de metamorfismo; la segunda por rocas silíceas, carbonatadas y carbonáceas, localmente en contacto o recubiertas por materiales mixtos y escasamente deformados de la cobertera mesoterciaria (Figura 1). Estos dos grandes conjuntos están separados por la Unidad del Antiforme del Narcea de rocas precámbricas, dibujando una flexura denominada *Arco Astúrico*.

En la Zona Asturoccidental-leonesa, Marcos (1973) distingue tres grandes unidades: Dominios del Navia y Alto Sil, del Manto de Mondoñedo y del Laurel-Truchas, éste último fuera de Asturias.

La Zona Cantábrica se ha dividido en la Región de Pliegues y Mantos, Cuenca Carbonífera Central, Región de Mantos o del Manto del Ponga, Picos de Europa y del Pisuega-Carrión (Julivert, 1967).

El relieve de Asturias lo conforma la

cordillera Cantábrica- apéndice occidental de los Pirineos- levantada durante la orogenia Alpina en el Cenozoico, la cual afectó tanto a los terrenos paleozoicos, previamente muy deformados por la orogenia hercínica o varisca, como a los más modernos del Mesozoico.

Desde el punto de vista morfogenético (Peón, 1992; Flor y Peón, 2004), siguiendo una división jerárquica, distinguen tres áreas geográficas distribuidas paralelamente a la alineación costa-cordillera (Figura 2), que de S a N son:

- *Conjunto cordillera Cantábrica y sierras subsidiarias*, cuyo nivel de cumbres se sitúa por encima de los 1.200 m de altitud, y constituye el pie de sierra más extenso de los considerados. No obstante, con una distribución más restringida, existe un nivel de cotas superior al anterior, que alcanza los 1.450 m. Sigue una dirección más o menos constante O-E, desde la que se digitan, con una dirección N, una serie de sierras subsidiarias, controladas por estructuras variscas. Se entienden por tales, las sierras que se enraízan en las faldas septentrionales de la divisoria principal, generalmente con cotas máximas inferiores a aquélla. En

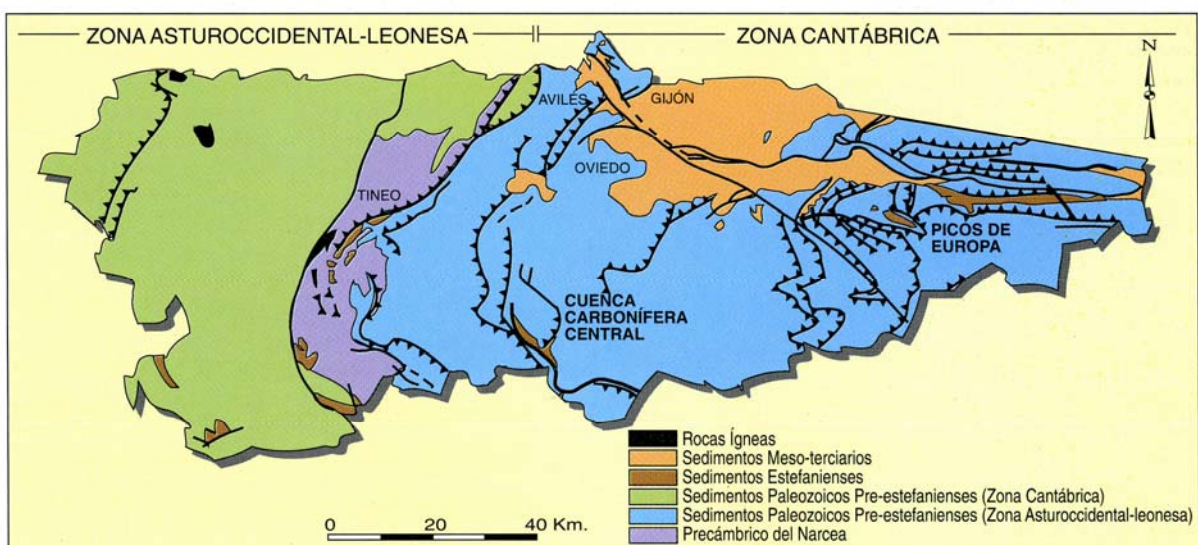


Figura 1. Zonas geológicas de la región asturiana situada dentro del Macizo Ibérico que fue dividido por Lotze (1945) en varias zonas desde las perspectivas litoestratigráficas, paleogeográficas y estructurales, de las cuales las Zonas Asturoccidental-leonesa y Cantábrica se extienden al O y E, respectivamente.

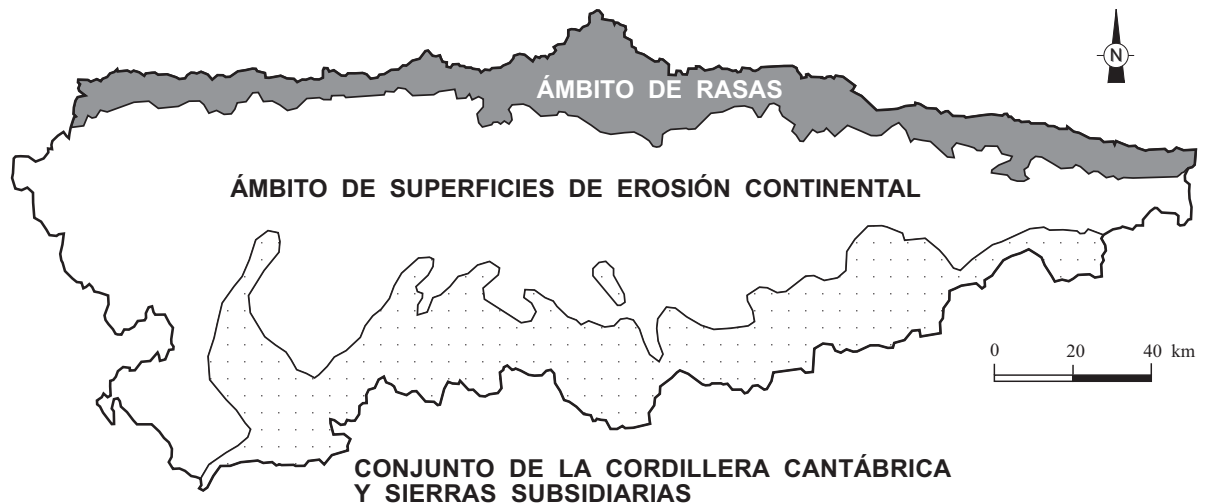


Figura 2. Unidades morfogénicas a gran escala del relieve de Asturias.

conjunto, sirven de divisoria para los ríos principales que vierten al mar Cantábrico. Dentro de este conjunto se reconoce el papel activo de la fracturación alpina: la capacidad para generar morfoestructuras directas, como responsable de la alineación general de la Cordillera y también la justificación de las distintas alturas culminantes en zonas separadas por las fracturas principales. Caben destacarse las alineaciones tectónicas que constituyen los límites del sector asturiano de la cordillera, donde coinciden claros escalones altimétricos; hacia el E, la de Peña Sagra-puerto de Palombera-Reinosa (NO-SE) y hacia el O, la de Grado-puerto del Rañadoiro-Ancares (NE-SO), continuándose hacia el corredor del Sil.

Se pueden separar segmentos distintos de acuerdo con cotas altimétricas máximas, que corresponden con las culminaciones de grandes bloques fallados, entre los que se pueden identificar otros menores, como ocurre en los Macizos de Picos de Europa, afectados por grandes fracturas E-O y NO-SE, fundamentalmente:

- puerto de Cienfuegos-NE de Leitariegos: 2.000 m
- NE de Leitariegos-puerto Ventana: 2.200 m
- La Cubilla-Pajares: 1.900 m
- Pajares-Piedrafita: 2.000 m
- Piedrafita-Ventaniella: 2.100 m
- Picos de Europa: > 2.400 m

- *Ámbito de superficies de erosión continental.* Se orienta O-E, en el que se conservan numerosos restos de superficies subplanas de erosión continental. Representarían distintas etapas de formación originadas por la elevación cortical con estacionamientos prolongados del nivel de base, en este caso, un mar cercano situado al N con desarrollo de una costa, probablemente, baja. La mala conservación de estas morfologías no permite valorar adecuadamente el papel de la tectónica, salvo en la zona occidental (cuenca hidrográfica del Narcea) que, en todo caso, no parece demasiado relevante como generadora de formas estructurales directas (Figura 2).
- *Ámbito de las rasas.* Se encuentra en la franja estrecha costera donde queda, generalmente, marcado por la presencia de una sierra litoral a cuyo pie se extienden hasta 12 niveles constituidos por sucesivas superficies subhorizontales, ligeramente inclinadas hacia el mar, escalonadas a diferentes alturas, de modo que las superiores son las más antiguas y encajándose las más modernas en las anteriores; como en el caso precedente, se produjo una emersión del relieve sumergido a intervalos con una migración de la línea de costa hacia el N. Se han reunido en tres conjuntos (Tabla 1) en función de la disminución de las diferencias altimétricas (Flor, 2000): 1) *conjunto superior*: I (285 m), II (230 m), III (185 m) y IV (160); 2) *conjunto intermedio*: IV (115 m), V (145 m), VI (115 m), VII (95 m) y VIII (65 m); y

*conjunto inferior*: IX (35 m), X (20 m), XI (7 m) y XII, en la zona intermareal, pero prácticamente construida en una etapa previa (Mary, 1979), distribución válida desde el área central de Asturias hasta Cantabria y, probablemente, el País Vasco; parece existir una deformación neotectónica por un basculamiento con una pérdida de alturas (40 m de desnivel máximo) desde la desembocadura del Nalón hacia el oriente de Galicia, que afecta solamente al conjunto superior.

La construcción de todo este edificio cordillerano es una respuesta a los esfuerzos compresivos, fundamentalmente, de dirección N-S ocurridos durante el Paleógeno; se generaría un despegue en el basamento a través de una rampa con un acortamiento de 22 km y cuya inclinación hacia el N es variable: 15° a 18° (Alonso y Pulgar, 1995). La masa rocosa implicada experimentaría un complejo mosaico de bloques desnivelados, mejor limitados por fallas inversas (García-Ramos y Gutiérrez Claverol, 1995), algunos constituyendo sierras extensas, en lo que Llopis (1954) denominó una tectónica germánica de horst y graben con direcciones preferentes de fallas E-O y sus conjugadas NE-SO y NO-SE, muchas heredadas de la tectónica varisca y tardivarisca y de la época cretácica.

También sobre los depósitos terciarios y las estructuras que forman parte de la plataforma continental cantábrica, se detecta claramente este proceso compresivo, particularmente, entre el Eoceno y el Mioceno Inferior (Gutiérrez Claverol y Gallastegui, 2002), teniendo lugar el cierre parcial del golfo de Vizcaya, el levantamiento alpino y la inversión tectónica de la cuenca mesozoica de la plataforma continental. A partir del Mioceno Superior, como apuntan esos mismos autores, no hay evidencias de una deformación importante en este ámbito del margen continental.

Durante esta etapa, en el territorio oriental asturiano enlazando con la amplia Cuenca Cantábrica, se depositaron rocas fundamentalmente calcáreas biogénicas marinas (Paleoceno-Eoceno Medio. Algo posteriores, en el área centro-oriental se individualizaron numerosas cuencas endorreicas (“piggyback basin” de Alonso *et al.*, 1995) de superficies reducidas (inferiores a 20 km<sup>2</sup>) en las que se depositan registros sedimentarios continentales (Eoceno

Medio-Superior a Oligoceno?) de espesores menores de 200 m, constituidos por abanicos aluviales (*debris flow* en mayor proporción y de aguas claras), que pasan a lacustres evaporíticos hacia los centros de cuenca (depósitos sinorogénicos). Por su parte, el gran cabalgamiento profundo no llega a la superficie en el borde meridional de la cordillera Cantábrica, pero funcionó como límite de la cordillera en levantamiento para inducir el relleno sinsedimentario del borde septentrional de la Cuenca del Duero, como *cuenca de antepaís*.

Los tiempos miocenos se inauguraron con una tectónica simple representada por una elevación cortical relativamente acelerada, con tasas de 0,97 mm/año (Flor y Peón, 2004), que solamente se interrumpe con estacionamientos más o menos prolongados durante los cuales se labran sistemas de sierras y sus correspondientes superficies de erosión continental, ubicadas en sus frentes septentrionales, en condiciones áridas y/o subáridas. Actualmente, se distribuyen como aplanamientos situados en alturas diferentes repartidas muy irregularmente; las más antiguas más elevadas y pasando desde posiciones meridionales a septentrionales. Están mejor conservadas en la Asturias occidental donde el sustrato es predominantemente siliciclástico. Se han calculado y definido hasta 6 niveles en función de la altura del límite entre el pie de sierra y el inicio de la superficie, dadas las excelentes condiciones de afloramiento, de las cuales las dos primeras serían finipaleógenas: (P) 1.450 m, (Q) 1.250 m, (A) 750 m, (B) 550 m, (C) 450 y (D) 350 m. Solamente se detecta un evento distensivo en el Mioceno de gran magnitud que eleva el bloque del actual monte Naranco (Oviedo) con un juego vertical de falla de más de 800 m (Pello, *com. pers.*), anterior, al menos, a la elaboración de la superficie de 750 m. Probablemente las sierras costeras del Suevo y Cuera se elevaron durante este episodio (García-Ramos, *com. pers.*) No se descartan otras etapas, como las muy bien documentadas por Cunha (1992) en el centro de Portugal, pero la escasez de sedimentos terciarios impiden, por el momento, su correlación. Tales superficies se presentan habitualmente con el sustrato rocoso aflorante lo que les confiere el carácter erosivo.

En una síntesis evolutiva (Tabla 2), se han incluido los datos y procesos más importante acaecidas a lo largo del Terciario, destacándose



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

Tabla 1. Distribución de los niveles de rasa reconocidos en la costa cantábrica desde la desembocadura del Nalón hacia Cantabria y País Vasco. Se propone una datación provisional de los diferentes niveles (modificado de Flor Blanco, 2007 y de Flor y Peón, 2004).

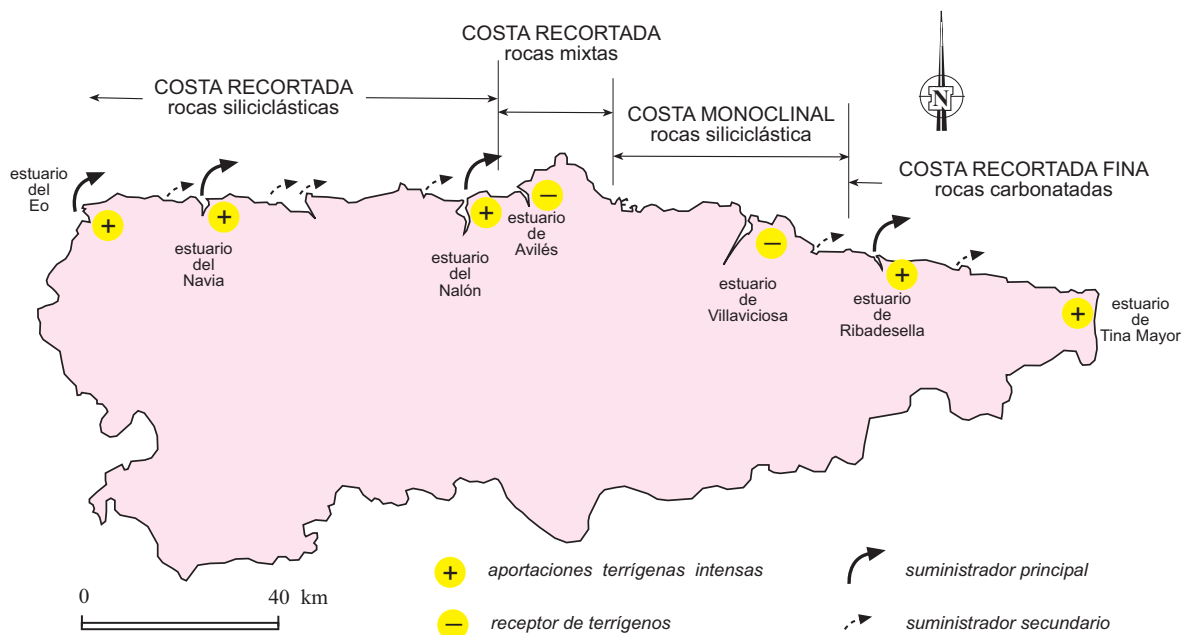


Figura 3. Tipos geomorfológicos de costa en Asturias y características generales de las aportaciones sedimentarias al borde costero por parte de los sistemas fluviales a lo largo de la construcción del relieve alpino.

el hecho de que las unidades del relieve representadas por superficies de erosión pueden ser atribuidas a orígenes continental y marino, pero este último se reserva, provisionalmente,

para las rasas más modernas (*Conjunto inferior*), como se detalla en la Tabla 1, por cuanto son las únicas que contienen depósitos costeros, mientras que las restantes han recibido



ESTADIO EVOLUTIVO	TIPO DE COSTA	ALTURAS (m)		SUPERFICIES DE EROSIÓN		PROCESOS PRINCIPALES	RASGOS CLIMÁTICOS		E D A D					
		TOTALES	DIFERENCIAS	DENOMINACIÓN	TIPO		ZONAS	VIENTOS						
SENIL	B A J A	variable	250 a <1.350	(O) SUPERFICIE INICIAL O CULMINANTE CONTINENTAL		retirada del mar y continentalización elevación cortical preorogénica compartimentación en bloques sedimentación sinorogénica	tropical-húmeda	ecuatoriales	finicretácica PALEOCENO EOCENO-OLIGOCENO finipaleógena	PALEÓGENO				
				(P) SUPERFICIE DE EROSIÓN CONTINENTAL	CONTINENTAL						fallas distensivas	sedimentos continentales postorogénicos	semihúmeda cálida	alis los
		(Q) SUPERFICIE DE EROSIÓN CONTINENTAL	elevación cortical	deposítos costeros		templado-húmeda interrumpciones	ponientes + subpolares y polares alternantes	MIOCENO						
		(A) SUPERFICIE DE EROSIÓN CONTINENTAL	fracturación						PLEISTOCENO					
		(B) SUPERFICIE DE EROSIÓN CONTINENTAL	elevación cortical							NEÓGENO				
		(C) SUPERFICIE DE EROSIÓN CONTINENTAL	elevación cortical											
		(D) SUPERFICIE DE EROSIÓN CONTINENTAL	elevación cortical acelerada y encajamiento intenso de la red fluvial											
		(I) RASA SUPERIOR	elevación cortical											
		.....	basculamiento suave hacia el O											
		(VI) RASA	elevación cortical uniforme											
		(VII) RASA	registros sedimentarios eustáticos											
(VIII) RASA	transgresión en curso/procesos antrópicos													
(IX) RASA														
(X) RASA INFERIOR														
TERRAZA SEDIMENTARIA WÜRMO - FLANDRIENSE														
JUVENIL	A C A N T I L L A D A	intermareal	10	(X) RASA INFERIOR										

Tabla 2. Síntesis de las superficies de erosión continental y marina a través de la evolución del relieve asturiano, en la que se incluyen referencias a los procesos internos y externos principales, clima y un intento de datación provisional (modificado de Flor y Peón, 2004).

aportes de materiales continentales, de forma exclusiva.

La costa es predominantemente rocosa y abrupta entre la que se intercalan depósitos de sedimentarios sueltos rellenando playas en ensenadas de dimensiones muy contrastadas, algunas con campos dunares, y estuarios.

Las playas son arenosas cuando se ha producido un suministro voluminoso de fracciones arenosas siliciclásticas, generalmente al E de sistemas fluviales extensos, y mayoritariamente, enraizados en la divisoria de la cordillera Cantábrica. Existen aportaciones de fragmentos biogénicos de naturaleza carbonatada que se homogenizan con los silíceos, generados por afloramientos (“upwellings”) locales y/o aportaciones de nutrientes desde estuarios con amplias llanuras fangosas y marismas (Flor, 1978 y 1979). En el segmento occidental son más numerosas las playas de gravas, gravillas y cantos con mayor o menor proporción arenosa.

Los campos dunares están vinculados directa o indirectamente a los estuarios de ríos cordilleranos (Eo, Navia y Nalón, fundamentalmente), desarrollándose sobre las culminaciones de las barreras confinantes estuarinas, así como ligados a playas situadas

al E de las desembocaduras.

Los estuarios son numerosos si se incluyen, tanto los de mayor magnitud (Figura 3), como los ligados a arroyos y ríos costeros, éstos generalmente poco evolucionados con abundancia de fracciones groseras, de los que existen buenos ejemplos en la costa occidental asturiana (Flor y Flor Blanco, 2007-2008). Los estuarios mayores pueden estar vinculados a grandes sistemas fluviales (Figura 4) entre los que sobresale por la gran superficie de cuenca hidrográfica el conjunto del Nalón+Narcea con. 3.692 y 1.135 km<sup>2</sup> y caudales medios anuales de 56,40 m<sup>3</sup>/s y 43,41 m<sup>3</sup>/s, respectivamente. Junto con el del Navia (2.590 km<sup>2</sup>, con una aportación total de 2.118 hm<sup>3</sup>/año y un caudal medio de 65,50 m<sup>3</sup>/s), drenan amplios territorios de rocas siliciclásticas, derivando aportaciones extraordinarias para generar playas y dunas.

Otros estuarios de cierta entidad se abrieron gracias al doble control de rocas poco competentes, en lo que constituye el vaso de asiento, y fracturas, relacionados con ríos y arroyos costeros de escaso caudal. Se trata de receptores netos de sedimentos, pero que llegan a ocupar, incluso superficies mucho mayores que los anteriores, como son los de Avilés y Villaviciosa (Figura 3).



Figura 4. Las cuencas hidrográficas de los ríos asturianos. Los ríos Eo y Navia tienen amplias superficies fluviales de cabecera en la vecina región gallega. Las cabeceras de los ríos Sella y Deva, cuyos estuarios son los de Ribadesella y Tina Mayor, respectivamente, pertenecen a la comunidad de Castilla-León y Cantabria.

En todo el litoral, existen estuarios de arroyos y ríos costeros de dimensiones menores, pero que han contribuido en mayor o menor cantidad al suministro de siliciclastos. De O a E son: Anguileiro, Serallo, Porcía, Negro, Esba, Esqueiro, Uncín, Aboño, Piles, Ñora, España, Libardón, Espasa, Bedón y Las Cabras. Algunos dejaron de ser funcionales durante el último evento trasgresivo flandriense, quedando mejor reducidos a playas en las que desemboca el río colector.

El perfil costero sigue una traza irregular, con promontorios y ensenadas, debido a la erosión diferencial del oleaje, adaptándose a la alineación general estructural NO-SE. La costa tiene fuertes desniveles (hasta casi 100 m) y culmina con superficies subplanas de erosión (“rasas”), en cierto modo escalonadas, que se recubren discontinuamente con espesores métricos de depósitos de cantos, gravas y arenas, fundamentalmente de origen aluvial, que se ordenan en secuencias positivas.

#### ASPECTOS CLIMÁTICOS

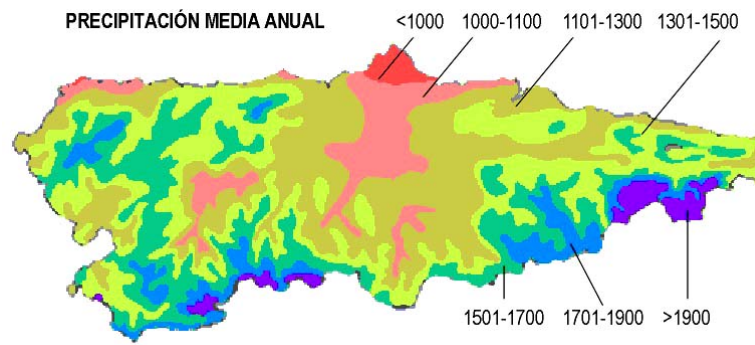
Básicamente, el clima en Asturias pertenece al dominio templado-frío u oceánico (Capel Molina, 1981), englobado dentro de las características de la Europa occidental (régimen térmico oceánico, precipitaciones abundantes todo el año, radiación solar moderada y alta nubosidad). En la región asturiana, el efecto de barrera de la cordillera Cantábrica marca netamente la diferencia con la España meridional, mientras que en Galicia se produce una transición gradual.

Las lluvias definen bien el clima asturiano y son responsables directas de la escorrentía superficial, de la recarga de acuíferos subterráneos, la saturación del suelo, etc. En el caso de la cuenca hidrográfica que afecta al estuario de Villaviciosa, son el factor esencial para las aportaciones de caudales de agua dulce.

Las lluvias anuales en la región asturiana varían de 900 L/m<sup>2</sup> a más de 2.000 L/m<sup>2</sup> (Felicísimo, 1980 y 1990) (Figura 5), siendo mínimas en la costa de Tapia de Casariego (<1.000 L/m<sup>2</sup>), y máximos de alrededor de 1.300 L/m<sup>2</sup> en la divisoria hidrográfica. Las medias se mueven dentro de la cifra de 1.200 L/m<sup>2</sup>, distribuyéndose más abundantemente entre octubre y mayo. Se detecta una correlación directa y estrecha entre las precipitaciones y la latitud, de modo que las cifras mínimas de producen en la costa y se incrementan hacia el interior, con una dependencia neta del factor altitudinal.

El gradiente de precipitaciones con la altitud es variable según las zonas, siendo la media para Asturias de 100 L/m<sup>2</sup> cada 100 m de altitud. Las máximas se registran en la estación de Restañó (Amieva: 700 m) con 1.810 L/m<sup>2</sup>, en el oriente y en Brañavara (Boal: 760 m) con 1.795 L/m<sup>2</sup> de media anual en el área occidental, pero con cálculos indirectos se puede suponer que son superiores a 2.500 L/m<sup>2</sup> de media anual para los Picos de Europa, como techo altitudinal de Asturias. Los mínimos son más propios de algunas localidades costeras del litoral central y occidental: Tapia de Casariego (900 L/m<sup>2</sup>), Cabo Vidío (930 L/m<sup>2</sup>) y Cabo Peñas (940 L/m<sup>2</sup>).

A)



B)

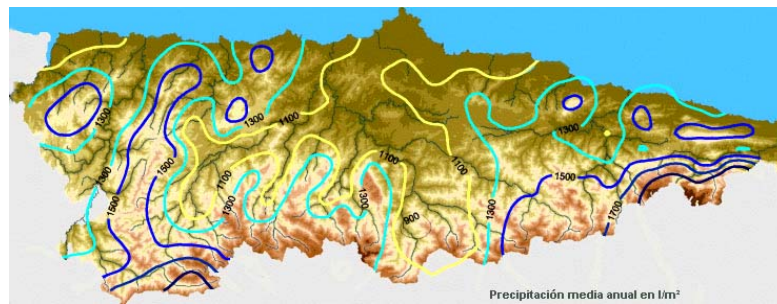


Figura 5. A) Distribución de las precipitaciones medias anuales (mm/año) en Asturias (Felicísimo, 1994). B) Mapa de isoyetas L/m<sup>2</sup> (INM).

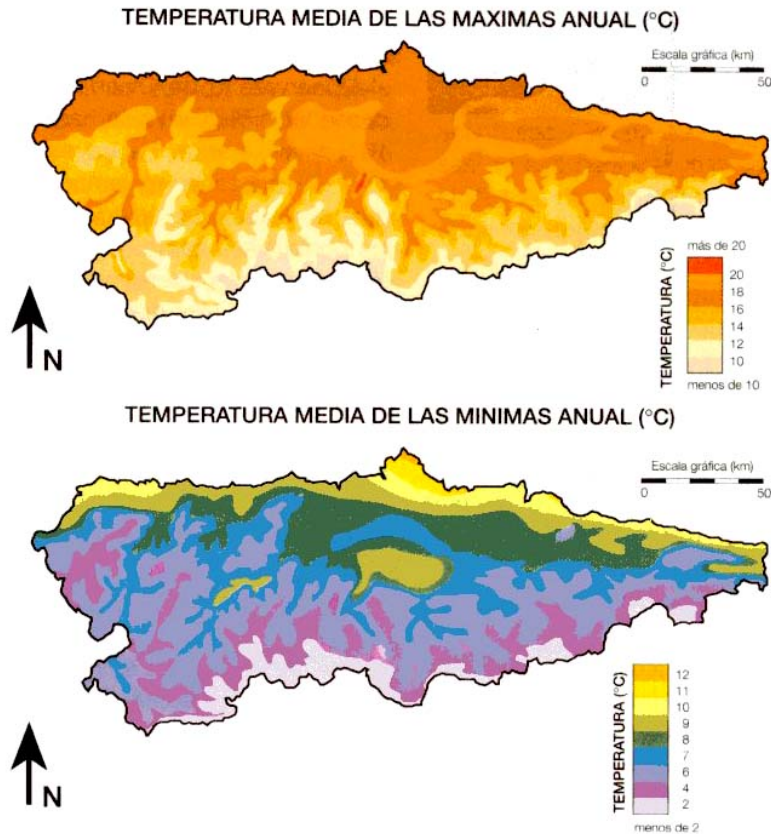


Figura 6. Distribución de las temperaturas medias de las máximas y mínimas anuales (mm/año) en Asturias (Felicísimo, 1994).

MES	T	TM	Tm	R	H	DR	DN	DT	DF	DH	DD	I
ENERO	9,0	12,7	5,4	114	75	12	0	1	0	1	4	103
FEBRERO	9,5	13,2	5,8	98	75	12	0	1	1	1	3	110
MARZO	10,2	14,1	6,3	93	76	11	0	1	1	0	3	144
ABRIL	10,8	14,6	7,1	107	77	13	0	1	3	0	2	149
MAYO	13,2	16,8	9,6	93	80	12	0	2	3	0	2	160
JUNIO	15,7	19,2	12,2	64	82	8	0	2	5	0	3	168
JULIO	17,9	21,3	14,5	56	83	8	0	2	5	0	4	177
AGOSTO	18,5	21,9	15,0	59	83	7	0	2	4	0	4	183
SEPTIEMBRE	17,2	21,0	13,4	82	81	9	0	1	4	0	4	164
OCTUBRE	14,6	18,3	10,9	116	80	12	0	1	2	0	4	135
NOVIEMBRE	11,6	15,2	8,1	134	78	13	0	1	1	0	4	106
DICIEMBRE	9,9	13,4	6,4	118	76	13	0	1	1	1	4	90
PROMEDIOS ANUALES	13,2	16,8	9,6	1.140	79	131	1	16	31	3	40	1.702

#### LEYENDA

T	Temperatura media mensual/anual (°C)
TM	Media mensual/anual de las temperaturas máximas diarias (°C)
Tm	Media mensual/anual de las temperaturas mínimas diarias (°C)
R	Precipitación mensual/anual media (mm)
H	Humedad relativa media (%)
DR	Número medio mensual/anual de días de precipitación superior o igual a 1 mm
DN	Número medio mensual/anual de días de nieve
DT	Número medio mensual/anual de días de tormenta
DF	Número medio mensual/anual de días de niebla
DH	Número medio mensual/anual de días de helada
DD	Número medio mensual/anual de días despejados
I	Número medio mensual/anual de horas de sol

Tabla 3. Parámetros físicos más característicos para el periodo 1971-2000, representativos del clima para la costa de Asturias central. Estación del aeropuerto de Asturias: latitud (43°33'53"N), longitud (6°01'58"O) y altura (127 m).

Extracto de la publicación: *Guía resumida del clima en España 1971-2000* (© INM)  
[\[http://www.inm.es/cgi-bin/valnor.sh.2001?NOMBRE=ast\]](http://www.inm.es/cgi-bin/valnor.sh.2001?NOMBRE=ast)

El régimen térmico depende de varios factores, pero el básico y esencial es la radiación solar que, en Asturias por su posición geográfica, tiene una fuerte estacionalidad por la duración de los días a lo largo del año. Por ello, las temperaturas siguen una pauta similar a la radiación, aunque no de una forma tan directa.

Debido a la presencia y proximidad del mar, cuyo papel es mucho mayor que el del suelo ante la temperatura, los contrastes siempre son

moderados, especialmente en la costa (Tabla 3). La influencia oceánica se hace progresivamente menor hacia los valles interiores y en la montaña, disminuye por el efecto de la altitud (Figura 6).

#### AGENTES DINÁMICOS

##### VIENTOS

El régimen de vientos es marcadamente estacional, consecuencia de la influencias de la interacción de dos masas de aire de distinto



origen, una fría y otra subtropical (Figura 7). Durante la estación fría, los vientos dominantes son del SO al incidir sobre la península las borrascas atlánticas. Provocan precipitaciones en las zonas de montaña, mientras que en el resto son escasas o nulas. Durante el verano, dominan los vientos del NO, fríos y secos sin lluvias.

Los vientos del O y del NO se mantienen el resto del año, son de origen marítimo y producen la mayoría de las precipitaciones en Asturias; los del O mantienen las precipitaciones durante periodos de tiempo relativamente largos, perdiendo intensidad hacia el E.

Los vientos del N causan las precipitaciones más intensas, favorecidas por el efecto de barrera orográfica de la cordillera que provoca el descenso de las temperaturas. Son más frecuentes en verano con la aparición de fuertes precipitaciones a pesar de ser la estación más seca del año. Si ocurre en invierno, se producen nevadas muy intensas en las zonas de montaña. Los vientos del S y SE son poco frecuentes en Asturias, concentrándose muy especialmente

objeto de que con estas medias estadísticas se dispusiera de una representatividad todavía más fiable. Se han separado las condiciones de vientos para cada mes del año, según ocho octantes (N, NE, E, SE, S, SO, O y NO) y se ha determinado el promedio anual. Solamente se han tenido en cuenta los días en que el viento actúa, refiriéndolos porcentualmente (Tabla 4).

Predominan muy acentuadamente los componentes del SO, seguidos del NE, E y NO y el de componente O. Los más intensos son los del NO y SO y, en ciertas ocasiones, los del N y S.

Durante el otoño e invierno, son más frecuentes los vientos del SO y O, que preceden al paso de frentes lluviosos, mientras que en primavera y verano son sustituidos por los del NO, N, NE y E, estos último característicos de situaciones atmosféricas de anticiclón (vientos frescos y secos).

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,

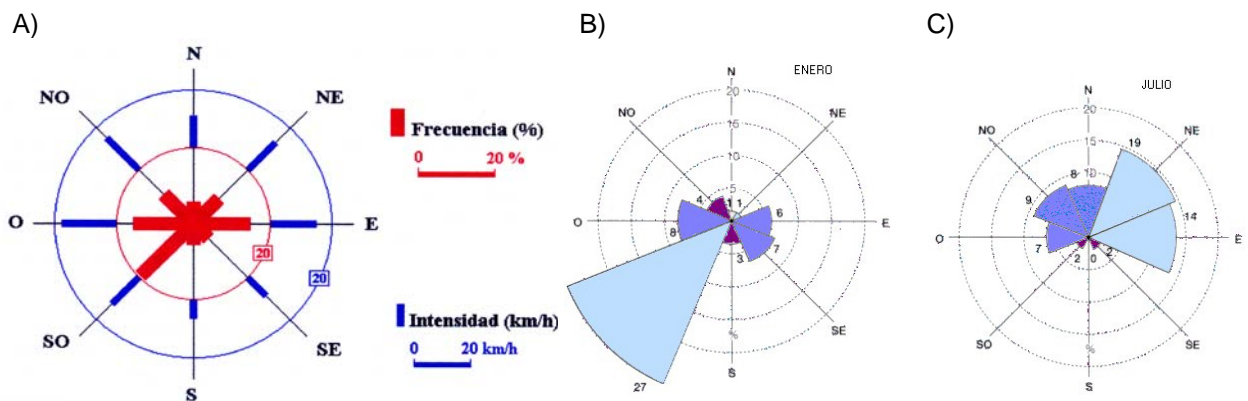


Figura 7. A) Frecuencias e intensidad anuales de los vientos incidentes para el periodo 1986-1991(López Peláez, 1996) y de los extremos mensuales: enero (B) y julio (C) (Felicísimo, 1990), tomados del aeropuerto de Asturias.

durante el otoño, por cuanto preceden al paso de frentes lluviosos procedentes del Océano Atlántico; son cálidos y secos y con velocidades altas, debido al efecto foëhn, producido cuando los frentes barren el costado meridional de la cordillera Cantábrica y ésta ejerce de barrera; los vientos deben comprimirse para rebasar la divisoria hidrográfica a partir de la cual acaban expandiéndose adiabáticamente.

Se incluyen también los datos recogidos para otro intervalo de diez años consecutivos entre el 1 de enero y julio de 2000, ambos inclusivos, al

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.

**MAREAS**

Las que afectan al mar Cantábrico son semidiurnas o semidiarias, cuyo periodo ronda las 12 horas y 20 minutos. Por su parte, los rangos o

	N	NE	E	SE	S	SO	O	NO	TOTAL
Enero	2,0	0,5	2,0	2,0	4,0	27,5	8,0	5,5	51,5
Febrero	2,0	2,0	5,5	3,0	1,5	16,5	15,0	5,0	50,5
Marzo	2,5	10,5	12,0	2,5	1,0	16,5	10,0	9,5	64,5
Abril	7,0	15,5	9,0	1,0	-----	7,0	8,0	11,5	59,0
Mayo	7,0	12,0	9,0	1,0	-----	3,0	11,0	16,0	59,0
Junio	23,0	11,0	10,5	1,5	0,5	4,0	8,0	11,0	69,5
Julio	5,0	11,5	13,0	2,0	-----	2,0	6,5	11,5	51,5
Agosto	6,0	8,0	10,0	1,0	-----	3,0	9,0	8,0	45,0
Septiembre	4,0	6,5	13,0	1,0	0,5	7,0	7,0	7,5	46,5
Octubre	4,0	4,0	6,5	3,0	0,5	10,0	6,0	3,5	37,5
Noviembre	3,0	5,0	6,0	3,0	0,5	12,0	8,0	3,0	40,5
Diciembre	2,0	3,5	4,0	4,0	2,0	12,5	7,0	3,0	38,0
TOTAL	67,5	90,0	100,5	25,0	10,5	121,0	103,5	95,0	613,0

Tabla 4. Frecuencias anuales de vientos (%) en cada uno de los meses y la media total para el intervalo del 1 de enero de 1990 a agosto de 2000 (datos del Aeropuerto de Asturias).

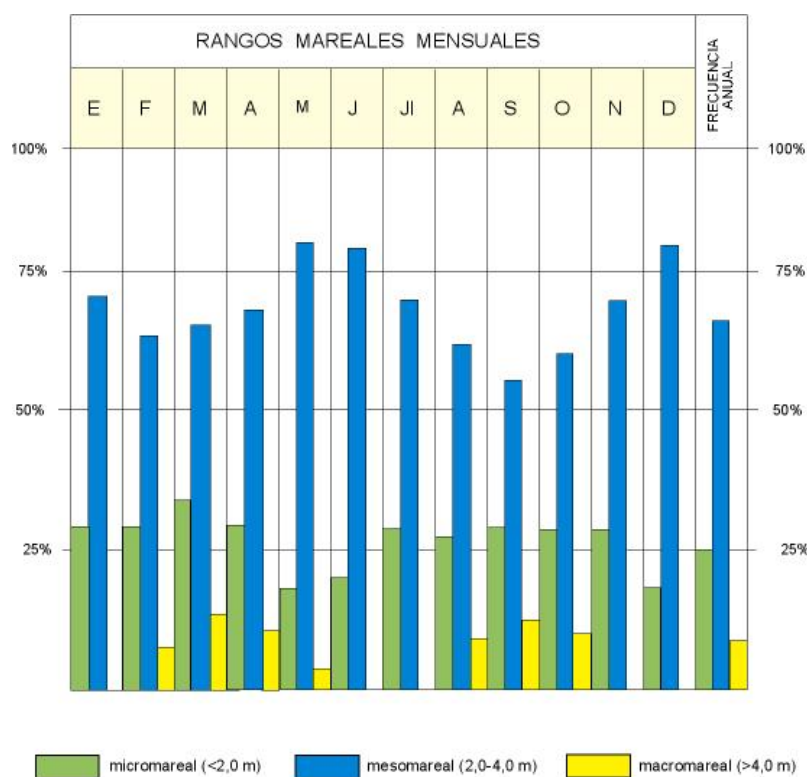


Figura 8. Rangos mareales mensuales y anuales en la costa asturiana, obtenidos de las Tablas de Mareas de predicción, mostrando un valor medio anual de alrededor del 70%, que permite asignarlos como mesomareales.

amplitudes mareales varían de micromareales (cerca de 1 m) a macromareales (algo más de 4,55 m) en las vivas equinocciales (Figura 8), si bien varían con mínimos en Galicia, incrementándose hacia el interior del golfo de Vizcaya.

En términos numéricos, los rangos para cada una de las dos semimareas diarias a lo largo de cada mes, separando los máximos y mínimos, así como la media anual se reflejan en la Tabla 5, deduciéndose una media mesomareal.

RANGOS (m)			
	<i>mínimo</i>	<i>máximo</i>	<i>MEDIO</i>
enero	1,45	4,25	3,06
febrero	1,15	4,44	2,62
marzo	0,97	4,48	2,70
abril	1,03	4,15	2,67
mayo	1,29	3,71	2,61
junio	1,61	3,87	2,62
julio	1,54	4,29	2,56
agosto	1,22	4,56	2,60
septiembre	1,05	4,55	2,67
octubre	1,07	4,24	2,68
noviembre	1,30	3,64	2,59
diciembre	1,51	3,59	2,59
<b>TOTAL ANUAL</b>	<b>1,27</b>	<b>4,15</b>	<b>2,66</b>

Tabla 5. Rangos mareales mensuales y anuales en cifras obtenidas de la Tabla de Mareas de predicción del año 2005 (puerto de Gijón), así como los valores promedio.

## OLEAJES

Las direcciones de entrada del oleaje en la plataforma continental interna de Asturias abarcan el espectro comprendido entre el primer y el cuarto cuadrante. Los componentes del NO son los principales, como se infiere de los datos estadísticos proporcionados por el antiguo MOPT (1992) en los registros de la denominada Zona I que incluye los datos de los puertos de Bilbao y Gijón (Figura 9). Para oleajes de deriva (“swell”) o mar de fondo y de tormenta (“sea”), se distribuyen con porcentajes del 22% y 13%, respectivamente, de los cuales el mar de fondo varía entre un 24% en el mes de marzo y un 43% en el de octubre.

A partir de observaciones visuales (Figura 9A), se ha podido deducir la gran variabilidad existente en cuanto a la procedencia de los oleajes de tormenta. Los del O destacan ligeramente, seguidos de los del ONO y NNO, con alturas máximas en los dos componentes citados en primer lugar, que superan con creces los 7 m de máxima. Los de deriva son mucho más evidentes, sobresaliendo los del NO por encima de los restantes, que por este orden son los del ONO y NNO.

Si se atiende a una reconstrucción estadística en términos de probabilidad acumulada, reuniendo los oleajes de tormenta y de deriva, como representativos del estado real del mar en relación con las alturas de la ola visual (Fig. 9E), se puede establecer el porcentaje de cada

componente de oleaje en relación con la procedencia de los trenes incidentes (Tabla 6).

La generación del oleaje depende estrechamente de las borrascas atlánticas. Las direcciones de propagación se encuadran en el sector N60°O-N20°O, dependiendo de la dimensión, duración y evolución de la *borrasca noratlántica*. Otra borrasca característica de las áreas septentrionales del Atlántico, la de componente N20°O-N15°E, está sustancialmente afectada por la interposición de los territorios de las islas británicas y el apéndice de la Normandía francesa. Finalmente, los provenientes del abanico N60°O-N-90°O, al encontrarse con la plataforma continental asturiana, alineada en una dirección E-O, se comportan de forma peculiar por su irregularidad.

Las alturas medias significantes de las olas en el Cantábrico tienen un valor de 1 m. Las de la ola significativa ( $H_s$  y  $T$ ), extrapolables a la costa asturiana, que superan los 3 m, pueden ser consideradas como propias de temporal; es por ello que esta cifra representa el umbral de cambio desde condiciones de oleaje de calma a tormenta. La cifra de 4 m de altura significativa representa la típica tormenta media anual. Se ha deducido, a partir de observaciones visuales (Figura 9), la altura de ola significativa para un periodo de retorno de 100 años, que toma un valor entre 11,2 m y 11,8 m (*altura de ola significativa*). Por lo que respecta al periodo medio significativo, varía de 8 a 20 segundos, siendo el típico de tormenta de 17 segundos.



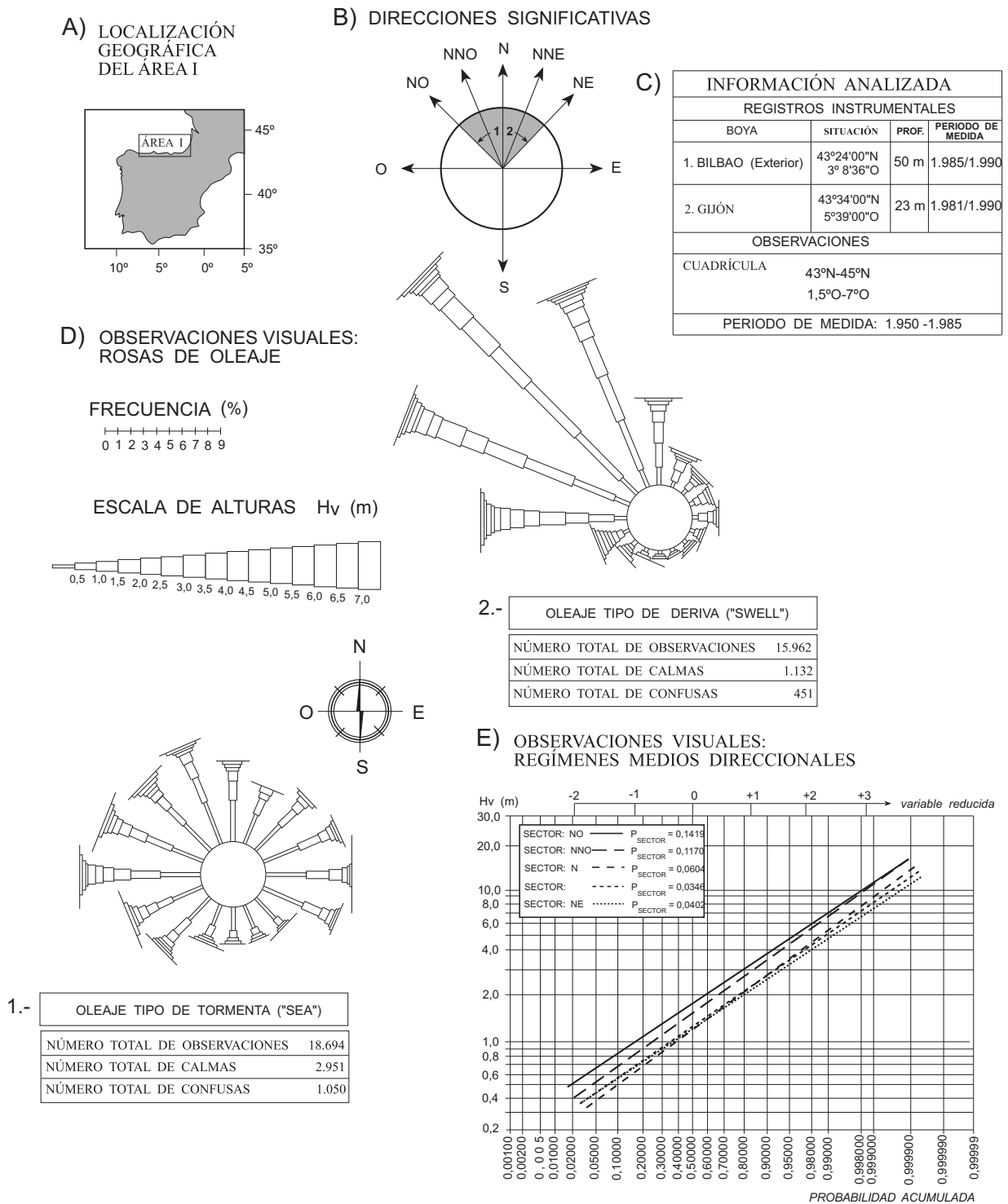


Figura 9. Clima marítimo del oleaje en el litoral cantábrico (Zona I), según datos del ROM 0,3-91 (MOPT, 1992). Se recogen los datos obtenidos visualmente. A) Situación de la franja representada, B) Direcciones significativas, C) Datos de partida para los registros instrumentales y para las observaciones visuales: situación, profundidad de la boya y periodos de registros, D) Observaciones visuales, representadas en rosas de oleaje para oleajes de tormenta (1) y de deriva (2) y E) Observaciones visuales.

<i>sector</i>	<i>probabilidad</i>	<i>altura de ola (m)</i>
NO	0,1419	1,15
NNO	0,1170	0,85
N	0,0604	0,52
NNE	0,0346	0,48
NE	0,0402	0,60

Tabla 6. Probabilidades de ocurrencia de alguno de los componentes de oleajes principales con las alturas de ola correspondientes, deducido de la boya de Gijón.

Los fetchs o *largos*, como denominara Iribarren (1954), fueron calculados para el área cantábrica (Tabla 7) que, como en muchos océanos abiertos, caracterizan unos parámetros de olas determinados.

Los componentes de viento del segundo y tercer cuadrante soplan de tierra a mar, sin llegar a desarrollar un fetch; únicamente son capaces de producir una agitación en la superficie del agua en forma de mar rizada a marejadilla, a lo sumo.

Los vientos del O, inductores de oleajes de la misma procedencia, tienen frecuencias del 6% anual y velocidades medias anuales de 3,8 m/s. Por su

punta de Peñas) y los del E a los del área oriental del cabo de Peñas (punta de este último a punta de cabo de Torres), tramo desde la punta del Olivo a la desembocadura del estuario de Villaviciosa y punta de Luces a playa de La Griega (Colunga).

Los vientos del NO y NE son los más frecuentes en la fachada litoral: 7,77 y 8,88%, respectivamente, con tan sólo un 4,22% para los del N. En cuanto a las intensidades, son más energéticos los del NO, con una media anual de 3 m/s, seguidos por los del N, con 2,65 m/s y, finalmente, los del NE con 2,40 m/s.

<i>Fetch</i> (kilómetros)	<i>2h<sub>0</sub></i> (metros)	<i>2L<sub>0</sub></i> (metros)	$\frac{2L_0}{2h_0}$	<i>2T</i> (segundos)
1	1,20	31,00	25,8	4,5
2	1,43	39,06	27,3	5,0
5	1,79	53,01	29,5	5,8
10	2,13	66,79	31,3	6,5
20	2,54	84,15	33,1	6,7
50	3,19	113,20	35,5	8,5
100	3,80	139,89	36,9	9,4
200	4,51	181,29	40,2	10,8
400	5,37	228,41	42,6	12,1
600	5,94	261,46	44,0	12,9
800	6,35	287,78	45,3	13,5
1.000	6,75	310,00	46,0	14,1

Tabla 7. Parámetros característicos de las olas para longitudes de fetch inferiores a 1.000 m (Iribarren, 1954), donde  $2h_0$  es la altura máxima posible de la ola de tormenta y  $2L_0$  la longitud máxima posible, ambas para mar profunda.

parte, los del E, algo más frecuentes (7,7%) y de intensidad muy similar a los anteriores, apenas si tienen incidencia en la costa asturiana.

No obstante, al desarrollar el perfil litoral algunos tramos escalonados en su orientación, su incidencia podría ser constatable, pero poco importante. Así, los del O se enfrentan al tramo occidental del cabo de Peñas (punta de Nieva a

Los oleajes históricos obtenidos con boyas desde 1994 a 2008 hacen posible fijar las alturas de olas significantes registradas en el puerto de El Musel de Gijón, como se refleja en la Figura 10. Precisamente, el pasado día 10 de marzo de 2009 se ha producido la altura máxima significativa para este periodo de control, con 8,11 m, mientras que la altura real fue aún superior, alcanzando una cifra superior de 13,3 m.

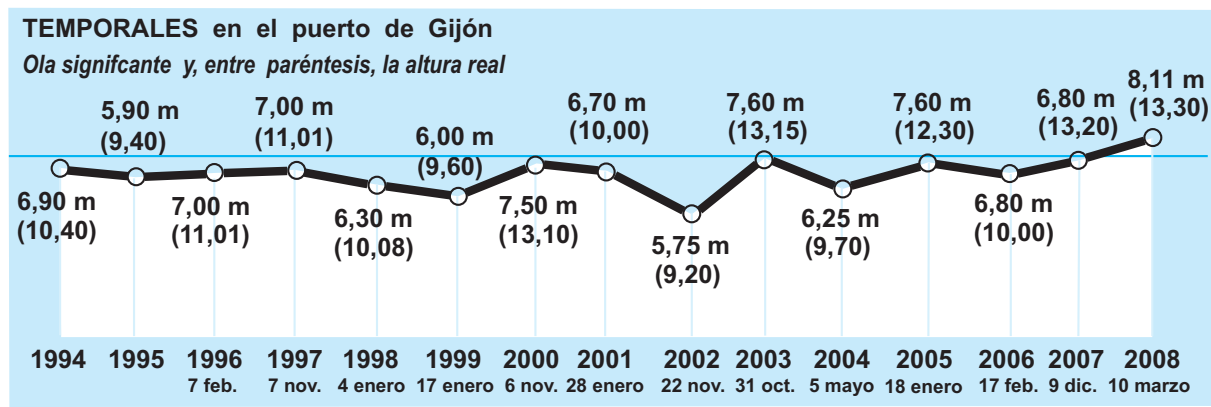


Figura 10. Alturas de olas significantes, registradas en la boya de oleaje del puerto de Gijón para el intervalo comprendido entre 1994 y 2008.

### EL ÁREA COSTERA DEL NALÓN Y PEÑAS

Se ha elegido este sector costero comprendido entre la desembocadura del Nalón y el área del cabo de Peñas por tratarse de un segmento donde se evidencia muy notablemente la dependencia de los sedimentos costeros de un gran sistema fluvial cantábrico y la distribución corriente abajo en sentido longitudinal, con una clara dependencia de los oleajes dominantes y la corriente de deriva costera resultante.

Se trata, por tanto, de una unidad fisiográfica costera bien definida, donde se hacen patentes las características sedimentológicas del área fuente fluvial y las dependientes de los diferentes ambientes y subambientes generados en este tramo (estuarios, playas y campos dunares).

Este hecho se repite en otros grandes sistemas fluviales a lo largo de la costa asturiana, donde la amplia separación que media entre las desembocaduras de los mismos permite llegar a deducciones mucho más convincentes. Es el mismo caso del resto de los estuarios de la costa cantábrica hacia el E (Cantabria y País Vasco), si bien en estas últimas regiones se manifiesta con una mayor complejidad.

Por otra parte, se identifica una serie de procesos sedimentarios que repercuten en la aparición de mineralogías duales (siliciclásticas vs. carbonatadas biogénicas), geometrías de las ensenadas y rellenos sedimentarios diferenciales de playas, así como amplitudes y evoluciones distintas de los campos dunares generados en este entorno, entre los principales.

Además, se mostrarán algunos afloramientos de conjuntos de depósitos periglaciales y eolizados, ligados a superficies de rasas, aunque

no necesariamente coetáneos y una terraza sedimentaria de las numerosas existentes en Asturias, correspondiente al último evento eustático, culminadas por depósitos tabulares playeros (Flandriense), donde se identificaron industrias del Paleolítico Inferior y Superior.

Como se ha detallado, la desembocadura del Nalón marca la divisoria estratigráfica y estructural entre los dominios de la Zona Asturoccidental-leonesa, al O, de carácter siliciclástico, y la Zona Cantábrica, al E, representada por litologías mixtas siliciclásticas y carbonatadas, con sectores en los que se encuentra la cobertera mesoterciaria, igualmente con litologías mixtas y menos plegada estructuralmente que las anteriores (Figura 11).

El perfil costero, aunque sigue trazas más o menos uniformes en tramos bien marcados que se separan de la alineación general E-O, es irregular y recortado, sucediéndose promontorios y ensenadas por erosión diferencial

Los aportes sólidos siliciclásticos del sistema fluvial del Nalón+Narcea, generados a lo largo de su dilatada historia geológica de excavación y encajamiento, junto con los cambios del nivel del mar en los últimos miles de años, han permitido la formación de extensas playas arenosas, principalmente representadas por aquellas que se desarrollan entre promontorios, así como amplios campos dunares, generados, incluso, a varios kilómetros desde la desembocadura hacia el E, lugares a los cuales han sido transportados los sedimentos por la deriva litoral persistente en ese mismo sentido.

El estuario del Nalón tiene un carácter predominantemente fluvial, tanto en cuanto a la

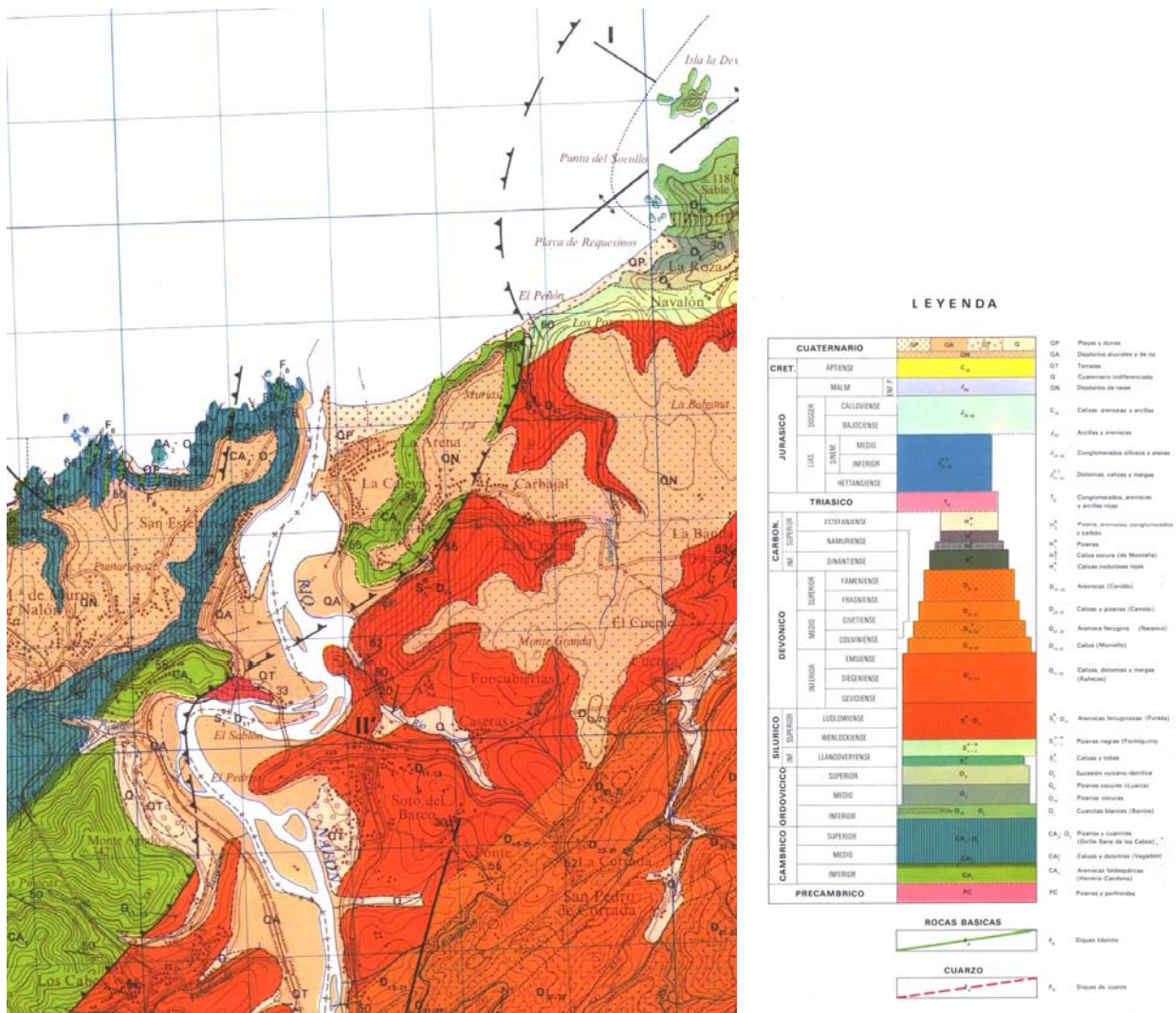


Figura 11. Cartografía geológica de los alrededores de la desembocadura del Nalón y leyenda de las Formaciones principales con sus edades correspondientes (Julivert *et al.*, 1972). Este conjunto estuarino se sitúa, aproximadamente, entre las Zonas Asturoccidental-leonesa al O y la Cantábrica al E.

planta del valle fluvial excavado (modelado de meandros encajados), posteriormente rellenado en la transgresión holocena, como en lo que se refiere a las aportaciones sólidas (incluyendo las naturales siliciclásticas y las fracciones contaminantes procedentes de los lavaderos de carbón y cenizas térmicas). Por el contrario, los intercambios o mezclas de aguas fluviales y marinas muestran un comportamiento dominante verticalmente homogéneo, es decir, con mucho mayor caudal mareal que fluvial. Lo mismo puede extenderse en relación a las diferentes facies estuarinas, ya que fueron muy extensas las marismas.

La gran playa de Los Quebrantos-Bayas tuvo su origen como parte fundamental del confinamiento del estuario del Nalón, ante las aportaciones arenosas voluminosas al borde costero. Los acarreo arenosos de este sistema

fluvial llegaron hasta posiciones mucho más alejadas para servir de fracción sedimentaria para la formación del conjunto de playas Salinas-El Espartal y su extenso campo dunar, así como del relleno estuario de Avilés del que forman parte como barrera confinante, y la más oriental de Xagó, que deben su formación a la deriva costera de las arenas procedentes de ese mismo sistema fluvial.

Otra contribución arenosa importante debió introducirse en el sistema del cañón de Avilés, cuya cabecera se sitúa muy próxima al estuario del mismo nombre (unos 4 km), aprovechando los eventos de nivel bajo del mar durante el Plioceno y Pleistoceno. Constituyó un gran sumidero sedimentario que propició el hecho de que, a partir del mismo, el flujo sedimentario fuera poco voluminoso hacia el área del cabo de Peñas y costa más oriental.

## ITINERARIO

El recorrido comienza en el mirador del Espíritu Santo (Figura 12), al que se llega desde la población de Muros de Nalón, bordeando la margen occidental del estuario del Nalón, culminando la superficie de rasa principal. Se accede hasta la posición más septentrional, un promontorio donde se ubica el mirador del Espíritu Santo, lo que constituyó una antigua batería artillera de la costa que aprovecha la intersección del perfil costero O-E con la desembocadura del Nalón de dirección N-S (Parada 1).

Desde esta atalaya se contempla una panorámica dual de gran amplitud, que sirve de límite entre la costa occidental desnutrida de sedimentos arenosos playeros y su correspondiente prisma sedimentario sobre la plataforma continental interna y la oriental, alimentada sedimentariamente por el amplio sistema fluvial del Nalón+Narcea.

Al O, el borde es acantilado abrupto con playas de reducidas dimensiones entre promontorios (Foto 1), rellenas parcialmente por fracciones de gravillas, gravas y cantos de composición cuarcítica, y, en menor proporción, arenas silíceas. Al E, se divisa la desembocadura del Nalón, canalizada artificialmente con un gran dique occidental proyectado más hacia el N, y la playa o conjunto de playas de Los Quebrantos y la más extensa de Bayas (Foto 2) con sus campos dunares, cuyas fracciones arenosas son finas y exclusivamente siliciclásticas. El más próximo está representado por el sistema arenoso de playa/dunas de Los Quebrantos, constituyente de la barrera estuarina que confina el estuario del Nalón, aunque profundamente transformada por tales obras.

La carretera comarcal desciende a la población de San Esteban de Pravia, antiguo puerto carbonero de Asturias durante el siglo pasado y servirá de referencia para visualizar buena parte del estuario medio. Se identificarán las profundas transformaciones habidas para hacer operativas las construcciones portuarias desde el primer tercio del siglo XX (Parada 2). En los últimos años se ha dragado su dársena y la instalación de pantalanés para embarcaciones deportivas para revitalizar la socioeconomía de este área degradada y en fase de abandono poblacional. La panorámica que ofrece este hito facilita la contemplación de esta dársena y una buena parte del tramo medio del estuario con su trazado sinuoso propio de un modelo de meandros encajados.

Las siguientes visitas (Paradas 3, 4 y 5) se realizarán en el complejo dunar de Salinas-El Espartal, haciendo hincapié en la diferenciación de sus tres zonas, alineadas paralelamente a la línea del agua, producto de la progradación desde la transgresión flandriense, así como la problemática ambiental debido a la intensa degradación de estos espacios naturales, tanto directa (ocupación y destrucción de los originales), como indirecta (dragados intensivos en el estuario de Avilés). También se observarán algunas intervenciones, puestas en práctica en la última década, para recuperar algunos entornos dunares muy degradados y su puesta en valor como espacios para el ocio.

El itinerario continúa por la margen oriental del estuario de Avilés hasta llegar el borde occidental de la playa de Xagó (Parada 6), desde donde se dispone de un observatorio panorámico de la mayor parte del conjunto dunar para culminar la visita a este conjunto accediendo peatonalmente hasta el extremo oriental cruzando el campo dunar hasta los dominios de la misma playa intermareal (Parada 7). De esta manera, se distingue cada una de los tres subcampos dunares, cuyo desarrollo coincide, básicamente, con el de Salinas-El Espartal (tres conjuntos), fundamentalmente en lo que concierne a su evolución, aunque con numerosas diferencias en la distribución morfológica original, tipologías de dunas y magnitud de las formas.

Posteriormente, se sigue hacia el E hasta el conjunto de las tres playas de Verdicio, de las cuales se visitará la central de Aguilera o Carniciega y la oriental de Tenrero, ambas conteniendo sendos campos dunares sobre los que se plantearán cuestiones sobre su origen y evolución, y su relación con las transferencias sedimentarias (Parada 8). Las arenas cementadas en la playa superior debidas a procesos en curso y de las dunas flandrienses eolianíticas de Tenrero, de la misma época que las de Górliz (Vizcaya) y de Inurritza (Zarauz, Guipúzcoa), serán objeto de una observación detallada, así como de la hipótesis sobre su origen.

Continuando por la carretera comarcal hacia el N, donde se encuentra la punta del cabo de Peñas como promontorio más septentrional de la costa de Asturias; se hará un corto recorrido por una senda de tierra para acceder al borde occidental del área de influencia de la punta del



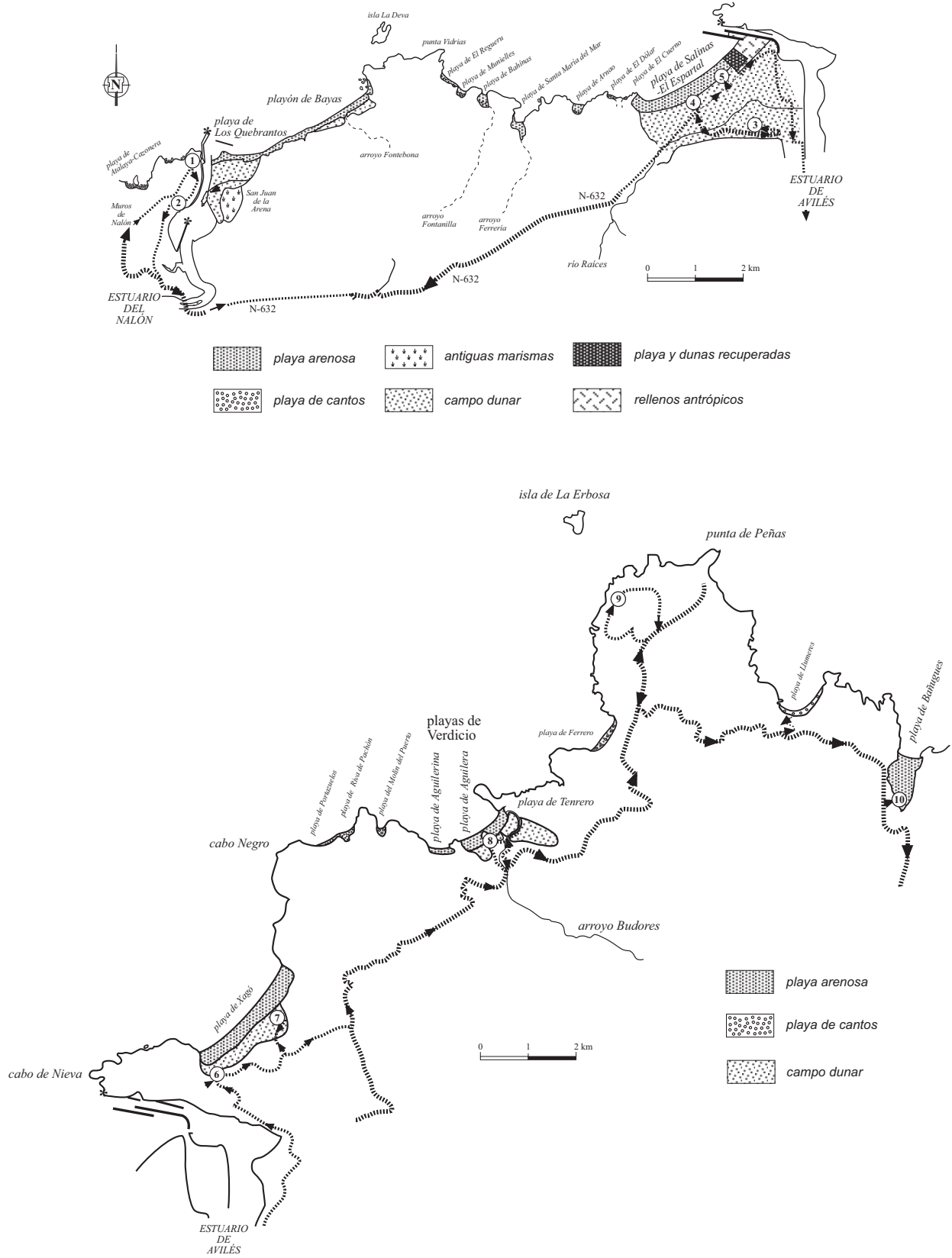


Figura 12. Esquema de situación de los recorridos y paradas desde la desembocadura del Nalón hasta la playa/dunas de Bañugues.



Foto 1. Panorámica de la costa rocosa abrupta al O de la desembocadura del Nalón, labrada sobre un sustrato de rocas sedimentarias siliciclásticas (cuarcitas y pizarras, predominantemente) sometidas a un bajo grado de metamorfismo. La superficie de rasa con 90 m de desnivel en su borde septentrional domina este sector y, al fondo, la sierra de Santana que sirve de límite basal a esta superficie de erosión continental.



Foto 2. Costa oriental desde el estuario del Nalón hacia el E. En primer término el paso de desembocadura y el conjunto de la playa/dunas de Los Quebrantos que forma parte de la barrera confinante y, al fondo, el playón de Bayas.

sobre el propio cantil vertical abrupto que ha permitido la conservación de buenos afloramientos de depósitos aluviales, más o menos coetáneos de la rasa bajo la forma de paleorreliques acarcavados y otro conjunto más moderno de cantos periglaciales eolizados (Parada 9) que se extienden recubriéndolos o sobre la superficie de erosión, que es lo más habitual.

Por esta misma carretera hacia Luanco (capital del Concejo de Gozón), se tomará un desvío a la ensenada de arenas finas de Bañugues (Parada 10), para visualizar un registro redimentario singular entre las diversas terrazas finipleistoceno-holocenas, que todavía se conservan en Asturias, pero que experimentan una recesión muy acusada.





Foto 3. Panorámica oblicua desde el mar (N) de la bocana del estuario del Nalón hacia la cola. La población de San Juan de La Arena, a la izquierda, está construida sobre el campo dunar interno, mientras que la trasera de la playa de Los Quebrantos contiene el campo dunar externo. A la derecha del espectador, se alarga el dique o barra de San Esteban de Pravia, una población que se desarrolla al abrigo meridional del monte boscoso que se interpone en primer término. En el entorno marcado por el recinto en línea discontinua blanca, se desarrolla la barra sumergida de desembocadura que debe dragarse regularmente. Líneas de restos flotantes debido a procesos de convergencia axial.

## CONTENIDOS

### 1. *Mirador del Espíritu Santo (Parada 1)*

Este hito geográfico está elevado a casi 100 m, desde el que se observa, hacia el occidente, una panorámica de la costa rocosa abrupta culminada por un nivel superior de rasa y su correspondiente sierra litoral interior (al fondo), que servía de borde acantilado (Foto 1); se puede calcular la altura del pie limitante en 115 m por lo que pertenece a la rasa VI (Tabla 1).

Este segmento costero situado al occidente de la desembocadura del Nalón es interesante ya que está escasamente evolucionado en cuanto a la formación de playas arenosas y otras unidades sedimentarias. Se trata de calas pequeñas e irregulares cuyos fondos han sido fácilmente erosionados debido a su composición rocosa más blanda (alternancias de pizarras y cuarcitas); se abren entre promontorios de litologías más competentes, con una cubierta sedimentaria reducida de cantos, gravas y gravillas cuarcíticas

con arenas silíceas.

La desembocadura del Nalón ha sido artificializada intensamente mediante la construcción, a primeros de siglo XX de un gran dique-escollera occidental (barra de San Esteban de Pravia) y otro menor en la margen oriental que permite al canal principal y paso de desembocadura quedar permanentemente confinado (Fotos 2 y 3). Complementariamente, se construyó la gran dársena interna de San Esteban de Pravia y los muelles de la vecina población de San Juan de la Arena, que serán remodelados en un futuro inmediato con la implantación de una dársena nueva.

Por su parte, la barrera arenosa confinante está constituida actualmente por la playa expuesta de Los Quebrantos y el complejo dunar de San Juan de la Arena (dos campos eólicos adosados en dirección N-S: interno, más antiguo, y externo). Sobre el frente submareal occidental de la playa, se construyó un dique exento (desconectado de la orilla) con una dirección ONO-ESE que ha

construido un hemitómbolo, por el efecto combinado de refracción y difracción; esto ha producido una migración arenosa desde la playa al obstáculo y adquiriendo, en planta, una geometría lobulada.

La configuración del estuario actual se transformó ampliamente como resultado de la canalización del estuario y su prolongación unas centenas de metros mar afuera (Foto 3), afectando fundamentalmente a la migración y desarrollo de la barrera confinante, el paso y la barra sumergida de desembocadura.

Los cambios profundos ocurridos en interior del estuario (López Peláez y Flor, 2006) vinieron marcados por la construcción de una amplia ensenada, hoy colmatada con fangos, cortando el meandro natural en la margen occidental, donde se ubicó el puerto en San Esteban de Pravia de estructura lineal para el embarque de carbón procedente de las cuencas del Turón, Aller y Caudal, transportado mediante un ferrocarril de vía estrecha (Ferrocarril Vasco Asturiano) que unía Collanzo y San Esteban de Pravia. Se construyó un dique anclado (dique exterior Oeste) con el fin de desplazar la barra de confinamiento y así aumentar el calado del canal principal.

Las obras de encauzamiento del Nalón en su

tramo final se iniciaron entre 1881 y 1885, concluyendo después de varios proyectos en 1955 con la construcción de un contradique (dique exento) para que la playa de Los Quebrantos captara un gran volumen arenoso. La canalización del tramo externo del canal principal y del paso de desembocadura obligó a que la barrera migrara hacia el N, generándose una nueva playa (la actual de Los Quebrantos) y el amplio campo dunar externo, constituido por mantos de arenas dunares de escaso relieve (escala métrica) y con geometrías de cordones dunares laxos. La rápida tasa de sedimentación fue la responsable de que estas tipologías y dimensiones tuvieran estas características. También el paso de desembocadura alcanzó una longitud más extensa al quedar confinado entre diques desde su posición original, mientras que la nueva barra se construyó en el extremo septentrional del dique oriental, siguiendo una alineación algo oblicua (recinto en línea blanca discontinua sobreimpresionado en la Foto 3).

El canal principal actual en su parte externa o inferior está limitado por escolleras con una anchura de 125 m en una longitud de 1.100 m. La anchura máxima se alcanza entre la ensenada de San Esteban de Pravia y El Arenal (El Playón) al S de San Juan de la Arena, con 825 m, la longitud afectada es de 875 m. A partir de este área el



Foto 4. Vista desde la margen occidental de la desembocadura del estuario del Nalón en 1910 (anterior a la escollerrización) en que se identifica la barrera confinante en cuya culminación dunar (campo interno) creció la población marinera de San Juan de la Arena.

canal principal varía su anchura entre 235 y 325 m. Asimismo, afuera del estuario sobre la playa sumergida de Los Quebrantos, se construyó, con posterioridad, un espigón de bloques (dique exento) con la intención de fijar la sedimentación de arenas sobre la propia playa de Los Quebrantos, procedente de la deriva litoral, que la corriente playera transporta hacia el E. No se ha incluido ya que fue instalado después de la fecha de referencia de 1956, pero se visualiza un borde en la Foto 3 (parte inferior izquierda).

Se confina en su desembocadura por una barrera arenosa constituida por un sistema arenoso de playa/dunas, en la porción oriental, de Los Quebrantos (Figura 12), así como la correspondiente barra de desembocadura. La barrera antigua desarrolló una playa expuesta que se extendía hacia el N y hacia el SSE, en este caso como una playa estuarina, derivada de la

respuesta a la geometría que había adquirido esta unidad morfosedimentaria y dinámica (Foto 4 y Figura 12). La longitud del brazo septentrional, como principal, que se orientaba NE-SO, era de 1.050 m, mientras que la anchura máxima, situada aproximadamente en el centro del campo apuntando hacia el NO, de 300 m. campo dunar con una geometría arqueada en planta muy laxa y extremos agudos, con la convexidad apuntando hacia el canal principal en lo que antiguamente constituía exactamente el paso de desembocadura.

La franja donde se asienta la población de San Juan de La Arena hasta los primeros años del siglo XIX aprovechó la morfología y el sustrato arenoso del antiguo campo dunar, ligado a la barrera confinante (Fotos 3 y 4), mientras que hacia el S y el E eran terrenos anegados en casi su totalidad por una laguna pantanosa que luego fue

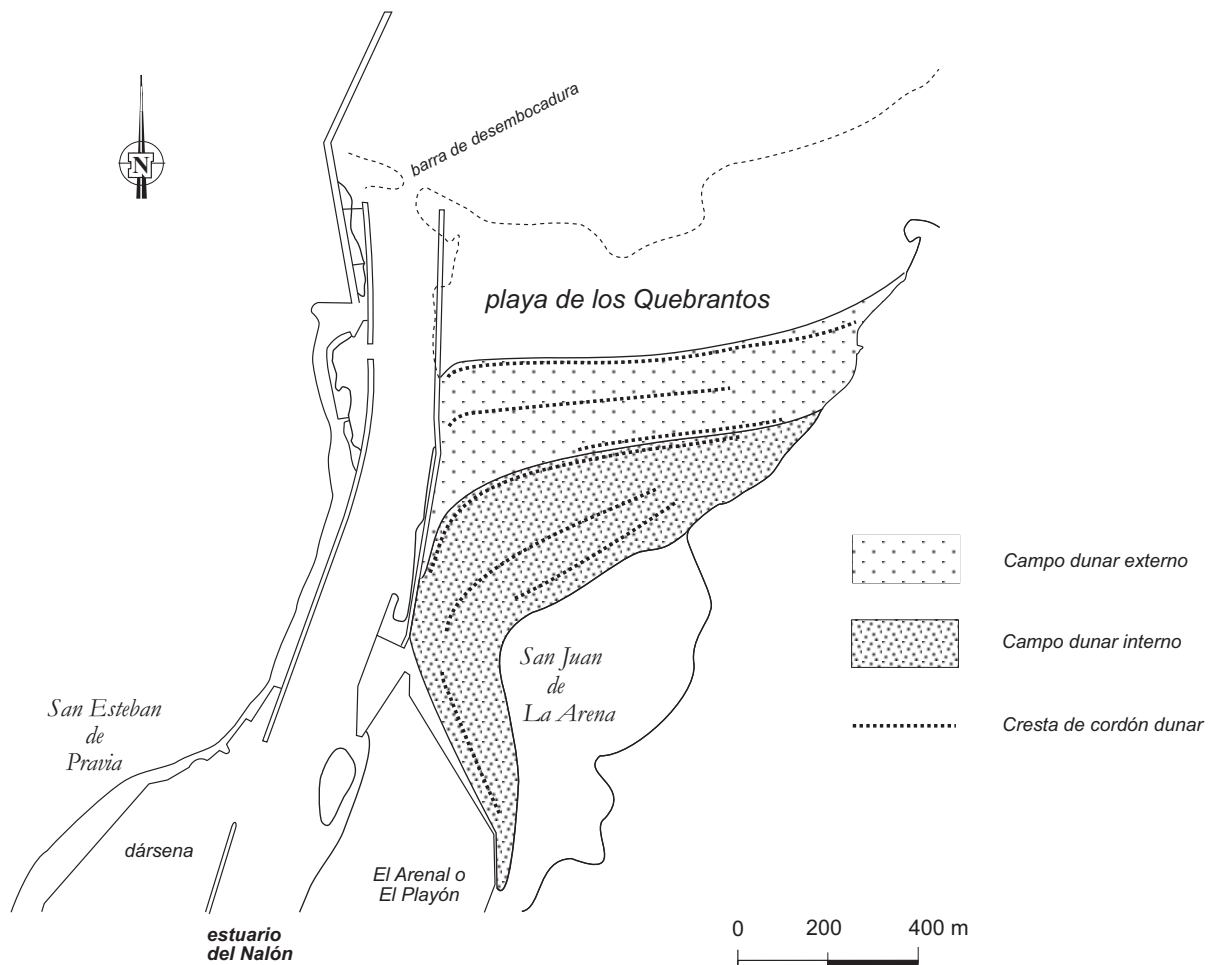


Figura 13. Esquema elaborado sobre la fotografía aérea de 1956 (vuelo USA) de la distribución superficial de los campos dunares interno, generado anteriormente a la escollera, y externo, representados por cordones dunares en los que se resaltan las morfologías de las crestas (Flor y López Peláez, 2006). Esta reconstrucción se ha realizado sobre la fotografía aérea de 1956 (vuelo de USA a escala aproximada 1/33.000).

saneada y concluyó desecándose en gran parte. Su profundidad, sobre todo en horas de marea alta, debió ser considerable. Se infiere la importancia de su calado por el hecho de que próximos al viejo barrio de La Calea, sito en la falda del monte que asciende hacia Ranón (al E de San Juan de la Arena), hubo amarraderos de embarcaciones, y en sus proximidades aún podían verse en los primeros años del siglo XX las cuadernas de pinazas y embarcaciones de escaso porte.

Las cotas de este campo dunar interno alcanzaron los 10,60 m en la parte central, disminuyendo paulatinamente hacia el E, donde llegan a los 7,0 m. Hacia el brazo meridional, las alturas disminuyen drásticamente hasta cifras de 3,6 m.

Desarrolló algunas crestas propias de cordones dunares, 3 en el sector de la antigua playa expuesta, de los cuales el central supuso una mayor acumulación arenosa. El interno, con un único cordón dunar, sigue la alineación general apuntada paralela a la de la playa estuarina, mientras que los restantes se fueron adaptando a una geometría convexa apuntando al NO durante la progradación, a medida que el sistema giraba simultáneamente a ENE-OSO (Figura 13). La playa estuarina interna servía de asiento para las embarcaciones sin que llegara a construirse un puerto con sus muelles.

El campo dunar externo, producto de la escollerización y prolongación de los diques sobre el canal principal, condujo a una progradación sedimentaria rápida sin vacío sedimentario, adosándose a la duna interna y ocupando la playa emergida activa hasta ese momento, así como otra parcela correspondiente a la sumergida.

La geometría del nuevo campo dunar externo toma una alineación general ENE-OSO, que es similar a un rectángulo relativamente regular, con una longitud de unos 940 m, siendo la anchura algo menor en el costado oriental (200 m) que en el occidental (280 m).

Ha desarrollado una morfología casi tabular, de relieves mucho más bajos que el campo interno, con medias de unos 3,00-3,20 m de altura. No obstante, se identifican algunos cordones dunares de no más de 7 m de anchura y alturas inferiores a 1 m, excepto el exterior que corresponde a una etapa relativamente dilatada de estabilización, lo cual permitió una mayor acumulación de arena; dicho cordón externo llegaba a alturas de hasta 6,0-7,0 m en el costado

occidental para decrecer hasta 5,5 m hacia el oriental, cifras que se han reducido hasta los 5,5 y 4,5 m, respectivamente, en la actualidad debido al proceso de recesión del sistema.

En conjunto, la barrera confinante antigua experimentó con motivo de la escollerización, una progradación hacia el N de unos 280 m, que representa, más o menos, la longitud de la prolongación del dique oriental construido y un giro de 22° en sentido de las agujas del reloj hasta alcanzar una dirección O-E.

Los sedimentos arenosos del estuario inferior, representado por las zonas geomorfológicas mayores del *Complejo de desembocadura* y la *Bahía arenosa*, son, generalmente, de grano medio-fino y fino, algo menor en los campos dunares, y de naturaleza silíceo sin apenas bioclastos carbonatados; no obstante, el color grisáceo del sedimento arenoso delata la contaminación sólida por un alto porcentaje de partículas de carbón y pizarras carbonosas incorporadas, que fueron arrastradas durante las avenidas fluviales por la erosión de escombreras y residuos del lavado del carbón en las explotaciones mineras de la Cuenca Carbonífera Central. Otra fracción contaminante de tonos grises algo menos marcados es la de fragmentos de escorias térmicas, algo porosas (Flor *et al.*, 1990) provenientes de instalaciones fabriles situadas en el curso del río Nalón.

## 2. Alto de San Esteban de Pravia (Parada 2)

Desde las primeras casas altas de esta población, se tiene una panorámica de una parte de las antiguas Bahía (arenosa) y Llanuras (fangosas), unas zonas estuarinas que están muy transformadas. El estuario muestra su planta sinuosa aguas arriba, debido a la influencia ejercida por las descargas fluviales y por la adaptación del relleno estuarino al tramo inferior del valle fluvial del tipo de meandros encajados.

La margen derecha, al S de San Juan de la Arena, donde anteriormente a las obras portuarias se ubicaba la *Bahía arenosa*, se ha transformado en una llanura mareal en la que, desde el canal principal arenoso, se pasa transicionalmente a facies mixtas arenosas y fangosas y, hacia las pleamares, a fangos y marismas (Lámina 1.A).

La dársena de San Esteban de Pravia se construyó sobre la margen izquierda u occiden-



A)



B)



Lámina 1. A) Panorámica aérea oblicua de la desembocadura del Nalón, desde el NO, en que se aprecia la población de San Juan de la Arena sobre la duna culminante de la antigua barrera confinante del estuario y la gran franja dunar nueva en contacto con la playa activa. B) Dársena de San Esteban de Pravia durante los trabajos de dragado en 2008.

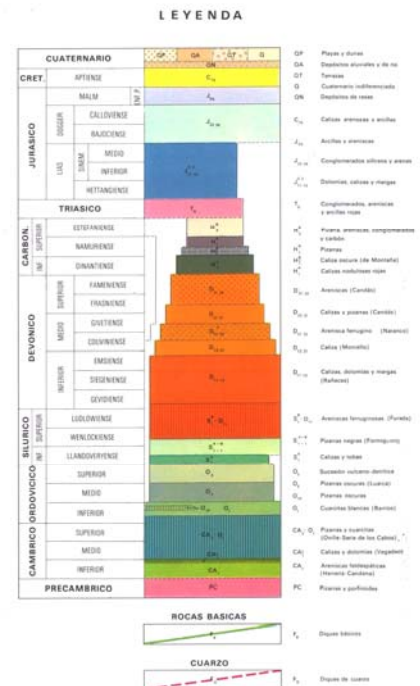
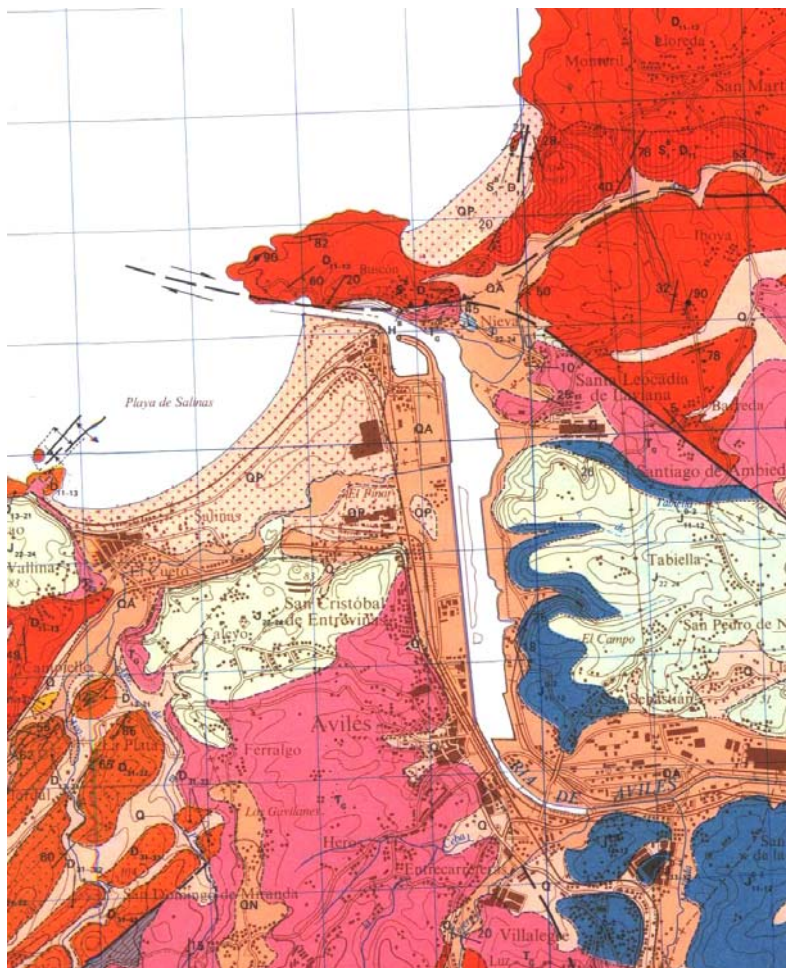


Figura 14. Cartografía geológica de los alrededores del estuario de Avilés y el conjunto de la barrera de desembocadura con la playa de Salinas-El Espartal y su extenso conjunto dunar; se acompaña de la leyenda de las Formaciones principales con sus edades correspondientes (Julivert *et al.*, 1972).

tal del antiguo canal principal, el cual fue desviado a la posición actual mediante un dique, que forma parte de la dársena en su costado oriental (Lámina 1.B). Este dique, junto con los muelles construidos sobre la margen izquierda del antiguo canal principal, delimitó la dársena actual y promovió la sedimentación de fangos estuarinos de tonos grises en su interior, debido a la alta proporción de sólidos carbonosos, en parte aportados en avenidas por el Nalón, al tratarse de una zona de muy baja energía.

Como se ha detallado anteriormente, dentro del complejo dunar eólico se diferencian los dos grandes campos: interno y externo (Figura 13). Este último tuvo su origen en las obras de canalización culminadas durante los años 30 del pasado siglo XX. Sobre la margen derecha del canal principal, que afecta a la población de San Juan de la Arena, se avanzó una amplia superficie de relleno para conseguir una explanada portuaria que interrumpen los caudales de llenantes y vaciantes mareales (Lámina 1.B).

La playa responde al modelo disipativo con una amplia zona supramareal, que enlaza con el campo dunar externo, y una intermareal,

constituida por un talud intermareal estrecho y una terraza de bajamar extensa. Dentro de esta última, quedan al descubierto un canal de desagüe y un bancal arenoso (Foto 2). El canal ha desarrollado numerosas estructuras de corriente, como megaripples irregulares y romboidales y ripples de corrientes con geometrías variadas; indican sentidos de corriente hacia ambos costados de la playa, longitudinalmente. Por su parte, el bancal, con una altura decimétrica, muestra su perfil asimétrico (el lado de barlovento suavemente inclinado hacia la orilla) y una superficie prácticamente lisa, mientras que el de sotavento es muy estrecho, y, generalmente, de fuerte pendiente sobre el borde del canal.

### 3. Sistema de playa/dunas de Salinas-El Espartal (Paradas 3, 4 y 5)

En el conjunto de la playa/dunas de Salinas-El Espartal, los materiales del sustrato rocoso son sedimentarios, tanto siliciclásticos como carbonatados, con edades muy variadas, que comienzan con el Devónico Inferior para continuar con retazos importantes de limolitas



Foto 5. Vista aérea oblicua de la playa y complejo dunar de Salinas-El Espartal, tomada desde el costado occidental en el año 2005. Se constatan las extensas superficies antropizadas entre las que destacan las urbanizadas de Salinas, en primer plano, y las industriales, al fondo.



rojizas permo-triásicos (fondo de la mayor parte del vaso estuarino de Avilés), dolomías y calizas jurásicas y conglomerados silíceos cretácicos en la mayor parte del límite interno. Los primeros, excepto los estefanienses, se disponen discordantemente con paleorrelieves y se alinean NE-SO, mientras que los segundos lo hacen subhorizontalmente con buzamientos suaves hacia el E (Figura 14).

El sistema de playa/dunas de Salinas-El Espartal forma parte del *Complejo de desembocadura* del estuario de Avilés, uno de los conjuntos dunares más extensos de la costa cantábrica (Foto 5).

La playa de Salinas-El Espartal es arenosa de

naturaleza siliciclástica, lo que permite deducir su procedencia por transporte longitudinal desde la desembocadura del Nalón. Está orientada NE-SO, alineándose frontalmente a los oleajes dominantes del NO y, en consecuencia, queda sometida a una gran energía. Los diámetros medios de grano son de fino a medio, lo que determina que se comporte como una playa disipativa, mientras que en las dunas disminuye el tamaño hasta la fracción de arena fina; en ambos casos, la composición es predominantemente cuarzosa (Álvarez Areces, 2007, y Álvarez Areces y Flor, 2008 ).

Durante las bajamares, se pueden identificar las incisiones practicadas sobre la superficie

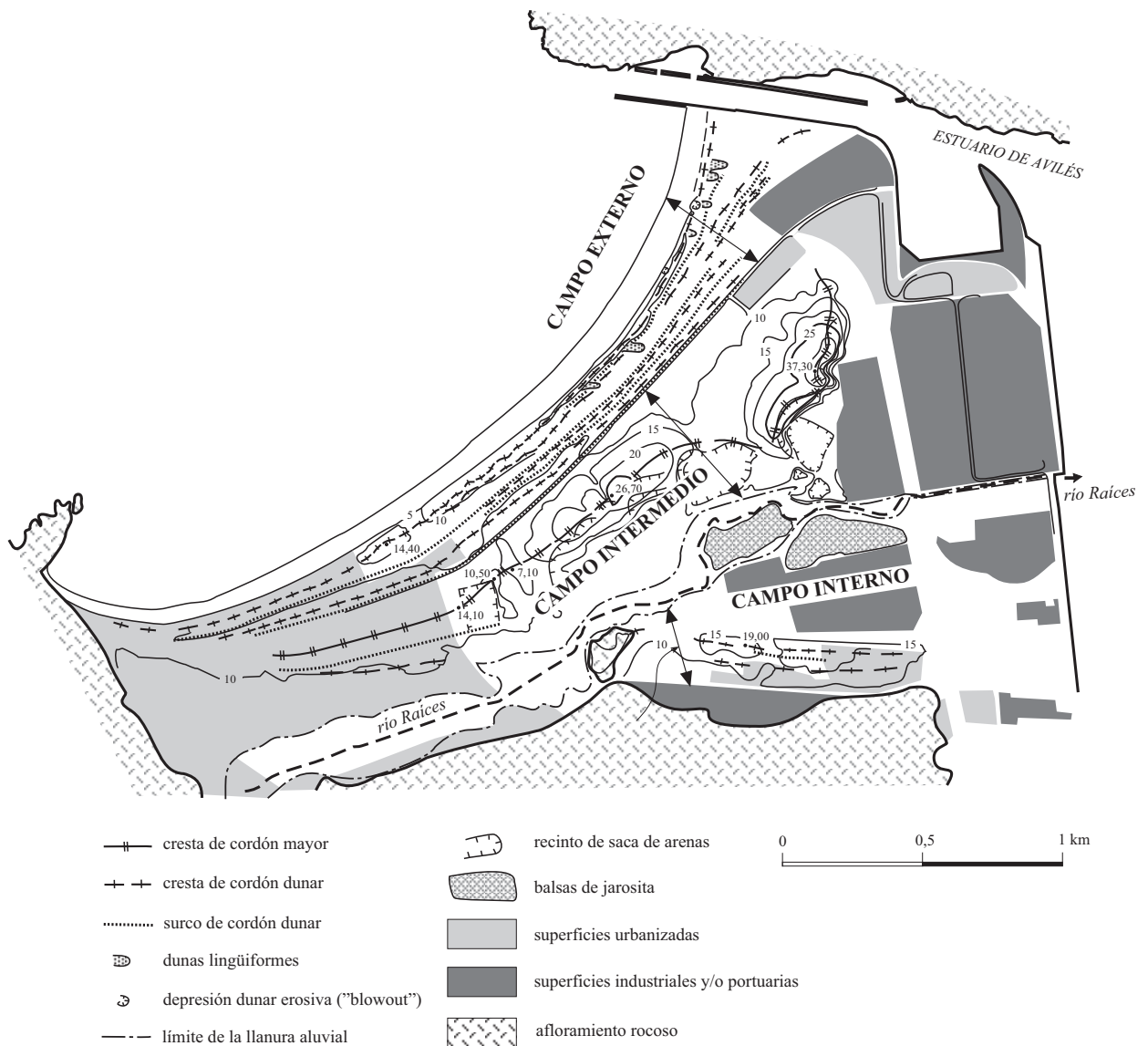


Figura 15. Esquema de la distribución cartográfica de los campos dunares de Salinas-El Espartal, elaborado a partir de la fotografía aérea vertical de 1970 (Diputación de Oviedo, a escala original 1/20.000) (Flor, 2004).



arenosa de la playa intermareal inferior por varias corrientes de resaca, que se sitúan de una forma transversal a la orilla y espaciadas más o menos regularmente, las cuales se visualizan fácilmente en, prácticamente, cualquier condición dinámica.

En el invierno de 1990, se produjo la destrucción de todo el paseo marítimo de Salinas por una tormenta de oleaje no demasiado intensa, lo cual revela el déficit dramático de sedimento en el que se encuentra esta playa. La reconstrucción del paseo, llevada a cabo con una metodología más moderna, no garantiza, por el momento, que no pueda volver a arruinarse en un futuro inmediato, dado que ya han comenzado a surgir las primeras inestabilidades ante la pérdida manifiesta de grandes volúmenes arenosos desde el otoño de 2008 al verano de 2009, un intervalo con fuertes y frecuentes temporales de ola.

Este déficit sedimentario sigue siendo muy preocupante, en ambos conjuntos, consecuencia de los dragados del estuario de Avilés. Los basculamientos del material extraído se realizan fuera del sistema del estuario y su conjunto confinante (sistema de playa/dunas de Salinas-El Espartal), lo cual conduce a dicho desequilibrio sedimentario.

Para paliar el problema del déficit arenoso, se ha corregido parcialmente mediante una realimentación en el año 2005, vertiéndose grandes volúmenes de arenas de las mismas características sedimentológicas (tamaño medio de grano, calibrado y composición), procedentes de la plataforma continental interna enfrente del cabo Vidío (N de la esquina oriental del playón de Bayas), que cumplen dichos requisitos al proceder de las aportaciones del Nalón en etapas antiguas.

Este complejo dunar de Salinas-El Espartal es el mayor de Asturias, tanto en extensión como en volumen arenoso sedimentado, pero está intensamente degradado hasta el punto de que, en su mayor parte, es totalmente imposible su recuperación (Foto 5). Las urbanizaciones de Salinas, Raíces Nuevo, San Juan de Nieva y una porción de Avilés ocupan grandes superficies, lo mismo que las industrias de Cristalera Española, Asturiana de Zinc, ésta con la ocupación mediante extracción de varias balsas muy amplias que contienen los vertidos de jarosita, y el polígono industrial de Las Arobias. Finalmente, los viales (ferrocarril, carreteras y calles) y las instalaciones de los puertos de San Juan y Raíces, este último en expansión, completan las áreas

dunares degradadas.

En este sistema se han diferenciado tres grandes campos dunares (Flor, 1995 y 2004), dispuestos en bandas amplias paralelas a la playa (Figura 15), que se han originado debido a procesos generalizados de progradación del sistema de playa/dunas desde la transgresión flandriense hasta la actualidad. Cada uno de ellos está constituido por varios cordones dunares sucesivos (paralelos entre sí), en muchos casos sin demasiada continuidad lateral.

- *Campo interno.* Es el más reducido y alcanza su mayor desarrollo sobre el área oriental (Raíces Nuevo); se conservan paleosuelos, interpretados como interrupciones más o menos prolongadas en la sedimentación eólica; tiene su límite interno al pie de los acantilados de los conglomerados mesozoicos, que culminan la rasa de 40 m.
- *Campo intermedio.* Está comprendido entre la vega del río Raíces (al S) y la carretera de San Juan de Nieva a Salinas (al N); la mayor acumulación arenosa se produjo en la mitad oriental, con el máximo en las proximidades de la margen occidental de la ría de Avilés, mientras que la mínima tuvo lugar en la población de Salinas, debido al efecto de sombra del promontorio de La Peñona (punta occidental). En diferentes zanjas practicadas en este campo intermedio para la saca de arenas y su empleo como áridos, se ha podido detectar un paleosuelo intercalado a unos 3 m de profundidad, que se interpreta como una interrupción dentro de la fase de progradación general. El conjunto sedimentario suprayacente se produciría por la reactivación de la aportación arenosa eólica desde el frente dunar activo, que pasaría por una fase de erosión y retroceso, consecuencia de un avance del nivel del mar (transgresión tardiflandriense o romana?).
- *Campo externo.* Es el más complejo, dado el elevado número de cordones dunares paralelos entre sí, todavía bien conservados, pero que pueden ser deducidos y cartografiados, reflejando crestas y surcos, con toda precisión en su totalidad a partir del análisis de fotografías aéreas históricas. El cordón dunar en contacto con la playa sólo se ha conservado en una parte del tercio oriental y ha experimentado en los últimos años una fuerte erosión, como resultado de los grandes

volúmenes de sedimentos dragados en la ría y expulsados fuera del sistema activo. En ambos extremos de este cordón dunar, el pisoteo de los usuarios ha promovido una deflación intensa de arena que se transporta a sotavento del cordón para construir sendas dunas lingüiformes en fase activa de formación y avance como dunas transgresivas (Foto 6); prácticamente todo el sedimento deflacionado por el viento en los costados está siendo resedimentado en las áreas de posplaya para general ese tipo de dunas. A lo largo del otoño e invierno de 2001-2002, se realizaron algunas actuaciones sobre espacios distintos, como revegetaciones de barrón (*Ammophila arenaria*), construcción de pasarelas de madera, destrucción de construcciones, etc al objeto de mejorar el entorno dunar y su acercamiento a los usuarios. Todavía en 2005, se procedió a reconstruir morfológicamente, revegetaciones incluidas, toda la franja oriental sobre el antiguo polígono rellenado artificialmente; El campo artificial de dunas se creó de acuerdo con una geometría levemente positiva dentro del cual comenzado, en 2008 y 2009, a construirse mantos eólicos con geometrías tipo lingüiforme.

Se ha calculado la superficie total que llegaron a ocupar los depósitos dunares originales, independientemente de los degradados o eliminados definitivamente, estimándose en 4.266.900 m<sup>2</sup> (427 Ha).

Las geometrías dunares más ampliamente representadas son los *cordones dunares* (“foredunes”), a su vez constituidas por otras básicas en las que la colonización y fijación de las arenas eólicas de la vegetación juegan un papel esencial. Los cordones dunares se agrupan en conjuntos sucesivos y paralelos entre sí, representados por crestas y surcos como respuesta a un proceso progradante no necesariamente continuo; pueden construirse hasta cinco unidades (campo externo de Salinas) y en la mayor parte de los casos se extienden con una gran continuidad lateral.

Alguna de las formas básicas son las *dunas piramidales* o *mogotes*, acumulaciones arenosas con forma subcónica o subpiramidal que se fijan alrededor de una colonización vegetal intensa de barrón (*Ammophila arenaria*) que, en este campo, aparecen en áreas ligadas al cordón dunar externo donde se produce un pisoteo humano excesivo. También las *colas de arena*

(“sand tails”) acumulaciones alargadas de arena en el sentido del viento actuante, generalmente controladas por un obstáculo, de forma más numerosa por una colonización vegetal que ancla el sedimento y mucho más efectivamente por el barrón. (*Ammophila arenaria*). Estas colas de arena tienen forma subelíptica en planta y un perfil longitudinal asimétrico con mayor pendiente a barlovento.

Como se ha detallado anteriormente, en estos últimos años se están generando activamente en algunos extremos de sotavento de lo que resta de cordón dunar, así como en las nuevas dunas artificiales, sendas geometrías correspondientes a *dunas lingüiformes* (Foto 6), alguna de las cuales han coalescido lateralmente y conforman a modo de mantos de forma aplastada.

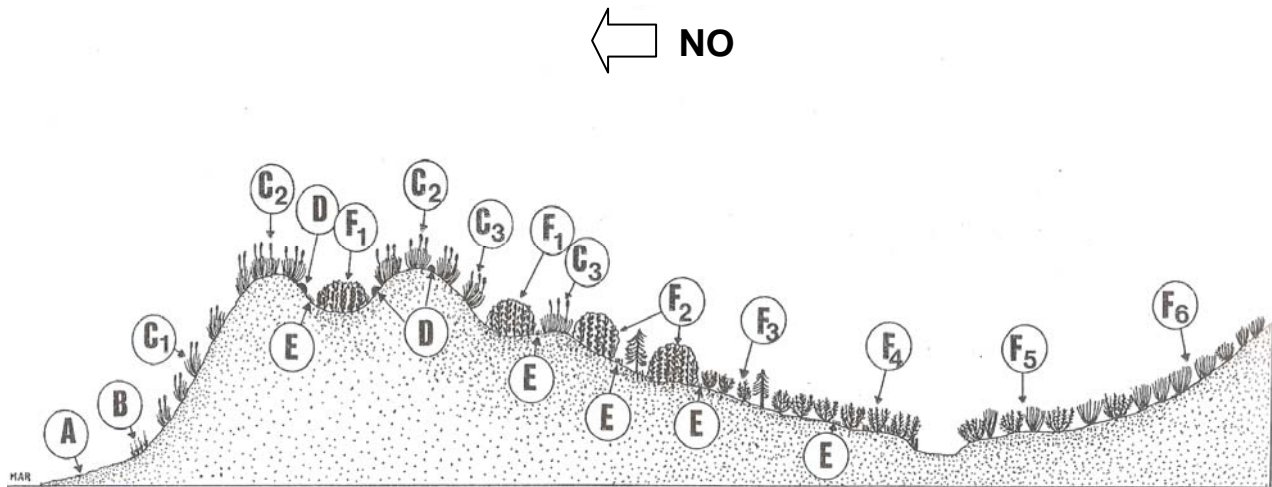
Más escasas fueron las *cubetas de deflación* (“blowouts”) de planta subelíptica, con alguna unidad en el campo externo de Salinas, ya desaparecidas. Su desarrollo estaba condicionado por el avance de colas de arena y pequeñas dunas lingüiformes hacia el surco dunar. Eran cubetas de escala decamétrica totalmente colonizadas por vegetación destacándose la presencia de pinos y madroños en su interior.

Las dunas de esta playa están catalogadas como Monumento Natural (P.O.R.N.A. de Asturias), aprobado por Decreto 38/94 de 19 de mayo, con la denominación de *Monumento Natural de la playa de El Espartal*, abarcando una superficie de 5,6 Ha, aún cuando son de propiedad privada.

En este campo dunar están representadas comunidades de dunas blancas y grises. Se han elaborado algunos informes técnicos por parte de Díaz González y Fernández Prieto (1993) y Lastra López *et al.* (2005). Estas comunidades vegetales se distribuyen de acuerdo con franjas más o menos paralelas al límite de la playa y la duna (Figura 16).

Las dunas blancas situadas en la franja exterior, están representadas por el barrón (*Ammophila arenaria* ssp. *australis*), la correhuela (*Calystegia soldanella*), la *Aetheorhiza bulbosa* y el nardo marítimo (*Pancrathium maritimum*), una especie recogida en el “Catálogo Regional de Flora Amenazada” bajo la categoría de interés especial.

En las dunas grises, se concentra una de las poblaciones mejor desarrolladas de la espigadilla de mar (*Crucianella maritima*), especie catalogada



- A: Arenal desprovisto de vegetación cormofítica y comunidades de Terófitos de las playas arenosas (*Euphorbion peplis*).
- B: Vegetación de dunas embrionarias (*Euphorbio paraliae-Agropyretum junceiformis*).
- C: Vegetación de dunas blancas (*Otantho maritimi - Ammophiletum australis*). C1: zonas de sotavento con gran inclinación; C2: crestas de dunas; C3: dunas reactivadas.
- D: Vegetación de dunas grises (fragmentos de *Crucianelletalia maritimae*).
- E: Comunidades dunares de Terófitos (*Petrorhagio - Trifolietum arvensis*).
- F: Madroñales de dunas estabilizadas (*Smilaco - Arbutetum unedonis*). F1: madroñales sin tojos; F2: madroñales con tojos (*Ulex europeus*); F3: tojales de degradación; F4: tojales con lastón (*Brachipodium pinnatum subs. Rupestre*); F5: tojal – piornal; F6: piornal.

Figura 16. Catena de la vegetación del complejo de dunas de El Espartal (Castrillón), en sentido transversal a la línea del agua, según Díaz González y Fernández Prieto (1993).

como sensible a la alteración de su hábitat, así como otras especies bien representadas, aunque no únicamente dunares como la zarzaparrilla (*Smilax aspera*) y la cola de caballo (*Equisetum* sp.); cabe incluirse como singular la existencia de numerosos ejemplares de madroño (*Arbutus unedo*), que procederían de los antiguos acantilados silíceos que bordean la mayor parte del campo dunar a medida que se ha ido desarrollando la progradación dunar desde el Flandriense.

En esta franja de dunas grises, están representadas la mayor parte de las plantas psammófilas habituales en los sistemas dunares cantábricos, aunque alguna de las más raras, tales como *Otanthus maritimus* y *Medicago maritima*, no se han detectado en ella y el *Pancrathium maritimum* aparece muy escasamente representado, solamente en el área oriental.

Es de destacar que las intervenciones humanas que ha sufrido y siguen incidiendo sobre el

sistema dunar están modificando el hábitat de muchas de estas plantas y, en consecuencia, poniendo en peligro su supervivencia. Estas mismas causas están teniendo como efecto una paulatina sustitución de la flora peculiar de estos ecosistemas dunares autóctonos por otra de carácter oportunista y ligada a los ambientes muy disturbados. Prueba de ello es que de las 223 plantas catalogadas en el área de estudio un 25% son netamente nitrófilas y solamente el 9% pertenecen de una forma exclusiva a medios dunares.

Hay que resaltar el hecho de que las comunidades arbustivas que ocupan las dunas fijas de El Espartal (*Smilaco-Arbutetum unedonis*) constituyen una singularidad de este territorio y tienen un alto valor ecológico, por ello parece necesario arbitrar las medidas adecuadas para preservar y favorecer la dinámica propia de la cubierta vegetal de estas zonas, de tal manera que permita la evolución de las fases regresivas (formaciones de tojal-piornal), que



Foto 6. Vista en sentido longitudinal de la duna activa *lingüiforme*, que progresa de izquierda a derecha, tomada desde el borde meridional del campo dunar eólico externo. Al fondo, el costado de sotavento y la cresta culminante del cordón dunar que limita con la playa.

ocupan buena parte del sistema dunar, hacia su fase madura (madroñal).

La evolución de los grandes complejos dunares de la zona central de Asturias: playón de Bayas, Salinas-El Espartal y Xagó, se ha establecido atendiendo a la hipótesis de una progradación generalizada a partir del máximo nivel del mar con ocasión de la transgresión flandriense.

Cada uno de los campos dunares: interno, intermedio y externo (Figura 15) pueden asimilarse a grandes cordones dunares, formados a su vez por cordones menores y otras tipologías menores, como dunas vegetadas (piramidales o mogotes aislados), lingüiformes y casquetes de erosión, que se originaron, como se ha mencionado, por un proceso generalizado de progradación. En un primer episodio (Figura 17.A), la playa alcanzaría la base de los acantilados antiguos, sin desarrollar en esta área depósito dunar alguno, a diferencia de los de Bayas y Xagó, que conservan sendas dunas remontantes sobre sus acantilados antiguos.

La etapa subsiguiente (Figura 17.B<sub>1</sub>) se caracterizaría por una retirada del nivel del mar, de modo que la posplaya plana recibió los aportes de arenas eólicas, completando un episodio progradante, relativamente constante. Se generó el *campo interno*, en cuyo tercio oriental se construyeron hasta tres cordones dunares sucesivos para conformar una gran acumulación dunar,

localmente, con unos 19 m de altura. El cordón dunar intermedio conserva un paleosuelo intercalado que delata una interrupción de la sedimentación eólica (Figura 17.B<sub>2</sub>).

Este conjunto interno quedó independizado de la dinámica sedimentaria ante una nueva retirada del mar, que debió ser de manera relativamente rápida, ante el vacío sedimentario que se abrió entre la construcción del nuevo *campo intermedio* (Figura 17.C<sub>1</sub>); es de dimensiones muy extensas (el mayor de todo el conjunto de Salinas-El Espartal) y donde se almacenó el mayor volumen sedimentario eólico, principalmente en las áreas central y oriental, ya que la occidental está protegida de los vientos reinantes por el promontorio de la Peñona sobre el que se ancla la playa.

El vacío sedimentario entre los *Campos interno* e *intermedio*, que morfológicamente constituyó desde entonces un espacio deprimido, y que se alarga en la misma dirección general NE-SO, fue aprovechado para que se instalara definitivamente el curso y llanura aluvial del río Raíces; en la primera etapa de evolución, este río desembocaba directamente sobre la playa en su esquina occidental, y la haría a partir de este momento en que se generó el campo intermedio, sobre la margen occidental del estuario de Avilés (Llopis Lladó, 1968 y Flor, 1995 y 2004).

En este campo, se conserva también un pa-



A)



B)



Lámina 2. Cortes transversales del cordón dunar septentrional del campo dunar eólico interno, preparados para la construcción de bloques de viviendas. A) Área occidental en el que se aprecia el paleosuelo, a la derecha (junio de 2003). B) Nueva zanja practicada en el lado oriental, a unos 200 m de la anterior, con la base situada a la misma cota altimétrica (mayo de 2009).

leosuelo intercalado un centenar de metros al S de la carretera que une Salinas oriental con la localidad de San Juan de Nieva (extremo oriental); representa una nueva interrupción sedimentaria (línea rayada blanca en la Figura 17.C<sub>2</sub>, una fase ligeramente transgresiva, muy probablemente coincidente la pulsación

romana?), hace unos 2.000 años, aproximadamente, seguida de una nueva progradación ya definitiva (Figura 17.D) para consolidar el *campo intermedio*.

Una nueva progradación intermitente dió lugar al *Campo externo* (Figura 17.E),

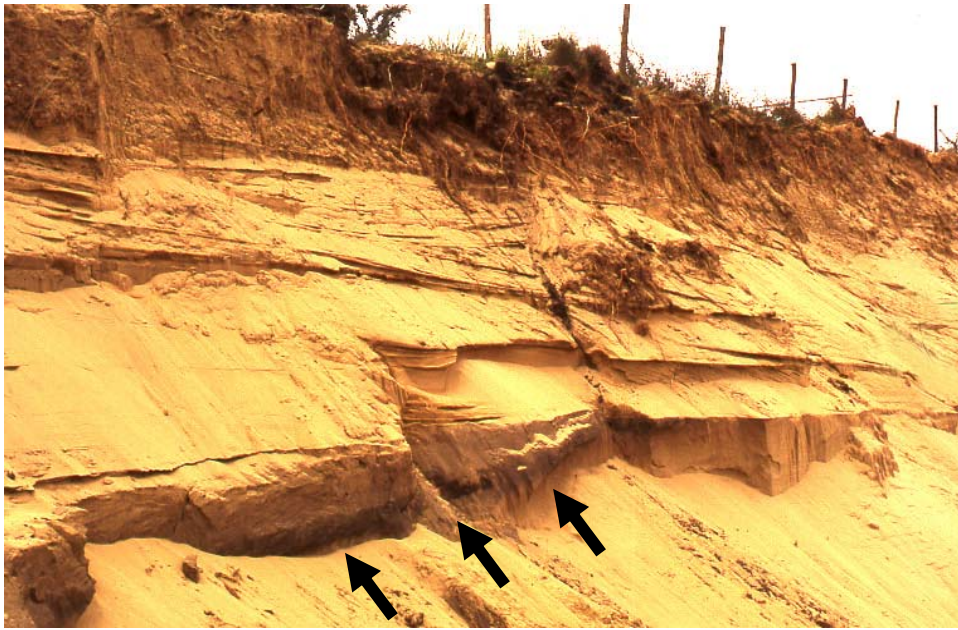
constituido por un gran número de cordones dunares paralelos, algunos solapándose lateralmente; los últimos eventos apuntan a una cierta estabilización durante, al menos la primera mitad del siglo XX en que se construyó un cordón dunar bien desarrollado y de mayor altura que los anteriores. En la actualidad, el sistema de playa/dunas ha entrado en un proceso de recesión

alarmante (Figura 17.F), debido a los dragados intensivos en el estuario de Avilés al cual pertenece este sistema como parte confinante (Flor, 2004).

#### *Extremo interno oriental (Parada 3)*

Para contemplar con cierto detalle algunos aspectos que permitan comprender la

A)



B)

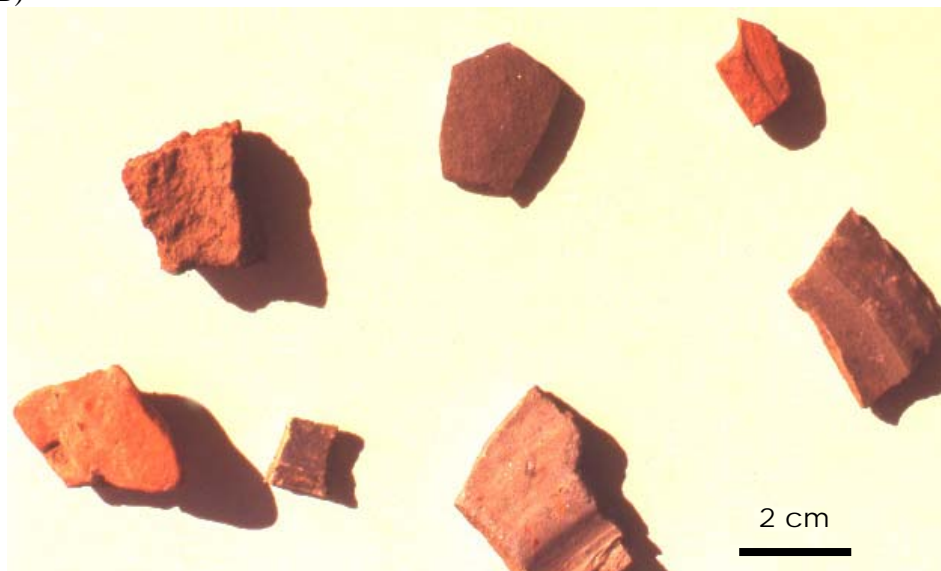


Foto 12. En una zanja situada en el área meridional próxima al Instituto de Salinas, perteneciente al extenso costado de sotavento del *Campo intermedio*, se ha identificado un paleosuelo (nivel negruzco, señalado por las flechas) con espesores medios de unos 30 cm (A) dentro del cual se encontraron fragmentos de cerámica oscura y gravas y gravillas cuarcíticas subangulosas (B).



generalidad de este amplio conjunto dunar, se han programado tres paradas; la primera en el campo interno, en su costado oriental, lugar donde se acumuló la mayor cantidad de arenas de este campo y donde todavía se conservan algunos vestigios dignos de consideración; las siguientes paradas se llevarán a cabo en las áreas central y occidental, cuya anchura no rebasa un máximo de 150 m, los volúmenes arenosos y geometrías dunares fueron sumamente escasos, han sido totalmente arrasados para ubicar polígonos industriales, viales y urbanizaciones.

Este área oriental recibió los mayores volúmenes arenosos desde la playa en esta primera etapa de formación del campo dunar. Esto fue debido a la mayor disponibilidad de superficies planas de la posplaya y al hecho de que los transportes por deriva de la playa (“longshore currents”) por oleajes predominantes del NO y vientos reinantes de esa misma componente, fueron alojando el sedimento arenoso insistentemente hacia el E; consecuentemente, los vientos deflacionaron con mayor efectividad sobre las franjas playeras central y oriental para generar dicha mayor acumulación.

A)



B)



Lámina 4. A) Panorámica del paseo marítimo, en primer término, construido sobre el antiguo cordón dunar en los años sesenta del siglo pasado y, al fondo, el límite dunar con la playa, ligeramente retrasada hacia tierra. B) Detalle de la playa erosionando la base del paseo en una pleamar, debido a la pérdida de arena en un sector correspondiente a la cabecera de una corriente de resaca (“rip current”).



Todo apunta a que el *Campo dunar interno* no llegaría a apoyarse directamente al pie de los taludes del acantilado antiguo, pero sí lo haría la playa, mediando un pasillo de no sedimentación eólica.

En los afloramientos que todavía se conservan de este entorno, particularmente hacia el E en que se ubicó una ciudad jardín dependiente de las factorías aledañas, se identifican aún algunas geometrías dunares, especialmente los costados de sotavento, pero también los de sotavento y alguna cresta de cordones dunares paralelos, así como el tipo de sedimento arenoso en que predominan los tamaños finos y la composición mineralógica casi exclusivamente de cuarzo.

En las zanjas abiertas para la construcción de viviendas en la localidad de Raíces Nuevo, se ha podido constatar la existencia de un paleosuelo de espesor centimétrico y de carácter orgánico, intercalado a menos de 2 m del techo culminante (Lámina 2.A y B); en este caso concreto, se interpreta como un cese temporal de la sedimentación eólica hasta la posterior construcción definitiva de este campo interno que culminaría con la subsiguiente etapa de progradación.

Un paleosuelo similar, pero de espesor algo superior (decimétrico), se ha encontrado en el *Campo intermedio*, dentro del cual se identificaron fragmento de cerámica oscura y clastos subangulosos de cuarcitas. Se ha interpretado como un episodio de interrupción sedimentaria relacionada con una pulsación positiva (Lámina 3.A y B), ya mencionada.

#### ***Área externa central (Parada 4)***

En este punto, se observa la separación entre la franja construida, constituida por un paseo marítimo y la primera línea de zona urbanizada, al O, y la porción del campo dunar conservado, perteneciente al ámbito externo (Lámina 4A y B). Este reducto revela que está experimentando un proceso de erosión intensa, como lo demuestra la permanencia de un fuerte talud subvertical del antiguo cordón dunar en contacto con la playa supramareal y el hecho de que no se produce, desde hace más de 20 años, una sedimentación activa entre la playa suministradora y la duna adosada.

Se deduce que este proceso está muy directamente vinculado a los dragados practicados desde los primeros años de los 80 del siglo pasado en el estuario de Avilés, para

conseguir calados superiores a los 13 m en la bocana y permitir, así, la navegación de grandes buques (hasta de 100.000 toneladas) a los puertos construido y en fase de ampliación en su interior.

Con las lógicas diferencias, es el mismo problema derivado de la gestión portuaria y similares resultados en los sistemas dunares asociados que están operando en la bahía de Santander (Cantabria), en la que se incluyen dragados intensivos y extensivos, mientras que los vertidos de los productos se basculan afuera del sistema confinante y el propio estuario.

El 30 de enero de 1990, un temporal de ola no demasiado intenso derribó un buen tramo del paseo marítimo de Salinas, que había sido construido a principios de la década de los sesenta del siglo XX, creando la consiguiente alarma entre los vecinos de los chalés colindantes con el paseo. La madrugada del domingo 11 al lunes 12 de febrero, otra marejada similar echó abajo otro tramo del muro, en este caso el ubicado justo delante de los edificios "*Gauzones*", los de mayor magnitud de todo el complejo turístico (edificios situados al fondo de la Lámina 4.A).

Las obras de reconstrucción del paseo marítimo se inauguraron, el primer tramo de casi 1 km de largo en agosto de 1994. Paralelamente a estas obras, los responsables de la Demarcación de Costas y el Ayuntamiento iniciaron negociaciones con el Club Náutico de Salinas para prolongar el marítimo por delante de sus instalaciones, que se aceleraron al derrumbarse en 1996 el muro que separaba el Náutico de la playa. En junio de 2000, se concluyó el segundo tramo del paseo, de 200 m.

Solamente, algunos espacios de la franja externa de este cordón dunar, donde se produce un pisoteo más o menos continuado, sirven de área fuente para la formación de nuevas dunas, incluso activas, del tipo lingüiforme como dunas transgresivas (Lámina 5.A).

Accediendo a la parte oriental por las pasarelas de madera y con miradores del mismo material, se observan espacios sometidos a pisoteo y la consiguiente formación a sotavento de dunas lingüiformes. En el mirador culminante, se tiene una panorámica de estas dunas en desarrollo, las áreas de sotavento del campo externo, algunos cordones dunares vegetados y un tramo del costado de barlovento perteneciente al campo intermedio. También se comentarán aspectos en relación con la variada vegetación co

A)



B)



C)



D)



E)



F)



Lámina 5 A) Conjunto de dunas lingüiformes en el área central de la playa que crecen con una componente hacia el E, apoyándose sobre dunas vegetadas (ortofoto del 2006). B) Detalle de dos dunas lingüiformes activas en el sector oriental. C) Labores de regeneración (2004-2005). D) Panorámica del cordón dunar en fase de recesión (al fondo) y, en primer término, una parte del espacio dunar regenerado colonizado por barrón. E) El conjunto dunar construido artificialmente en 2006, una vez eliminado el relleno antrópico. F) Desde 2008, en determinados sectores, este espacio artificial está recibiendo aportes arenosos desde el resto de la playa, por erosión del prisma emergido existente y su transporte por deriva hacia el E.

lonizadora, incluidos los singulares madroños que han migrado como los mismos campos dunares, y el papel fijador de algunas plantas.

#### *Área externa oriental (Parada 5)*

Dentro del borde oriental del campo dunar externo, se han recuperado superficies relativamente amplias de las franjas playeras inter y supramareal y, especialmente, de los espacios dunares.

En el costado más oriental de la playa, en la década de los años 80, se arrasaron el campo dunar externo y la playa emergida, mediante un relleno de material antrópico con el objetivo de ubicar un polígono industrial. Ante la escasa demanda empresarial de estos terrenos, la Demarcación de Costas decidió, con motivo de la política de recuperación de espacios anteriormente de titularidad pública y aprovechando el proyecto de deslinde en este tramo costero, elaborar una serie de iniciativas ambiciosas para aplicar diferentes soluciones para cada caso.

En una primera fase, a finales del siglo XX y primeros del presente, se eliminaron los aparcamientos asfaltados y un edificio de servicios playeros situado en primera línea de la duna, donde también existía y se continúa en el presente, en una posición algo occidental, una amplia zona de pisoteo en contacto directo con la playa, que sirve de área de deflación arenosa para que a sotavento se formen dunas lingüiformes (Lámina 5.B), incluso con mayor volumen arenoso involucrado que las anteriores de la Parada 4.

La recuperación de la playa de Salinas-El Espartal y la ampliación de la una parte de San Juan (extremo oriental) consistió en la construcción de un dique de 400 m de largo en la zona E de la playa y la retirada de 400.000 m<sup>3</sup> de relleno de materiales, algunos altamente contaminados con metales pesados, que debieron ubicarse en un vertedero controlado, lo que supuso, finalmente, la incorporación de unos 70.000 m<sup>2</sup> de playa emergida natural, que sigue creciendo en los últimos años.

Se completó con la regeneración de la playa de Salinas en los años 2004 y 2005 (Lámina 5.C) y el vertido de cerca de 545.000 m<sup>3</sup> de arena extraída, mediante una draga de succión, procedente de la zona de la plataforma continental somera enfrente del cabo Vidío,

cuyas características granulométricas y de composición fueron similares a las originales. Originalmente, se había decidido incluir arenas groseras bioclásticas procedentes de un yacimiento relicto de la plataforma continental, a 20-25 m de profundidad, situada enfrente de la localidad de Candás (costado oriental del cabo de Peñas), por cuanto había sido utilizado para regenerar otras playas (El Gayo de Luanco y Arbeyal de Gijón), así como la creación de una playa nueva en el recinto urbano de Gijón (playa de Poniente o de Natahoyo).

Se consiguió extender la playa a su estado casi original y, en un rectángulo de la posplaya, se procedió, posteriormente, a la restauración dunar. En un principio, se barajó la posibilidad de reconstruir fielmente el conjunto de cordones dunares, distribuidos paralelamente a la línea del agua, pero se desechó por la gran complejidad de, primero, obtener una imagen similar y, segundo, por el mayor coste de las operaciones. Finalmente, se procedió a construir una única estructura positiva de relieve laxo, levantando el terreno con el vertido de material rocoso de desecho del recubrimiento playero anterior y sellando la parte más superficial con una cubierta de espesor métrico de arenas similares a la dunar existente. Se remató esta actuación con la revegetación de barrón y la instalación de pasarelas de madera longitudinales y transversales (Lámina 5.D y E), como lugar de ocio, dando continuidad al paseo que se había traído desde la población de Salinas.

En los dos últimos años (2008 y 2009), la pérdida extraordinaria de arenas en toda la playa emergida occidental y central, particularmente por la actuación de fuertes y repetidas tormentas de ola, habidas en otoño, invierno y primavera de 2009, han supuesto el desmantelamiento acentuado de volúmenes arenosos de la playa emergida y el transporte de una buena parte del mismo por deriva hacia el lado oriental. Este exceso relativo de arena, en parte retenida en el nuevo dique de la margen occidental del canal del estuario de Avilés, ha servido para que comenzaran a construirse sendas dunas lingüiformes de carácter transgresivo con geometrías tabulares en el frente limitante con la playa del nuevo campo dunar; son las únicas dunas, junto con las detalladas anteriormente, en relación con el pisoteo, que suponen una cierta actividad de transferencia eólica desde la playa o dentro del propio campo dunar en su franja más externa.

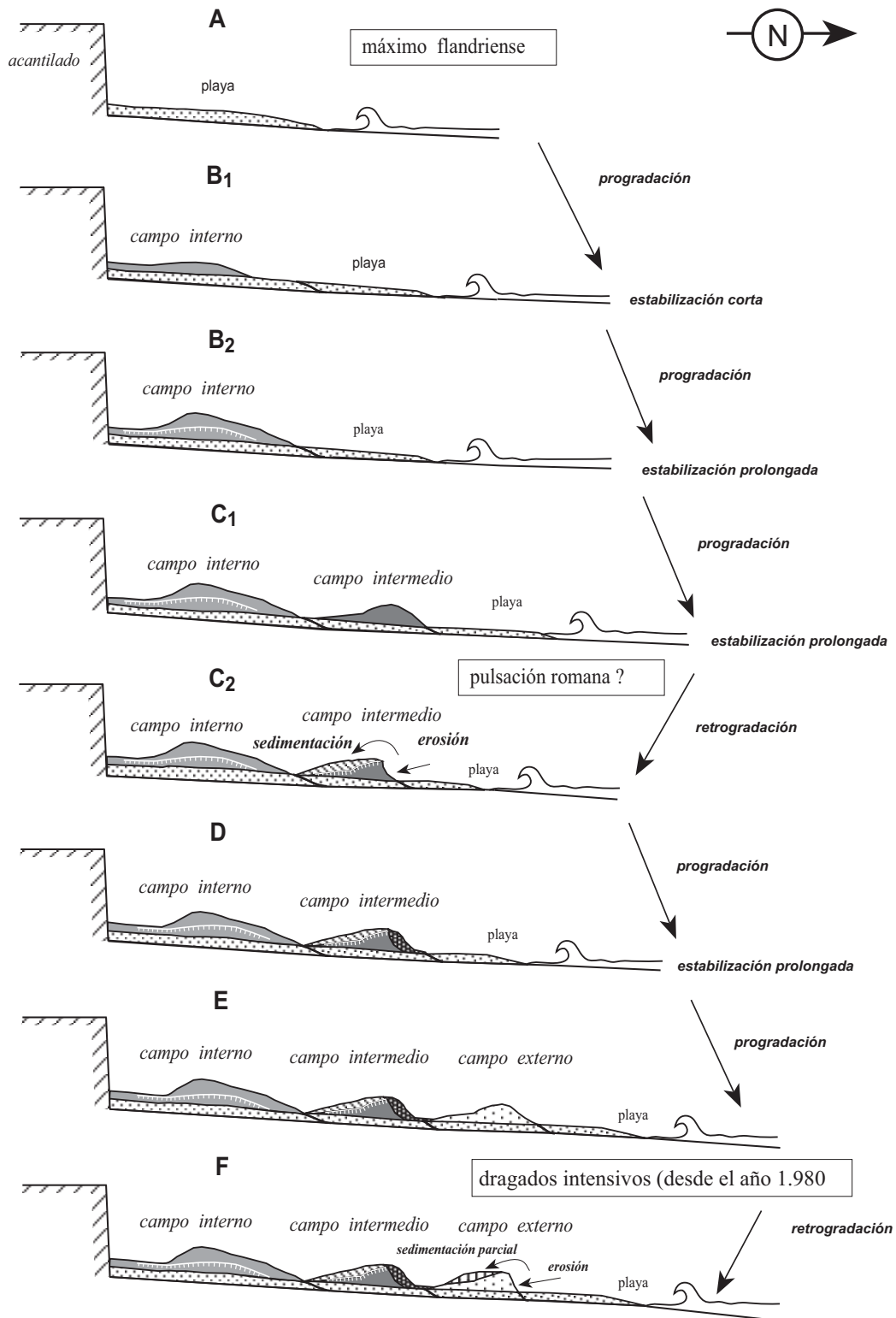


Figura 17. Evolución del complejo de la playa/dunas de Salinas-El Espartal según un corte transversal (sin escala). Se identifican tres campos principales, asimilables a grandes cordones dunares, formados a su vez por cordones menores, generados por un proceso generalizado de progradación a partir de la transgresión flandriense. En la primera etapa, el nivel del mar ocupó la franja más interna, sobre los farallones verticales (A). En las etapas B y C, se produjeron interrupciones sedimentarias, conservándose paleosuelos extensos (línea rayada blanca); en la etapa D, todo apunta a una fase ligeramente transgresiva (pulsación romana?), seguida de una nueva progradación que daría lugar al *campo externo*. En la actualidad, el sistema de playa/dunas ha entrado en una recesión alarmante debido a los dragados en el estuario de Avilés al cual pertenece este sistema como barrera confinante (Flor, 1995).



## EL ÁREA DEL CABO DE PEÑAS

La margen derecha u oriental del estuario de Avilés marca el límite occidental de Peñas, cuyo elemento geográfico, el cabo de Peñas,

incluyendo la playa de San Lorenzo en la ciudad de Gijón. No obstante, desde Verdicio hacia el E, se incorporan abundantes porcentajes de bioclastos carbonatados, debido a la dinámica costera en relación con la

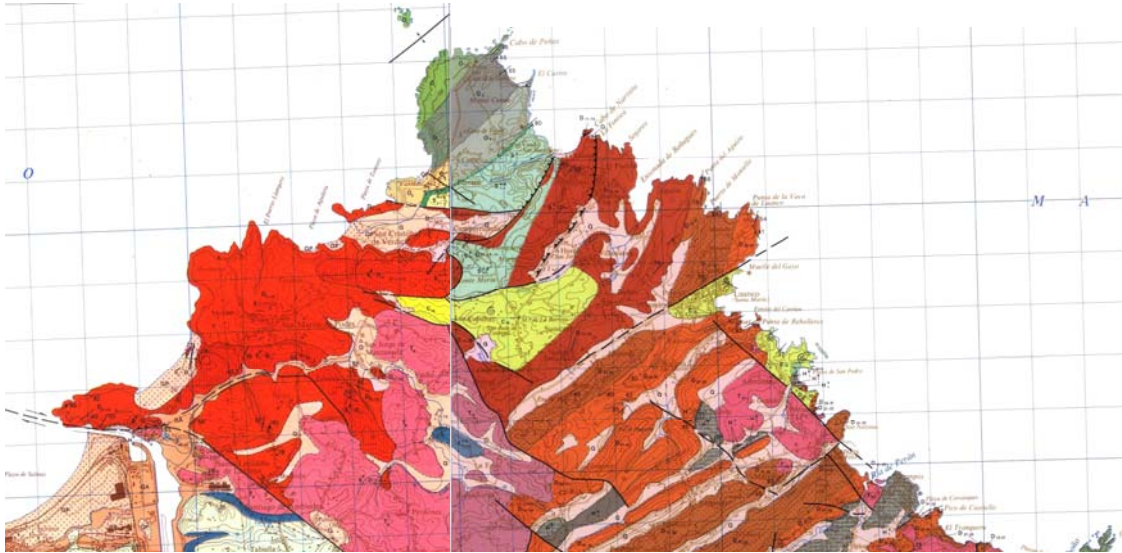


Figura 18. Cartografía geológica desde el conjunto de la playa/dunas de Salinas-El Espartal y el estuario de Avilés hasta la punta del cabo de Torres, en lo que constituye el área de Peñas (Julivert *et al.*, 1972 del área occidental y Beroiz *et al.*, 1972 del área oriental).

constituye el extremo más septentrional de Asturias y el segundo del mar Cantábrico, después de la Estaca de Bares (La Coruña).

Obviamente, se inscribe dentro de la Zona Cantábrica con litologías mixtas siliciclásticas y carbonatadas, alineadas generalmente en dirección SO-NE, lo que se traduce en un perfil recortado en el extremo occidental y muy recortada en el oriental. En determinados sectores afloran materiales permotriásicos y mesozoicos, igualmente con litologías mixtas y menos plegados que lo hacen mayoritariamente como bloques fallados (Figuras 18 y 19).

La costa es también rocosa abrupta (acantilada) y en ella se identifica un mayor número de superficies subplanas de erosión (“rasas”), algunas con recubrimientos discontinuos de cierto interés.

Las aportaciones sólidas siliciclásticas del Nalón+Narcea llegan hasta el conjunto de la playa/dunas de Xagó, pero podría prolongarse muy probablemente por el conjunto de Verdicio y todo el costado oriental de Peñas,

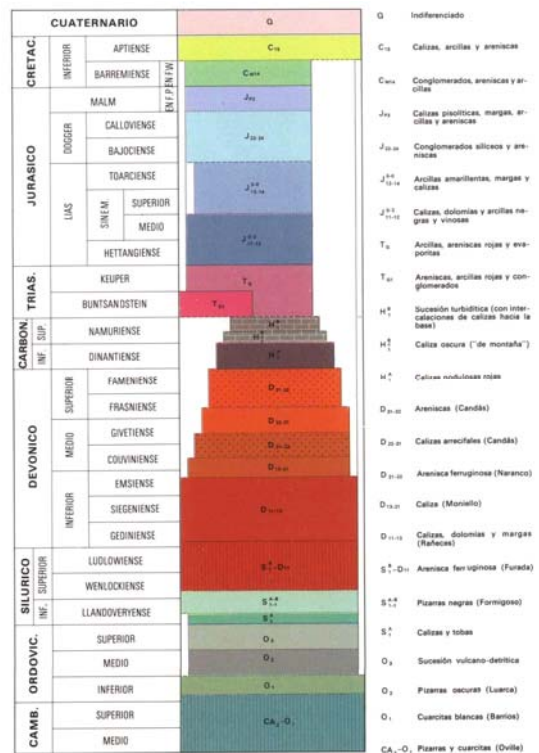


Figura 19. Leyenda litológica, incluidas las Formaciones paleozoicas y mesozoicas, y edades correspondientes.

morfología que impone este cabo de Peñas (Flor, 1978 y 1979).

La distribución de las isohalinas superficiales (Figura 20A) permite deducir que los movimientos de las masas de agua, a uno y otro lado de la punta del cabo de Peñas, tienen una trayectoria persistente hacia el E. En el borde occidental más próximo a la costa, las cifras son algo más bajas (32,5‰), producidas por la dilución de las aguas continentales (procedentes del Nalón+Narcea y del estuario

de Avilés), que se mezclan con las salinas, moviéndose según una componente hacia el NE por adaptación al perfil costero. En posición septentrional, las aguas son algo más saladas y se transportan con una dirección hacia el E. Al llegar a la misma punta, se produce una conjunción de los flujos de aguas con salinidad baja, mientras que, una vez rebasada, se genera un amplio afloramiento de agua con máximas salinidades (34,0-35,0‰).

En el extremo SE, en la vertical de la ciudad

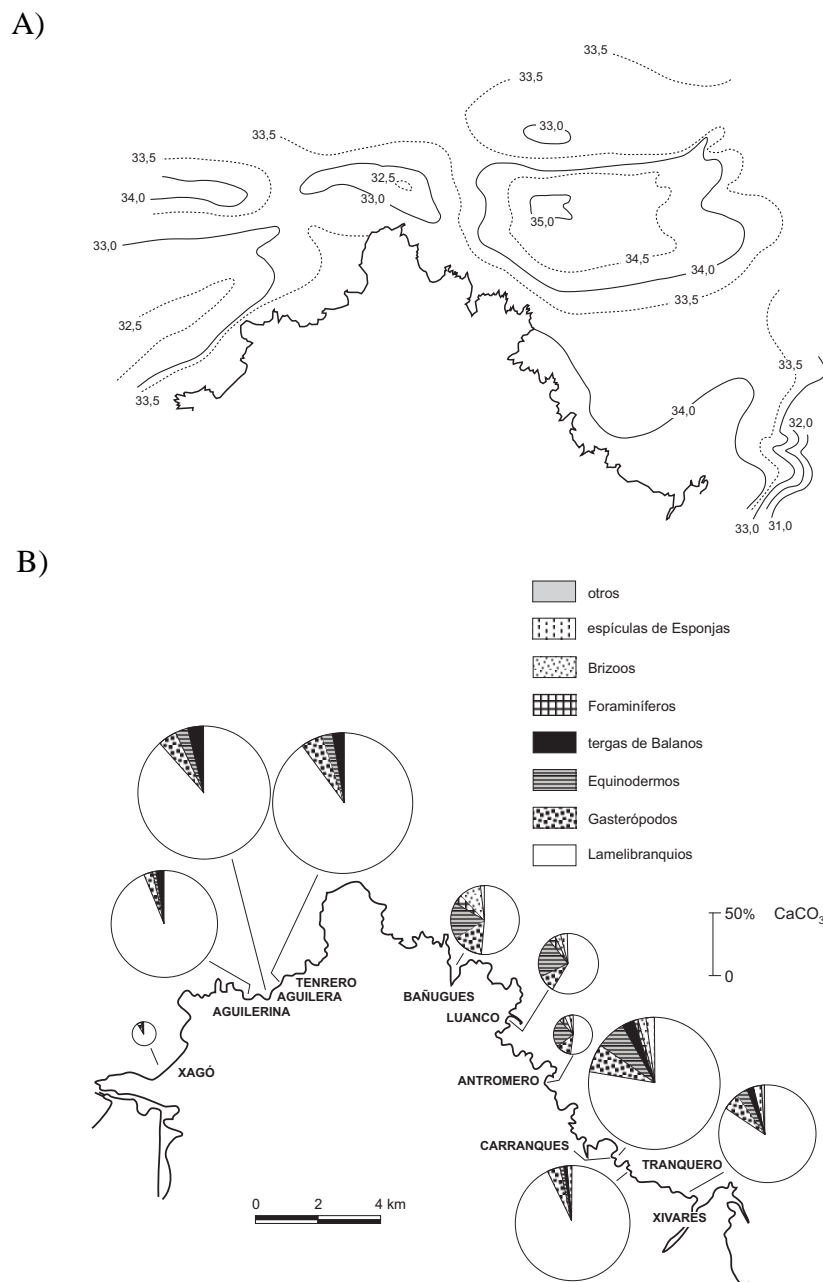


Figura 20. A) Distribución de las isohalinas (‰) superficiales para condiciones de oleaje del NO. B) Porcentajes carbonatados bioclásticos y grupos bentónicos macro y micro en las playas emergidas (inter y supramareal) de las playas arenosas principales en el área costera de cabo Peñas dentro del área central de Asturias (Flor, 1979).

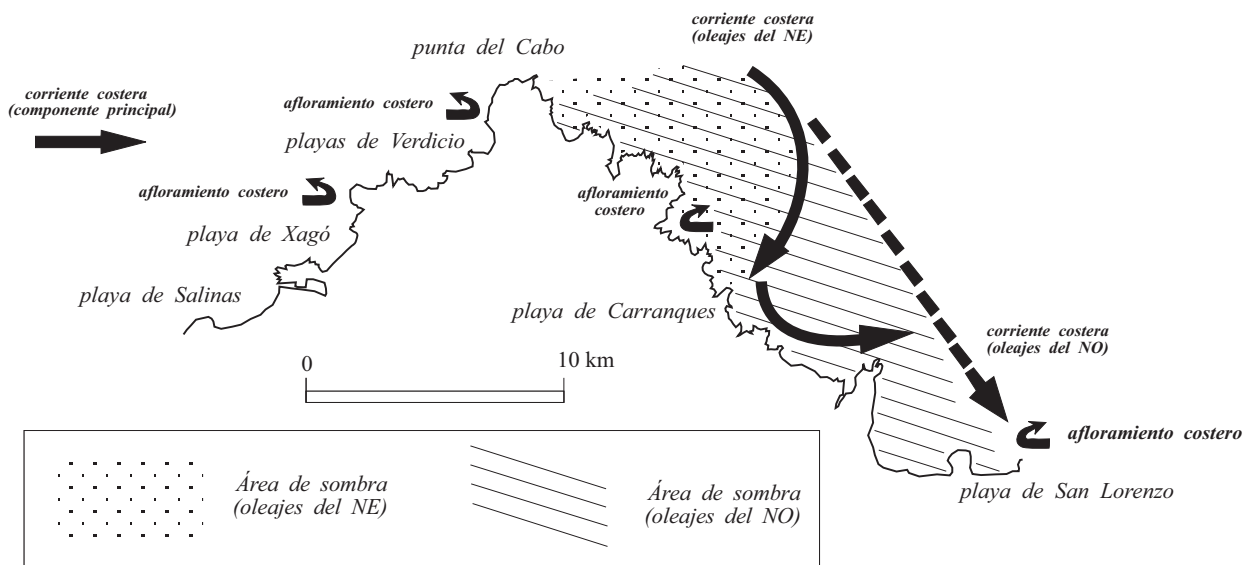


Figura 21. Circulación costera en la región del cabo de Peñas, que supone un obstáculo natural a la circulación general desde el O hacia el E. Para condiciones de oleaje del NO, la corriente costera choca contra el borde occidental y promueve la formación de corrientes de ascenso (afloramiento). En el costado oriental, se extiende una zona de sombra energética que abarca la totalidad del segmento representado entre la punta del cabo y la ciudad de Gijón, reduciéndose a la mitad nororiental para condiciones de oleaje del NE. En el primer caso, la corriente costera se acerca a tierra en Gijón y, a la playa de Carranques, en el segundo (modificado de Flor, 1978).

de Gijón, las salinidades disminuyen considerablemente (31,0‰), debido a los vertidos urbanos e industriales vehiculados en agua dulce.

Por lo que respecta a los bioclastos en las zonas supra e intermareales de playas arenosas en esta tramos costero (Figura 20B), la de Xagó conserva la composición siliciclásticas propias de las aportaciones del sistema fluvial Nalón+Narcea. En la mitad oriental de este costado, donde se han formado las playas de Verdicio, se detecta un máximo debido a los fenómenos de afloramiento ante el choque de la corriente costera contra el costado occidental del cabo de Peñas que se interpone al flujo de agua.

La corriente costera choca contra el costado occidental de la punta del cabo de Peñas, promoviendo la formación de un afloramiento (“upwelling”) local, con gran suministro de nutrientes, lo cual motiva un desarrollo biótico intensivo en las comunidades bentónicas que colonizan las franjas mareales del acantilado; los fragmentos calcáreos de los organismos acaban incorporándose al sedimento siliciclástico hasta su total homogeneización. Es en las playas de Verdicio donde se concentran los porcentajes más altos de carbonatos bioclásticos, mayor en las zonas supra e

intermareal, que disminuyen hacia la zona submareal; también es máximo en la playa más oriental (Tenrero) debido a la mayor exposición del oleaje (mayor energía supone un mayor tamaño medio de grano y, consecuentemente, del contenido carbonatado biogénico), disminuyendo paulatinamente hacia el O (menor en la de Carniciega o Aguilera y mínimo en la de Aguilera).

No debe descartarse una cierta participación de los nutrientes procedentes del estuario de Avilés, antes de su destrucción, en dicho incremento de bioclastos sobre las playas de Verdicio, como ocurre con el de Villaviciosa en relación con el incremento de los carbonatados biogénicos aportados a las playas orientales.

La sedimentación arenosa en el costado oriental del cabo de Peñas es escasa, particularmente en la mitad septentrional, debido al efecto de sombra de este gran promontorio. En lo que concierne al tamaño medio de grano, que es más fino y contiene una menor proporción de carbonatos bioclásticos (Figura 20B). Las playas arenosas son escasas, tienen dimensiones reducidas y están rellenas por volúmenes pequeños de sedimentos, lo que se traduce en la presencia de numerosos habitual de fondos rocosos y bajos e islotes en todo el entorno de cada ensenada playera.

Contrariamente, las de cantos, gravas y gravillas, aunque también de pocas amplitudes, son numerosas en todo este sector.

El tramo meridional, desde las playas de Candás y Carranques hacia el S, contiene una mayor tasa de sedimentación, tanto para constituir playas como en lo que constituye el prisma sumergido. Este límite septentrional de este subsector, donde se ubican estas últimas playas mencionadas, está afectado por un afloramiento local para condiciones de oleaje de NE, consecuencia de la aproximación a tierra de la corriente costera, una vez rebasada la punta del cabo (Figura 21). Para oleajes del NO, que

son los reinantes, la zona de sombra se incrementa y abarca todo el costado oriental de Peñas, de modo que la corriente costera choca contra el sector en el que se encuentra la ciudad de Gijón, generando otro afloramiento local.

## CONTENIDOS

### 4. Campo dunar de Xagó (Paradas 6 y 7)

Los sedimentos arenosos que consiguieron rebasar el conjunto estuarino de Avilés, una vez saturado y colmatado, en su transporte de deriva costera hacia el E, se han estabilizado en la ensenada extensa de Xagó, donde se ha cons-

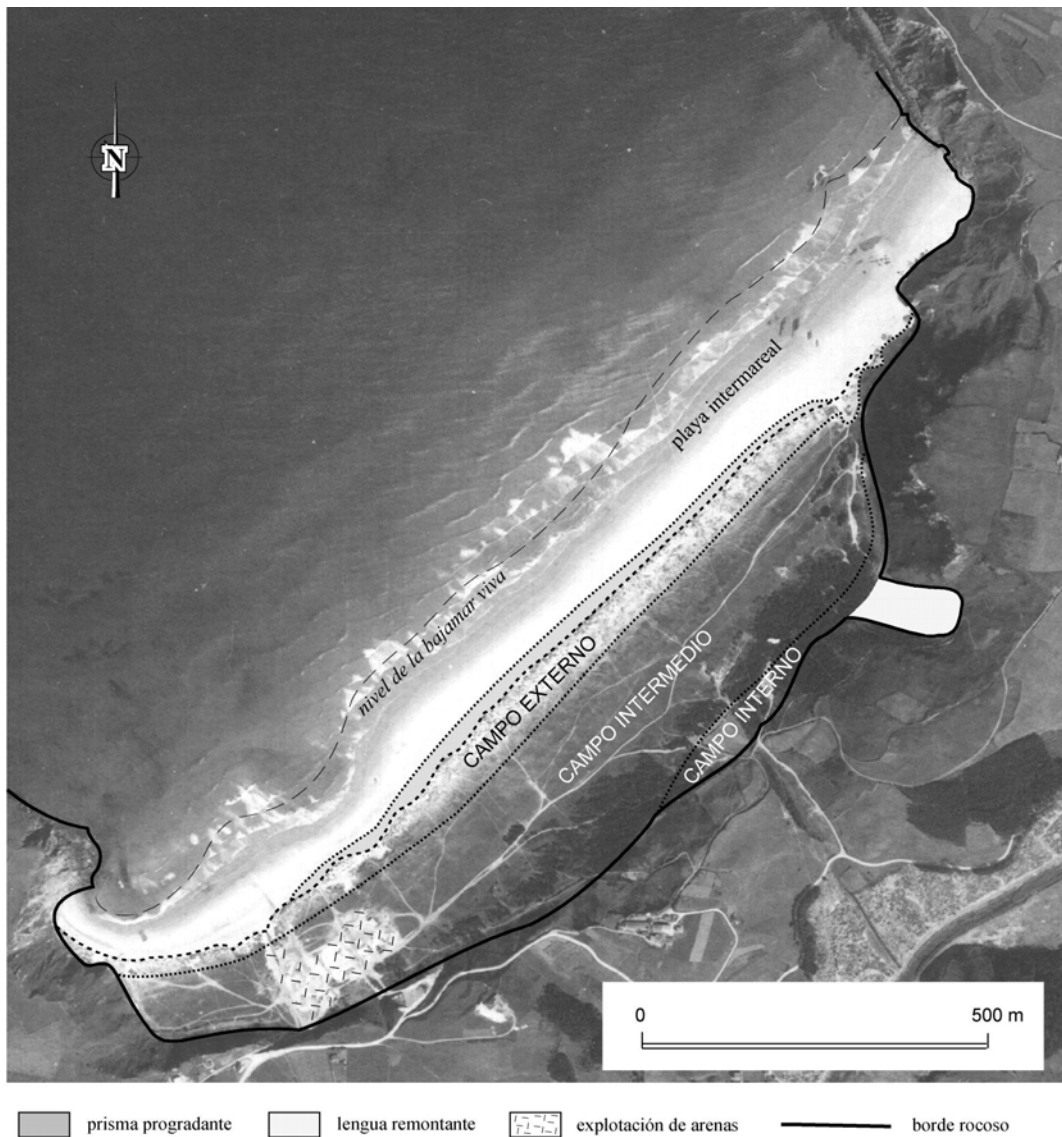


Figura 22. Esquema sobreimpresionado en fotografía aérea vertical de los 3 campos dunares (interno, intermedio y externo) de la playa de Xagó, generados a partir de la transgresión flandriense en un proceso de progradación (Flor, 2004). La distribución, número de campos y etapas de evolución muestran numerosas analogías al de Salinas-El Espartal.





Foto 7. Duna de geometría lobular perteneciente al conjunto de dunas remontantes en el extremo oriental del campo interno.

truido un amplio complejo dunar asociado a la propia playa.

Y es que buena parte del sedimento en circulación debió de conducirse por la cabecera del cañón de Avilés, especialmente en los estados de nivel bajo del mar por cuanto las batimetrías donde se ubica el borde superior están a profundidades de unos 40 m.

Se distinguen tres campos dunares (Figura 22) en relación con su posición y edad de formación (Flor, 2004), todos ellos dibujando una planta subrectangular con el lado mayor paralelo a la línea del agua:

- 1) *campo interno*, representado por dunas remontantes de tipo tabular, a modo de un depósito de pie de monte, que se instalaron sobre al antiguo acantilado, regularizando la pendiente original, así como una forma también tabular culminando con una geometría lobular (Foto 7), ascendente por una vallonada.

El nivel del agua debió conectar con el acantilado en la mitad occidental, que sirve de límite interno a esta amplia ensenada, ya que en este lugar apenas si se estabilizaron dunas en la primera etapa de formación.

- 2) *campo intermedio*, en el que se ha originado un gran cordón dunar

abombado en las áreas occidental y central (aquí de mayor magnitud), y una serie de cordones dunares, mejor representados en el tercio oriental; dentro de esta área, en el cordón dunar más interno, que es más elevado, se acompaña de sendas dunas lingüiformes ligadas al área de la cresta; del amplio costado de barlovento fijado, se conservan numerosas dunas lingüiformes poco desarrolladas (Foto 8).

- 3) *campo externo*. Está constituido por un único cordón dunar muy irregular (Foto 8), en el que se incluyen otras geometrías menores o básicas, como mogotes vegetados y pasillos de deflación, y del que se proyectan a sotavento toda una serie de dunas lingüiformes (Foto 9; Flor, 1986) prácticamente fijadas. El conjunto del cordón dunar es parcialmente funcional y al que se le adosó una franja arenosa eólica exterior, estrecha y continua, ligeramente inclinada hacia el mar, constituida por un prisma arenoso dunar tabular (Foto 10), también progradante, que se fue sedimentando paulatinamente como consecuencia de los productos basculados de los fondos dragados en el estuario de Avilés en la década de los años 80 del siglo pasado



Foto 8. Panorámica del complejo duanar de Xagó a finales de los años 70, en el que se contempla el Campo intermedio, totalmente vegetado e inactivo, de mayor extensión en cuyo costado de barlovento se conservan numerosas dunas lingüiformes de crestas perpendiculares a la línea del agua. En la franja septentrional, se extiende el cordón dunar irregular, propio del *Campo externo*, entonces activo mostrando un contacto erosivo con la playa y, consecuentemente, con un perfil asimétrico, más suave hacia sotavento.



Foto 9. Detalle de una duna lingüiforme, situada sobre el costado de sotavento del cordón que orla la playa en la mitad occidental, cuyas escalas son decamétrica en longitud y métrica en altura, disponiéndose oblicuamente a la cresta principal del cordón dunar.

sobre el prisma sumergido de la playa, en los últimos años del presente siglo atisbándose una cierta recesión; aquellos sedimentos arenosos y fangosos (éstos eliminados por el oleaje), se acompañaron de clastos de tamaños variados, desde gravilla a cantos, lo que

incrementó también la proporción de estas fracciones.

En el extremo occidental de la playa, el cordón dunar tiene un menor volumen arenoso y, consecuentemente, geometrías de menor magnitud. Esto es debido al





Foto 10. Prisma tabular adosado al frente de barlovento, ahora inactivo y con una pendiente suavizada, del cordón dunar, ambos dentro del *Campo externo*, generado a partir de la década de los años 80.



Foto 11. Área occidental del campo dunar de Xagó, en el que afloran los campos intermedio y externo. En el primero, muy degradado, especialmente por sacas de arena, se procedió a recuperar los recintos de extracciones de arena y a dotar de servicios. Se detectan las depresiones residuales de las sacas de arena en primer término y al fondo, esta última de mayor magnitud (*Parada 6*).

efecto de sombra que impone la punta en la que se apoya la playa ante la incidencia de los vientos dominantes (NO), generadores fundamentales del campo dunar, dada la orientación general de esta playa NE-SO, es decir, perpendicular a dichos componente de viento. Superado este sector, tanto el campo intermedio como el externo

quedaron sometidos a una mayor tasa de sedimentación.

El conjunto dunar de Xagó estuvo sometido a mitad de siglo XX a sacas autorizadas, dedicado a arenero en la parte occidental, que fueron utilizadas como árido silíceo, se construyeron viales de tierra, excavaciones para ubicar merenderos e, incluso, recintos de

basuras. La Demarcación de Costas en Asturias, una vez solventado el Deslinde definitivo, atenuó el deterioro promoviendo un proyecto de regeneración, con la dotación de nuevos servicios (Foto 11).

Las peores agresiones consistieron en las extracciones arenosas en el campo intermedio por cuanto desvirtuaron la geomorfología original. Una serie de zanjas y depresiones más irregulares se practicó en la esquina occidental y una de mayor envergadura hacia el tercio oriental. La recuperación de esta última consistió en la profundización del fondo para hacer aflorar el nivel freático y así pudiera ser lugar de estancia de anátidas. También se procedió a la colocación de una pasarela apoyada de madera por todo el perímetro de la laguna artificial y de un pequeño puente de comunicación entre ambas orillas. Localmente, se recolonizaron espacios con barrón.

En el centro y tercio oriental, se conserva todavía en su estado inicial el complejo dunar con la totalidad de los 3 campos dunares definidos, dentro del cual, en la mitad oriental, se formó el *Campo interno* (Figura 20), lo que representa un espacio natural susceptible de ser

estudiado desde las perspectivas geológica y botánica.

En esta última zona, también se colocaron pasarelas peatonales de madera en sentido longitudinal, aprovechando las crestas de alguno de los cordones y de acceso a la playa, transversalmente, para evitar el pisoteo y minimizar la pérdida de arena y propiciar la pervivencia de las especies vegetales.

### 5. *Campo dunar de las playas de Verdicio (Aguilera o Carniciega y Tenrero) (Parada 8)*

Estas tres playas emergidas, pero que comparten el prisma submareal sumergido, se han desarrollado sobre ensenadas limitadas por sendos promontorios de las cuales, la central y oriental contienen campos dunares (Figura 23 y Foto 12).

Están rellenas por sedimentos arenosos de fracciones variadas entre gruesas y medias en las áreas inter y supramareal y finas en las submareales. Esta granulometría, comparativamente más grosera que el resto de las detectadas en las playas del tramo costero comprendido entre la desembocadura del Nalón y la playa de

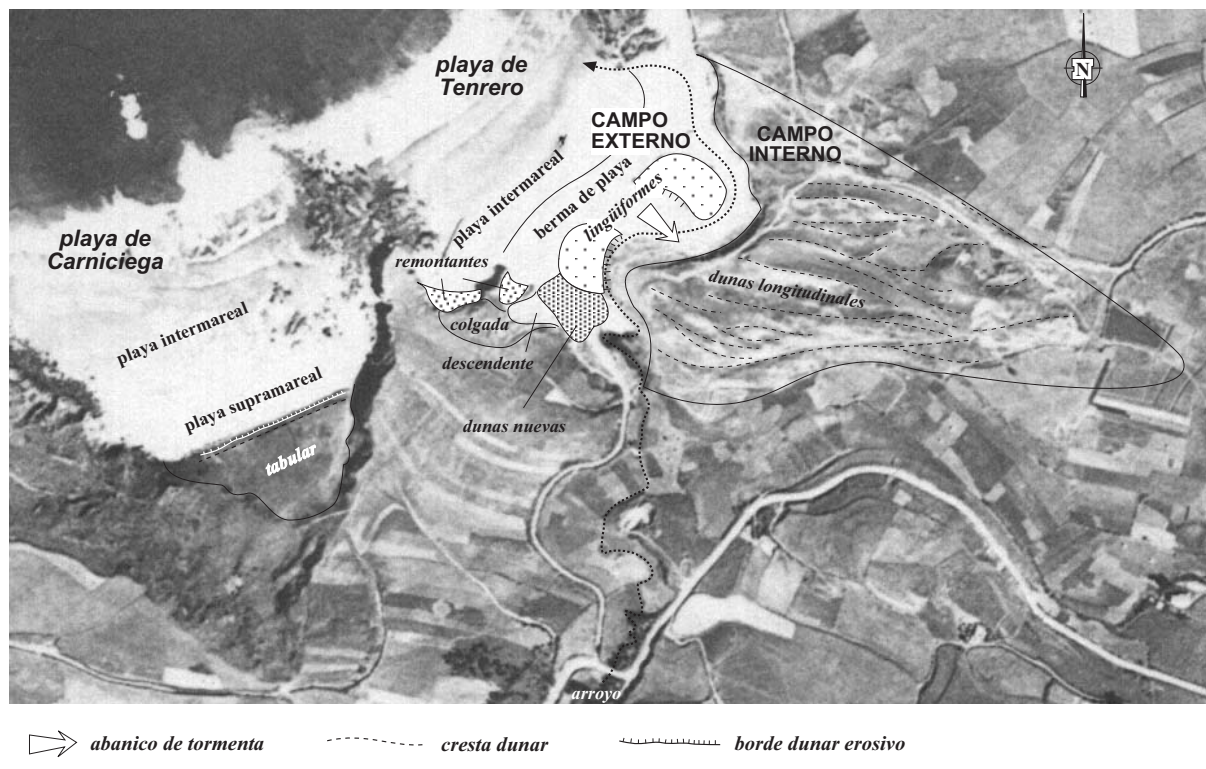


Figura 23. Cartografía de los campos dunares de las playas de Carniciega o Aguilera y Tenrero, realizada sobre la fotografía aérea vertical de 1956 del vuelo USA, momento en que aún no se había construido la urbanización residencial sobre esta última (modificado de Flor, 2004).



San Lorenzo en Gijón (Flor y Martínez Arpírez, 1980), se debe a la voluminosa aportación de fragmentos biogénicos cuyo hábitat se encuentra en los subambientes mareales del frente acantilado que afecta al intervalo rocoso en que se abren estas playas (Flor *et al.*, 1982).

En consecuencia, cuanto mayor es el contenido carbonatado tanto más grosera es la media de tamaños particular de estas playas, perfectamente aplicable a las áreas igualmente bien representadas en estas playas, como son la inter y supramareal. Esta correlación se extiende también a la energía potencial de cada una de las playas, por cuanto a mayor promedio de tamaños tanto mayor será el nivel energético a que se encuentra sometida.

En este conjunto de Verdicio, la playa más occidental (Aguilera) contiene las medias más bajas (menos energética), pasando paulatinamente a la de Carniciega o Aguilera a un tamaño superior y, finalmente, al máximo en la Tenrero, que es la más expuesta a vientos y oleajes (Flor, 1979).

El campo dunar de Carniciega es inactivo desde, al menos, el primer tercio del siglo XX como lo atestiguan algunas fotografías, entre

ellas las verticales de 1945 y 1946 del primer vuelo americano. Se mantuvo relativamente estabilizado a lo largo de las décadas de los años 70 y 80 (Foto 12) para experimentar una recesión más acusada en esta primera década del siglo XXI (Lámina 6.A a D). Se trata de un manto tabular que conservaba una cresta de altura métrica en las proximidades de su frente con la playa, el cual está constituido por un talud subvertical, propio de procesos de erosión, en este caso naturales. Este último ciclo del otoño de 2008, invierno y primavera de 2009, ha estado caracterizado por numerosas tormentas de ola que han supuesto una recesión mayor de lo habitual, de hasta 5 m en horizontal (Lámina 6.D), hecho que ha afectado a gran número de playas del litoral cantabro.

Por el contrario, el conjunto dunar de Tenrero contiene dos campos (Figura 23), el *interno* inactivo y el *externo* en fase de crecimiento, aunque de forma muy limitada. Se produce un balance en equilibrio dinámico por el cual, parte del volumen arenoso desmantelado del frente dunar de la vecina playa de Carniciega, suministra aportes para el campo externo, hasta el punto que desde aproximadamente el año 2000, el cierre de los accesos a la



Foto 12. Playas central (Carniciega o Aguilera) con su sistema dunar en recesión, en primer término, y oriental de Tenrero (al fondo), pertenecientes al conjunto de Verdicio en una instantánea fotográfica tomada en 1975.

playa de Tenrero por su costado SO ha supuesto la acumulación de arenas eólicas, como dunas nuevas (Figura 21).

El *Campo interno* estaba constituido por lo que fueron dunas longitudinales, que hacia el interior se resolvían en un manto remontante subhorizontal; esta misma tipología dunar también fue definida en Puerto de Bares en Galicia (Flor, 1992); fueron arrasadas superficialmente para la ubicación de una urbanización residencial desde finales de los sesenta del siglo pasado (Foto 13). Se caracterizaban por formas alargadas NO-SE con sucesivas crestas, relativamente agudas, y surcos alargados en la dirección de los vientos dominantes del NO (Figura 23), como se puede visualizar estereoscópicamente en las fotos aéreas previas y en algunas históricas (Lámina 7.A y B). Dado el elevado contenido de carbonatos biogénicos en la composición mineralógica de sus arenas, las aguas de lluvia infiltradas las han cementado parcialmente

(Foto 14), como las de Górliz e Inurritza en el País Vasco, tratándose de casos excepcionales en esta costa templado-húmeda, a diferencia de los muy numerosos afloramientos de eolianitas en el Mediterráneo español.

Este *Campo interno*, por correlación con las eolianitas de Górliz, datadas por Cearreta *et al.* (1990) en 5.700-6.000 B.P., se formarían en algún momento inmediatamente posterior a la culminación de la transgresión Flandriense, comenzado el proceso regresivo. De hecho, se han encontrado alguna piezas líticas del Paleolítico Superior, en tradición Asturiense, coincidente con esa transgresión (Luis González, com. pers.) durante las labores de construcción de alguno de los chalets de la “Urbanización Verdicio”.

Las dunas activas pertenecen al *Campo externo*, conteniendo tipologías más variadas entre las que se distinguen dos grandes mogotes de dunas lingüiformes (Foto 15) de las cuales la

A)



B)



C)



D)



Lámina 6. Diferentes instantáneas de la playa de Carniciega o Aguilera en diferentes años de registro para comprobar la evolución del proceso de erosión del frente dunar (recesión). A: 2000, B: 2004, C: 2006 y D: 2009. Compárese con la imagen de la Foto 12.



suroccidental se desarrolla incompletamente por la existencia de un regato que se activa sólo durante lluvias intensas, que muestra un frente netamente erosivo (Figura 23), mientras que la nororiental experimenta un crecimiento más o menos normal, aunque mediatizado por el meandro al que está obligado a estabilizar el mismo regato. Entre ambas dunas, se instala un pasillo, continuación natural de la berma (zona supramareal de la playa), por el cual se canalizan los flujos de agua durante eventos de tormenta de ola; en esos casos, se generan mantos arenosos que intruyen el canal fluvial en lo que constituye un abanico de tormenta

(“washover fan”) un tanto peculiar al adaptarse a la geometría del cauce con una tendencia a construir un lóbulo confinado.

En el extremo suroccidental, aprovechando los acantilados rocosos que delimitan esta área playera, formando ensenadas muy reducidas, se generaron dos acumulaciones dunares de tipo remontante, reglando la pendiente original. La más oriental está desprovisto de vegetación al ser activada por vientos del NE, intensos y secos (Foto 16). La occidental se removiliza por vientos del NO, más húmedos y persistentes, propiciando una colonización vegetal densa; su ubicación, más próxima a la línea del agua,



Foto 13. Construcción residencial (“Urbanización Verdicio”), que ha ocupado el conjunto interno, constituido por dunas longitudinales. El camino circundante marca, muy aproximadamente, los límites de este campo dunar.



Foto 14. Detalle de un afloramiento de dunas parcialmente cementadas de las dunas longitudinales en el costado más próximo a la playa, al pie del arroyo que divide los campos dunares interno y externo.



Foto 15. Límite de la playa superior con el Campo dunar externo en el que se desarrollan sendas dunas lingüiformes laxas, separando el arroyo de las internas donde se construyó la urbanización residencial (“Verdicio”), a la derecha de la instantánea.

determina que experimente fases de erosión y sedimentación relacionadas con los ciclos estacionales de la playa (Lámina 8.A y B).

Esta última duna se continuaba sin interrupción alguna sobre la meseta culminante de este acantilado constituyendo un manto tabular de dunas de espesor decimétrico, representando una duna colgada de extensión inferior a los 1.000 m<sup>2</sup>. A sotavento, adonde llegaba el flujo arenoso, esta misma duna se continuaba como una duna descendente adosada a la ladera. Ambas son inactivas ya que no reciben aporte arenoso alguno, pero son erosionadas lentamente por pisoteo.

En este conjunto dunar de Tenrero, se separan dos fases evolutivas simples de formación. El campo interno, que estaba constituido por dunas originalmente longitudinales se generó justo después de la transgresión Flandriense, para adquirir posteriormente la consiguiente cementación parcial y, finalmente, arrasadas por la urbanización residencial; el campo externo, más moderno, relacionado con el nivel marino actual, casi activo en su totalidad, distinguiéndose tipologías variadas: dos dunas lingüiformes de gran tamaño, dos remontantes reducidas, y unos parches de dunas colgadas y descendentes, ligadas entre sí (Flor, 1981).



Foto 16. Duna remontante apoyada sobre el acantilado, desprovista de vegetación, que se ha generado por vientos de componente NE.



A)



B)

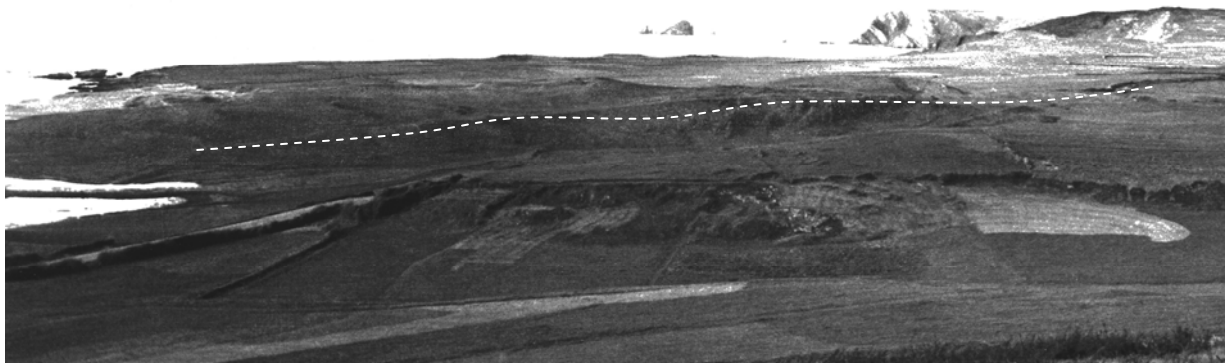


Lámina 7. Panorámicas de las dunas longitudinales del Campo interno de Tenrero en su estado previo a la urbanización, tomadas en los años 50 del siglo XX, durante un episodio de inundación del arroyo costero y su llanura aluvial que desemboca en el extremo oriental del campo dunar externo. A) Vista desde el costado occidental externo. B) Lateral occidental de la duna longitudinal limitante (la línea blanca discontinua representa el costado meridional de las dunas longitudinales).

A)



B)



Lámina 8. Detalles de la duna remontante vegetada, generada por vientos húmedos del NO, situada en el extremo suroccidental de la playa de Tenrero. A) Instantánea del año 2008 en la que se ha estabilizado totalmente, mostrando un perfil continuo que enlaza insensiblemente con la playa supramareal, incluso con fijación de vegetación pionera (*Elymus farctus*). B) Escalón erosivo registrado con desniveles métricos a lo largo del otoño de 2008 e invierno y primavera de 2009.

## 6. Costado occidental de la punta de Peñas (Parada 9)

Este enclave reducido, limitado por acantilados subverticales de casi 100 m de desnivel, contiene una serie de elementos morfológicos de un gran interés, entre los que caben destacarse como objeto de esta *Parada 9*.

En primer lugar, detallar la existencia de dos niveles de rasas, desarrollados y conservados perfectamente sobre las cuarcitas ordovícicas, que siguiendo los afloramientos que ofrece el borde acantilado, permite deducir se trata de un escalonamiento morfológico (Foto 16) en que no ha intervenido para nada el fallamiento, sino mas bien un proceso de elevación cortical con interrupciones prolongadas durante las que se labran las superficies, como se detalla en el primer capítulo de esta memoria.

El inferior tiene su borde interno en una altura de 95 m, correspondiendo a la rasa VII. Pasa al nivel inmediatamente superior sobre una ladera ligeramente reglada, representado por una superficie de erosión que, en esta área culmina, con los 100 m, pero que, al extrapolarse hacia el S, conecta con un reborde de 115 m (rasa VIII) a

9,5 km en horizontal en el área OSO respecto de la villa de Candás. La primera no ha sido citada anteriormente, aunque es asignada en Cantabria por Moñino (1986) a la comprendida entre 80 y 100 m (rasa II).

Hacia el O de la desembocadura del estuario del Nalón, se identifican ambos niveles, correlacionable con éstos pero la altura del pie se hace paulatinamente menor hacia los cabos de Vidío y Bustio y más al O hacia Galicia (Figura 24).

En cabo de Peñas, la altura de la línea de costa antigua para la rasa III es de 185 m, que conserva en la falda N del monte Areo (situada a unos 15,75 km al SE) una muesca correspondiente al límite con el antiguo acantilado. Por su parte, en cabo Busto, la rasa IV tiene su límite en 125 m y la VI en 85 m.

Las rasas de los cabos Vidio y Busto equivalen en el cabo de Peñas a la de 115 m y 185 m, de modo que se pueden correlacionar lateralmente, tendiendo en cuenta la distancia entre los tres puntos litorales (Figura 9). Esta diferencia altimétrica es explicada por diferentes autores debido a un basculamiento del conjunto

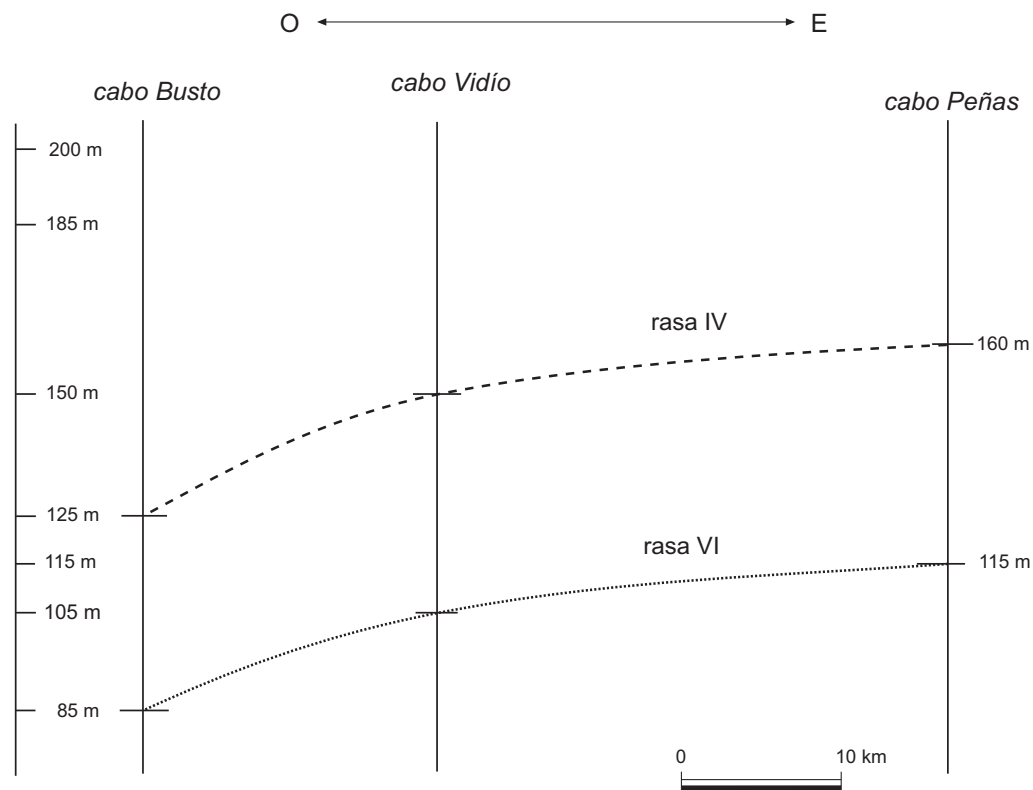


Figura 24. Niveles de rasa IV y VI existentes en Peñas que al extrapolarse hacia el O se deduce la flexión con ascensos corticales cada vez disminuyendo en ese mismo sentido (modificado de Flor, 2003).



Foto 16. Al fondo, el costado occidental de la punta del cabo de Peñas, visto desde la playa de Tenrero. Se detallan los dos niveles de rasa escalonados (líneas continuas blancas), el inferior (*rasa VII*) con su borde acantilado sobre la ladera meridional muy suave (derecha de la instantánea) y el superior (*rasa VI*), situado mucho más al S, a unos 10 km, en los alrededores de la villa marinera de Candás.

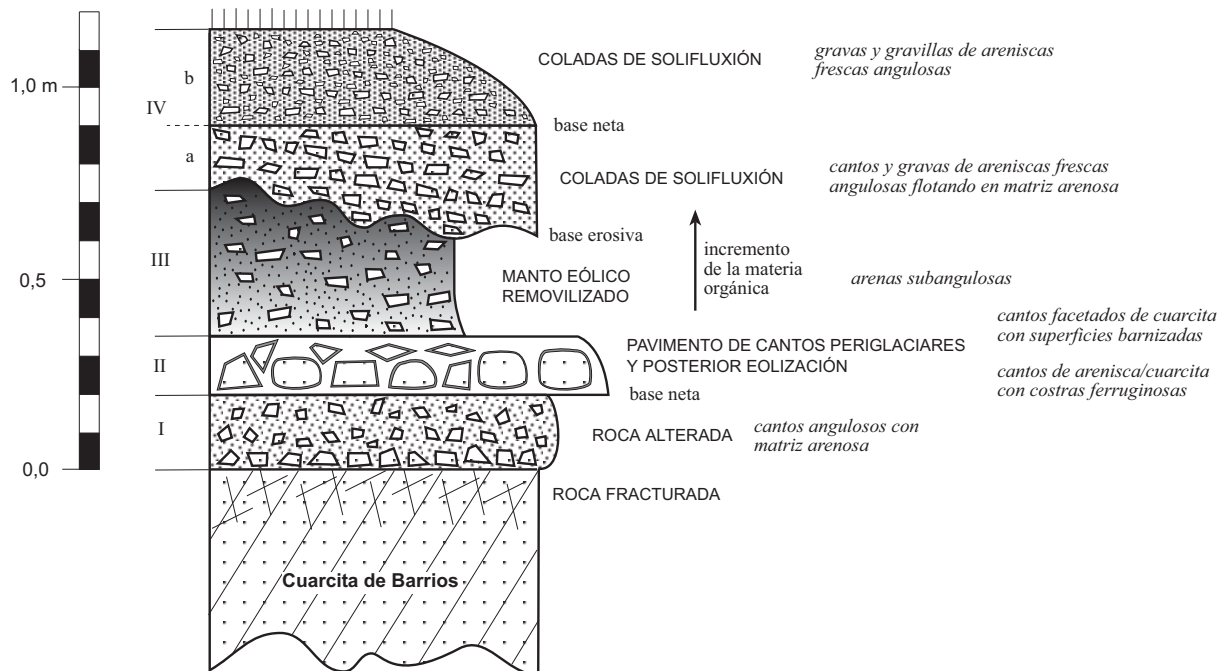


Figura 25. Columna estratigráfica representativa de los depósitos superficiales suprayacentes a la rasa IV del costado occidental de la punta del cabo de Peñas.



Un conjunto inferior corresponde a rellenos en cárcava de depósitos aluviales constituidos por bloques, cantos, gravas, gravillas, predominantemente subangulosos y sólo algunos subredondeados, y, en mucho menor proporción, fracciones arenosas, todos de naturaleza siliciclástica, que se ordenan en secuencias positivas de espesor métrico, culminando su techo con la propia superficie de erosión (Foto 17). Corresponderían, probablemente, a la primera etapa de encajamiento de la red fluvial sobre esta superficie de erosión continental, labrada bajo condiciones de subaridez, una vez abandonado el modelo de arroyada en lámina, una vez producido el levantamiento cortical al que se sucedería una estabilización y adaptación al nuevo nivel de base. Aunque los afloramientos son discontinuos, parece que rellenan paleocárcavas lineales con una orientación oblicua respecto a la dirección O-E.

El conjunto superior está mejor representado en la esquina septentrional, donde se apoya, bien sobre los depósitos previos o, más generalizadamente, sobre la misma superficie de erosión inferior (Fotos 17 y 18). Este

afloramiento ha sido motivo de algunos trabajos anteriores por parte de Mary (1970, 1979 y 1983) y Rodríguez Asensio y Flor (1983).

En la base, se reparte un pavimento de cantos y gravas cuarcíticas subangulosas y heterométricas, originadas, inicialmente, por desmantelamiento de la superficie de cuarcitas ordovícicas que subyace, ante la acción del hielo, en lo que constituye un periglaciario (Lámina 9A). Posteriormente, han sido sometidos a procesos mixtos de periglaciario y eolización sucesivos, representando las consiguientes fases de hielo y deshielo, respectivamente. Los clastos constituidos por cuarcitas finamente recristalizadas conservan las superficies barnizadas y las aristas biseladas, similares a los *dreikanter* desérticos, mientras que los constitutivos de una fábrica más granuda han desarrollado una costra milimétrica de óxidos de hierro (Lámina 9B); en algunos individuos, está experimentando la pérdida de la misma ante la persistencia de las condiciones más húmedas propias del clima templado húmedo actual. Comoquiera que la práctica totalidad de la superficie de los clastos exhibe superficies



Foto 17. En primer término y a la derecha de la instantánea, cantos cuarcíticos subredondeados y subangulosos ordenados en una secuencia positiva, con la base erosiva bajo la modalidad de acarcavamiento, de origen aluvial. Al fondo, el afloramiento suprayacente en el que dominan los tonos grises cenicientos.

uniformizadas por aquella característica de eolización apuntada, según el tipo de fábrica, demuestra el hecho de que estuvieron sometidos a ciclos sucesivos de hielo/deshielo. Numerosos afloramientos rocosos del sustrato cuarcítico conservan, igualmente, esas mismas texturas superficiales de eolización.

Este pavimento queda recubierto por una mezcla heterogénea de arenas grises y negruzcas y cantos pequeños, gravas y gravillas cuarcíticas angulosas, de espesor métrico, interpretado como depósitos de solifluxión en los que se ha removilizado las arenas inductoras de la eolización y los fragmentos clásticos desmantelados de los relieves cuarcíticos septentrionales.

Así como el periglacialismo tiene una perspectiva de datación difícil de llevar a cabo, la eolización es coetánea con las culturas prehistóricas de tradición Achelense, ya que algunos bifaces de esa tecnología, encontrados en este área, muestran signos evidentes de eolización (Lámina 9D). Las coladas de

solifluxión podrían ser coetáneas con la última glaciación finipleistocena, este territorio sometido a condiciones de periglacialismo.

Todo apunta a que el pavimento de cantos debió de generarse en una etapa anterior al Holoceno, pero no demasiado alejada en el tiempo. Podría atribuirse a un máximo glacial en la cordillera Cantábrica, en cuyo supuesto se trataría de la penúltima Ris, o bien en alguna de las fases frías del Eemiense (subestadios 5b y 5b), como detallan Pérez Alberti *et al.* (2007) en la costa de Galicia.

En la cuenca alta del Nalón y depresión de Comella (Picos de Europa occidentales), Jiménez *et al.* (2003) separan 3 fases glaciares cuyo episodio máximo tendría una edad más antigua o sincrónica de  $28.990 \pm 230$  años BP. Ésta alcanzaría una mayor expansión y sus depósitos se situaron a las cotas más bajas. Se continuó con un retroceso cuya estabilización tuvo lugar antes de  $20.640 \pm 300$  años BP y otro de las mismas características antes de  $5.740 \pm 150$  años BP. La presencia de glaciares rocosos, generados con



Foto 18. Detalle del pavimento de cantos y gravas de superficies rojizas, junto con una mezcla heterogénea de gravillas y arenas con materia orgánica, apoyados sobre la superficie de erosión. A la derecha, se extienden otros conjuntos de arenas con gravillas dispersas para culminar con otro nivel de gravas y gravillas cuarcíticas blanquecinas muy angulosas.



A)



B)



C)



Lámina 9. Cantos y gravas cuarcíticas en el depósito superior de la rasa IV en la punta de Peñas. A) Rotura periglacial de un canto cuarcítico a favor de la estratificación. B) Cantos eolizados, el de la izquierda de fábrica granuda con pátina de óxidos de hierro y los de la derecha de textura microgranuda recristalizada con superficies facetadas y barnizadas. Y C) Pieza lítica de cuarcita de tradición Achelense con la superficie barnizada y aristas facetadas características.

una mayor probabilidad entre estas dos últimas etapas o en la última, ya que la datación apunta a una cifra anterior a la especificada.

Los depósitos de soliflucción suprayacentes al pavimento se enmarcarían en, al menos, dos etapas; la más antigua (nivel III en la Fig. 25) de

carácter húmedo (Peniglacial Medio-Superior?, entre 40.000 y 30.000 años BP del interestadial Hengelo-Denekamp, según Alberti *at al.*, 2007).

El nivel IVa (Figura 25) muestra su base netamente erosiva, pudiendo atribuirse a la segunda fase fría descrita en Galicia (Peniglacial

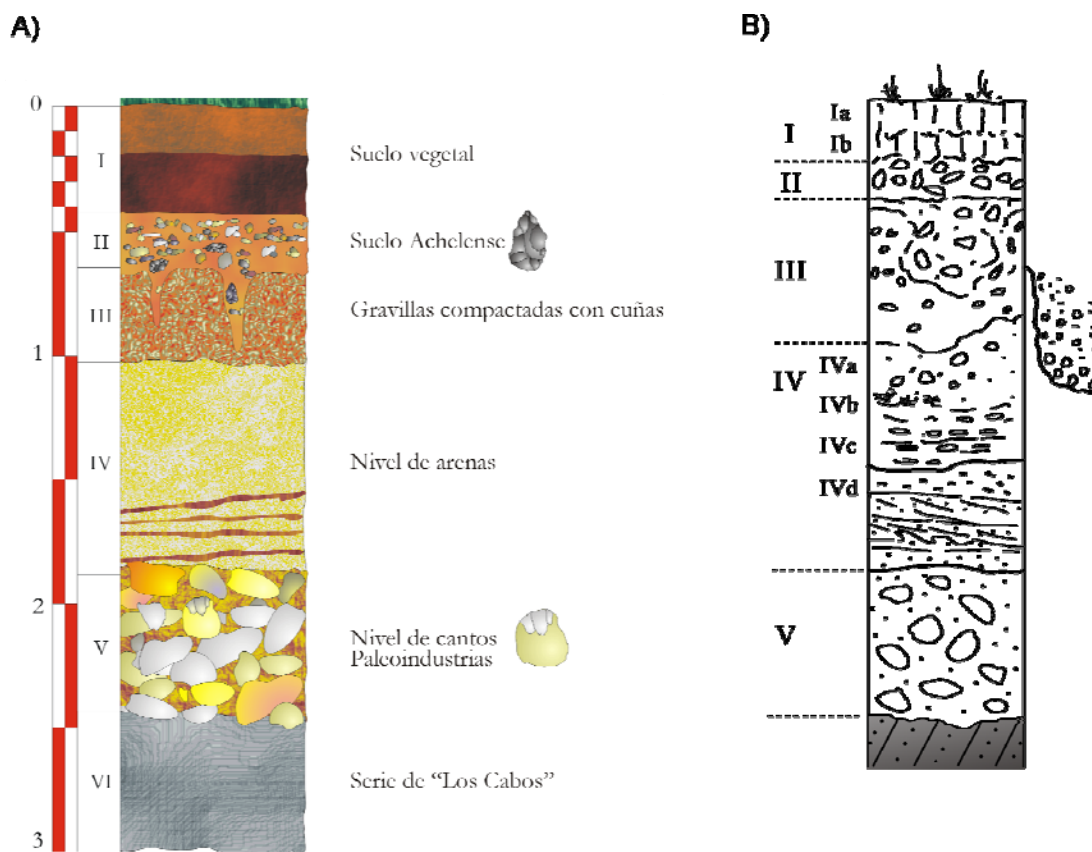


Figura 26. Columna estratigráfica representativa de los depósitos suprayacentes a la rasa de cabo de Busto, donde se realizaron las excavaciones. A) Reconstrucción del corte (Rodríguez Asensio, 2001), basada en las aportaciones de Hoyos detalladas en la misma publicación (B) y simplificadas en este caso (reproducido de Flor *et al.*, 2003).

Superior) con una menor humedad ambiental en lo que Martínez Cortizas *et al.* (1999) considera como una oscilación térmica de alto espectro, con inviernos muy fríos, condicionando suelos helados, y veranos cortos con deshielos de, al menos, la capa superficial.

Finalmente, el nivel superior IVb (Figura 25) se formaría en una tercera fase fría (Dryas Reciente: 11.000 años BP), bien definida por Costa Casais *et al.* (1994) como acumulaciones menores, generalmente constituidas por líneas de gravas angulosas en la capa más epidérmica del suelo actual.

Parte de estos procesos, representados por depósitos puramente periglaciares como de soliflucción de alta densidad, aportados por vallonadas costeras, son atribuibles al registro estratigráfico basal de numerosas terrazas, repartidas por toda la costa gallega y cantábrica. Dentro de estas últimas en Asturias (Lámina 11), son reseñables las de las playas de Portizuelo (E de la villa de Luarda), Llumeres y Bañugues (sector nororiental de cabo de Peñas), La Espasa-

Beciella (E de Colunga-Lastres) y Toró (E de Llanes). Se las ha denominado simplificada como terrazas würmo-flandrienses, por la implicación del último ciclo eustático perteneciente a la última glaciación finpleistocena y la subsiguiente transgresión flandriense.

En una excavación arqueológica sobre los depósitos que recubren la rasa general de cabo Busto (occidente de Asturias) se dedujo un origen aluvial-torrencial (Figura 26) con paleocorrientes que apuntan a una procedencia desde el SE (Rodríguez Asensio, 2001).

El nivel III (Figura 26), cuya base se sitúa a 1,00 m del techo culminante, tiene unos 0,40 m de espesor, y está constituido por cantos, gravas, gravillas y limos, sin una ordenación aparente y con su base en contacto irregular (erosivo). Los clastos son generalmente subangulosos y subangulosos-subredondados y flotan en una matriz de limos de tonos pardo-amarillentos. Se puede asimilar a una colada de soliflucción con una trayectoria de componente general hacia el



N. Se identifican bolsadas y cuñas de cantos, gravas y gravillas con la punta aguda hacia el muro, interpretadas como debidas a la acción del hielo (Hoyos Gómez: en Rodríguez Asensio, 2001), responsables de la contaminación de materiales del nivel suprayacente en éste, alguno de piezas líticas talladas.

El nivel II (Figura 26), cuya base se encuentra a unos 0,65 m de la superficie, está constituido por un conjunto de cantos cuarcíticos y de arenisca, predominando los subangulosos, algunos rotos y otros tallados (Achelense Superior) dentro de una matriz arenosa y limosa, con un espesor entre 0,20 y 0,25 m, con una tonalidad pardo oscura. Está alterado, en mayor o menor medida, por la ocupación humana, si bien comparando con la estratigrafía similar en cabo Peñas (Rodríguez Asensio y Flor, 1983; Flor 1992) y en cabo Vidío, todo apunta a que el

depósito original debió de corresponder a un pavimento periglacial en que el hielo puso en suspensión los clastos desde el sustrato rocoso, y removilizó los existentes de un origen distinto y los redistribuyó hasta formar dicha estructura enlosada y, además, actuó hacia los depósitos infrayacentes con la formación de cuñas de hielo. Incluso en el yacimiento se encontró algún bifaz roto por fenómenos de gelifracción.

### 7. *Terraza würmo-flandriense de la playa de Bañugues (Parada 10)*

Esta playa y sus sedimentos activos ocupan una desembocadura fluvial de un arroyo costero, adoptando en planta una forma triangular. Los sedimentos son arenosos siliciclásticos con bioclastos carbonatados que no rebasan el 25% y tamaño medio-fino. El volumen sedimentario es deficitario en toda la ensenada como lo revela el

A)



B)



C)



D)



Lámina 10. Afloramientos de terrazas würmo-flandrienses en diferentes playas de Asturias, que de O a E son. A) Portizuelo al E de Luarca en la costa occidental, B) Llumeres al N de Bañugues, en la costa central. C) La Espasa-Beciella al E de Colunga y Lastres y D) Toró al E de Llanes en la costa oriental.



Foto 19. Panorámica de la terraza sedimentaria würmo-flandriense tomada en los 80 en su costado más septentrional. En la actualidad, la recesión costera ha erosionado de la mayor parte de este afloramiento, puntualmente hasta 7 m en la horizontal.

hecho de que afloren numerosos enclaves rocosos en todo el ámbito intermareal y que la playa submareal arenosa (prisma sumergido) se extienda solamente hasta la isobata de 5 m.

Corresponde al tramo costero dentro del área de sombra del cabo de Peñas, representado por playas típicas de dimensiones reducidas y escaso relleno arenoso de granulometrías finas.

En casi todo el borde superior o trasero de la playa, se conserva una terraza sedimentaria de edad finipleistocena-holocena, que lleva más de tres décadas en continua recesión, como lo evidencian los registros fotográficos (Foto 17 y Figura 26) susceptibles de ser comparados con el actual.

En este caso (Rodríguez Asensio y Flor,

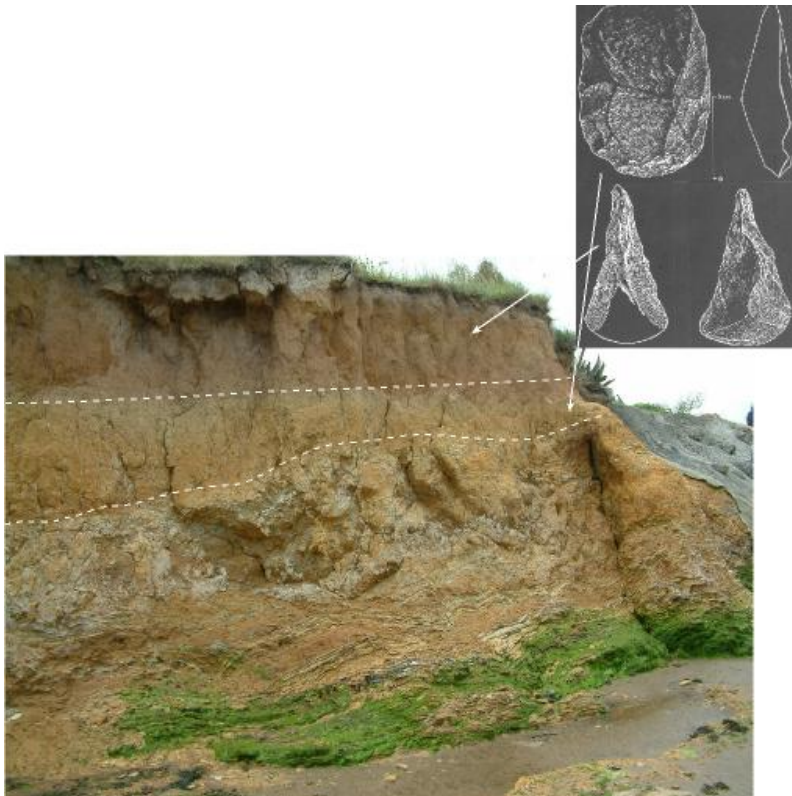


Figura 26. Esquema de los niveles de la terraza sedimentaria de Bañugues. Sobre los materiales alterados del Miembro de Dolomías de Bañugues del Devónico, se instalaron limos de tonos beige con pasadas de brechas discontinuas intercaladas (gravillas de calizas devónicas), interpretados como coladas de solifluxión; contienen útiles de cuarcita de tradición Achelense (Paleolítico Inferior). El nivel superior de tono gris medio-oscuro corresponde a arenas playeras generadas con ocasión de la transgresión flandriense, conteniendo picos tallado del Asturiense (Paleolítico Superior).



1979), la base está constituida por brechas calcáreas discontinuas, que se acuñan hacia el centro de la playa, y muestra un trazado irregular erosivo. La mayor parte del volumen sedimentario está constituido por limos pardo-amarillentos o beige. Es interpretado como coladas de soliflucción procedentes de la vallonada del arroyo que desemboca en la playa. Se intercalan materiales cuarcíticos muy dispersos, tallados del Paleolítico Inferior (tradición Achelense), mucho de los cuales fueron retirados hace años en sendas campañas arqueológicas (Rodríguez Asensio, 1978 y 1983) ya que se encontraban diseminados entre los afloramientos rocosos de la zona intermareal de la playa activa.

Culmina la terraza con un nivel de unos 0,20-0,40 m de espesor, constituido por arenas finas limosas de tonos marrones y grises oscuros con una proporción menor de bioclastos que los sedimentos playeros actuales debido al lavado por lluvia. La base es neta y subhorizontal, donde en algunos sectores se han concentrado nódulos subsféricos de Fe y Mn, propios de un fenómeno edáfico actual. El techo del depósito se sitúa a una altura de unos 7 m, aproximadamente, respecto al "0" topográfico, incrementándose ligera y paulatinamente hacia tierra. La base es más neta y subhorizontal que el nivel inferior.

La interpretación de esta terraza es similar a la de la mayoría de las descritas, si bien conteniendo facies más simples o uniformes en la base. El conjunto inferior representa una sedimentación de coladas de soliflucción y, el superior, la colmatación playera durante el alto nivel flandriense. En este caso, la superficie de esta ensenada de Bañugues, durante el evento transgresivo, triplicaría la actual, y, además muy probablemente constituiría un pequeño estuario.

### **Agradecimientos**

A nuestro compañero de la Comisión Organizadora, Jaime Martín Llana por su activa participación en el desarrollo operativo de la actividad de campo, así como en la minuciosa corrección de los contenidos de esta memoria

## **BIBLIOGRAFÍA**

- Alonso, J.L. y Pulgar, J.A. (1995). La estructura de la Zona Cantábrica. En: C. Aramburu y F. Bastida (Eds.). *Geología de Asturias*, 103-112. Ed. Trea.
- Alonso, J.L., Pulgar, J. A., García-Ramos, J.C. y Barba, P. (1995). Tertiary Basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). In: P.F. Friend y C.J. Dabrio (Eds.). *Tertiary Basins of Spain. Tectonics, Climate and Sea-level Changes*, 214-227. Cambridge Univ. Press, 214-227.
- Álvarez Areces, E. (2007). *Estudio sedimentológico y morfológico del campo dunar de Salinas-El Espartal (Asturias). Evolución ambiental*. Trabajo de Investigación (no publicado). Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. 74 pp.
- Álvarez Areces, E. y Flor, G. (2008). Caracterización sedimentológica del campo dunar de Salinas-El Espartal (Asturias). *Actas X Reunión Nacional de Geomorfología*. J. Benavente y F.J. Gracia (Eds.). *Trabajos de Geomorfología en España, 2006-2008*, 279-282. Universidad de Cádiz.
- Beroiz, C., Ramírez del Pozo, J, Giannini, G., Barón, A., Julivert, M. y Truyols, J. (1972). *Mapa Geológico de España, Hoja nº 14 (Gijón). Escala 1/50.000 (Plan Magna)*. I.G.M.E. Madrid.
- Capel Molina, J.J. (1981). *Los climas de España*. Oikos-Tau, Ed. Barcelona.
- Cearreta, A., Edeso, J.M., Merino, A., Ugalde, Tx. y Ugarte, F.M. (1990). Las dunas litorales de Barrika (costa occidental de Bizkaia). *Kobie*, 19, 27-76.
- Costa Casais, M., Martínez Cortizas, A. y Pérez Alberti, A. (1994). Caracterización de un depósito costero de la Ría de Muros-Noya (La Coruña, Galicia). In: J.M. Arnáiz Vadillo, J.M. García Ruiz y A. Gómez Villar (Eds.). *Geomorfología en España*, II, 355-368. Sociedad Española de Geomorfología. Logroño.
- Cunha, P. Proença (1992). *Estratigrafía e Sedimentología dos Depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra*. Tesis Doctoral (no publicada). Universidade de Coimbra.
- Díaz González, T.E y Fernández Prieto, J.A. (1993). *Informe sobre la flora y la vegetación de la playa del Espartal (Castrillón)*. Departamento de Biología de Organismos y Sistemas. Universidad de Oviedo. 22p.
- Felicísimo Pérez, A.M. (1980). *Introducción al clima de Asturias: régimen pluviotérmico*. Tesis de Licenciatura (inédita). Facultad de Biología, Universidad de Oviedo. 97 pp. + anexos (62 pp).
- Felicísimo Pérez, A.M. (1990). El clima de Asturias. In: *Enciclopedia Temática de Asturias*, 10 (Fasc. 200-202): 179-208. Silverio Cañada Ed. Gijón.
- Felicísimo, A. M. (1994). El clima de Asturias. *Geografía de Asturias*, 2. Ed. Prensa Ibérica, S.A.
- Flor, G. (1978). Relación entre la circulación costera y la distribución de sedimentos en la región de Cabo Peñas. *Trabajos de Geología*, 10 (Homenaje a D. Guillermo Schulz), Univ. de Oviedo, 183-194.

- Flor, G. (1979). *Depósitos Arenosos de las Playas de la Región de Cabo Peñas (Asturias): Sedimentología y Dinámica*. Tesis Doctoral (no publicada). Área de Estratigrafía. Departamento de Geología. Universidad de Oviedo.
- Flor, G. (1981). Los parámetros texturales en las playas y dunas arenosas del borde occidental del Cabo Peñas (Xagó y Verdicio, Asturias). *Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat. (Geol.)*, 79, 89-102.
- Flor, G. (1983). Las rasas asturianas: ensayos de correlación y emplazamiento. *Trabajos de Geología*, 13, Univ. de Oviedo, 65-81.
- Flor, G. (1986). Sedimentología de una duna lingüiforme en la playa de Xagó (Asturias). *Actas del IX Congreso Nacional de Sedimentología*, I, 317-328. Salamanca.
- Flor, G. (1992). Tipología, catalogación y procesos erosión/sedimentación de los campos dunares eólicos de Galicia (NO de España). *Thalassas*, 10, 9-39.
- Flor, G. (1995). Evolución post-flandriense e histórica en el complejo estuarino de Avilés. *Resúmenes de Comunicaciones. Reunión Monográfica sobre EL CAMBIO DE LA COSTA: LOS SISTEMAS DE RÍAS*, 15-18. Comisión de Estratigrafía de la Sociedad Geológica de España. Vigo.
- Flor, G. (2004). Modelos evolutivos de los grandes campos dunares de Asturias. El factor antrópico. En: R. Blanco Chao, J. López Bedoya y A. Pérez Alberti (Eds.). *Procesos geomorfológicos y evolución costera. Actas de la II Reunión de Geomorfología Litoral*, 167-181.
- Flor, G. y Flor Blanco (2007-2008). Estuarios de arroyos costeros del occidente de Asturias. *Revista Territoris (Territ. Rev. Dep. Ciènc. Terr.)*, 7, 135-144. Univ. de les Illes Balears. Dep. de Ciències de la Terra. Palma de Mallorca.
- Flor, G. y Martínez Arpírez, J. A. (1980): Ampliación de la zona de asiento en función de la dinámica de la playa de San Lorenzo (Gijón). *Actas de la I Reunión de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio*. 20 pp. Santander.
- Flor, G. y Peón, A. (2004). Rasas y superficies de erosión continental en el relieve alpídico del noroeste peninsular y los depósitos terciarios. En: M.A. Araújo y A. Gomes (Eds.). *Geomorfología do NW da Península Ibérica*, 13-31. Oporto.
- Flor, G., Llera, E. M<sup>a</sup> y Ortea, J. A. (1982): Los carbonatos biogénicos de los sedimentos de las playas arenosas de Asturias y Cantabria: su origen y significado dinámico. *Cuadernos del CRINAS*, 2, 77 pp. Principado de Asturias.
- Flor, G., Cabrera Ceñal, R., Suárez González, M. A. y Iglesias Ortega, P. J. (1990). Contaminación sólida en el estuario del Nalón (Asturias). *Comunicaciones de la IV Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio*, 165-180. Gijón.
- Flor, G., Poblete Piedrabuena, M.Á., Ruiz Fernández, J. y Jordá Pardo, J. (2003). Guía de la Excursión Científica nº 2 (Asturias, Peñas al Mar). Excursión al occidente de Asturias. XI Reunión Nacional de Cuaternario (AEQUA). Oviedo. 39 pp. 2 Láms.
- Flor Blanco, G. (2007). *Características Morfosedimentarias y Dinámicas y Evolución Ambiental de los Estuarios de Tina Mayor, Tina Menor y San Vicente de la Barquera (Costa Occidental de Cantabria)*. Tesis Doctoral (no publicada). Departamento de Geología. Universidad de Oviedo.
- García-Ramos, J.C. y Gutiérrez Claverol, M. (1995). La Cobertera Mesozoico-Terciaria. In: C. Aramburu y F. Bastida (Eds.). *Geología de Asturias*, 81-94. Ed. Trea. Gijón.
- Gutiérrez Claverol, M. y Gallastegui, J. (2002). Prospección de hidrocarburos en la plataforma continental de Asturias. *Trabajos de Geología*, 23, Univ. de Oviedo, 21-34.
- Jiménez, Sánchez, M., Ruiz Zapata, M.B., Farias Arquer, P., Dorado Valiño, M., Gil García, M.J. y Valdeolmillos Rodríguez, A. (2003). Palaeoenvironmental research in Cantabrian Mountains: Redes Natural Park and Comella Basin. In: *Quaternary climatic changes and environmental crises in the Mediterranean Regions*, 229-240. ISBN: 84-699-8798-4.
- Julivert, M. (1967). La ventana del Río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. *Trabajos de Geología*, 1, Univ. Oviedo, 59-76.
- Julivert, M., Truyols, J., Marcos, A. y Arboleya, M<sup>a</sup>L. (1972). *Mapa Geológico de España, Hoja nº 13 (Avilés). Escala 1/50.000 (Plan Magna)*. I.G.M.E. Madrid.
- Lastra López, C. Ed. (2005). *Especies Protegidas en Asturias*. ANA (Asociación Asturiana de Amigos de la Naturaleza). 212 pp.
- López Peláez, J. (1996). *Estudio medioambiental del sistema estuarino de Avilés (Asturias)*. Trabajo de Investigación (no publicado). Departamento de Geología. Universidad de Oviedo.
- López Peláez, J. y Flor, G. (2006). Cambios morfológicos por canalización de la desembocadura en los estuarios asturianos de Navia, Nalón y Villaviciosa. *Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología*. A. Pérez Alberti y J. López Bedoya (Eds.), 419-431. Publicaciones de la Universidad de Santiago de Compostela.
- Lotze, F. (1945). Zur Gliderung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, 78-92.



- Llopis Lladó, N. (1954). El relieve de la región central de Asturias. *Estudios Geográficos*, 57, 501-550.
- Llopis Lladó, N. (1968). *Mapa geológico de Asturias. Hoja nº 5. Estudio Geológico de los Alrededores de Avilés (Asturias)*. Instituto Estudios Asturianos (IDEA). Excma. Diputación de Oviedo. Inst. Geol. Min., Esp. 68 pp. 1 mapa geológico 1/25.000.
- Marcos, A. (1973). Las series del Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del Occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología*, 6, Univ. Oviedo, 1-113.
- Martínez Cortizas, A., Valcárcel Díaz, M., Pérez Alberti, A., Castillo Rodríguez, F. y Blanco Chao, R. (1999). Cambio climático e paleoclimas cuaternarios. In: A. Martínez Cortizas y A. Pérez Alberti (Coord.). *Atlas Climático de Galicia*. Xunta de Galicia. Santiago de Compostela.
- Mary, G. (1970). Dépôts marins et éolisation ancienne près du phare de Peñas. *Breviora Geológica Astúrica*, Año XIV (3), 29-32. Oviedo.
- Mary, G. (1979). *Évolution de la Bordure Côtière Asturienne (Espagne) du Néogène à l'Actuel*. Thèse de Doctorat d'État. Univ. Caen. 287 p.
- Mary, G. (1983). Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología*, 13, Univ. de Oviedo, 3-35.
- Peón, A. (1992). *Evolución Morfogenética del Relieve de Asturias*. Tesis Doctoral (no publicada). Departamento de Geología. Universidad de Oviedo.
- Pérez Alberti, A., Costa Casais, M y Blanco Chao, R. (2007). Evolución de la costa de la ría de Muros y Noia. In: A. Pérez Alberti, R. Blanco Chao, P. Carrera Gómez, M. Costa Casais, J. López Bedoya, I. Meter Martín y M. Valcárcel Díaz (Eds.). *Itinerarios geomorfológicos por Galicia*, 65-100. GIXA. Dirección General de Turismo. Xunta de Galicia.
- Rodríguez Asensio, J.A. (1978). The Early Paleolithic site of Bañugues (Gozón, Asturias, Spain). *Current Anthropology*, 19 (3), 615-616.
- Rodríguez Asensio, J.A. (1983). *La presencia huana más antigua en Asturias. El Paleolítico Inferior y Medio*. Estudios de Arqueología, 2. Fundación de Cuevas y Yacimientos Prehistóricos. Oviedo.
- Rodríguez Asensio, J.A. (2001). *Yacimiento de Cabo Busto. Los orígenes prehistóricos de Asturias*. GEA, Distribuciones Gráficas 2000, s.l. Gijón. 302 pp.
- Rodríguez Asensio, J. A. y Flor, G. (1979): Estudio del yacimiento prehistórico de Bañugues y su medio de depósito (Gozón, Asturias). *Zephyrus*, XXIX, 161-178.
- Rodríguez Asensio, J.A. y Flor, G. (1983). Industrias paleolíticas eolizadas en la región del Cabo Peñas (Asturias). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 5, 23-46.



# PATROCINADORES



Departamento de Geología  
Universidad de Oviedo



UNIVERSIDAD OVIEDO



Fundación Universidad de Oviedo



Colegio Oficial de Geólogos de Asturias



Ayuntamiento de Gozón



AUDITORIO PALACIO DE CONGRESOS  
PRÍNCIPE FELIPE



PRINCIPADO DE ASTURIAS



