



Universidad de Oviedo



Facultad de Geología

TRABAJO FIN DE MÁSTER  
(Máster en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica)

**SEDIMENTOLOGÍA, MORFOLOGÍA Y  
EVOLUCIÓN DEL CAMPO DUNAR DE  
BAYAS (ASTURIAS)**

*José Manuel Diego Cavada*  
*Junio de 2014*

D. José Manuel Diego Cavada, autor del Trabajo Fin de Máster titulado “Sedimentología, morfología y evolución del campo dunar del playón de Bayas (Asturias)”, confirma que es un trabajo original y solicita su presentación en el Máster Universitario Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica de la Universidad de Oviedo.

En Oviedo, a 5 de junio de 2014



Fdo. José Manuel Diego Cavada

Los Doctores, Germán Flor Rodríguez y Germán Flor Blanco del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo y la Fundación Universidad de Oviedo, respectivamente, confirman que han tutelado el trabajo “Sedimentología, morfología y evolución del campo dunar del playón de Bayas (Asturias)”, realizado por D. José Manuel Diego Cavada, y autorizan su presentación y defensa como Trabajo Fin de Máster en el Máster Universitario en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica de la Universidad de Oviedo.

En Oviedo, a 5 de junio de 2014



Fdo. Germán Flor Rodríguez



Fdo. Germán Flor Blanco

## Resumen

El playón de Bayas, que se halla en el concejo de Castrillón (costa centro-occidental de Asturias), tiene una longitud de casi 3 km, siendo una de las mayores playas de Asturias. Esta gran extensión es debida a la proximidad de la desembocadura del río y estuario del Nalón que drena una cuenca hidrográfica muy amplia. El sedimento aportado por el río, particularmente la fracción arena, es removilizada por los agentes dinámicos costeros hasta depositarlos en la playa, desde donde el viento los deflacionará hasta depositarlos en la zona de posplaya y formar campos dunares.

En el estuario del Nalón, la población de San Esteban de Pravia está muy ligada al pasado minero de Asturias del siglo XX, desde su puerto se exportaba el carbón del Principado de Asturias. Esta etapa conllevó la construcción de un puerto adecuado y el mantenimiento del calado para facilitar la navegación, esto se consiguió con constantes dragados de grandes volúmenes de arena: Este proceso derivó en un déficit sedimentario, que se dejó notar en el vecino Playón de Bayas, produciéndose una erosión muy fuerte del campo dunar. En el último cuarto del siglo pasado, el puerto del Musel en Gijón se convirtió en el principal puerto asturiano, haciendo que San Esteban de Pravia entrara en declive, por lo que los dragados fueron disminuyendo, lo cual tuvo como respuesta la creación y progradación del campo dunar en el Playón de Bayas.

Se llevaron a cabo salidas de campo para levantar una serie de perfiles y tomar muestras superficiales de arena, complementando trabajos anteriores (Crespo et al., 1986 y Bercial, 1989). Las muestras fueron limpiadas y tamizadas, obteniendo datos de centil (C), media (Mz), calibrado ( $\sigma_I$ ), asimetría ( $Sk_I$ ) y angulosidad ( $K_G$ ), representándolos en mapas de tendencias mediante isolíneas.

Las conclusiones revelan que las arenas son unimodales ( $2,0 \phi = 0,25$  mm), las energías cinéticas máximas y medias de las arenas transportadas (Centil y la Media, respectivamente), en líneas generales son máximas en la playa, disminuyendo hacia el interior dunar. Los calibrados son buenos a muy buenos, debido a la selección del material por parte primero del oleaje y, posteriormente por el viento. Las asimetrías son negativas preferentemente en la zona de la playa superior, dentro del retazo suroccidental y campo dunar central, mientras que, en el campo dunar oriental, son mayoritariamente positivas. La curtosis o angulosidad tiene un margen estrecho de variación, desde curvas medias, siendo las más habituales en la playa alta, que se incrementan a agudas hacia el área dunar más interno.

A partir de las fotografías aéreas verticales de los años 1957, 1970, 1989, 1994, 2001, 2006 y 2011, (2014 ha sido interpretado con la toma de datos de campo) se han realizado las cartografía geomorfológicas oportunas de los campos dunares y estudiado

las variaciones del conjunto dunar, con mayor énfasis en el límite playa/duna con la ayuda del programa informático ArcGIS 9.3.

Se distinguen 3 campos dunares, igual que en los sistemas playa/dunas de Salinas y Xagó (Flor, 1994), con orientación NE-SO, paralelos a la línea de costa. El campo interno, es el más antiguo dunar, formado exclusivamente por dunas remontantes, que fueron generadas por vientos de componente NO. El campo intermedio se separa del interno por una depresión laxa, resultando el de mayor envergadura y contiene las mayores geometrías dunares, como es un gran cordón dunar de hasta 550 m de longitud y 20 m de altura, paralelo a la línea de costa, generado por vientos de noroeste, que conserva un frente erosivo de gran magnitud, y las dunas lingüiformes, algunas de gran tamaño, con una cresta orientada al oeste (paralela al viento generador), de hasta 140 m de longitud y 26 m de altura; cabe destacar una duna lingüiforme en la zona oriental del campo dunar occidental, formada por una componente de viento noreste paralelo a su cresta. El campo externo es activo y se adosa a la playa, representado por una duna tabular sobre la que se han generado dos cordones dunares muy laxos, paralelos entre sí y a la línea de costa, por una componente de viento NO, separados por una suave depresión. Este campo es el que más ha sufrido la recesión y posterior progradación, producida por los dragados en el estuario del Nalón.

Se han modelizado los campos externos en distintos años, calculando su área, para concluir diferentes aspectos: 1) en el año 1957, el campo externo se había erosionado casi en su totalidad, excepto unos pequeños parches dunares de nueva formación adosados al campo intermedio, que se puede interpretar como un retazo vegetado del antiguo campo externo sin erosionar; 2) de 1957 a 1970, la progradación fue lenta pero muy neta, coincidiendo con la caída del volumen de los dragados; 3) de 1970 a 2006, la progradación fue rápida, formándose un gran campo tabular con dos cordones dunares paralelos, que coincide, igualmente, con la gran disminución de dragados ahora casi extintos; 4) por último, del 2006 al 2014, se produjo una recesión del campo dunar, siendo mucho más marcada en la etapa del 2011 al 2014, debido a los fuertes temporales de carácter histórico en febrero y marzo del 2014, cuyo retroceso fue medido in situ en el playón de Bayas.

## Abstract

The beach of Bayas is located in the municipal district of Castrillón (western-central Asturian coastal), and its length is near to 3 km, one of the largest beaches in Asturias. This is due to the proximity of the mouth of the river and estuary of Nalón, which drains a very extensive area. The sediment supplied by the river, particularly the sand is remobilized by coastal dynamic agents to deposit them on the beach, where the wind deflates and deposits in the backbeach zone to generate dune fields.

In the Nalón estuary, the harbor of San Esteban de Pravia closely linked to the mining history of Asturias in the past century, because Asturian coal was exported from it. In this mining stage was built an appropriate harbor and the maintenance of the level of depth of estuary for easy navigation, this was achieved with constant dredging of large volumes of sand, this deficit was noticeable in neighboring eastern beach of Bayas, producing a very strong erosion and retreat of the dune field. In the last quarter of the past century, the harbor of Musel in the city of Gijón, became the main Asturian harbor, making San Esteban de Pravia went into decline, so the dredge were falling; in response of this, took place the creation and progradation of a dune field in the beach of Bayas.

Field trips were made to do a series of profiles and to take superficial samples of sand complementing the previous work (Crespo *et al.*, 1986, and Bercial, 1989). These samples were washed and sieved, obtaining data of 1% percentile (C), average size (Mz), sorting ( $\sigma_1$ ), asymmetry ( $Sk_1$ ) and kurtosis ( $K_G$ ), representing maps of trends by isolines.

Sands are unimodal ( $2.0 \phi=0.25\text{mm}$ ), and the maximum kinetic energy and the average of transport (interpreted from data Centil and Media, respectively), are greatest in the beach decreasing to the dunar fields. Sand sorting is good to very good, due to the selection of the material by the waves and finally for the wind. The Asymmetry is negative preferably in the upper beach in the southwestern remnant dune field center and in the eastern dune field, is mostly positive. The Kurtosis has a narrow range of variation from average curves, the most common in the upper beach, which is a sharp increase toward the inner dune area.

With the vertical aerial photographs of the years 1957, 1970, 1989, 1994, 2001, 2006, and 2011 (2014 was interpreted in the field), has been made a complete geomorphological cartography and studied the variations of the dune field, with greater emphasis on the limit beach/dune, with the help of ArcGIS 9.3 software.

There are 3 independent dune fields, defined in the neighboring beaches of Salinas and Xago (Flor, 1994), with northeast-southwest orientation, parallel to the coastline and with various forms of dunes. The internal field is the oldest and consists exclusively in climbing dunes, which were generated by winds from the northwest.

The intermediate field is separated by internal field for a depression; this field is the largest, and have the highest dunes geometrics of the Bayas beach, like a foredune up to 550 m long and 20 m high parallel to the coastline, generated by perpendicular winds with northwest ridge and makes boundary with the external field retaining an erosive front of great magnitude. Tongue-like dunes, some of them have a big size, with a west facing (parallel to the wind generator) ridge, up to 140 m long and 26 m high. Is concerned, a tongue-shape dune in the eastern part of the west dune field, formed by a northeast wind component parallel to the ridge. The external dune field is active, represented by a tabular dune, on it there are two very low foredunes parallel to each other and to the shoreline, generated by a northwest wind component, and with a light depression between them through the path. This field has suffered the recession and subsequent progradation produced by dredging in the estuary of Nalón.

With help from photos and computer programs have been able to model external fields of different years and calculate its area, to get the following conclusions: 1) in 1957 the external field was eroded entirely, except for a small dune patches newly formed attached to the intermediate field, and can be interpreted in the eastern part a vegetated patch uneroded of the old external field. 2) From 1957 to 1970, the progradation was slow but very clear, which coincides with the fallen the volume of dredged. 3) From 1970 to 2006, the progradation was fast, forming a large tabular field with two parallel foredunes, and this coincides with the large decrease in dredging now most extinct. 4) Finally from 2006 to 2014 recession of the dune field occurred, being more marked in stage 2011 to 2014 due to the severe storms in February and March of 2014, this decline was measured in situ in the beach of Bayas.

# Índice

<b>1. Introducción</b>	1
<b>2. Contexto geográfico</b>	2
<b>3. Contexto geológico</b>	3
<b>4. Objetivos</b>	5
<b>5. Metodología</b>	5
<b>6. Agentes dinámicos</b>	11
6.1. El viento	11
6.1.1. Generalidades	11
6.1.2. Principales vientos en Asturias y su relación con los campos dunares	12
6.1.3. El viento sobre el conjunto de la playa/dunas de Bayas	14
6.2. Corrientes oceánicas superficiales	15
6.3. Oleajes	17
6.4. Las descargas fluviales	18
6.5. Mareas	26
6.6. Variaciones del nivel del mar	27
<b>7. Sedimentos</b>	28
7.1. Granulometrías	28
7.2. Resultados	33
<b>8. El complejo dunar</b>	38
8.1. Aspectos generales	38
8.2. El conjunto de dunas eólicas de Bayas	40
8.3. Tipologías dunares de Bayas	40
<b>9. Distribución cartográfica de los campos dunares de Bayas</b>	43
9.1. Campo interno	45

9.2. Campo intermedio	47
9.3. Campo externo	48
9.4. Perfiles transversales	51
<b>10. Evolución del sistema playa dunas</b>	<b>51</b>
10.1. Origen de las dunas de Bayas	52
10.2. Pautas evolutivas recientes de las dunas de Bayas	54
10.2.1. Antecedentes	55
10.2.2. Año de 1957	57
10.2.3. Año de 1970	59
10.2.4. Año de 1989	61
10.2.5. Año de 1994	63
10.2.6. Año de 2001	64
10.2.7. Año de 2006	66
10.2.8. Año de 2011	68
10.2.9. Año de 2014	70
10.3. Áreas y perfiles representativos de los campos dunares de Bayas	73
<b>11. Conclusiones</b>	<b>77</b>
<b>12. Agradecimientos</b>	<b>79</b>
<b>13. Bibliografía</b>	<b>80</b>



## 1. Introducción

Las investigaciones en el ámbito litoral se han extendido en los últimos años a la problemática ambiental derivada de los cambios producidos en los sistemas costeros sedimentarios en relación con el ascenso del nivel del mar en las últimas décadas (Nichols y Cazenave, 2010).

Signos evidentes de este proceso, caracterizado por la erosión y retroceso de playas y conjuntos dunares, se han detectado en numerosos enclaves del occidente: sistemas de playas/dunas de Penarronda, Mexota, Sarello, Frexulfe, Barayo, Otur... y, más localizadamente, en la costa central: playa/dunas de Carniciega o Aguilera en Verdicio y taludes de la terraza würmo-flandriense en la posplaya de Bañugues y oriental: terraza würmo-flandriense de la zona oriental de la playa de La Espasa y sistema de playa/dunas de Vega (Flor y Flor-Blanco, 2014a y b).

En otras áreas litorales, el factor antrópico ha intervenido provocando alteraciones de las mismas características apuntadas de mucha mayor envergadura y que ocurren en intervalos temporales relativamente cortos, inmediatamente después de la intervención humana (Nordstrom, 2000; Golowyn, 2004; Milne, 2012).

Sobre el conjunto de la playa de Salinas/El Espartal, la recesión intensa, muy evidente desde sus inicios, opera desde finales de los años 80 del siglo pasado, debido a los dragados intensivos para conseguir calados hasta los muelles de carga y descarga del estuario de Avilés (Flor y Flor-Blanco, 2005; Flor-Blanco *et al.*, 2013). Este conjunto morfo-sedimentario forma parte integrante de la barrera confinante del estuario, de modo que ambos están vinculados estrechamente y cualquier alteración en uno se pone de manifiesto muy rápidamente en el otro.

La posibilidad del Máster en Recurso Geológicos e Ingeniería Costera de la Facultad de Geología de la Universidad de Oviedo de asignar un trabajo en esta última línea de carácter más ambiental ha permitido abordar y resolver la incidencia de los dragados históricos para el desarrollo del puerto carbonero de San Esteban de Pravia sobre el conjunto de la playa/dunas de Bayas. En buena medida, deriva del afloramiento muy llamativo de cuerpos dunares cuyos costados de barlovento han estabilizado pendiente acusadas que se asemejan a los que se generan en el frente dunar de Salinas.

Se ha producido un factor añadido durante la redacción de este trabajo como consecuencia de los temporales del invierno pasado (febrero y marzo) en la costa

cantábrica, y en Asturias en particular, centrado en una intensificación de la recesión. Esta incidencia ha sido tratada adicionalmente para poder argumentar los resultados de un evento catastrófico, posiblemente de magnitud centenaria, sobre el conjunto de Bayas.

## 2. Contexto geográfico

El playón o Sablón de Bayas se ubica en la costa centro-occidental de Asturias (NO de España), dentro de los concejos de Soto del Barco en su sector suroccidental y de Castrillón, donde se concentran las mayores acumulaciones dunares, el cual limita al E con Avilés y Corvera. Al S se encuentran los concejos de Illas y Candamo y al N con el mar Cantábrico (Fig. 1).

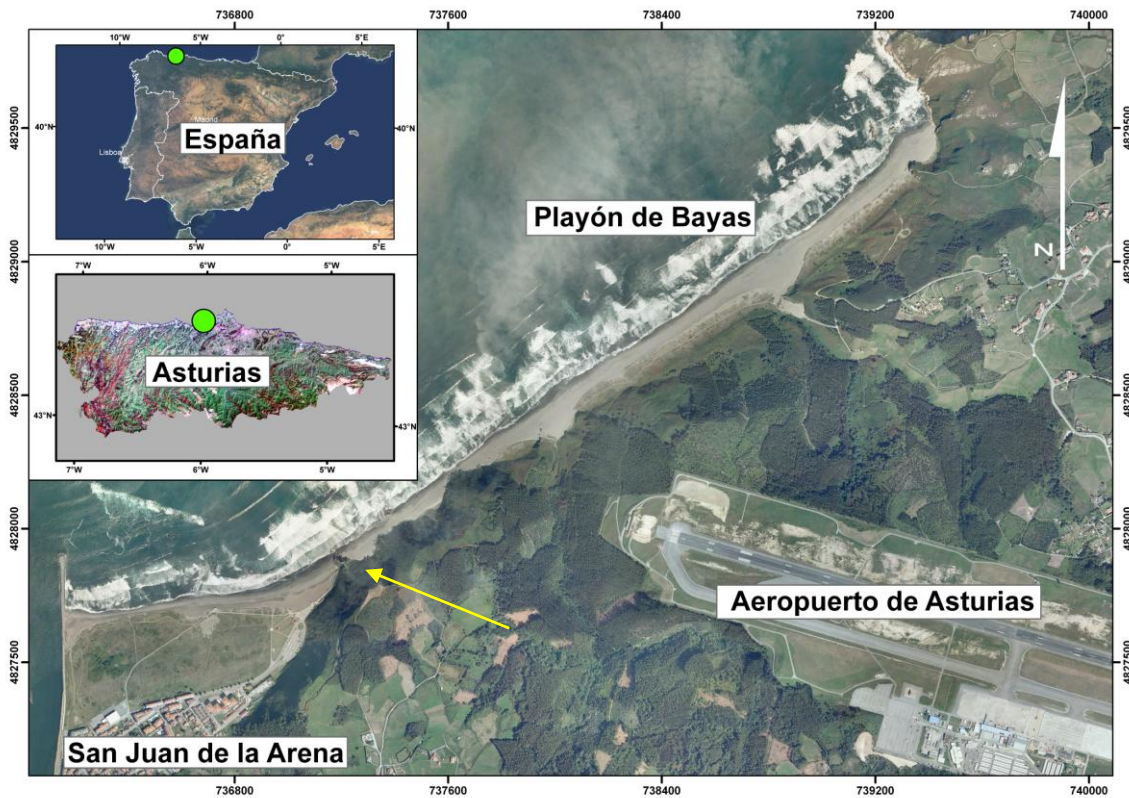


Figura 1. Ubicación geográfica del playón de Bayas, que tiene su borde suroccidental en la punta del Pozaco (flecha amarilla), donde se extiende la playa y dunas de Los Quebrantos.

El playón de Bayas se extiende a lo largo de 2.760 m desde la punta o promontorio del Pozaco que sirve de límite hacia el O con la playa de Los Quebrantos, la cual forma parte de la barrera estuarina del Nalón. Ambas constituyen en realidad un mismo sistema sedimentario relacionado directamente con el estuario del Nalón y el amplio prisma arenoso sumergido, construido por el encajamiento de la red fluvial.

Es una playa muy rectilínea, orientada NE-SO, de carácter disipativo, que se apoya sobre un frente acantilado de materiales siliciclásticos con desniveles de hasta 120 m, y que culminan con sendos niveles de rasa. Precisamente, aprovechando estas morfologías planas, suavemente inclinadas hacia el N, se construyó el aeropuerto de Asturias.

### **3. Contexto geológico**

Asturias se encuadra dentro de la esquina noroccidental del Macizo Ibérico dentro del Orógeno Varisco, donde están representados dos grandes dominios tecto-estratigráficos, las Zonas Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa (Lotze, 1945), separados por el cabalgamiento de la Espina. El área de estudio se reparte por ambas zonas, aunque la mayor parte lo hace sobre la Zona Cantábrica.

El sector del playón de Bayas, ubicado en la Zona Cantábrica, pertenece a la Región de Pliegues de Mantos, denominada así debido a que las estructuras son principalmente pliegues y mantos. En esta región, aparece la sucesión paleozoica más completa que adquiere una planta arqueada y estructuralmente está formado por unidades cabalgantes con dirección hacia el interior del arco.

El playón de Bayas está encajado sobre diversas formaciones geológicas paleozoicas, que siguen alineaciones estructurales homogéneas (Fig. 2), y que de E a O son: cuarcitas blancas de la Formación de Cuarcitas de Barrios, de edad ordovícica, que debido a su alta dureza y a la erosión diferencial da lugar al cabo comprendido entre las puntas del Socollo y de Vidrias, con la isla de La Deva separada unos 450 m en la perpendicular entre la orientación de ambas. La playa de Requexinos con 155 m de longitud se ha denominado al extremo más oriental de Bayas, pero queda perfectamente incluida en el conjunto con la única peculiaridad de desarrollar un hemitómbolo durante las bajamares.

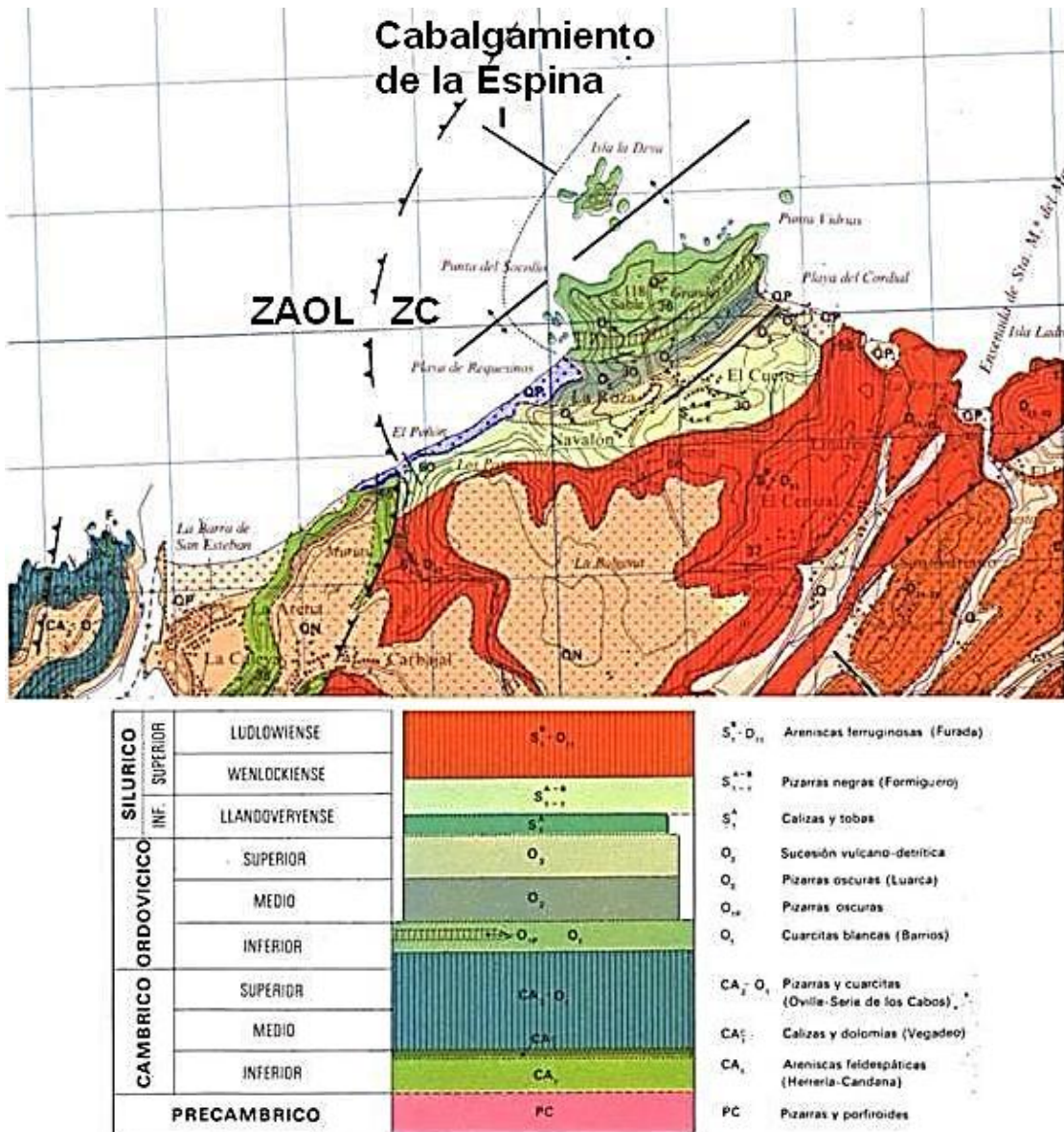


Figura 2. Mapa geológico, incluida la leyenda correspondiente, en la que se detalla el contorno del playón de Bayas en azul. (Julivert et al., 1972).

Estratigráficamente por encima, le sigue una sucesión volcanoclástica y de pizarras oscuras, asociadas a la Formación de Pizarras de Luarca, de edad ordovícica. Ambas formaciones forman parte del relieve correspondiente a la parte posterior del playón en el tramo que se sitúa al E del arroyo Entremolín (aparcamiento de acceso a la playa). Debido a su baja dureza, se han desarrollado topografías moderadamente suaves en las laderas y vallonadas laxas de dirección NE-SO, con avenamientos menores.

Al S y al O del arroyo y la playa, se extiende la Formación de Pizarras de Formigoso, constituida por pizarras negras, que forma parte de las laderas que rodean la playa de pendientes suavizadas topografías suaves. El límite occidental de este afloramiento está

flanqueado por con un cabalgamiento de dirección NNE-SSO, que divide la Zona Cantábrica de la Zona Asturoccidental-Leonesa, representada por la Formación de la Arenisca de la Herrería de edad cámbrica.

Estas formaciones del Paleozoico Inferior forman parte del flanco meridional de un pliegue anticlinal cuyo eje NE-SO pasa entre la isla de la Deva y el amplio promontorio entre las puntas de Socollo y Vidrias (Fig. 2), donde las cuarcita de Barrios se constituyen en el núcleo. Esta estructura de este gran pliegue está relacionada con la del Cabo Peñas pero desplazado por la falla de Ventaniella NO-SE, ubicada en el ámbito del estuario de Avilés.

#### **4. Objetivos**

Se aborda una investigación en el conjunto de la playa/dunas de Bayas con el objeto de completar los datos sedimentológicos existentes desde hace unos años en el archivo del Área de Estratigrafía, que permitan caracterizar mejor cada conjunto por separado y las relaciones de la playa con su campo dunar asociado después de la transferencia eólica. Por otra parte, contribuir a la elaboración de una cartografía actualizada y detallada de los campos dunares en general y de las formas dunares representadas en ellos, en particular.

Finalmente, establecer los límites cambiantes, tanto de carácter progradante como recesivo, en la playa/duna en los numerosos registros fotográficos (aéreas antiguas para su visión estereoscópica) y ortofotos desde el siglo XXI. Un registro particular ha sido realizado para determinar la recesión del campo dunar debido a los últimos embates de los temporales de febrero del 2014.

En estos cometidos para la consecución de los objetivos citados, se han aplicado diferentes herramientas desarrolladas específicamente para este trabajo, como los ensayos granulométricos, los exhaustivos reconocimientos morfológicos sobre fotografía aérea, las aplicaciones de los programas informáticos GIS y de dibujo Freehand MX a este motivo y cálculos de procesos de retroceso y progradación en sistemas playas/dunas a escala decadal.

#### **5. Metodología**

Una vez analizados la documentación generalista y los antecedentes sobre el tema, el proceso de elaboración del presente trabajo de Fin de Máster incluye labores de campo y de gabinete, así como las diferentes aplicaciones y herramientas utilizadas.

Para la realización de la cartografía de la playa y geometrías dunares se utilizó el programa informático ArcGIS 9.3, y una serie de fotos aéreas del U.S. Air Force, Antigua Diputación de Oviedo, y ortofotos facilitadas por el Servicio de Cartografía del Principado de Asturias, cuya relación se detalla en la Tabla 1.

<b>Año</b>	<b>Hoja</b>	<b>Pasada</b>	<b>Número</b>	<b>Observaciones</b>
1957			262	Vuelo americano
			241	
1970	13	4	5999	Vuelo de la Diputación de Oviedo
1989	13	043A	2629	Vuelo costa
			2631	
1994	13	8	5347	Servicio Cartográfico Nacional
2001	13	42	4461	Vuelo del Principado de Asturias
			4463	Vuelo del Principado de Asturias
2006	13		04-mayo	Vuelo del Principado de Asturias
2011	13		03-mayo	Vuelo del Principado de Asturias
			03-junio	Vuelo del Principado de Asturias
			04-mayo	Vuelo del Principado de Asturias
			04-junio	Vuelo del Principado de Asturias

*Tabla 1. Juegos de fotografías aéreas utilizadas en este trabajo.*

Las fotografías aéreas fueron georreferenciadas con el programa ArcGIS 9.3 y la herramienta georreferencing, marcando puntos en común con una topografía previa, ya georreferenciada y, de ese modo, se consiguieron fotografías correctamente ubicadas espacialmente. Estas fotos se georreferenciaron con el sistema de proyección geográfica UTM y, dentro de éste el ETRS 89, huso 29N.

Seguidamente, se dibujaron y delimitaron las diferentes unidades sobre las fotos de los distintos años con el fin de deducir la evolución del campo dunar, mediante el ArcGIS 9.3 y la herramienta Editor. Se distinguieron 3 bandas dentro del campo dunar: Interno, Intermedio y externo, éstas fueron cartografiadas para los distintos años. Asimismo, se



diferenciaron las diferentes tipologías o geometrías dunares de mayor envergadura, representadas en este conjunto dunar, como son cordones dunares, dunas lingüiformes y tabulares, etc, delimitando los contornos, crestas y surcos.

Para delimitar los diferentes puntos de referencia, se buscó el constante apoyo de dos estereoscopios de espejos con el objeto de delimitar las geometrías y detalles de su relieve, el cual da una visión tridimensional muy útil. El básico Ushikata, Condor Gemelo T-22, para la visión simultánea de dos operadores, que permite el visionado con dos escalas diferentes (Fig. 3) y otro estereoscopio más convencional Carl Zeiss W2, que dispone de un ocular magnificador para observaciones de mayor precisión.



*Figura 3. Estereoscopio Ushikata, Condor Gemelo T-22 para visión simultánea.*

Tras resolverla la problemática de la cartografía del sistema dunar en gabinete, se planificó una campaña de campo que coincidió con el periodo posterior a los temporales de febrero y marzo, realizándose diferentes medidas GPS del talud erosivo del campo externo.

Se han tenido en cuenta datos granulométricos de Crespo et al. (1986) de las playas de Los Quebrantos y Bayas y, con el objeto de completar datos analíticos adicionales del sedimento arenoso de la playa y campo dunar, que fue restringido por Alberto Bercial en 1989 al extremo oriental, se llevaron a cabo 3 nuevos perfiles en el resto de la playa con la toma de 19 muestras arenosas superficiales (Fig 4).

Comoquiera que las arenas son casi exclusivamente siliciclásticas, se considera insignificante el contenido bioclástico carbonatado e innecesaria la analítica de este componente.



Figura 4. Ortofoto del 2011 del playón de Bayas donde se puede observar en amarillo las distintas muestras tomadas el 19 de febrero de 2014 completado en azul las muestras de Alberto Bercial en los años 80.

Se realizaron las oportunas granulometrías en seco con tamizados con el objetivo de obtener los parámetros de rango (centil) y relación (media, desviación o calibrado, asimetría y angulosidad de acuerdo con los criterios de Folk y Ward (1957).

Antes de tamizar cada muestra, hay que prepararla, primeramente se lavó de manera consecutiva para eliminar restos vegetales y la sal para que los granos de arena queden sueltos (Fig 5A); una vez limpia, se puso a secar en un recipiente de porcelana sobre una plancha calefactora a altas temperaturas para eliminar la humedad (Fig 5B). Una vez enfriadas, se archivaron en bolsas debidamente clasificadas a la espera del tamizado.

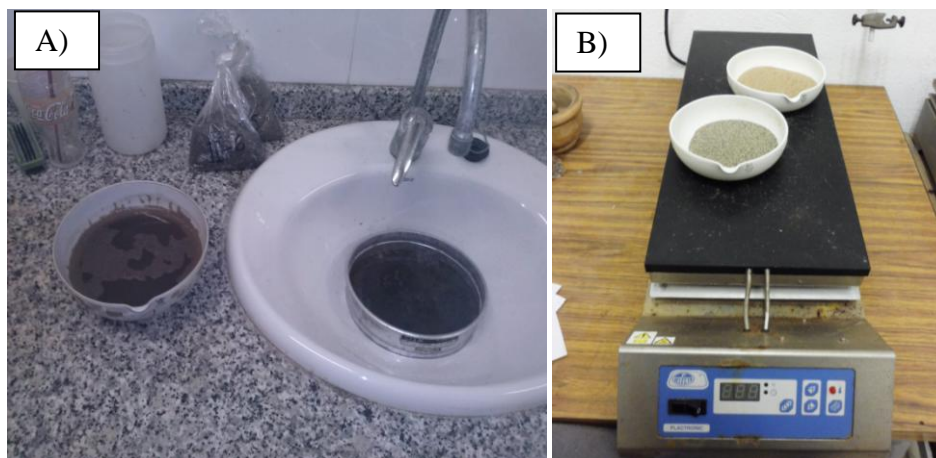


Figura 5. A) Lavado de una muestra arenosa y B) posterior secado en la plancha calefactora.



Se realizaron dos tamizados consecutivos por cada muestra ya que la columna de tamices superaba la altura aconsejada máxima (10 tamices), repartidos en 4 y 3 tamices (Fig. 6). En la primera tanda, se procedió a los más gruesos, tomando el residuo de la base para seguir con los restantes en la nueva columna de tamices.

En la tamizadora de vibración digital, se introdujeron 100 g de cada muestra y se aplicó durante 15 minutos para cada columna de tamices. Finalizadas ambas operaciones, se volcó el contenido sedimentario retenido en cada malla sobre un papel DIN A3 (Fig. 7) y se fue pesando individualmente, registrando los datos de cada tamiz para, en una fase posterior, construir las gráficas acumuladas en papel probabilístico y proceder al cálculo de los parámetros estadísticos.

Los tamices utilizados en las analíticas se recogen en la Tabla 2 con sus correspondientes tamaños medios en  $\mu\text{m}$  y en Phi.

<b>Micras <math>\mu\text{m}</math></b>	<b>Phi <math>\phi</math></b>
1.000	0,0
710	0,5
500	1,0
355	1,5
250	2,0
177	2,5
125	3,0
90	3,5
63	4,0

*Tabla 2. Tamices utilizados con las correspondencias en  $\mu\text{m}$  y unidades  $\phi$ .*



Figura 6. Tamizadora de vibración y columna de tamices utilizada en los análisis granulométricos.

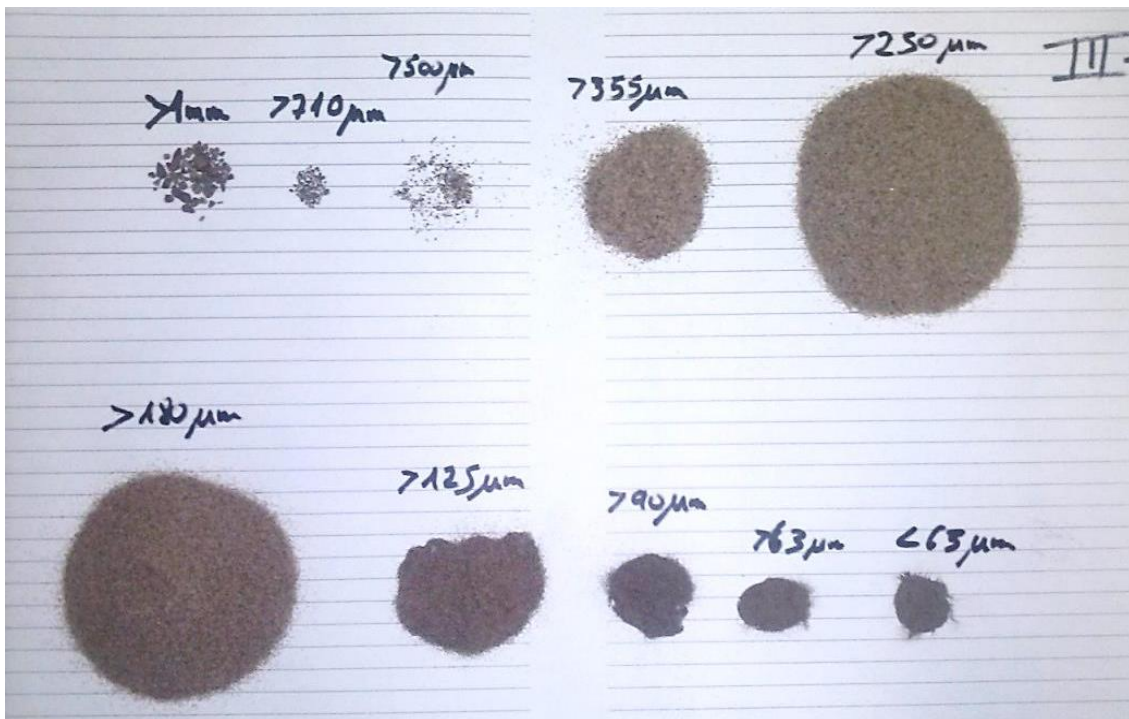


Figura 7. Porciones de muestra retenida en los diferentes tamices de la muestra III-1.

Con ayuda del programa de dibujo Freehand MX se dibujó el contorno de la playa, representando los puntos de muestreo y se elaboraron los mapas de isólinas para cada parámetro, incluyendo los datos de Bercial (1989).

## **6. Agentes dinámicos**

La génesis de las dunas eólicas costeras está relacionada con los procesos y la dinámica litoral, de modo que a partir de las fracciones arenosas, que constituyen la materia prima, se puede hacer un seguimiento hasta que se acumulan por la acción del viento para formar dunas y campos dunares. Las fracciones arenosas son transportadas hasta el borde costero, donde se incorpora el componente biogénico carbonatado de la franja litoral, para ser redistribuida por los agentes dinámicos y acabar incorporándose al sistema playero y de aquí al conjunto dunar.

Los agentes dinámicos son variados, cada uno jugando diferentes roles en el ciclo del sedimento arenoso, que son objeto de un análisis.

### **6.1. El viento**

Una vez depositada la arena en la playa por los agentes antes citados y si hubiera un exceso de sedimento, el viento se encargará de removilizarlos mediante una deflación una vez secos, para ubicarlos en la zona de posplaya en lo que constituye un campo dunar.

#### **6.1.1. Generalidades**

Los vientos desencadenan procesos a escala global que repercuten en la formación de corrientes oceánicas superficiales, de modo que se mueven desde las zonas de altas presiones a la de bajas presiones, con la desviación debida a la rotación terrestre. También son los responsables de la formación de temporales en mar abierta, generadores de oleajes, que después de cruzar océanos y mares acaban incidiendo en las costas con mayor repercusión en playas y acantilados; y, finalmente, producen la deflación de fracciones arenosas secas, particularmente en las playas, para construir dunas y campos dunares en las áreas traseras.

En el Ecuador terrestre, se produce la máxima insolación planetaria, haciendo que la temperatura del aire caliente, que tiene una menor densidad y un gran contenido de humedad, se eleve en la columna atmosférica. Se trata de una gran zona de bajas presiones y altas precipitaciones denominada, Zona de Convergencia Intertropical, desde donde, hacia la latitud de 30° N, se forman los vientos alisios que tienen unas trayectorias NE-SO algo curvadas, debido al efecto Coriolis, una desviación de las masas de aire derivada de la rotación terrestre. Entre 30° y 60° N, se desarrollan las zonas de alta presión o de anticiclones subtropicales, que en el Atlántico está representado por el anticiclón de las Azores (Fig. 8), el cual forma parte de la franja

donde se desarrollan los vientos de poniente. Estos componentes actúan sobre la fachada portuguesa, Galicia y todo el mar Cantábrico, Francia e islas Británicas.

La interacción entre dos bandas contiguas de vientos dominantes se manifiesta en la formación de grandes células de corrientes superficiales en los océanos que, en el caso del Atlántico N, entre 30° y 60° N, tiene una trayectoria dextrógira (sentido de las agujas del reloj).

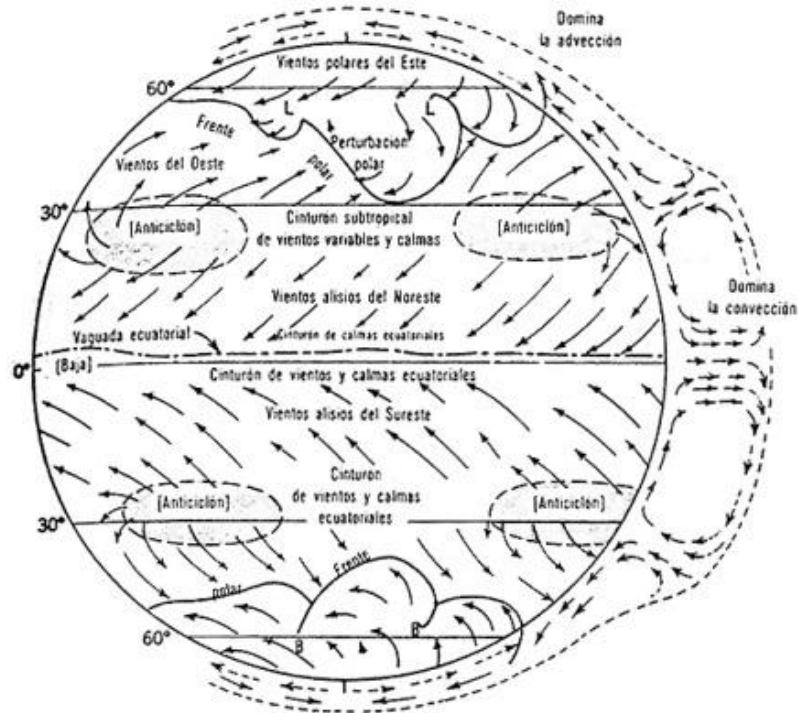


Figura 8. Esquema de los flujos atmosféricos, en la zona ecuatorial se ubicaría la Zona de Convergencia Ecuatorial, de bajas presiones, a ambos lados se hallan las zonas de altas presiones denominados anticiclones subtropicales, como el Anticiclón de las Azores. [http://www.catedu.es/geografos/index.php?option=com\\_content&view=article&id=108:climatolog-los-vientos&catid=62:material-de-aula&Itemid=101](http://www.catedu.es/geografos/index.php?option=com_content&view=article&id=108:climatolog-los-vientos&catid=62:material-de-aula&Itemid=101)

### 6.1.2. Principales vientos en Asturias y su relación con los campos dunares

Para que el viento sea un factor relevante en la construcción de campos dunares, la orientación de la playa en relación a los componentes dominantes de viento ha de ser favorable, es decir, que faciliten la incidencia de mar a tierra. La relación entre la orientación de la playa y la del viento dará lugar a diferentes morfologías dunares, un aspecto muy importante ya que una única componente de viento puede generar diferentes tipos de dunas en una misma playa o en dos playas próximas con orientaciones diferentes.

Las direcciones medias anuales en Asturias, representado por la estación meteorológica del aeropuerto de Asturias (Fig. 9), revelan una persistencia de los vientos del tercer cuadrante, normalmente cuando preceden pasos de frentes de lluvia atlánticos, seguidos del E, propios de condiciones anticiclónicas. Los del NO, N y NE tienen menor importancia, pero aparecen a lo largo de todo el año.

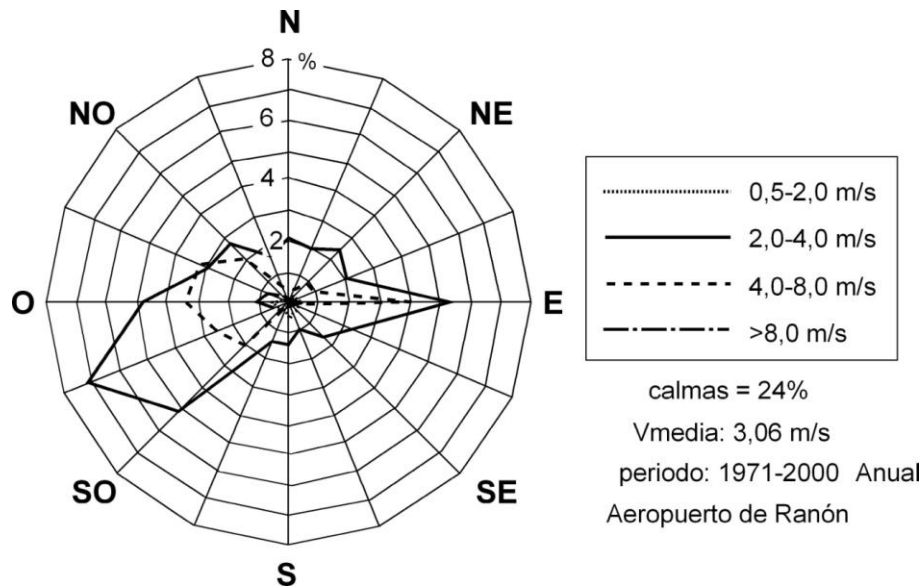


Figura 9. Rosa de los vientos anuales en el Aeropuerto de Ranón (calculada con datos de AEMET por Pinazo Ojer, 2010).

Según Felicísimo Pérez (1990), en Asturias, esta circulación atmosférica influye mucho en los vientos dominantes, en invierno, cuando el anticiclón de las Azores se desplaza hacia el sur, permite desplazarse siguiendo una trayectoria más meridional a las borrascas atlánticas, generando vientos de suroeste, estos vientos, son los más intensos y apenas influyen en la formación de dunas, excepto en la duna colgada de Arnao.

En los meses cálidos el desplazamiento del anticiclón de las Azores hacia el norte provoca una trayectoria de las borrascas hacia posiciones más septentrionales, reinando los vientos de NO, fríos y secos. Estos vientos son los generadores de las mayores cordones dunares (“foredunes”) de Asturias, incluyéndose los cordones de las playas de Peñarronda, Sarello, Navia, Frejulfe, Quebrantos, Bayas, Salinas, Xagó, Rodiles, Espasa y Vega, según Germán Flor. También esta componente del viento, formó las dunas longitudinales de Tenrero.

Esta ciclicidad también ayuda a explicar los procesos de erosión y sedimentación anuales típicos de los sistemas dunares (Fig. 10). En invierno, las borrascas y temporales erosionarían parte de estos sistemas, y en verano el buen tiempo y el viento predominante del SO ayudarían a la resedimentación.

Los vientos del O, NO y del NE se mantienen constantes durante todo el año y son los responsables de las mayores lluvias en el territorio asturiano. Los vientos del oeste requieren una mención especial, ya que son los encargados de la formación de las grandes dunas lingüiformes de Bayas, Xagó y Tenrero.

Los vientos de componente norte, de origen generalmente polar son típicos del invierno formando frentes desde Siberia. Por último, los vientos del sur y del sureste, son poco frecuentes y típicos de verano, si bien pueden instalarse componentes del NO moderados y del NE secos e intensos.

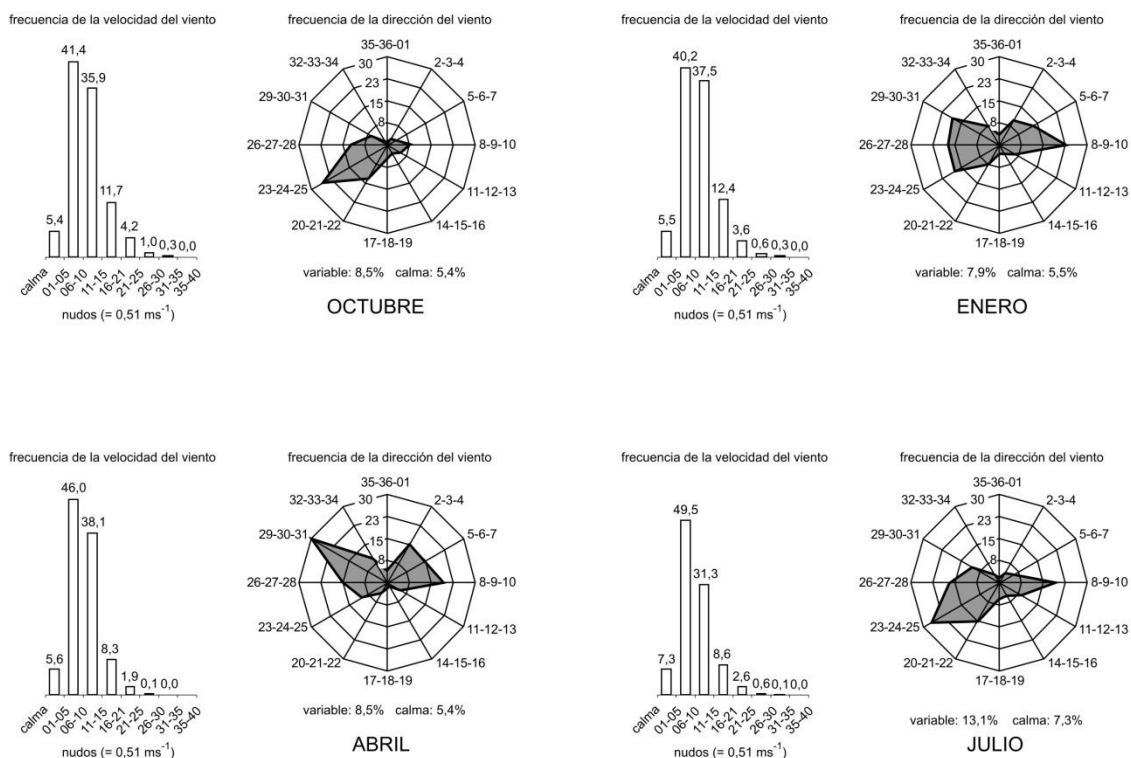


Figura 10. Estacionalidad de los vientos en Asturias, en los meses centrales de cada estación. En los meses cálidos (julio) predominan los vientos del SO y E y en los meses fríos (enero) un mayor abanico desde SO, O, NO, NE y E. Los de las estaciones intermedias, otoño (octubre) y primavera (abril), los del SO y NO, NE y E, respectivamente (LEAS-Aeropuerto de Asturias, calculado sobre 12.583 observaciones durante el periodo 1998 a 2011).

### 6.1.3. El viento sobre el conjunto de la playa/dunas de Bayas

La playa de Bayas tiene varias tipologías dunares que responden a diferentes componentes de viento. La de mayor magnitud es un gran cordón dunar, con una orientación NE-SO, la misma que la playa y paralelo a línea de costa, que se ha construido por la acción de los vientos del NO. Erosiones posteriores han desvirtuado la geometría original, ya que la recesión casi ha alcanzado la cresta del cordón.

También cabe destacarse las grandes dunas lingüiformes, formadas por componentes de viento del oeste.

## 6.2. Corrientes oceánicas superficiales

Las grandes corrientes oceánicas tienen gran importancia en la distribución de las aguas frías y cálidas a lo largo de los océanos, siendo responsables directas de buena parte del clima global. Desde el punto de vista sedimentológico, participan en la redistribución de las fracciones en suspensión a lo largo y ancho de las franjas litorales, además de los conjuntos de mayor profundidad. Gran parte de los rellenos de fangos en ensenadas portuarias son introducidos desde las áreas de descargas fluviales, que en la costa cantábrica forman plumas de partículas en suspensión perfectamente identificable en avenidas, que son desviadas hacia el E por el efecto de Coriolis ante la persistencia de estas corrientes oceánicas al acercarse a tierra.

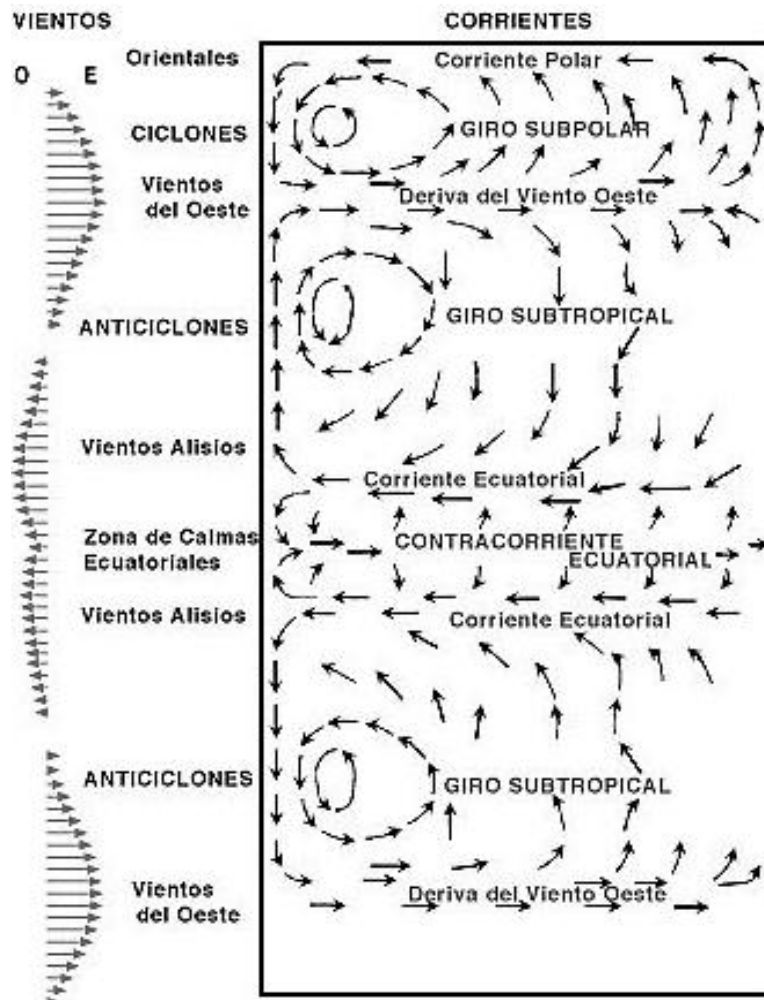


Figura 11. Distribuciones de los vientos dominantes (dirección e intensidad) relacionadas con las grandes corrientes superficiales (Munk, 1955) tomado de [http://www7.uc.cl/sw\\_educ/geo\\_mar/html/h611.html](http://www7.uc.cl/sw_educ/geo_mar/html/h611.html)



Las corrientes oceánicas se dividen en dos grandes grupos, las superficiales, generadas a escala global por la acción del viento y con componentes de movimiento horizontal (Fig. 11), y las corrientes profundas en las que entran en juego otros factores como la temperatura, salinidad, densidad, y con movimientos horizontales y verticales. Se generan en las áreas polares en que aguas más frías y densas se mueven hacia los hemisferios opuestos, destacando por su mayor volumen las de procedencia antártica, de modo que tanto una como otra acaban viajando por el fondo oceánico en sentidos opuestos. Por encima se desarrolla la capa de aguas oceánicas superficiales, cuya distribución y dinámica se produce de una manera, relativamente, independiente.

En las costas, son las corrientes superficiales las que juegan un papel preponderante, pero se solapan ante las más intensas debidas al oleaje. Los vientos desplazan el agua superficial en el sentido actuante, para que la resultante del movimiento del agua experimente una desviación por el efecto de Coriolis y por las barreras geográficas que suponen los continentes.

La corriente superficial del Golfo (Gulf Stream) afecta a las costas atlánticas de la Península Ibérica, así como a las aguas de la costa cantábrica (Fig. 12). Es una gran masa de agua cálida superficial, que tiene 100 km de anchura y profundidades desde 800 a 1.200 m, y se mueve desde el Golfo de México atravesando el Océano Atlántico hasta ubicarse en las costas del occidente europeo hasta las costas de la península de Kola en el NO de Rusia (Fig. 12).

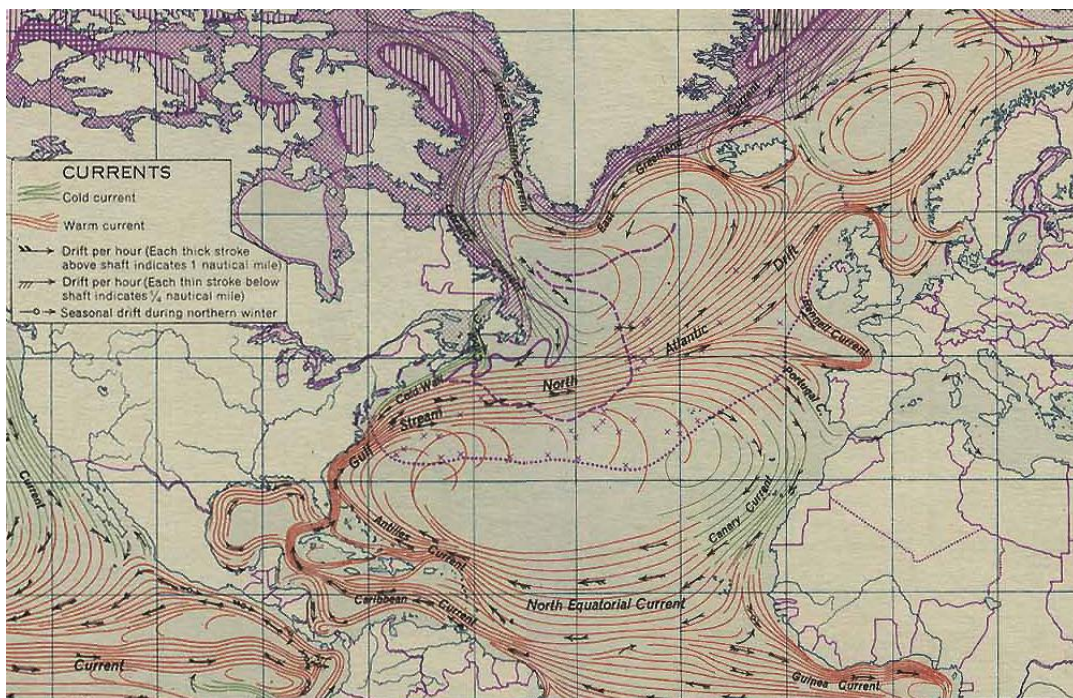


Figura 12. Distribución superficial de la corriente del Golfo en el Atlántico N que, en su recorrido, choca contra las costas gallegas, dividiéndose en dos componentes hacia el E y S [http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Ocean\\_currents\\_1943\\_Gulf\\_Stream.png](http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Ocean_currents_1943_Gulf_Stream.png)



Gracias a esta corriente, Europa goza de una temperatura más suave que por la que latitud le corresponde, especialmente en las latitudes más septentrionales donde se consigue un microclima costero más templado. En su viaje hacia Europa se subdivide en dos ramales, el principal que sigue su curso hacia el N, y otro menor que choca contra la costa noroccidental gallega, donde se divide en dos, una con dirección oeste-este a los largo del mar Cantábrico y norte-sur por la costa portuguesa hacia las Islas Canarias.

El ramal cantábrico coincide con los frentes atlánticos del oleaje dominante de modo que contribuye a la deriva litoral de los sedimentos desde las desembocaduras de los ríos suministradores de arenas siliciclásticas con una componente resultante hacia el E. En el caso del desarrollo del campo dunar de Bayas, se relaciona con los sedimentos aportados por el Nalón para generar las playas de Los Quebrantos y su continuación Natural del playón de Bayas, para construir los campos dunares correspondientes.

### 6.3. Oleajes

Los oleajes cumplen un papel fundamental en los sistemas playeros, ya que removilizan los sedimentos arenosos desde las franjas sumergidas donde se ubican los rompientes para desencadenar la gama variada de corrientes, responsables de las transferencias del sedimento a lo largo y ancho del sistema.

El litoral de Asturias tiene una orientación general de oeste a este, y en Bayas, en particular, noroeste-sureste, de modo que la incidencia del oleaje es justamente frontal en la mayor parte de las ocasiones (Fig. 13).

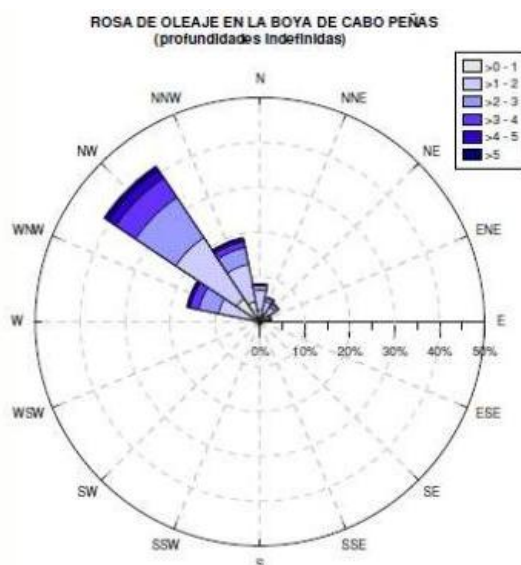


Figura 13. Rosa de oleaje, datos de la boya de Cabo Peñas, en esta rosa se puede observar que la dirección predominante del oleaje es NO, seguida de NNO y ONO. <http://www.puertos.es/>

Una cierta oblicuidad favorece la deriva de arena en sentido hacia el NE, como se reproduce en la Fig 14, un proceso que tiene lugar de manera lenta y cíclica, favoreciendo la llegada de abundantes volúmenes arenosos a la esquina noreste donde, precisamente, se han generado los campos dunares de mayor extensión y acumulación.

Se lleva a cabo mediante un movimiento en zig-zag (Fig. 14) en que se resuelve con una única trayectoria.

Una vez que las corrientes inducidas por el oleaje se acercan a la orilla hasta disiparse la energía por la sobre elevación desde el rompiente, se articulan diferentes corrientes de resaca, que tienen una componente perpendicular a la playa, equilibrando termodinámicamente el efecto de la incidencia del oleaje hacia tierra.

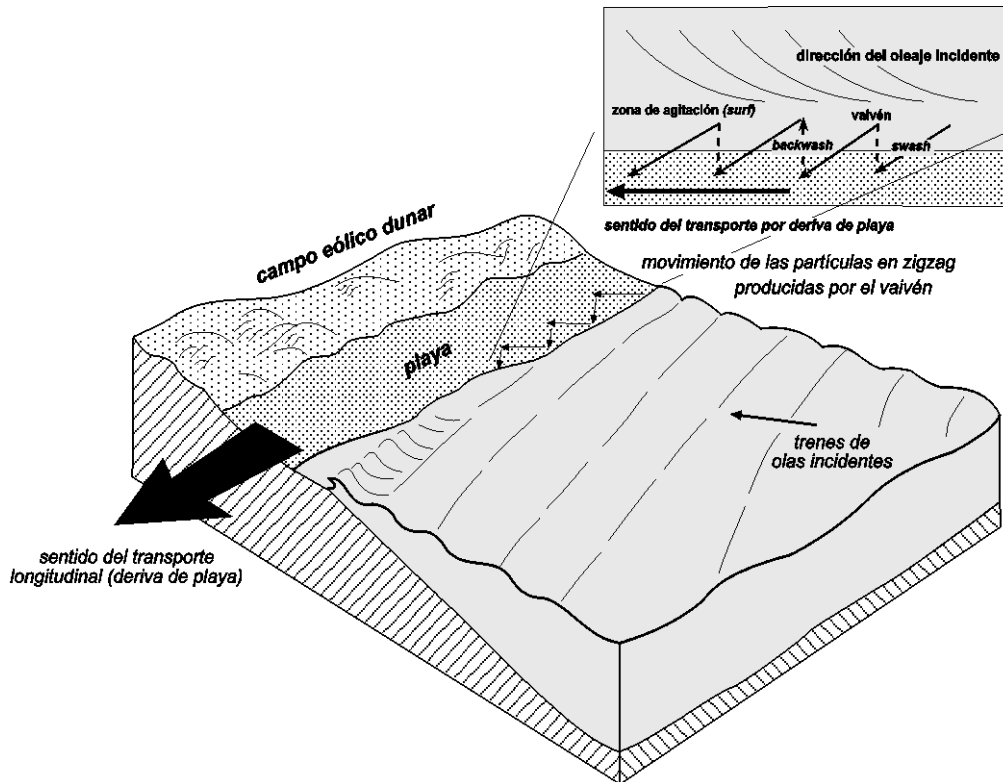


Figura 14. Dinámica de la corriente de deriva de playa, responsable del transporte sedimentario longitudinal (modificado de Keener-Chavis y Sautter, 2000) y detalle de los procesos de vaivén (esquina superior derecha), que promueven el transporte lateral con un movimiento en zig-zag de la arena.

#### 6.4. Las descargas fluviales

Los ríos son los principales aportadores de arena siliciclástica a la costa, que son transportados aguas abajo hasta la desembocadura. Desde el momento en que el área continental experimenta los procesos tectónicos para construir, en el caso de Asturias y regiones orientales, un relieve de cordillera en continua elevación, los agentes externos,

más acentuadamente la lluvia, promueven la formación de redes fluviales. Éstas erosionan la cuenca hidrográfica en un proceso de encajamiento que supone la eliminación de sólidos por tracción y suspensión, transportándolos hasta el borde costero. Son los primeros, bajo condiciones de tracción, que constituyen los depósitos fluviales, para introducirlos en los estuarios hasta su saturación y los excedentes en el borde, formando parte del prisma sumergido de cada uno de ellos.

Generalmente, los sistemas fluviales mayores suelen estar asociados a una serie de ambientes sedimentarios costeros que derivan de dicho prisma arenoso, como el relleno del propio estuario y una serie de sistemas de playas/dunas o, simplemente, playas donde las fracciones arenosas fueron, mayoritariamente, suministradas desde el continente.

Sobre esta área de estudio, el sistema del río Nalón desemboca en la costa rocosa abrupta por el estuario del Nalón, relleno sobre un valle fluvial excavado durante las etapas de nivel bajo del mar, cuya morfología responde a un río de meandros encajados, motivo por el cual la traza del mismo adquiere una planta sinuosa.

El sistema fluvial del Nalón forma parte de este tipo de ríos en la costa cantábrica (Fig. 15), tratándose del mayor río cordillerano de la cordillera Cantábrica con 138 km de longitud y una cuenca hidrográfica vertiente al estuario del Nalón de 3.692 km<sup>2</sup>. Los afluentes más importantes son: por la izquierda, el Narcea, (1.135 km<sup>2</sup>), el Caudal (934,76 km<sup>2</sup>), el Trubia (480,84 km<sup>2</sup>) y el Cubia (217,65 km<sup>2</sup>); por la derecha, el Nora, con 379,12 km<sup>2</sup> de cuenca vertiente. En conjunto suman una longitud de 100 km.

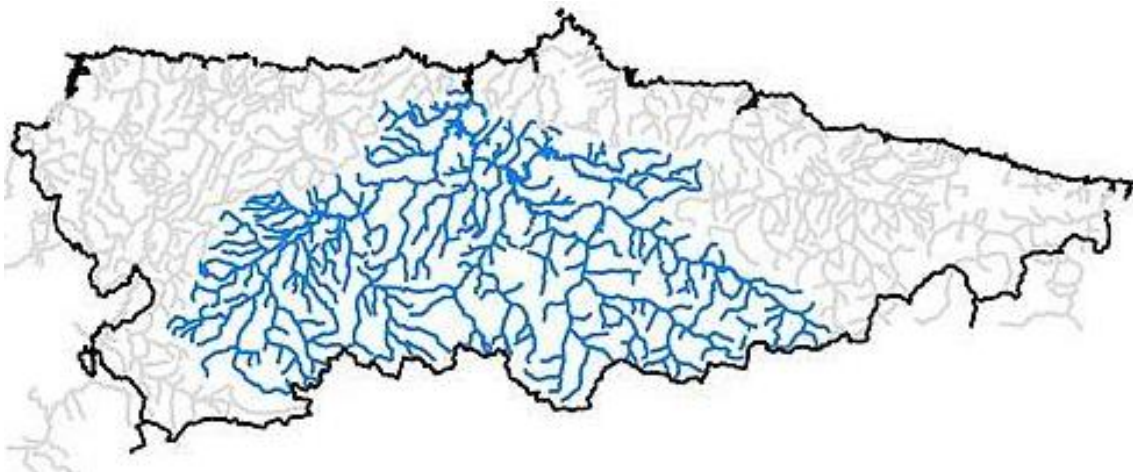


Figura 15. Cuenca hidrográfica del Nalón. ([http://www.bedri.es/Asturias/Medio\\_natural/Cuenca\\_s\\_hidrograficas/Cuenca\\_del\\_Nalon-Narcea.html](http://www.bedri.es/Asturias/Medio_natural/Cuenca_s_hidrograficas/Cuenca_del_Nalon-Narcea.html))

El río Narcea tiene 109 km de longitud con un caudal medio anual de 15,77 m<sup>3</sup>/s, mientras que los máximos y mínimos son de 28,47 m<sup>3</sup>/s y 3,87 m<sup>3</sup>/s, respectivamente, cuyos datos fueron obtenidos en la estación de aforo 1353 en Corias (Confederación Hidrográfica del Cantábrico). (<http://www.chcantabrico.es/index.php/es/395-organismo/demarcacioncantabrica/rios-occ/1866-rio-narcea>).

RIO	Aforo	Períodos	Q <sub>máx/día</sub>	Q <sub>mín/día</sub>	Q <sub>medio/año</sub>
NARCEA	Cornellana	1972-73 1981-82 (10 años)	(m <sup>3</sup> /seg) 475,00	(m <sup>3</sup> /seg) 0,36	(m <sup>3</sup> /seg) 43,41
CUBIA	Grado	1970-71, 1973-74, 1979-80 y 1981-82 (7 años)	94,50	0,27	4,93
NALON	Peñaflor	1912-13 a 1930-31; 1943-44 a 1956-57; 1958-59 a 1966-67; 1969-70 a 1970-71 (44 años)	1.250,00	3,40	56,40

Tabla 3. Caudales fluviales en las estaciones de aforo de los ríos que con la suma de sus aguas penetran en la cola estuarina de la cuenca del Nalón (Confederación Hidrográfica del Cantábrico).

El curso inferior del Nalón, de acuerdo con los datos obtenidos de las estaciones de aforo de la Confederación Hidrográfica del Cantábrico, obtenidos en la estación de aforo de Grado (1346), tiene un caudal absoluto medio anual de 55,18 m<sup>3</sup>/s, con variaciones muy extremas entre avenidas y periodos de estiaje (Tabla 3) y máximos y mínimos anuales de 84,53 m<sup>3</sup>/s y 31,24 m<sup>3</sup>/s, respectivamente (Confederación Hidrográfica del Cantábrico). ([https://www.chcantabrico.es/index.php/es/?option=com\\_content&view=article&id=1864:rio-nalon&catid=259:rios&Itemid=351&lang=es](https://www.chcantabrico.es/index.php/es/?option=com_content&view=article&id=1864:rio-nalon&catid=259:rios&Itemid=351&lang=es)).



Figura 16. Esquema de corrientes costeras que circulan hacia las costas del cabo de Peñas, donde se ilustra la zona de sombra del Cabo en el área oriental (Flor, 1978). La inferior tiene una mayor influencia de la desembocadura del Nalón y de las vaciantes del estuario de Avilés.

Las playas asociadas al Nalón como receptoras de sedimento siliciclástico, citadas de O a E, son (Fig. 16): los Quebrantos, Bayas (playa motivo de este estudio), Salinas, Xagó y el conjunto de Podes-Verdicio (Aguilerina, Carniciega o Aguilera y Tenrero).

La historia actual asturiana y la sedimentación en la desembocadura del Nalón y su afectación a las playas situadas inmediatamente hacia el E, no se entendería sin la gran explotación de carbón que se llevó a cabo a partir del siglo XIX, en las cuencas del Nalón y Narcea. El carbón, combustible fósil de gran valor calórico, fue explotado sistemáticamente en las cuencas mineras asturianas, haciendo que Asturias creciera tanto demográficamente, debido a la inmigración, como en el desarrollo de numerosas industrias y actividades comerciales.

El río Nalón atraviesa las principales poblaciones mineras del carbón de hulla, como Langreo, al igual que sus afluentes, el Caudal (Mieres) y el Aller, afluente de éste, así como las explotaciones estefanienses de antracita sobre la cabecera del Narcea y tramo medio (Tineo). Por tanto, son dos ríos muy ligados a la industria carbonera y su contribución a la sedimentación incontrolada procedente de residuos de lavaderos, especialmente el Nalón. Por ello, las arenas oscuras de Bayas, con alta proporción de carbón y pizarras carbonosas, tras muchos años de transporte se fueron depositando en las playas asociadas (Flor *et al.*, 1990).

En su desembocadura, en el estuario de Pravia, se hallan las poblaciones de San Juan de la Arena al E, perteneciente al concejo de Soto del Barco, y San Esteban de Pravia, a Muros del Nalón. Ésta última población albergó el principal puerto carbonero asturiano durante mucho tiempo, lo que llevó al encauzamiento del estuario, a la construcción del

puerto, y a constantes dragados tanto en el puerto de San Esteban, en el canal, y en la barra de acceso para mantener su calado.

La actividad portuaria se intensificó a finales del siglo XVII y principios del XIX debido al auge del puerto de Gijón. Desde algo después de mediados del siglo XIX, se propusieron mejoras en el puerto, como el debido a D. Pedro Pérez de la Sala (1868), que supuso la construcción solamente del dique Oeste.

La inauguración del ferrocarril Ujo (Lena)-San Esteban de Pravia de la Sociedad General de Ferrocarriles Vasco Asturiana (“El Vasco”) tuvo lugar en 1904, intensificándose la actividad portuaria desde 1907, al recibir las producciones de carbón de los valles de Aller, Turón y Caudal con destino a los Altos Hornos de Vizcaya. Se construyó la dársena (muelles y muro divisorio) en 1910 (Fig. 17) para de 1928 a 1944 materializar la prolongación del Dique O, como actualmente se conserva, y del encauzamiento y del dique Este (Vera González, 1958). De esa misma época se construyeron los cargaderos de carbón, el primero en 1915.

Antes de 1930, se dragaba una media de 600.000 m<sup>3</sup>/año. Los volúmenes se repartían en las cuatro áreas de mayor dragado (Vera González, 1958):

- Barra de desembocadura: 350.000 m<sup>3</sup>
- Canal de entrada: 250.000 m<sup>3</sup>
- Bocana de la dársena: 150.000 m<sup>3</sup>
- Dársena: 200.000 m<sup>3</sup>

De éstos, 550.000 m<sup>3</sup> eran aportados por el sistema fluvial, mientras que los 400.000 m<sup>3</sup> restantes provenían del área costera. También este autor aporta los volúmenes de dragado desde 1951 a 1956 (Tabla 4), ambos inclusive, cifras que coinciden aproximadamente con los de la Tabla 5.

AÑO	VOLUMEN (m <sup>3</sup> )
1951	956.000
1952	1.172.000
1953	1.076.000
1954	710.000
1955	676.000
1956	1.135.000

*Tabla 4. Volúmenes de dragado en los años 50 del siglo pasado (Vera González, 1958).*



*Figura 17. Muelles en construcción en el puerto de San Esteban de Parvia, tomado desde el N en 1910. A la derecha, las edificaciones de la población todavía muy escasas (Archivo digital de Asturias).*

Sedimentología, morfología y evolución del campo dunar de Bayas (Asturias)

Año	Barra de desembocadura (m <sup>3</sup> )	Canal principal (m <sup>3</sup> )	Dársena (m <sup>3</sup> )	Total (m <sup>3</sup> )
1926-27				686.000
1927-28				658.000
1928-29				555.000
1929-30				706.000
1930				826.502
1931				848.761
1931-32				676.000
1932-33				543.000
1933-34				415.000
1934-35				530.000
1935-36				429.000
1936-37				-----
1937-38				571.000
1938-39				700.000
1939-40				766.000
1940-41				844.000
1941-42				512.000
1942-43				532.000
1943-44				686.000
1944-45				788.000
1945-46				770.000
1946-47				734.000
1947-48				664.000
1948-49				687.000
1949-50				694.000
1950-51				888.766
1951-52			1.179.284	1.179.284
1952-53			1.028.250	1.028.250
1953-54				731.900
1954-55				602.120
1955-56			1.192.200	1.192.200
1956-57			1.078.600	1.078.600
1957-58			1.463.700	1.463.700
1958-59			1.067.700	1.067.700
1959-60				880.400
1961				845.650
1962				807.400
1963				720.400
1964	360.200	248.800	183.600	792.600
1965	273.600	278.000	204.200	755.400
1966	299.600	187.800	143.600	631.000
1967	471.400	313.200	157.400	942.000
1968	362.800	232.000	133.600	728.400
1969	300.800	244.800	12.000	557.200
1970	324.400	124.400	124.600	483.400
1971	256.800	119.200	104.200	480.200
1972	152.800	47.000	67.800	267.600
1973	183.200	111.600		294.800
1974	133.400	105.400		238.800
1975	156.400	64.400		220.800
1976	148.400	74.800		253.200
1977	162.400	35.900		198.300
1978	109.000	33.600		142.600
1979	109.600	24.800		134.400
1980	142.400	34.875		177.275
1981	100.800	19.600		120.400
1982	68.800	7.200		76.000
1983	20.400	2.400		22.800
1984	18.400	6.800		25.200
1985	84.800	2.000		86.800
1986	3.600	1.600		5.200

Tabla 5. Volumen de dragados en m<sup>3</sup> en el estuario del Nalón para barra, canal y dársena, tomada de Cabrera y Flor (1993) y los datos en cursiva tomados de Quirós Linares (1975b).



Para eliminar la potencial formación o reconstrucción de la barra, se propuso la construcción del contradique o dique exento sobre la margen occidental de la playa de Los Quebrantos, que es operativo desde finales de los años 50. Tampoco esta nueva construcción fue capaz de eliminar la construcción de la barra arenosa submarina ni mucho menos de limitar los dragados necesarios para facilitar la navegación.

La actividad portuaria colapsó en la década de los 70, ya que en 1973 desapareció el suministro de carbón, para quedar bajo mínimos en la de década posterior, como lo demuestra la escasa actividad de los dragados del puerto (Tabla 5; Fig. 18).

Actualmente, la fisonomía del estuario permanece inalterada con las dos poblaciones principales de San Esteban de Pravia y San Juan de la Arena (Fig. 18) dedicadas principalmente al sector turístico y una actividad pesquera residual (bajura y angula en la época determinada).



Figura 18. Desembocadura del río Nalón en lo que constituye el tramo inferior del estuario del mismo nombre, representado por la barrera arenosa confinante y hacia el E el playón de Bayas (Google Earth).

## 6.5. Mareas

Las mareas son semidiurnas o semidiarias, cuyo periodo ronda las 12 horas y 20 minutos (desde una pleamar o bajamar a la siguiente o a la anterior). Los rangos mareales varían desde micro (algo menos de 1,0 m) hasta macromareales algo más de 4,65 m en las equinocciales, si bien esta cifra varía con mínimos en la costa gallega incrementándose hacia el interior del golfo de Vizcaya.

A esta marea astronómica se le incrementa el valor de sobre-elevación de la marea meteorológica, que se manifiesta en cambios de la altura del nivel del mar con ocasión de las diferentes presiones atmosféricas. No tienen una incidencia reseñable sobre la playa, excepto por el hecho de incrementarse la sobreelevación del nivel del mar durante pleamares vivas ante eventos erosivos, que generan escarpes en el frente dunar.

Los estuarios asturianos se consideran mesomareales puesto que el rango mareal medio anual es mesomareal en un 61,50% (Tabla 6).

Mes	Marea Astronómica ( cm )											
	0: 45	45:90	90:135	135:180	180:225	225:270	270:315	315:360	360:405	405:450	450:495	495:540
Ene.	8.25	1.93	6.62	12.70	13.53	10.66	10.78	14.08	13.15	6.84	1.40	0.06
Feb.	8.30	2.79	7.33	11.46	13.70	10.64	11.27	14.17	11.39	7.09	1.76	0.10
Mar.	8.45	3.35	7.43	10.53	13.44	11.00	11.45	13.80	10.63	7.41	2.33	0.19
Abr.	8.16	2.75	7.59	10.98	13.48	11.09	10.81	13.82	11.48	7.70	2.12	0.01
May.	8.24	1.55	6.99	12.87	13.35	10.74	10.62	13.69	13.24	7.45	1.27	.00
Jun.	7.62	1.25	6.55	14.56	13.10	10.57	10.56	13.97	14.17	6.85	0.81	.00
Jul.	7.60	1.84	7.00	13.61	13.14	10.77	10.58	14.36	13.62	6.48	1.00	.00
Ago.	7.70	2.53	7.66	11.49	13.65	11.03	10.95	14.29	11.72	7.01	1.92	0.04
Sep.	7.62	2.90	7.59	10.52	13.76	11.11	11.39	13.71	11.16	7.71	2.39	0.14
Oct.	7.60	2.03	7.05	10.81	13.60	11.47	11.33	13.68	11.76	8.21	2.38	0.09
Nov.	7.66	1.25	6.31	12.17	13.71	11.06	10.89	13.38	13.37	8.24	1.97	0.01
Dic.	7.66	0.90	5.99	13.47	13.75	10.85	10.57	13.58	14.08	7.75	1.39	0.02
<b>Anual</b>	7.90	2.09	7.01	12.10	13.52	10.92	10.93	13.88	12.48	7.40	1.73	0.06
	MICROMAREAL				MESOMAREAL				MACROMAREAL			
	29,10 %				61,53 %				9,19 %			

Tabla 6. Valores (%) de la frecuencia de la media mensual y anual de rangos mareales (expresados en cm) para la costa asturiana del mar Cantábrico. Cobertura 1995-2010. Datos correspondientes a registros del mareógrafo de Gijón (3113, de la red REDMAR).

[http://w3.puertos.es/es/oceanografía\\_y\\_meteorología/banco\\_de\\_datos/nivel\\_del\\_mar.html](http://w3.puertos.es/es/oceanografía_y_meteorología/banco_de_datos/nivel_del_mar.html)

## 6.6. Variaciones del nivel del mar

Al igual que los factores dinámicos mencionados, los movimientos eustáticos también son muy importantes para la formación o erosión de los campos dunares costeros. Cuando se retira el nivel del mar, la playa progresa mar adentro, generando un espacio en la parte posterior de ésta que es susceptible, si las condiciones son favorables, para la formación de un campo dunar. A partir de esta etapa, es todo el conjunto playa/dunas el que experimentará este proceso progradante con el incremento paulatino de la anchura y, obviamente, de la extensión total del campo dunar.

Durante la última glaciación, el nivel del mar descendió, aproximadamente, hasta la isobata de 130 m. Al incrementarse la temperatura global, se derritieron paulatinamente los hielos y el nivel del mar ascendió de manera continua hasta alcanzar el denominado máximo Flandriense hace aproximadamente 4.500 (Pascual *et al.*, 2001)-5.000 años en el Cantábrico, con una altura máxima del nivel del mar de 3,0 m, respecto a las pleamares vivas media actuales, inundando estuarios y ensenadas.

Hasta la actualidad, se puede decir que de forma general el nivel del mar ha ido retrocediendo, haciendo que tanto las playas como los sistemas dunares hayan ido progradando lentamente. Esta regresión no ha sido continua, sino que ha sufrido fases de estabilización y de transgresión (pulsación romana). Debido a estas fases de estabilización, en los campos dunares mejor desarrollados se pueden distinguir diferentes conjuntos, denominados: campo interno, intermedio y externo.

En los estuarios asturianos del Navia, Nalón y Villaviciosa, Pagés y Alonso (2006) incluyen los resultados de sondeos, en que la intrusión de sedimentos marinos tuvo lugar durante los 7.200 cal a. B.P., apoyados en una secuencia fluvial. La tasa de sedimentación variaría entre 5,7 y 5,2 mm/año hasta el 6.500 B.P., rebajándose hasta 2 mm/año entre 6.500 y 5.000 B.P. En esta última fecha se produciría una estabilización del nivel del mar reanudándose posteriormente, ahora con tasas de 1,4 y 1,8 mm/año, en que la sedimentación produciría una tendencia a la colmatación.

De acuerdo con estos argumentos, se ha reconstruido una curva ideal (Fig. 19), como una propuesta provisional, basada parcialmente en Díez (2000) y Martínez Cedrún (2009), que se adapta a la formación de playas levantadas, fases progradantes y transgresivas en campos dunares y registros en los rellenos estuarinos cantábricos.

Según este modelo, los campos dunares más antiguos se formarían justo después de culminar el nivel del mar el máximo Flandriense con la formación del campo interno, para comenzar a ensancharse posteriormente hasta la pulsación romana, que erosiona el

frente dunar, y seguidamente una fase mucho más dilatada de progradación dunar (campos intermedio y externo).

En las últimas décadas, algunos campo dunares han comenzado a experimentar un retroceso importante, especialmente en sistemas del occidente de Asturias (Mexota, Barayo y Otur), pero que también se manifiestan en el oriente (Vega).

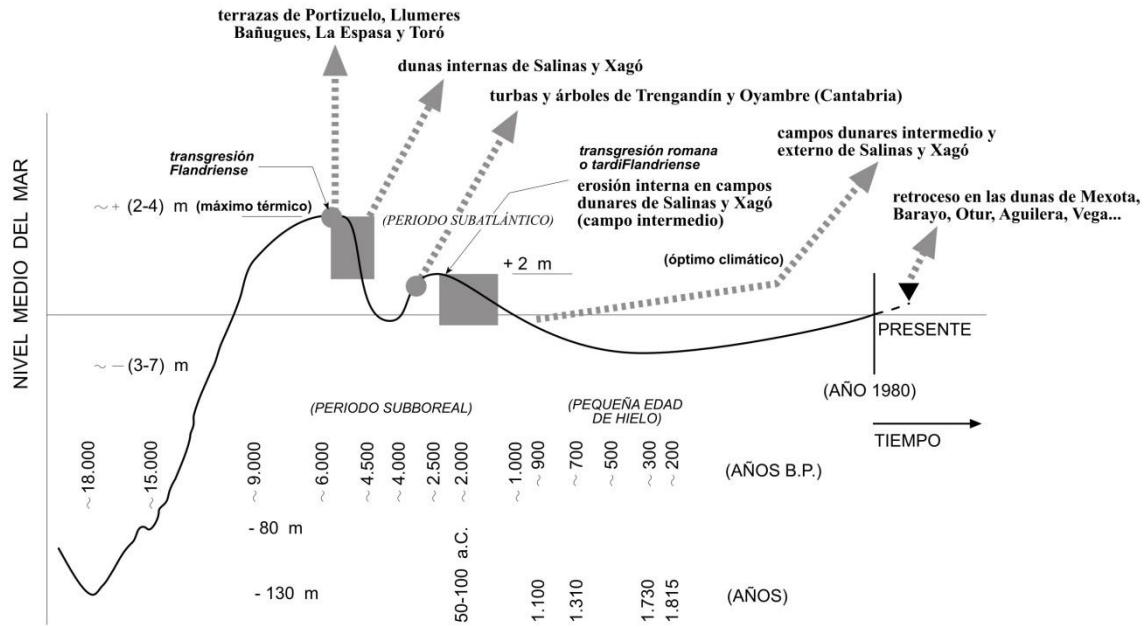


Figura 19. Curva ideal del nivel del mar (sin escalas) adaptada mayoritariamente a la costa asturiana (basado parcialmente en Díez, 2000 y Martínez Cedrón, 2009) Numerosos datos de terrazas sedimentarias, campos dunares, turbas y restos arbóreos con sus dataciones oportunas de algunos enclaves del occidente de Cantabria, permiten plantear esta curva provisional.

## 7. Sedimentos

Los sedimentos arenosos, que forman parte de los sistemas de playas/dunas de Los Quebrantos y su continuidad natural oriental de Bayas, provienen de las descargas de la amplia cuenca hidrográfica del Nalón, a lo largo de su dilatada historia de encajamiento.

### 7.1. Granulometrías

Interesa establecer las transferencias entre el sedimento arenoso de la playa, que actúa como área fuente, y los campos dunares asociados, que se generan en el proceso posterior de transporte y sedimentación, para establecer el grado de implicación.

Los parámetros granulométricos, como datos estadísticos, se relacionan con los procesos del agente de transporte del sedimento, desde los trabajos pioneros de

Krumbein (1938) hasta los más recientes de Poizot *et al.*, 2008), quienes pasan revista a los modelos propuestos para establecer las tendencias. Últimamente, se incluyen solamente los parámetros de la media, el calibrado y la asimetría, habiendo quedado definitivamente descartada la angulosidad desde los trabajos de Mc Laren y Bowles (1985) con su modelo unidimensional y los posteriores bidimensionales (Le Roux, 1994), que coinciden en reconocer que son perfectamente válidos para los denominados ambientes longitudinales, como son ríos, playas y bancos arenosos. Trabajos posteriores han modificado sustancialmente la identificación de las tendencias dominantes en las distribuciones granulométricas (Friend *et al.*, 2006), un campo que sigue aportando numerosas contribuciones y lo seguirá haciendo en el futuro.

- El Centil, que marca el 1% de la distribución de las poblaciones granulométricas, representa el tamaño máximo (en milímetros) y, consiguientemente, la máxima energía del depósito eólico.

Desde la playa, los tamaños máximos disminuyen paulatinamente ( $0,75 \phi = 0,59$  mm) hacia la franja dunar más interna ( $1,25 \phi = 0,42$  mm) en la mayor parte de los casos, con la excepción de las dunas remontantes del extremo oriental cuyas cifras se hacen algo superiores ( $1,00 \phi = 0,50$  mm), es decir, necesitaron transportes más intensos para su sedimentación definitiva.

- La Media como valor promedio más ponderado que el Centil de la distribución de tamaños o del diámetro de grano, representa la energía cinética media de las arenas transportadas desde la playa hasta su sedimentación para formar parte del campo dunar. Son mayores en la playa, más aún en los extremos occidental y oriental ( $1,50 \phi = 0,35$  mm), probablemente debido a la concentración de mayor energía por tratarse de un tramo donde tiene lugar una cierta reflexión de la ola. Como en el caso anterior, disminuye paulatinamente hacia el interior, alcanzando los tamaños medios más finos en el conjunto occidental con cifras de  $2,50 \phi$  (0,18 mm) y de  $2,0 \phi$  (0,25 mm) en los grandes campos central y oriental. En las dunas remontantes orientales, son algo mayores, hasta  $1,75 \phi$  (0,30 mm).
- Los Calibrados de estas arenas son buenas ( $0,35$  a  $0,50 \phi$ ) a muy buenas, incluso excelentes ( $< 0,35 \phi$ ) como resultado de una selección previa por parte del transporte fluvial hasta el estuario del Nalón y mareal en este último y desde la bocana hasta el prisma arenoso donde se instalan las playas de Los Quebrantos y Bayas. Por lo que respecta a las dunas, en términos más generales, se mantienen valores buenos y muy buenos desde el conjunto suroccidental al nororiental, ligeramente superior en el central, y tienden a ser mejores desde la playa hacia posiciones de las dunas más internas.

- Las Asimetría de una distribución se determina por la importancia relativa de las colas, variando desde cifras algo negativas (-0,20) a positivas (0,25), que contienen un exceso de material grosero y fino, respectivamente en su distribución.

Se realizaron trabajos previos en el conjunto del estuario del Nalón, de los cuales se segregaron los sistemas de playa/dunas de Los Quebrantos, como barrera confinante del estuario, acerca de las granulometrías superficiales de así como la mineralogía de las arenas (Flor *et al.*, 1998), que revelan la presencia de componentes de carbón y pizarras carbonosas y de escorias industriales. También se incluyeron algunas muestras representativas de la playa intermareal y dunas fijadas del playón de Bayas que sirvieran de comparativa (Tabla 7).

Centil	Media	Clasif.		Asimetría		Angulos.		
		ø	mm	ø	mm	ø	mm	
<b>Dunas eólicas de La Arena (n=52)</b>		1,04	0,49	2,17	0,22	0,44	0,02	0,85
<b>Dunas eólicas de Bayas (n=17)</b>		1,08	0,47	1,81	0,28	0,35	0,14	1,08
<b>Dunas fósiles de Bayas (n=21)</b>		1,16	0,45	1,97	0,25	0,39	0,16	0,97
<b>Playa de Los Quebrantos (n=35)</b>		0,70	0,61	1,92	0,26	0,49	0,04	0,97
<b>Playón de Bayas (n=8)</b>		1,06	0,48	1,79	0,29	0,35	0,13	1,18

Tabla 7. Promedios de los parámetros granulométricos de los sistemas de playas dunas de Los Quebrantos y Bayas (reproducido de Flor *et al.*, 1989).

Crespo Fernández *et al.* (1986) muestrearon la totalidad de las playas emergidas de Los Quebrantos y Bayas con 5 perfiles transversales en cada una de ellas y la recogida de 30 y 28 muestras superficiales, respectivamente, como parte de unas prácticas aplicadas de la asignatura de Geología Marina de la Licenciatura de Geología del curso académico 1986-87 (Fig. 20). A partir de estos datos, se han elaborado los promedios de cada parámetro considerado en los 10 perfiles y los relativos a cada una de las playas.

Sedimentología, morfología y evolución del campo dunar de Bayas (Asturias)

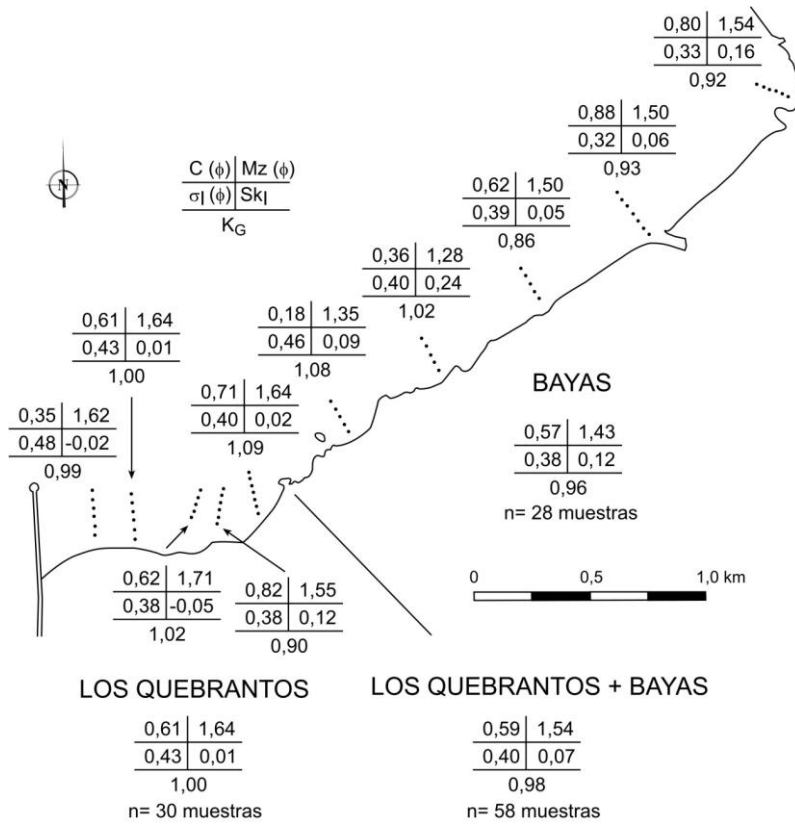


Figura 20. Situación de las muestras superficiales arenosas de Crespo Fernández et al. (1986) en toda la franja intermareal de playa de Los Quebrantos y Bayas en que se reproducen los valores promediados del centil, media, calibrado, asimetría y angulosidad, según los criterios de Folk y Ward (1957), de cada perfil, así como los promedios de cada playa y el total de ambas.

1989		Media	Desv	Asim	Ang	Centil
Campo Intermedio	A1	2,08	0,38	0,19	0,89	1,29
	A2	2,04	0,43	0,14	0,91	1,15
	A3	2,02	0,41	0,17	0,95	1,13
	A4	1,98	0,40	0,17	0,96	1,19
	A5	1,96	0,42	0,14	0,95	1,11
	A6	2,03	0,41	0,20	0,89	1,24
	A7	2,10	0,40	0,12	0,89	1,28
	A8	2,07	0,39	0,16	0,90	1,27
	A9	2,03	0,39	0,20	0,92	1,26
	A10	2,03	0,40	0,19	0,93	1,21
	A11	2,05	0,40	0,19	0,90	1,22
	A12	2,02	0,38	0,18	0,97	1,26
	A13	2,07	0,40	0,14	0,90	1,22
	A14	1,98	0,40	0,16	0,96	1,15
	A15	2,07	0,40	0,13	0,89	1,22
	Campo Externo	A16	1,83	0,34	0,13	1,15
A17		1,77	0,36	0,12	1,21	1,01
A18		1,93	0,36	0,17	1,05	1,20
A19		1,77	0,35	0,13	1,19	1,05
A20		1,93	0,36	0,17	1,06	1,18
Playa	A21	1,82	0,38	0,14	1,19	1,01
	A22	1,90	0,38	0,14	1,08	1,06
	A23	1,84	0,35	0,14	1,22	1,09
	A24	1,91	0,34	0,20	1,13	1,23
Campo Intermedio	A25	1,83	0,37	0,15	1,22	1,05
	B1	1,78	0,34	0,12	1,25	1,05
	B2	1,83	0,36	0,13	1,19	1,05
	B3	1,86	0,36	0,15	1,14	1,11
Campo Externo	B4	1,68	0,35	0,03	1,13	0,88
	B5	1,91	0,36	0,18	1,06	1,22
	B6	1,90	0,36	0,20	1,11	1,21
	B7	1,95	0,38	0,21	1,04	1,20
	B8	1,83	0,34	0,12	1,16	1,13
Playa	B9	1,82	0,37	0,14	1,14	1,08
	B10	1,82	0,38	0,16	1,16	1,08
Campo Intermedio	B11	1,85	0,34	0,16	1,24	1,14
	C1	1,92	0,40	0,20	1,07	1,11
	C2	1,90	0,40	0,16	1,04	1,11
Campo Externo	C3	1,80	0,44	0,22	1,16	0,96
	C4	1,70	0,34	0,09	1,19	0,97
	C5	1,82	0,35	0,16	1,24	1,10
	C6	1,69	0,34	0,08	1,09	0,97
	C7	1,58	0,32	0,08	1,07	0,88
	C8	1,74	0,34	0,15	1,19	1,07
Playa	C9	1,75	0,38	0,14	1,22	0,97
	C10	1,66	0,34	0,07	1,12	0,92
	C11	1,73	0,31	0,07	1,18	1,05

Tabla 8. Parámetros granulométricos obtenidos en el muestreo de Bercial (1989) en cada una de los 3 perfiles llevados a cabo.



Los tamaños medios de los Quebrantos muestran una arena de menor diámetro ( $1,64 \phi = 0,32 \text{ mm}$ ) que la más expuesta al oleaje de Bayas ( $1,43 \phi = 0,37 \text{ mm}$ ). Además, en esta última, los tamaños son mayores en el tercio occidental ( $1,35 \phi = 0,39 \text{ mm}$  y  $1,28 \phi = 0,41 \text{ mm}$ ), donde más se concentra la energía de ola, decreciendo de una manera más o menos homogénea a  $1,50 \phi$  ( $0,35 \text{ mm}$ ) hacia el NE y, finalmente, con fracciones medias más finas en el extremo noreste de la playa ( $1,54 \phi = 0,34 \text{ mm}$ ), que puede interpretarse como el resultado del proceso de deriva de playa de las arenas en ese mismo sentido.

El parámetro del calibrado en Bayas es del mayor interés en cuanto a la removilización por corrientes se refiere y que marca la predisposición del sedimento a la deflación eólica. Muestra valores pertenecientes a arenas bien calibradas en el sector suroccidental ( $0,46 \phi$ ), que mejoran paulatinamente hacia el extremo noreste de la playa:  $0,40 \phi$  y  $0,39 \phi$  (bien calibradas) y  $0,32 \phi$  y  $0,33 \phi$  (muy bien calibradas).

Por su parte, Bercial (1989) levantó tres perfiles transversales desde la playa alta hasta el campo intermedio, inclusive, más oriental del playón de Bayas recogiendo un total de 47 muestras superficiales que analizó granulométricamente, también en este caso, formando parte de unas prácticas de la asignatura de Geología Marina de la Licenciatura de Geología del curso académico 1989-90. Dicha información se complementaba con la traza límite de ambos ambientes, permitiendo establecer los cambios de dicho límite hasta el presente dentro del apartado sobre la evolución (Tabla 8).

En este trabajo, se muestrearon los segmentos de la playa y los campos dunares situados al SE de la playa, así como del campo interno del área NE del que no constaba representación alguna (Fig. 21).

Junto con los datos de Bercial (1989) se construyeron los mapas de isolíneas del Centil, Media, Calibrado, Asimetría y Angulosidad (Fig. 21).

## 7.2. Resultados

Las playas de Los Quebrantos y Bayas son netamente disipativas, desde la perspectiva morfodinámica según Short (1999), que construyen en condiciones de equilibrio una terraza de bajamar bien desarrollada. Están sometidas a un régimen mesomareal y bajo condiciones energéticas expuestas y, aunque se anclan en promontorios, solamente el más nororiental, juega un papel importante en la retención arenosa como área distal adonde llegar la deriva de playa.

Teniendo en cuenta los criterios de Short y Masselink en cuanto a la circulación hidrodinámica (1999), esta playa se incluye dentro de la que muestra una “circulación

normal”, por cuanto desarrolla cabeceras y un gran número de corrientes de resaca (“ripcurrents”) y la playa tiende a comportarse como una playa abierta.

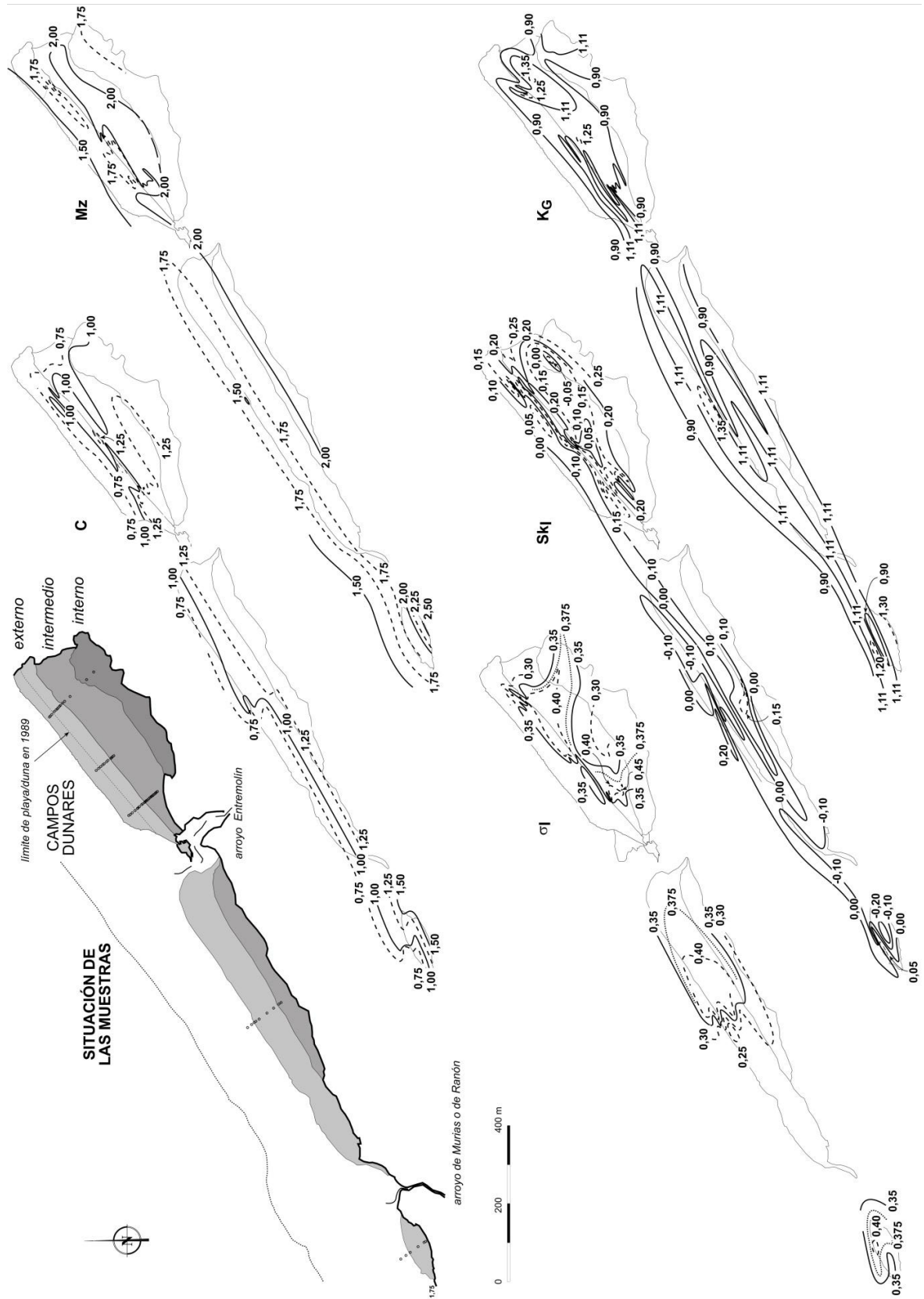


Figura 21. Situación de las muestras superficiales arenosas, incluyendo las de Bercial (1989) en la franja superior de playa y en los diferentes campos dunares identificados en el conjunto de Bayas y mapas de tendencias de los parámetros granulométricos, expresados en isolíneas. Los intervalos de clase de calibrado, asimetría y angulosidad son los propuestos por Folk y Ward (1957).

Las arenas de la playa alta intermareal y de los campos dunares son unimodales, concentrándose el máximo de la distribución (superior al 40%) en la totalidad de las muestras sobre la fracción de  $2,0 \phi$  (0,25 mm) y, en numerosas muestras del conjunto nororiental, el porcentaje rebasa el 50% del total.

La distribución de los mapas de tendencias, elaborados a partir de las isolíneas de los parámetros de rango (Centil) y de relación (Media, Calibrado o Clasificación, Asimetría y Angulosidad), revela numerosos aspectos acerca de la sedimentación arenosa eólica producto de la deflación de la playa adyacente.

Los mapas de tendencias de los diferentes parámetros reflejan distribuciones de las isolíneas más o menos paralelas a la línea del agua en lo que constituye una adaptación a la disposición de las franjas inter y supramareal de la playa y de la planta del campo dunar a la incidencia del oleaje y su papel de distribuidor de los sedimentos arenosos de acuerdo con las pautas longitudinales y transversales. Asimismo, las tendencias se articulan siguiendo direcciones transversales desde la bajamar hasta las porciones más distales o internas del campo eólico en lo que constituyen las transiciones de flujos de agua y viento de mar a tierra.

Las primeras se concentran preferentemente en la zona de la playa superior, dentro del retazo suroccidental y campo dunar central, así como en el ámbito dunar de aquél. En el campo dunar oriental, son mayoritariamente positivas, tendiendo a algo más altas en el conjunto dunar. Consecuentemente, las arenas dunares se caracterizan por asimetrías positivas.

La Kurtosis o Angulosidad (agudeza de la curva) tiene un margen estrecho de variación, desde curvas medias (0,90 a 1,11) a algo agudas (1,35). Las primeras son más habituales en la playa alta incrementándose los valores hacia el área dunar más interna, como es el caso del retazo suroccidental, o hacia la esquina nororiental del campo oriental. No obstante, en las dunas remontantes de este último, y en la franja más interna oriental del campo central, las curvas tienden a medias.

Se han calculado los promedios de los diferentes parámetros, reuniendo los datos de Crespo Fernández *et al.* (1986), Bercial (1989) y los obtenidos para este trabajo, separando los representativos de la playa y de las dunas.

Se detectan las variaciones longitudinales y transversales contenidas en los mapas de tendencias (Fig. 21), como se refleja en la Fig. 22. En sentido longitudinal, los tamaños máximos (centil), pero de una manera más neta, las medias de los diámetros de grano decrecen paulatinamente desde la esquina suroccidental a la nororiental como consecuencia de la deriva del transporte arenoso en ese mismo sentido. También lo hacen, aunque con menor contundencia, la clasificación que mejora hacia el NE y las

asimetrías que, desde negativas en el borde SO se hacen cada vez más positivas. Los valores de las angulosidades experimentan cambios muy irregulares.

Las arenas del campo dunar externo son más finas que las correspondientes de playa, disminuyendo en algunos casos hacia el campo intermedio, con alguna excepción. El calibrado tiene esa misma tendencia, pero no en la totalidad de los casos, lo mismo que la asimetría que exhibe una irregularidad mayor. Parece que las angulosidades se hacen mayores (curvas más picudas) en numerosos casos hacia las dunas intermedias, pero no en las internas.

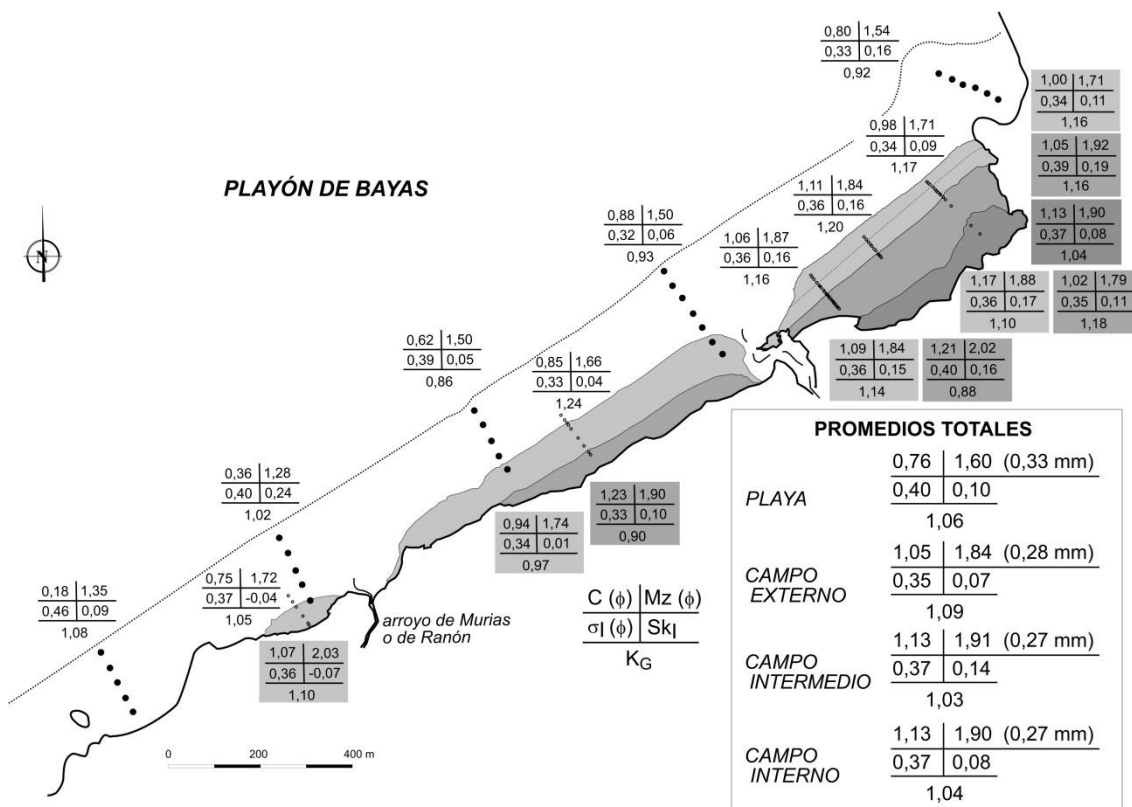


Figura 22. Promedios de los parámetros granulométricos, atendiendo a cada uno de los perfiles de las muestras arenosas de playa y campos dunares externo, intermedio e interno, así como los totales. Se incluye la totalidad de las muestras recogidas en trabajos anteriores y del presente.

Sumarizando los datos promediados, los diámetros medios del sedimento arenoso del playón de Bayas, tanto de la playa inter y supramareal como del complejo dunar, entran dentro de la categoría de arenas medias cuyos intervalos de clase de tamaños se extienden desde 1,00 a 2,00  $\phi$  (0,50-0,25 mm). Solamente, el conjunto de arenas del campo externo más suroccidental y un sector del campo intermedio está representado por arenas finas.

Los calibrados varían de buenos (0,35-0,50  $\phi$ ) a muy buenos ( $< 0,35\phi$ ), éstos últimos en las arenas de playa en la mitad nororiental y en algunos campos dunares intermedio e interno.

Las asimetrías que son relativamente variables si se tienen en cuenta a nivel individual, al tratarse de forma promediada, varían desde ligeramente negativas o curvas casi simétricas (-0,10 a +0,10) a positivas (+0,10 a +0,30), con los valores más altos, tanto en la playa como en el conjunto dunar del área nororiental.

Las curvas promedio se concentran en la categoría de mesocurtósicas (0,90 - 1,11) y alguna en la inmediatamente inferior de platicurtósica (0,67 - 0,90), como es el caso del centro de la playa intermareal y algunos sectores del campo dunar intermedio.

## **8. El complejo dunar**

### **8.1. Aspectos generales**

Los campos dunares eólicos son depósitos arenosos generados por el único agente dinámico, que es el viento, capaz de deflacionar las arenas secas de la playa inter y supramareal, por lo general las fracciones más finas de las poblaciones granulométricas, y de depositarlas en las áreas traseras de la playa. Pero son numerosos los factores necesarios para que se desarrolle un campo dunar (Goldsmith, 1978; Short y Hesp, 1982; Pye, 1993; Sherman, 1995; Kocurek *et al.*, 2001; Flor 2005; Anthony *et al.*, 2006; Mountney y Russell, 2006; Aagaard *et al.*, 2007; Maun, 2009):

- 1) Componentes y condiciones de viento (velocidad y dirección) de mar a tierra, ya que debe removilizar la arena excedentaria de la playa, transportándola con la capacidad suficiente hacia la parte posterior, donde el flujo pierda competencia y deposite las arenas para construir lentamente el campo dunar. El inicio del transporte eólico está controlado por la velocidad del viento, las características del sedimento, la morfología de la playa, el contenido en humedad y el grado de rugosidad de los elementos presentes, como la vegetación (Sloss, 2012). En caso de un viento subparalelo a línea de costa, favorecerá la intensificación del transporte arenoso por la corriente de deriva con una menor o ninguna incorporación arenosa eólica a la trasplaya.
- 2) Excedente arenoso. Al tratarse una duna de un depósito arenoso, para que su génesis sea posible es necesario un volumen de arena excedentario en la playa para que el viento lo removilice. El depósito arenoso dunar hará las veces de almacén encargado de la supervivencia de la playa, ya que la reserva de arena puede ser necesaria en épocas de erosión.
- 3) Rangos granulométricos. Aunque los vientos intensos son capaces de removilizar la mayoría del abanico de tamaños de la arena, la mayor proporción

deflacionada afectará a los tamaños finos, debido a la menor competencia energética del viento. Por ello, el viento se comporta como un agente granoseleccionador, transportando dichas unidades más finas. Algún autor, como Tsoar (2001) hacen intervenir el tamaño de grano como factor fundamental en el apilamiento de arena para formar dunas con una geometría determinada.

- 4) Superficie de posplaya suficientemente amplia. Las dunas necesitan un espacio para formarse, desarrollarse y crecer, de modo que espacios amplios subhorizontales con nivel de base concordante al del mar permiten la sedimentación de mayores superficies y volúmenes de arena. En el caso de laderas abruptas, si la cantidad de arena es suficientemente alta y el flujo eólico importante, se pueden formar dunas remontantes que suavizarán la pendiente, e inclusive si superan la ladera formarse dunas colgadas.
- 5) Orientación de la playa. La orientación de la playa respecto a los vientos actuantes, cargados de sedimento eólico, es de gran importancia, ya que si facilitan la transferencia mar-tierra mediante componentes oblicuas o perpendiculares a la playa, el campo dunar está asegurado.
- 6) Cambios del nivel del mar. Los procesos de avance y retroceso del mar, que actúan a escalas amplias de tiempo, favorecen la erosión o la progradación del campo dunar hacia el mar, respectivamente. Los grandes campos dunares cantábricos se han formado por un proceso progradante, consecuencia de una retirada o bajada del nivel del mar, de modo que se produce un crecimiento del espacio interior para la formación de dunas.
- 7) Posición nivel freático. Cuando se sitúa muy próximo a la superficie en estas zonas, proporciona una mayor consistencia a las dunas, evitando se produzca una erosión.
- 8) Grado de humedad. La humedad del suelo y del aire, debido a la proximidad del mar, juega un papel importante, debido a que otorga cierto grado de cohesión a los granos de arena, favoreciendo el desarrollo de la colonización vegetal.
- 9) La vegetación. La presencia de plantas es vital en el desarrollo de las dunas, ya que su existencia aumenta la rugosidad del terreno, y los granos de arena transportadas por procesos de saltación son captados por éstas.

- 10) Debe ser incluido por cuanto la intervención humana toma un protagonismo cada vez más acusado, tanto si se trata de influencias indirectas, como la eliminación del sistema dinamo-sedimentario de volúmenes de arena (caso de estuarios próximos), como directas sobre la playa y los campos dunares.

## **8.2. El conjunto de dunas eólicas de Bayas**

Las intensas aportaciones de arena han constituido un excedente sedimentario disponible para el relleno de las playas desde la desembocadura del Nalón, así como de las situadas hacia el E, incluida la más alejada de Xagó a unos 14 km en línea recta. El estuario de Avilés se constituye en un gran sumidero potencial de sedimento desde el último nivel bajo del mar hasta su colmatación en el máximo Flandriense (hace 4.500-5.000 años), pero también pudieron llegar derivas litorales de arena que se incorporaron a la cabecera del cañón de Avilés durante los momentos bajos del nivel del mar.

Esta disponibilidad de material arenoso, junto con la persistencia de una corriente de deriva y la incidencia de vientos del NO y O, así como del proceso generalizado de progradación desde la mencionada transgresión Flandriense ha propiciado la construcción de un campo dunar en diferentes etapas, que ha servido para sectorizar el conjunto dunar en tres campos paralelos al nivel del mar.

Fueron denominados por Flor (2004) de acuerdo con su posición respecto a la playa en campo interno, intermedio y externo, cada uno de ellos caracterizados por tipologías dunares específicas. Los dos primeros están separados entre sí por una depresión laxa, mientras que el intermedio reproduce en su frente septentrional un talud de gran pendiente, interpretado como producido por una erosión con retroceso, como ocurre activamente en el presente en el campo dunar oriental de Salinas. En sentido longitudinal están interrumpidos por la desembocadura de arroyos o regatos de Ranón, al O, y Entremolinos en el área oriental, que lo dividen en tres segmentos, el SO con 160 m de longitud y máximo de 55 m de anchura, el intermedio con 860 m, 175 m de máxima anchura y el NE, donde la acumulación arenosa eólica fue mayor, con 570 m de extensión longitudinal y hasta 230 m de anchura.

## **8.3. Tipologías dunares de Bayas**

Desde el punto de vista geomorfológico, es fundamental su asignación a una geometría determinada en lo que constituye el primer eslabón, su clasificación. Existen diversas propuestas que atienden a criterios diferentes, como es frecuente en otros ambientes costeros, casos de playas y estuarios. Y nunca se ha podido completar una clasificación en la que tengan cabida todas y cada una de las generalidades y particularidades de estas acumulaciones debidas al viento.



Algunas propuestas pioneras, que deben ser tenidas en cuenta, muchas de ellas definidas en entornos desérticos continentales y de mayor escala, son las referentes a algunos autores, como Cooper (1958 y 1967), Bigarella (1972), Fryberger (1979), McKee (1979), Carter *et al.* (1990), Pye (1993) y Pye y Tsoar (2009).

Se distinguen cuatro tipos de geometrías dunares:

- 1) Cordón dunar. Esta tipología es la más difundida en costas donde la vegetación juega un papel decisivo en la retención del sedimento transportado por el viento, y la colonización vegetal, preferentemente *Ammophila arenaria* (barrón), a su vez, sirve de obstáculo para crear una morfología irregular de montículos y pasillo de erosión y sedimentación. Según Hesp (1984), pertenecen a la categoría de cordones dunares (“foredunes”) consolidados. Cuando las aportaciones sedimentarias son altas, se produce una acreción o progradación que, combinada con vientos intensos, se traduce en la formación de conjuntos de dunas paralelas o cordones dunares sucesivos (Pye, 1990). Adquiere una geometría alargada según una alineación NE-SO, que es el más ampliamente representado y se ha construido a lo largo de la mayor parte del campo dunar intermedio, con su costado de barlovento muy erosionado, pero que conserva la cresta culminante y el costado de sotavento intactos.
- 2) Dunas lingüiformes que se definen como dunas deposicionales longitudinales de geometría prismática, ovoides y asimétricas en planta, cuyo eje mayor y cresta subaguda o achatada se alarga en la dirección del viento generador (Flor, 1986). Tienen una dirección O-E, desarrolladas a partir del costado de sotavento del cordón dunar principal, solamente en el segmento nororiental de las cuales una unidad puede considerarse como la de mayor magnitud de toda la costa cantábrica (120 m de longitud, 50 m de anchura máxima y una altura de 29 m). Son numerosas en la playa de Xagó, que se insertan a partir de la cresta del cordón dunar activo y se proyectan hacia el interior, apoyándose sobre el costado de sotavento hasta alcanzar el surco separador con el campo intermedio (Flor, 1981). También se han formado algunas unidades en el área oriental de esta misma playa a partir de la cresta del gran cordón dunar hacia sotavento. Cabe destacar la presencia de una duna lingüiforme generada por un viento de componente noreste en la zona occidental

En algunas playas de Cantabria en recesión (El Puntal-zona N de La Salvé) o donde se han practicado sacas de arena muy importantes (Somo-Latas y Valdearenas), este tipo de dunas son funcionales en la actualidad como sendas dunas transgresivas, autoabasteciéndose del propio sistema (Martínez-Cedrún, 2009). También en Salinas, son de las pocas dunas activas en el momento actual (Flor 1994).

- 3) Dunas tabulares, que a modo de sábanas arenosas (Cooper, 1958; Hesp y Thom, 1990; Wiedemann, 1993) se han construido desde el pie erosivo de barlovento del cordón dunar hacia el límite con la playa. Han sido puestas en relación con vientos intensos, alteraciones antrópicas y una sedimentación relativamente reducida (Pye, 1990). Tiene una disposición subhorizontal, casi plana, aunque se detectan tendencias a construir cordones laxos, especialmente en la franja externa. Los últimos temporales han causado un retroceso importante, enlazando con la playa mediante escarpes subverticales, a veces con desniveles de hasta 3,0 m.
  
- 4) Dunas remontantes, denominadas así por Evans (1962), son acumulaciones arenosas controladas topográficamente, que solamente se han construido en el borde interno, considerado como campo interno. El depósito está constituido por mantos arenosos, que se han instalado inmediatamente sobre el sustrato rocoso para, mediante una acreción vertical, consolidar un prisma arenoso en cuña, rebajando la pendiente inicial de la ladera, que experimentalmente (Tsoar, 1983) debe tener una pendiente inferior a 55°. La inclinación máxima posible está relacionada con la pendiente deposicional de reposo para estas arenas finas, que en condiciones de sequedad no deben superar 32-34° (Goldsmith, 1982). Están fijadas por especies de plantas espinosas (zarza: *Rubus ulmifolius* y tojo: *Ulex europeus*) que dificultan el acceso.

## 9. Distribución cartográfica de los campos dunares de Bayas

Para una mejor comprensión, se ha denominado al campo dunar en sentido longitudinal de diferentes maneras: Oeste (O), Centro 1 (C1), Centro 2 (C2) y Este (E) (Fig.23).



Figura 23. Diferentes sectores del campo dunar externo sobre la fotografía aérea de 2011.

Desde el punto de vista geomorfológico, se asignan a una geometría determinada como primer eslabón para su clasificación. El playón de Bayas se divide, según Flor (2004), en interno, intermedio y externo, ordenados de más antiguo a más moderno (Fig. 24).





Figura 24. Distribución de los diferentes campos dunares del playón de Bayas.

### 9.1. Campo interno

El campo interno está ubicado en la parte posterior de todo el conjunto, siempre limitando el pie de la ladera que se eleva sobre el Sablón (Fig. 24).

Tras el máximo Flandriense hace unos 4.500 años (Pascual et al., 2001) el nivel del mar comenzó a descender y cabe deducir que, en los primeros estadios de esta regresión marina, se formó el campo dunar interno. En este playón de Bayas, está limitado a una franja adosada a la ladera en su porción inferior, por lo que el total de las dunas de este campo, debido al poco espacio y a la obstaculización que ejerció la ladera, corresponden a dunas remontantes con una geometría de mantos arenosos que se van depositado en la parte baja de la ladera, suavizando la pendiente resultante.

Estas dunas remontantes son de muy difícil acceso, ya que están cubiertas de una espesa vegetación de plantas espinosas, fundamentalmente tojo (*Ulexeuropaeus*), zarza (*Rubusfruticosus*) y zarzaparrilla (*Smilaxaspera*). Hacia la senda que comunica este sector playero, la pendiente se rebaja considerablemente en lo que constituye un surco muy laxo (Fig. 25) que recorre este límite.

Las dunas remontantes están representadas en los dos grandes conjuntos dunares, el más occidental (C1) es un pequeño campo de 155 m de longitud y 40 m de anchura sólo observable en la zona oriental; el más oriental (C2) es bastante más grande con 455 m de longitud y 70 m de anchura en la zona este y 110 m en la parte oriental donde se ensancha, orlando casi en su totalidad la ladera.



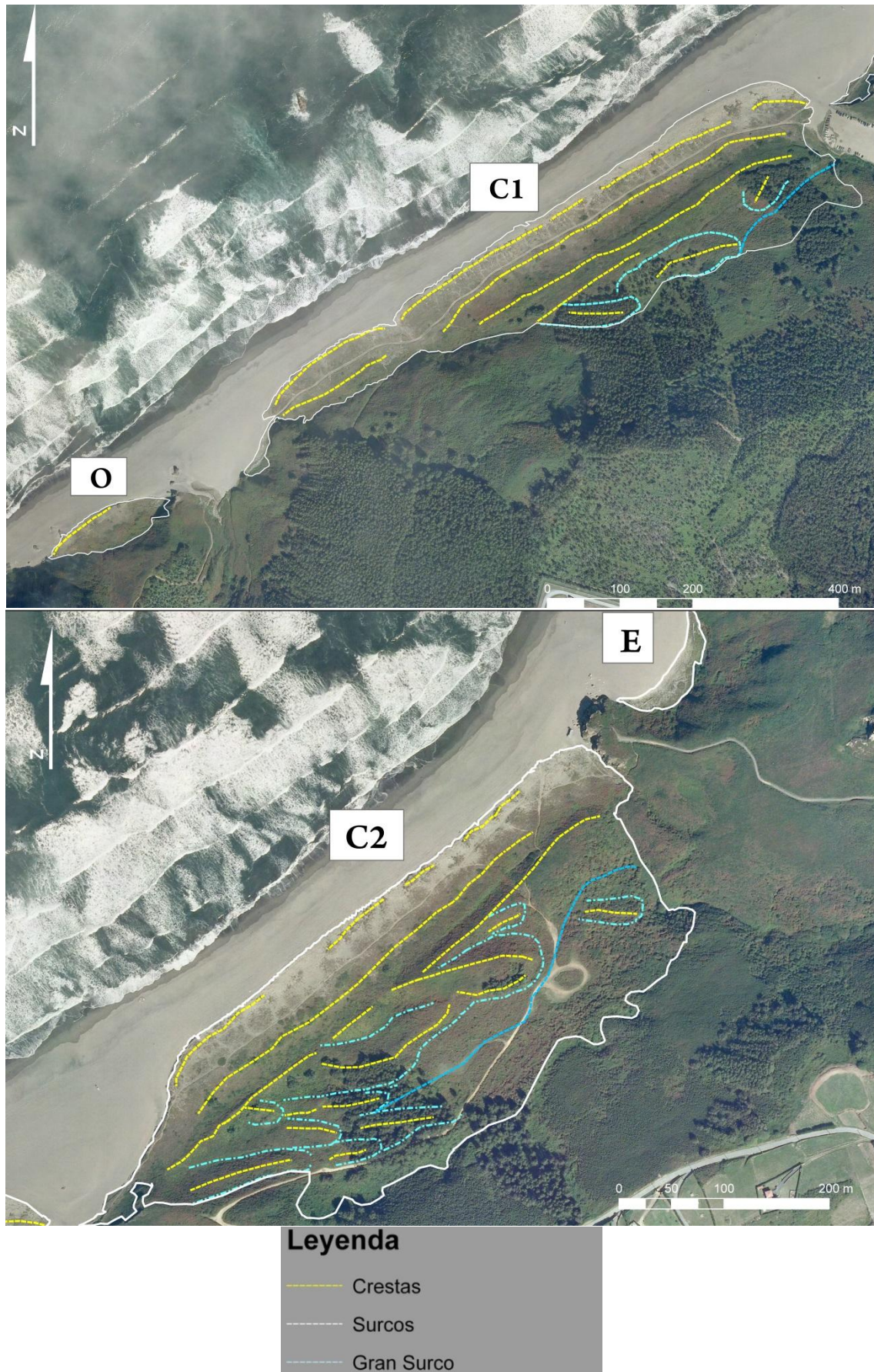


Figura 25. Cartografía de los campos dunares de Bayas donde se pueden distinguir las diferentes morfologías.

Los vientos involucrados en la formación de este campo interno son principalmente de componente de NO que entran perpendiculares a la línea de costa y a la ladera.

## 9.2. Campo intermedio

Más al N, se extiende es el intermedio (Fig. 25), mediando entre con el interno una la depresión o surco laxo. El costado septentrional está marcado por una talud ancho (hasta 20 m) y de gran pendiente ( $>35^\circ$ ).

Tiene unas dimensiones considerables, así, en la zona C1, mide 570 m de longitud y 100 de anchura, mientras que en la zona C2 mide 570 m de longitud, con su máxima de anchura de 110 m, por el centro del campo, reduciéndose hasta 60 m en la zona E y a 80 m por el O.

Otro rasgo morfológico de este campo a tener en cuenta es que algunas culminaciones dunares alcanzan cotas absolutas de 28,96 m, 24,27 m y 21,17 m, particularmente en el gran campo oriental C2, indicativo del mayor acúmulo sedimentario producido por la deriva playera hasta este extremo del playón de Bayas.

Las tipologías dunares en este campo son las más variadas con morfologías de cordones dunares y dunas lingüiformes, algunas de gran envergadura.

Los cordones dunares orlan la parte próxima a la playa del campo intermedio, limitando con el campo externo. Son de grandes dimensiones, hasta 15-18 m de altura relativa, con un fuerte talud en barlovento, debido a la erosión antigua y una pendiente más tendida hacia el lado de sotavento, culminando con una cresta rectilínea.

En C1, su cresta se continúa sobre 500 m de longitud y en la más occidental está fuertemente erosionado, formándose dos crestas próximas y paralelas. En la zona C2, esta morfología es muy similar, con una pequeña depresión, amoldándose el cordón a esta oquedad. En líneas generales, la cresta se alarga 540 m. Estos grandes cordones se formaron por vientos de componente NO perpendiculares a la cresta.

La otra tipología dunar dominante es la de dunas lingüiformes, que forman cuerpos alargados lobulares, con una cresta recta alineados en la misma dirección. Crecen paulatinamente en altura y anchura hacia el campo interno desde su ápice adosado al lado de sotavento, muy próximo a la cresta del cordón dunar.

En C1, se han cartografiado dos grandes dunas lingüiformes, formadas por vientos de componente O con longitudes de la cresta de hasta 100 m. En la parte más oriental, se

ha formado una duna inusual debido a que por su morfología parece haber sido generada por vientos de componente NE.

En la zona C2, se construyeron mayor número de estas formas, siendo en su parte más occidental donde estas dunas lingüiformes se concentran, y se adosan lateralmente unas a otras. Sus tamaños oscilan desde 30 m hasta los 90 m, alguna de las cuales se apoyaron, incluso rebasando, el surco con el campo interno. En la zona oriental se encuentra la mayor duna lingüiforme medida, con 140 m a lo largo de su cresta y 55 m en la parte más ancha donde también se formó una cresta subparalela a la anterior, ambas culminando esta gran acumulación arenosa. Por último, próximo a esta gran duna hay dos dunas pequeñas cuyas crestas no superan los 45 m. Todas las dunas lingüiformes de este sector, son formadas por vientos de componente O.

### **9.3. Campo externo**

El último campo en formarse fue el campo externo (Figs. 24 y 25), aún activo en contacto con la parte superior de la playa mareal actual, separándolos un talud erosivo que puede llegar a alcanzar los 3 m de altura.

Éste campo es de grandes dimensiones en ambos sectores y ha desarrollado dos cordones dunares todavía incipientes por lo que sus crestas son poco marcadas. Además también se forma en ambos extremos, dentro de los sectores denominados oeste (O) y este (E).

El campo externo, tal como se expone en este trabajo, es de reciente creación, formándose en los últimos 50 años, al igual que sus morfologías.

La morfología más característica de este campo es la relativa a dunas tabulares, pero en determinados segmentos puede culminar con dos cordones dunares de escasa altura (Fig. 26), paralelos entre sí y separados por una depresión donde se ubica el camino principal, siendo el cordón más próximo a la costa el de mayor altura. Sus crestas son subrectilíneas, paralelas a línea de costa, y con zonas erosionadas donde es difícil seguir el trazado de ésta.





*Figura 26. En la zona Centro 1, se detecta un cordón residual al pie del talud de gran pendiente (izquierda de la fotografía con una textura vegetal de tonos verdes oscuros). La senda representa un surco poco marcado que separa un cordón interno de otro externo (derecha de la instantánea), ambos paralelos entre sí y de morfologías muy laxas.*

En la zona C2, el esquema general es el mismo, donde también se formaron dos cordones paralelos entre sí sobre una duna tabular, entre los cuales se ubica una senda aprovechando el surco. En la zona oeste, se encuentra un pequeño cordón, muy erosionado y no completo por su parte oriental.

Donde se han formado cantiles erosivos, el intento de recuperación del frente dunar (Hesp, 1983) pasa por la acumulación de arenas eólicas, bien como dunas remontantes o bien dunas eco (Fig. 27A y B), según se trate de pendientes inferiores o superiores a 55°, respectivamente (Tsoar, 1983).



*Figura 27. A) Formación de dunas remontantes al pie del escarpe erosionado de la duna tabular en vías de reconstrucción. B) Pequeña duna eco próxima al talud erosionado del campo externo, que servirá para su transformación en una duna remontante.*

#### 9.4. Perfiles transversales

Con el objeto de ilustrar la distribución morfológica de los conjuntos dunares y geometrías más características, se ha llevado a cabo perfiles transversales, representativos de los sectores detallados previamente: zona Oeste, Centro 1 y 2, y Zona Este (Fig. 28).

Desde el área SO al NE, se atraviesa el campo interno con sus dunas remontantes para llegar al surco que las separa del antiguo cordón dunar erosionado en su frente de barlovento.

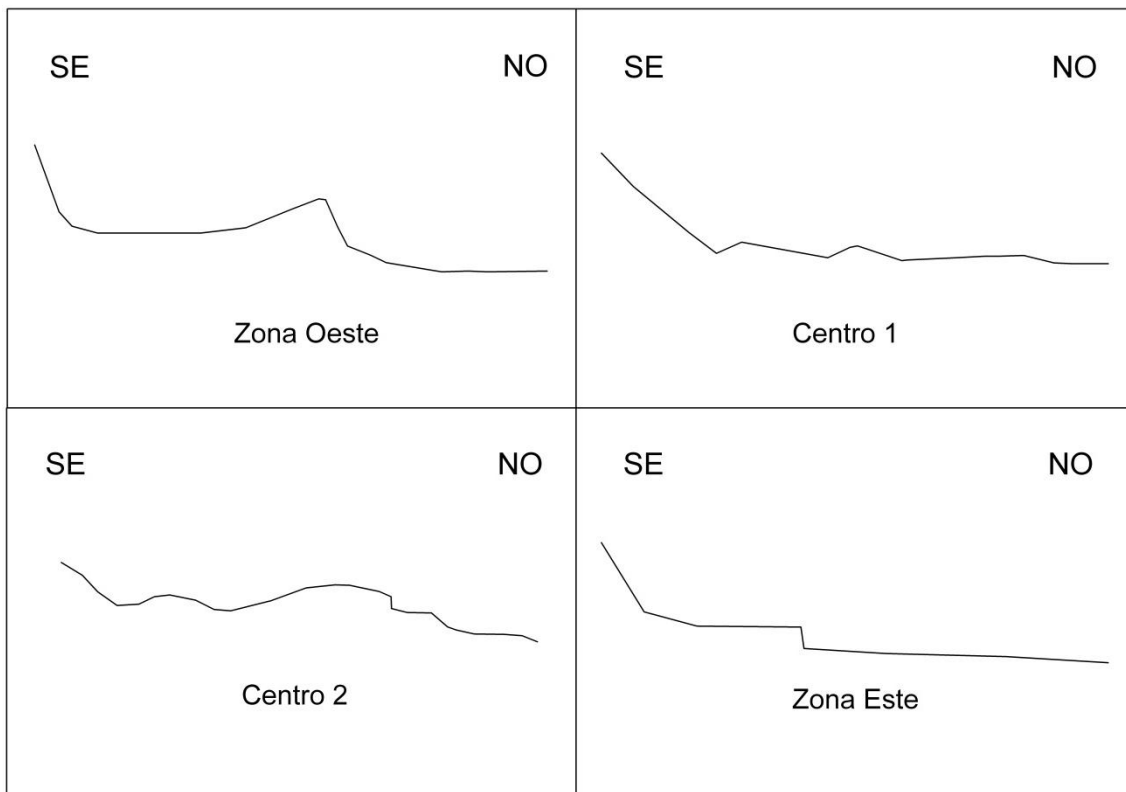


Figura 28. Perfiles de los campos dunares que ilustran de las morfologías más representativas de los cuales el Centro 1 y 2 son más voluminosos (sin escala).

### 10. Evolución del sistema playa-dunas

Se detallan los orígenes del conjunto de las dunas de Bayas con el objeto de modelizar la sedimentación dunar de los grandes campos eólicos de Asturias y la tendencia evolutiva que mejor representa este conjunto en su franja externa hasta el contacto con la playa, atribuible a los manejos costeros del estuario del Nalón para el desarrollo portuario de San Esteban de Pravia desde que a finales de siglo XIX se constituyera en uno de los grandes puertos carboneros de Asturias.

### 10.1. Origen de las dunas de Bayas

La formación de este conjunto dunar eólico se ha puesto en relación con los vecinos sistemas dunares orientales de Salinas-El Espartal y Xagó, todos de grandes dimensiones, y que muestran una distribución en campos dunares según franjas paralelas al nivel del mar. Se caracterizan por acumulaciones de mayor o menor envergadura altimétrica, separadas por sendas depresiones o surcos.

Tanto los conjuntos dunares de Salinas-El Espartal, como los de Xagó, se han interpretado como la respuesta de la retirada del nivel del mar, desde el máximo avance del mar en el Flandriense (Flor, 1986; Flor, 2004), a la sedimentación eólica de un sedimento excedentario procedente de las aportaciones del sistema fluvial del Nalón. Ambos conservan evidencias de una pulsación positiva que se atribuye al tardiflandriense o romana, en el primero por una superficie de erosión inclinada hacia el mar que corta a un paleosuelo que contiene fragmentos pequeños de cerámica, atribuible a un borde de vasija, y clastos de gravillas angulosas de cuarcita granuda, que no han sido emplazados por el viento. En Xagó, mediante registros de georradar en el área interna del campo intermedio (Flor-Blanco *et al.*, 2012), se apreció una línea correspondiente a un plano inclinado hacia el mar, que afecta a todo el espesor de ese cuerpo arenoso.

Son numerosas las similitudes entre estos tres grandes campos dunares, pero quedan por abordar algunas incógnitas que se analizarán mediante la realización futura de perfiles de georradar, en particular para resolver la presencia del frente erosivo tardiflandriense. Basándose en los esquemas evolutivos de los complejos eólicos de Salinas-El Espartal y Xagó, se ha elaborado un modelo (Fig. 29), cuya complejidad es mayor por los efectos de los dragados históricos y el consiguiente cese de los mismos a partir de los años 70 del pasado siglo. En el mismo, de forma provisional se incluye la hipotética fase de retroceso tardiflandriense para encajar la existencia de las numerosas dunas lingüiformes en este playón de Bayas, así como los retrocesos posteriores debidos a dos etapas de dragados intensivos bien diferenciadas. La primera tendría lugar desde finales de siglo XIX hasta el año 1910 y una década posterior y la segunda con los máximos a mediados de este mismo siglo entre los 50 y 60.

Sedimentología, morfología y evolución del campo dunar de Bayas (Asturias)

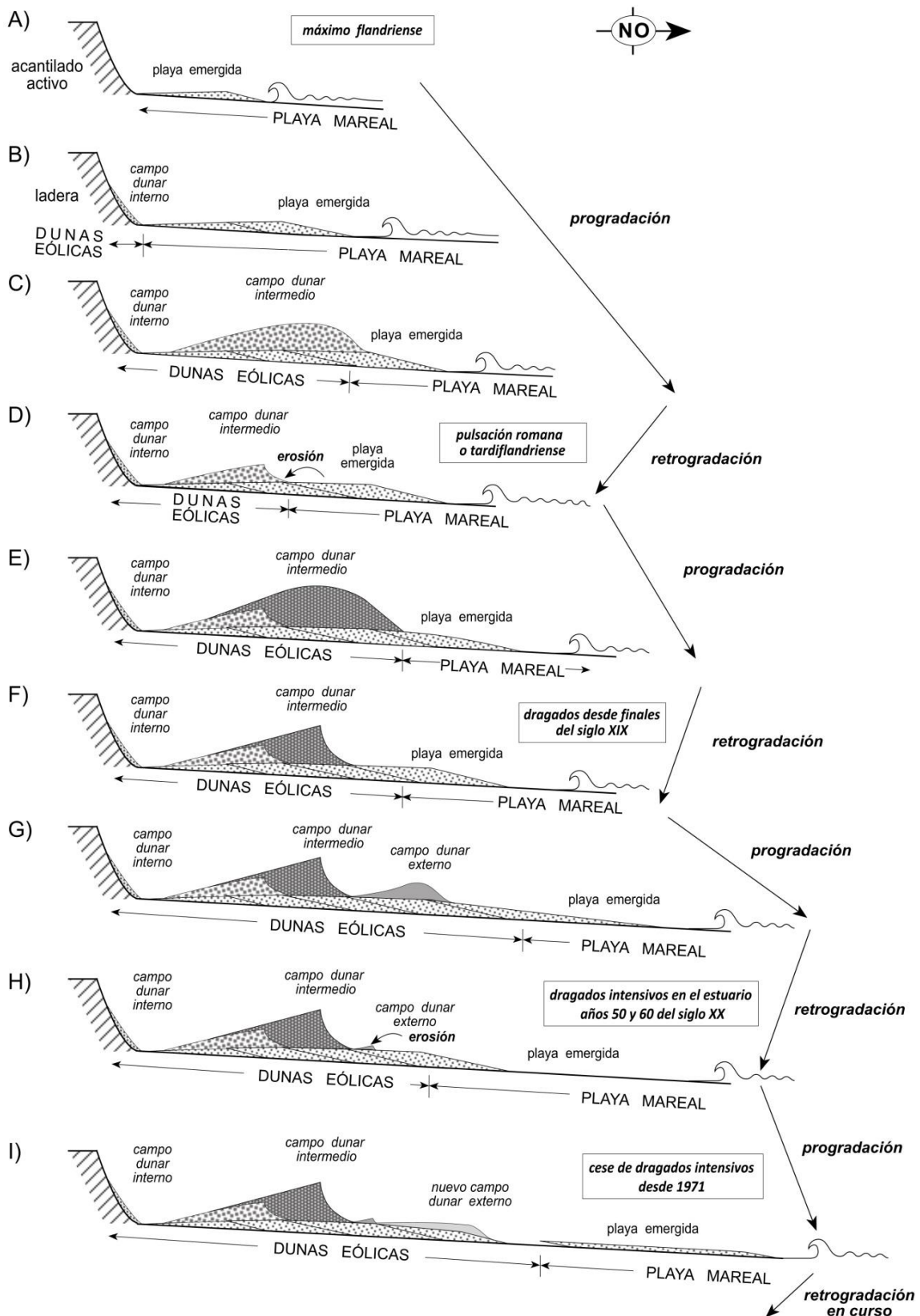


Figura 29. Modelo evolutivo provisional del conjunto eólico del playón de Bayas desde el máximo Flandriense hasta la actualidad.



En 1886 se había construido el primer tramo del dique situado en la margen occidental de la desembocadura del estuario del Nalón, denominado “Dique Oeste” o “Dique Viejo”, que proporcionó un gran abrigo a la entrada al puerto de San Esteban de Pravia. Otros proyectos posteriores determinaron la fisonomía del actual, con una planta quebrada.

Desde 1903 a 1910, con algún recrecimiento a finales de siglo XX de escasa entidad y el reforzamiento del morro con bloques porosos, se culminó el alargamiento del dique oriental, que afecta a la localidad de San Juan de la Arena (Mújica y Méndez, 2004). Este corto intervalo de tiempo supuso la progradación del conjunto de la playa y campo dunar hasta completar este último una superficie ocupada de aproximadamente de 380.000 m<sup>2</sup>, que si se aplica una media de potencia de arenas del orden de los 2,5 m resulta un volumen de 0,95x10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>.

Este importante volumen arenoso se incorporó relativamente rápido para la construcción del campo dunar, equiparable a una merma del sistema como consecuencia de un dragado considerable, obra que seguía siendo necesaria para el mantenimiento de los calados portuarios, cifrados entre 500.000 y 800.000 m<sup>3</sup> anuales en este primer tercio del siglo XX (Tabla 4 y Fig. 31).

## **10.2. Pautas evolutivas recientes de las dunas de Bayas**

Los efectos del futuro aumento del nivel del mar sobre el frente costero se evalúan espacial y temporalmente, dependiendo de factores como la tasa de subida, el suministro local de sedimento y las condiciones energéticas del viento. El conocimiento de la respuesta del sistema playa/dunas a los cambios recientes y pasados, tanto naturales como antropogénicos, si permanecen invariables los factores ambientales, las tasas históricas de cambio son un indicador sensible acerca de los cambios futuros (Saye y Pye, 2007).

Los movimientos de la línea de costa por erosión (retroceso) y progradación (avance hacia el mar por sedimentación) incluyendo las variaciones del nivel del mar, son considerados como fundamentales para la gestión costera. Se atribuyen al hombre y al ascenso del nivel del mar, entre los más principales, los desencadenantes de los cambios costeros más radicales, que afectan tanto a costas sedimentarias como rocosas (Masselink y Russell, 2013).

La adquisición repetida de datos mediante sistemas de control remoto viene siendo una práctica habitual para disponer de una información espacio-temporal a través de los sistemas de información geográfica GIS (Thieler *et al.* 2009), detección instrumental y monitorización de los movimientos costeros (White y El Asmar, 1999). Últimamente se han incorporado los sistemas LIDAR (láser-escáner) que permiten una resolución topográfica muy elevada y el procesado posterior para obtener mapas digitales del terreno DTM, así como los controles mediante video cámaras (Armaroli *et al.*, 2006).

La cartografía detallada de aquellos parámetros morfológicos, apoyados en GIS con la correspondiente adquisición de base de datos, y el control remoto son consideradas las herramientas básicas como aplicación a un manejo costero integral (Charlier, 2000; Bartlett y Smith, 2005).

Más frecuentes son los trabajos basados en fotografías aéreas digitalizadas, correspondientes a series de años consecutivos, mapas y cartas náuticas antiguas y recientes para establecer los cambios históricos con mayor énfasis en procesos de erosión. Obviamente, el límite playa/duna ha tenido una dedicación especial, considerando también los efectos de tormentas extremas de ola en la recesión del frente dunar con un ámbito de escala temporal de tipo medio que abarca entre 30 y 50 años (Orford *et al.*, 1999).

Los controles se han llevado al intervalo desde 1957, eliminada la más antigua de 1945 (Serie A de USA) por su mala calidad, aunque evidencian una distribución aparentemente análoga, hasta la ortofoto de 2011.

La coincidencia de la realización de este trabajo con los temporales de 2 de febrero y 3 de marzo de 2014 ha sido aprovechada para la realización de un nuevo control del frente externo de la duna, posterior a dichos eventos, tomando medidas referenciadas con un distanciómetro láser, un GPS y la ayuda de las sendas existentes bien identificables en las ortofotos.

### ***10.2.1. Antecedentes***

A lo largo del siglo pasado, el campo dunar asociado al playón de Bayas ha sufrido numerosas alteraciones, que como se ha explicitado anteriormente, relacionadas con la historia del puerto de San Esteban de Pravia como puerto minero de Asturias para dar salida al carbón por vía marítima. Para mantener unas buenas condiciones de navegabilidad, se optó por dragar tanto la barra de desembocadura, el canal principal y la dársena, donde, además, algunos particulares (“pescadores de carbón”) extraían arenas para beneficiar el carbón fino existente en lo que se conocía como carbón de río (Camarero Cuervo, 1945), que se extendían a la playa de Los Quebrantos (Fig. 30).



Las mayores cantidades de material dragado tuvieron lugar desde los años 30 hasta finales de los años 60, con el pico máximo en la década de los 50, que corresponde al dragado de la barra. A partir de mitad de los años 60, la cantidad extraída de los dragados decae de manera importante (Fig. 31).



Figura 30. Extracción de carbón fino de la playa de Los Quebrantos a primeros de siglo XX.

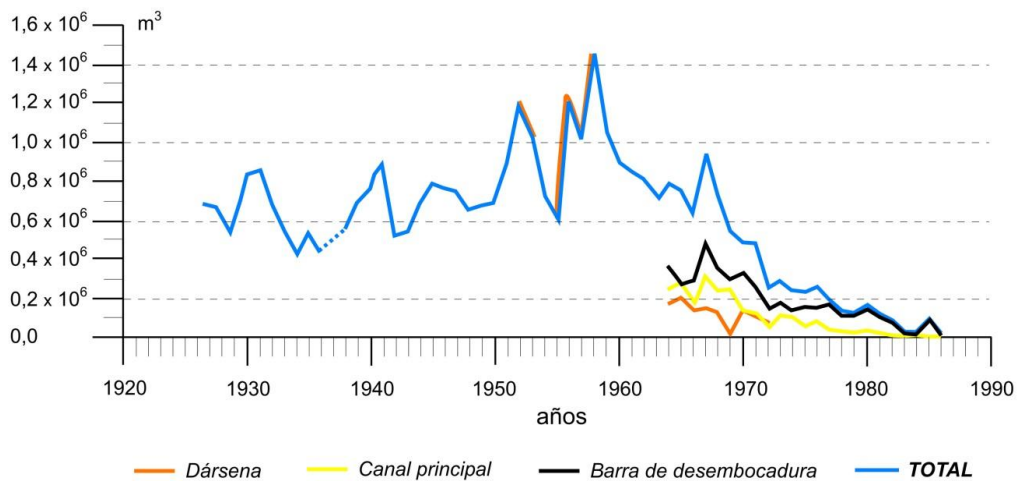


Figura 31. Evolución de los dragados en el estuario del Nalón. Datos obtenidos a partir de Cabrera y Flor (1993) y Quirós Linares (1975).

Estos dragados tuvieron su repercusión, ya que el flujo de arena aunque con pizarras y carbón que llegaba a las playas, disminuyó dramáticamente, produciéndose una recesión importante, con una erosión de hasta 50 m en 500 de longitud para la playa de Bayas en 10 años (Cabrera y Flor, 1993).

De esta recesión no se tienen muchos datos, tampoco del campo dunar externo anterior a la erosión, el cual quedó casi completamente erosionado, excepto por un pequeño parche dunar vegetado alargado paralelamente a la playa (Fig. 32), observable en las

fotos aéreas de 1957, que es susceptible de ser interpretado como un sector de ese campo dunar afectado por el retroceso.

Al disminuir los volúmenes de material dragado, se ha podido constatar que en Bayas se ha producido la formación de un nuevo campo dunar, que ha ido creciendo (progradando) paulatinamente hasta el siglo XXI.

La progradación del nuevo sistema dunar queda de manifiesto en las fotografías aéreas, por lo que delimitando este campo dunar sobre los diferentes juegos y superponiéndolos queda reflejado el crecimiento de este campo a lo largo de los años.

### ***10.2.2. Año de 1957***

En este primer año de control en 1957 de la evolución del campo dunar externo se ha formado una franja dunar incipiente, orlando el exterior del campo intermedio, lo que supone un proceso progradante en que se involucra también la playa. En la zona Centro 1 C1 (Fig. 32A), el campo dunar nuevo alcanza su máxima anchura en la zona más oriental (aproximadamente 25 m), describiendo un arco que se amolda a la forma relicta del campo dunar intermedio, que se acuña hasta desaparecer a lo largo de una longitud de 400 m. También se observa la formación de pequeños parches aislados adosados a los acantilados.

En la zona Centro 2 C2 (Fig. 32B), el campo dunar nuevo es una estrecha franja de 325 m, también adosada al campo dunar intermedio. Se engrosa ligeramente, solo observable en la zona más occidental.

En esta fotografía se evidencia un retazo alargado de 200 m y 15 m de ancho en la zona más oriental de centro 2, que está adosado al pie del gran talud del campo intermedio. Se trata de una morfología positiva vegetada, para la que se baraja la hipótesis de un retazo residual que no llegó a erosionarse del antiguo campo dunar externo, que aunque por el momento no es posible ratificarla, con el estudio a partir de la foto aérea parece la más indicada.

En 1957 se había formado un 7 % del área total de campo externo respecto 2006 (Fig 32A Tabla)

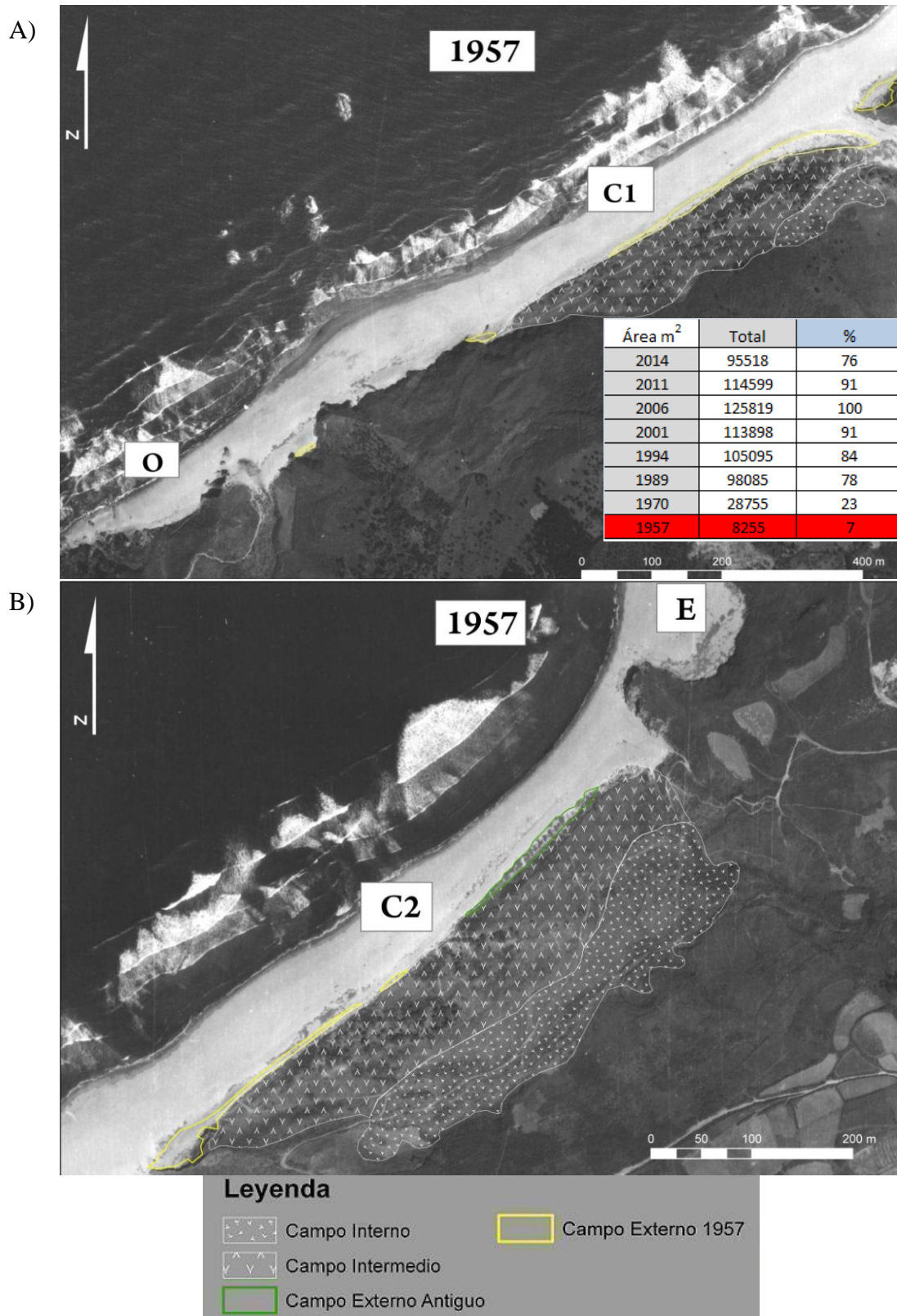


Figura 32. Campo dunar incipiente en construcción (amarillo) en 1957 del playón Bayas y retazo del campo externo antiguo (verde), que se conserva al pie del talud. A) Zona occidental C1 y B) oriental C2. Se incluye tabla con la relación del área del campo externo respecto a 2006.

### ***10.2.3. Año de 1970***

La instantánea del año 1970 supone un salto de 13 años, durante el cual el campo dunar incipiente ha evolucionado considerablemente ocupando completamente el frente del campo dunar intermedio en ambos sectores.

En el área C1 (Fig. 33A), se produjo una pérdida de superficie del campo dunar respecto a 1957, debido a la construcción de un aparcamiento de turismos, que se mantiene hasta el presente. Este campo dunar externo ocupa una franja alargada de unos 800 m y una anchura de 25 m. Este nuevo campo dunar se extiende por el oeste, llegando a rebasar el campo intermedio y adosándose a los acantilados adyacentes. En esta etapa, ha empezado a desarrollarse el campo dunar de la zona oeste (zona O en la Fig. 33A) con 110 m de longitud y 15 m de anchura.

En la zona C2 (Fig. 33B) el campo dunar externo también rodeaba completamente al intermedio por el costado septentrional, sobre una longitud aproximada de 625 m y una anchura de 25 m. En esta etapa, comienza a desarrollarse el campo dunar de la zona este, correspondiente a la pequeña playa de Requexinos (zona E en la Fig. 33B).

Para esta fecha se había formado ya un 23 % del área total de campo externo respecto 2006 (Fig 33A Tabla)

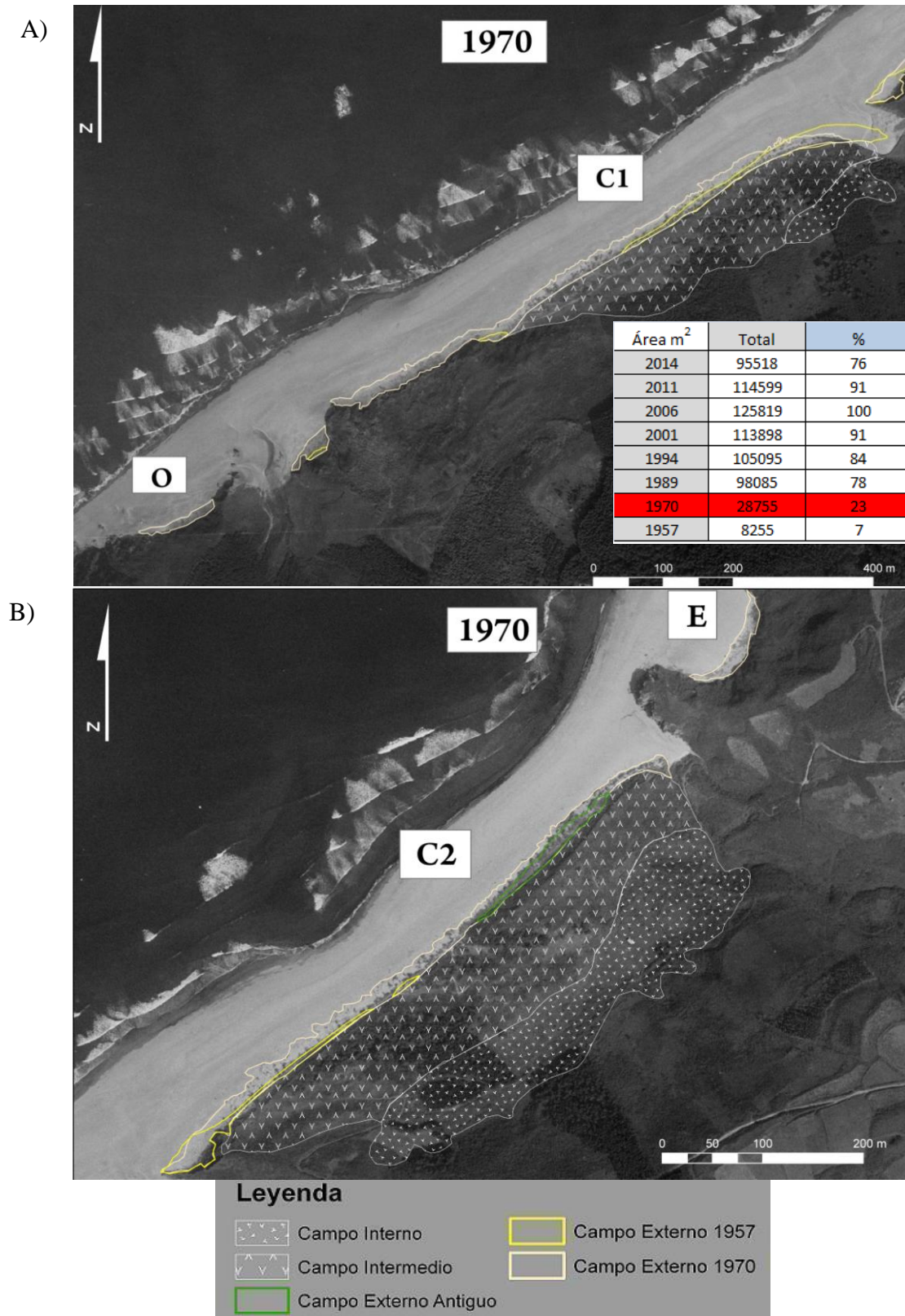


Figura 33. Campo dunar del año 1970 (amarillo) del playón Bayas y retazo del campo externo antiguo (verde), que se conserva al pie del talud. En blanco, el campo dunar externo generado posteriormente A) Zona occidental C1 y B) oriental C2. Se incluye tabla con la relación del área del campo externo respecto a 2006.



#### ***10.2.4. Año de 1989***

En 1989, pasados 19 años, se produjo la mayor progradación en los diferentes subtramos, influenciado por el cese de los dragados en el estuario del Nalón.

En la zona C1 (Fig. 34A), el campo ha progradado considerablemente, acercándose a las formas actuales. Se alargaba 825 m y 85 de anchura, siendo este sector donde mayor cantidad de sedimento arenoso se ha depositado.

.En el zona C2 (Fig. 34B), el campo dunar también ha crecido aunque en menor medida, con la mayor anchura en la porción más occidental (65 m) y disminuyendo hacia el este, mientras que la longitud es de 550 m. También ha quedado patente en la zona este el incremento del campo dunar.

En esta fase, se desarrolló el primero de los cordones dunares principales del campo externo, quedando de manifiesto de una manera más clara en la zona C1 de la playa. Por último, también hay un incremento considerable en la zona oeste de más de 60 m de anchura sobre una longitud de 225 m.

En 1989 se había formado ya un 78 % del área de campo externo total respecto 2006 (Fig 34A Tabla), suponiendo una progradación rápida en esta etapa.

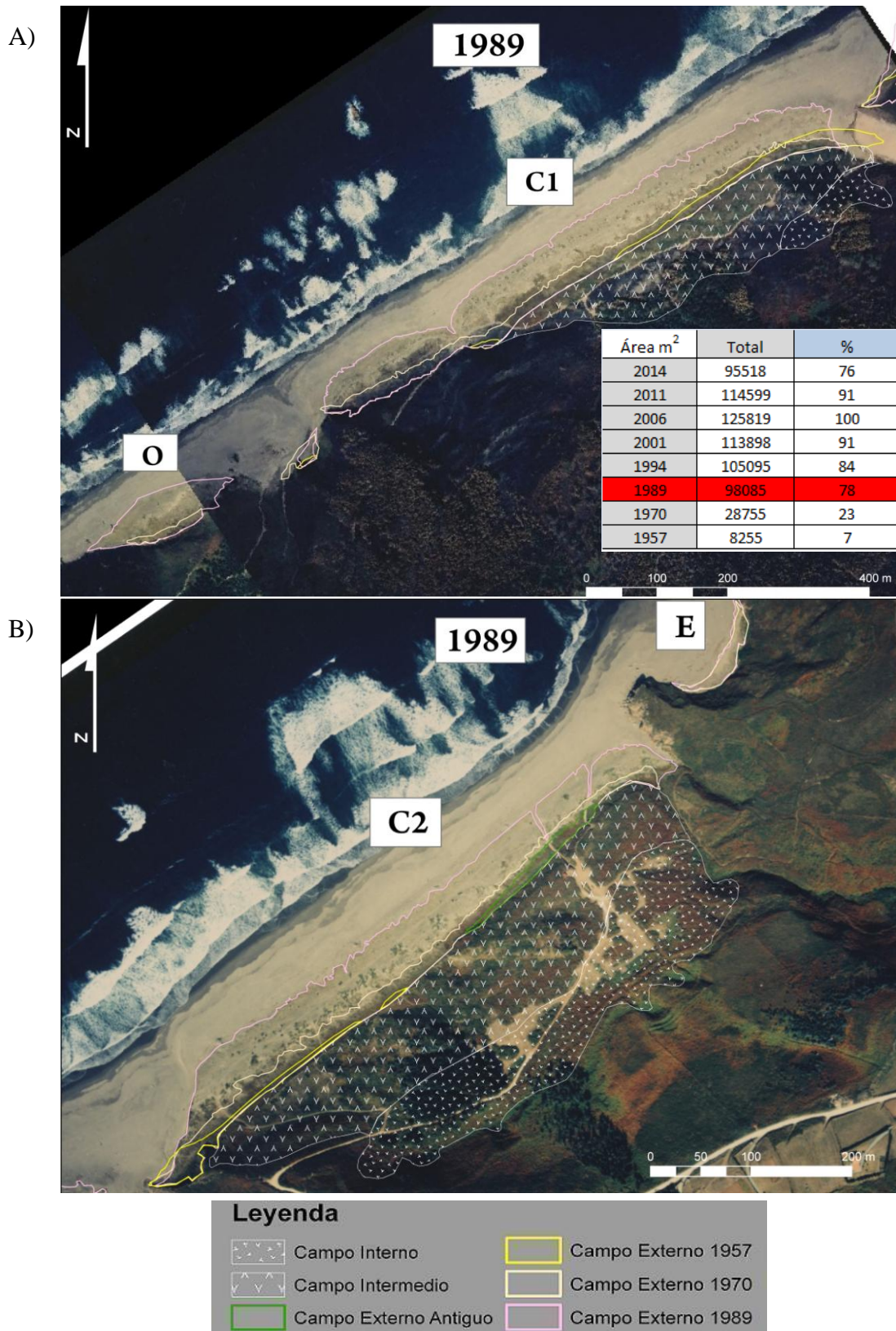


Figura 34. Campos dunares externo, intermedio e interno correspondiente a 1989. En verde, resto del antiguo campo dunar externo anterior a 1957. Campo occidental (A) y oriental (B). Se incluye tabla con la relación del área del campo externo respecto a 2006.



10.2.5. Año de 1994

Desde el año 1989 al 1994, la progradación de los campos dunares fue más bien reducida y, en el sector C1 (Fig. 35A), es casi despreciable de tan solo varios metros. En cambio, en el sector C2 (Fig. 35B), el avance fue algo mayor, llegando a progradar una media de 15 m. En 1994 se había formado ya un 84 % del área total de campo externo respecto 2006 (Fig 35A Tabla).

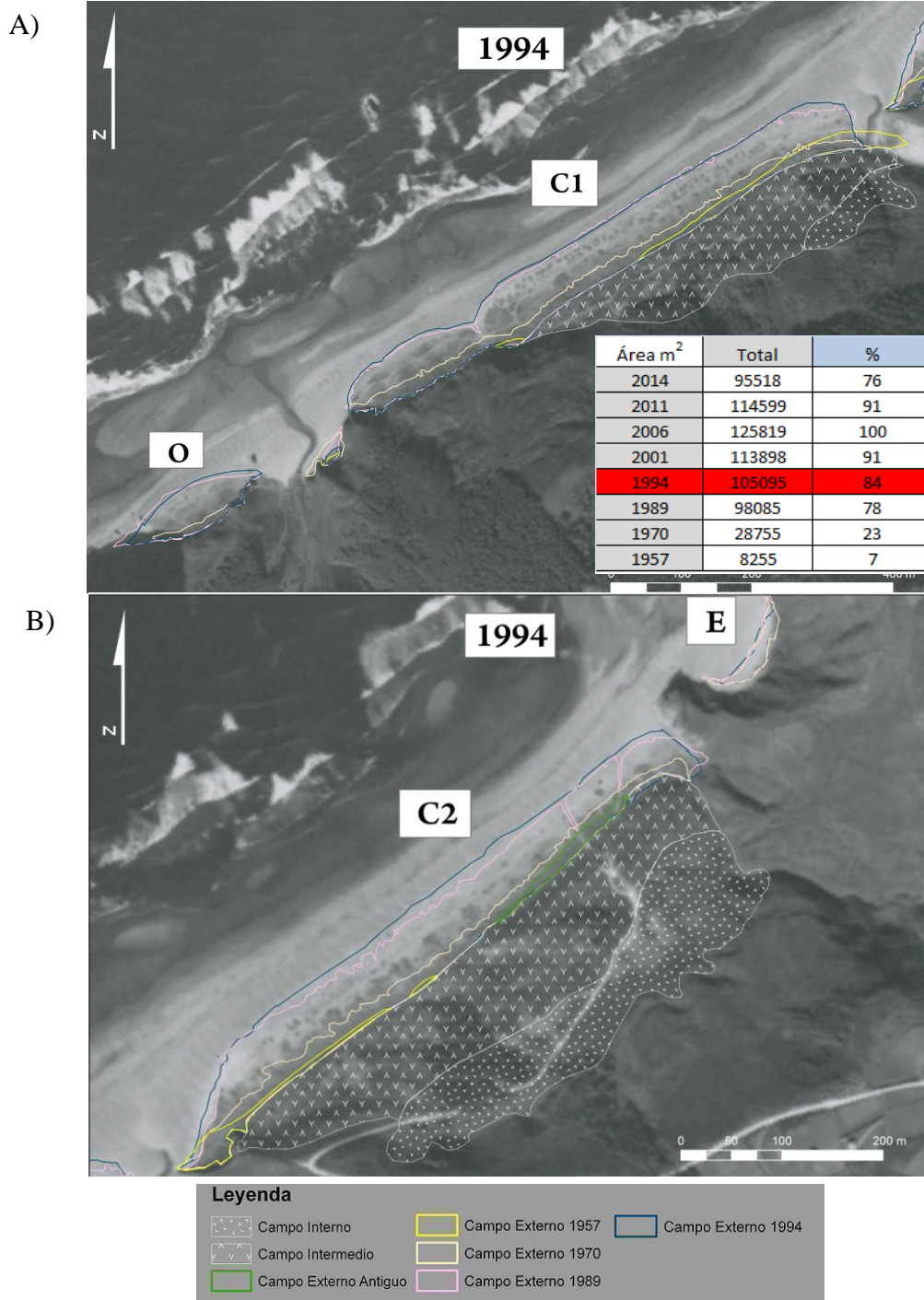


Figura 35. Campos dunares externo, intermedio e interno. En verde, resto del antiguo campo dunar externo anterior a 1957. El correspondiente a 1994 (violeta) se separa en las zonas 1 (A) y 2 (B). Se incluye tabla con la relación del área del campo externo respecto a 2006.

Los pequeños retazos correspondientes a los campos dunares ubicados a ambos extremos, este y oeste, se mantuvieron igual con alguna variación de escala métrica.

#### ***10.2.6. Año de 2001***

Desde 1994 a 2001, la progradación fue mayor que en el anterior intervalo temporal. En el campo dunar oeste (Fig. 36A), este pequeño campo dunar ha sufrido una recesión de unos 11 m, probablemente debido a la erosión del oleaje, mayor hacia el costado oriental.

El gran campo dunar C1 ha sufrido una progradación de unos 10 m en los extremos, siendo nula en el centro dónde se mantiene igual a 1994.

En la zona C2 (Fig. 36B), la progradación fue más patente, avanzando el sistema dunar hasta 15 m en toda su longitud. Contrariamente, la parte occidental de este campo dunar ha retrocedido unos 40 m en longitud, generándose una morfología que se mantendrá hasta día de hoy. Este cambio podría ser debido a la erosión del oleaje y a la acción del arroyo en avenidas que vierte sus aguas en esa zona.

En 2001 se había formado ya un 91 % del área total de campo externo respecto 2006 (Fig 36A Tabla).

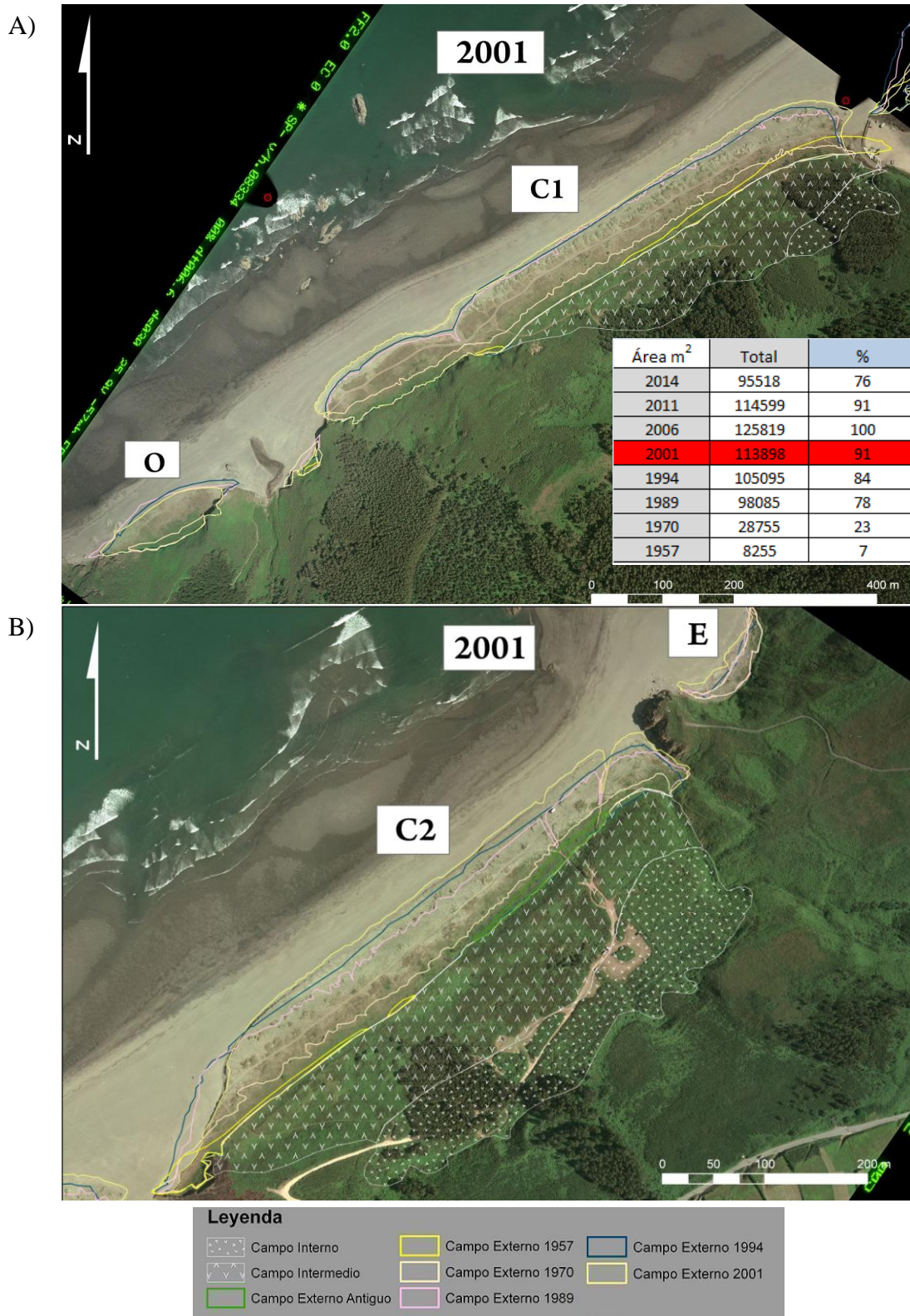


Figura 36. Campos dunares externo, intermedio e interno. En verde, resto del antiguo campo dunar externo anterior a 1957. El correspondiente a 2001 (amarillento) se separa en las zonas 1 (A) y 2 (B). Se incluye tabla con la relación del área del campo externo respecto a 2006.

Por último en el pequeño campo dunar de la zona este, se produce una progradación de 15 m. A partir de este año ya están desarrollados los dos cordones existentes en el campo dunar exterior (Fig. 35).

#### ***10.2.7. Año de 2006***

Durante el año de 2006 tuvo lugar la máxima progradación del sistema dunar en todo el tiempo que comprende este estudio, avanzando hacia la línea de costa una media de 10 m respecto al 2001.

En la zona oeste (Fig. 37A), se deduce que el pequeño sistema dunar apenas ha sufrido cambios significativos, mientras que el adyacente gran campo dunar, C1, ha progradado a lo largo de su zona exterior, alcanzando sus dimensiones máximas con 850 m de longitud y 85 m de anchura.

En la zona C2, también hubo una progradación homogénea, midiendo 550 m de longitud y 95 de anchura (Fig. 37B). Por último, el sistema dunar este, se mantiene igual que en 2001.

En 2006 hubo la máxima progradación del campo externo, 100 % del área total respecto 2006 (Fig 37A Tabla).



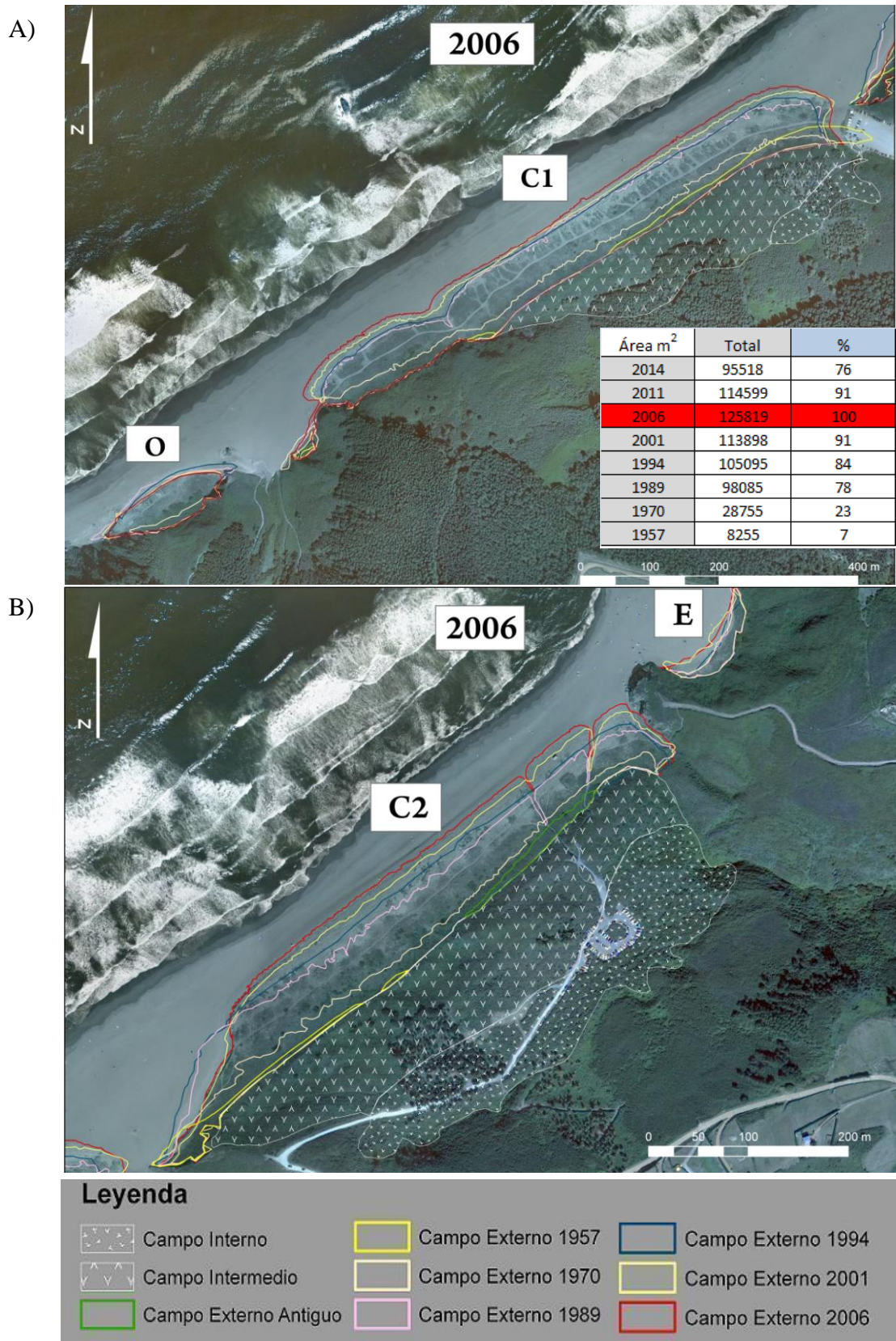


Figura 37. Campos dunares externo, intermedio e interno. En verde, resto del antiguo campo dunar externo anterior a 1957. El correspondiente a 2006 (rojo) se separa en las zonas 1 (A) y 2 (B). Se incluye tabla con la relación del área del campo externo respecto a 2006.

#### **10.2.8. Año de 2011**

En el año 2011 (Fig 38), la recesión se constituye en el factor más importante, que se mantiene constante a lo largo de los distintos campos dunares.

En la zona oeste (Fig. 38A), el pequeño campo dunar se mantiene respecto al registro de 2006 en su mitad más occidental, mientras que en el resto la recesión vuelve a cotas menores a las de 2001, y con una recesión superior a los 10 m respecto a 2006.

En el gran campo dunar C1, la recesión es más continua, hasta 15 m respecto a 2006, habiendo un tramo en el centro y en la zona más oriental que se mantiene igual al 2006.

En líneas generales, el contorno de 2011 se ajusta bastante fielmente al de 2001.

En la zona C2 (Fig. 38B), el patrón es el mismo por el cual la recesión es muy homogénea con una media de 15 m respecto a 2006, y ajustándose mucho a 2001. En la zona *este*, el pequeño campo dunar se mantiene con valores muy próximos a 2006.

En 2011 debido a la recesión el área del campo externo disminuye, 91 % del área total respecto 2006 (Fig 38A Tabla), valores muy próximos a los del campo externo de 2001.



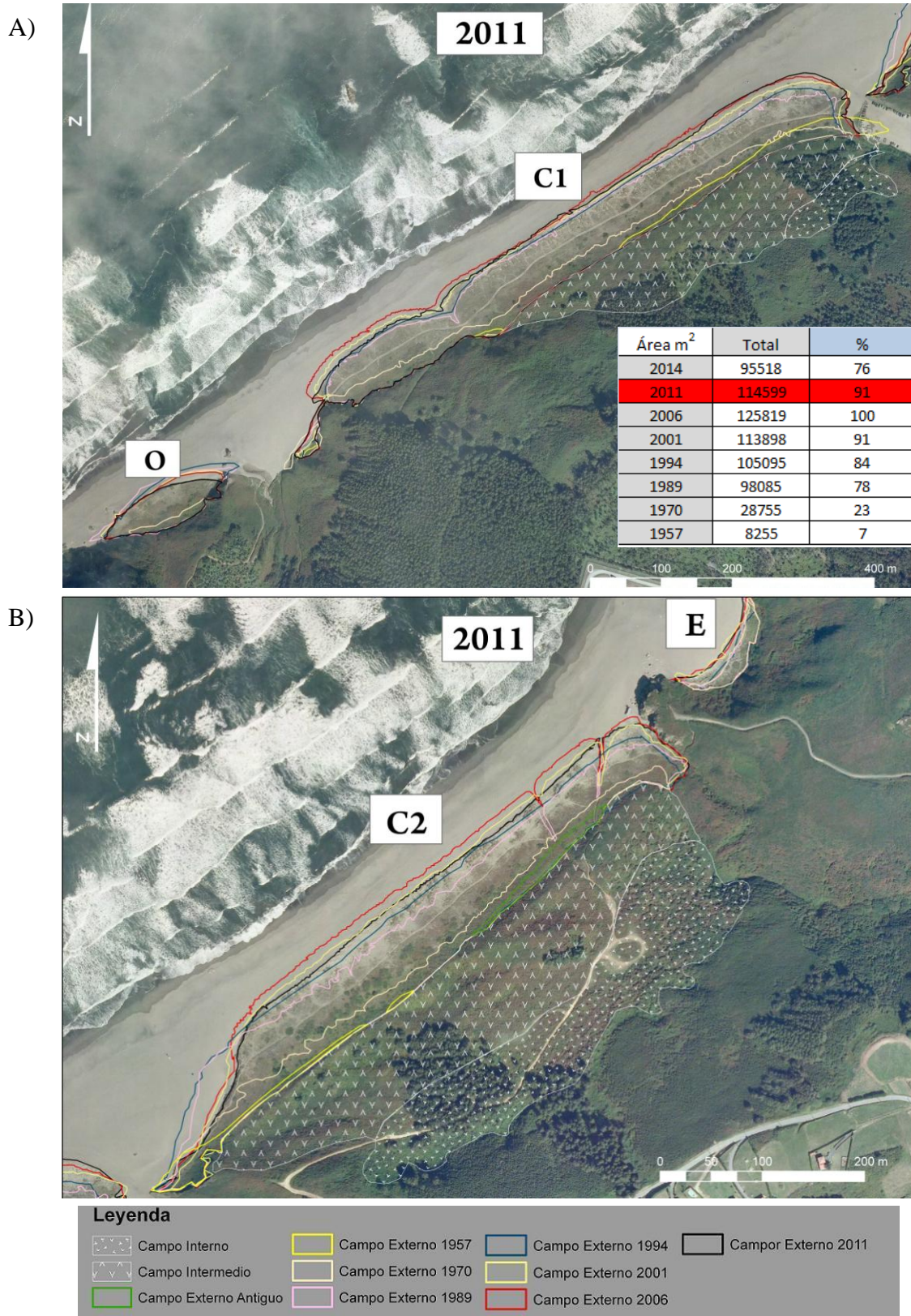


Figura 38. Campos dunares externo, intermedio e interno. En verde, resto del antiguo campo dunar externo anterior a 1957. El correspondiente a 2011 (negro) se separa en las zonas 1 (A) y 2 (B). Se incluye tabla con la relación del área del campo externo respecto a 2006.

### 10.2.9. Año de 2014

A primeros de febrero y marzo del año 2014, una serie de temporales consecutivos arrasaron la costa gallega y cantábrica, erosionando de manera muy acentuada los campos dunares, y se produjeron cuantiosos daños materiales y con una defunción, por lo que estos eventos se pueden enmarcar como unos sucesos de carácter histórico.

El primero tuvo lugar el 2 febrero, a las 6 de la madrugada, cuyas causas derivaron en procesos de gran magnitud que, según el meteorólogo Maldonado 2014 (<http://maldonado.eltiempo.es/causas-del-temporal-cantabrico>), fue ocasionada por la conjunción de varios factores, como la fuerte “mar de fondo” producida por la borrasca Nadja, generada en el Atlántico NO, la propia borrasca con situaciones de bajas presiones acusadas y la coincidencia con la pleamar viva.

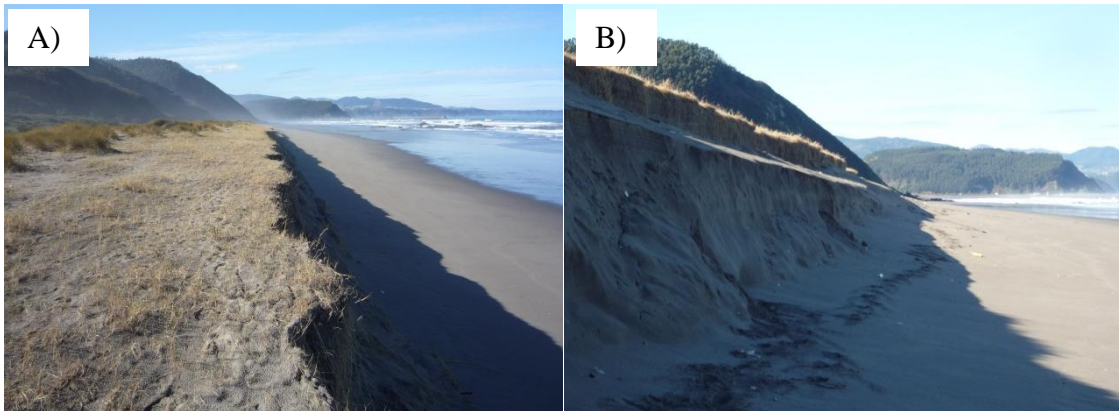
El resultado fue la posibilidad de un mayor impacto de la columna de agua sobre los bordes naturales y artificiales, provocando procesos de reflexión, y una sobre-elevación de la lámina de agua con los consiguientes rebases e inundaciones (Fig. 39).



Figura39. Diferentes resultados del temporal del 2 de febrero de 2014. a) Olas de grandes magnitudes en el entorno de la isla de Mogro sobre la ensenada del Camello en Santander (El Diario Montañés); b) Destrozos en la playa de Palombina (Llanes); c) Rotura del dique del puerto de Cudillero roto tras el paso del temporal (La Nueva España) y d) Fuerte recesión del frente dunar de la playa de Carniciega o Aguilera en Verdicio, que alcanza desniveles de 6-7 m



Este temporal también se dejó notar muy negativamente sobre el sistemas playa-dunas de Bayas, produciéndose una gran erosión debido al embate de las olas, con la consecuente recesión dunar (Fig. 40).



*Figura 40.a) Panorámica y b) detalle del frente erosionado intensamente sobre el campo dunar externo del playón de Bayas tras el temporal del 2 de febrero, instantáneas tomadas el 19 de febrero del 2014.*

A este gran temporal, le sucedió el de 3 de marzo del 2014, cuyas causas según la AEMET fueron excepcionales por su recurrencia, aunque no por su intensidad. Coincidieron pleamares vivas y fuertes rachas de viento que generaron una “mar de viento”, bajo un estado de bajas presiones prolongadas. Esto oleajes aprovecharon la erosión previa de febrero de modo que volvieron a golpear la costa cantábrica, produciendo un retroceso adicional de los sistemas dunares, así como cuantiosos daños estructurales.

En la playa de Bayas, también se dejaron notar estos temporales, erosionando el campo externo (en anchura y no longitud) y generando taludes verticales, en muchos casos superiores a los 3 m de altura. Esta recesión por erosión fue medida en mayo del 2014 con el objetivo de poder cuantificar el retroceso (Fig. 41).

Estos temporales hicieron que el área del campo externo se redujera a un 76 % del área total respecto 2006 (Fig 41A Tabla), valores muy próximos a los del campo externo de 1989.

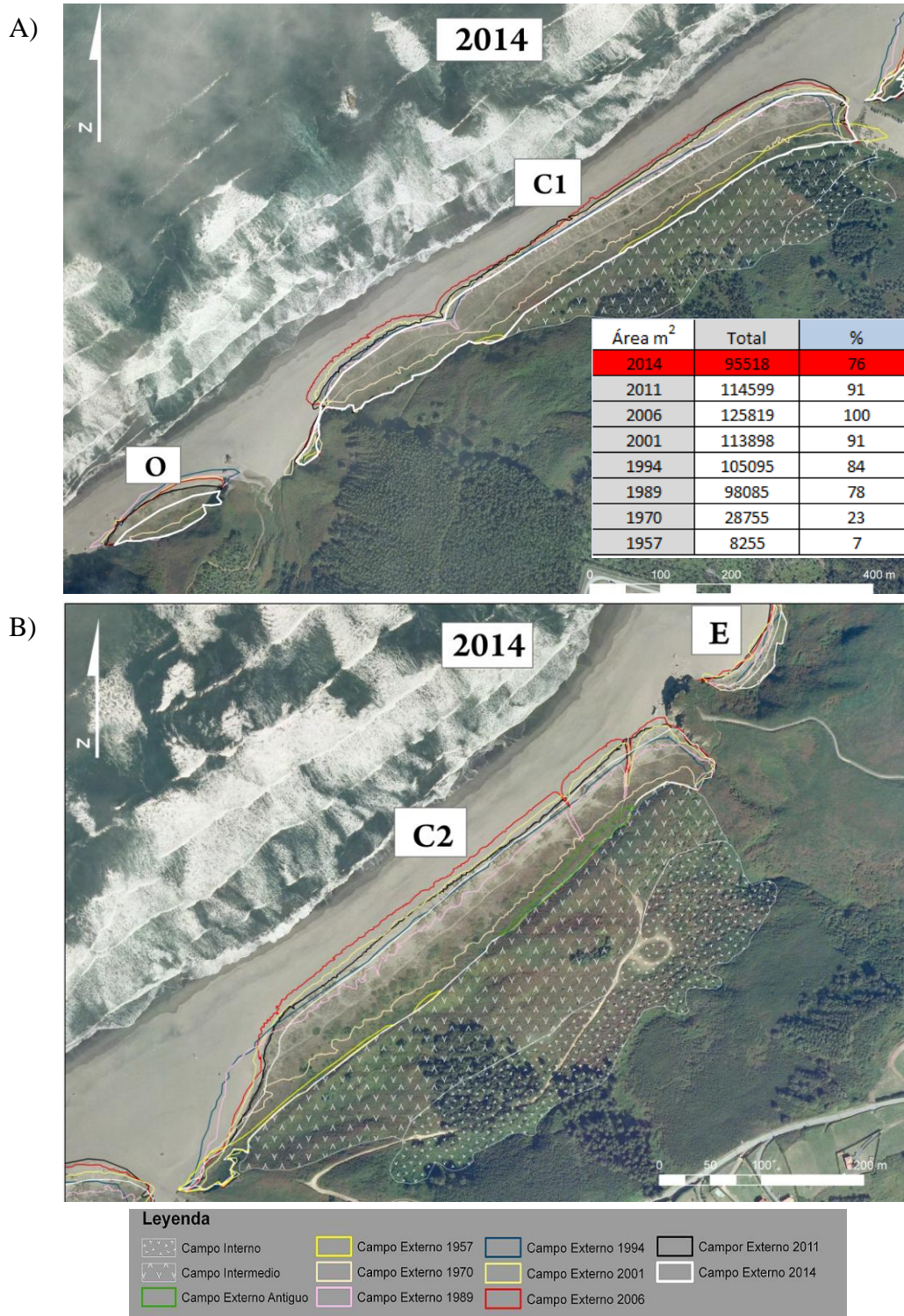


Figura 41. La línea blanca gruesa representa la posición actual del campo externo tras los intensos temporales del invierno del 2014, impresionada sobre la ortofoto de 2011, que se separa en las zonas 1 (A) y 2 (B). Se incluye tabla con la relación del área del campo externo respecto a 2006.

A partir de la línea obtenida de las mediciones directas en el campo, se pueden extraer diversos datos; así, en el sector oeste (Fig. 41A), el pequeño campo dunar más occidental ha sufrido desde el 2011 hasta mayo del 2014 un retroceso de 20 m. El gran campo dunar C1 también ha retrocedido, acentuándose desde la zona occidental, que



registra 10 m erosionados, a la más oriental que llega hasta los 25 m. En el sector C2 (Fig. 41B), la erosión también ha sido patente, aunque más homogénea, en torno a los 10 m, excepto en una pequeña zona próxima en la zona oriental. En el pequeño campo dunar este, se nota más la recesión, llegando a retroceder 20 metros y volviendo al mismo estado que en los años 70, limitando el campo a 10 m de anchura.

Este estudio pone de manifiesto el proceso generalizado de progradación acaecida de los años 50 hasta la primera decena de siglo XXI, tanto horizontal en que llegó a superar los 95 m de progradación como en la vertical. Y por último, la erosión del campo dunar desde el 2006, llegando a retroceder desde el 2006 hasta 2014, del orden de los 25 m.

### 10.3. Áreas y perfiles representativos de los campos dunares de Bayas

Para poder valorar mejor los cambios ocurridos en el conjunto de los campos dunares, los programas informáticos ofrecen la posibilidad de poder estudiar el área de manera gráfica y así poder cuantificar la variación en el intervalo temporal estudiado. De estas gráficas y sus pendientes se infiere el crecimiento del área y deducir si fue más rápida o lenta (mayor pendiente, mayor velocidad y viceversa). Se completa la información con las medidas de la anchura de diversos perfiles realizados perpendiculares al campo dunar externo del tiempo. Se ha decidido un perfil por cada campo dunar pequeño, oeste y este y dos por los más grandes, C1 (C1-1 y C1-2) y C2 (C2-1 y C2-2) (Figs. 42, 43 y 44; Tabla 9).

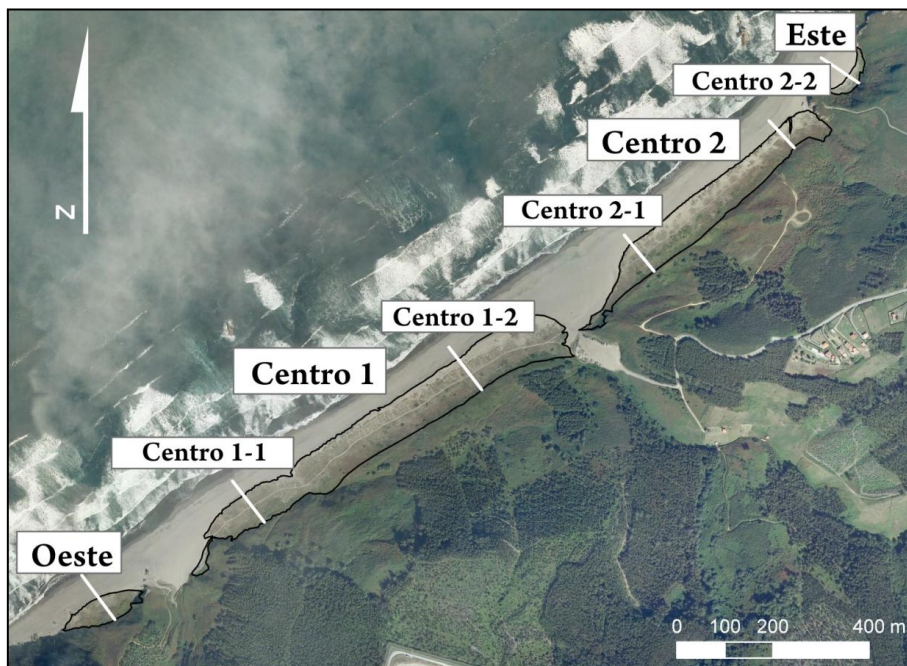


Figura 42. Situación de los 5 perfiles referenciados transversales a la orilla (línea blanca) impresionada sobre la ortofoto de 2011 sobre los que se han realizado los cálculos de las longitudes.

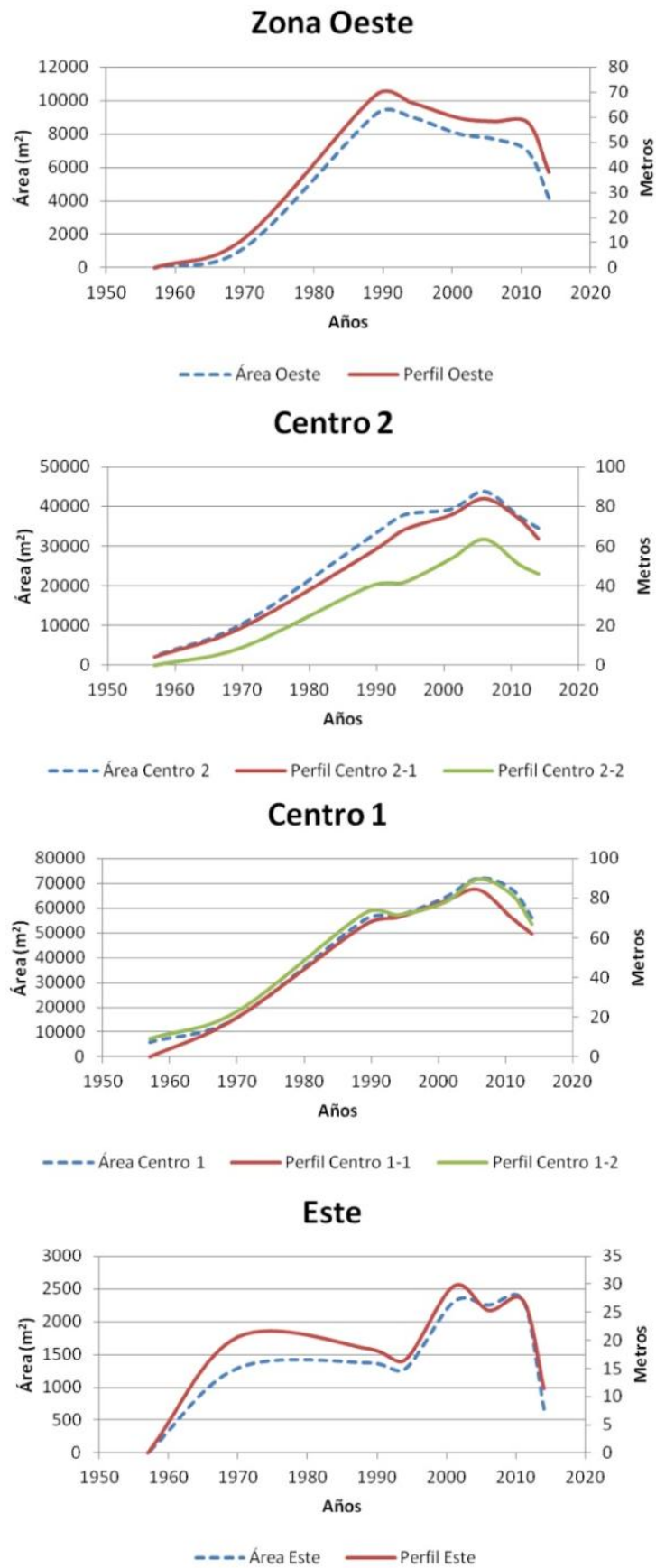


Figura 43. Áreas obtenidas de los diferentes campos a lo largo de los intervalos de tiempo desde 1956, extrapolando entre dos registros consecutivos

Zona Oeste:

La zona oeste, tanto el área como el perfil se ajustan muy bien (Figs. 43 y 44). Se diferencian 4 etapas, una primera de 1957 a 1970 en que el crecimiento es lento del campo externo. A partir de 1970, se produce otra etapa con un rápido crecimiento lineal hasta 1989, desde la cual se sucede una recesión mucho más lenta que la anterior etapa de crecimiento, iniciando una etapa aproximadamente lineal hasta 2011. Desde 2011 a 2014, se produce una fuerte pérdida, alcanzado la máxima velocidad de recesión, debido a los dos temporales intensos del invierno 2014.

Zona Centro 1:

En la zona C1, las tres líneas se ajustan muy bien (Figs. 43 y 44). Se distinguen 6 etapas, una primera de 1957 a 1970 con un crecimiento lento del campo dunar. Desde 1970 a 1989 el crecimiento fue rápido y de 1989 a 1994 el campo dunar se mantiene estable. Desde 1994 a 2006 la etapa es de crecimiento, muy parecida a la de 1970 a 1989 pero con una velocidad menor. En la última etapa 2006 a 2014, tiene lugar una recesión a gran velocidad, aumentando en el último intervalo de 2011 a 2014.

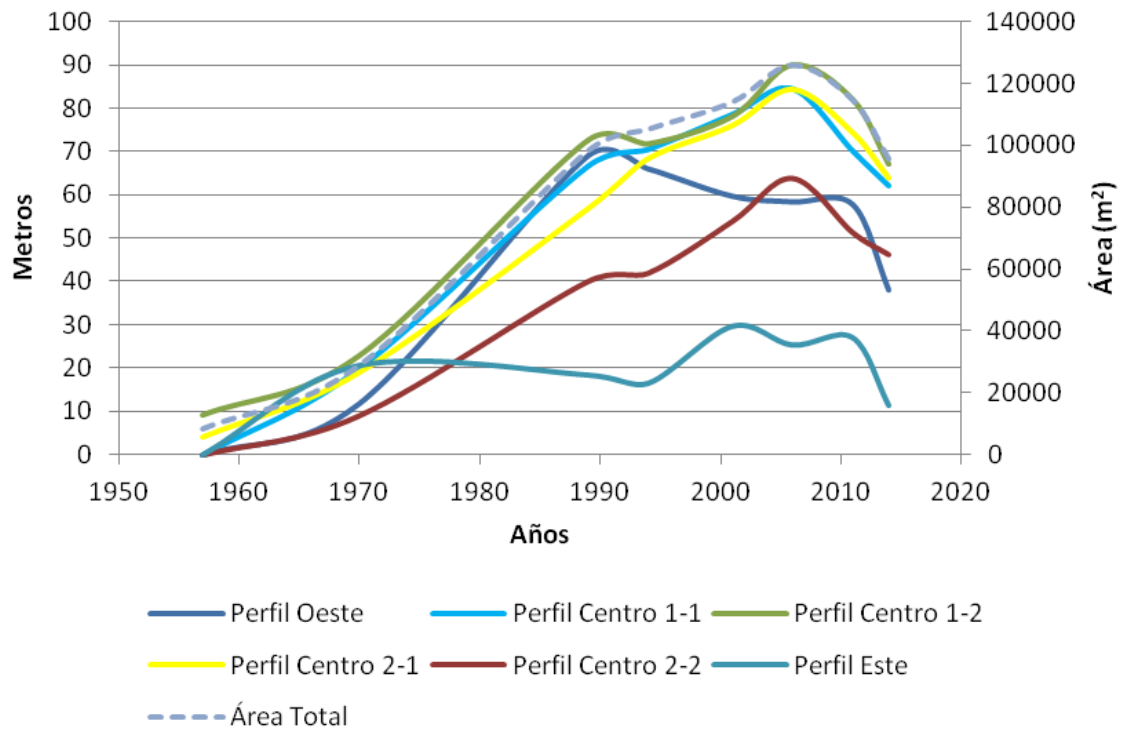


Figura 44. Totalidad de los perfiles en los que se incluye la variación total del área del campo externo del campo dunar de Bayas

Zona Centro 2:

En la C2, el perfil 2-1 y su área correspondiente se ajustan muy bien, mientras que el perfil 2-2, aunque sigue una evolución muy similar, ha tenido una progradación menor (Figs. 43 y 44). Estas líneas siguen un patrón muy parecido a C1, una primera etapa de crecimiento 1957 a 1970, la siguiente etapa 1970 a 1994, es muy parecida a la anterior pero más lineal siguiendo la progradación del campo dunar. De 1994 a 2001, hay una etapa de estabilización con un crecimiento muy leve. De 2001 a 2006, se produce el último crecimiento, por último de 2010 a 2014 se produce una recesión del campo dunar continua.

Zona Este:

Por último, la zona este, ambas líneas siguen un patrón muy similar, aunque en términos generales tiene un patrón diferente al resto (Figs. 43 y 44). En una primera etapa 1957 a 1970 el crecimiento es muy rápido, de 1970 a 1994 se mantiene el área de la zona, de 1994 a 2001 se produce una rápida progradación, de 2001 a 2011 se vuelve a mantener el área. Por último de 2011 a 2014 se produce una recesión muy importante a una velocidad extraordinaria.

Años	Oeste	Centro 1	Centro 2	Este	Total
1957-1970	Crecimiento lento	Crecimiento lento	Crecimiento lento	Crecimiento muy rápido	Crecimiento lento
1970-1989	Crecimiento	Crecimiento	Crecimiento	Estabilización	Crecimiento
1989-1994	Pérdida lenta	Estabilización	Estabilización	Estabilización	Crecimiento lento
1994-2001		Crecimiento	Estabilización	Crecimiento muy rápido	Crecimiento lento
2001-2006		Crecimiento	Crecimiento	Estabilización	Crecimiento rápido
2006-2011		Pérdida rápida	Pérdida rápida	Estabilización	Crecimiento rápido
2011-2014	Pérdida muy rápida	Pérdida muy rápida	Pérdida rápida	Perdida muy rápida	Pérdida rápida

Tabla 9. Datos comparativos de carácter cualitativo de los procesos de progradación, retroceso y estabilización entre dos intervalos consecutivos para cada zona del campo dunar considerado.

## 11. Conclusiones

Las arenas son monomodales ( $2,0 \phi$ ) con diámetros mayores en la playa, disminuyen hacia el interior dunar. Los calibrados son buenos en el área SO a muy buenos (NE). La asimetría puede variar desde positiva a negativa, está concentrada en la playa superior del área suroccidental y campo dunar central y, en el campo dunar oriental, son mayoritariamente positivas. La angulosidad es mayor (curvas picudas) hacia las dunas intermedias, pero no en las internas.

Se distinguen 3 conjuntos dunares, que se extienden a modo de bandas paralelas.

- Campo interno: limita con la ladera en su zona NE y con el campo intermedio, quedando relegado a la parte posterior del conjunto dunar. Tiene mayor relevancia en la zona oriental, denominada centro 2, y un pequeño campo interno en centro 1. Desarrolla dunas remontantes.

Campo intermedio: de dimensiones considerables, donde se registran las mayores morfologías dunares: una gran cordón dunar erosionado en su frente con la playa y varias dunas lingüiformes, alguna de gran envergadura; está limitado con el interno por un surco laxo.

- Campo externo: relativamente moderno ha sufrido grandes variaciones en los últimos 60 años, objeto preferente de este trabajo. Está representado por una duna tabular que ha culminado con dos cordones muy laxos, separado por un surco.

Se han deducido las variaciones del campo externo a partir de las fotografías aéreas verticales de distintos años (1957, 1970, 1989, 1994, 2001, 2006, 2011), en que se incluye la situación de 2014, representativa de los efectos del temporal extraordinario de invierno a partir de datos *in situ* de campo). Del estudio de los perfiles tienen una relación directa con los datos de los dragados (de la barra, dársena y del canal en el estuario del Nalón).

- 1) En 1957, apenas existía campo externo ya que se habría erosionado por causa de los dragados desde primeros de siglo, pero en reductos muy puntuales se empezó a generar uno nuevo, como fue en la zona oriental.
- 2) Desde 1957 hasta 1970, se produce una progradación relativamente lenta y que coincide con la disminución de volumen de dragados.
- 3) A partir de 1970, la progradación es rápida hasta 2006, con un gran crecimiento del campo externo, debido a la casi desaparición de los



dragados, que permitió el transporte arenoso por deriva litoral desde la playa de Los Quebrantos a Bayas.

- 4) Desde 2006 y, mucho más marcadamente del 2011 al 2014, hay una recesión importante del campo dunar, y causa principal de esta pérdida de arena dunar fueron los temporales acaecidos en febrero y marzo del 2014, como se ha podido constatar *in situ*.

Las principales morfologías dunares presentes en este campo dunar son:

- *Dunas remontantes*: restringidas al campo interno, apoyadas sobre la ladera remontando ésta hacia arriba, suavizando la morfología subyacente y su pendiente resultante. La dirección del viento involucrado en su desarrollo es del noroeste.
- *Dunas lingüiformes*: son las más numerosas, espectaculares y grandes del playón de Bayas, con crestas de hasta 140 m de longitud y 25 m de altura, que solamente se formaron en el campo intermedio. La dirección del viento que propició la formación de estas dunas fue del oeste. Dentro de las dunas lingüiformes hay un caso singular de una duna lingüiforme con dirección diferente a las demás, formada por una componente de viento noreste en el extremo oriental de campo Central C1.
- *Dunas tabulares*: generadas en los frentes de las zonas central C1 y C2 con una mayor extensión, pero también en los retazos occidental y oriental, que se interpretan como resultado de una progradación rápida.
- *Cordones dunares*: Se desarrollan tanto en el campo intermedio, como en el externo. El perteneciente al campo intermedio es el más voluminoso, alcanzando una altura hasta su cresta de 20 m, y una longitud de 545 m; la pendiente del lado de barlovento es muy acusada, lo que se interpreta como un costado erosionado, mientras que el de sotavento es más tendida. En el campo externo, sobre la duna tabular, son dos los cordones dunares desarrollados, siendo el más próximo a la playa el que alcanza 3 m de altura, sobre una longitud de hasta 885 m y, separados por una suave depresión, probablemente generados por una ralentización de la llegada de sedimentos arenoso. Todos los cordones tienen las crestas paralelas entre sí y a la línea del agua, formándose por vientos de componente noroeste.

## **12. Agradecimientos**

En primer lugar quisiera agradecer a los doctores Germán Flor Rodríguez y Germán Flor Blanco por su paciencia, ayuda y dedicación constante durante el proceso de elaboración de este trabajo.

En segundo lugar a mis padres a quien si su ayuda económica y moral realizar esto hubiera sido mucho más difícil.

En tercer lugar a todos mis compañeros del máster por sus consejos y tiempo, muy especialmente a Isabel Vidal Puyal, Miguel Alonso López e Indira Rodríguez Álvarez.

### 13. Bibliografía

- Aagaard, T., Orford, J y Murray, A.S. (2007). Environmental controls on coastal dune formation; Skallingen Spit, Denmark. *Geomorphology*, 83, 29-47.
- Anthony, E.J., Vanhee, S. y Ruz, M-H.(2006). Short-term beach–dune sand budgets on the north sea coast of France: Sand supply from shoreface to dunes, and the role of wind and fetch. *Geomorphology*, 81, 316-329.
- Armaroli, C., Ciavola, P., Balouin, Y. y Gatti, M. (2006). An integrated study of shoreline variability using GIS and ARGUS techniques. *Jour. Coast. Res.*, 39, 473-477.
- Bartlett, D. y Smith, J. Eds. (2005). *GIS for Coastal Zone Management*. CRC Press LLC.
- Bercial, A. (1989). Estudio granulométrico y caracterización de las dunas eólicas del Playón de Bayas (W del Cabo Peñas). Área de Estratigrafía (informe interno de prácticas de la asignatura de “Geología Marina”). Universidad de Oviedo. 111 pp.
- Bigarella, J.J. (1972). Eolian environments: their characteristics, recognition and importance. En: J.K. Rigby y W.K. Hamblin (Eds). *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*. SEPM Spec. Pub., 16, 12-62.
- Camarerero Cuervo, G. (1945). Estudio sobre las impurificaciones del río Nalón y modo de evitarlas por lo perjuicios que causan a la conservación y fomento de la población piscícola. Trabajo Fin de Carrera. Escuela Superior de Montes. Madrid. 203 pp.
- [http://oa.upm.es/21307/2/PFC\\_Guillermo\\_Camarero\\_Cuervo.pdf](http://oa.upm.es/21307/2/PFC_Guillermo_Camarero_Cuervo.pdf)
- Carter, R.W.G., Hesp, P.A. y Nordstrom, K. F. (1990). Erosional landforms in coastal dunes. En: K.F. Nordstrom, N.P. Psuty y R.W.G. Carter (Eds.). *Coastal Dunes: Form and Process*, 217-250. Wiley and Sons, Ltd.
- Charlier, R.H. (2000). Integrated coastal zone management and GIS. En: A. S. Bologna y R.H. Charlier (Eds.). *Proceedings IOI-BSOC Leadership Seminar “Using today’s scientific knowledge for the Black Sea Area’s development tomorrow”*, 97-108.
- Cooper, W.S. (1958). Coastal Sand Dunes of Oregon and Washington. *Geol. Soc. Am., Memoir*, 72.169 pp.
- Cooper, W.S. (1967). Coastal Dunes of California. *Geol. Soc. Am., Memoir*, 104.131 pp.

- Crespo Fernández, M., Fernández Arribas, M. y Menéndez Duarte, R.A. (1986). Estudio granulométrico de las playas de Santa María del Mar, Bayas y San Juan de la Arena. Área de Estratigrafía (informe interno de prácticas de la asignatura de “Geología Marina”). Universidad de Oviedo. 53 pp.
- Deserti, M., Chiggiato, J., Valentini, A., Perini, L., Cibin, U., Luciani, P., Calabrese, L., Lorito, S., Ciavola, P., Gardelli, M. y Armaroli, C. (2006). Analysys of correlation between coast evolution and meteo-marine climatology. Deliverable 4.5. Technical Report. 115 pp.
- <http://www.cinfai.it/cadsealand/documents/Rapporto%20Finale%20CADSEALAND.pdf>
- Evans, J.R. (1962). Falling and climbing dunes in the Cronese (“Cat”) mountains, San Bernardino County, California. *Jour. Geology*, 70, 107-113.
- Flor, G. (1981). Las dunas eólicas costeras de la playa de Xagó (Asturias). *Trabajos de Geología*, 11, Univ. de Oviedo, 61-71.
- Flor, G. (1983). Las formaciones dunares eólicas del litoral asturiano. *Ástura*, 1, 9-19.
- 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. (2004). Modelos evolutivos de los grandes campos dunares de Asturias. El factor antrópico. Eds. R. Blanco Chao, J. López Bedoya y A. Pérez Alberti. *Procesos geomorfológicos y evolución costera. Actas de la II Reunión de Geomorfología Litoral*, 167-181. Santiago de Compostela.
- Flor, G. y Flor-Blanco, G. (2005). An introduction to the erosion and sedimentation problems in the coastal regions of Asturias and Cantabria (NW Spain) and its implications on environmental management. *Jour. Coast. Res.*, SI 49, 58-63.
- Flor, G. y Flor-Blanco, G. (2014a). Guía de excursiones. Actividades de campo. Asignatura: Dinámica y Sedimentación aplicadas a la gestión costera. Grado en Geología. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Oviedo. 132 pp.
- Flor, G. y Flor-Blanco, G. (2014b). Guía de excursiones. Actividades de campo. Asignatura: Geología Marina. Máster en Recurso Geológicos e Ingeniería Costera. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Oviedo. 152 pp.
- Flor, G., Cabrera Ceñal, R., Suárez González, M. e Iglesias Ortega, M.A. (1998). Aspectos morfológicos, dinámicos y sedimentológicos del estuario del Nalón (Asturias, Noroeste de España). *Trabajos de Geología*, 20. Univ. Oviedo, 3-37.

- Flor-Blanco, G., Flor, G. y Pando, L. (2013). Evolution of the Salinas-El Espartal and Xagó beach/dune systemas in north-western Spain over recent decades: evidence for responses to natural processes and anthropogenic interventions. *Geo-Mar. Letters*, 33, 143-157.
- Flor-Blanco, G., Rubio Melendi, D., Flor, G. y Fernández Álvarez, J.P. (2012). Estructura interna e interpretación de la evolución del campo dunar eólico de Xagó (costa central de Asturias, NO de España). *Proceed. 7º Simpósio sobre a Margem Ibérica Atlântica - MIA 2012*, 71-76. Lisboa.
- Folk, R.L. y Ward, W.C. (1957). Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Jour. Sed. Petrol.*, 27, 3-26.
- Friend, P.L., Velegrakis, A.F., Watherson, P.D. y Collins, M.B. (2006). Sediment transport pathways in a dredged ria system, southwest England. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 67, 491-502.
- Fryberger, S.G. (1979). Dune forms and wind regimes. En: E.D. McKee, Ed. *Study of Global Sand Seas*. U.S. Geol. Surver Prof. Paper 1052.
- Goldsmith, V. (1978). Coastal dunes, 171-235. En: R.A. Davis, jr Ed. *Coastal sedimentary environments*. Springer-Verlag.
- Goldsmith, V. (1982). Coastal dunes and aeolian sedimentation. *Beaches and Coastal Geology*. *Encyclopedia of Earth Science Series*, 235-243.
- Golowyn, M. (2004). Investigation of beach change at Hayle, Cornwall. Tesis MSc. Facultad de Ciencias. Universidad de Plymouth. 88 pp.
- <http://www.sos-hayle.org.uk/downloads-information/investigation-of-beach.pdf>
- Hesp, P. A. 1983. Morphodynamics of incipient foredunes in New South Wales, Australia. En: M.E. Brookfield y T.S. Ahlbrandt, eds. *Eolian Sediments and Processes*, 325-342. Elsevier, Amsterdam.
- Hesp, P.A. (1984). Fore dune formation in southeast Australia. En: B.G. Thom (Ed.). *Coastal Geomorphology in Australia*, 69-97. Academic Press, London.
- Hesp, P.A. y Thom, B.G. (1990). Geomorphology and evolution of active transgressive dune-fields. En: K.F. Nordstrom, N.P. Psuty y R.W.G. Carter (Eds.). *Coastal dunes: forme and processes*, 253-288. Wiley, London.
- Julivert, M., Truyols, J., Marcos, A. y Arboleya, M<sup>a</sup> L. (1972). Mapa Geológico. Hoja de Avilés nº 13. Escala 1:50.000. IGME. Madrid.
- Keener-Chavis, P. y Sautter, R. (2000). *Of Sand and Sea: Teachings from the*

- Southeastern Shoreline. Charleston: S.C. Sea Grant Consortium. 76 pp + IX pp.
- Kocurek, G., Robinson, N.I. y Sharp Jr., J.J. (2001). The response of the water table in coastal aeolian systems to changes in sea level. *Sedimentary Geology*, 139, 1-13.
- Krumbein, W.C. (1938) Size frequency distributions of sediment and the normal phi curve. *Jour. Sed. Petrol.*, 8, 84-90.
- Le Roux, J.P. (1994). An alternative approach to the identification of sand sediment transport vectors from grain-size trends. *Sedimentary Geology*, 94, 97-107.
- Masselink, G. y Russell, P. (2013). Impacts of climate change on coastal erosion. *MCCIP Science Review 2013*, 71-86, doi: 10.14465/2013.arc09.071-086.  
[http://www.mccip.org.uk/media/22464/2013arc\\_sciencereview\\_09\\_ce\\_final.pdf](http://www.mccip.org.uk/media/22464/2013arc_sciencereview_09_ce_final.pdf)
- Maun, M.A. (2009). *The biology of coastal sand dunes*. Oxford Univ. Press. 265 pp.
- McKee, E. D. (1979). Introduction to a study of global sand seas. En: E.D. McKee (Ed.). *A Study of Global Sand Seas*. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 1052, 1-19.
- Mc Laren, P. y Bowles, D. (1985). The effects of sediment transport on grain-size distributions. *Jour. Sed. Petrol.*, 55, 457-470.
- Méjica, J. y Méndez, B. (2004). *Puerto de San Esteban de Pravia. Ilustración de cien años de tráfico*. Fundación Méjica. Oviedo.
- Milne, F.D., Dong, P. y Davidson, M. (2012). Natural variability and anthropogenic effects on the morphodynamics of a beach-dune system at Montrose Bay, Scotland. *Jour. Coast. Res.*, 28, 375-388.
- Mountney, N.P. y Russell, A.J. (2006). Coastal aeolian dune development, Sólheimasandur, southern Iceland. *Sediment. Geol.*, 192, 167-181.
- Munk, W.H. (1955). The circulation of the Oceans. *Scientific American*, 193 (3), 96-104.
- Nicholls, R.J. y Cazenave, A. (2010). Sea-level rise and its impact on coastal zones. *Science*, 328.
- Nordstrom, K.F. (2000). *Beaches and dunes of developed coasts*. Cambridge Univ. Press. 347 pp.
- Orford, J.D., Cooper, J.A.G. y McKenna, J. (1999). Mesoscale temporal changes to foredunes at Inch Spit, south-west Ireland. *Z. Geomorph. N.F.*, 43, 439-461.



Pinazo Ojer, J. M<sup>a</sup> (2010). Condiciones climáticas exteriores de proyecto. Guía técnica. Ahorro y eficiencia energética en climatización 12. IDAE.

[http://asesoramentotecnico.coag.es/wp-content/uploads/2010/02/guia\\_12\\_condiciones\\_climaticas\\_v05.pdf](http://asesoramentotecnico.coag.es/wp-content/uploads/2010/02/guia_12_condiciones_climaticas_v05.pdf)

Poizot, E., Méar, Y. y Biscara, L. (2008). Sediment trend analysis through the variation of granulometric parameters: A review of theories and applications. *Earth-Science Rev.*, 86, 15-41.

Pye, K. (1990). Physical and human influences on coastal dune development between the Ribble and Mersey estuaries, northwest England. En: K.F. Nordstrom, N.P. Psuty y R.W.G. Carter (Eds.). *Coastal dunes: form and processes*, 339-359. Wiley, Chichester.

Pye, K. (1993). Late Quaternary development of coastal parabolic megadune complexes in northeastern Australia. En: K. Pye y N. Lancaster (Eds.). *Aeolian sediments ancient and modern*. IAS Spec. Pub., 16, 23-44.

Pye, K. y Tsoar, H. (2009) The formation of sand seas and dune fields. En: K. Pye (Ed.) *Aeolian sand and sand dunes*, 141-173. Springer.

Quirós Linares, F. (1975). El Puerto de San Esteban de Pravia. Departamento de Geografía de la Universidad de Oviedo e Instituto J.S. Elcano (C.S.I.C.). 84 pp.

Romine, B.M. (2013). Historical shoreline changes on beaches of the Hawaiian Islands with relation to human impacts, sea level, and other influences on beach dynamic. Tesis Doctoral (Geology and Geophysics). University of Hawaii. 75 pp.

[http://www.soest.hawaii.edu/gg/resources/theses/PHD\\_2013\\_Romine\\_B.pdf](http://www.soest.hawaii.edu/gg/resources/theses/PHD_2013_Romine_B.pdf)

Saye, S.E. y Pye, K. (2007). Implications of sea level rise for coastal dune habitats conservation in Wales, UK. *Jour. Coast. Conservation*, 11, 31-52.

Sherman, D.J. (1995). Problems of scales in the modeling and interpretation of coastal dunes. *Marin. Geol.*, 124, 339-349.

Short, A. D. Ed. (1999). *Handbook of beach and shore face morphodynamics*. Wiley, Chichester. 450 pp.

Short, A. D. y Hesp, P. A. (1982). Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. *Marin. Geol.*, 48, 259-284.

Short, A. D. y Masselink, G. (1999). Embayed and structurally controlled embayed beaches. E: A.D. Short (Ed.). *Handbook of beach and shore face morphodynamics*, 230-250. Wiley, Chichester.

Sloss, C.R., Hesp, P. y Shepherd, M. (2012). Coastal Dunes: Aeolian Transport. *Nature Education Knowledge*, 3 (10): 21.

<http://www.nature.com/scitable/knowledge/library/coastal-dunes-aeolian-transport-88264671>

Thieler, E.R., Himmelstoss, E.A., Zichichi, J.L. y Ergull, A. (2009). Digital shoreline analysis system (DSAS) versión 4.0-An ArcGIS extensión for calculating shoreline changes. U.S. Geological Survey Open-Files Report 2008-1278.

<http://woodshole.er.usgs.gov/project-pages/dsas/>

Tsoar, H. 1983. Wind tunnel modeling of echo and climbing dunes. En: M.E. Brookfield and T.S. Ahlbrandt (Eds.). *Eolian Sediments and Processes*, 247-259. Elsevier, Amsterdam.

Tsoar, H. 2001. Types of aeolian sand dunes and their formation. En: N.J. Balmforth y A. Provenzale (Eds.). *Geomorphological fluid dynamics. Lecture Notes in Physics*, 582, 403-429. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, N.Y.

Vera González, E. (1958). El problema de los aterramientos en el puerto de San Esteban de Pravia. *Revista de Obras Públicas*, Año CVI, nº 2916, 181-193.

White, K. y El Asmar, H. M. (1999). Monitoring changing position of coastlines using Thematic Mapper Imagery, an example from the Nile Delta. *Geomorphology*, 29, 93-105.

Wiedemann, A.M. (1993). Dry coastal ecosystems of northwestern North America. En: E. van der Maarel (Ed.). *Dry coastal ecosystems: Africa, America, Asia and Oceania. Ecosystems of the world 2B*, 341-358. Elsevier, Amsterdam.