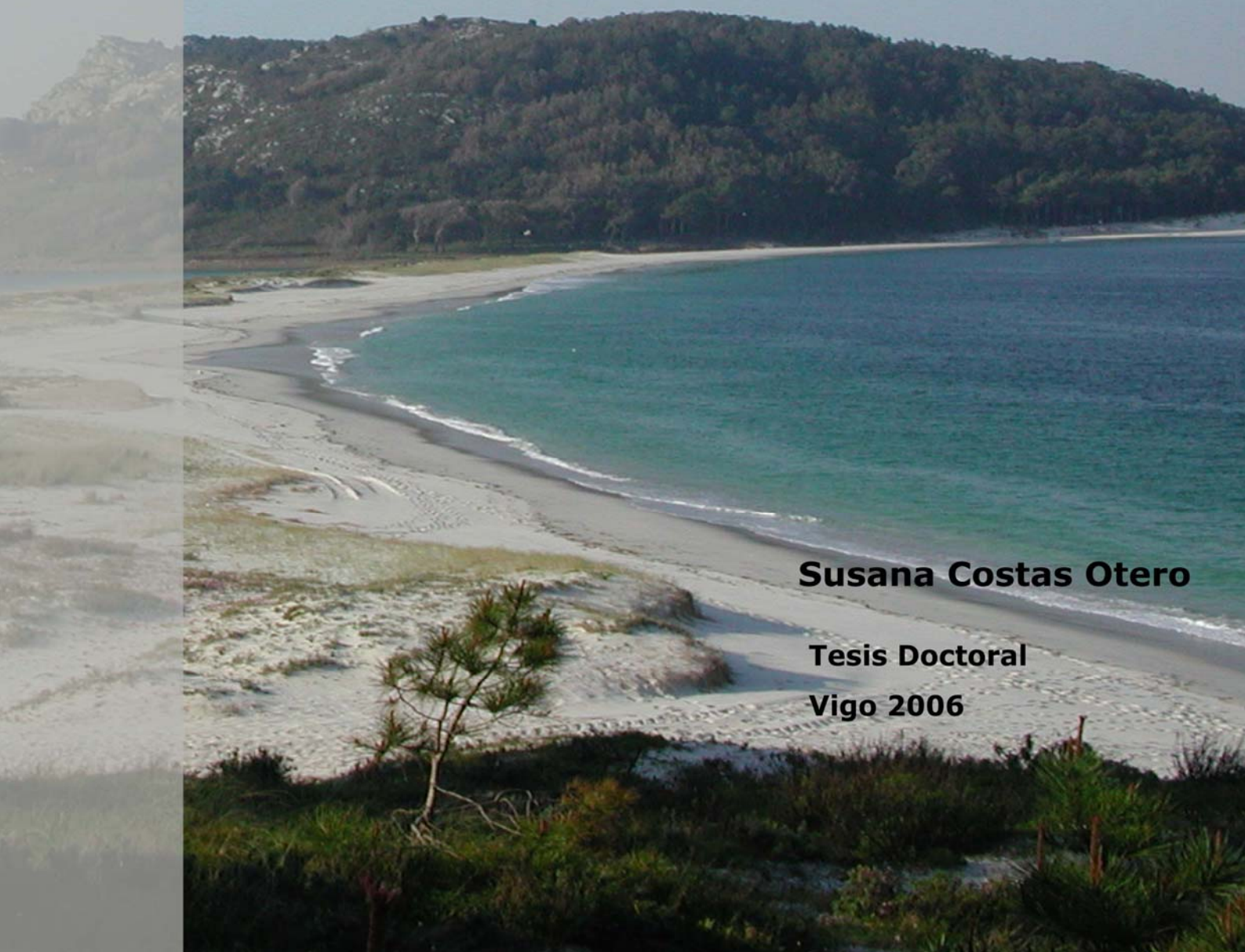
UNIVERSIDADE
DE VIGO

EVOLUCIÓN MORFOSEDIMENTARIA ANUAL, DECADAL Y SECULAR DEL SISTEMA BARRERA-*LAGOON* DE CÍES DURANTE EL CUATERNARIO (GALICIA, NO PENÍNSULA IBÉRICA)



Susana Costas Otero

Tesis Doctoral

Vigo 2006

UNIVERSIDADE DE VIGO

DEPARTAMENTO DE XEOCIENCIAS MARIÑAS E ORDENACIÓN DO TERRITORIO

Evolución morfosedimentaria anual, decadal y secular del sistema barrera-*lagoon* de Cíes durante el Cuaternario (Galicia, NO Península Ibérica)

Memoria presentada por **Susana Costas Otero** para optar al Grado de Doctor en Ciencias del Mar

Trabajo realizado bajo la dirección de los Profesores Titulares
Irene Alejo Flores y Miguel Ángel Nombela Castaño

Para Pedro e os meus pais

Agradecementos

Resulta difícil redactar uns agradecementos cando foi tanta a xente que fixo posíbel que este traballo fose cara adiante, pero o mais difícil é plasmar todo o que che gustaría transmitir a toda esta xente nun papel. En primeiro lugar, quería darlle as gracias a toda a xente que me axudou e acompañou durante estes anos na realización da Tese. A todos moitas gracias.

Para comezar, gustaríame darlle as gracias ós meus directores de Tese, Irene Alejo e Miguel Ángel Nombela, por apoiarme e confiar en min o longo destes anos. A Irene por confiar dende o principio en min e nas Illas, e por ser directora ó mesmo tempo que amiga.

Gracias á Universidade de Vigo por concederme unha beca predoutoral, ó Grupo XM1 polas subvencións prestadas na primeira e última etapa da Tese, e á Consellería de Medio Ambiente da Xunta de Galicia pola subvención concedida para o estudio da praia de Rodas. Quero darlle as gracias tamén ó Departamento de Xeociencias Mariñas, onde realicei a Tese de Doutoramento.

Gracias ó Departamento de Enxeñería dos Recursos Naturais e Medio Ambiente da Universidade de Vigo, concretamente a Henrique Lorenzo, Fernando Rial, Pedro Arias, e Manuel Pereira, quen levaron a cabo a toma de datos mediante xeoradar no campo. A Fernando Rial pola súa axuda no tratamento dos radargramas xa no laboratorio.

Gracias á xente que traballaba no antigo Parque Natural das Illas Cíes, concretamente, quero agradecerlle tanto pola súa axuda como pola súa compañía e ánimo, a Eduardo, a Súa e a Miguel. Tamén quero darlle as gracias ó equipo de xente que traballa no Parque Nacional, por toda a súa atención, e por facilitarnos, na medida do posíbel, as viaxes ás Illas. A Guillermo, pola súa valiosa colaboración durante o tempo que estivo traballando no Parque.

Cando traballas nunha illa toda axuda no tocante ós transportes é pouca, eu tiven a sorte de, ademais de contar co barco do Parque, contar tamén coa axuda da xente da Confraría de Cangas que ía a recoller navalla ás illas, a eles teño que darlles as gracias pola súa amabilidade e atención. Gracias tamén á navieira Mar de Ons, por permitirnos desfrutar do seu servicio gratuitamente.

Posiblemente todos teñamos un modelo de quen copiamos certas costumes, e é posíbel que adoptemos como tal a algún dos nosos propios compañeiros. No meu caso, tiven a

sorte de ter preto a unha grande compañeira e profesional como é Paula Diz, con quen compartín tantas horas de discusión e traballo. Tamén foi moi importante para min o contar co espléndido grupo de xente que me rodeou nestes anos dentro do departamento, e que fixeron posible o dispoñer dun bo ambiente de traballo, gracias a Jorge, Irene Delgado, Raquel, Patri, Fer, Diego, Susana Bastero, Camino, Leo, Tati, Nati, Paula, Rita, Rute, Lucía, Raquelitas, Ruth, e demais compañeiros de departamento dos que aprendín tantas cousas e con quen compartín tantos bos intres.

Gracias a toda a xente que se deixou enrolar na pequena aventura que constituíron as campañas nas Illas, e sen os que todo isto non sería posíbel. Quedan para o recordo aquela vez que axudamos a unha parella de turistas franceses no medio do temporal, aquela outra na que a garda civil foi na nosa procura, outra na que fixemos dedo en pleno inverno, ou aquela outra na que o gato da furgoneta se converteu un aparello indispensable para o estudio da morfodinámica da praia, por todos estes intres, moitas gracias.

Gracias a Javier Hernández e a Termi, por recibirme sempre no seu despacho cun sorriso e ser capaz de plasmar nun debuxo todos os meus pensamentos, gracias por ter sempre un momento para escoitarme e discutir. Gracias a Ignacio Alonso, por ser sempre crítico á vez que razoábel, moitas gracias polo teu interese e axuda. Gracias a Marta Pérez-Arlucea e Guillermo Francés, pola súa colaboración e interese constantes. Gracias a Castor Muñoz-Sobrino, pola súa colaboración e por realizar as análises polínicas.

Gracias a Óscar Ferreira, por acollerme no CIACOMAR, Universidade do Algarve, e pola súa valiosa colaboración. Gracias tamén a Ana Vila, por apoiar e materializar a colaboración co grupo do CIACOMAR, moitas gracias tamén pola súa enorme paciencia e polas súas críticas constructivas, aínda que a ela as veces lle custe recoñecelo. Gracias a toda a xente do CIACOMAR, a Brad, Tiago e André, pola súa colaboración neste traballo, e a Rita e Isabel, pola súa hospitalidade.

Gracias ós meus pais, Rafael e Angela, ás miñas irmás, Sol, Sesi, e Silvia, á miña sobriña Claudia, a Raquel e Miguel, e a Laica, por recordarme que hai vida lonxe do CUVI.

Para rematar, teño que darlle as gracias a persoa que tirou de min durante todos estes anos, quen co seu apoio e axuda constantes me convenceu de que todo é posíbel. A Pedro, por conseguir selo todo.

Índice

1. Introducción 1

1.1 Objetivos 4

1.2 Zona de estudio 5

1.2.1 Marco geológico 7

1.2.2 Marco oceanográfico 9

1.2.3 Marco climatológico 10

1.3 Evolución anual de una playa 10

1.3.1 Playas reflectivas 14

1.3.2 Playas de baja energía 14

1.4 Evolución decadal de una barrera de arena transgresiva 16

1.5 Evolución secular de un sistema barrea-*lagoon* 19

2. Caracterización sedimentológica 23

2.1 Introducción 25

2.2 Metodología 27

2.2.1 Muestreo de sedimentos 27

2.2.2 Análisis granulométrico 28

2.2.3 Análisis composicional 29

2.2.4 Análisis morfoscópico 30

2.2.5 Análisis estadístico 31

2.3 Resultados y discusión 31

2.3.1 La playa de Rodas 31

2.3.2 El sector sumergido de la playa de Rodas 49

2.3.3 El *lagoon* 54

2.4 Conclusiones 55

3. Evolución anual: Las condiciones de tormenta controlan la morfología de la playa de Rodas 57

3.1 Introducción 59
3.2 Metodología 60
3.2.1 Condiciones climatológicas 60
3.2.2 Perfiles de playa 62
3.2.3 Parametrización de la playa (Ω, ε, RTR) 64
3.3 Resultados 65
3.3.1 Condiciones climatológicas 65
3.3.2 Perfiles de playa 68
3.3.3 Caracterización paramétrica de la playa 70
3.3.4 Cambios volumétricos 70
3.3.5 Formas rítmicas 74
3.4 Discusión 75
3.4.1 Morfodinámica de la playa de Rodas 75
3.4.2 Clasificación de la playa de Rodas 77
3.5 Conclusiones 80

4. Evolución decadal: Ciclidad de una barrera de arena transgresiva (Islas Cíes) 83

4.1 Introducción 85
4.2 Métodos 86
4.2.1 Análisis de la arquitectura de la barrera de arena 86
4.2.2 Marco litológico 89
4.2.3 Análisis de fotografía aérea 90
4.3 Resultados y discusión 91
4.3.1 Facies de radar 91
4.3.2 Interpretación de los perfiles de GPR 95
4.3.3 Evolución histórica 107
4.4 Discusión 111
4.4.1 Elementos de la evolución de la barrera de Cíes 112

4.5 Conclusiones 116

5. Evolución secular: Desarrollo del sistema barrera-*lagoon* desde el Holoceno Medio 119

5.1 Introducción 121
5.2 Metodología 124
5.3 Resultados e interpretación 126
5.3.1 Descripción de los sondeos 126
5.3.2 Perfiles polínicos 132
5.3.3 Interpretación de facies 140
5.3.4 Distribución de facies 146
5.3.5 Modelo de evolución 149
5.4 Discusión 155
5.4.1 El lagoon y el nivel del mar 155
5.4.2 El origen de la barrera de arena 157
5.5 Conclusiones 159

6. Síntesis 161

6.1 Caracterización sedimentológica 163
6.2 Evolución anual de la playa de Rodas (Islas Cíes) 164
6.3 Evolución decadal de la barrera de arena de Cíes 165
6.4 Evolución secular o submilenaria del sistema barrera-*lagoon* 167
6.5 Morfodinámica de la barrera de arena de Cíes 168
6.6 Conclusiones generales 171

Referencias 173

Anexo 191



1

Introducción

Las barreras de arena litorales son elementos morfológicos únicos que proporcionan un espacio de protección para un importante número de hábitats acuáticos, y constituyen la primera línea de defensa frente al impacto de temporales intensos y erosión de la franja costera. Se desarrollan en la interfase mar-tierra, donde los principales factores modeladores y responsables de su morfología son el rango mareal, el oleaje, los cambios del nivel medio del mar, y el aporte sedimentario desde ríos u otras fuentes como cuerpos sedimentarios preexistentes.

Las barreras de arena pueden dividirse en tres elementos geomorfológicos o ambientes sedimentarios básicos: la playa, el interior de la barrera y la zona trasera de la misma. Las playas constituyen la zona más dinámica del sistema, presentando un amplio rango de posibles morfologías. El interior de la barrera suele estar constituido por una cresta o cordón dunar, o una serie de éstos. Por último, en el margen hacia tierra, la barrera suele presentar un descenso topográfico gradual que puede terminar en una zona intermareal de arena, una llanura fangosa o una marisma. En algunos casos, el margen de la barrera puede limitar con un *lagoon*, bahía, o río. En aquellas zonas de la costa donde la barrera se encuentra en retroceso, este sector suele estar dominado por la presencia de depósitos de desborde u *overwash*. Una barrera de arena representará, por lo tanto, la integración de una serie de procesos geomorfológicos y respuestas sedimentarias, en un lapso temporal o espacial determinado.

Uno de los principales objetivos de la investigación geomorfológica actual es resolver las dificultades que surgen al tratar de relacionar las diferentes escalas espaciales y temporales que determinan la evolución de un cuerpo sedimentario (Aagaard et al., 2004). El problema se manifiesta cuando se trata de modelar a largo plazo el comportamiento de un cuerpo sedimentario a partir de su variabilidad en una escala temporal menor. Existe un amplio conocimiento acerca del funcionamiento de una playa en escalas de tiempo reducidas y asociadas a eventos discretos como tormentas, y en escalas espaciales inferiores a cientos de metros. Sin embargo, este comportamiento no se puede extrapolar a escalas temporales y espaciales mayores, ya que la franja costera no presenta un funcionamiento lineal, sino que está dominado por numerosos umbrales y reacciones caóticas (Roy et al., 1994; Cowell et al., 1995; Stive y De Vriend, 1995; De Vriend, 1997; Guillén et al., 1999; Holman, 2001).

En el presente trabajo se analiza el comportamiento morfosedimentario del sistema barrera-*lagoon* de las Islas Cíes abarcando diferentes escalas, tanto temporales como espaciales con el fin de determinar el comportamiento evolutivo del mismo, así como la relación existente entre las diferentes escalas.

1.1 Objetivos

El objetivo general de esta tesis es establecer el funcionamiento y evolución morfosedimentaria reciente del sistema barrera-*lagoon* localizado en las Islas Cíes (Figura 1.1). La zona escogida para el desarrollo de este estudio se encuentra dentro de un espacio natural con especial protección, el Parque Nacional de las Islas Atlánticas de Galicia. Se trata de un ambiente sedimentario de especial interés debido a su fragilidad y a los importantes ecosistemas allí desarrollados. Otra cuestión de especial relevancia que nos llevó a plantear este estudio fue la erosión detectada en dicho sistema natural durante los últimos años. Por último, el sistema estudiado constituye un ejemplo único debido a su singular situación geográfica, instalado entre dos islas sin una red fluvial desarrollada, que lo convierte en un ambiente sedimentario original frente a otros sistemas barrera-*lagoon* existentes en la costa gallega y en otras regiones.

Para alcanzar el objetivo general propuesto, se analizó el comportamiento del sistema sedimentario desde diferentes perspectivas, y abarcando distintas escalas temporales y espaciales. En primer lugar, se determinó el funcionamiento y evolución de la playa teniendo en cuenta su variabilidad anual, mediante un seguimiento mensual a lo largo de tres años. Concretamente, se analizó su respuesta frente a eventos de alta energía asociados a temporales. El estudio a corto plazo del sistema es importante ya que aporta información muy valiosa para la gestión medioambiental de estos sistemas litorales.

En el segundo bloque de desarrollo de la presente Tesis se estableció también el funcionamiento y evolución de la barrera de arena abarcando una escala de tiempo decadal. De esta manera se reconstruyó la evolución de la misma para las últimas décadas, completando la base de conocimiento necesaria para la gestión de dicho sistema. Por otra parte, nuestro objetivo fue aportar información acerca de la estructura interna y modelos de evolución de las barreras de arena, y en concreto de barreras de arena transgresivas recientes.

Por último, se analizó el funcionamiento y evolución del sistema barrera-*lagoon* abarcando una escala de cientos a miles de años. En este apartado se determinó la formación

de la barrera de arena y evolución de los ambientes sedimentarios adyacentes a través del análisis del registro sedimentario. De esta forma, se contribuyó al conocimiento de los cambios en el nivel del mar durante el Holoceno medio a tardío para este sector de la costa.

Finalmente, se estableció una relación entre las diferentes escalas temporales de acuerdo con los diferentes comportamientos evolutivos detectados.

1.2 Zona de estudio

El archipiélago de las Islas Cíes está constituido por tres islas de origen natural orientadas de norte a sur y situadas en la boca de la Ría de Vigo (Figura 1.1), en el margen suratlántico de Galicia. En el año 1980 estas islas fueron declaradas Parque Natural, y a partir del 2 de julio de 2002 forman parte del "Parque Nacional de las Islas Atlánticas de Galicia".

Morfológicamente las Islas Cíes presentan un fuerte contraste entre la vertiente este, de pendiente suave y colonizada por bosques de pino, acacias y eucalipto fundamentalmente, y la oeste, abrupta y formada por acantilados poblados de vegetación de tipo matorral (Figura 1.1). El complejo sedimentario objeto de estudio se localiza en la vertiente este de las islas, la cual se encuentra resguardada de la acción directa del oleaje que llega desde mar abierto. Este complejo sedimentario une de forma natural la isla Norte o de Monteagudo y la Isla del centro o de Faro formando una barrera de arena que se extiende desde el cabo de Punta Muxieiro hasta el cabo de Punta das Vellas. Dicha barrera tiene 1 km de longitud aproximadamente, y en ella se encuentra la playa de Rodas, playa representativa de las Islas (Figura 1.1). Sobre dicha barrera se asienta un importante complejo dunar estabilizado por la colonización de especies vegetales típicas de ambientes eólicos litorales tales como *Elytrigia juncea*, *Ammophila arenaria*, *Hlychrysum picardii*, *Silene littorea*, *Corema album* (Mouriño, 2000). Tras la barrera de arena, un *lagoon* de agua salada y somero, Lagoa dos Nenos, constituye un importante refugio de especies vegetales y animales (Kersting et al., 2001). Genéticamente, el complejo sedimentario se relaciona con la playa y duna de Figueiras, hacia el norte, y con las playas de Conchas y Nosa Señora, hacia el sur, puesto que estos sistemas presentan características sedimentológicas similares (Costas et al., 2004b).

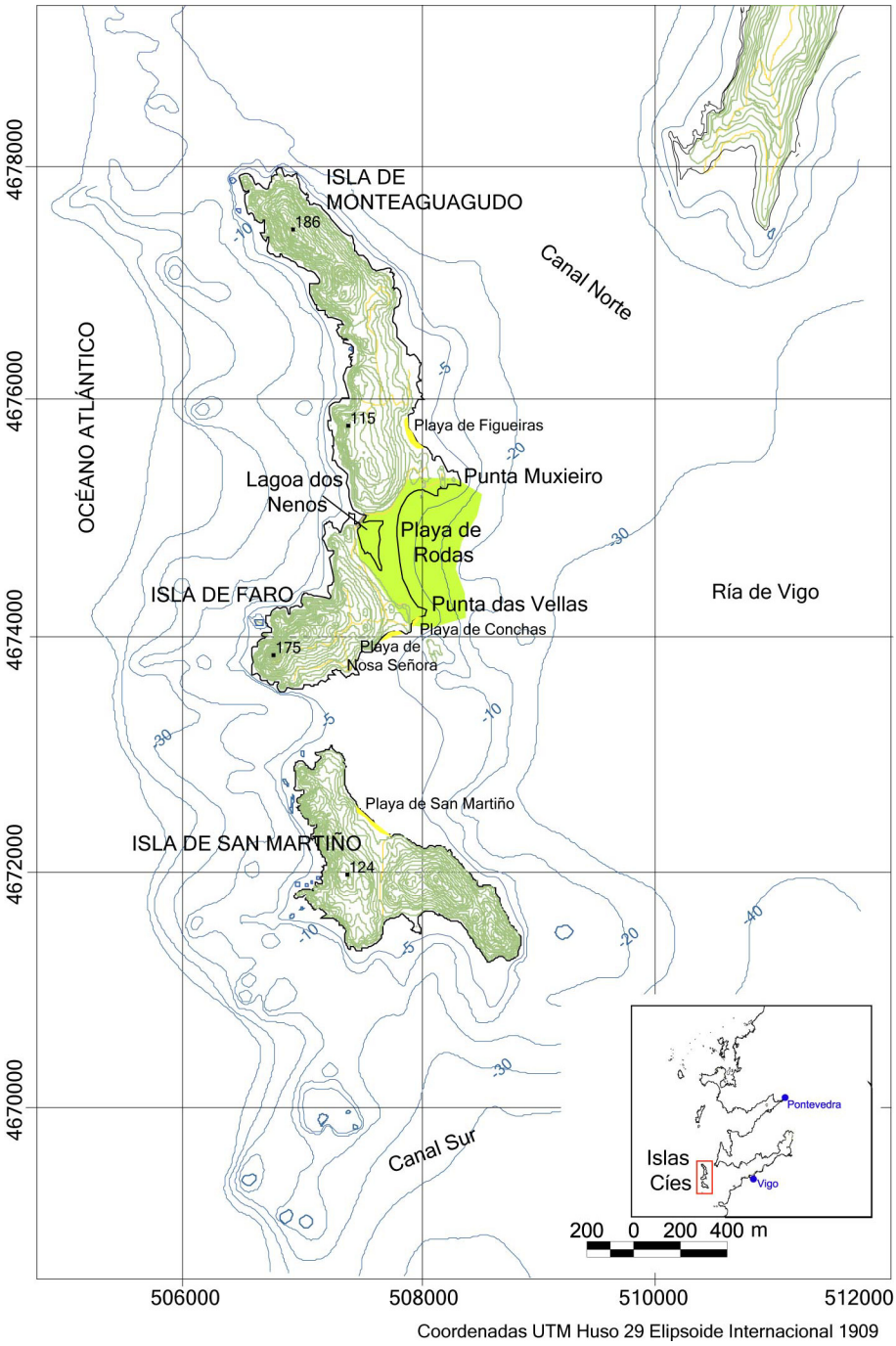


Figura 1.1. Localización de la zona de estudio (polígono verde) dentro del archipiélago de las Islas Cíes, en la boca de la Ría de Vigo. Las cotas y sondas están expresadas en metros.

La formación de esta barrera litoral no está clara ya que hasta el momento no se han realizado estudios de detalle en la zona. Existen dos hipótesis que tratan de explicar la formación de dicho edificio sedimentario. En primer lugar, la hipótesis propuesta por Otero et al. (1994) explica la formación de la misma como resultado de la unión de los depósitos que se generan tras los dos cabos que delimitan el sistema. Por otra parte, Guitián y Guitián (1991) definen la barrera como una flecha litoral que se extiende hacia el sur a partir de la sedimentación que tiene lugar en el cabo de Punta Muxieiro (al norte del sistema, Figura 1.1).

Este complejo sedimentario constituye uno de los principales atractivos de las islas Cíes y se trata de un ambiente sedimentario de características únicas en el litoral gallego. Los complejos sedimentarios barrera-*lagoon* son elementos frecuentes en la costa gallega (Corrubedo, Louro, Xuño, Valdoviño, etc). Estos sistemas suelen estar conectados de forma permanente con las aguas continentales, y de forma permanente o efímera con las aguas oceánicas (Vilas, 1985). Sin embargo, y como elemento diferenciador, el complejo barrera-*lagoon* de Cíes se encuentra conectado de forma permanente con las aguas oceánicas a través da su margen oeste, y de forma esporádica con las aguas de la Ría debido a un canal esporádico que corta la barrera en épocas de temporal y mareas vivas (Costas et al., 2004a). En el margen oeste existe además un dique que une las islas Norte y Centro de forma artificial situado sobre el sustrato rocoso que en esta zona queda emergido cuando baja la marea.

El complejo barrera-*lagoon* de Cíes ha experimentado importantes cambios morfológicos en la segunda mitad del siglo XX, de los cuales cabe señalar: I) la erosión detectada en la playa de Rodas en la zona norte, II) el cambio de posición del canal que rompe la barrera de arena, y III) la rápida colmatación del *lagoon*.

La zona en la que se centra el presente estudio comprende parte de los distintos subambientes sedimentarios de este complejo: la playa de Rodas, desde el muelle de Rodas hasta la Punta das Vellas (Figura 1.1); la zona submareal contigua a la misma, hasta una profundidad de 20 m; la barrera de arena; y el *lagoon*.

1.2.1 Marco geológico

Las Islas Cíes se encuentran dentro de la Hoja número 03-11 (222) CIES (Abril, 1981), del Mapa Geológico de España escala 1:50.000. Geológicamente estas islas forman parte de la prolongación hacia el norte del batolito de A Guarda-Oia, y el complejo metasedimentario Monteferro-O Rosal. Se trata de un cuerpo granítico alcalino que intruye al complejo metasedimentario constituido por micaesquistos, grauvacas y cuarcitas. Los metasedimentos

corresponden al período desde el Precámbrico hasta el Silúrico, estando constituidos por esquistos de dos micas (con granates) y cuarcitas, con elementos esenciales como cuarzo, moscovita y biotita, además de turmalina, clorita, circón y apatito como elementos accesorios. En afloramiento aparecen como bandas estrechas, con signos de aplastamiento y parcialmente asimilados por el granito que los incluye. La formación de estas bandas se relaciona con procesos de metamorfismo regional de los sedimentos arcillosos.

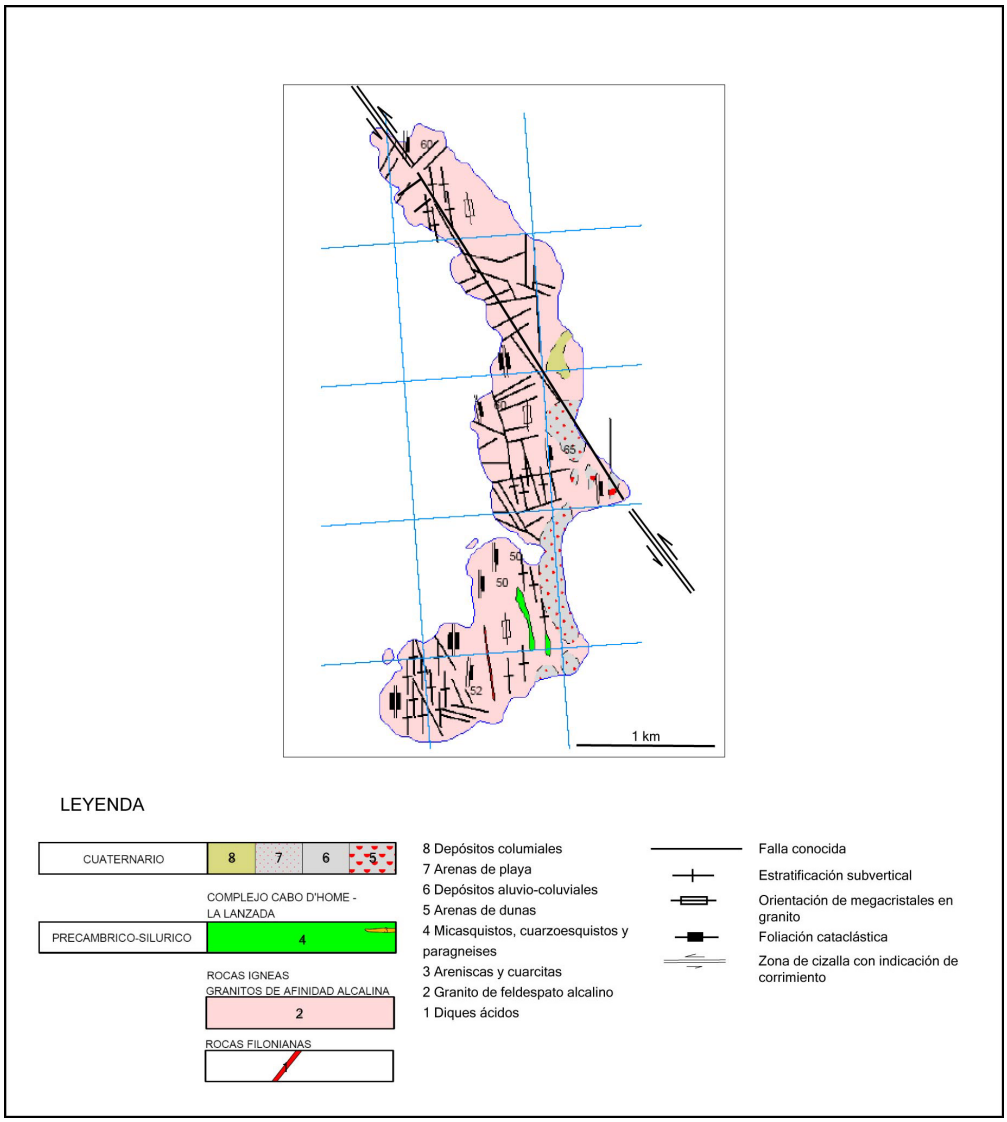


Figura 1.2. Mapa geológico de las Islas Cíes correspondiente a la Hoja número 03-11(222) CIES.

La tectónica en la zona incluye dos episodios o etapas anteriores al Hercínico (Abril, 1981), sin embargo la importante deformación y metamorfismo hercínicos borraron los posibles restos de otros episodios metamórficos. En la etapa Hercínica existió un importante flujo responsable de los procesos de metamorfismo regional y granitización. Posteriormente, hubo una fase de elevación del macizo hercínico, propiciando su desmantelamiento a la vez que condicionó la transición a un comportamiento de tipo rígido frente a posteriores esfuerzos. Estos últimos provocaron la aparición de sistemas de fracturas.

La historia geológica de la zona de estudio comprende una primera etapa de implantación de un geosinclinal Precámbrico-Paleozoico, sobre el que se deposita una potente capa pelítica. La segunda etapa se corresponde con la etapa Hercínica, en la que las antiguas capas fueron metamorfizadas por intrusiones graníticas. Éste orógeno recién formado, durante el Mesozoico, muestra procesos erosivos, y en el Terciario y Cuaternario la elevación de este macizo favoreció su desmantelamiento por procesos erosivos (Abril, 1981). También en esta última etapa de la historia geológica, son importantes los cambios eustáticos del nivel del mar, junto con los movimientos en la vertical de los bloques fracturados, así como la formación y remodelación de los complejos sedimentarios desarrollados en estas islas (playas y dunas).

1.2.2 Marco oceanográfico

La costa en la que se encuentra la zona de estudio está dominada por un rango mareal medio que varía entre los 2.74 m (en mareas muertas) y los 3.81 m (en mareas vivas), pudiendo alcanzar los 4.50 m (Puertos del Estado, 2005). De acuerdo con estos valores, la costa se clasifica como mesomareal según la terminología de Davies (1964). La onda de la marea y las corrientes asociadas a la misma, entran en la Ría de Vigo a través de las bocas Norte y Sur de la Ría con velocidades similares (Souto, 2000).

El oleaje de mar de fondo incide en la zona de estudio proveniente del NNO independientemente de la estación, mientras que el oleaje de viento proviene principalmente del N (ROM, 1991). Sin embargo, el oleaje energético de tormenta es del SO y puede provocar daños significativos en el sector norte de la playa. Por lo tanto, esta componente del oleaje debe tenerse en cuenta en posteriores análisis.

El oleaje proveniente de NNO y SO entra en la Ría de Vigo a través de ambas bocanas, norte y sur, respectivamente. El oleaje de NNO incide paralelo a la playa como consecuencia de los procesos de refracción y difracción. Éste último se debe a la presencia del saliente rocoso situado en el norte de la playa, el cual controla la forma en planta de la misma (Costas

et al., 2004a). Por otra parte, el oleaje proveniente de SO incide sobre la playa con ángulos pequeños (Costas et al., 2004a).

1.2.3 Marco climatológico

Los vientos en la zona de estudio muestran un patrón estacional (Alejo, 1994). Los vientos provenientes del O-NO dominan desde marzo a septiembre, mientras que los vientos del S predominan de octubre a marzo. Este régimen general se ve interrumpido por los vientos del SO asociados a periodos de tormenta. Estos regímenes generales están controlados por la distribución de las células de altas presiones de las Azores, las cuales juegan un importante papel en la climatología de la zona de estudio. En verano el anticiclón de las Azores se extiende a lo largo del NO de la Península Ibérica, predominando los vientos de componente N.

El clima de las Islas Cíes presenta una serie de características que lo diferencian del clima típico de la zona costera adyacente de Galicia. La precipitación media anual registrada en las islas es de 877 mm (Otero et al., 1994), mientras que en la franja continental adyacente las precipitaciones medias están entre los 1000 y los 2000 mm (Koldijk, 1968). Esta diferencia en el régimen medio de pluviosidad es resultado del efecto de insularidad, es decir, a la distancia de las islas a tierra y a que tienen altitudes bajas (máximos de altitud en torno a 190 m, Figura 1.1). Otra diferencia con las zonas costeras adyacentes es la existencia, en las islas, de un descenso acusado en la pluviosidad durante la estación de verano lo que da lugar a un período seco. Este período de sequedad es mucho más amplio en las Islas Cíes que el registrado en la costa (estación de Peinador, Otero et al., 1994). De acuerdo con estas características, el clima de las Islas Cíes se parece más al clima de las regiones mediterráneas que al de las regiones atlánticas.

1.3 Evolución anual de una playa

Una playa se puede definir como una acumulación de sedimento no consolidado (arena o material clástico en general), cuyo límite superior es el límite superior de acción del oleaje, mientras que el inferior se encuentra por debajo del nivel de bajamar (Davis, 1978; Trenhaile, 1997). El límite inferior debería trasladarse al nivel de base del oleaje, el cual controla las transferencias de sedimento en una playa (Hallermeir, 1981). Este ambiente sedimentario se encuentra por definición modelado por la acción del oleaje, cuyo efecto domina claramente en

aquellas costas micromareales. Su influencia puede perder importancia relativa en relación con el efecto de la marea, en aquellas costas donde la influencia de ésta se impone al oleaje.

Las playas pueden presentar diferentes formas en función del estado morfodinámico, las cuales inciden en las características de la zona de traslación o *surf* (Figura 1.3), y en los procesos de somerización o *shoaling*, traslación y derrame o *swash* del oleaje (Figura 1.3). Con el fin de agrupar las distintas morfologías observadas y explicar el desarrollo de cada tipo se han sugerido numerosas clasificaciones a lo largo del tiempo.

En primer lugar, se desarrollaron modelos de clasificación bidimensionales entre los que se destaca el propuesto por King (1972), quien relacionó el descenso de la pendiente de la playa con el descenso en el tamaño de grano, y con el aumento en la energía de oleaje. A pesar de lo propuesto, no quedaba clara la relación existente entre el amplio rango de posibles formas que pueden adoptar los perfiles de playa, y la naturaleza y escala de su respuesta.

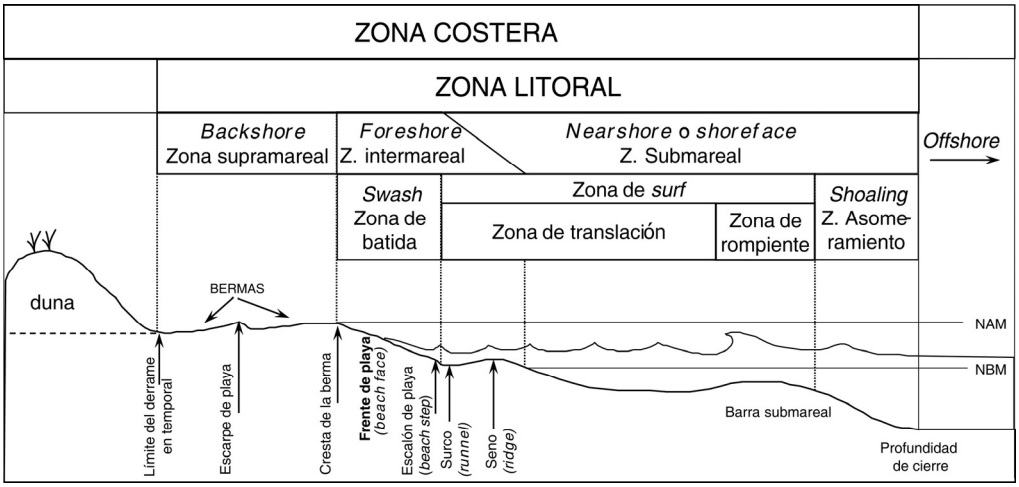


Figura 1.3. Zonación de un perfil de playa. Modificado de Komar (1976) y Davis (1978).

Por otra parte, Shepard y LaFond (1940) observaron un patrón claramente estacional y caracterizado por la erosión del perfil durante el invierno con formación de una barra sumergida, y su relleno durante el verano, cuando el perfil pasa a presentar alta pendiente y carece de barras sumergidas. Tras este modelo, el siguiente paso en la clasificación de playas fue intentar relacionar ambas morfologías extremas. Para ello, Sonu y van Beek (1971) propusieron un modelo en el que se incluye una secuencia de cambios para el perfil de playa subaéreo.

El siguiente paso en la evolución de dichos modelos fue el intento de ligar la escala bidimensional con la tridimensional. Sonu (1973) presentó el primer modelo secuencial y tridimensional para la topografía de una playa. En este modelo se describe tanto la variabilidad longitudinal y transversal, como la variabilidad temporal, incluyendo la formación de "barras en media luna o *crescentic bars*" debidas a la acción de ondas de borde, y al paso dentro del ciclo evolutivo de una playa desde su erosión hasta su recuperación.

Finalmente, la inclusión del efecto del oleaje en dichos modelos hizo que el conocimiento acerca del funcionamiento de los sistemas playeros cobrara importancia. En este sentido, señalamos el modelo propuesto por Wright y Short (1984) para playas micromareales dominadas por la acción del oleaje. Estos autores describieron un modelo secuencial tridimensional en el que cada estado morfológico es clasificado utilizando tres parámetros: altura del oleaje en rompiente (H_b), periodo del oleaje (T) y tamaño de grano (utilizando la velocidad de caída del sedimento, W_s). Los tres parámetros fueron combinados en primer lugar por Gourlay (1968) quien definió el parámetro denominado velocidad de sedimentación adimensional (Ω):

$$\Omega = H_b / W_s T$$

Wright y Short (1984) adaptaron Ω para su uso en la clasificación de playas naturales micromareales encontrando que cuando Ω < 1 las playas tienden a ser reflectivas (con fuertes pendientes y sin barras sumergidas), mientras que cuando Ω > 6 las playas suelen ser disipativas (con suaves pendientes y con múltiples barras sumergidas), y cuando Ω = 2 - 5 las playas se agrupan en intermedias (caracterizadas por la presencia de sistemas de barras y surcos intermareales).

Diferentes autores reconocen el efecto de la marea sobre la morfodinámica de las playas (Davis y Hayes, 1984; Carter, 1988; Short, 1991) aunque éste es incluido por primera vez por Masselink y Short (1993). Estos autores modificaron la clasificación clásica de Wright y Short (1984) incluyendo el parámetro denominado rango de marea relativo o *Relative Tide Range*:

$$\text{RTR} = TR / H_b$$

donde TR es el rango medio de mareas vivas (m). De esta forma Masselink y Short (1993) clasifican las playas dentro de ocho grupos (Figura 1.4). Cuando RTR < 3 las playas se clasificarían de igual forma que en el caso de playas micromareales sugerido por Wright and Short (1984); reflectivas, intermedias y disipativas (Figura 1.4). En este caso, la zona hacia

tierra del punto de rotura del oleaje estaría dominada por la traslación y batida del oleaje. A medida que el rango mareal aumenta, el efecto de la traslación y batida sobre la morfología de la playa disminuye, y cobran importancia los procesos de somerización debido a la migración de los mismos con la marea a lo largo del perfil. Cuando RTR está entre 3 y 15, el efecto de la marea es superior al ejercido por el oleaje, de manera que si $\Omega < 2$ existe un claro dominio del oleaje poco energético, dando lugar a morfologías reflectivas. La diferencia se encuentra en este caso en la zona inferior del frente de playa, el cual se caracteriza por la presencia de una terraza de marea en lugar de un escalón de playa (Figura 1.4). Finalmente, si RTR > 15 las playas se encuentran dominadas por la acción de la marea y se presentan como la transición hacia llanuras de marea (Figura 1.4).

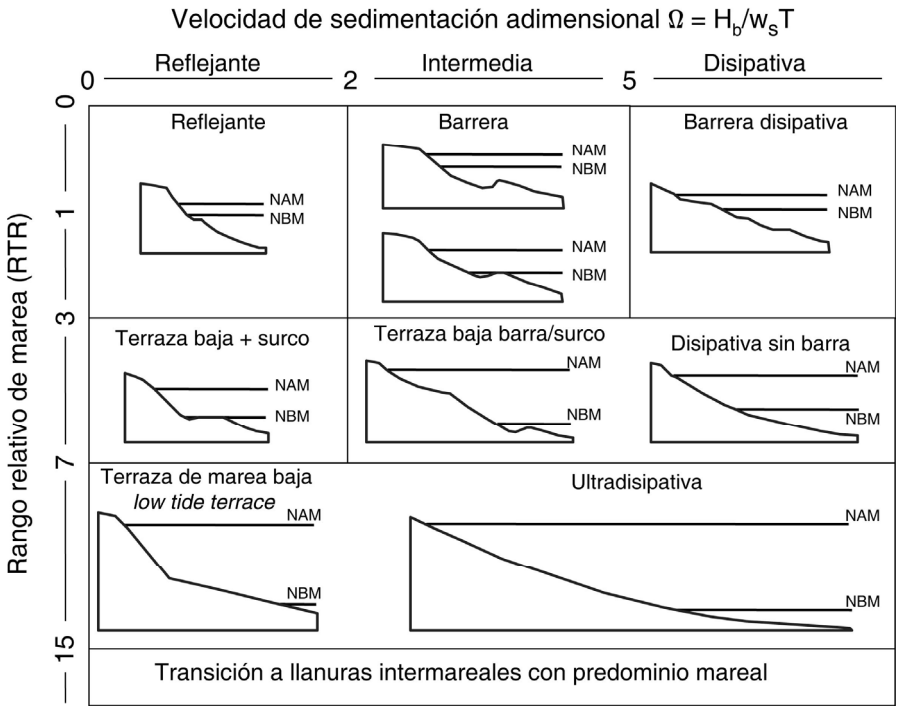


Figura 1.4. Clasificación morfodinámica de playas propuesto por Masselink y Short (1993) en la que se incluye el efecto de la marea con el rango relativo de marea.

1.3.1 Playas reflectivas

En el caso concreto de las playas reflectivas, éstas suelen desarrollarse en zonas encajadas y de baja energía, así como en el interior de estuarios o bahías. Este tipo de playas se caracteriza por encontrarse asociadas a zonas con oleaje de poca altura y altos periodos, o bien en zonas con tamaños de grano groseros. Estas playas suelen presentar una zona de batida del oleaje con fuertes pendientes y un escalón en la base de dicha zona, en el cual se concentra el sedimento de mayor tamaño de grano (Hughes y Cowell, 1987). El sector sumergido o *nearshore* muestra suaves pendientes sin barras.

En cuanto a la dinámica de este tipo de playas, ésta se encuentra dominada por dos factores fundamentales: (i) existe un transporte de sedimento hacia tierra desde la zona anterior a la zona de rotura del oleaje, el cual sedimenta en la zona de derrame ya que no existe zona de traslación. De esta manera, se favorece la aparición de una zona sumergida profunda y de escasa pendiente frente a una zona de derrame con fuerte pendiente. (ii) Debido a que el oleaje rompe en la base de la zona de batida o frente de playa, la energía asociada al mismo debe ser dispersada en la zona de batida; en el ascenso la batida del oleaje transportará sedimento mientras que otra buena parte de la energía es devuelta al mar por medio de las corrientes de retorno o *backswash* (Guza e Inman, 1975).

Los cambios morfológicos asociados a este tipo de playas son pequeños ya que se trata de playas morfológicamente estables. Su estabilidad radica en la poca energía que alcanza dichos sectores de la costa, la cual difícilmente genera cambios morfológicos importantes. Cuando el oleaje es suficientemente energético para generar erosión, el sedimento erosionado es depositado como una barra o terraza en la base de la playa, de donde es rápidamente devuelto a la misma con la mejoría en las condiciones del clima marítimo. La erosión se registra cuando la playa se satura debido a un incremento en el volumen de agua transportado en la batida del oleaje, provocando la formación de un escarpe erosivo. El sedimento erosionado es transportado hacia la base del frente de playa. Si estas condiciones se prolongan y favorecen la aparición de ondas de borde, se pueden generar cúspides erosivas (Short, 1979).

1.3.2 Playas de baja energía

A pesar del avance en el conocimiento del funcionamiento de las playas, existe una serie de playas que no pueden incluirse dentro de estos modelos, es el caso de las playas de baja energía (Bauer y Greenwood, 1990; Ekwurzel, 1990; Jackson y Nordstrom, 1992;

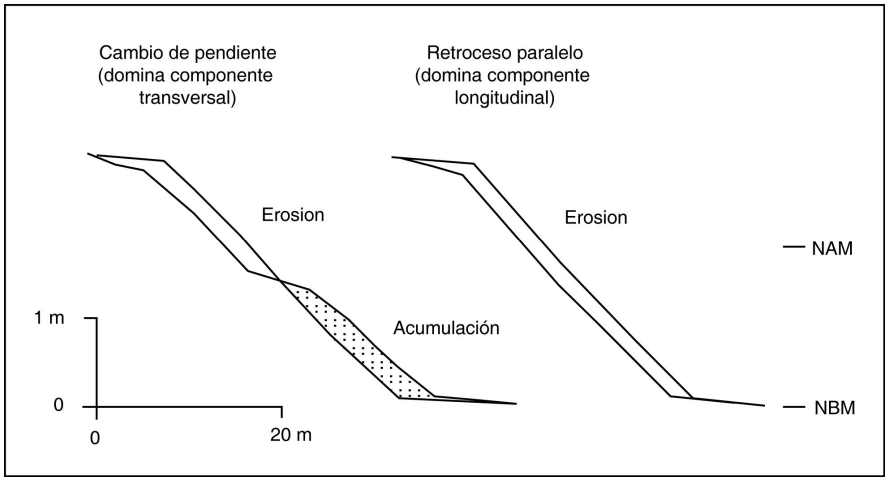


Figura 1.5. Modelo morfodinámico para playas de baja energía a partir de playas estuarinas mesomareales propuesto por Jackson y Nordstrom (1992).

Barusseau et al., 1994; Guillen y Palanques, 1996; Hegge et al., 1996; Masselink y Pattiaratchi, 1998; Jackson et al., 2002; Goodfellow y Stephenson, 2005). Por esta razón, se considera oportuna la ampliación del conocimiento de las mismas, de manera que se obtenga un modelo de evolución global que clarifique el funcionamiento de estas playas.

Hegge et al. (1996) propusieron una clasificación para perfiles de playa de baja energía a partir del análisis de 15 playas situadas en zonas protegidas por arrecifes, o en la parte interna de islas. El mismo autor definió cuatro tipos morfológicos en base a sus dimensiones, pendiente, curvatura y tamaño de grano: (1) cóncava; (2) moderadamente cóncava; (3) moderadamente pendiente o *steep*; y (4) pendiente o *stepped*. La falta de datos que definan las condiciones hidrodinámicas para cada morfotipo limita el conocimiento del control hidrodinámico sobre las mismas.

Nordstrom y Jackson (1992) presentaron un modelo para explicar los cambios en los perfiles de playas estuarinas en el que propusieron dos tipos de respuesta para los perfiles en función de la dirección de transporte dominante (longitudinal o transversal). En ambos casos el intercambio de sedimento se restringe a la zona comprendida entre el límite superior de la zona de batida del oleaje, y el cambio de pendiente que separa el frente de la playa de la terraza de marea (Figura 1.5). En playas donde domina el transporte transversal existe un intercambio de sedimento entre la zona superior y la inferior del frente de playa. Por el contrario, en aquellas playas en las que domina el transporte longitudinal existe un retroceso o acumulación de forma más o menos homogénea a lo largo del frente de playa.

El grado en el que las playas de baja energía pueden ser consideradas como versiones reducidas de playas de alta energía se encuentra actualmente en debate y debe ser analizado con cautela (Jackson et al., 2002). Una gran parte de las características propias de las playas de baja energía están presentes también en las playas de alta energía aunque pueden presentar diferentes dimensiones y evolución, de manera que en determinados casos las morfologías de ambos tipos de playas convergen.

1.4 Evolución decadal de una barrera de arena transgresiva

Los depósitos transgresivos pueden identificarse en diferentes escalas espaciales y temporales. Orford y Carter (1995) detectaron el retroceso de barreras de grava a escala decadal, reduciendo la escala temporal a la que se asocia tradicionalmente el desarrollo de los depósitos transgresivos, la cual suele abarcar periodos de tiempo que van desde los 9-10 Ma hasta los 40-50 ka (Cattaneo y Steel, 2003). Por depósitos transgresivos entendemos aquellos formados cerca de la línea de costa como respuesta a un ascenso del nivel del mar relativo, y el retroceso de la línea de costa hacia tierra. El retroceso hacia tierra de estos cuerpos lleva asociado un cambio de facies hacia tierra (Cattaneo y Steel, 2003). Dentro de dichos depósitos se pueden identificar superficies que marcan eventos importantes durante la transgresión y determinan la arquitectura estratigráfica resultante.

El concepto de transgresión puede expresarse en términos de trayectoria de la línea de costa. En este sentido, existen tres posibles escenarios que resumen las posibles trayectorias que puede seguir la línea de costa (Helland-Hansen y Gjelberg, 1994): (i) en un escenario de ascenso del nivel del mar con velocidades altas e insignificante aporte sedimentario, se esperaría una trayectoria de la línea de costa coincidente con la superficie sobre la que se produce el retroceso; (ii) en aquellos escenarios en los que la entrada de sedimento al sistema es tan alta que puede generar una importante acumulación sedimentaria, se espera que la línea de costa siga una trayectoria divergente hacia arriba en la vertical respecto a la superficie sobre la que avanza; por último, (iii) en escenarios con retroceso autocíclico (Muto y Steel, 2000) o cuando existen cambios independientes durante el retroceso en el espacio de acomodación o aporte de sedimento, cabría esperar una trayectoria en *zig-zag*. En este caso la línea de costa muestra una tendencia discontinua con avances seguidos de retrocesos.

Existen numerosos modelos que tratan de explicar la respuesta estratigráfica de la costa frente a la subida del nivel del mar a escalas temporales cercanas a los cien años. En esta escala de tiempo la mayor parte de los estudios han utilizado la aproximación propuesta

por Bruun (1954) debido a la simplicidad de su modelo conceptual (Figura 1.6A). Este modelo describe la evolución del perfil de playa transversal (bidimensional) bajo condiciones de ascenso del nivel del mar. A menudo se asume que este modelo puede aplicarse en cualquier tipo de costa arenosa, a pesar de los numerosos problemas encontrados cuado se aplica a casos reales (List et al., 1997; Thieler et al., 2000; Pilkey et al., 2000; Sallenger et al., 2000). En el modelo, el perfil de playa alcanza un equilibrio con el nivel del mar en ascenso mediante la traslación hacia tierra y en la vertical del mismo, de manera que existe erosión en el sector intermareal y acumulación en el sumergido (Figura 1.6A). Posteriormente, el mismo autor propone la ecuación que describe el funcionamiento del modelo (Bruun, 1988); para una velocidad de ascenso del nivel del mar (S), el perfil retrocedería una cantidad R, siendo β la pendiente del perfil de playa activa, L la longitud del perfil hasta la profundidad de cierre, B la altura de la berma, y h la profundidad de cierre del perfil (Figura 1.6A):

$$R = S\left(L/\ \left(B+h\right)\right) = S/\tan\beta$$

Dicho modelo asume los siguientes puntos:

1) Es aplicable a un perfil bidimensional y perpendicular a la línea de costa, de manera que solamente existe transferencia de sedimento en la dirección perpendicular.

2) Asume un perfil de equilibrio cuya morfología depende de las condiciones climáticas imperantes y del tamaño del sedimento.

3) El material sobre el que avanza el perfil durante la transgresión consiste en arena erosionable de similares características que el sedimento del sistema en retroceso.

Leatherman et al. (2000) aplicaron este modelo de evolución en sectores específicos de la costa estadounidense. Estos autores realizaron una selección previa de zonas en la que incluyeron aquellos sectores no influenciados por canales o infraestructuras, o aquellos sectores sin cambios netos en el aporte sedimentario, es decir, aquellas zonas en las que se podría aplicar el modelo teniendo en cuenta sus condiciones y limitaciones. De esta forma obtuvieron una relación de en torno a 150 entre la velocidad de retroceso de la línea de costa y la velocidad de ascenso del nivel del mar. La relación resultante fue mayor que la resultante de aplicar el modelo de Bruun para los mismos sectores. A pesar de esta diferencia, los mismos autores confirman el modelo en el sentido de que la tendencia de retroceso debida al ascenso del nivel del mar es de en torno a dos órdenes de magnitud superior a la velocidad de ascenso del nivel del mar.

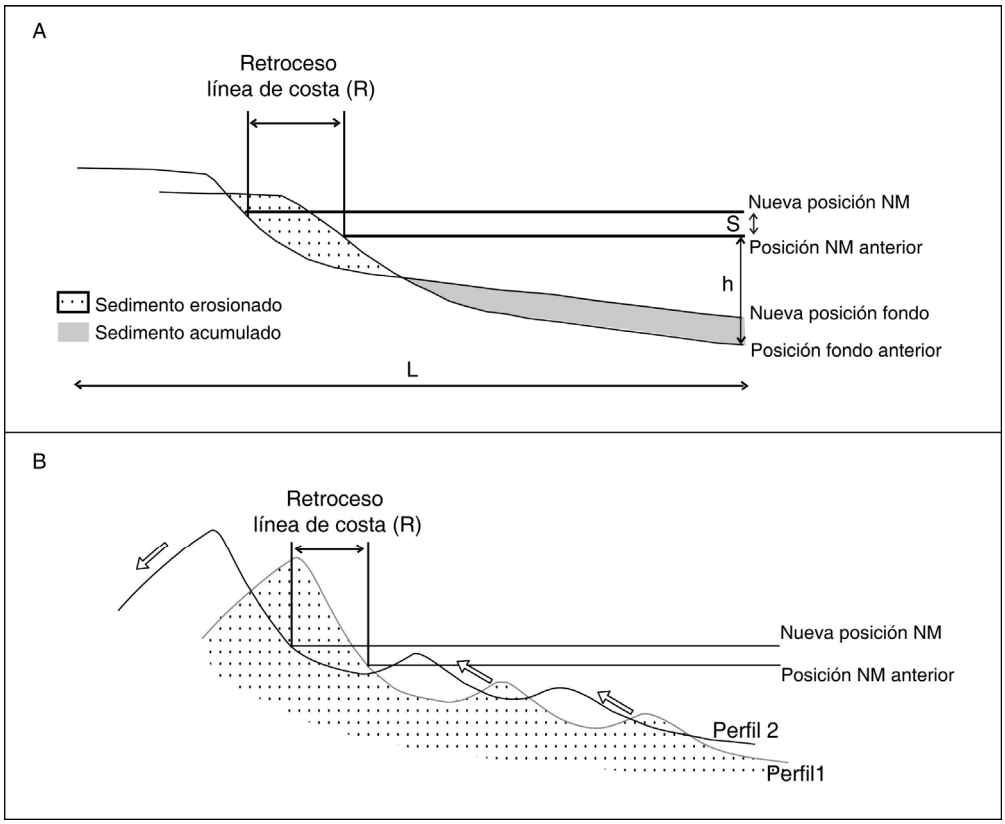


Figura 1.6. Modelos de retroceso del perfil de playa con el ascenso del nivel del mar. A) Esquema explicativo del modelo de Bruun donde se observa que la erosión de la zona emergida del perfil está acompañada de la correspondiente acumulación en la zona sumergida. B) Modelo propuesto por Davidson-Arnott (2005) donde se observa la erosión y retroceso hacia tierra del perfil sumergido y transgresión de la playa y duna.

Por otra parte, hay una serie de trabajos en los que se pone de manifiesto la no aplicabilidad del modelo debido a las asunciones de las que parte (Cooper y Pilkey, 2004). Los principales problemas vienen de asumir que todo movimiento de arena en el sector sumergido está relacionado con el oleaje y existe un límite, o profundidad de cierre, a partir del cual para tales transferencias no existen ni pérdidas ni entradas de sedimento en el sistema. Otro problema es la asunción de que la pendiente del sustrato sobre el que avanza no afecta en dicha transgresión. Y por último, no refleja la influencia de los factores locales, lo cuales actúan como mediadores en la respuesta de las playas ante la subida del nivel del mar.

Davidson-Arnott (2005) propuso un nuevo modelo conceptual (Figura 1.6B) a partir de una modificación sobre el modelo de Bruun, cuyas hipótesis son: (i) playa y duna son

erosionadas como resultado de la traslación del perfil debido al ascenso del nivel del mar; (ii) existe una transferencia neta de sedimento hacia tierra con la subida del nivel del mar, la parte externa del *nearshore* se erosiona y la profundidad de cierre se desplaza hacia tierra y arriba para mantenerse con la subida del nivel del mar y el retroceso de la línea de costa; (iii) el sedimento erosionado de la duna será transportado hacia tierra con el consiguiente retroceso de la duna en la misma dirección. En este caso, el volumen de arena erosionado en la duna coincide con transportado hacia tierra. En una escala de tiempo de 100 años, este último modelo puede aplicarse tanto a playas como a barreras de arena, en cuyo caso el movimiento de sedimento hacia tierra se relaciona con procesos de desbordamiento u *overwash*, o bien con la apertura de canales.

1.5 Evolución secular o submilenaria de un sistema barrera-*lagoon*

Esta escala abarca el estudio de fenómenos que hayan ocurrido en los últimos cientos a miles de años. En concreto, en este trabajo se desarrolla el estudio del pasado reciente, el cual se remonta a los últimos 6000 años. En esta parte del Holoceno las condiciones geodinámicas son similares a las actuales. El límite inferior de dicho período viene marcado por el cese en las variaciones eustáticas, mientras que el límite superior es el presente. Para el período de tiempo analizado en este trabajo, últimos 6000 años, existen discusiones acerca de la amplitud de los movimientos del nivel de mar y de su posición cronológica. Actualmente, se considera más adecuado hablar de curvas locales en lugar de intentar establecer una curva global para esta última etapa (Lambeck, 1997).

Tradicionalmente las costas modeladas por la acción del oleaje se describían en relación a sus playas (Zenkovich, 1967; King, 1972), cuya morfología es el resultado, únicamente, de procesos contemporáneos (Pilkey et al., 1993). Por el contrario, cuando se analiza la evolución de la costa interesa abordar el problema desde una escala geológica. Partiendo de esta premisa Roy et al. (1994) proponen el uso del término "barrera de arena litoral" como el elemento sedimentario básico en estas costas. Desde esta perspectiva, las playas formarían parte de esta entidad sedimentaria mayor. Las barreras son definidas como cuerpos de arena paralelos a la línea de costa que se extienden por encima del nivel medio del mar y pueden estar formadas por diferentes litofacies: playa, duna, submareal, delta de marea, canales, y depósitos de desborde o *washover*.

En cuanto al *lagoon*, se trata de un elemento independiente situado en la parte trasera de la barrera, y cuya existencia depende exclusivamente de la morfología del sustrato y no de

los procesos que originan la barrera de arena. De hecho, existen numerosos tipos de barreras en función de su relación con el sustrato y los procesos que las generan (Figura 1.7). Las islas barrera con grandes *lagoons* se desarrollan en aquellas zonas donde la pendiente del sustrato es baja (Davis, 1992). A medida que la pendiente del sustrato aumenta, los *lagoons* disminuyen sus dimensiones hasta alcanzar el otro extremo dentro del continuo de posibles morfologías: las playas, las cuales son barreras completamente adosadas a tierra y sin morfologías propias de la zona trasera de barrera. Entre ambos extremos se encuentran las "barreras adosadas o *bay barriers*" (King, 1972), las cuales reflejan el grado en el cual la costa está limitada lateralmente, y suelen aparecer en zonas de mayor pendiente.

Roy et al. (1994) distinguen entre (i) flujo de sedimento en costas dominadas por el oleaje, y (ii) movimiento de barreras de arena asociados a cambios en el nivel del mar como transgresiones, estabilizaciones y regresiones. Estos mecanismos son los responsables del origen y crecimiento de, en el primer caso, las flechas litorales, las cuales crecen longitudinalmente; y en el segundo de las barreras, las cuales migran a través de la plataforma perpendicularmente y en función de la evolución del nivel del mar. La posición de una barrera de arena parece estar controlada por cambios en la velocidad de ascenso del nivel del mar, pendiente del sustrato, aportes de sedimento y condiciones energéticas. Los últimos factores cobran mayor importancia en aquellos casos en los que el nivel del mar se ha estabilizado.

Existen dos tipos principales de barreras de arena atendiendo a su estado evolutivo: las barreras transgresivas y las regresivas. En el primer caso, se incluyen aquellos sistemas que

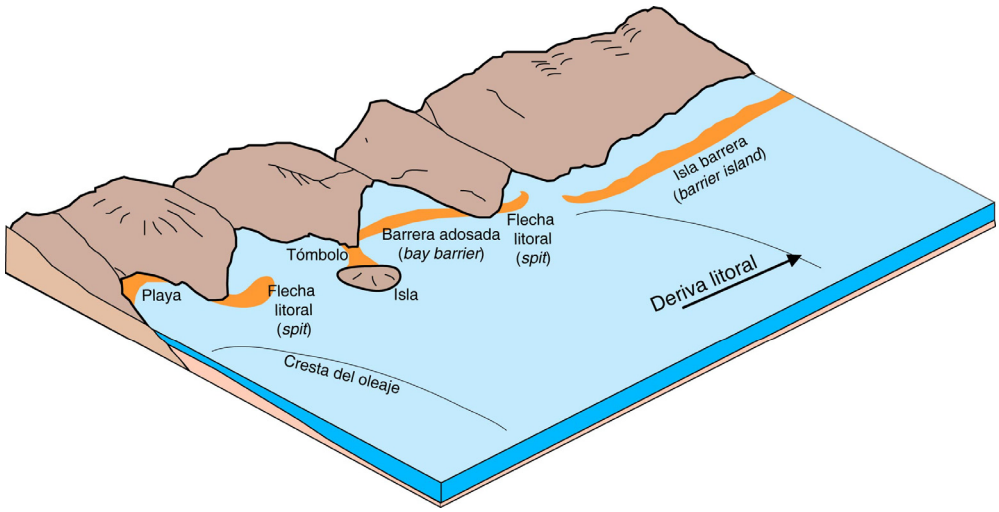


Figura 1.7. Diferentes tipos de barreras de arena que pueden desarrollarse en la franja litoral en función de la morfología del sustrato antecedente.

retroceden hacia tierra con el tiempo, sin sistemas dunares desarrollados. Estos sistemas se forman en costas donde el nivel del mar está subiendo, y donde existe la cantidad suficiente de sedimento para su formación, aunque no para provocar su crecimiento. Las barreras regresivas suelen asociarse a ambientes con progradación, y se caracterizan por la presencia de sistemas dunares desarrollados. Se encuentran en aquellas zonas donde el aporte de sedimento es muy alto.

Existen diferentes modelos que tratan de describir el comportamiento de las barreras ante el ascenso del nivel del mar. Uno de ellos es el modelo propuesto por Bruun (1956), descrito en el apartado anterior, y conocido como "erosión de barrera o *barrier erosion*". En este modelo se asume que el perfil de playa retrocede conservando su geometría transversal, y que la cantidad de ascenso de la barrera es igual a la velocidad de ascenso del nivel del mar. Otro de los modelos ampliamente conocidos es el de "traslación de barrera o *barrier traslation* (*rollover*)". En este caso, la barrera asciende sobre un sustrato de manera que el volumen de la misma permanece constante a medida que el nivel del mar asciende. Por último, el modelo conocido como "*barrier overstepping*" describe una situación en la que la velocidad de ascenso del nivel del mar supera la velocidad de respuesta de la barrera provocando su inundación.



2

Caracterización sedimentológica

En el estudio y análisis de la evolución de un sistema sedimentario resulta imprescindible establecer las características sedimentológicas del ambiente objeto de estudio. En este capítulo, se ha realizado la caracterización sedimentológica del sedimento superficial de la playa (zona emergida y sumergida), la duna y el *lagoon* adyacente. Para ello se llevaron a cabo análisis granulométricos, composicionales y morfoscópicos del sedimento que caracteriza la zona de estudio. En este trabajo se incluye también la variabilidad tanto espacial como temporal del sedimento recogido en la playa.

Los ambientes de sedimentación analizados presentaron un alto grado de homogeneidad textural y composicional. Se identificaron dos clases o componentes sedimentológicas con diferente composición y comportamiento hidrodinámico, lo que sugiere una fuente de aporte diferente en cada caso. La componente mayoritaria está constituida por granos de cuarzo de tamaño arena media (en torno a 0.40 mm), muy redondeados y con un alto grado de madurez textural. Este sedimento procede de la erosión y desmantelado de depósitos fósiles litorales identificados en la zona de estudio. La componente secundaria está constituida por material carbonatado biogénico procedente de las comunidades bentónicas que habitan en el submareal adyacente. Las variaciones espaciales transversales y longitudinales observadas en la distribución sedimentaria de la playa se relacionaron con el aporte bioclástico y con las condiciones hidrodinámicas dominantes en cada sector.

2.1 Introducción

La distribución granulométrica del sedimento es una herramienta de apoyo para inferir el transporte y procesos sedimentarios como resultado de dos factores (Masón y Folk, 1958; Folk y Ward, 1957; Friedman, 1961 y Nyandwi, 1995):

i) la distribución granulométrica característica del área fuente de material (McLaren y Bowles, 1985; Gao y Collins, 1992 o Le Roux et al., 2002), y

ii) las condiciones hidrodinámicas que rigen los procesos de transporte y sedimentación (Friedman, 1961; Larson *et al.*, 1997 o Muzuka et al., 2000).

Otros autores estudian las características granulométricas en conjunto con la composición y la morfología de los granos individuales, con el fin de establecer los patrones de transporte. Esta herramienta suele utilizarse para completar los resultados obtenidos mediante el análisis de las condiciones hidrodinámicas características de una zona de estudio (Pyökäri, 1997 o Sanderson y Eliot, 1999).

Para llevar a cabo estos estudios, se utilizan los parámetros granulométricos que caracterizan cada distribución granulométrica (media, desviación estándar, asimetría y kurtosis). El análisis de la variación de éstos constituye la más simple de las herramientas utilizadas a la hora de determinar los patrones de variación regional, y en la determinación del ambiente sedimentario.

La **media** se utiliza como indicador ambiental por estar relacionada con las condiciones energéticas (Spencer, 1963), el oleaje incidente o las corrientes transversales y longitudinales. La **desviación estándar** es un indicador del grado de selección del sedimento, y depende de la dispersión de la curva granulométrica. De este modo, una muestra con un alto grado de selección será aquella que presente un rango limitado de tamaños de grano y se asociará a ambientes sedimentarios con una banda estrecha de energía (Larson et al., 1997). Media y selección suelen estar relacionadas. En un ambiente sedimentario los sedimentos mejor seleccionados corresponderán a arenas finas, debido a un control hidráulico (Griffiths, 1967). La **asimetría** establece la desviación de la curva de una distribución normal. Tiene valores positivos cuando existe una mayor proporción de material fino que la que presentaría una curva normal. Son varios los autores que representan la variación de uno de estos parámetros frente a otro para discriminar entre sedimentos fluviales, eólicos o playeros (Stewart, 1958; Friedman, 1961 o Moilola y Weiser, 1968). Friedman (1961) asigna de forma general a los sedimentos de

playa valores de asimetría negativa, relacionando esta característica con los procesos de lavado de material fino asociados a las corrientes de retorno o *backswash* del oleaje que actúa sobre estos medios. Por el contrario, a los sedimentos eólicos les atribuye valores de asimetría positiva, debido a la limitada competencia del viento como agente de transporte. El cuarto parámetro granulométrico, la **kurtosis**, no se utiliza tanto como los anteriores y se relaciona tanto con el grado de dispersión de la curva como con la normalidad de la misma, de forma que describe la relación existente entre el grado de selección en las "colas" y la parte central de la curva. Valores altos de este parámetro indican muy buena selección en la parte central de la

Tabla 2.1. Clasificación de los parámetros granulométricos de acuerdo con Folk y Ward (1957).

Desviación estándar o Grado de selección	Asimetría	Kurtose
Muy bien seleccionada <0.35	Asimetría muy positiva +0.3 a +1.0	Muy platikúrtica <0.67
Bien seleccionada 0.35-0.50	Asimetría positiva +0.1 a +0.3	Platikúrtica 0.67-0.90
Moderadamente bien selecc. 0.50-0.70	Simétrica +0.1 a -0.1	Mesokúrtica 0.90-1.11
Moderadamente selecc. 0.70-1.00	Asimetría negativa -0.1 a -0.3	Leptokúrtica 1.11-1.50
Pobremente selecc. 1.00-2.00	Asimetría muy negativa -0.3 a -1.0	Muy leptokúrtica 1.50-3.00
Muy pobremente selecc. 2.00-4.00		Extremadamente leptok. >3.00
Extremadamente poco selecc. >4.00		

curva, leptokúrticas (McManus, 1988). De acuerdo con Tanner (1992) el valor de la kurtosis describe, en cierta manera, el grado de mezcla del sedimento. Aquellos sedimentos con un alto grado de mezcla, se asociarán a ambientes de alta energía, y presentarán una curva prácticamente normal (simétrica). Por el contrario, en el caso de un ambiente de baja energía incidente, la curva será picuda (leptokúrtica) y con un alto grado de selección.

Tabla 2.2. Resumen de la escala de tamaños granulométricos de de Wentworth (1922).

Nomenclatura	Tamaño de grano (mm)	Tamaño de grano (*phi*)
Cantos	> 4	< -2
Gravas	4 a 2	-2 a -1
Arena muy gruesa	2 a 1	-1 a 0
Arena gruesa	1 a 0.5	0 a 1
Arena media	0.5 a 0.25	1 a 2
Arena fina	0.25 a 0.125	2 a 3
Arena muy fina	0.125 a 0.063	3 a 4
Fango	< 0.063	> 4

En el presente trabajo se caracteriza la sedimentología de la barrera de arena, así mismo, se establece una zonación transversal y longitudinal a la playa en función del grado de exposición a la energía incidente. Para ello se tomaron muestras de los distintos sectores de la playa (emergida, intermareal y sumergida), y se calcularon sus parámetros granulométricos de acuerdo en el método gráfico descrito por Folk y Ward (1957).

La nomenclatura utilizada a la hora de mostrar y clasificar los resultados obtenidos es la correspondiente a las clasificaciones de Folk y Ward (1957) (Tabla 2.1), y a la escala de Wentworth (1922) recogida en la Tabla 2.2.

2.2 Metodología

2.2.1 Muestreo de sedimentos

La caracterización sedimentológica de la playa de Rodas se hizo a partir de las muestras recogidas en las campañas de campo realizadas durante el periodo comprendido

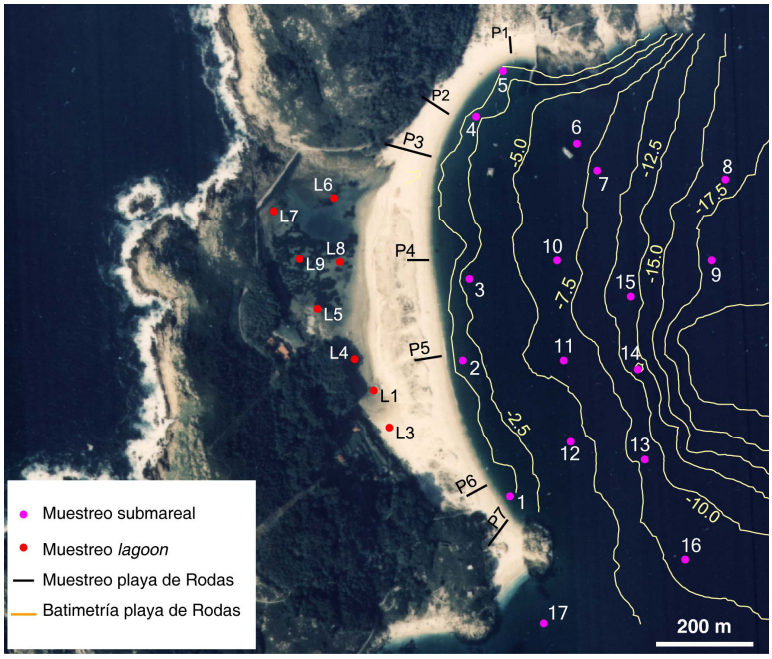


Figura 2.1. Localización de las muestras superficiales recogidas en la playa (zonas emergida y sumergida) y en el *lagoon* para la caracterización sedimentológica de la zona de estudio.

entre diciembre de 2000 y octubre de 2003, con una periodicidad bimensual. Las muestras se recogieron a lo largo de siete perfiles transversales a la playa (Figura 2.1), y en los diferentes subambientes en los que se puede dividir el perfil de playa (duna, supramareal, frente de playa alto y bajo y, escalón de playa), de manera que se detectaran las posibles diferencias longitudinales y transversales. Las muestras serán representativas de éstos y de las variaciones que puedan ocurrir dentro de un mismo sector (King, 1972). La zona supramareal no se pudo muestrear durante todas las campañas ya que es inundada bajo condiciones de temporal.

El muestreo se limitó a los dos centímetros superiores (200 g aproximadamente para cada muestra) por considerar que son los afectados por la dinámica más reciente en la playa ya que los sistemas playeros pueden ajustarse en varias horas a los cambios producidos en las condiciones hidrodinámicas (Mason y Folk, 1958; McLaren, 1981).

Se recogieron muestras superficiales también en el *lagoon* siguiendo una malla de muestreo homogénea en noviembre de 2001 (Figura 2.1), de manera que quedaran representadas las diferentes poblaciones granulométricas.

El muestreo de la zona sumergida de la playa se realizó en septiembre de 2001 utilizando una draga Van Veen y posicionamiento con GPS (Magellan-300) a bordo de una embarcación semirígida. La malla de muestreo se decidió sobre una carta náutica (Figura 2.1), intentando alcanzar la transición arena-fango que señala el límite entre el sedimento propio de playa y los fangos típicos del fondo de Ría (Vilas et al., 1995).

2.2.2 Análisis granulométrico

Para determinar el tamaño de grano se utilizó la técnica del tamizaje en seco descrito por Ingram (1971) y McManus (1965, 1988). A la hora de caracterizar el sedimento se utilizó la clasificación de Wentworth (1922). Para la representación de los resultados se utilizó la escala *phi* (Krumbein, 1934):

$$phi\ (\Phi) = -\log_2 d$$

donde d es el diámetro de grano en milímetros.

El análisis granulométrico se realizó utilizando una columna de tamices con luz de malla comprendida entre los -3 *phi* (8 mm) y los 4 *phi* (0.063 mm), espaciados con una frecuencia de ½ *phi*. En el caso de muestras con elevada proporción en material bioclástico de tamaño superior a 8 mm, la distribución granulométrica se cerró con un calibre. Las

distribuciones granulométricas se caracterizaron a través de análisis estadísticos utilizando el método gráfico descrito por Folk y Ward (1957).

Las muestras recogidas en el *lagoon* se trataron con H_2O_2 para eliminar el contenido en materia orgánica. A continuación se lavaron y se les añadió hexametafosfato sódico para evitar la formación de aglomerados. Para facilitar la mezcla se introdujeron en un rotor durante dos horas. Posteriormente el material se secó a temperatura ambiente y tamizó en seco.

2.2.3 Análisis composicional

2.2.3.1 Análisis del contenido en material carbonatado

Se determinó el porcentaje en material carbonatado por evaluación gasométrica mediante un calcímetro de Bernard (Wiesmann y Nehring, 1951), haciendo una comparación con muestras patrón de carbonato cálcico puro (Guitián y Carballas, 1976). En el caso de la zona de estudio, el material carbonatado es de origen biogénico.

2.2.3.2 Análisis del contenido en materia orgánica

Para la determinación de la materia orgánica se utilizó el método de la calcinación (Dean, 1974). Esta técnica consiste en la determinación de la proporción de materia orgánica por variación del peso de la muestra tras su calcinación. Las muestras se secan a 60°C y se pulverizan para facilitar el ataque. Una vez secas se introducen en un crisol, previamente tarado (p1), y se pesan (P1). Las muestras en los crisoles se introducen en una mufla, aumentando la temperatura gradualmente hasta los 400°C. Las muestras se dejan a esta temperatura hasta que no salgan humos. En ese momento se eleva la temperatura hasta los 550°C, temperatura a la que solamente se quema el carbono de la materia orgánica, y no el carbono de los carbonatos. Cuando se alcanza esta temperatura se deja en esas condiciones durante aproximadamente 3 horas. Transcurrido este tiempo se retiran, se dejan enfriar y se pesan (P2), este peso corresponderá a las cenizas o materia mineral. La proporción de materia orgánica se calcula mediante las seguintes expresións:

muestra seca = P1 – p1

cenizas = P2 – p1

m.o. en muestra seca = muestra seca - cenizas

% m.o. en muestra seca = (m.o. en muestra seca/muestra seca) x 100

2.2.3.3 Análisis mineralógico semicuantitativo

Para la determinación de la composición mineralógica del sedimento se realizaron análisis semicuantitativos utilizando el método de difracción de rayos-X. Estos análisis se realizaron en el equipo de difracción de rayos-X del C.A.C.T.I. (Centro de Apoio Científico e Tecnolóxico de Investigación de la Universidade de Vigo). El método se basa en la característica de que cada mineral posee un patrón de difracción de rayos-X exclusivo. Al bombardear una muestra con un haz de rayos X conocido se obtiene un difractograma en el que aparece representado el espectro de difracción de la muestra, para lo que se convierten los ángulos de difracción en distancias (Hardy y Tucker, 1988). A partir de la comparación del espectro obtenido con los patrones estándar publicados por el *JCPDS* (*Joint Comittee on Powder Diffraction Standars* en Caussin et al., 1988 y 1989), se obtiene el análisis cualitativo de la muestra o las fases minerales que están presentes (Hardy y Tucker, 1988).

Debido a la similitud que presentan las muestras independentemente de la época de estudio, se optó por realizar este análisis a las muestras recogidas durante la campaña de marzo de 2001, de las cuales se escogieron las correspondientes a las zonas de duna, supramareal y frente de playa, así como para 2 muestras recogidas en el *lagoon*, con el fin de caracterizar composicionalmente el complejo barrera-*lagoon*. Para determinar la naturaleza de los minerales pesados presentes en la playa se analizó, mediante la misma técnica, una muestra de estos minerales previamente concentrados.

2.2.4 Análisis morfoscópico

El análisis morfoscópico de los granos presentes en las muestras se llevó a cabo utilizando una lupa binocular. Mediante este análisis se determinaron los índices de redondez y esfericidad de los granos de acuerdo con la carta de Powers (1982). Se contaron entre 200-300 granos por fracción granulométrica. Las muestras analizadas mediante este método se recogieron en la zona norte de la barrera (perfil 1) y zona central (perfil 5), durante las campañas de marzo y julio.

2.2.4.1 Exoscopia

El estudio exoscópico de los granos de cuarzo se realizó utilizando el microscopio electrónico de barrido (SEM) del C.A.C.T.I. de la Universidade de Vigo.

2.2.5 Análisis estadístico

Los resultados de los análisis granulométricos y de contenido en material carbonatado se trataron estadísticamente con el fin de analizar la variabilidad de las características del sedimento recogido. Para ello se utilizó el paquete estadístico SPSS (versión 10.1), y concretamente el análisis de la varianza de una vía (ANOVA de un factor) para la comparación de medias, así como la técnica multivariante de Análisis Factorial para la reducción de variables.

2.3 Resultados y discusión

2.3.1 La playa de Rodas

La interpretación sedimentológica de la playa se llevó a cabo a partir de la observación de la variación transversal y longitudinal tanto textural como composional de las muestras recogidas en la misma.

2.3.1.1 Caracterización granulométrica

2.3.1.1.1 Variación transversal

El resultado de los análisis granulométricos realizados para las muestras recogidas a lo largo de la playa de Rodas, y en cada subambiente del perfil (duna, supramareal, frente de playa alto y bajo, y escalón de playa), muestra una alta homogeneidad (Tabla 2.3). No obstante, los sedimentos que forman parte de la duna son los que muestran un menor rango de variación en los parámetros calculados. Esto se relaciona con las características del agente de transporte. El viento es un agente de transporte poco competente y unidireccional por lo que resulta más selectivo que, por ejemplo, el oleaje. Los valores medios se calcularon a partir de las muestras recogidas durante las campañas de bonanza (mayo y julio de 2001) y temporal (diciembre de 2000 y marzo de 2001).

Tabla 2.3. Valores medios y desviación estándar de los parámetros granulométricos calculados para cada subambiente del perfil de playa.

	DUNA	SUPRAMAREAL	FRENTE ALTO	FRENTE BAJO	ESCALÓN
MEDIA (*phi*)	1.27 (±0.14)	1.24(±0.17)	1.23(±0.16)	1.13(±0.21)	0.58(±0.45)
MEDIA (mm)	0.41	0.42	0.43	0.46	0.67
SELECCIÓN	0.40(±0.04)	0.44(±0.16)	0.40(±0.08)	0.49(±0.20)	0.72(±0.30)
ASIMETRÍA	-0.01(±0.08)	-0.04(±0.13)	-0.03(±0.11)	-0.12(±0.19)	-0.27(±0.22)
KURTOSIS	1.07(±0.12)	1.10(±0.27)	1.08(±0.18)	1.34(±0.49)	1.37(±0.45)
% $CaCO_3$	7.78(±2.53)	9.36(±4.09)	12.08(±5.73)	13.43(±8.81)	25.00(±13.39)

* En el cálculo de los valores medios de los parámetros granulométricos representados en esta tabla no se incluyeron las muestras polimodales por considerar que el resultado de la asimetría que caracteriza estas curvas, es una estimación de la diferencia relativa entre las proporciones de las poblaciones constituyentes (Sonu, 1972). Este tipo de muestras se recogieron durante las campañas de marzo para los perfiles 5 y 7 en el escalón, en mayo para los perfiles 5 y 6 en el escalón, y en julio solamente para el perfil 6 en el frente bajo de playa.

El tamaño medio de grano en la barrera de arena varía desde arena media, en la zona alta y media del perfil, hasta arena gruesa en la parte baja del mismo. En el caso del grado de selección, éste indica que el sedimento está bien seleccionado en todos los subambientes muestreados, a excepción del escalón de playa, donde se suelen recoger muestras moderadamente seleccionadas. Así mismo, la asimetría varía muy poco transversalmente a la playa. El sedimento recogido en la duna, supramareal y frente de playa alto, presenta curvas de distribución granulométrica simétricas, con un ligero enriquecimiento en material grosero a medida que descendemos en el perfil hacia el frente de playa bajo y escalón (Figura 2.1). Los valores medios de la kurtosis presentan también una importante homogeneidad transversal, a excepción de la parte baja del perfil. Las muestras correspondientes a los subambientes de duna, supramareal y frente de playa alto son mesokúrticas, mientras que las recogidas en el frente bajo y escalón muestran curvas picudas o leptokúrticas (Figura 2.1). Finalmente, en cuanto al porcentaje en material carbonatado, se observa un claro aumento de este valor conforme descendemos en el perfil.

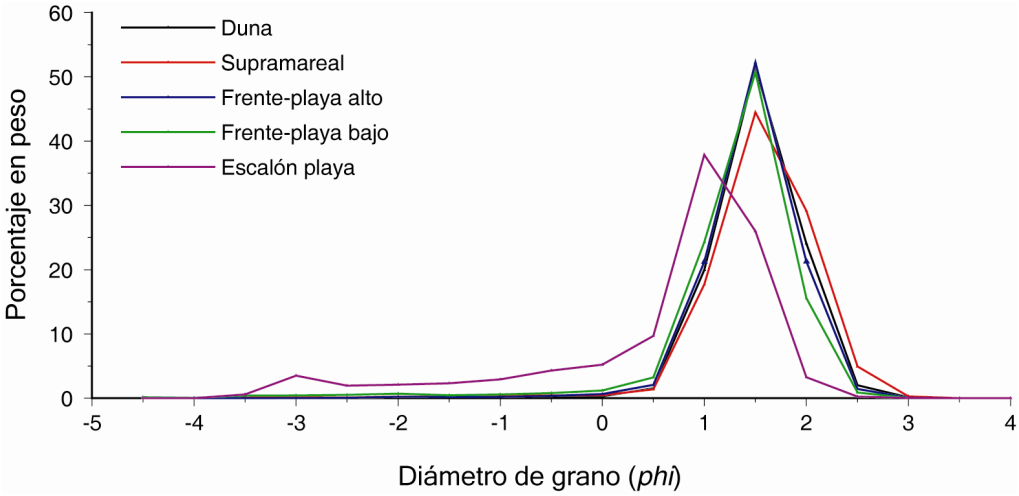


Figura 2.2. Distribuciones granulométricas medias del sedimento correspondiente a cada subambiente del perfil.

Con el fin de comprobar la existencia de diferencias significativas en los parámetros granulométricos y porcentaje en carbonatos transversalmente a la playa, se realizó un análisis estadístico de estos datos por medio de una comparación de medias y análisis de varianzas, a un nivel de significación de 0.05. Comparando las medias de los valores del tamaño medio de grano, asimetría y porcentaje en carbonatos, se agruparon los distintos subambientes muestreados en tres, entre los que se detectaron diferencias significativas: (i) duna, supramareal y frente alto; (ii) frente bajo; y (iii) escalón. Por otra parte, al comparar las medias de los valores de selección se distinguieron dos sectores: (i) duna, supramareal, frente de playa alto y bajo; y (ii) escalón.

Una vez confirmada la existencia de diferencias significativas en cuanto a las características texturales y composicionales del sedimento transversalmente a la playa, se realizó un análisis multivariante mediante el método de extracción por componentes principales. Con este segundo análisis se identificaron los factores que determinan la varianza previamente detectada. Se utilizaron un total de ocho variables independientes: el porcentaje en peso no acumulado para cada unidad *phi*, y el porcentaje en carbonatos medido para la muestra total. La solución inicial de la extracción fue rotada mediante el método de VARIMAX, con el fin de facilitar la interpretación de los factores ortogonales resultantes, excluyendo los autovalores menores que 1 (Tabla 2.4).

El análisis redujo a dos factores las ocho variables originales, explicando un 80,96 % de la varianza total. El primer factor explica el 55.06 % de la varianza total, y está positivamente correlacionado con el porcentaje en carbonatos y con las fracciones granulométricas de mayor tamaño (> 0 *phi* o 1 mm), pero negativamente con la proporción de arena media. El segundo factor explica un 25.90 % de la varianza total, y está correlacionado positivamente con la fracción de arena gruesa y negativamente con la de arena media y fina, las cuales son fracciones con abundancias reducidas.

Relacionando los factores con las fracciones granulométricas y las características de éstas, podemos interpretarlos como:

(i) Factor 1: relaciona inversamente las fracciones de mayor tamaño y el porcentaje en carbonatos con la arena media, de lo que se deduce que la composición y por lo tanto, el origen del material mayoritario de estas fracciones son distintos. Este factor se interpretó como la "composición del sedimento", de manera que hacia valores positivos de éste existe un aumento en la proporción de material carbonatado de origen biogénico, mientras que hacia valores negativos aumenta la proporción en material siliciclástico (Figura 2.3).

Tabla 2.4. Matriz resultante del análisis de componentes principales tras la rotación mediante el método VARIMAX. En sombreado aparecen las puntuaciones factoriales negativas y con valores altos.

	FACTOR	
	1	2
AUTOVALOR	4.405	2.072
% DE VARIANZA	55.06	25.90
Arena fina	$3.34x10^{-2}$	-0.697
Arena media	-0.703	-0.674
Arena gruesa	0.227	0.915
Arena muy gruesa	0.858	0.380
Gravas muy finas	0.951	0.182
Gravas finas	0.890	$6.67x10^{-2}$
Gravas medias	0.854	-0.132
% Carbonatos	0.836	0.306

(ii) Factor 2: relaciona también inversamente la presencia de los materiales que constituyen la fracción de arena gruesa con los presentes en la fracción de arena media y fina. Este se interpretó como la "distancia al sector sumergido de la playa", a lo largo del cual se suceden los diferentes subambientes sedimentarios caracterizados por unas determinadas características granulométricas previamente expuestas (Tabla 2.3), como resultado de las diferentes condiciones dinámicas que afectan a cada uno de ellos. Valores positivos corresponden a zonas próximas al sector sumergido, o zona baja del perfil, y negativos indican mayor proximidad a la duna, o zonas altas del perfil (Figura 2.3).

Como resumen, se sugiere que las variaciones texturales a lo largo del perfil de playa dependen de la entrada de material de origen biogénico, correspondiente a la producción de las comunidades bentónicas adyacentes, así como a las condiciones dinámicas y procesos de lavado característicos de cada sector muestreado.

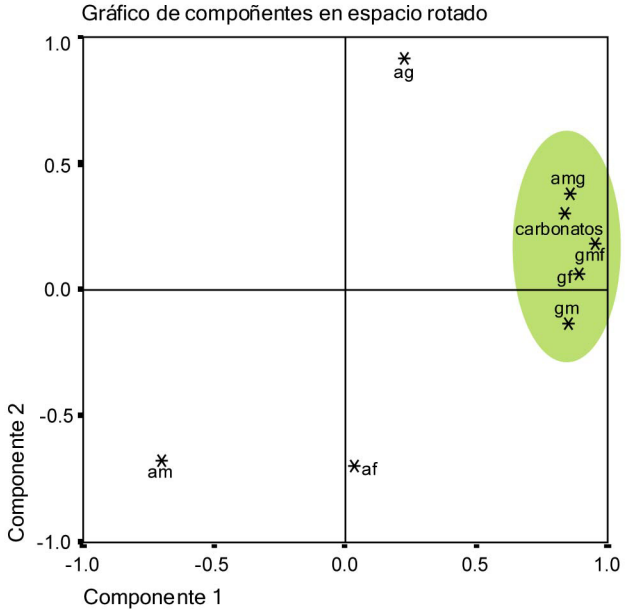


Figura 2.3. Gráfico de dispersión de las componentes principales en espacio rotado donde queda de manifiesto la agrupación de las fracciones granulométricas de mayor tamaño con la componente 1. *ag* se refiere a la fracción de arena gruesa, *amg* es arena media a gruesa, *carbonatos* es el porcentaje en material carbonatado, *gmf* se refiere a la fracción grava media a fina, *gf* es la grava fina, *gm* es la grava media, *af* la arena fina, y *am* la arena media.

El aumento en el porcentaje de carbonatos hacia la parte baja del perfil se debe a su mayor proximidad respecto al área fuente de este material, y a una mayor influencia del oleaje en el sector bajo del perfil. A medida que ascendemos en el perfil la dinámica pasa a estar dominada por procesos de menor energía como el derrame o *swash*, y el viento, lo que provoca que el tamaño medio de grano disminuya.

Las distribuciones granulométricas se pueden interpretar en función de la acción del oleaje en el perfil, y en función de la altura de la marea. El oleaje transporta hacia la playa un rango de tamaños de sedimento que comprende desde arenas a gravas. Estos materiales sufren un proceso de lavado debido a la acción de la corriente de retorno o *backswash*. La cantidad de arena transportada en el proceso de lavado está directamente relacionada con la velocidad del flujo (Bagnold, 1963, 1966). De acuerdo con Hughes et al. (1997) ésta tiene un máximo justo antes de hacerse nula, cuando el frente de playa queda seco, y por lo mismo el tamaño de grano transportado estará también en función de la competencia de este flujo. El sedimento resultante de este proceso de lavado presenta asimetría negativa, la cual se acentúa hacia la parte baja del perfil donde la velocidad es mayor (Tabla 2.3). La distribución granulométrica resultante de este proceso de lavado extremo es una curva bimodal, la cual suele asociarse a la zona del escalón de playa, ya que es en esta zona, junto con el frente bajo de playa, donde la corriente de retorno es más competente en pleamar. Durante el descenso de la marea se observa el retorno del escalón hacia mar de manera que el oleaje transportará, asociado a los procesos de derrame, arena media hacia el frente de playa bajo. Esta arena se acumulará encima del *lag* de conchas resultado del proceso de lavado anterior asociado al avance del escalón a lo largo del perfil de playa con la marea.

2.3.1.1.2 Variación longitudinal

Una vez determinada la variación sedimentológica transversal a la playa, se procedió a estudiar su variación longitudinal para cada uno de los sectores transversales identificados: parte alta del perfil (duna, supramareal y frente alto), parte media (frente bajo) y escalón de playa. Los valores medios de los parámetros granulométricos longitudinalmente y por sectores aparecen resumidos en la Tabla 2.5.

Tabla 2.5. Valores medios y desviación estándar de los parámetros granulométricos calculados para los perfiles y en cada sector transversal a los mismos.

Parte alta del perfil (duna, supramareal y frente alto)							
	Perfil 1	Perfil 2	Perfil 3	Perfil 4	Perfil 5	Perfil 6	Perfil 7
Media (*phi*) (mm)	1.37 ±0.12 0.39	1.20 ±0.11 0.44	1.17 ±0.16 0.44	1.22 ±0.10 0.43	1.36 ±0.12 0.39	1.27 ±0.12 0.41	1.09 ±0.16 0.47
Selección	0.37 ±0.02	0.38 ±0.03	0.40 ±0.06	0.40 ±0.05	0.38 ±0.03	0.45 ±0.13	0.52 ±0.19
Asimetría	0.01 ±0.05	-0.03 ±0.10	0.02 ±0.09	-0.03 ±0.09	0.00 ±0.07	-0.06 ±0.13	-0.10 ±0.16
Kurtose	0.98 ±0.15	1.16 ±0.17	1.07 ±0.16	1.09 ±0.15	0.98 ±0.13	1.12 ±0.21	1.20 ±0.28
% Carbonatos	9.59 ±3.81	8.92 ±4.28	11.14 ±4.69	6.42 ±1.78	8.93 ±2.50	10.21 ±4.20	15.06 ±7.01
Parte media do perfil (frente bajo)							
	Perfil 1	Perfil 2	Perfil 3	Perfil 4	Perfil 5	Perfil 6	Perfil 7
Media (*phi*) (mm)	1.23 ±0.14 0.43	1.14 ±0.22 0.45	1.09 ±0.26 0.47	1.14 ±0.27 0.45	0.92 ±0.42 0.53	0.82 ±0.39 0.57	0.70 ±0.42 0.62
Selección	0.40 ±0.01	0.41 ±0.10	0.49 ±0.19	0.48 ±0.19	0.67 ±0.28	0.69 ±0.28	0.70 ±0.30
Asimetría	-0.03 ±0.02	-0.04 ±0.15	-0.09 ±0.19	-0.11 ±0.18	-0.34 ±0.28	-0.36 ±0.17	-0.32 ±0.17
Kurtose	1.04 ±0.14	1.28 ±0.22	1.35 ±0.52	1.27 ±0.22	1.68 ±0.76	1.72 ±0.71	1.29 ±0.26
% Carbonatos	9.81 ±2.88	11.64 ±2.32	18.67 ±13.06	10.40 ±6.36	13.62 ±3.50	21.19 ±14.26	24.75 ±13.02
Parte baja del perfil (escalón)							
	Perfil 1	Perfil 2	Perfil 3	Perfil 4	Perfil 5	Perfil 6	Perfil 7
Media (*phi*) (mm)	1.03 ±0.10 0.49	0.80 ±0.09 0.57	0.76 ±0.07 0.59	0.68 ±0.19 0.62	0.05 ±0.15 0.97	-0.32 ±0.55 1.25	-0.28 ±0.70 1.21

Selección	0.39 ±0.06	0.54 ±0.12	0.61 ±0.17	0.77 ±0.29	-0.07 ±0.84*	0.63 ±0.93*	1.50 ±0.78*
Asimetría	-0.11 ±0.05	-0.18 ±0.15	-0.25 ±0.14	-0.33 ±0.22	0.61 ±1.01*	0.34 ±1.07*	-0.16 ±0.63*
Kurtose	1.01 ±0.22	1.51 ±0.40	1.68 ±0.48	1.68 ±0.43	1.00 ±1.28*	0.87 ±0.66*	0.91 ±0.52*
% Carbonatos	11.93 ±5.04	21.27 ±10.86	30.81 ±16.11	20.76 ±9.37	30.17 ±9.89	39.25 ±15.14	40.88 ±12.67

(*) Estos resultados no son indicativos de las características del sedimento ya que para su cálculo se introdujeron muestras polimodales, por lo que, en principio, pueden dar lugar a una interpretación errónea.

El tamaño medio de grano muestra un aumento gradual hacia el sur de la barrera de arena en todos los ambientes muestreados, a excepción de la parte alta del perfil, donde este parámetro no presenta importantes variaciones. Los demás parámetros presentan una tendencia similar, a excepción de la parte alta del perfil, de manera que se observa una disminución en el grado de selección junto con un aumento en la asimetría de las curvas hacia valores negativos, a medida que avanzamos hacia el sur. Con respecto a la forma de las curvas (kurtosis), éstas se hacen más picudas en la misma dirección a excepción del escalón, donde la tendencia se ve interrumpida para los perfiles 6 y 7, que suelen presentar curvas más achatadas e incluso llegan a ser bimodales.

A lo largo de la playa se detectaron diferencias significativas dentro de los distintos sectores diferenciados previamente, tal y como indica un análisis de varianza de una vía a un nivel de significancia del 0.05 para los parámetros granulométricos. En el caso de la **parte alta del perfil** cuando se analizaron la media, la selección y el porcentaje en carbonatos, el análisis agrupó los perfiles en 5 sectores: sector norte (perfil 1), sector del canal de comunicación con el *lagoon* (perfiles 2 y 3), sector central (perfil 4), y sector sur (perfiles 5, 6 y 7).

Como ya se indicó previamente, las variaciones en las características del sedimento vienen determinadas por la cercanía al área fuente de material biogénico, que introduce los mayores tamaños de grano, así como por las características de la energía incidente. De esta forma, asociamos el aumento de tamaño de grano hacia el sur del complejo sedimentario con la cercanía al área fuente de bioclastos que, en este caso es la playa de Conchas, la cual presenta un alto contenido en material bioclástico que puede llegar a constituir el 80% de la fracción total en inverno. En cuanto al factor energético, longitudinalmente se ha observado visualmente un incremento de la energía incidente hacia el sur, más acusado en condiciones de temporal, cuando el oleaje incide desde el sur. Este mismo oleaje comunica la playa de

Conchas con la playa de Rodas durante la pleamar de mareas vivas, observándose un transporte de bioclastos hacia la zona en cuestión. Esta comunicación también se observó bajo condiciones subaéreas, asociada a fuertes vientos provenientes del sur que transportaron sedimento desde la playa de Conchas hacia Rodas.

Por el contrario, el aumento de tamaño de grano en la zona de los perfiles 2 y 3 puede asociarse a la actividad del canal de desagüe del *lagoon*, coincidiendo con épocas de temporal. Dicho canal efímero transporta el sedimento que formaba parte de la barrera hacia el sector sumergido de ésta durante su apertura y rotura de la barrera de arena. Esta arena, una vez devuelta a la barrera, coincidiendo con el cierre del canal, es en parte transportada por las corrientes longitudinales, preferentemente los tamaños menores, provocando un aumento del tamaño medio de sedimento por un proceso de lavado.

La variación del valor medio del grado de selección a lo largo de la playa sigue una tendencia más clara. Longitudinalmente a la playa, existe una peor selección hacia el sur. Este hecho puede explicarse atendiendo tanto a la composición del sedimento como al espectro de energía incidente. En cuanto al primero, el grado de selección disminuye debido a la existencia de una mezcla de materiales con distinto comportamiento hidráulico. Por otra parte, la disminución en el grado de selección hacia el sur sugiere que la banda energética que caracteriza a los procesos en esta zona es más amplia o variable.

En cuanto al porcentaje en material carbonatado, éste aumenta hacia el sur de la playa. Dicho aumento está interrumpido por un ligero aumento en la zona correspondiente al perfil 3, y puede estar relacionado con la presencia del canal esporádico, el cual contribuye al proceso de lavado diferencial de arena. Tanto en el perfil 3, como en el 7, se han detectado huellas deflacción eólica, lo que nos está indicando que el viento es un agente de transporte a tener en cuenta en ambos sectores.

En la **parte media del perfil** solamente se detectaron diferencias significativas en los valores de la asimetría, de manera que se pudieron diferenciar 3 sectores longitudinales. El sector norte, representado por los perfiles 1, 2 y 3, está caracterizado por sedimentos cuya distribución granulométrica presenta curvas simétricas. El sector central, descrito por el perfil 4, muestra valores de asimetría negativa. Por último, el sector sur, correspondiente a los perfiles 5, 6 y 7, muestra valores de asimetría muy negativos. Esta distribución puede asociarse a la corriente de retorno del oleaje, la cual tiene mayor intensidad hacia el sur de la playa. El aumento de la corriente hacia el sur favorece el enriquecimiento en las fracciones de mayor

tamaño y bioclastos, ya que son más difíciles de poner en movimiento por requerir un mayor valor de cizalla sobre el lecho (Alejo, 1994).

Por último, en la **parte baja del perfil** solamente se detectaron diferencias significativas en los valores de tamaño medio de grano. En cuanto a estas diferencias, la playa puede ser dividida en dos sectores: uno situado al norte de la barrera de arena y definido por los perfiles 1, 2, 3 y 4, y el segundo hacia el sur en el que se incluyen los perfiles 5, 6 y 7. Esta diferenciación confirma lo ya sugerido previamente; el aumento de tamaño hacia el sur está relacionado con el aumento en la proporción de carbonatos. El aumento del tamaño medio de grano hacia el sur puede utilizarse como un indicador de la altura del escalón de playa (Hughes y Cowell, 1987), que igualmente aumenta en la misma dirección. Este parámetro está también directamente relacionado con la altura de ola en la zona de rotura (Takeda y Sunamura, 1983 y Hughes y Cowell, 1987) la cual aumenta como ya se indicó anteriormente, hacia el sur.

2.3.1.1.3 Variación temporal

Durante el período de estudio, la playa no presentó diferencias estacionales significativas, simplemente se registró un aumento del tamaño medio de grano y porcentaje en carbonatos coincidiendo con condiciones más energéticas (marzo de 2001). Este particular comportamiento sugiere que las variaciones espaciales encontradas en la playa son resultado de un proceso de selección continuo a lo largo del tiempo, y por lo tanto reflejan las condiciones hidrodinámicas de periodos temporales superiores a la escala anual. Esta particularidad ha sido también detectada en otras playas, a las cuales Bird (1994) hace referencia atribuyéndoles el adjetivo de relictas. En estas playas el aporte de material es insignificante en la actualidad, y su distribución granulométrica es resultado de un proceso continuo de reciclaje.

La homogeneidad temporal del sedimento de la playa de Rodas se debe al alto grado de madurez textural de su material, en concreto de la componente siliciclástica mayoritaria. El origen de esta componente se encuentra todavía en discusión, aunque en Costas et al. (2004b) se asocia al desmantelamiento de cuerpos sedimentarios litorales fósiles, y posterior incorporación a los sistemas actuales. En este sentido, los mismos autores realizan una comparación entre la distribución granulométrica de muestras recogidas en depósitos actuales y en depósitos fósiles, como los identificados en la playa de Figueiras. De esta comparación se concluye que se trata de la misma componente sedimentaria (material siliciclástico), y por lo tanto que dicha componente no presenta un área fuente activa de material. Esto implica un reciclado continuo del mismo material, y por lo tanto un retrabajado constante en el tiempo.

2.3.1.1.4 Consideraciones a tener en cuenta acerca del método utilizado en el análisis del tamaño de grano

A la hora de caracterizar granulometricamente un ambiente sedimentario es muy importante tener en cuenta el método de análisis utilizado, en este caso el tamizaje en seco. La técnica del tamizaje describe el tamaño de grano en dos dimensiones, y asume que esta estimación está relacionada con el comportamiento hidráulico del depósito (Kench y McLean, 1997). Autores como Maiklem (1968) y Braithwaite (1973) consideran esta técnica como inadecuada para sedimentos mixtos, ya que encontraron que la fracción bioclástica dispara las características hidráulicas por considerarlas de igual tamaño que la siliciclástica.

Opcionalmente, la técnica de la columna de sedimentación ofrece una alternativa analítica con la que se obtiene una medida del comportamiento hidráulico, ya que tiene en cuenta varias propiedades físicas de las partículas (forma, tamaño, densidad efectiva y componente de mezcla). Alejo (1994) calculó los parámetros granulométricos a partir de ambos métodos, y comparándolos posteriormente concluyó que la diferencia entre ellos aumenta con el porcentaje en carbonato cálcico. Según este trabajo, existen diferencias significativas entre los resultados obtenidos por ambos métodos a partir de un 50% de carbonato cálcico.

En esta línea, Carter (1982) estudió la heterogeneidad del sedimento y concluyó que las variaciones espaciales en la proporción de cuarzo y carbonato, a pesar de que suelen interpretarse como variaciones en los procesos hidrodinámicos, deberían se explicadas como resultado de la mezcla de sedimentos de distintos orígenes. Según el mismo autor, cuando las proporciones de cuarzo y carbonato se igualan (ambas exceden el 35%), ambas poblaciones parecen responder de forma independiente a los esfuerzos hidráulicos.

Debido a la heterogeneidad composicional del sedimento de la playa de Rodas, se decidió eliminar la fracción bioclástica con el fin de discriminar de esta forma entre las variaciones debidas al proceso de mezcla de ambas componentes, y las debidas a variaciones espaciales en los procesos hidrodinámicos. El procedimiento utilizado fue el mismo que el descrito por Vincent (1996), quien decidió eliminar la fracción bioclástica. De esta forma, se evitan los problemas ya descritos al usar el método del tamizaje en seco cuando se tratan sedimentos mixtos.

Este proceso se llevó a cabo para las muestras recogidas en la campaña de noviembre, atacando la muestra a tamizar con HCl al 30%.

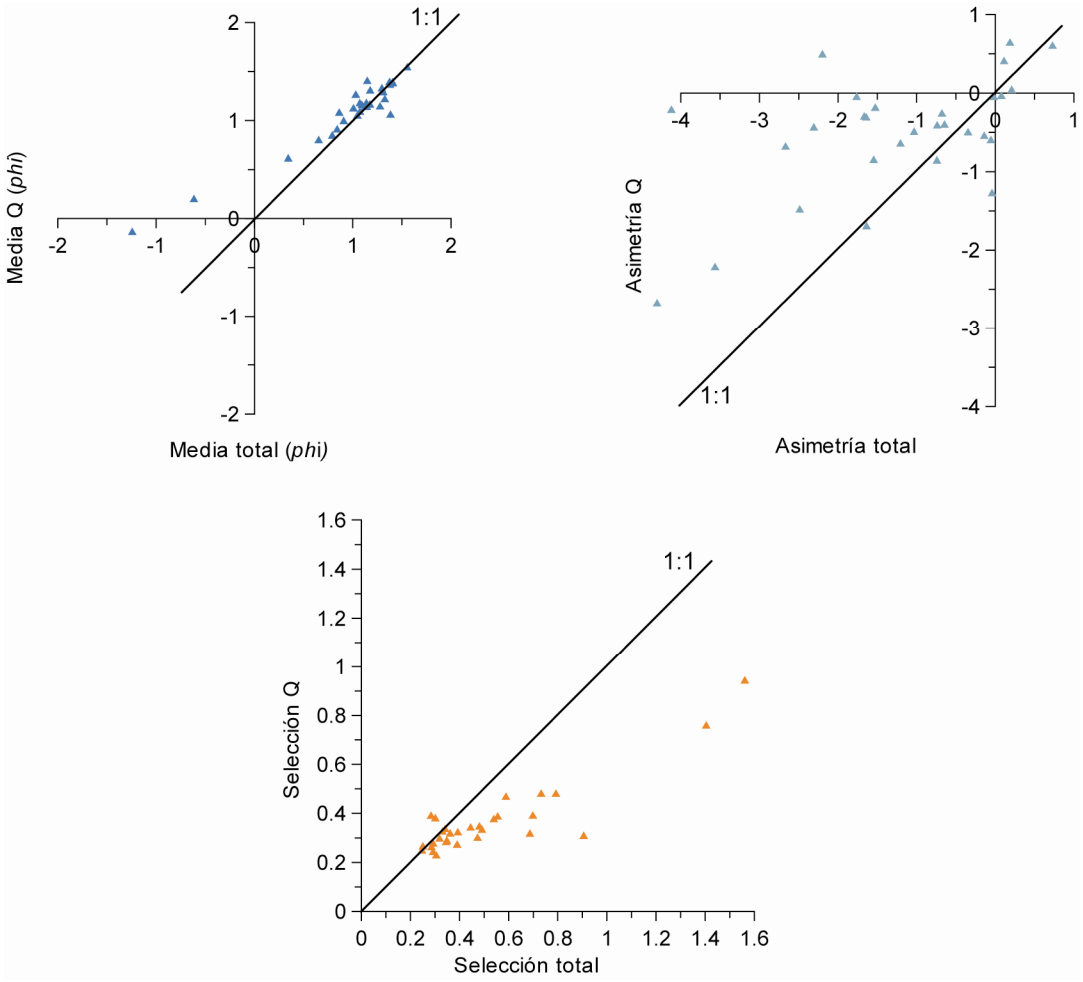


Figura 2.4. Gráficos de dispersión de los parámetros granulométricos de las muestras tratadas (muestra Q) y sin tratar (muestra total). La línea indica la relación 1:1 para el mismo parámetro calculado para la muestra tratada y sin tratar.

Tras la eliminación del material carbonatado se calcularon los parámetros granulométricos de acuerdo con el método gráfico comparándose los resultados obtenidos para las mismas muestras con y sin bioclastos. De los resultados se deduce que no existen diferencias significativas en el valor del tamaño medio de grano previa y posteriormente al tratamiento. Sin embargo, cabe señalar que en general las muestras presentan un tamaño medio menor, por encima de la recta de regresión 1:1 (Figura 2.4), tras eliminar la componente carbonatada, la cual se concentra en las fracciones de mayor tamaño.

En el caso del grado de selección, se encontraron diferencias significativas entre las muestras previa y posteriormente a su manipulación. En el gráfico (Figura 2.4) podemos

observar una ligera correlación para los mismos. También se observa que una misma muestra presenta valores más altos para este parámetro antes del tratamiento, o lo que es lo mismo, las muestras con carbonatos están peor seleccionadas. Del mismo gráfico se obtiene que el rango de valores entre los que oscila el grado de selección para las muestras originales es más amplio que el correspondiente a las muestras descarbonatadas.

La asimetría responde de una forma similar a este último parámetro. En este caso, las diferencias son más acusadas debido a la mayor sensibilidad de este parámetro respecto a la forma de la curva. Cuando eliminamos la componente carbonatada estamos desplazando la curva hacia las fracciones de menor tamaño, y como resultado el sedimento presentará curvas simétricas o con asimetría positiva (Figura 2.4).

Tabla 2.6. Valores medios correspondientes a los parámetros granulométricos calculados para las muestras tras la eliminación de la componente carbonatada.

Parte alta del perfil (duna, supramareal y frente alto)							
	Perfil 1	Perfil 2	Perfil 3	Perfil 4	Perfil 5	Perfil 6	Perfil 7
Media (*phi*)	1.44	1.18	1.23	1.19	1.17	1.08	1.35
(mm)	0.38	0.46	0.44	0.45	0.46	0.49	0.41
Selección	0.23	0.39	0.34	0.35	0.31	0.36	0.37
Parte media del perfil (frente bajo)							
	Perfil 1	Perfil 2	Perfil 3	Perfil 4	Perfil 5	Perfil 6	Perfil 7
Media (*phi*)	1.39	1.17	1.23	1.14	1.42	1.08	1.05
(mm)	0.39	0.45	0.43	0.47	0.39	0.49	0.50
Selección	0.29	0.26	0.25	0.32	0.40	0.31	0.33
Parte baja del perfil (escalón)							
	Perfil 1	Perfil 2	Perfil 3	Perfil 4	Perfil 5	Perfil 6	Perfil 7
Media (*phi*)	1.07	0.93	0.87	0.84	0.62	-0.11	0.20
(mm)	0.49	0.54	0.56	0.57	0.67	1.31	0.98
Selección	0.32	0.36	0.36	0.37	0.44	0.94	0.77

En conjunto, se puede afirmar que al analizar el sedimento estudiado mediante el tamizaje en seco, el resultado tendrá un tamaño medio superior al correspondiente a las condiciones hidrodinámicas que caracterizaron el proceso de transporte o erosión. Esto se debe a que este análisis no tiene en cuenta las características hidrodinámicas del sedimento.

Así, si este mismo análisis se realiza mediante columna de sedimentación, cabría esperar que el tamaño medio fuese menor debido a la presencia de los bioclastos (Alejo, 1994).

En la Tabla 2.6 se muestran los valores medios de los parámetros granulométricos obtenidos para las muestras tratadas, y para los distintos sectores transversales a la playa. En ella se puede observar que las variaciones del tamaño medio de grano, y grado de selección, a lo largo de la playa son prácticamente nulas. Sin embargo, existe un pequeño aumento del tamaño de grano hacia el sur, más importante en el escalón de playa. Esta distribución apoya lo ya visto respecto a la distribución granulométrica longitudinalmente a la playa, ya que confirma el aumento en el tamaño de grano hacia el sur (Tabla 2.6).

2.3.1.2 Caracterización composicional

Como ya se indicó en el apartado correspondiente a material y métodos, el análisis composicional del sedimento de la barrera se realizó utilizando diferentes técnicas: análisis calcimétrico, recuento visual y análisis mineralógico semicuantitativo mediante difracción de rayos-X. A continuación se mostrarán los resultados obtenidos por medio de la difracción de rayos-X, con lo que se obtiene un análisis más exhaustivo de la composición del sedimento.

El resultado del análisis composicional semicuantitativo aparece resumido en la Tabla 3.7, donde se incluye el porcentaje de las principales fases minerales identificadas. La conclusión de este análisis coincide con lo expuesto anteriormente acerca de la composición de la fracción mayoritaria del sedimento de la barrera de arena: el cuarzo. El resto de la composición de las muestras está formada por calcita y feldespatos. En general se observa un aumento de la variabilidad composicional conforme descendemos en el perfil, a excepción de la muestra recogida en la duna correspondiente al perfil 7 (en el tómbolo). El alto porcentaje de feldespatos detectado en perfil 2 puede estar relacionado con los procesos de apertura y cierre del canal de desagüe del *lagoon*, durante los cuales el sedimento menos maduro del *lagoon* pasa a la barrera de arena.

Este análisis no detectó la presencia de minerales pesados que sí se observaron durante el análisis morfoscópico debido a que se encuentran en una concentración muy baja (< 1%). Sin embargo, se consideró interesante realizar la determinación cualitativa de estos minerales en la zona de estudio. Para su análisis se recogió una muestra en el campo donde existía una concentración natural de estos minerales debido a procesos de transporte selectivo en la parte baja de la duna. Su análisis se realizó utilizando la misma técnica. El resultado nos indica que los minerales pesados presentes en la barrera de arena son principalmente óxidos e

hidróxidos de silicio y aluminio, con hierro como elemento substituyente. Los minerales detectados representativos fueron almandino (granates), estaurolita, magnetita y glauconita.

Tabla 2.7. Resumen del resultado del análisis composicional semicuantitativo para varias muestras recogidas tanto transversal como longitudinalmente a la playa de Rodas.

Sector	Perfil	Cuarzo	Mica	Calcita	Feldespato-K	Feldespato-Na	Calcita-Mg	Aragonito
Duna	1	95.3	0	1.2	1.1	0.7	1.1	0.5
Frente alto	1	96.5	0	1.1	1.2	0.7	0.1	0.3
Duna	2	96	0	1.8	1.1	0.4	0.2	0.5
Frente alto	2	82.1	0	3.6	12.4	1.4	0.2	0.2
Supramareal	3	97.6	0	1.8	0.3	0.1	0.1	0.1
Frente alto	3	90.6	0	3.6	3.5	1.8	0.3	0.2
Duna	4	97.9	0	1.5	0.1	0.1	0.1	0.3
Supramareal	4	98.1	0	1.1	0.4	0.1	0.1	0.2
Duna	5	98	0	1.5	0.2	0.1	0.1	0.2
Frente bajo	5	94.4	0	3.0	0.3	1.5	0.2	0.6
Duna	6	96.6	0	2.2	0.4	0.5	0.1	0.1
Supramareal	6	93.2	0	3.9	1.2	0.2	0.2	1.3
Duna	7	86.9	0	5	2.5	2.0	0.4	3.2

2.3.1.3 Caracterización morfoscópica

El análisis morfoscópico del sedimento de la barrera de arena se realizó solamente para las muestras de dos perfiles de zonas diferentes, y para condiciones energéticas contrastadas (marzo-2001 y julio-2001). Para este análisis se realizó un recuento para cada fracción granulométrica de los tipos morfológicos de cuarzo, de acuerdo a la carta de Powers (1982), la presencia de bioclastos (diferenciando entre los enteros y los fragmentados), micas, feldespatos, minerales pesados, fragmentos de rocas y espículas, entre otros. A continuación se presentan los resultados en abundancia de los elementos mayoritarios, y su distribución por fracciones de tamaño (Figura 2.5, e 2.6).

En general, no se observan diferencias longitudinales, salvo un desplazamiento de la moda de los cuarzos con un alto grado de redondez hacia fracciones de mayor tamaño hacia el sur (perfil 5). Los resultados de la caracterización morfoscópica hacen referencia igualmente a la presencia de dos componentes diferentes, la componente siliciclástica y la carbonatada cuya distribución de abundancias es opuesta (Figuras 2.5 y 2.6). La moda de los bioclastos es variable aunque siempre coincide con las fracciones de mayor tamaño, a partir de las cuales su abundancia cae coincidiendo con la moda de cuarzo redondo a muy redondo, la cual es constante, y está asociada a las fracciones de entre 0.500-0.355 mm (Figura 2.5, 2.6 y 2.7). De nuevo hacia las fracciones de menor tamaño la abundancia en bioclastos aumenta, y por el contrario disminuye la de cuarzos maduros que son substituidos por cuarzos angulosos.

Morfológicamente, los granos bioclásticos son planos y suelen aparecer fragmentados. Entre estos fragmentos los de mayor tamaño suelen aparecer redondeados, mientras que aquellos que forman parte de las fracciones de menor tamaño presentan formas muy angulosas resultado de la alteración de los anteriores. Los granos redondeados de cuarzo presentan superficies muy pulidas.

Los fragmentos de rocas, resultado de la erosión actual de los acantilados, se concentran en las fracciones mayores de 0.5 mm. Este material constituye otra de las fuentes de sedimento activas actualmente, pero con muy poca importancia relativa. En cuanto a la fracción siliciclástica, de menor tamaño y madurez textural, se interpreta como otra fuente de material aunque con baja representatividad (< 2 %), resultado de la fragmentación de los anteriores.

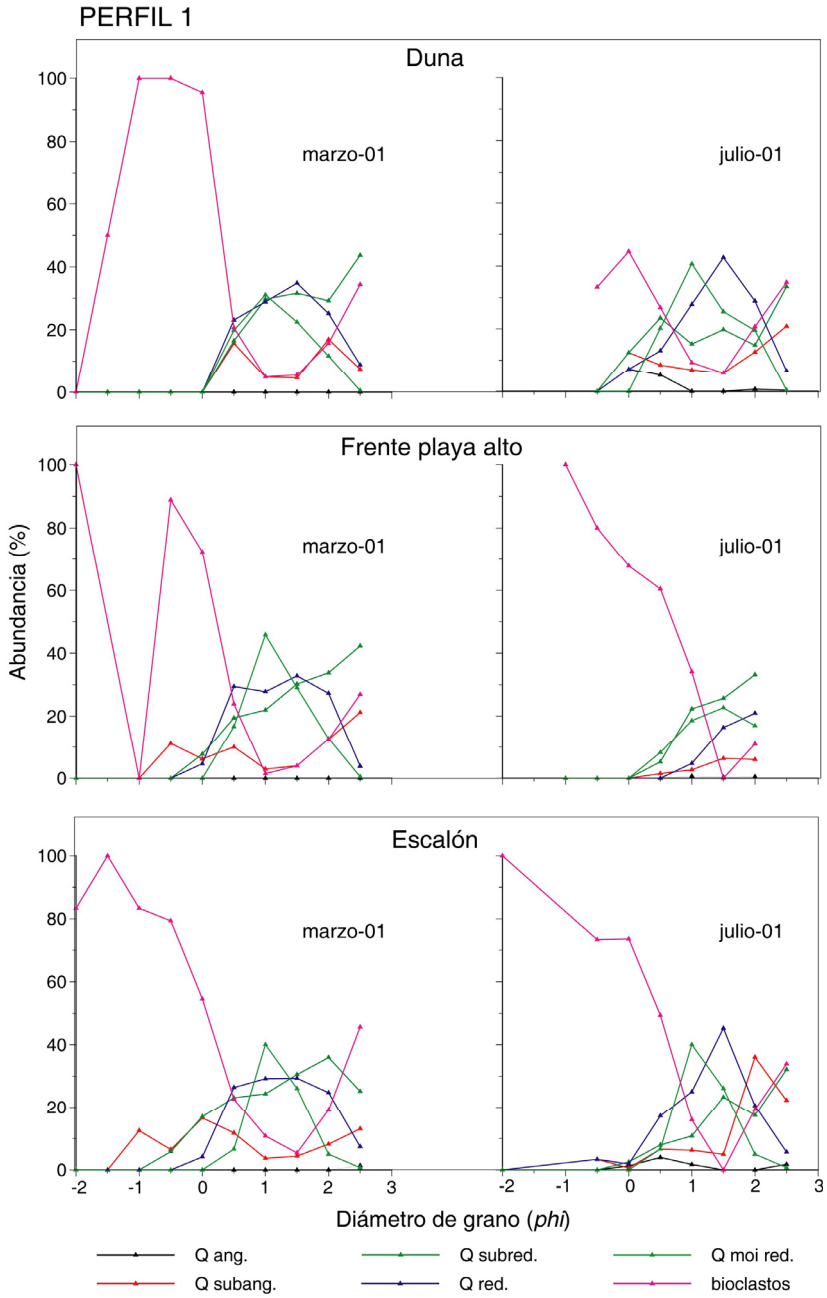


Figura 2.5. Representación gráfica de las abundancias de los tipos morfológicos de los granos de cuarzo identificados (Q subanguloso, Q subredondeado, Q redondeado y Q muy redondeado) y bioclastos para la duna, frente de playa y escalón del perfil 1, y para las condiciones climatológicas contrastadas (marzo 2001 y julio 2001).

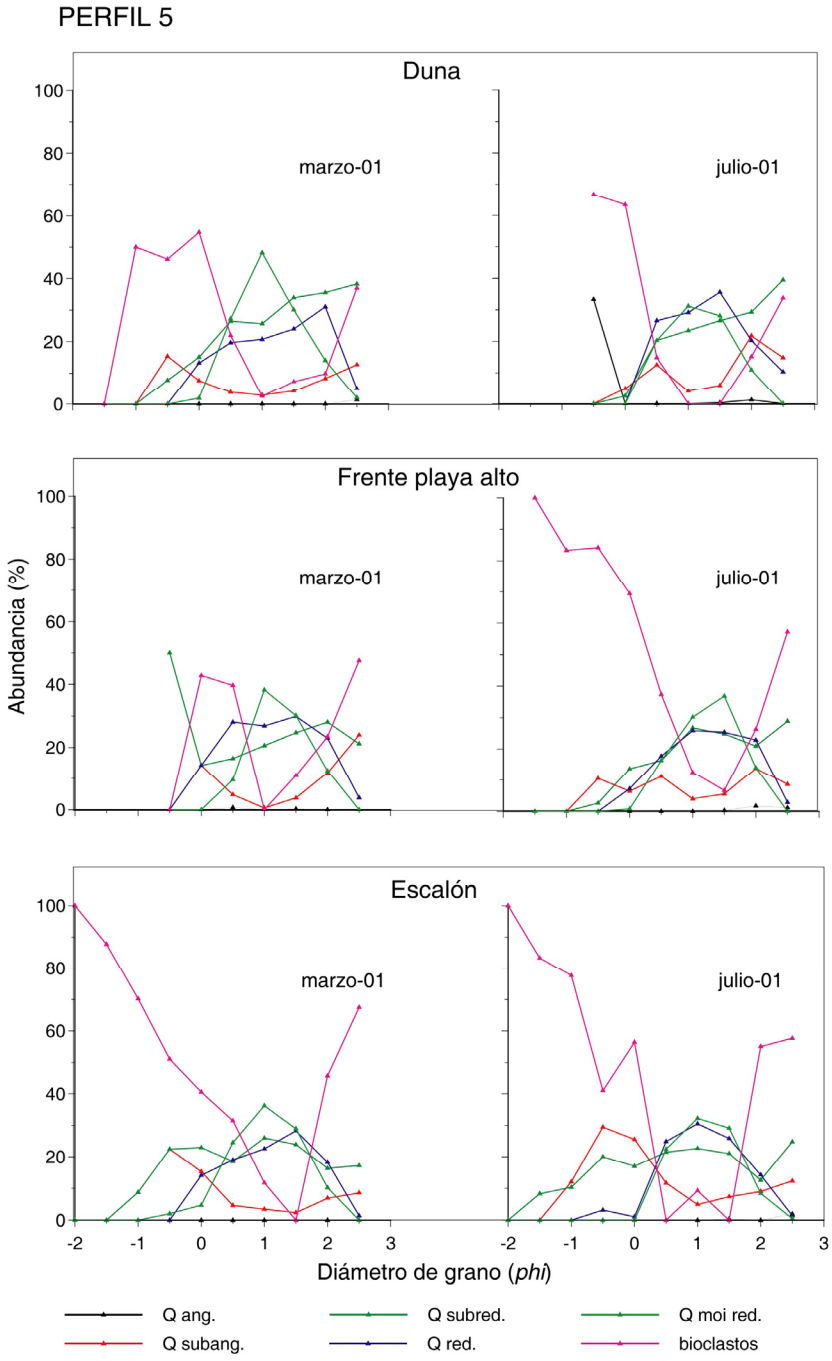


Figura 2.6. Representación gráfica de las abundancias de los tipos morfológicos de los granos de cuarzo (Q subanguloso, Q subredondeado, Q redondeado y Q muy redondeado) y bioclastos para la duna, frente de playa y escalón del perfil 5, y para condiciones climatológicas contrastadas (marzo 2001 y julio 2001).

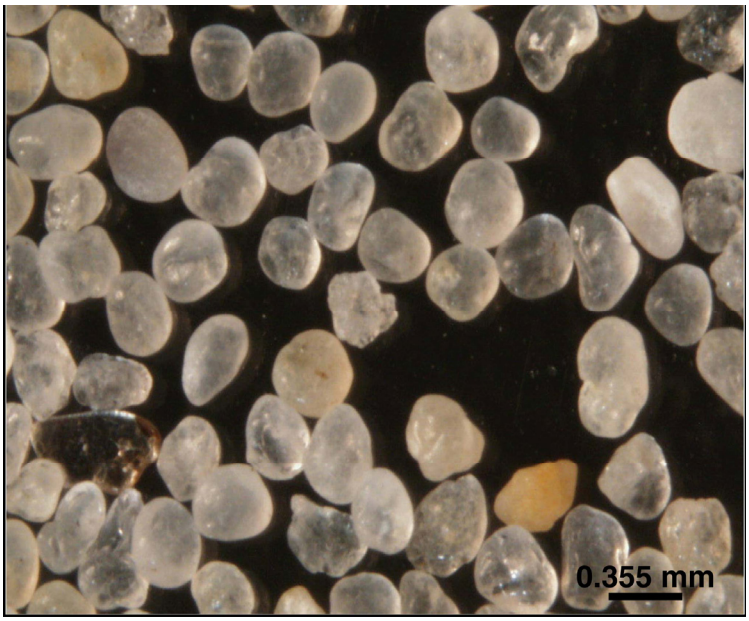


Figura 2.7. Fotografía de una muestra tipo de la barrera de arena.

2.3.1.3.1 Exoscopia

A partir del estudio de la superficie de los granos de cuarzo mediante SEM, se verifica la existencia de huellas de impacto o de choque (Figura 2.8). Pueden observarse fracturas concoidales y en "vv" de acuerdo con la terminología propuesta por Torcal y Tello (1992). Este tipo de huellas son atribuidas a ambientes de tipo eólico.

2.3.2 El sector sumergido de la playa de Rodas

2.3.2.1 Caracterización granulométrica

Las muestras recogidas en el sector sumergido de la playa (Figura 2.1), se trataron siguiendo la misma metodología que para el resto de muestras de la playa. Tras el análisis granulométrico, se calcularon los parámetros granulométricos de acuerdo con el método gráfico descrito por Folk y Ward (1957) (Tabla 2.8).

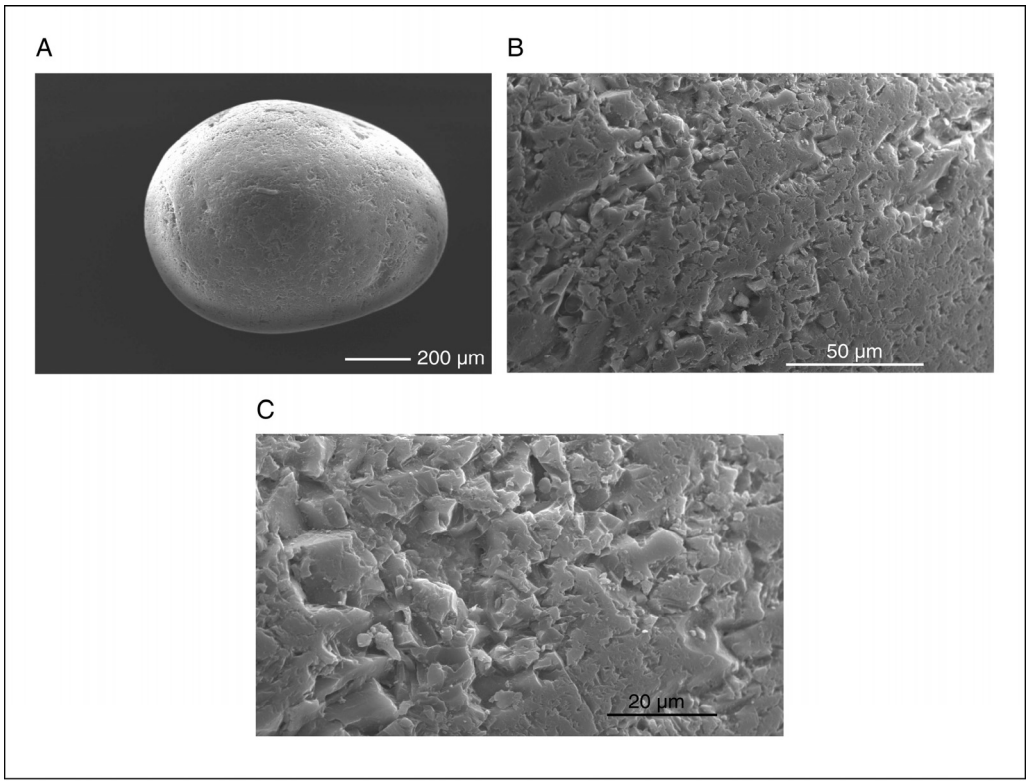


Figura 2.8. Microfotografías de un grano de cuarzo típico de la barrera de arena. A) Grano muy redondeado con huellas de origen mecánico. B) Detalle de la superficie del grano donde se observa una alta densidad de marcas de impacto. C) Detalle de las marcas de impacto en la que se ve claramente el tipo de huellas en vv.

El sedimento de la zona sumergida muestreada no presenta cambios importantes en cuanto al valor del tamaño medio (Tabla 2.8), el cual es máximo en la muestra 6 (Figura 2.1), cercana a una zona de substrato rocoso, y donde el sedimento es escaso. En el caso de las muestras 8 y 9 (Figura 2.1), los altos valores de tamaño medio están relacionados con las características de los organismos que habitan este medio. Éstas presentan también valores muy altos para el grado de selección, indicando la coexistencia de un rango amplio de fracciones granulométricas, entre las cuales ninguna predomina.

El grado de selección varía entre muestras bien seleccionadas, en el caso de aquellas que se recogieron cerca del intermareal de la playa (Figura 2.1), a muy poco seleccionadas, en las recogidas en la zona más profunda, donde la acción del oleaje es menos importante y hacia donde aumenta el porcentaje en arena muy fina. El valor de la asimetría presenta también pequeñas variaciones. Ésta se hace más negativa hacia zonas más profundas y hacia la playa,

alcanzando valores simétricos en el sector central. El aumento hacia la zona externa coincide con un aumento observado en el porcentaje de carbonatos, en la misma dirección (Tabla 2.8). La proporción de material bioclástico aumenta en el sector central y diminuye hacia el norte y sur de los extremos de la misma.

Tabla 2.8. Resultados de los parámetros granulométricos y porcentaje en material carbonatado obtenidos a partir del análisis de las muestras recogidas en el sector sumergido de la playa (ver situación de las muestras en la Figura 2.1).

Muestra	Media (*phi*)	Selección	Asimetría	% $CaCO_3$
1	1.432	0.583	-0.095	29.46
2	1.175	1.147	-0.512	23.49
3	1.353	0.914	-0.319	20.84
4	1.269	0.472	-0.045	15.09
5	1.072	0.426	-0.143	7.61
6	-0.466	1.779	-0.652	6.27
7	1.544	0.640	-0.028	27.33
8	0.347	2.378	-0.542	59.50
9	0.921	1.812	-0.522	22.30
10	1.359	0.576	0.070	41.40
11	1.430	0.863	-0.157	33.64
12	1.636	0.643	0.086	43.57
13	1.307	0.735	-0.137	27.42
14	1.321	0.984	-0.194	31.08
15	1.090	1.063	-0.369	31.89
16	1.291	0.924	-0.260	39.81
17	1.181	0.426	-0.194	4.81

En la Figura 2.9 aparecen representadas las distribuciones granulométricas de 3 muestras recogidas en el sector sumergido de la playa junto con la distribución promedio calculada para la playa emergida. La distribución granulométrica se repite desde el sector

interno del submareal (M2) al sector externo (M14), y presenta la misma clase modal que el sedimento recogido en la playa emergida. Sin embargo, puede observarse un desplazamiento de la curva hacia las fracciones de menor tamaño (M2). Este desplazamiento pierde importancia a medida que avanzamos hacia la parte distal del sector muestreado (M14), coincidiendo con un aumento en el porcentaje de material carbonatado, lo cual explicaría este pequeño aumento de tamaño.

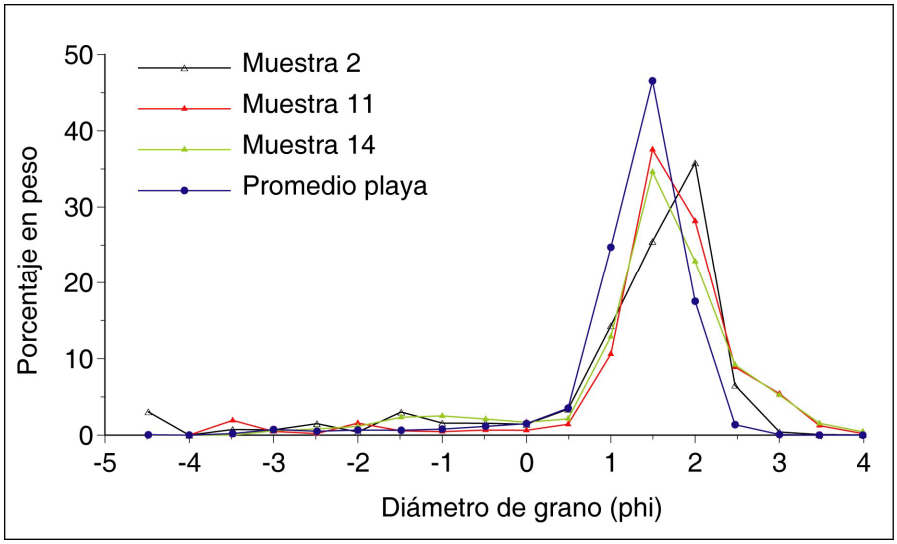


Figura 2.9. Distribuciones granulométricas obtenidas para las muestras 2, 11 y 14 recogidas en el sector sumergido de la playa (Figura 2.1), y la muestra media de la playa.

2.3.2.2 Caracterización composicional

En general, el sedimento recogido en el sector sumergido de la playa presenta una mayor variabilidad composicional que el que aparece en el sector intermareal y emergido de la misma. Este hecho sugiere que el agente de transporte que domina en dicho sector es poco selectivo y efectivo, por lo que genera depósitos con baja madurez composicional.

Cabe señalar, que a pesar de haber muestreado hasta aproximadamente los 20 m de profundidad no se alcanzó la interfase arena-fango, lo que indica que la energía sobre el fondo en esta zona es lo suficientemente alta como para impedir la acumulación de fangos. Esto contrasta con lo observado por Vila-Concejo (1999) en la playa de Samil, donde el sedimento se hace netamente fangoso a partir de los 16 m. Esto puede deberse a la existencia de fuertes corrientes en la zona sumergida hacia mar de la playa de Rodas. En esta zona deja de sentirse

el efecto de sombra provocado por las islas y costa norte de la Ría, y se generan fuertes corrientes que favorecen el lavado de la fracción fina del sedimento.

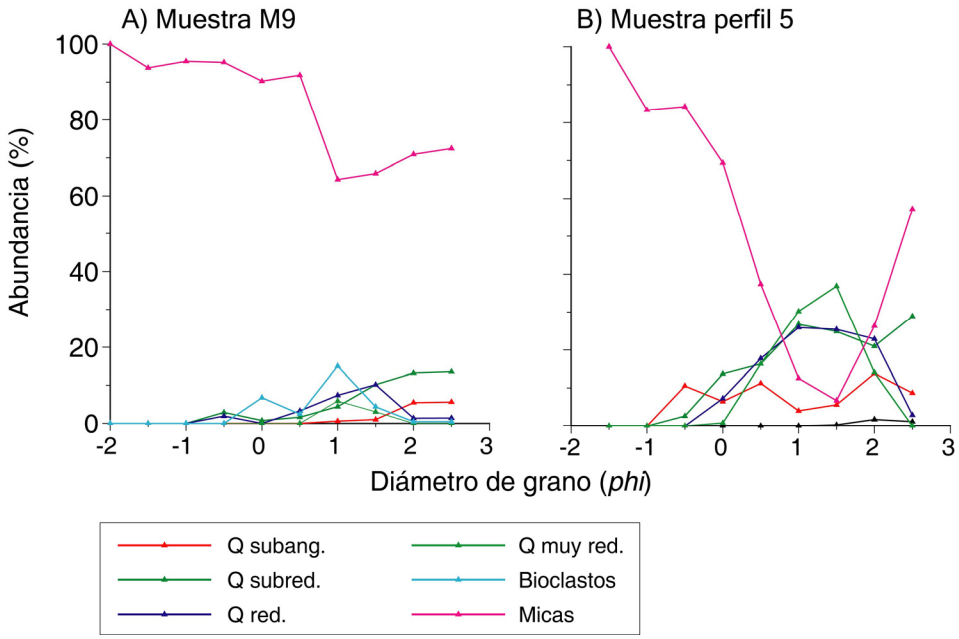


Figura 2.10. Representación gráfica de las abundancias de los tipos morfológicos de los granos de cuarzo (Q subanguloso, Q subredondeado, Q redondeado y Q muy redondeado) y bioclastos para la muestra 9 (A), recogida en el submareal, y la muestra correspondiente a condiciones de bonanza del frente bajo del perfil 5 (B).

2.3.2.3 Caracterización morfoscópica

Con el fin de encontrar diferencias entre el material del submareal y el de la playa emergida, se realizó un análisis morfoscópico a una de las muestras recogidas (M9). La diferencia más importante entre ellas es la mayor presencia de material carbonatado en el caso de la muestra del sector sumergido de la playa, la cual supera el 50% independientemente de la fracción granulométrica (Figura 2.10). También se debe resaltar la presencia de micas en el submareal, las cuales llegan a constituir un 10% del total de la muestra mientras que en la playa no superan el 1%. Ambas características indican que se trata de un material menos maduro y poco seleccionado.

2.3.3 El lagoon

2.3.3.1 Caracterización granulométrica

Este ambiente sedimentario es menos variable dinámicamente que el sistema playero contiguo, por esta razón se hace referencia a las muestras recogidas en la campaña de noviembre del 2001, resumidas en la Tabla 2.9. En general, existe un aumento en el porcentaje de materia orgánica hacia las zonas colonizadas por *zoostera*, o bien con la presencia del poliqueto *Arenícola marina*.

Tabla 2.9. Resumen de las características del sedimento del *lagoon* para el mes de noviembre de 2001 (ver la posición de las muestras en la Figura 2.1).

Muestra	Media (*phi*)	Selección	Asimetría	% finos	% m.o.
L1	-0.65	1.79	-0.24	2.00	2.07
L3	-1.01	1.64	0.03	-	-
L4	0.54	1.09	-0.42	3.00	-
L5	1.21	0.54	0.04	4.07	1.91
L6	1.16	0.61	-0.01	4.91	1.20
L7	1.14	0.91	-0.23	2.00	1.90
L8	0.75	0.64	1.01	18.21	-
L9	1.34	0.62	0.03	7.42	1.39

Los tamaños de grano mayores se encuentran en el margen sureste del mismo, coincidiendo con la línea de pleamar, hacia donde disminuye también el grado de selección. Este cambio coincide también con el aumento en la proporción de conchas hacia esta zona, las cuales son transportadas en suspensión por el oleaje y la marea.

2.3.3.2 Caracterización composicional

El resultado del análisis composicional muestra una disminución general en la proporción de cuarzo con respecto a la playa, sin embargo continúa siendo la componente más abundante. Se registran valores de un 77.1 % en el margen oeste (muestra L7, Figura 2.1)

donde se encuentra la comunicación a través del dique con mar abierto. Esta proporción aumenta hasta un 87.5 % hacia el sureste (muestra L5, Figura 2.1). Esta disminución en la proporción de cuarzo está compensada con un aumento en el porcentaje de micas, carbonatos y feldespatos en el caso de la muestra occidental, y con un aumento en el porcentaje de feldespatos y carbonatos en la suroriental. Este aumento en la heterogeneidad de la composición del sedimento está relacionado de forma directa con el tipo de ambiente muestreado, como ya se apuntaba previamente, se trata de un medio menos variable dinámicamente.

2.4 Conclusiones

A lo largo de este capítulo se analizó la variabilidad textural y composicional del sedimento superficial del sistema sedimentario litoral objeto de estudio de la presente Tesis. Las variaciones espaciales encontradas en la playa de Rodas responden principalmente a un factor de mezcla de dos componentes sedimentarias de diferente composición y textura: siliciclástica (arena media) y carbonatada (arena muy gruesa y gravas). Ambas componentes tienen un comportamiento hidráulico particular debido principalmente a la forma de los granos. El factor energético ejercería un control secundario sobre la distribución textural del sedimento de la playa.

De acuerdo con lo observado en este capítulo, concluimos que las variaciones transversales y longitudinales, son resultado de un proceso continuo de retrabajado en el tiempo por la acción del oleaje a una escala temporal superior a la anual. Este retrabajado hace que el sedimento de la playa tenga un grado de selección alto, y se establezca una gradación lateral y transversal en el tamaño medio de grano en relación a los regímenes de oleaje incidente. Como resultado, existe una gradación longitudinal en el tamaño de grano, el cual aumenta hacia el sur de la playa como resultado de un proceso de transporte selectivo prolongado en el tiempo, y a la entrada de material bioclástico desde el sector sumergido de la playa.

En cuanto a la componente siliciclástica, mayoritaria en el sistema sedimentario, se desconoce su origen, aunque se especula que procede del desmantelado de los depósitos fósiles encontrados en las islas. Dichos depósitos están constituídos por arena media muy bien seleccionada y con un alto grado de madurez textural similar a la que forma parte de la componente mayoritaria de los depósitos actuales. Esto implica que el sedimento carece de

una fuente activa de material actual, lo que aumenta la susceptibilidad del sistema ante problemas de escasez de sedimento, como los inducidos por la extracción de áridos.

Los análisis de tamaño de grano se realizaron mediante tamizaje en seco aunque, debido al carácter ligeramente mixto del sedimento, se ha visto que el resultado genera un desplazamiento hacia tamaños de grano mayores que los que corresponderían a las condiciones hidrodinámicas que generan tal depósito. Esto se debe a que este tipo de análisis no tiene en cuenta la forma de los granos, y por lo tanto obvia la mayor flotabilidad que presentan los bioclastos frente a los granos de cuarzo.

En cuanto a las características sedimentológicas del *lagoon* y el sector sumergido de la playa se observa una reducción en el grado de selección como consecuencia de la menor competencia de la energía que domina ambos medios, y a la mezcla de sedimento proveniente de diferentes fuentes.



3

Evolución anual

Las condiciones de tormenta controlan la morfología de la playa de Rodas

La morfología de una playa de baja energía es el resultado de la acción de eventos altamente energéticos, fuera de equilibrio con las condiciones predominantes. En este capítulo se analiza un ejemplo de una playa de baja energía protegida: la playa de Rodas. Se analiza la respuesta de esta playa bajo condiciones climatológicas contrastadas: bonanza y temporal, a través del seguimiento de la evolución de seis perfiles transversales durante tres años. La playa mostró diferencias morfológicas significativas longitudinalmente, debido a su posición con respecto a la dirección de aproximación del oleaje. Estas diferencias determinaron el patrón de transferencia de sedimento (transporte sedimentario longitudinal o transversal), entre la playa emergida y la zona sumergida adyacente. Los cambios morfológicos en cada perfil parecen asociarse a la incidencia de oleaje de mar de viento, sobreimpuesto al oleaje de mar de fondo. Dichos cambios morfológicos se registraron bajo condiciones de temporal durante invierno, mientras que la recuperación de la misma al estado previo, se registró solamente tras un período de condiciones de bonanza prolongado en el tiempo, en verano. El parámetro utilizado en el modelo de clasificación propuesto por Masselink y Short (1993), rango de marea relativo (*Relative Tide Range,* RTR), que tiene en cuenta el efecto de la marea sobre la morfología de las playas, resultó inapropiado para la clasificación de esta playa (playa mesomareal de baja energía). Por ello se sugiere un nuevo parámetro: el rango de marea relativo máximo (RTR_{max}), derivado de modificar el anterior. RTR_{max} tiene en cuenta los valores máximos de altura de ola en rompiente, observadas durante condiciones de temporal en la zona de estudio, en lugar del valor de altura de ola modal o predominante. Utilizando este parámetro la playa se incluye en los modelos de clasificación de playas tradicionales, teniendo en cuenta también el rango mareal. Debido a que las playas de baja energía suelen presentar formas heredadas de eventos de alta energía, en lugar de las correspondientes a las condiciones hidrodinámicas predominantes, cabe esperar que el RTR_{max} sea también aplicable a otros ejemplos de playas de baja energía protegidas.

Los resultados presentados en este capítulo han sido publicados en Costas, S., Alejo, I., Vila-Concejo, A., y Nombela, M.A., 2005. Persistence of storm-induced morphology on a modal low-energy beach: A case study from NW-Iberian Peninsula. *Marine Geology*, 224, 43-56.

3.1 Introducción

El término de baja energía aplicado a ambientes sedimentarios litorales fue usado en primer lugar por Davies (1964) para definir aquellas playas localizadas en mares parcialmente cerrados, protegidas del mar de fondo y, donde la acción del oleaje es mínima comparada con la que caracteriza aquellas costas expuestas. Jackson et al. (2002) asumieron como típicas de zonas de baja energía las siguientes características: (1) alturas de ola significante mínimas en condiciones de no tormenta o bonanza; (2) oleaje con alturas bajas durante condiciones de fuertes vientos; (3) playas de dimensiones reducidas transversalmente, zona supramareal poco desarrollada; y (4) elementos morfológicos heredados de eventos de alta energía.

Estudios de detalle acerca de la morfología y dinámica de las playas de baja energía revelaron que estas playas muestran un comportamiento característico frente a cambios en las condiciones hidrodinámicas, y diferente del de aquellas playas localizadas en zonas expuestas (Nordstrom, 1977, 1992; Owens, 1977; Nordstrom y Jackson, 1992; Hegge et al., 1996; Benavente et al., 2000; Takeda, 2003). Las playas expuestas a oleajes de alta energía suelen responder rápidamente frente a condiciones de tormenta con erosión o acumulación (Nordstrom, 1980; Dail et al., 2000). Estas playas experimentan un patrón casi cíclico de cambio en períodos de tiempo cortos, de días a semanas (Owens, 1977; Nordstrom, 1980). Por el contrario, las playas de baja energía tienden a exhibir frecuencias de respuesta relativamente bajas, las cuales se corresponderían con las variaciones estacionales en las condiciones marítimas (Masselink y Pattiaratchi, 2001). El oleaje característico de dichos sistemas suele ser insuficiente para permitir la recuperación total de la playa entre períodos de erosión o tormenta sucesivos. En tales condiciones, la recuperación de la playa tras eventos de tormenta solamente es posible tras un peíodo de tiempo largo dominado por condiciones de bonanza (Owens, 1977; Nordstrom, 1980). Como resultado, la morfología de las playas de baja energía puede representar un estado de recuperación parcial, donde la morfología de la playa es heredada de condiciones de tormenta en lugar de un estado de equilibrio con las condiciones hidrodinámicas predominantes (Nordstrom, 1980; Aagaard, 1988; Hegge et al., 1996).

Nordstrom y Jackson (1992) presentaron un modelo que describe los cambios que sufre un perfil de playa para aquellos casos de playas estuarinas de baja energía. En este modelo, los autores identifican dos tipos de respuestas morfológicas en función del tipo de transporte dominante (transversal o longitudinal). En ambos casos el intercambio de sedimento

se restringe a la zona intermareal de alta pendiente o frente de playa (Nordstrom y Jackson, 1992, Figura 1.5).

La morfología de las playas de baja energía fue analizada en diferentes trabajos en los que se les atribuyó una zona supramareal estrecha o poco desarrollada, y una zona intermareal en pendiente y plana (Jackson y Nordstrom, 1992; Suhayda y Oivanki, 1993; Nordstrom, 1980; Hegge et al., 1996). Hacia mar, estas playas suelen presentar una zona de suave pendiente conocida como *low tide terrace* (Nordstrom y Jackson, 1992; Nordstrom, 1992). Teniendo en cuenta los factores que controlan la morfología de estos sistemas, Hegge et al. (1996) y Jackson et al. (2002) concluyeron que el oleaje, la marea, y las fluctuaciones de baja frecuencia del nivel del mar, son los factores responsables de las variaciones longitudinales encontradas en estas playas.

El objetivo específico de este capítulo es el examinar las características morfológicas y variabilidad de una playa mesomareal de baja energía orientada de espaldas a la dirección de aproximación del oleaje de océano abierto, así como identificar los factores que controlan su morfología. Este estudio se ha llevado a cabo en la playa de Rodas (Figura 3.1). Los resultados serán utilizados también con el fin de incluir esta playa en un modelo de clasificación adecuado para playas de baja energía. Para ello, se propone una modificación en el parámetro RTR (*Relative Tidal Range*) usado por Masselink y Short (1993). Dicho parámetro RTR viene dado por la relación entre el rango de marea (TR) y la altura del oleaje modal en la zona de rompiente (H_b). El parámetro RTR cuantifica el efecto de las mareas sobre la morfología de las playas; a medida que RTR aumente se espera una mayor influencia de la marea.

3.2 Metodología

3.2.1 Condiciones climatológicas

Los datos correspondientes a oleaje y viento se obtuvieron a partir de los datos registrados por las boyas localizadas en Cabo Silleiro, en una zona expuesta de la costa hacia el sur de la Ría de Vigo: 42º 5.8'N, 8º 55.8´W y 75 m de profundidad (se utilizaron datos tanto de la boya direccional como de la escalar) (Figura 3.1). Debido a la orientación de la playa, hacia el interior de la Ría, los datos de oleaje en aguas profundas y zonas expuestas son solamente utilizados para caracterizar dicha región y, para comparar con las condiciones hidrodinámicas medidas *in situ* del oleaje incidente. No se han podido utilizar programas de propagación de oleaje para la caracterización hidrodinámica de la zona de estudio debido a que

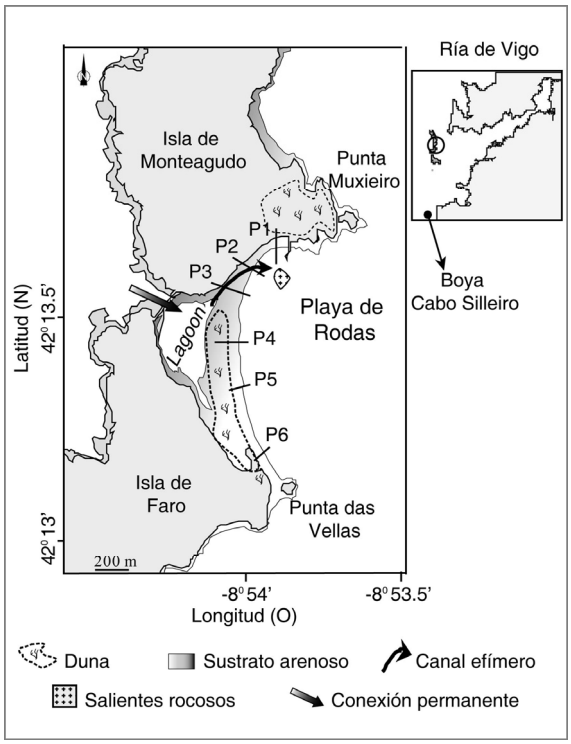


Figura 3.1. Localización de los perfiles de playa.

el oleaje propagado tiene que girar alrededor de 180° para incidir en la playa, de manera que el programa utilizado (RCPWAVE, Taborda, 1993) generó resultados poco coherentes para la altura y periodo de onda.

Durante las campañas llevadas a cabo en la zona de estudio se realizaron observaciones del oleaje incidente durante una hora (los días de muestreo y el día anterior) con el fin de caracterizar el oleaje incidente en la zona de estudio. Para ello, se utilizó un jalón situado en la zona de rompiente del oleaje. Por otra parte, durante la campaña llevada a cabo en octubre de 2003 (entre los días 26 y 28) se realizaron medidas *in situ* de oleaje usando 6 sensores de presión (*Pressure Transducers*, PT). Dichos sensores se colocaron a lo largo de la zona intermareal y submareal del perfil 5 (Figura 3.1). Los datos de oleaje se procesaron usando métodos estándar de análisis de espectros, con los que se calcularon la altura significante de ola (H_s) y el periodo de oleaje medio asociado (T_{mean}). Simultáneamente, se realizaron observaciones del oleaje incidente que permitieron la comparación entre los datos medidos y las observaciones visuales del oleaje y, de esta manera, la cuantificación de los mismos para el resto de campañas realizadas. Los datos medidos en la playa se compararon también con aquellos registrados por las boyas de aguas profundas situados en Cabo Silleiro.

Así mismo, también se realizaron medidas de corrientes durante la misma campaña (octubre de 2003) usando un correntímetro biaxial electromagnético (EMCM) que se situó cercano al nivel de marea baja detectado en esta campaña en el perfil 5. El sensor del EMCM se orientó de forma que se registraran tanto las corrientes transversales como longitudinales.

Tabla 3.1. Características de los perfiles y los sectores definidos a lo largo de la playa por Costas et al. (2002).

Perfil	Sector	Longitud sub-aer. aprox. (m)	Pendiente frente de playa (β)	Pendiente submareal (β)	Características morfológicas			
					cúspides	berma	escarpe	escalón
1	Norte	60	5.78 ± 0.47°		Ausente	Común	Ausente	Ausente
2	Canal	75	6.07 ± 0.81°		Común	Común	Ausente	Ausente
3	Canal	105	6.71 ± 0.94°	1.32 ±0.20°	Común	Común	Ausente	Común
4	Central	51	8.15 ± 0.58°	1.75 ± 0.21°	Ausente	Común	Ausente	Común
5	Sur	60	6.10 ± 0.50°	1.87 ± 0.11°	Común	Ausente	Común	Común
6	Sur	51	7.44 ± 0.67°		Común	Ausente	Común	Común

3.2.2 Perfiles de playa

En primer lugar, se posicionaron seis perfiles transversales a la playa de Rodas de acuerdo con criterios mofológicos de manera que se evaluaran las posibles diferencias longitudinales (Figura 3.1). Para ello, se definieron cuatro sectores a lo largo de la playa de acuerdo con las características morfológicas de la zona de estudio (Tabla 3.1): (1) el Sector Norte que incluye el perfil 1 y se caracteriza por encontrarse protegido del oleaje de noroeste debido a la presencia de Punta Muxieiro, y del oleaje procedente del suroeste por medio de salientes rocosos localizados en el sector sumergido de la playa (Figura 3.1). La zona subaérea de este sector está interrumpida por la presencia de un muro y un paseo, los cuales separan la playa de la duna adyacente desarrollada en Punta Muxieiro. (2) El Sector del Canal está definido por el comportamiento de los perfiles 2 y 3, los cuales están afectados de forma directa por los procesos de apertura del canal y por la acción del oleaje procedente del suroeste. Este sector ha sufrido importantes cambios morfológicos debidos a la erosión que destruyó por completo la duna que existía en este sector (Costas et al., 2002). La desaparición de la duna favoreció el aumento en amplitud de la zona supramareal e intermareal de la playa en este sector. (3) El Sector Central está caracterizado por la presencia de un contacto progradante y gradual entre la duna y la playa adyacente, donde se puede observar la extensión de

vegetación dunar sobre la zona supramareal e intermareal alta del mismo. Dicho sector se caracteriza por el comportamiento del perfil 4. La cabecera o punto de inicio del perfil 4 se encuentra en la cresta de la barrera. (4) El Sector Sur se caracteriza por la existencia de un contacto erosivo entre la playa y la duna con escarpe en la base de la duna e incluye los perfiles 5 y 6. Ambos perfiles se midieron a partir de la cresta de la duna.

El seguimiento topográfico de dichos perfiles se realizó durante el período comprendido entre diciembre del 2000 y octubre del 2003 utilizando técnicas estándar de levantamiento topográfico (Teodolito y Estación Total). Se realizaron un total de 12 campañas con las que se controló la evolución de los seis perfiles escogidos coincidiendo con mareas vivas: diciembre del 2000; marzo, mayo, julio y noviembre del 2001; enero, marzo, septiembre del 2002; y enero, marzo, junio y octubre del 2003. Los perfiles, repetidos en cada campaña, se midieron desde el punto de inicio de cada uno hasta la parte baja del frente de playa o escalón de playa. La altura de cada cabecera se refirió al Nivel Medio del Mar en Alicante (NMMA).

La morfología de la playa se analizó teniendo en cuenta la forma del frente de playa (cóncava, convexa o plana), la pendiente del frente de playa, y los cambios volumétricos. El volumen lineal (m^3/m) se calculó tomando el perfil más corto como referencia para situar el límite hacia mar. La caracterización de la morfología del perfil se completó por medio de medidas de altura del escalón de playa. Los cambios volumétricos se analizaron en conjunto con la pendiente de la playa teniendo en cuenta su correlación, con el fin de describir el ajuste o respuesta de la playa frente a cambios en las condiciones hidrodinámicas.

Se estimaron valores de ascenso del nivel medio del mar o *run-up* utilizando para ello la distancia vertical entre la elevación máxima alcanzada por el agua y la altura esperada, teniendo en cuenta la marea en el perfil 4.

Por último, se realizaron tres campañas en las que se midió también el sector sumergido de la playa extendiendo los perfiles 3, 4, y 5 hacia el mar (hasta la cota de -20 m) en septiembre del 2001, octubre del 2002 y octubre del 2003, con el fin de establecer la morfología y variabilidad de la zona sumergida. Durante estas campañas, los perfiles se midieron en dos etapas en el mismo día: (1) el supramareal e intermareal se midieron durante la marea baja mediante técnicas estándar de levantamiento topográfico desde la cabecera, o punto de inicio de los perfiles, hasta el escalón de playa, y (2) la zona sumergida se midió a bordo de una embarcación semirígida utilizando una ecosonda y un GPS hacia mar desde la zona de rompiente en pleamar. Posteriormente ambas zonas se unieron por la zona de solapamiento.

3.2.3 Parametrización de la playa (Ω, ε, RTR)

Para establecer el tipo o estado morfológico de la playa, o lo que es lo mismo, para determinar el grado relativo de reflectividad o disipación de la playa frente a la energía de oleaje incidente, y cuantificar el efecto de la marea sobre la misma, se calcularon y utilizaron los siguientes parámetros aplicados a la zona del frente de playa: la velocidad de caída adimensional Ω (Wright y Short, 1984), el parámetro de *surf scaling* ε (Carrier y Greenspan, 1958), y el rango relativo de la marea RTR (Masselink y Short, 1993) (Tabla 3.2). El parámetro Ω predice el estado de la playa en función del tamaño de grano y pendiente del oleaje (Wright and Short, 1984):

$$\Omega = \frac{H_b}{w_s T}$$

donde H_b = altura de ola en la zona de rompiente (m), w_s = velocidad de caída del sedimento (ms^{-1}), y T = periodo del oleaje (s). De acuerdo con Gourlay (1968) se estimaron velocidades medias de caída del sedimento de en torno a 0.06 ms^{-1} para el tamaño medio de sedimento del frente de playa (0.43 mm).

El parámetro ε se utilizó para describir el tipo de rotura que caracteriza el oleaje en la zona de *surf* (Carrier y Greenspan, 1958):

$$\varepsilon = \frac{a_b w^2}{g \tan^2 \beta}$$

donde a_b es la amplitud del oleaje en la rompiente, w es la frecuencia del oleaje en radianes ($2\pi/T$), y tan β es el gradiente del frente de playa.

El parámetro RTR refleja la importancia relativa de los procesos que sufre el oleaje como el *swash*, *surf* y *shoaling* (Masselink y Short, 1993), o la importancia o dominio de la marea sobre el oleaje y por lo tanto sobre la playa (*wave-dominated* o *tide-dominated*):

$$RTR = \frac{MSR}{H_b}$$

donde *MSR* es el rango mareal medio en mareas vivas.

3.3 Resultados

3.3.1 Condiciones climatológicas

Los datos obtenidos por medio de observación visual del oleaje, indican que el régimen de oleaje en la zona de estudio permanece prácticamente constante a lo largo del año. Esto es debido al carácter protegido de la zona de estudio respecto al oleaje de mar de fondo y de alta energía registrado por la boya de Cabo Silleiro (dicha boya registró valores máximos de altura de ola de 8 m y periodo de pico de entre 3 y 16 s en invierno, coincidiendo con temporales).

3.3.1.1 Vientos

Bajo condiciones de temporal se registraron fuertes vientos procedentes del suroeste (8-11 m/s): diciembre del 2000, marzo y noviembre del 2001, enero del 2002 y enero del 2003. Por el contrario, los vientos de fuerte intensidad procedentes del norte se registraron coincidiendo con campañas de bonanza (6-10 m/s): mayo y septiembre del 2001, y junio y octubre del 2003. Finalmente, durante las campañas realizadas en verano se registraron vientos de baja velocidad procedentes del norte (2-5.5 m/s): julio del 2001, marzo del 2002 y marzo del 2003.

3.3.1.2 Oleaje y corrientes

En la Figura 3.2 se muestra una parte del espectro de oleaje registrado *in situ* durante la campaña realizada en condiciones de bonanza en octubre de 2003. Éste se analizó con el objeto de conocer la distribución de energía del oleaje incidente en función de su frecuencia. El espectro presenta dos picos, el primero localizado en 0.1 Hz, y el segundo en 0.45 Hz, indicando que la energía asociada al oleaje incidente a la playa se distribuye en la banda gravitacional. El primer pico correspondería al oleaje de mar de fondo o *swell*, caracterizado por períodos de onda largos (10 s en este caso). El pico secundario representaría el oleaje de viento (o *sea*) asociado a períodos de onda cortos (2.22 s). Esta distribución energética indica que el oleaje de viento local se encuentra sobreimpuesto al oleaje de mar de fondo. De la comparación entre el oleaje medido *in situ* y el registrado por la boya en aguas profundas, se desprende que el oleaje que llega a la playa de Rodas es inferior, en magnitud, al registrado en aguas profundas debido a la disipación de energía. A pesar de detectarse un descenso en la altura de ola de al menos un orden de magnitud (Figura 3.3), ambos registros muestran patrones similares.

Tabla 3.2. Parámetros de la playa

	tan β Perfil 4	H_b (m)	T (s)	TR (m)	Límite derrame perfil 4 (m)	ε (frente playa)	Ω (frente playa)	RTR
Dic-00	0,17	0.8±0.4	6	3.35	2.31	3.09	2.22	2.8
Mar-01	0,14	0.6±0.3	6	3.62	2.77	3.42	1.66	4.0
Mayo-01	0,15	0.05±0.05	9	3.28	0.34	0.11	0.09	46.9
Julio-01	0,14	0.05±0.05	9	2.96		0.12	0.09	42.3
Sept-01	0,14	0.05±0.05	8	3.46		0.16	0.10	49.4
Nov-01	0,14	0.3±0.1	7	3.08		1.25	0.71	7.7
Enero 02	0,15	0.7±0.2	6	3.72		3.47	1.94	4.1
Mar-02	0,14	0.1±0.05	8	4.07		0.32	0.21	27.1
Sept-02	0,14	0.05±0.05	8	3.59		0.16	0.10	51.3
Oct-02	0,14	0.1±0.05	7	3.75		0.41	0.24	25
Enero 03	0,14	0.7±0.4	6	3.25	2.81	4.05	1.94	2.9
Mar-03	0,13	0.1±0.1	8	3.92		0.38	0.21	19.6
Junio-03	0,14	0.05±0.05	8	3.12		0.16	0.10	44.6
Oct-03	0,14	0.15±0.05	7	3.67		0.60	0.36	21.6

$\Omega \leq 1$ y $\varepsilon < 2.5$ indican condiciones reflectivas con rotura en *surging*, $\Omega > 6$ y $\varepsilon > 20$ indican condiciones disipativas con rotura en *spilling*. Valores de condiciones intermedias para ε indican que el oleaje romperá como tipo *plunging* (Guza e Inman, 1975, Wright et al. 1979). RTR < 3 indica el dominio del oleaje sobre la dinámica de la playa, mientras que RTR > 15 indica control mareal. El límite del derrame del oleaje es la diferencia entre la elevación del derrame observada en el perfil 4 y la elevación esperada del nivel del mar, teniendo en cuenta la altura de la marea. H_b es la altura del oleaje en la rompiente y TR es el rango de la marea.

En condiciones de bonanza, el oleaje que llega a la playa presenta alturas de ola que varían entre 0.05 y 0.15 m (Tabla 3.2). Durante condiciones de temporal, el oleaje de tormenta incidió oblicuo a la playa mostrando un ángulo variable a lo largo de la misma. El ángulo de incidencia del oleaje sobre la playa disminuyó hacia el norte debido a la forma en planta de la playa, el Sector Norte es prácticamente paralelo al oleaje incidente del sur. La altura de ola incidente bajo condiciones de tormenta varió entre 0.6 y 1 m. Este oleaje tenía asociado períodos de onda cortos, lo que los situaría en torno al pico secundario del espectro de oleaje detectado en condiciones de bonanza. Esto sugiere un desplazamiento de la energía del oleaje hacia periodos cortos durante condiciones de temporal. Tanto H_s como T_{mean} no mostraron variaciones importantes durante las medidas *in situ* con sensores de presión en octubre de 2003, con valores medios de H_s de 0.15 m, y valores medios de T_{mean} de 8.10 s.

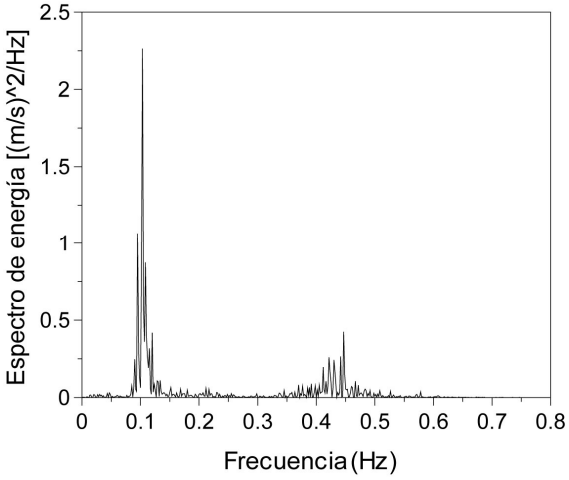


Figura 3.2. Muestra del espectro de oleaje obtenido a partir del registro del correntímetro EMCM, 26 octubre de 2003. En él se puede observar la presencia de dos picos en la banda gravitacional en 0.1 y 0.45 Hz.

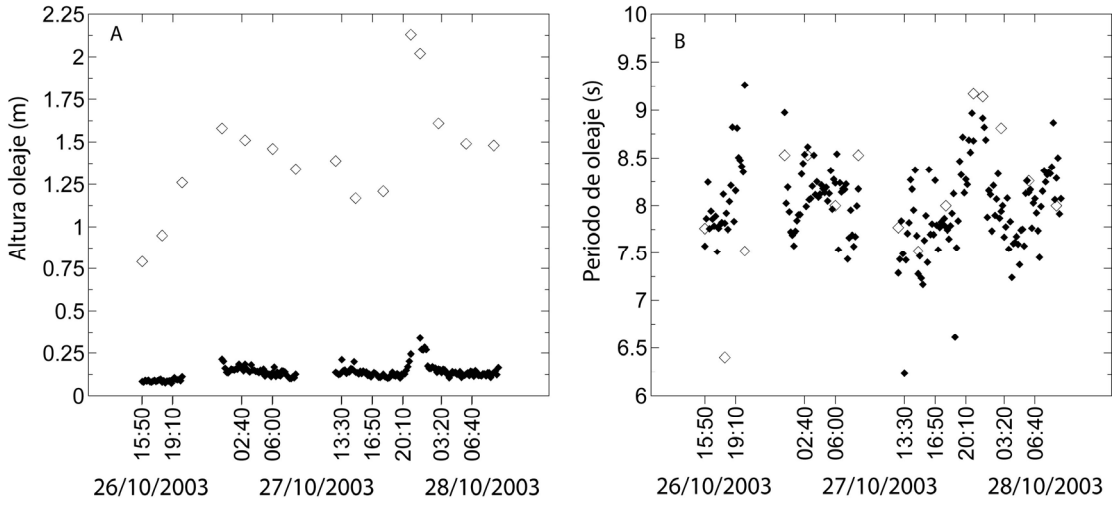


Figura 3.3. Comparación entre los datos de oleaje para aguas profundas (puntos vacíos) y datos de oleaje medidos *in situ* (puntos negros) entre el 26 y el 28 de octubre 2003. A) Datos de altura de onda. B) Datos de periodo de onda.

El EMCM se utilizó para determinar la dirección de la corriente dominante en la playa. Las corrientes transversales fueron al menos un orden de magnitud superior que las longitudinales. A pesar de ello, las corrientes transversales fueron también muy suaves y dirigidas hacia mar (0.06 a 0.1 m/s). Las corrientes longitudinales fueron muy bajas, aunque en

este caso se encontraban cercanas al límite de detección del instrumento (0.004 a 0.054 m/s), por lo tanto se consideraron insignificantes.

La influencia de la meteorología sobre el nivel medio del mar se detecta en la playa como un aumento en la elevación de los límites de avance del derrame o *swash* hacia la parte alta de la playa. Los valores máximos de estas anomalías se detectaron en el perfil 4, y superaron en 2 m el valor de altura esperado teniendo en cuenta el nivel del agua en pleamar (Tabla 3.2).

3.3.2 Perfiles de playa

La Tabla 3.1 resume las principales características de los perfiles medidos a lo largo de la playa. La zona subaérea de la playa es relativamente estrecha y se encuentra limitada por la presencia de una duna en el supramareal y un escalón de playa sumergido, o *ripples* de oscilación en la base del frente de playa (Tabla 3.1 y Figura 3.4). Todos los perfiles presentaron una zona supramareal poco desarrollada que desaparece cuando coinciden condiciones de temporal y mareas vivas. El desarrollo de la berma en la parte alta del sector intermareal se detectó solamente en los perfiles 1, 2 y 3, donde se observaron importantes cambios morfológicos relacionados con la rotura de la barrera y formación del canal durante condiciones de alta energía (diciembre del 2000, enero del 2002 y enero del 2003). Estos perfiles, y en particular los perfiles 2 y 3, presentaron cambios significativos en la zona intermareal entre las campañas llevadas a cabo en condiciones de temporal y aquellas realizadas bajo condiciones de bonanza.

El escalón de playa observado en la base del frente de playa presentó una importante variabilidad tanto temporal como espacial, la primera en varió en función de las condiciones hidrodinámicas (altura de oleaje incidente); en condiciones de bonanza desapareció, mientras que llegó a alcanzar alturas de hasta 70 cm bajo condiciones de temporal. La forma del frente de playa varió de recta a convexa, aunque siempre presentó fuertes pendientes (Tabla 3.1). Los cambios morfológicos detectados en la playa se limitaron a un retroceso paralelo del frente de playa acompañado de la profundización o aumento de altura del escalón de playa, coincidiendo con épocas de temporal, de manera que no se registraron cambios significativos en la pendiente del frente de playa.

Los perfiles completos, extendidos hacia mar, presentan formas cóncavas con un descenso uniforme en la curvatura de los mismos con la distancia hacia mar (Figuras 3.4D, 3.4E y 3.4F). El sector sumergido de los perfiles se caracteriza por la ausencia de barras

sumergidas, suaves pendientes, y forma cóncava (Tabla 3.1). La variabilidad de esta zona del perfil se limitó a la zona cercana al escalón de playa, o punto de inflexión del perfil, que separa la zona intermareal de la submareal (Figura 1.3, pág. 11). Los cambios detectados en dicho sector conllevan la profundización del escalón de playa y la redistribución de arena, a modo de cuña, próxima al mismo.

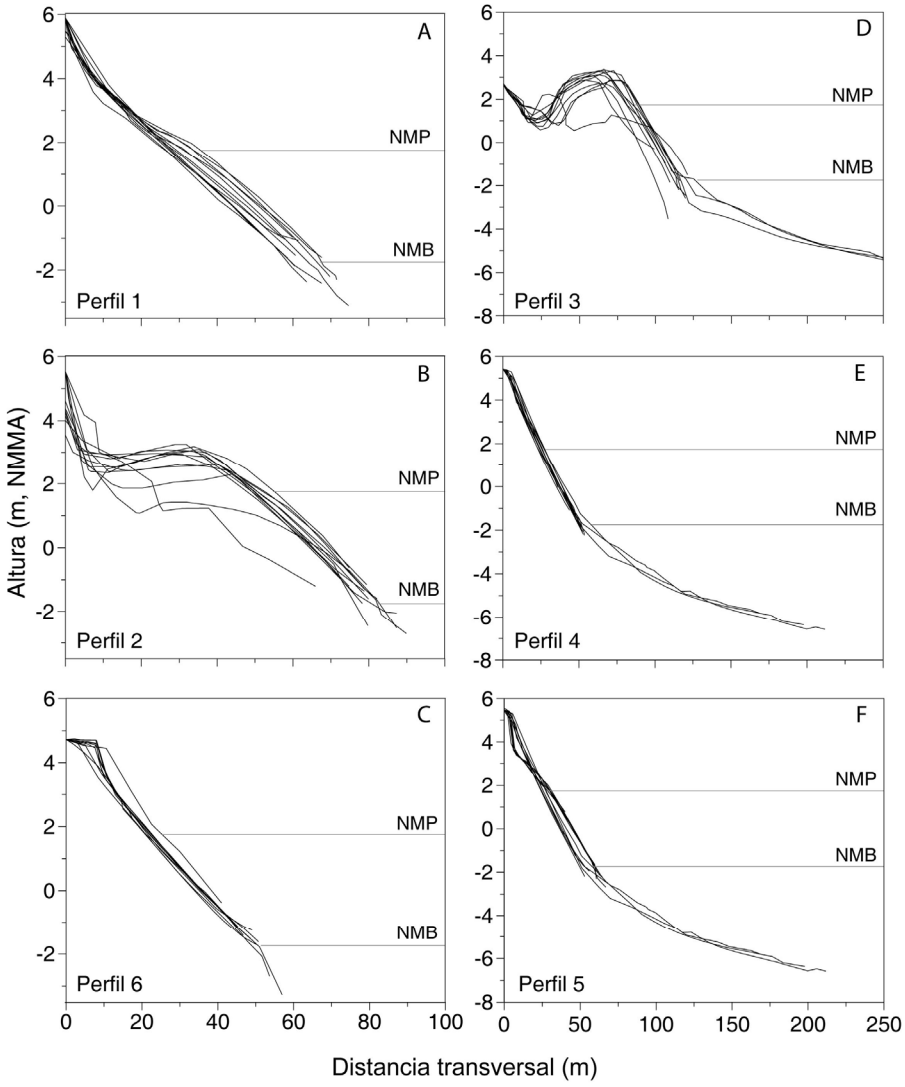


Figura 3.4. Perfiles medidos en la playa de Rodas donde se pueden observar los cambios morfológicos registrados a lo largo del período de estudio. Para los perfiles 3, 4 y 5 se incluye además la región sumergida de los mismos. NMP, nivel de agua máximo en pleamar. NMB, nivel del agua en bajamares máximas.

3.3.3 Caracterización paramétrica de la playa

De acuerdo con la morfología promedio y los valores medios de pendiente de playa, los perfiles medidos se incluyen en el rango de valores utilizado por Wright y Short (1984) para describir las playas reflectivas (pendiente del frente de playa > 4°, pendiente del sector sumergido entre 0.57° y 1.14°). Esta primera evaluación del estado morfológico de la playa se confirma con los resultados obtenidos a partir de la parametrización de la playa utilizando Ω. Los resultados indican que la playa solamente muestra un estado morfológico, puesto que todos los valores de Ω entran dentro del rango reflectivo, independientemente de las condiciones hidrodinámicas (Tabla 3.2). Coincidiendo con épocas de tormenta, los valores de Ω aumentan ligeramente, sugiriendo un cambio hacia condiciones intermedias. Resultado apoyado con los valores de ε para las mismas condiciones, según los cuales el frente de playa muestra características propias del morfotipo intermedio, con rompiente caracterizada por oleaje de colapso o *collapsing*. Por otra parte, la playa presenta una naturaleza reflectiva prevalente durante el resto de campañas, con rompiente caracterizada por oleaje de tipo ondulada o *surging* (Tabla 3.2). Por último, de acuerdo con los resultados obtenidos del parámetro RTR, la zona intermareal de la playa se clasificaría como un ambiente de sedimentación dominado por la marea y los procesos de *shoaling*. Bajo condiciones de tormenta, la playa se clasificaría como dominada por el oleaje y por tanto por los procesos de derrame o *swash* (Tabla 3.2). Ambos parámetros, RTR y Ω, son utilizados para clasificar la playa de Rodas de acuerdo con el modelo conceptual de Masselink y Short (1993), dicha clasificación es apoyada también con los resultados obtenidos para ε. Para finalizar, la playa se incluye en el grupo de playas reflectivas, aunque debido a los altos valores obtenidos para RTR se clasificaría como terraza de marea baja sin la presencia de canales de resaca o *low tide terrace without rips* (Figura 1.4). La playa presentó morfología reflectiva incluso durante los muestreos que coincidieron con temporales, aunque presentó un ligero cambio a condiciones intermedias.

3.3.4 Cambios volumétricos

3.3.4.1 Sector Norte

En este sector, representado por el perfil 1, solamente se pudieron observar cambios volumétricos bajos (Figura 3.5). Los aumentos significativos de volumen se detectaron tras procesos de apertura del canal de desagüe del *lagoon* (marzo del 2001, enero del 2003). La acumulación sedimentaria se concentró a lo largo de la zona intermareal del perfil,

concretamente en la zona media del mismo, donde se registraron los valores máximos de acumulación, en torno a 40 m desde el punto de inicio (Figure 3.6). Tras los procesos de apertura del canal la zona supramareal del perfil se erosionó, ya que se inundó coincidiendo con mareas vivas y temporales. Bajo condiciones de bonanza, tras la rotura de la barrera y apertura del canal, la erosión se concentró en el frente de playa, especialmente en la zona baja del mismo.

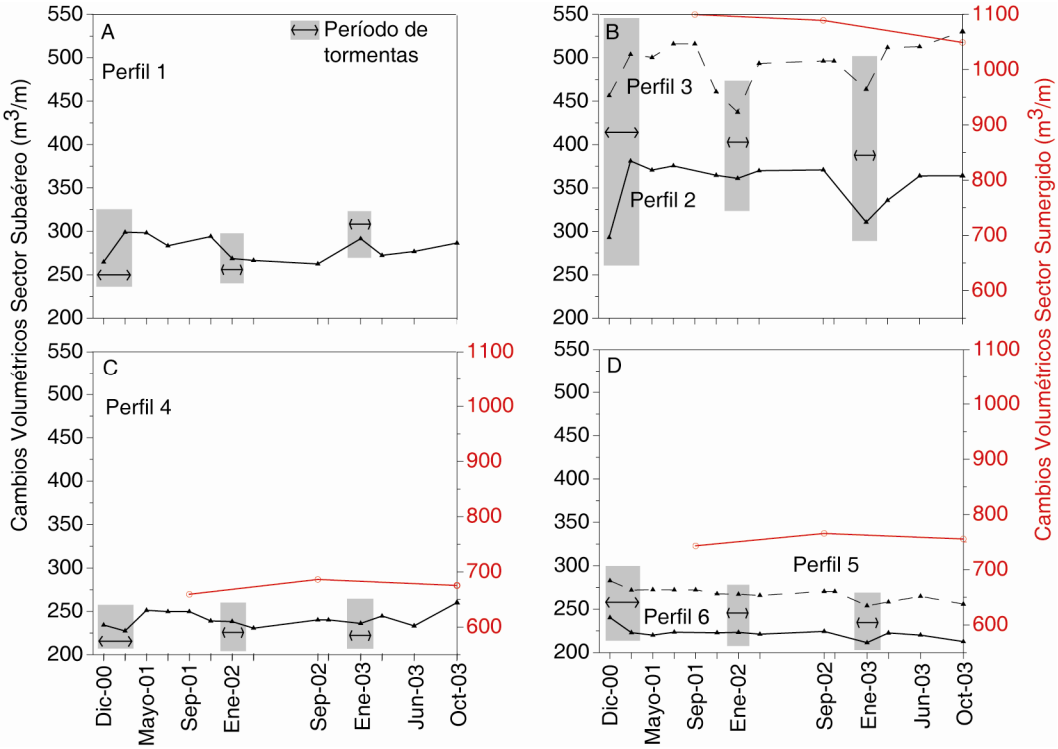


Figura 3.5. A) Cambios volumétricos correspondientes al perfil 1. B) Cambios volumétricos de los perfiles 2 y 3 emergidos (líneas negras), y zona sumergida del perfil 3 (línea roja). C) Cambios volumétricos del sector emergido del perfil 4 (en negro), y zona sumergida (línea roja). D) Cambios volumétricos de los perfiles 5 y 6 emergidos (línea negra), y sector sumergido del perfil 5 (línea roja).

3.3.4.2 Sector del Canal

Los perfiles 2 y 3 sufrieron los mayores cambios volumétricos registrados a lo largo de la playa (Figura 3.5). Los cambios volumétricos detectados en ambos perfiles se asociaron a los procesos de apertura del canal durante condiciones de alta energía, los cuales afectaron a la totalidad del sector en diciembre del 2000 y enero del 2003, mientras que solamente

afectaron al perfil 3 en enero del 2002. La apertura del canal se produce debido a un aumento del nivel del agua dentro del *lagoon*, inducido por condiciones de temporal y mareas vivas, lo que provoca la rotura de la barrera de arena.

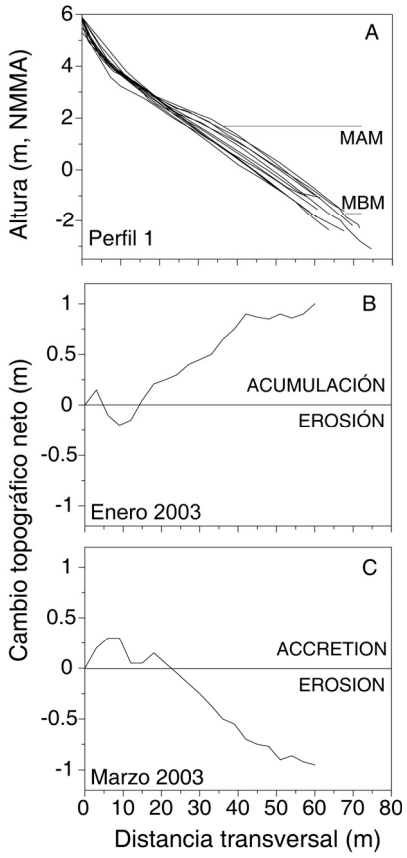


Figura 3.6. A) Variabilidad del perfil 1 desde diciembre de 2000 a octubre de 2003, B) cambio topográfico neto bajo condiciones de erosión entre septiembre de 2002 a enero de 2003, y C) cambio neto bajo condiciones de acumulación entre enero de 2002 y marzo de 2003.

El canal presenta diferentes estadios de evolución. En primer lugar, el canal se desarrolla perpendicular a la línea de costa, cortando y erosionando el perfil 3 (Figura 3.7A), durante esta primera etapa evolutiva el perfil 2 no sufre erosión. El canal migra durante sus posteriores etapas evolutivas hacia el norte, erosionando el perfil 2 (diciembre del 2000, y enero del 2003). La arena erosionada en el supramareal e intermareal de estos perfiles es transportada por el canal hacia el sector sumergido cercano, donde sedimenta en forma de un banco arenoso de reflujo embrionario o *embryonic ebb shoal* (Figura 3.7A). El retorno del perfil a la condiciones previas al temporal ocurre bajo condiciones de bonanza (Figura 3.7B), asociado a la acumulación de arena en la zona supramareal y frente de playa, así como por el crecimiento de una berma en la zona alta del intermareal, o nivel de pleamar en el perfil. Durante la recuperación de este sector de la barrera se observó el rebase de la barrera en dicha zona por el derrame o *swash*, favoreciendo el crecimiento de la berma por acreción en la vertical y la acumulación de arena en la zona supramareal.

El perfil 3 registró cambios significativos para todos los muestreos. Por el contrario, el perfil 2 solamente sufrió cambios significativos coincidiendo con los procesos de apertura y cierre del canal, en diciembre del 2000 y enero del 2003 (Figura 3.5). De ambos perfiles solamente el perfil 2 mostró correlaciones positivas entre la variación de la pendiente del frente de playa y las variaciones volumétricas.

De acuerdo con los registros batimétricos del perfil 3, mostrados hasta 6 m de profundidad (Figura 3.4D), este sector no ha sufrido variaciones volumétricas significativas durante el período de estudio para las distintas campañas (septiembre 2001, octubre 2002 y octubre 2003). La zona sumergida del perfil 3 sufrió una ligera tendencia erosiva (Figura 3.5B), que contrasta con la tendencia acumulativa detectada en la zona subaérea del sector. En la zona sumergida interna se detectó una ligera profundización o erosión coincidiendo con la acumulación de sedimento en la berma y supramareal de la playa.

3.3.4.3 Sector Central

El perfil 4 experimentó cambios volumétricos bajos, con erosión en invierno y acumulación en verano (Figure 3.5). La duna desarrollada en este sector es rebasada durante eventos de máximo *run-up* (marzo del 2001, enero del 2002 y 2003). Debido a esta sobreelevación del nivel medio del mar, se forma una berma en la parte alta del perfil, la cual permanece como un elemento relicto.

Los cambios volumétricos no se correlacionaron con la pendiente de la playa, ya que el frente de playa muestra un retroceso paralelo en relación a los procesos erosivos. Los cambios volumétricos, incluidos aquellos asociados a la zona sumergida de la playa, no fueron significativos. A pesar de ello, la acumulación en el sector subaéreo se pudo relacionar con erosión en la zona sumergida de la playa, mientras que la erosión de la zona subaérea se asoció con la acumulación de sedimento en la zona cercana al escalón de playa (Figura 3.8).

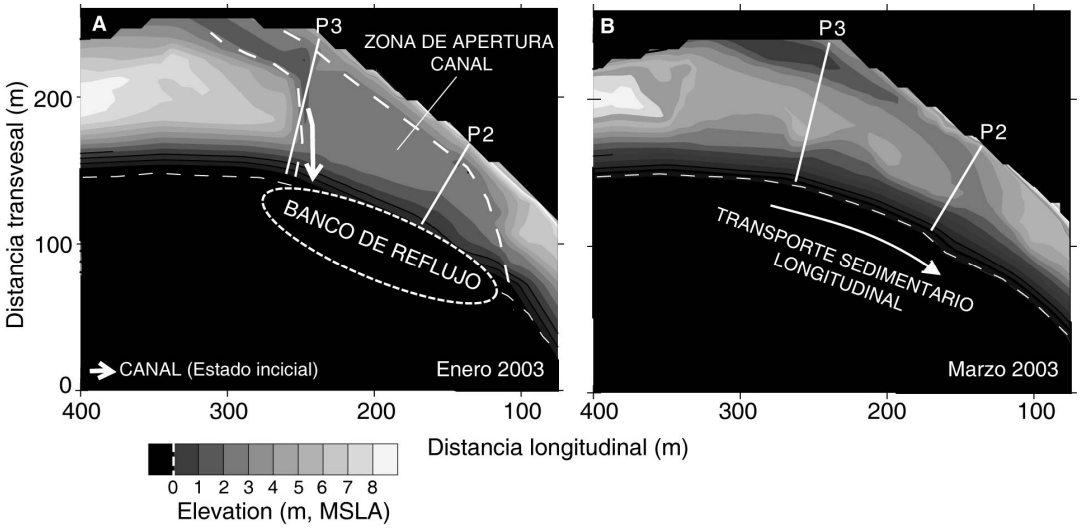


Figura 3.7. Evolución del Sector del Canal de la barrera de arena en enero de 2003 A) y marzo de 2003 B).

3.3.4.4 Sector Sur

En este sector solamente se detectaron cambios volumétricos significativos coincidiendo con condiciones altamente energéticas de temporal y mareas vivas (marzo del 2001 y enero del 2003). Dichos cambios se asociaron a la erosión de la parte alta del frente de playa y desarrollo del escarpe erosivo en la base de la duna correspondiente al perfil 5, mientras que en el caso del perfil 6 se observó el retroceso paralelo del frente de playa. Como consecuencia, la zona subaérea de este sector mostró una ligera tendencia erosiva durante el período de estudio.

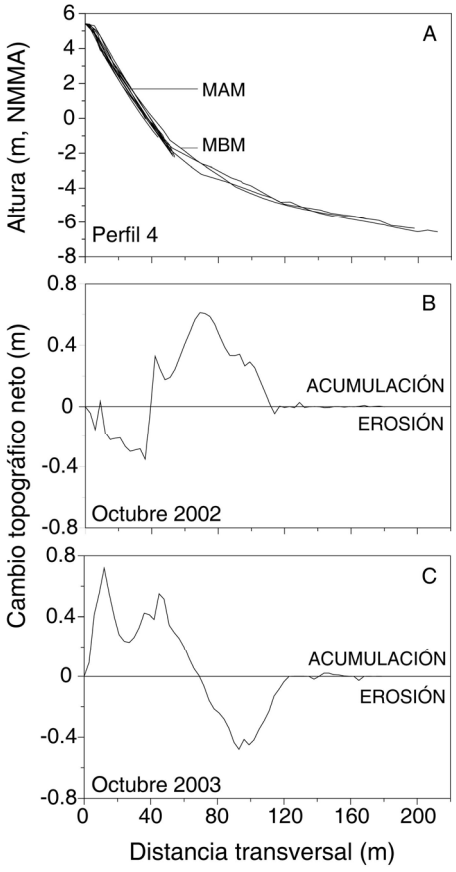


Figura 3.8. A) Variabilidad del perfil 4 desde diciembre de 2000 y octubre de 2003, B) cambios topográficos netos a la largo del perfil bajo condiciones de erosión desde septiembre de 2001 a octubre de 2002, y C) cambios netos a lo largo del perfil bajo condiciones de acumulación desde octubre 2002 a octubre de 2003.

Los cambios volumétricos detectados en el perfil 5, incluyendo el sector sumergido, resultaron no significativos. La acumulación en la zona alta del frente de playa coincidió con una ligera erosión en la zona baja del mismo y en el sector sumergido interno. La zona sumergida registró una ligera tendencia acumulativa que contrastó con la erosiva detectada en la zona subaérea del perfil (Figura 3.5D).

3.3.5 Formas rítmicas

A lo largo de la playa se observaron formas rítmicas o cúspides, cóncavas hacia mar y con longitudes de onda variables. El primer grupo de estos elementos se observó en el Sector del Canal tras los períodos de tormenta que provocaron la rotura de la barrera (marzo del 2001, enero del 2003, Figura 3.9). Estos elementos presentaron longitudes de onda de alrededor de 30 m y se localizaron en la zona de pleamar, coincidiendo con el límite en altura del alcance del derrame o *swash*, y permanecieron tres meses tras el cierre del canal, tras lo que fueron reemplazados por una berma bien desarrollada. Guza e Inman (1975) denominaron cúspides de derrame o *swash cusps*

a aquellas formas rítmicas que presentaban longitudes de onda similares a las observadas en la zona de estudio. Éstas se asocian a procesos de acumulación en playas (Short, 1979).

El segundo grupo de cúspides se observó en el Sector Sur extendiéndose 400 m a lo largo de la playa. Este grupo presentó longitudes de onda de alrededor de 60 m, desarrolladas en la zona de transición duna/playa. Las depresiones de las formas rítmicas se asociaron a la presencia de escarpes erosivos en la base de la duna, mientras que las cúspides se asociaron a sectores donde los escarpes estaban poco desarrollados o incluso ausentes. Dichos elementos conservaron su posición a lo largo del período de estudio, aunque con el paso del tiempo esta morfología se hizo más marcada. Esto se relacionó con la constante erosión y retroceso de los escarpes erosivos observado durante las campañas de marzo de 2001 y enero de 2003. Estas formas rítmicas se asocian a elementos resultantes de la erosión conocidas como cúspides erosivas o de tormenta (Short, 1979).

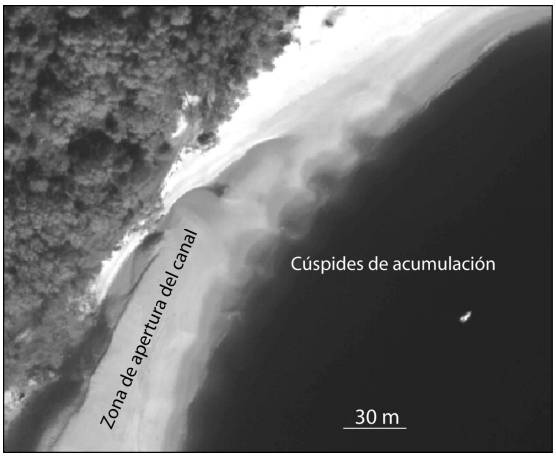


Figura 3.9. Detalle de las cúspides de playa de acumulación desarrolladas en el Sector del Canal tras la rotura de la barrera cuando ésta se recupera bajo condiciones de bonanza en enero de 2003.

3.4 Discusión

3.4.1 Morfodinámica de la playa de Rodas

La playa de Rodas se clasifica como un ambiente de baja energía de acuerdo con el criterio propuesto por Tanner (1960) y Hegge et al. (1996), quienes clasificaron la energía del oleaje como baja cuando su altura significante es inferior a 1 m.

La aparición de cambios significativos en la zona de estudio parece estar relacionada con la incidencia de oleaje de viento, o *sea,* sobreimpuesto al oleaje de mar de fondo, o *swell* dominante durante invierno. La erosión del frente de playa ocurre bajo condiciones de alta energía y oleaje de viento. Este tipo de oleaje tiene una fuerte pendiente (relación entre altura y longitud de onda) y suele provocar el transporte de sedimento hacia mar erosionando la playa (Sallenger et al., 1985). Este comportamiento sugiere el control por parte del oleaje de viento de la morfodinámica de la playa. La recuperación de la playa tras su erosión se detecta coincidiendo con un claro dominio de las condiciones de bonanza, en verano.

A pesar de la alta estabilidad morfológica detectada en la playa de Rodas, se detectaron importantes diferencias longitudinales. Los Sectores Norte y del Canal se encuentran protegidos de la entrada del mar de fondo, aunque el Sector del Canal está expuesto al oleaje de viento procedente del suroeste. En este sentido, es importante enfatizar el diferente comportamiento mostrado por este último sector con respecto al resto de la playa. El Sector del Canal fue el más dinámico debido al control ejercido por los procesos de apertura y cierre del canal efímero sobre el mismo. Los perfiles 2 y 3 localizados en dicho sector, mostraron una importante variabilidad transversal, lo que pone de manifiesto la importancia del transporte de sedimento transversal durante las etapas de acumulación y erosión de la playa. A pesar de esto último, se sugiere también la existencia de una ligera corriente longitudinal a la playa y dirigida hacia el norte, cuya influencia se refleja en el transporte de sedimento hacia el Sector Norte. El efecto de dicha corriente se observa en el comportamiento del perfil 1, el cual muestra un retroceso o avance paralelo del frente de playa coincidiendo con momentos de erosión o acumulación en el mismo (Figura 3.6). La forma de los cambios topográficos observados en el perfil 1, abierto hacia la parte baja del perfil medido, sugiere que los procesos de acumulación o erosión afectan simultáneamente al perfil completo; es decir, que no existe una transferencia de sedimento entre las diferentes partes del mismo (Figura 3.6). Este comportamiento sugiere además un claro dominio del transporte longitudinal en este sector de acuerdo con el modelo propuesto por Nordstrom y Jackson (1992). Por otra parte, esta respuesta se asoció a los procesos de apertura y cierre del canal efímero.

Durante el período de muestreo no se registraron cambios volumétricos significativos a lo largo de los perfiles 3, 4 y 5, incluyendo la zona sumergida hasta 6 m de profundidad, lo que sugiere una leve o no significativa componente de transporte longitudinal. Los cambios morfológicos detectados en la zona subaérea del perfil están compensados con aquellos detectados en la zona sumergida (Figura 3.7). Este comportamiento indica la importancia de las corrientes transversales sobre el transporte de sedimentos en la zona donde existe un

intercambio o transferencia de sedimentos, entre la zona sumergida interna y la subaérea. Por otra parte, estos resultados están apoyados por aquellos obtenidos de la medición de corrientes *in situ* en octubre de 2003, de acuerdo con los cuales las corrientes transversales dominan claramente sobre las longitudinales a pesar de su reducida magnitud.

Los cambios morfológicos observados a lo largo de la playa de Rodas indican que su morfología permanece inalterada a pesar de la existencia de cambios en las condiciones hidrodinámicas. En este sentido, Hughes y Cowell (1987) detectaron un comportamiento particular en playas reflectivas, donde los perfiles de fuertes pendientes se mantuvieron bajo unas condiciones determinadas durante la erosión de los mismos. Los mismos autores detectaron un incremento en la altura del escalón de playa, asociado a un aumento en la magnitud del oleaje, de manera que la playa pudiera mantener un perfil reflectivo. El mecanismo de respuesta de la playa de Rodas consiste también en un aumento en la altura del escalón de playa junto con un retroceso paralelo del frente de playa bajo condiciones de tormenta. Los cambios observados en el intermareal de la playa se relacionaron además con la sedimentación uniforme de material en la zona sumergida interna del perfil

3.4.2 Clasificación de la playa de Rodas

De acuerdo con la clasificación propuesta por Hegge et al. (1996) para playas protegidas, la playa de Rodas puede ser considerada morfológicamente como una playa cóncava de baja energía. Este morfotipo se caracteriza por presentar un perfil cóncavo con una zona intermareal en pendiente, una zona sumergida prácticamente plana y, un escalón de playa de dimensiones reducidas. Las playas de baja energía descritas por Hegge et al. (1996) o Makaske y Augustinus (1998) presentan elementos típicos de playas reflectivas, tales como escalón de playa o cúspides de playa, descritos por Short (1979), los cuales se identificaron también en la playa de Rodas.

En la playa objeto de estudio se detectó la transferencia de sedimento entre las zonas intermareal y sumergida interna de la playa. Estudios llevados a cabo en diferentes playas de baja energía han puesto de manifiesto la morfología y dinámica específicas de este tipo de playas en ambientes estuarinos y protegidos (Nordstrom y Jackson, 1994; Makaske y Augustinus, 1998; Goodfellow y Stephenson, 2005). El intercambio de sedimento en ellas suele restringirse a la zona comprendida entre el límite superior de la batida en pleamar y, la zona de cambio de pendiente o base del frente de playa. El comportamiento de la playa de Rodas es típico de una playa de baja energía situada en zonas protegidas, tal y como apuntaban Jackson

et al. (2002). Además, la playa presenta la morfología típica de una playa de arena reflectiva de acuerdo con el criterio propuesto por Short (1979). Estas playas se encuentran al final de la gama de posibles tipos en cuanto a morfologías de playa, y en concreto se asocian a ambientes de baja energía (Short, 1999). El dominio de este morfotipo sobre la morfología de la playa de Rodas se relaciona con su situación geográfica por encontrarse; en una costa en bahía, en la vertiente sotavento de una isla y, protegida de la acción directa del oleaje de mar de fondo procedente del océano abierto. Esto sugiere que la energía que alcanza la playa no es suficiente para inducir cambios significativos en el estado morfológico de la misma, ya que solamente se registra un ligero cambio hacia condiciones intermedias bajo condiciones de tormenta. Teniendo en cuenta lo expuesto hasta el momento, la playa de Rodas se situaría en el extremo final de la clasificación de playas reflectivas propuesto por Short (1999).

El dominio del morfotipo reflectivo, independientemente de las condiciones hidrodinámicas, contrasta con la morfología esperada de acuerdo con el modelo conceptual propuesto por Masselink y Short (1993). Los valores obtenidos en la mayor parte de las campañas para el parámetro RTR en la playa de Rodas alcanzan valores mayores que 15 (Tabla 3.2). Estos resultados indican un predominio de la marea sobre el régimen modal de oleaje. A pesar de ello, las mareas no modifican la morfología de la playa, de hecho no se ha encontrado ninguno de los elementos típicos de ambientes controlados por la marea numerados por Short (2003) tales como la terraza de marea baja, o barras y surcos en marea baja. Rodas es una playa controlada por el oleaje con un alto rango mareal, el cual puede superar los 4 m (Puertos del Estado, 2005), aunque éste no genera la energía suficiente para modificar la playa. De hecho, del análisis del espectro de oleaje (sección 3.3.1.2) se deduce que la energía que llega a la playa en el rango de frecuencias transmareales es no significativa. Esto indica que la playa se encuentra protegida también de la acción de las corrientes mareales.

Masselink y Short (1993) señalaron la aparición de problemas al intentar clasificar playas de baja energía aplicando su modelo. Los problemas se deben a que el modelo clasifica como playas de terraza de marea baja o *low tide terrace*, aquellas playas de baja energía pero con rangos mareales altos. Aunque esta clasificación resulta válida en playas estuarinas (Nordstrom, 1992; Jackson et al., 2002; Goodfellow y Stephenson, 2005), no puede ser aplicada al caso concreto de la playa de Rodas. Los mismos autores señalan la importancia de la energía absoluta del oleaje, debido a la existencia de umbrales energéticos. Por debajo de estos valores umbral de energía, no se detectan cambios en las playas de baja energía. En el caso concreto de Rodas, el valor umbral para H_b, a partir del cual se detectan pequeños

cambios es H_b > 0.3 m (Tabla 3.2, Figura 3.5). Por otra parte, el valor umbral que predice la morfología de la playa de acuerdo con el modelo de Masselink y Short (1993), y a partir del cual se detectan cambios significativos, es H_b > 0.6 m (Tabla 3.2, Figura 3.5).

Short (1996) señala la importancia de medir el oleaje incidente que determina la morfología de las playas, y no necesariamente asumir que será el oleaje dominante o modal usado por el parámetro RTR el que determine dicha morfología. De acuerdo con esta observación, y con otras expuestas en la sección previa, se podría afirmar que el oleaje dominante no contribuye o controla la morfología de esta playa de baja energía, la cual está solamente controlada por aquel oleaje más energético. En este sentido, la morfología de este tipo de playas representa el resultado de la acción de las tormentas (Nordstrom, 1980; Eliot y Clarke, 1986; Pattiaratchi et al., 1993; Hegge et al., 1996), ya que es heredada de momentos de alta energía asociados a tormentas.

A continuación, se sugiere una modificación del parámetro RTR con el fin de incluir la playa objeto de estudio, y otras de similares características, en el modelo de clasificación. La morfología de la playa de Rodas se encuentra en equilibrio con condiciones de alta energía, lo cual dificulta su inclusión en las clasificaciones de playas tradicionales. El parámetro modificado se denominó rango de marea relativo máximo (*Relative Tide Range Maximum*, RTR_{max}) e incluye el valor máximo de altura de ola en rompiente ($H_{b,max}$), definido como el valor umbral a partir del cual se detectan cambios significativos y se asocia a condiciones de alta energía y temporal:

$$RTR_{max} = \frac{TR}{H_{b,\max}}$$

Dicho parámetro se utilizó para la clasificación de la playa de Rodas utilizando el valor $H_{b,max}$ > 0.6 m, cuyo resultado fue de $RTR_{max} \leq 4.5$. Este resultado proporciona un medio de incluir la playa dentro de la clasificación de forma más apropiada que utilizando el valor modal de H_b. El estado morfodinámico de la playa se clasifica como reflectivo, en el que dominan los procesos de derrame o *swash*, y en el caso concreto de la zona de estudio el oleaje de mayor energía controla la morfología de la playa en lugar del oleaje modal. Este nuevo parámetro permite la inclusión de playas de baja energía, situadas en zonas protegidas, dentro de los modelos de clasificación tradicionales. En este trabajo solamente se comprueba la modificación del modelo con un caso de playa protegida (reflectiva) y por ello la aplicabilidad del mismo no ha sido probada todavía. Se espera que el uso del nuevo parámetro RTR_{max} sea útil para incluir playas protegidas de baja energía en los modelos de clasificación de playas tradicionales. Su

aplicación puede resultar especialmente útil en aquellas playas protegidas del mar de fondo y no afectadas por corrientes mareales.

3.5 Conclusiones

La playa de Rodas es una playa mesomareal protegida de baja energía que presenta una morfología heredada de condiciones de alta energía o temporal. En ella se detectaron diferencias morfológicas, así como diferentes tendencias volumétricas y patrones de transporte de sedimento a lo largo de la playa. El Sector Norte está controlado por el transporte de sedimento debido a la existencia de corrientes longitudinales dirigidas hacia el norte. Esto implica que los cambios volumétricos en el perfil se detectan de forma simultánea en toda su extensión (frente de playa y sector sumergido); es decir, cuando se erosiona retrocede todo el perfil. En cuanto al resto de sectores identificados a lo largo de la playa, su morfodinámica está controlada por el transporte transversal de sedimento. Esto implica una transferencia de sedimento entre las diferentes zonas del perfil; cuando la zona subaérea se erosiona, se detecta la transferencia de sedimento hacia la zona sumergida cercana, y viceversa. Los cambios volumétricos se controlaron morfológicamente por medio de ajustes en la altura del escalón de playa. Los cambios morfológicos significativos en la zona de estudio están relacionados con la incidencia de oleaje de viento a la playa, subreimpuesto al oleaje predominante de mar de fondo durante el invierno y coincidiendo con eventos de temporal (H_b > 0.6 m). La recuperación morfológica de la playa se observa en verano, cuando las condiciones de bonanza predominan.

La playa se clasificó de acuerdo con la clasificación propuesta por Hegge et al. (1996) como una playa cóncava de baja energía, y de acuerdo con la clasificación propuesta por Short (1979) como una playa reflectiva, independientemente de las condiciones hidrodinámicas. Cuando se intenta aplicar la clasificación propuesta por Masselink y Short (1993), en la que se incluye el efecto de la marea, surgen ciertos problemas. Éstos se relacionaron con el control que el oleaje energético ejerce sobre la morfología de la playa, el cual provoca que la morfología reflectante permanezca en el tiempo a lo largo de la playa de Rodas. Estas condiciones determinan la morfología de la playa en ambientes de baja energía en lugar de las condiciones hidrodinámicas predominantes. En este sentido, se propone una modificación del parámetro RTR definido por Masselink and Short (1993), de manera que se incluya el efecto del oleaje máximo registrado en la zona ($H_{b,max}$) a partir del cual se detectan cambios morfológicos significativos bajo condiciones de tormenta. El parámetro modificado se denominó rango de

marea relativo máximo (RTR_{max}). Éste resultó útil a la hora de incluir playas de baja energía en los modelos de clasificación tradicionales. RTR_{max} enfatiza la morfología predominante reflectiva de la playa independientemente de las condiciones hidrodinámicas, representando lo observado en el campo.



4

Evolución decadal

Ciclicidad de una barrera de arena transgresiva (Islas Cíes)

En este capítulo se analizan la estructura interna y la evolución histórica en detalle de una barrera de arena adosada, incluyendo también los posibles factores que controlan su morfología y evolución. La evolución histórica se reconstruyó utilizando fotografías aéreas, abarcando el período entre 1956 y 2003. Se realizó una toma de datos geofísicos en detalle mediante georadar (*Ground Penetrating Radar*, GPR), los cuales se analizaron posteriormente junto con las fotografías aéreas, con el objetivo de realizar una reconstrucción de la evolución reciente de la barrera de arena de Cíes. Los registros de GPR muestran la arquitectura interna de la barrera, la cual consta de dos facies principales: (i) depósitos de desborde o *washover* asociados al retroceso de la barrera hacia tierra y su crecimiento en la vertical o agradación y, (ii) los depósitos de playa asociados a la progradación de la barrera hacia mar. La reconstrucción de la secuencia estratigráfica, sugiere la existencia de dos periodos erosivos seguidos de un periodo de acumulación en la historia reciente de la barrera (últimos 50 años). La erosión a lo largo de la barrera queda registrada por la presencia de dos superficies de discontinuidad erosivas bien definidas. El registro estratigráfico del período de recuperación, o acumulación, depende del nivel de impacto causado por la etapa erosiva, la cual está controlada a su vez por la presencia de canales efímeros a lo largo de la barrera. Este comportamiento alternante implica una trayectoria de la línea de costa discontinua, a pesar de existir un retroceso neto. Esta tendencia coincide con la de ascenso del nivel del mar regional, aunque parece intensificada localmente debido a la interacción entre la escasez de sedimento y el régimen de tormentas. El retroceso de la barrera hacia tierra se debe a la transferencia de sedimento en esa dirección, asociada a la formación de depósitos de *washover* y canales efímeros cortando la barrera. Ambos procesos permiten la conservación del volumen de sedimento de la misma, debido a un ciclo continuo de construcción y destrucción. Los resultados mostrados en este capítulo aportan información acerca de la estructura interna y tendencias evolutivas de las barreras de arena transgresivas.

Los resultados presentados en este capítulo han sido aceptados para su publicación en Costas, S., Alejo, I., Rial, F., Lorenzo, H., y Nombela, M.A., en prensa. Cyclical evolution of a modern transgressive sand barrier in NW-Spain elucidated by GPR and aerial photo. *Journal of Sedimentary Research*.

4.1 Introducción

Las barreras de arena son ambientes sedimentarios litorales dinámicos por encontrarse sometidos de forma constante a la acción directa del oleaje, el viento y las variaciones del nivel medio del mar, factores responsables, por otra parte, de su existencia y de su constantes cambios morfológicos. Las barreras pueden clasificarse en función de su estado evolutivo en barreras progradantes, transgresivas y agradantes. Las barreras transgresivas se asocian al retroceso de la costa, y están controladas por procesos de desborde u *overwash,* relacionados con eventos de tormenta, y con la migración de canales mareales (Roy et al., 1994). Por el contrario, las barreras progradantes y agradantes se asocian a momentos de estabilización de la costa con abundante aporte de sedimento. Las barreras con exceso de sedimento avanzan hacia mar o progradan, mientras que aquellas en las que el aporte sedimentario y el espacio de acomodación se encuentran el equilibrio, agradan o crecen en la vertical (Roy et al., 1994).

Orford et al. (2002) definen la arquitectura de una barrera de arena, como la disposición geométrica y morfológica de las superficies de las facies sedimentarias. El que las facies se preserven en el registro sedimentario depende del tipo de barrera de que se trate; las facies progradantes y elementos relacionados con tormentas no suelen preservarse en barreras transgresivas, donde las facies están controladas por la acción de los temporales que provocan el transporte de arena tanto hacia tierra, a través de los procesos de desborde, como hacia mar por erosión de la playa (Orford et al., 2002; Dougherty et al., 2004). El análisis de la estratigrafía de depósitos litorales, indica que las tormentas pueden tener una importante influencia en la formación de *sets* durante la progradación de las barreras (Neal et al., 2002a; Orford et al., 2002; Dougherty et al., 2004), los cuales pueden estar separados de forma regular en el tiempo (Tanner 1995; Curray 1996). Por otra parte, las tormentas juegan también un importante papel en el retroceso de la línea de costa, ya que la transgresión marina suele ocurrir de forma discontinua tanto temporal como espacialmente (Forbes et al., 2004). En este sentido, Zhang et al. (2004) descartan a las tormentas como las responsables del retroceso de la línea de costa, ya que de acuerdo con diferentes observaciones de los mismos autores los sistemas tienden a recuperarse tras el paso de las mismas. Las tormentas son las responsables últimas de inducir la acomodación del perfil de playa a mayores alturas de agua, ya que el ascenso del nivel del mar no tiene la energía suficiente para provocar el transporte de arena y el retroceso de la línea de costa (Leatherman y Douglas, 2003).

A pesar de que existe abundante bibliografía referente a la evolución rítmica de los depósitos progradantes costeros, existen pocos trabajos que estudien la arquitectura de sistemas transgresivos, los cuales tienen una baja probabilidad de preservación y por lo tanto un registro limitado. Generalmente, se asume que tras el retroceso de la línea de costa, debido a una fuerte erosión, existe un avance de la misma, el cual depende también del aporte sedimentario local. En este sentido, los cambios a largo plazo en el flujo de sedimento pueden también determinar los ciclos de erosión y recuperación de los sistemas sedimentarios litorales (Orford et al., 1997; Cooper et al., 1995).

La barrera de arena de Cíes ofrece una oportunidad única para estudiar la arquitectura de una barrera de arena joven transgresiva en un contexto de ascenso relativo del nivel del mar, e investigar la evolución cíclica de la línea de costa. El objetivo específico de este capítulo es establecer un modelo conceptual que ilustre la evolución reciente de la barrera transgresiva de Cíes, a partir de información acerca de su estructura interna y evolución histórica. La información obtenida a partir de métodos geofísicos someros mediante un sistema de GPR (*Ground penetrating radar*), con antenas de diferentes frecuencias (100, 250, 500-MHz), se utilizó para definir la estructura interna y arquitectura de la barrera y, para determinar los principales procesos que controlan la sedimentación en la barrera. Estos datos se completaron con la información obtenida a partir del análisis de fotografías aéreas, en las que se estudiaron las tendencias históricas para los últimos 50 años. Se realizó también una interpretación de las facies de radar identificadas, así como de las principales superficies de contacto, las cuales aportan información acerca de los cambios morfológicos recientes en la zona de estudio. Por último, se consideraron los factores tanto globales como locales que controlaron la sedimentación.

4.2 Métodos

4.2.1 Análisis de la arquitectura de la barrera de arena

El georadar o *ground penetrating radar* (GPR) es una técnica de teledetección de corto alcance con radar, diseñada para trabajar con antenas de poco peso con el objetivo de conseguir un equipo ligero que pueda ser manejado y portado por una o dos personas. El método se basa en la emisión/recepción de impulsos electromagnéticos de muy corta duración (1-20 ns) en la banda de frecuencias de VHF-UHF (habitualmente en un rango entre 10 MHz y 2 GHz). Cuando mediante una antena emisora se generan dichos impulsos, éstos en su

trayectoria a través del subsuelo, pueden encontrarse con un cambio de sustrato o un cambio en las propiedades electromagnéticas de los medios atravesados, lo que provoca que parte de la energía sea reflejada de vuelta, mientras el resto continúa su camino. Disponiendo de una

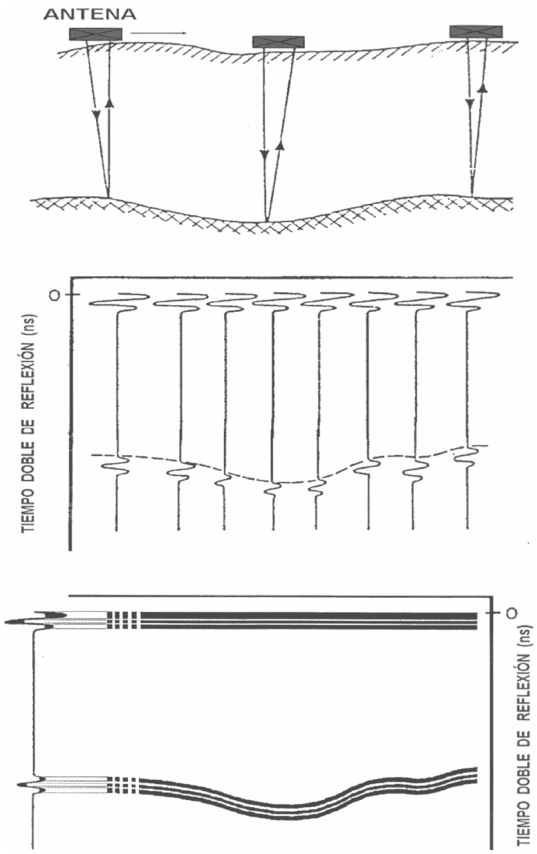


Figura 4.1. Forma en la que se genera un radargrama durante el proceso de adquisición de datos con georadar.

antena receptora en la superficie es posible detectar estas reflexiones, y con ellas generar una serie de registros espacio-tiempo de similares características a los registros clásicos de sísmica de reflexión. Al desplazar las antenas sobre la superficie se registra el conjunto de reflexiones producidas, con lo que se obtiene una imagen de la secuencia de reflexiones bajo la línea de desplazamiento de la antena, tal y como se muestra en la Figura 4.1.

La estratificación interna de la barrera de arena se estudió utilizando un sistema RAMAC GPR operando con antenas no apantalladas de 100-MHz (de frecuencia central) y antenas apantalladas de 250-MHz y 500-MHz. El georadar o GPR es una herramienta muy poderosa para la obtención de información de ambientes sedimentarios (Harari, 1996; Van Dam

y Schlager, 2000; Bristow y Jol, 2003), donde se ha visto que además aporta valiosa información tridimensional acerca de la arquitectura sedimentaria (Best et al., 2003), y en los estudios de barreras litorales (Buynevich y Fitzgerald, 2003; Moore et al., 2004).

Las pruebas iniciales, realizadas con todas las antenas, indicaron que la más adecuada era la de 500-MHz, ya que proporcionó una buena resolución vertical con suficiente penetración para alcanzar el nivel freático a una profundidad máxima de 5 m en la parte alta de la barrera. Las antenas de menor frecuencia mostraron una mayor penetración, aunque la señal del radar se atenuó en su mayor parte por debajo del nivel freático. En el caso de los perfiles obtenidos con la antena de 500 MHz, se realizó una toma de datos continua a lo largo de los perfiles escogidos (1 traza/cm), mediante el uso de un podómetro implementado en una rueda taquimétrica. Se midieron un total de nueve perfiles transversales a la barrera, espaciados 100 m a lo largo de la misma. Los perfiles se midieron desde el frente de playa hasta el sector intermareal del *lagoon* en junio de 2004. Adicionalmente, se midió un perfil a lo largo de la barrera de arena siguiendo la cresta de la duna de norte a sur, de manera que se obtuvieron un total de 1.5 km de registros de reflexión (Figura 4.2). El levantamiento topográfico de todos los perfiles de GPR se llevó a cabo utilizando una Estación Total. Los datos topográficos se referenciaron respecto al nivel medio del mar local (MSL) situado 0.66 m por encima del Nivel Medio del Mar en Alicante, o 2.06 m por encima del cero hidrográfico local (CHL), y se utilizaron

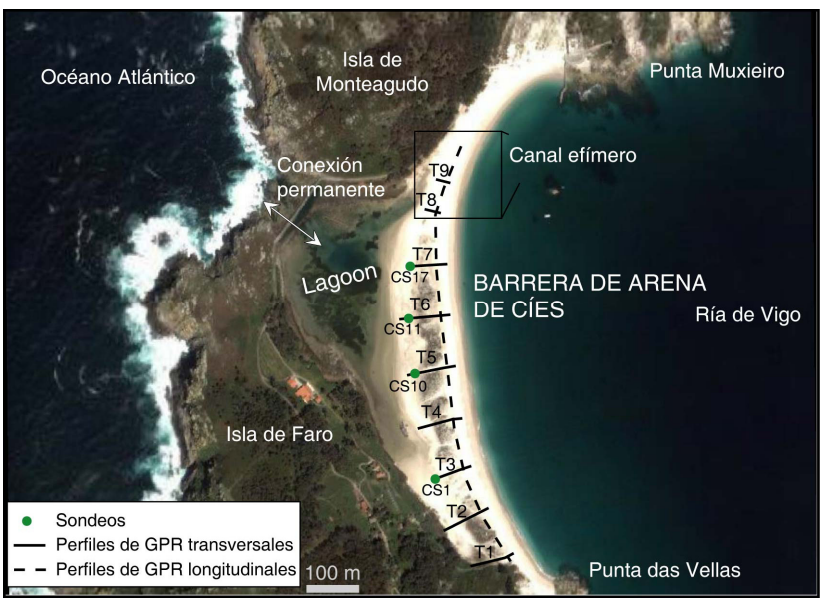


Figura 4.2. Localización de los perfiles de georadar medidos en la barrera de arena junto con los sondeos de succión recogidos.

para realizar las correcciones topográficas de los radargramas.

El procesado de los datos se llevó a cabo utilizando el programa REFLEXW 3.5, siguiendo la secuencia propuesta por Neal (2004): eliminación de la reflexión del suelo, aplicación de ganancias automáticas, correcciones estáticas y migración. La velocidad promedio subsuperficial de la onda de radar se estimó a través de la técnica conocida como *Common Mid-Point* (CMP), descrita por Daniels (2004). La velocidad media calculada fue de 0.124 m/ns, la cual es un valor típico para arenas ligeramente húmedas. El valor de velocidades para arena seca suele estar en torno a 0.15 m/ns (Sensors y Software, 1993). Durante el procesado de los datos se estimó la frecuencia central de retorno para cada perfil de georadar, de acuerdo con Bristow et al. (2000). Los valores de frecuencia variaron entre 320 y 420 MHz, lo que combinado con la velocidad de propagación de la onda de radar, dio una resolución vertical teórica de en torno a 0.10 m.

4.2.2 Marco litológico

Se recogieron cuatro sondeos (con longitudes de entre 2.25 y 0.66 m) utilizando el sondeo de succión TESS-1 (Méndez et al., 2003) con el objeto de apoyar la estratigrafía obtenida a partir de GPR con datos sedimentológicos. Los sondeos se recogieron en la zona trasera de la barrera, coincidiendo con el extremo final de varios transectos de GPR (Figura 4.2). Los sondeos se muestrearon para realizar análisis granulométricos por tamizaje en seco cada 0.5 *phi*. Las distribuciones granulométricas se analizaron utilizando el programa para el cálculo de los parámetros granulométricos desarrollado por Blott y Pye (2001), y se describieron utilizando la terminología propuesta por Folk y Ward (1957). Los resultados revelan que el sedimento está compuesto de una mezcla de granos de cuarzo maduros texturalmente y bioclastos. La última componente presenta distribuciones de tamaño de grano variables debido a su carácter inmaduro. No se encontraron diferencias significativas entre los sondeos recogidos debido a la alta homogeneidad de los sedimentos de la barrera de arena. Los sondeos CS1 (2.25 m, Figura 4.3) y CS10 (1.17 m) mostraron distribuciones granodecrecientes hacia techo, y un aumento en profundidad de la proporción de bioclastos. Por otra parte, se identificaron individuos típicos de las comunidades bentónicas del sector submareal de la playa a partir de los bioclastos recuperados en los sondeos (*Lucinoma* sp. o *Solen* sp.). Esto sugiere que dicho material es transportado desde el submareal de la playa durante eventos de tormenta, cuando la elevación del nivel del mar debido a las tormentas, o *storm surge*, rebasa la cresta de la barrera. Adicionalmente, se ha recogido un sondeo de 4 m de profundidad sin recuperación del sedimento con el fin de completar la información litológica en el extremo oeste

final del perfil T6. Esta perforación confirmó que la homogeneidad litológica observada en los sondeos anteriores continua por debajo de la profundidad de penetración del GPR, ya que no se identificaron sedimentos de características diferentes visualmente.

En el sector del frente de playa no fue posible la recuperación y penetración de sedimento con el sondeo de succión por lo que se optó por realizar zanjas someras. Las zanjas revelaron la presencia de nivles ricos en bioclastos asociadas a procesos de lavado o episodios erosivos (Figura 4.4). La presencia de estos niveles, junto con las variaciones granulométricas detectadas en los sondeos debidas a la entrada de bioclastos, explicarían la existencia de reflexiones en el registro de radar. Las presencia de bioclastos es identificada como una fuente común de génesis de reflexiones de radar en sedimentos compuestos de arena o gravas, junto con variaciones en el tamaño de grano, orientación, mineralogía y contenido en materia orgánica (Baker, 1991; Van Dam y Schlager, 2000).

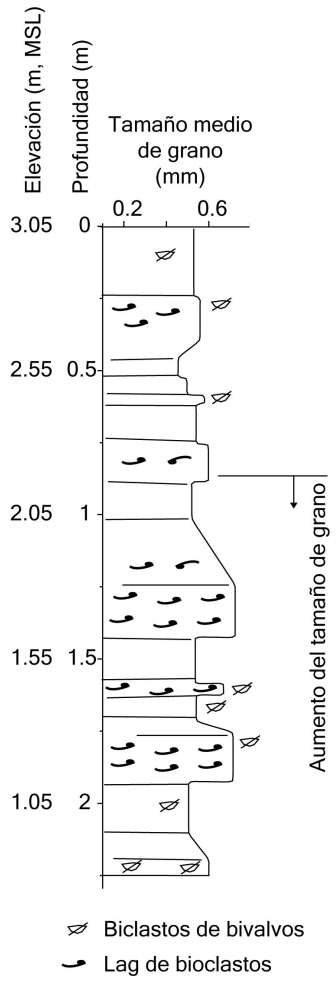


Figura 4.3. Sondeo CS1 recogido en extreme hacia tierra del transecto T3. los análisis de tamaño medio de grano indicant una alta homogeneidad sedimentológica con un ligero aumento del tamaño de grano en profundidad asociado a un aumento en la cantidad de fragmentos de conchas.

4.2.3 Análisis de fotografía aérea

El análisis de la evolución histórica de la barrera de arena, junto con el análisis de la respuesta de la línea de costa, se realizó utilizando fotografías aéreas tomadas en diferentes años: 1956, 1972, 1985, 1989, 1999 y 2003. Las fotografías aéreas se escanearon y posteriormente se georeferenciaron utilizando ErMapper y ERDAS 8.5 para la cuantificación del movimiento de la línea de costa. Durante la georeferenciación de las fotografías se utilizaron entre siete y quince puntos de control, y se calcularon los errores

cuadráticos medios (RMS). Se tomaron como válidos aquellos errores inferiores a 4 m, debido a la baja resolución espacial de los vuelos más antiguos. Para el análisis de la evolución de la línea de costa, se asumió como tal el límite hacia mar de la vegetación dunar, el cual se

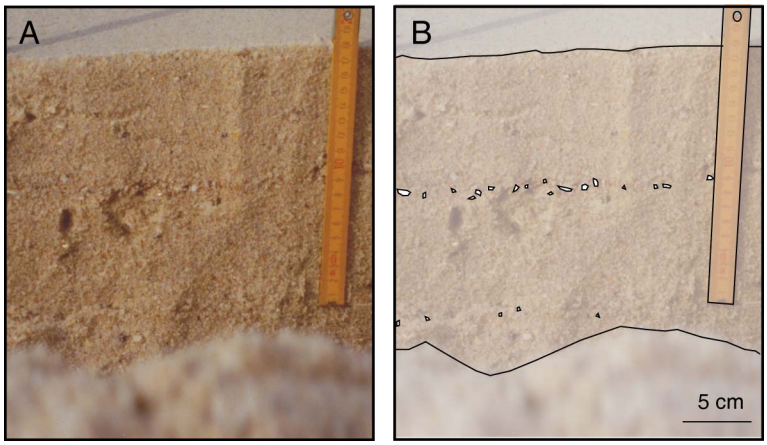


Figura 4.4. A) Zanja realizada en el frente de playa donde se observa la alta homogeneidad textural del sedimento y la presencia de capas ricas en fragmentos de conchas. B) Interpretacion de la zanja.

digitalizó en cada caso utilizando el paquete de GIS ArcView 8. Posteriormente se estudiaron las variaciones de la posiciones de dichas líneas en transectos transversales a la costa, y espaciados 20 m a lo largo de la barrera.

En el análisis de fotografía aérea se identificaron también diferentes tipos de duna (maduras y primarias) en función de las diferencias en la señal de las fotografías aéreas. Los tipos identificados se relacionaron con un tipo de vegetación, de acuerdo con observaciones realizadas en el campo. Las dunas maduras se relacionaron con la presencia de una cobertera vegetal con alta diversidad y densidad poblacional. Mientras que, las dunas primarias se relacionaron con una cobertera vegetal incipiente colonizada principalmente por *Elytrigia juncea*.

4.3 Resultados e interpretación

4.3.1 Facies de radar

Los perfiles de radar se interpretaron de acuerdo con los principios de estratigrafía de radar, basados en estratigrafía sísmica (Beres y Haeni, 1991; Jol y Smith, 1991; Van Heteren et

al., 1998; Bristow et al., 2000). De acuerdo con Mitchum et al. (1977), el análisis de facies incluye la descripción e interpretación geológica de los parámetros de reflexión sísmica, incluyendo su configuración, continuidad, amplitud, frecuencia y velocidad interna. La interpretación, en términos de ambiente de sedimentación y marco geológico, se realiza a partir de la agrupación de estos parámetros en unidades de facies sísmicas cartografiables. La descripción de las facies de radar incluye la configuración de los reflectores internos y su forma externa. Ambos componentes se analizan en este estudio desde una perspectiva bidimensional, en función de secciones transversales y longitudinales. Adicionalmente, se ha realizado una aproximación a la caracterización tridimensional del medio donde los perfiles transversales cruzan el perfil longitudinal. Las unidades limitadas por superficies de discordancia (*Unconformity Bounded Units*, UBU), se identificaron de acuerdo con lo propuesto por Chang (1975), lo que ayudó a cartografiar los diferentes estados evolutivos de la barrera de arena.

4.3.1.1 Facies de radar sigmoidal compleja (RFA)

Esta facies se caracteriza por presentar reflectores de amplitudes altas, ángulos de inclinación altos (de 5.4° a 8.1°) y orientados hacia mar (Figura 4.5), que suelen ser continuos lateralmente, alcanzando 10 m de longitud. Los reflectores muestran configuraciones sigmoidales-oblicuas complejas progradando hacia mar. Las facies muestran formas lenticulares longitudinalmente con superficies de erosión internas. Los reflectores internos se relacionan con la presencia de niveles de bioclastos, tal y como sugieren las zanjas realizadas en el frente de playa (Figura 4.4).

Las unidades de radar se encuentran limitadas por superficies de erosión, con ángulos mayores que los reflectores internos (Figura 4.5). Van Heteren et al. (1998) asocian las configuraciones de tipo sigmoidales-oblicuas complejas a períodos con alternancia de agradación y progradación, los cuales son típicos de ciertas facies de playa. La pendiente de los reflectores se encuentra dentro del rango de las pendientes de frente de playa medidas en la playa actual; entre 5.8 y 7.4° (Costas et al., 2005). De acuerdo con estas características, esta facies se interpreta como la progradación de los depósitos de playa. Dentro de esta facies se han podido identificar dos sub-tipos (Figura 4.5). El primero estaría representado por aquellos reflectores de mayor ángulo, cuya pendiente es similar a la de la playa actual, y son interpretados como frente de playa. El segundo sub-tipo consiste en reflectores sub-horizontales, y se interpreta como la cresta de la berma.

La variabilidad interna de los reflectores sugiere la existencia de una alternancia de estratos con una historia que varía entre construcción vertical y no sedimentación, en el *set* deposicional superior, todo ello dentro de un contexto deposicional de alta energía.

4.3.1.2 Facies de radar paralelas (RFB)

Esta facies de radar se caracteriza por la presencia de reflectores continuos, subhorizontales, y ligeramente inclinados hacia tierra (Figura 4.5). Las unidades de radar suelen estar limitadas por superficies erosivas con formas lenticulares, de acuerdo con lo observado al cruzar los perfiles transversales con el longitudinal.

La facies es interpretada como resultado de la acreción tanto vertical como lateral de la barrera. La dirección de acreción dependerá del mecanismo inductor: (i) el primer tipo de depósitos se forman cuando el agua de la Ría desborda la barrera y se conoce como *overwash*. Este mecanismo genera depósitos de desborde o *washover* en la parte trasera de la barrera y *lagoon*. El sector del depósito sedimentado bajo condiciones subaéreas se conoce como *washover sheet*, y se caracteriza por la presencia de estratos subparalelos (Schwartz, 1982; Neal et al., 2002b; 2003). Este tipo de depósitos sugieren la migración del cuerpo de arena hacia tierra como resultado del *overwash* de la barrera y, el crecimiento en la vertical de la misma como consecuencia de la extensión del *swash* o derrame hacia la cresta de la barrera, proceso conocido como *overtop*. (ii) El segundo tipo de depósitos asociado a la facies de tipo RFB se forma por acreción lateral de sedimento asociado a los procesos de cierre del canal. La recuperación de la barrera tras la apertura del canal ocurre a través de la acreción lateral dirigida hacia el norte, e inducida por la interacción de corrientes transversales y longitudinales (Costas et al., 2004a). Estos depósitos de acreción lateral difieren de los anteriores en el registro de radar medido en la línea longitudinal, debido a la presencia de reflectores ligeramente inclinados hacia el norte.

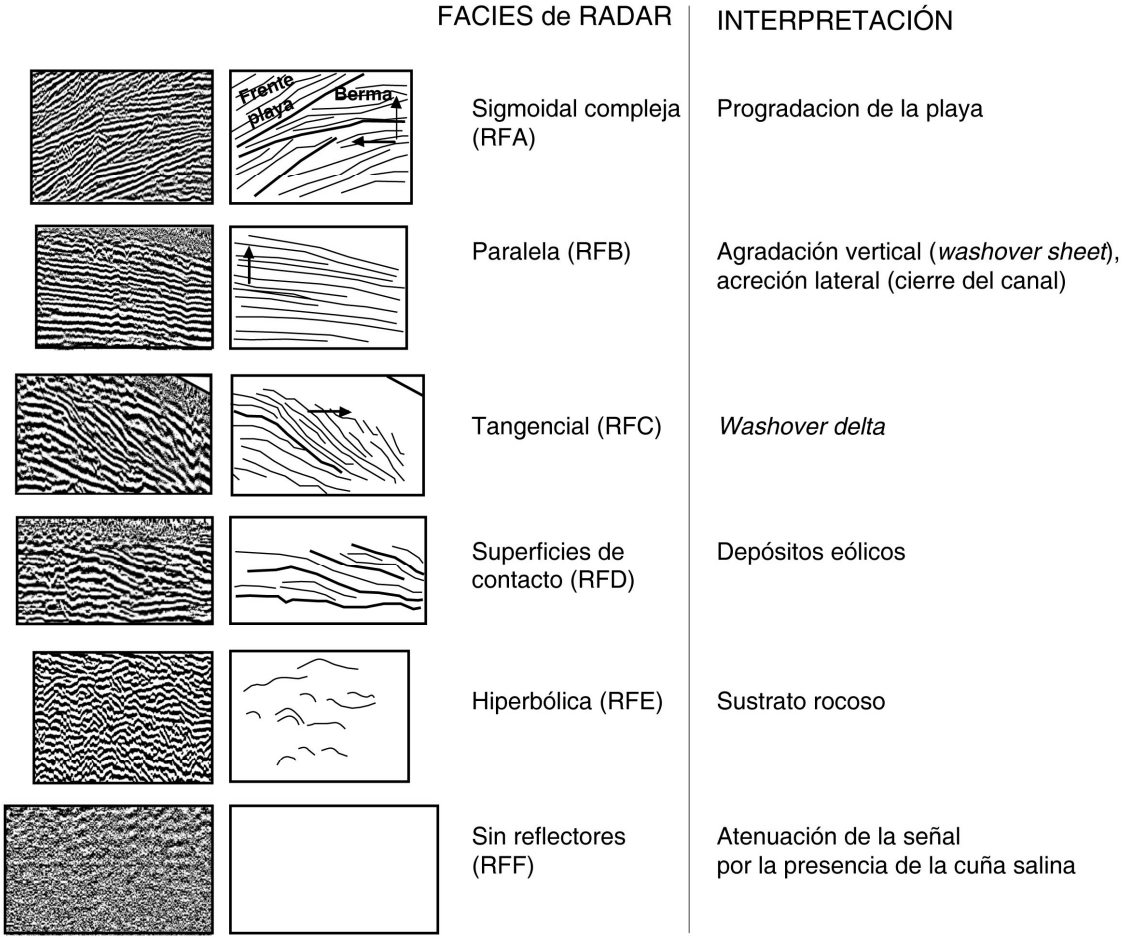


Figura 4.5. Facies de radar identificadas a partir de los perfiles de georadar de acuerdo con la configuración de sus reflectores junto con su interpretación ambiental.

4.3.1.3 Facies de radar tangenciales (RFC)

Los reflectores característicos de este tipo de facies son discontinuos (Figura 4.5), de amplitudes de onda baja, ángulos de inclinación altos (7-12°) e inclinados hacia tierra con configuraciones de tipo tangencial-oblicuo. Esta facies se asocia con la terminación de la barrera hacia tierra, y es interpretada como depósitos de *washover* delta. Este tipo de depósitos se forma cuando el *washover* penetra en un *lagoon* o marisma y parte del depósito sedimenta bajo condiciones subaquáticas, el cual se conoce como *washover* delta. Estos depósitos se caracteriza por la presencia de estratos con ángulos altos, debido a la interacción del agua con

los mismos durante la sedimentaición (Schwartz, 1982; Neal et al., 2002b; 2003). Este tipo de sedimentación explicaría el aumento de tamaño medio de grano en profundidad detectado en los sondeos CS1 y CS10, donde se registra también un aumento en la concentración de bioclastos (Figura 4.3).

4.3.1.4 Facies de radar con superficies de contacto (RFD)

Esta facies se caracteriza por la presencia de reflectores de escasa longitud, inclinados hacia diferentes direcciones con diferentes ángulos, y mostrando superficies de contacto ocasionalmente. Esta facies se encuentra por encima de las facies RFA o RFB, en las zonas de mayor altitud. La facies RFD se interpreta como un depósito de origen eólico donde la sedimentación de arena ocurre entre la vegetación. Dicha facies ha sido identificada también en otros trabajos en los que es interpretada como depósitos de origen eólico (Schenk et al., 1993; Van Heteren et al., 1998).

4.3.1.5 Facies de radar hiperbólicas (RFE)

Esta facies consta de reflectores con configuraciones prominentes, discontinuas e irregulares hiperbólicas, interpretadas como salientes rocosos (Figura 4.5).

4.3.1.6 Facies de radar sin reflectores (RFF)

La configuración sin reflectores suele indicar la presencia de ambientes con conductividades altas (Figura 4.5), tales como aguas subterráneas con sal. Van Heteren et al. (1998) señalan que la presencia de una transición brusca e inclinada desde una zona rica en reflectores a otra sin ellos, marca un aumento brusco de la atenuación de la señal, lo cual se suele atribuir a la transición entre un acuífero de agua dulce y la zona de transición de agua salobre a salada subsuperficial.

4.3.2 Interpretación de los perfiles de GPR

La continuidad de los reflectores está limitada por la presencia de una cuña salina que avanza desde ambos márgenes de la barrera de arena, la cual atenúa la señal del radar. Todos los perfiles presentan un reflector horizontal localizado en torno a 1 m de profundidad por encima del nivel medio del mar local (MSL) el cual define la base de la estratigrafía de radar. Este reflector es interpretado como el nivel freático, lo que sugirie la presencia de un acuífero

de agua dulce bajo la barrera alimentado por el agua de lluvia. Por debajo de este reflector, el registro de GPR no aparece claro y está dominado por configuraciones de tipo RFF indicando el límite entre el acuífero de agua dulce y agua salada.

De acuerdo con los registros obtenidos se identificaron y agruparon en tres los tipos de perfiles de radar medidos a lo largo de la barrera de arena: Tipo A representado por los perfiles T8 y T9; Tipo B representado por los perfiles T1, T3, T4, T5, T6 y T7; y Tipo C representado por T2 (Figura 4.2).

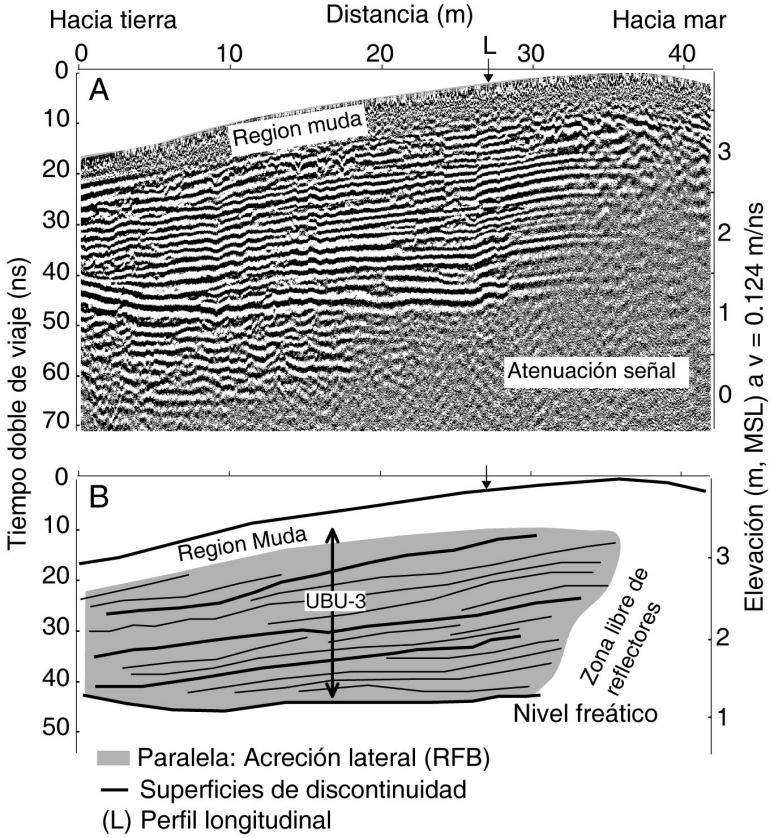


Figura 4.6. A) Perfil transversal T8 de georadar de 500-MHz medido desde el frente de playa hasta la parte trasera de la barrera. El punto de intersección con el perfil longitudinal está señalado como L. B) Interpretación del perfil. La estratigrafía de radar muestra una estructura interna simple la cual consiste en reflectores de bajo ángulo ligeramente inclinados hacia tierra e interpretados como acreción lateral (RFB). La región muda aparece de eliminar la reflexión del suelo.

4.3.2.1 Perfiles de Tipo A

Los perfiles Tipo A están localizados en el sector norte de la barrera, coincidiendo con el estrechamiento de la misma, y por donde el canal efímero corta la barrera cuando las condiciones de temporal ocurren en mareas vivas, concretamente en pleamar (Figura 4.2). Los perfiles son medidos desde el frente de playa hacia el *lagoon* y presentan una forma simétrica. Ambos perfiles parten de una altura de 3 m sobre el MSL, y ascienden alrededor de 1 m hasta la cresta de la barrera, la cual es prácticamente plana en esta zona. Este sector es inundado cuando se registran de forma simultánea mareas vivas y condiciones de temporal. La inestabilidad que caracteriza este sector, asociada a la apertura del canal, impide su colonización por parte de especies vegetales halófitas.

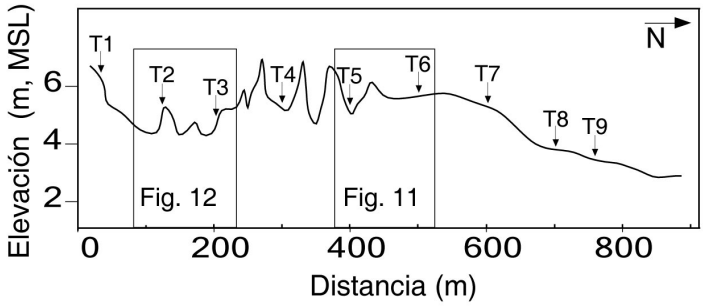


Figura 4.7. Variación topográfica del perfil longitudinal de GPR desde el sur del perfil T1 hacia el norte. Los senos se concentran en los sectores sur y centro de la barrera asociados a la presencia de los canales de *overwash*. Los puntos de intersección con los perfiles transversales se indicant en el mismo, así como las partes del perfil correspondientes a las Figuras 11 y 12.

La información estratigráfica de estos perfiles se encuentra muy limitada a causa de la atenuación de la señal debido a la penetración de la cuña salina (Figura 4.6). La cuña salina penetra en este sector de la barrera fácilmente ya que en esta zona los procesos de derrame alcanzan la cresta de la barrera con relativa facilidad como consecuencia de su reducida topografía (Figura 4.7). La interpretación de estos perfiles revela una estratigrafía simple, con solamente 2.2 m de sección resuelta por encima del nivel freático (Figura 4.6), que consiste en agrupaciones de reflectores de bajo ángulo inclinados hacia tierra (RFB) que se extienden desde la cresta de la barrera hacia el *lagoon*. Se interpretan como resultado de la acreción lateral asociada a los procesos de cierre del canal por influencia de las corrientes transversales que transportan sedimento hacia tierra, y las longitudinales que transportan sedimento hacia el norte. Las superficies de discontinuidad y discordancia identificadas en la estructura interna se

relacionan con cambios en el espacio de acomodación, los cuales están controlados en este caso por variaciones en la altura de la marea: (i) con la bajada de la marea límite de los procesos de derrame, y en este caso de *overtop*, retrocede hacia la parte inferior del perfil de playa reduciendo el espacio de acomodación, o bien, (ii) con el ascenso de la marea, la cresta de la barrera puede sufrir *overtopping* e incluso puede ser inundada. Los perfiles Tipo A están formados por una única unidad limitada por superficies de discordancia (UBU-3, Figura 4.6).

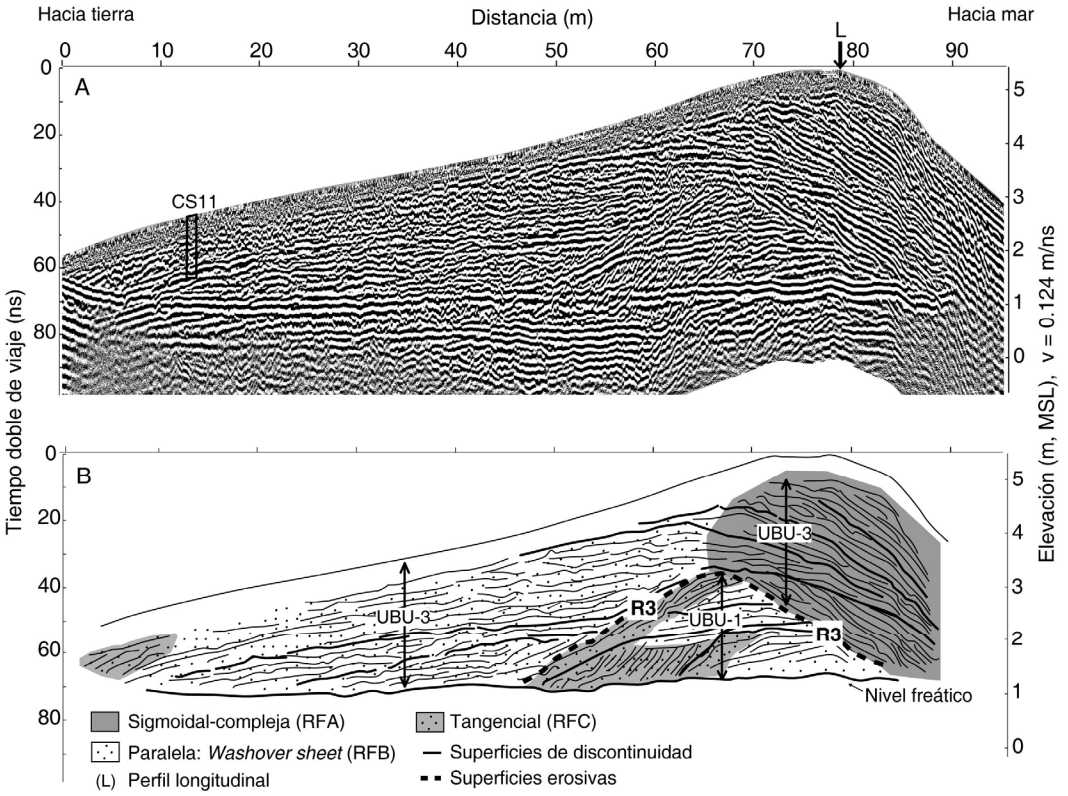


Figura 4.8. A) Perfil T6 transversal de GPR de 500-MHz desde el frente de playa hacia la zona trasera de la barrera. El punto de intersección se marca como L. B) Interpretación del perfil. La estratigrafía indica que la estructura interna es compleja con dos unidades limitadas por superficies de discordancia UBU-1 y UBU-3 asociadas a diferentes estadios evolutivos y separadas por la superficie de erosión R3.

4.3.2.2 Perfiles Tipo B

Los perfiles Tipo B están situados en el sector central y en el extremo sur de la barrera de arena (Figura 4.2). En este sector la cresta de la barrera está caracterizada por la presencia de una cobertera vegetal bien desarrollada que da paso a vegetación incipiente en dirección a tierra y a mar. Los perfiles se midieron desde el frente de playa hasta el *lagoon* o bien hasta el contacto de la barrera con la isla de Faro (perfil T1). Los perfiles ascienden de forma brusca desde 3 m de altitud sobre MSL hasta la cresta de la barrera (5.5 m sobre MSL) en 20 m de distancia. A continuación la topografía de los perfiles cae hacia tierra suavemente hasta 2 m sobre MSL en 90 m. La cresta de la barrera en este sector se ve afectada por los procesos de derrame u *overtop* debido a la elevación del nivel medio del agua en condiciones de temporal y mareas vivas (Costas et al., 2005), a pesar de encontrarse aproximadamente 3 m sobre la altura máxima registrada en mareas vivas por el mareógrafo del Puerto de Vigo.

Los perfiles muestran una estratigrafía compleja, donde se identificaron sucesiones de facies tanto en vertical como lateralmente (Figuras 4.8 y 4.9). Los perfiles se dividieron en dos unidades limitadas por superficies de discordancia (UBUs): UBU-1 y UBU-3 (Figuras 4.8 y 4.9). UBU-1 consta de reflectores sub-horizontales ligeramente inclinados hacia tierra (RFB), e interpretados como depósitos de *washover sheet*, éstos pasan de forma gradual lateralmente a reflectores de ángulos altos, interpretados como depósitos de *washover* delta (RFC). Esta UBU se encuentra limitada hacia techo por la presencia de la superficie de erosión R3 (Figuras 4.8 y 4.9), la cual trunca los depósitos de desborde, o *washover,* en el margen hacia mar de los mismos y coincide con el límite deposicional en el margen hacia tierra.

La superficie R3 es el límite hacia muro de UBU-3 (Figuras 4.8 y 4.9). Desde la playa hacia el lagoon UBU-3 presenta un cambio lateral de facies de radar. En la parte hacia mar de la barrera se identificaron reflectores de alto ángulo inclinados hacia mar (RFA). RFA presenta un número variable de unidades internas limitadas por superficies de erosión de mayor ángulo, que indican la sucesión temporal de eventos de alta energía, lo que provoca la migración de la berma en la vertical. La extensión de esta facies en cada perfil depende de la extensión de UBU-1 preservada, y de la penetración hacia tierra de R3; perfiles con una extensión reducida de UBU-1, y una importante penetración de R3 hacia tierra (perfil T7), presentan mayores amplitudes de RFA. Estas diferencias longitudinales indican diferentes velocidades de progradación de la playa a lo largo de la barrera. Como resultado, se han observado amplitudes de en torno a 1 m en el T4, y de 20 m en el T7.

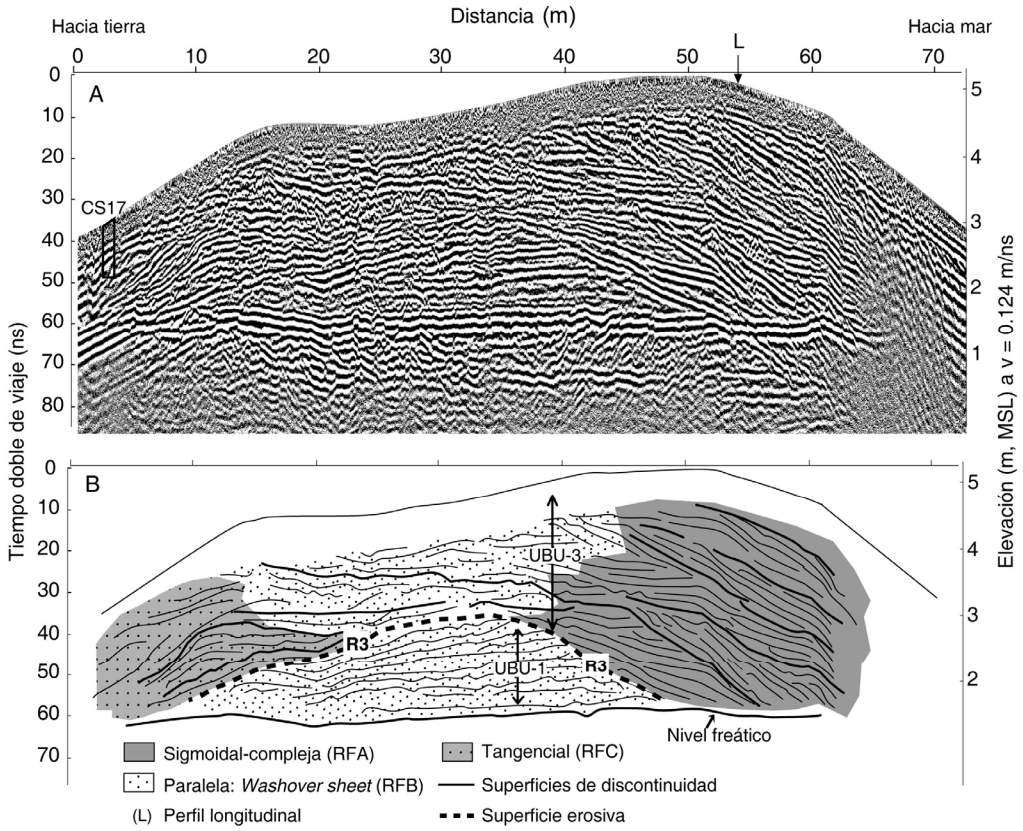


Figura 4.9. A) Perfil transversal de GPR de 500-MHz T7 medido desde el frente de playa hasta la zona trasera de la barrera. L indica el punto de intersección con el perfil longitudinal. B) Interpretación del perfil. Estructura interna donde se identificaron dos unidades limitadas por superficies de discordancia UBU-1 y UBU-3 separadas por la superficie de erosión R3.

RFA pasa de forma gradual a una nueva facies, caracterizada por reflectores de bajo ángulo e inclinados hacia tierra (RFB), e interpretada como sedimentación resultante de los procesos de *overtop* y *overwash*. La acumulación de estos depósitos contribuye a la agradación vertical de la barrera. Estas facies terminan de forma directa en la zona intermareal del *lagoon* en el perfil T6 (Figura 4.8), mientras que en los otros perfiles, existe un cambio lateral de facies hacia configuraciones sigmoidales-oblicuas (RFC), interpretadas como depósitos de *washover delta* (Figura 4.9). Por otra parte, en el perfil T1 RFB cubre reflectores de tipo hiperbólico (RFE), interpretados como salientes rocosos.

Las diferencias longitudinales observadas en el patrón de facies de radar, RFB o RFC, parecen indicar que la topografía previa, y la altura de la marea en el interior del lagoon, controlan la sedimentación del *washover* y por lo tanto la morfología de la facies resultante.

4.3.2.3 Perfiles Tipo C

Los perfiles Tipo C caracterizan el sector sur de la barrera de arena. T2 asciende desde 3 m por encima del MSL en el frente de playa, hasta la cresta de la barrera (5 m sobre MSL) en 14 m. Posteriormente, el perfil desciende hasta 2.5 m sobre MSL en 100 m, coincidiendo con el contacto de la barrera con la Isla de Faro. Este extremo del perfil se encuetra en una zona que es inundada por el agua de la marea coincidiendo con mareas vivas, cuando el nivel medio del agua dentro del *lagoon* asciende.

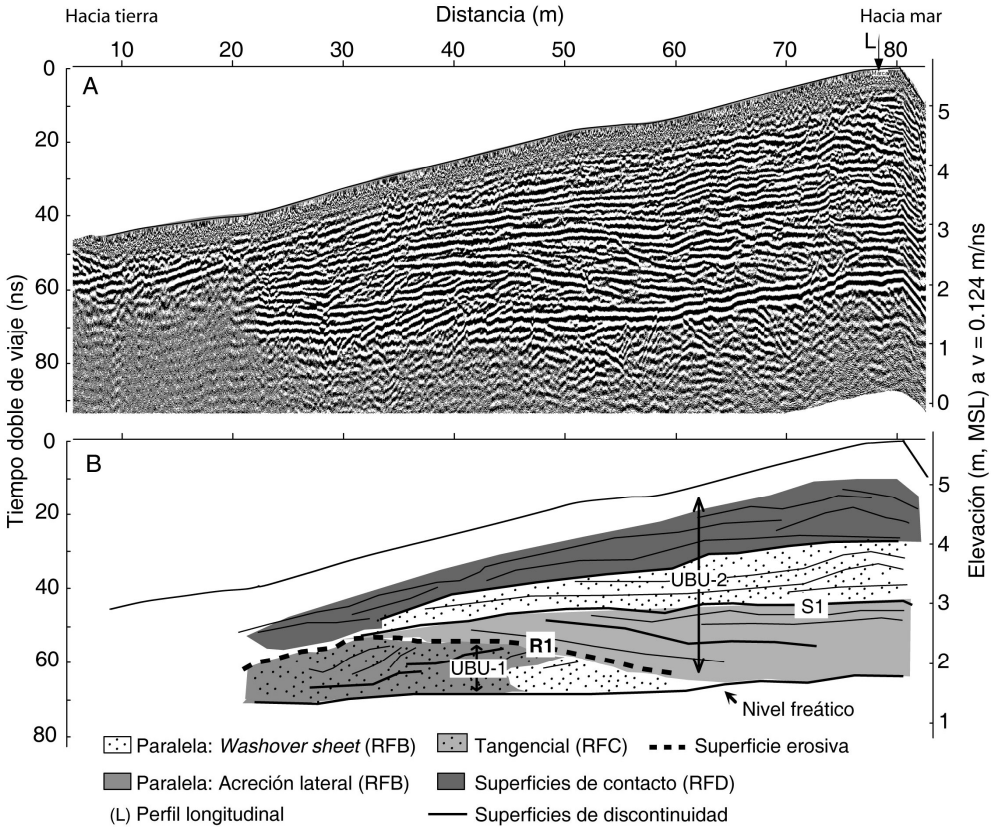


Figura 4.10. A) Perfil transversal T2 de GPR utilizando 500-MHz medido desde la zona trasera de la barrera hasta el frente de playa. L indica el punto de intersección cen el perfil longitudinal. B) Interpretación del perfil. La estratigrafía indica que dicho perfil consta de dos unidades limitadas por superficies de discordancia UBU-1 y UBU-2 separadas por la superficie erosiva R1.

La configuración estratigráfica de este perfil presenta también dos UBUs (UBU-1 y UBU-2), aunque con una configuración distinta a la de los perfiles previos (Figura 4.10). UBU-1 se identificó en el margen hacia tierra del perfil, y se caracteriza por la presencia de reflectores tangenciales inclinados hacia tierra (RFC). Esta unidad es interpretada como un *washover* delta

desarrollado durante un estado previo en la evolución de la barrera. UBU-1 se encuentra limitada en extensión, debido a una importante incisión erosiva que afectó a este sector y que generó la superficie de erosión R1 (Figura 4.10). La superficie de erosión R1 coincide con el límite superfior de UBU-1, y el inferior de UBU-2. Esta nueva unidad consta de reflectores oblicuos inclinados ligeramente hacia mar e interpretados como depósitos de acreción asociados al cierre del canal por corrientes longitudinales (RFB). La superficie de discordancia S1 separa estos depósitos de los inmediatamente superiores, los cuales se caracterizan por la presencia de reflectores sub-horizontales (RFB), interpretados como depósitos de agradación o crecimiento vertical (Figura 4.10). La parte superior del perfil se caracteriza por la presencia de facies de radar con superficies de contacto (RFD), interpretadas como sedimentación eólica.

4.3.2.4 Perfil longitudinal de GPR

El perfil longitudinal recorre la cresta de la barrera de arena, de sur a norte con una longitud total de 807.3 m. La topografía asciende desde 3 m sobre el MSL en el extremo norte del perfil, hasta 7 m sobre MSL en el sector central, donde se pueden observar diferentes picos y senos en la topografía de la cresta de la barrera (Figura 4.7). Estas formas sugieren la existencia de canales de desborde de en torno a 50 m de amplitud (Figura 4.7). El sector sur, entre 630 y 840 m, presenta una topografía media nferior (4.5 m sobre MSL).

La atenuación de la señal debido a la influencia de la cuña salina, afecta los últimos 117.3 m en el extremo norte del perfil debido a su baja topografía. Esta línea se planeó con el fin de cruzar los perfiles anteriores (transversales) con ésta, y así completar la interpretación de la arquitectura interna (Figura 4.11). En ella se han identificado en torno a 45 unidades de radar de entre 40 y 100 m de longitud, y de 1 a 2 m de espesor, limitadas por superficies erosivas o de reactivación.

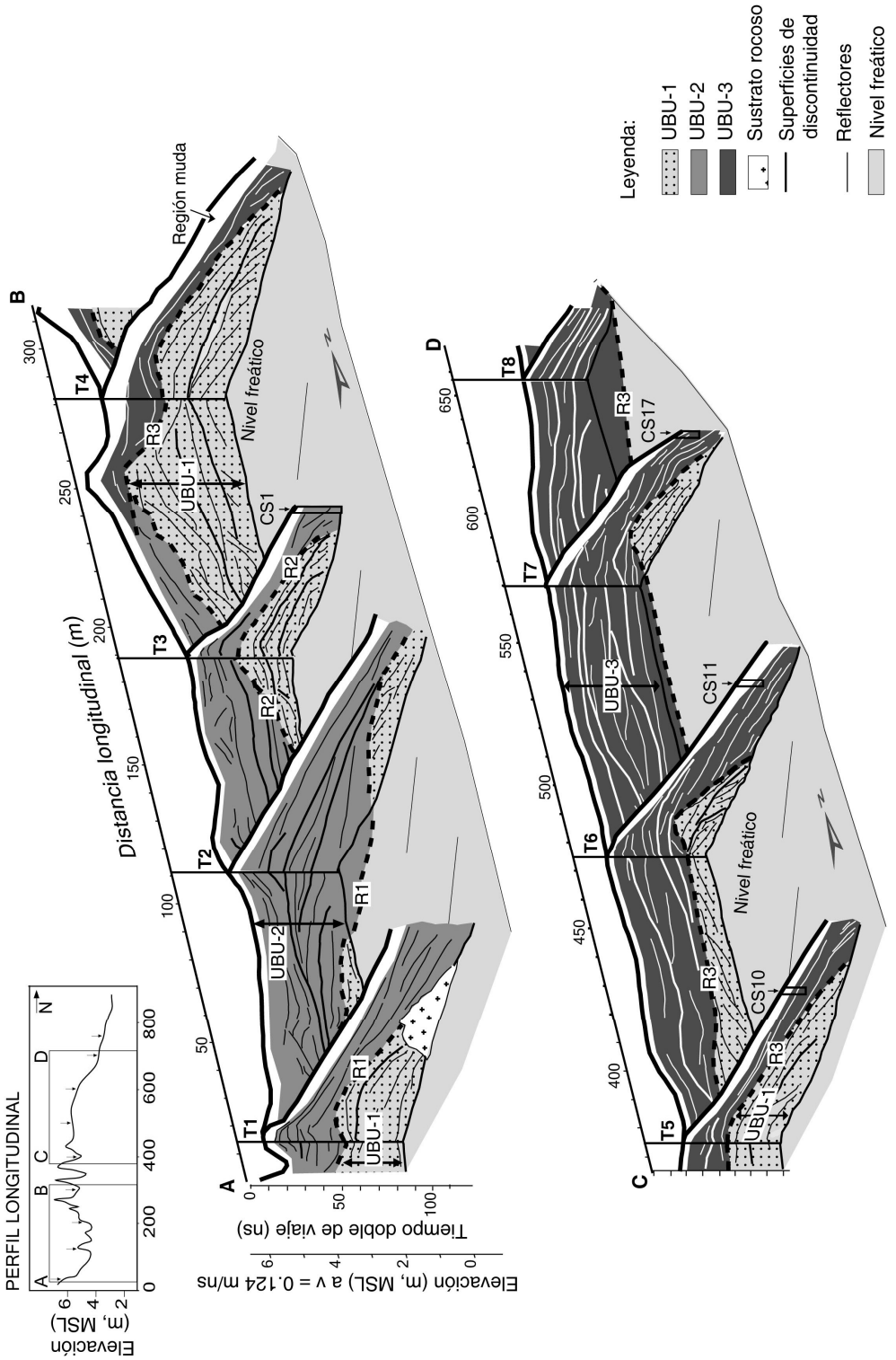


Figura 4.11. Panel 3D donde se incluye la interpretación de todos los perfiles de georadar medidos tanto transversal como longitudinalmente a la barrera de arena donde se muestran las unidades limitadas por superfies de discordancia identificadas (UBUs). Se incluyen también los puntos de recogida de sondeos de succión y la topografía del perfil longitudinal.

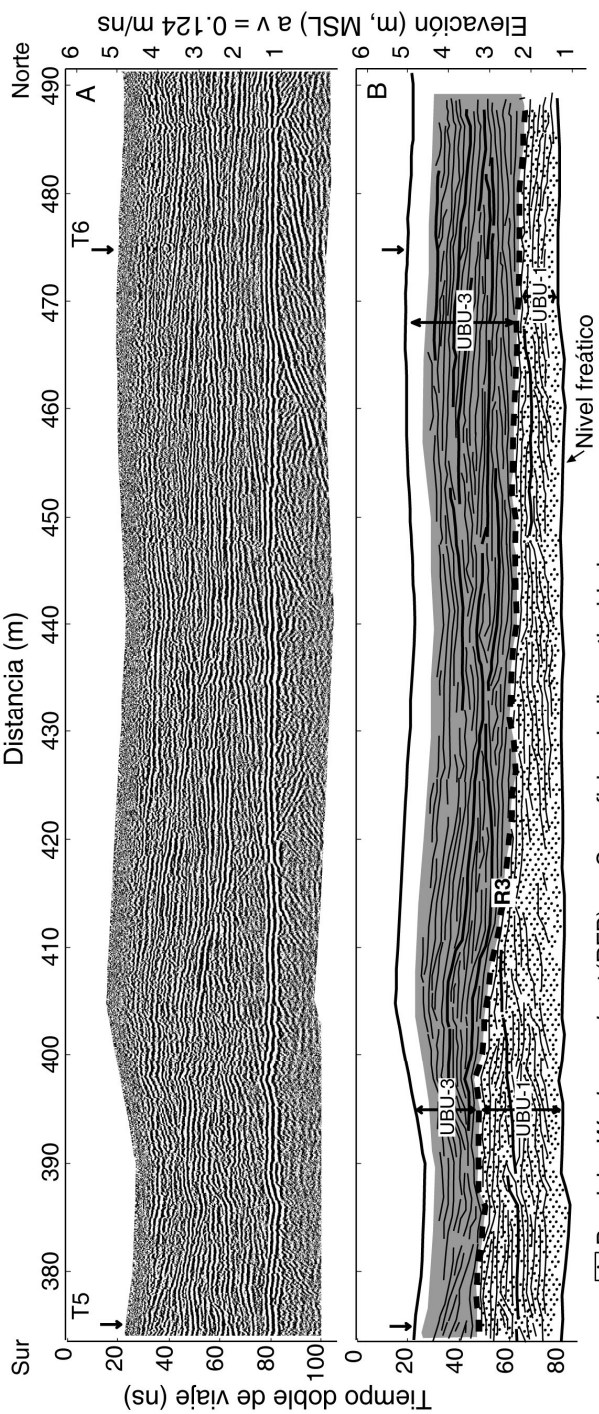


Figura 4.12. A) Sección del perfil de georadar longitudinal (L) de 500-MHz correspondiente a la zona central de la barrera. Se indica la posición de los perfiles transversales que la cruzan T5 y T6. B) Interpretación de la estratigrafía del perfil. Se identificaron dos unidades limitadas por una superficie de discordancia (UBU-1 y UBU-3) las cuales se interpretaron como ambientes deposicionales diferentes. UBU-1 indica la agradación de la barrera interrumpida por UBU-2, la cual indica la progradación hacia mar.

El perfil longitudinal se dividió de acuerdo con la sucesión de diferentes UBUs o fases de desarrollo correlacionables con los perfiles transversales (Figura 4.11). (1) Las reflexiones de radar que caracterizan la UBU-1 (Figura 4.11), se encuentran limitadas por tres superficies de erosión (R1, R2 y R3) en función de su posición en el perfil longitudinal. UBU-1 presenta unidades extensas (100 m de amplitud y 2 m de espesor), las cuales constan de reflectores sub-horizontales con convergencia interna (RFB) y geometrías lenticulares caracterizadas por superficies de erosión interna en la base de cada unidad de radar (Figura 4.12). UBU-1 se interpreta como la sedimentación resultante de procesos de *overwash* y *overtop*, que causan el crecimiento en la vertical o agradación de la barrera. Esta UBU desaparece en diferentes sectores del perfil longitudinal próximos a los sectores afectados por la presencia de canales efímeros en el pasado y actualmente (Figura 4.11). El sector erosionado en el sur presenta una forma similar a un canal limitado por dos superficies erosivas de alto ángulo, R1 y R2 (4-5°, Figura 4.13). La incisión detectada en la barrera es interpretada como resultado de los procesos de apertura de un canal efímero. Por otra parte, la erosión detectada en el sector norte se encuentra limitada por una superficie de erosión de bajo ángulo, R3 (1.3°). La erosión en este sector es interpretada como resultado del desarrollo de un canal de desborde u *overwash*. La capacidad erosiva de éste puede verse intensificada por la presencia del canal efímero situado hacia el norte del perfil T8 (Figura 4.11).

(2) UBU-2 se identificó en el sector sur de la barrera (Figura 4.13). Ésta consta de reflectores inclinados hacia el norte de tipo RFB sobre la superficie de erosión R1. Estos reflectores son interpretados como resultado de la acreción lateral de pequeños cuerpos de arena asociados al transporte de sedimento longitudinal, y a la migración del canal hacia el norte. Esta sucesión sugiere la recuperación de la barrera debido a la acreción lateral desde T1 hacia T2. Dicha recuperación finaliza con la presencia de reflectores sub-horizontales (RFB), relacionados con el crecimiento en la vertical de la barrera (Figura 4.13). La parte superior del perfil, coincidiendo con la cresta de la barrera, se caracteriza por la presencia de reflectores con configuraciones de tipo RFD, interpretados como resultado de la sedimentación eólica (Figura 4.13).

(3) Las unidades de radar que definen UBU-3 (Figura 4.12) están limitadas por la superficie erosiva R3, la cual se extiende hacia el norte de T4. UBU-3 consta de reflectores sub-horizontales (RFA) con convergencia interna, y es interpretada, en conjunto con los perfiles transversales, como la organización interna del sedimento resultante de la progradación hacia mar de la playa. El sector norte de esta UBU, se caracteriza por la presencia de reflectores inclinados hacia el norte (RFB), e interpretados como resultado de la acreción lateral inducida

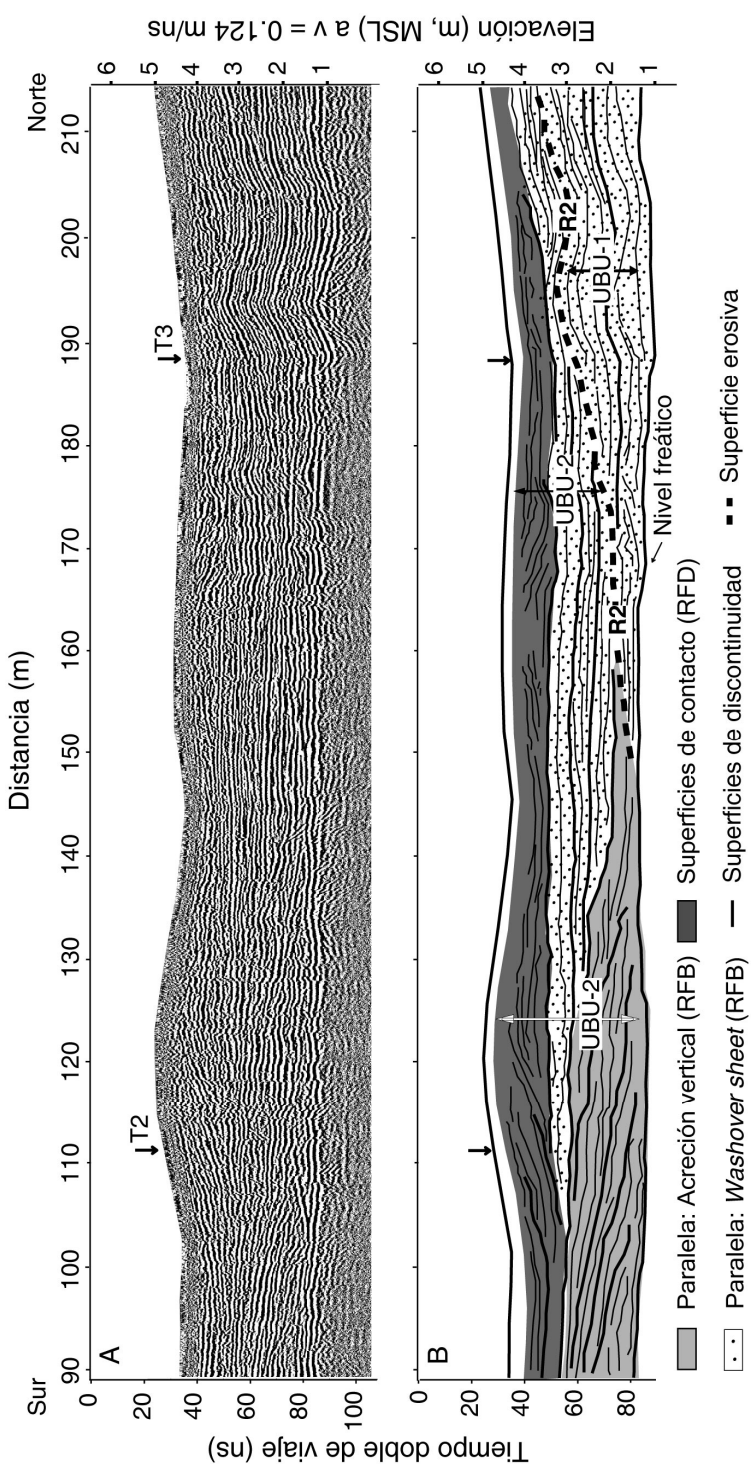


Figura 4.13. A) Sección del perfil longitudinal (L) de 500-MHz situado en el sector sur de la barrera. Dicho perfil se cruza con dos perfiles transversales (T2 y T3). B) Interpretación del perfil. Se han identificado dos unidades limitadas (UBU-1 and UBU-2) por una superficie erosiva.

por corrientes longitudinales tras la apertura del canal.

4.3.3 Evolución histórica

El análisis de la fotografía aérea, desde 1956 a 2003, revela la existencia de importantes cambios morfológicos en la zona de estudio durante las últimas décadas (Figura 4.14). Entre 1956 y 2003, la línea de costa mostró un retroceso neto hacia tierra de en torno a 20 m en el centro de la barrera, y de hasta 33 m en el sector sur de la misma, aunque dicho retroceso fue variable tanto en el espacio como en el tiempo (Figura 4.15). En la fotografía de 1956 se identificaron dos canales efímeros situados en ambos extremos de la barrera (Figura 4.14A). Los procesos de rotura afectarían, por lo tanto, a las zonas situadas entre los perfiles T1 y T2, en el sur, y al perfil T8 en el norte. La cresta de la duna vegetada se encuentra interrumpida por ambos canales, y un pequeño canal de desborde cercano al perfil T4. El canal de desborde, junto con la presencia de dunas jóvenes cercanas a los perfiles T4 y T2, sugieren que los procesos de *overwash* habrían afectado la barrera de arena. La zona trasera de la misma, se caracteriza por la presencia de una zona no vegetada interpretada como depósitos de *washover* , los cuales se estrechan hacia la posición del canal sur (Figura 4.14A).

4.3.3.1 Primer episodio erosivo

La próxima fotografía de que se dispone es del año 1972. Ésta muestra la aparición de depósitos de *washover* de gran escala rellenando el margen sur del *lagoon* (Figura 4.14B). Este relleno provoca el cierre permanente del canal sur, así como el retroceso de la línea de costa de en torno a 30 m en algún momento entre 1956 y 1972 (Figura 4.15). El sector sur de este depósito es colonizado por una cobertera vegetal incipiente, lo que sugiere el cese de los procesos de *overwash*. La cresta de la duna desaparece con respecto a 1956, posiblemente debido a una alta frecuencia de estos procesos, de manera que solamente se conservan pequeños parches de vegetación en los sectores norte y centro de la barrera (Figura 4.14B). La extensión de los parches de vegetación situados en el sector central, se encuentran limitados por la presencia de canales de *overwash* entre los perfiles T4 y T5, y los perfiles T7 y T8. Estos depósitos favorecen el relleno del *lagoon* y el cierre temporal del canal norte.

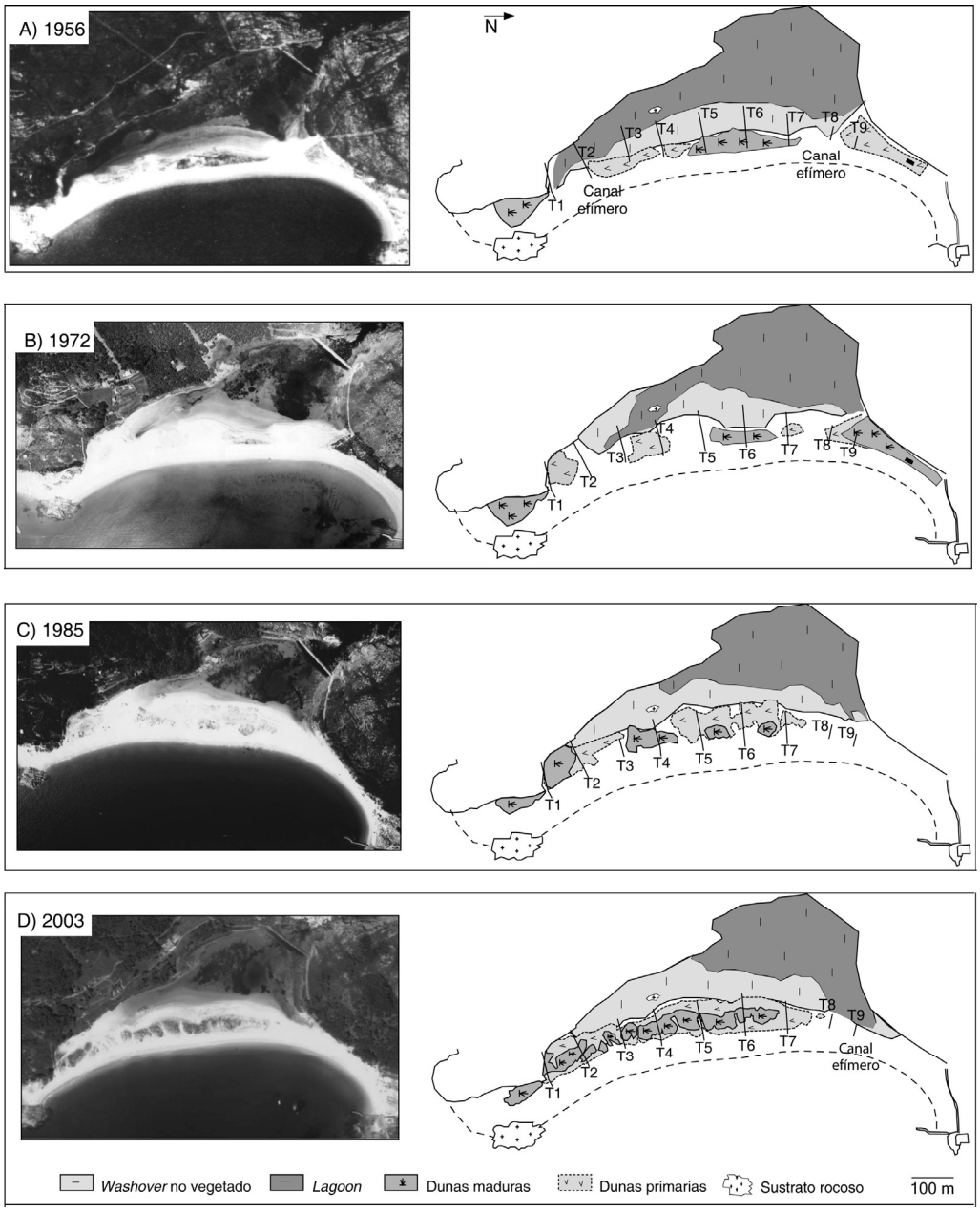


Figura 4.14. Fotografías aéreas e interpretación donde se puede observar el relleno del *lagoon* como consecuencia del retroceso de la barrera desde 1956 y 2003. Localización de los perfiles de GPR transversales. La línea discontinua indica la línea del agua en 1956.

Las actividades de extracción de áridos llevadas a cabo en la playa de Rodas entre los años cincuenta y sesenta parecen ser un importante factor inductor de la fase erosiva registrada entre 1956 y 1972. Estas actividades contribuirían a la desestabilización de la barrera al reducir el volumen de sedimento disponible en la playa. Esto provoca la desestabilización de la barrera, de manera que se favorecen los procesos de *overwash*.

El cambio morfológico asociado con este episodio erosivo ha quedado también registrado en los perfiles de GPR, como las superficies de erosión R1 y R2, que afectan a UBU-1 en el sector sur (Figura 4.11). La importancia de este período erosivo, así como el masivo relleno, provocan el retroceso de la barrera hacia tierra por transporte de sedimento en esa dirección. La magnitud de la erosión sugiere un nivel 4, referido al impacto de la tormenta de acuerdo con la clasificación propuesta por Sallenger (2000). Este nivel de impacto se asocia a un régimen de inundación, el cual suele ocurrir cuando se produce la rotura de la barrera por formación de un canal. Existe un gran número de trabajos que resaltan la mayor importancia en la transferencia de sedimento y retroceso de la barrera hacia tierra durante la formación de un canal, frente al asociado a procesos de *overwash*, ambos bajo condiciones de temporal (Pierce, 1969; Godfrey y Godfrey, 1974; Leatherman, 1979; Sallenger, 2000).

Tras este período erosivo, la barrera muestra una tendencia agradante. La recuperación de la barrera ocurre por acreción lateral asociada al transporte hacia el norte de sedimento por corrientes longitudinales (UBU-2, Figura 4.11), de una forma similar al mecanismo de cierre del canal norte actual (Costas et al., 2004a). La progradación de la playa en el sector caracterizado por el perfil T1, junto con la sedimentación eólica, contribuye también en la recuperación de la barrera hasta 1999.

4.3.3.2 Segundo episodio erosivo

A pesar de la estabilidad interpretada en 1972 por la presencia de una cobertera vegetal incipiente, la barrera muestra nuevas señales de erosión en las fotografías correspondientes a 1985, por erosión en algún momento entre 1972 y 1985 (Figura 4.14C). En este caso, la erosión no afectó de forma continua a toda la barrera; se detecta un retroceso de en torno a 30 m en la zona de los perfiles T6 y T7, y solamente de 10 m en el sector sur (Figura 4.15). Este evento erosivo generó nuevos depósitos de *washover*, que avanzaron hacia el interior del *lagoon* reduciendo su superficie en la parte central (Figura 4.14C). La huella de la acción de este evento se detecta también en los perfiles de GPR, donde se interpreta como la superficie de erosión R3. La incisión erosiva aumenta hacia el norte, hacia la zona afectada por el canal norte, poniendo de manifiesto la importancia del canal en la erosión y retroceso de la

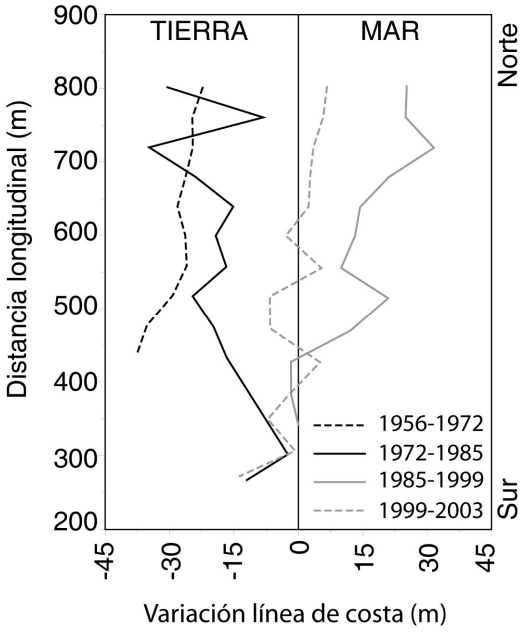


Figura 4.15. Vaiación de la línea de costa para el período de tiempo estudiado a partir del análisis de las fotografías aéreas. Los resultados indican que la línea de costa retrocedió entre 1956 y 1985, mientras que avanzó hacia mar entre 1985 y 2003.

barrera hacia tierra. Los depósitos de *washover* representan el retroceso del sector central de la barrera, en particular de la zona caracterizada por el perfil T6, donde éstos avanzaron en torno a 60 m desde 1972 a 1985. La transferencia de sedimento hacia tierra implica que éste se conserva durante el retroceso de la misma dentro del sistema, ya que será nuevamente incorporado en el futuro tras nuevos episodios de retroceso de la línea de costa.

La superficie R3 fue generada bajo un régimen dominado por procesos de *overwash*, de acuerdo con la escala de impacto de tormentas definido por Sallenger (2000), donde la altura del *run-up* excede la altura de la cresta de la duna durante la pleamar. Para que este régimen de impacto en tormenta se desarrolle, se deben cumplir dos condiciones: (i) la barrera debe presentar una topografía reducida, y (ii) el régimen de tormenta debe tener asociado frecuencias altas y magnitudes elevadas. La primera condición se cumple tras el primer episodio erosivo (entre 1956 y 1972), el cual continuó hasta 1985 haciendo que la barrera se debilitara y se favorecieran los procesos de *overwash*. Por otra parte, durante este período la zona de estudio sufrió la acción de tormentas severas. En algún momento entre 1978 y 1980 una tormenta provocó la erosión y desparición de la duna norte, y la destrucción de una construcción situada tras la misma.

4.3.3.3 Reconstrucción de la barrera

Tras este segundo episodio erosivo, se registra la recuperación de la barrera de arena durante el período 1985-2003, posiblemente relacionado con una disminución en la frecuencia y magnitud de las tormentas (Figura 4.15). No se han detectado cambios morfológicos significativos en el período comprendido entre 1985 y 1989, lo que sugiere un periodo de relativa estabilidad, con un aumento gradual en la cobertera vegetal sobre los depósitos de *washover* situados en la parte trasera de la barrera. Entre 1989 y 2003, la superficie de la

cobertera vegetal incipiente se extiende hacia mar y tierra a partir de las dunas antiguas (Figura 4.14D). El avance de esta cobertera es particularmente importante en el sector central, el cual avanzó en torno a 30 m en los perfiles T6 y T7, mientras que es irrelevante en el sector sur, donde se detecta una ligera erosión entre 1999 y 2003 (Figura 4.15). El avance hacia mar de la cobertera vegetal incipiente se relaciona con el cese de los procesos de *overwash* durante este período, y representa la progradación hacia mar de la barrera de arena.

Este cambio en la dirección de avance de la barrera parece relacionado con la disponibilidad de sedimento tras los episodios de erosión. La reconstrucción de la barrera se desarrolla mediante la sucesión de unidades caracterizadas por facies de tipo RFA, limitadas por superficies de erosión generadas por tormentas. El ascenso del oleaje debido a tormentas transfiere sedimento desde la parte inferior del perfil de playa hacia la cresta de la barrera y hacia la zona sumergida de la misma. Este mecanismo favorece el crecimiento de la cresta de la barrera, y la erosión y profundización de la zona inferior del frente de playa. La fase de progradación de la playa es detectada en las fotografías como el crecimiento hacia mar de la vegetación dunar incipiente a partir de dunas anteriores, y la migración de la línea de costa desde 1989 a 2003.

Durante el último período, aparece un nuevo canal hacia el norte del perfil T7 en diciembre de 2000 (Costas et al., 2004a), inducido por eventos erosivos. Estos procesos de erosión indican el inicio de una nueva etapa erosiva reciente, la cual afecta también el sector sur de la barrera, tal y como se desprende de la presencia de escarpes erosivos situados en la base de la duna (Costas et al., 2005).

4.4 Discusión

Los resultados presentados en este capítulo sugieren que los principales procesos que controlan la arquitectura de la barrera objeto de estudio son el *overwash*, el *overtop* y la progradación de la playa hacia mar. Estos procesos definen a la barrera de arena de Cíes como una barrera controlada por los procesos de derrame o *swash* (*swash-aligned barrier*), en la que los fenómenos transversales dominan la dinámica de la barrera. La barrera de Cíes está formada por depósitos de *overwash* acumulados vertical y longitudinalmente. Éstos determinan la morfología de la misma y representan uno de los elementos primarios en la evolución de las facies sedimentarias en este tipo de ambientes sedimentarios (Fisher y Simpson, 1979; Orford y Carter, 1982; Neal et al. 2002b, 2003; Davis y Barnard 2003; Davis et al. 2003). Los depósitos de *washover* presentan estratos de bajo ángulo, planares, ligeramente inclinados hacia tierra

que pueden pasar lateralmente a estratos con mayor pendiente hacia tierra, tal y como describen en trabajos anteriores diversos autores (Schwartz, 1982; Neal et al., 2002b, 2003; Davis y Barnard, 2003). La superposición de estos depósitos, identificados en los perfiles de GPR, provoca la migración hacia tierra y agradación vertical de la barrera. Por otra parte, las variaciones laterales de *overwash* y *overtop* como las detectadas en la zona de estudio, fueron atribuidas por diferentes autores a variaciones laterales en la altura de la cresta de la barrera, en la altura de las olas, a variaciones en la altura del *run-up* (Orford y Carter, 1982; Morton y Sallenger, 2003), en el sedimento, en la morfología (Benumof et al., 2000; Héquette et al., 2001), y/o en las condiciones previas en la zona y vulnerabilidad (Wright y Short, 1984; Forbes et al., 1995).

4.4.1 Elementos de la evolución de la barrera de Cíes

A continuación se presenta un modelo conceptual que resume el comportamiento evolutivo de la barrera de arena de las Islas Cíes. Dicho modelo consta de dos fases principales caraterizadas por un comportamiento opuesto: la erosiva o transgresiva, y la constructiva o agradante/progradante. En primer lugar, la barrera se encuentra en estado estacionario con una cresta construida en el margen hacia mar de la misma debido al crecimiento en la vertical y estabilización por plantas típicas de ambientes eólicos (Figura 4.16A). La transformación de este estado ocurre debido al efecto combinado de mayores frecuencias de tormenta y, un déficit en el balance sedimentario del sistema. En este caso, el balance sedimentario se alteraría debido a la extracción de áridos llevada a cabo en la zona, la cual provocaría la erosión del frente de playa y duna, y el inicio de una etapa erosiva (Figura 4.16B). Durante este período el sedimento erosionado sería transportado y acumulado en la zona sumergida del perfil de playa. Vellinga (1982) propone que en estos casos el sedimento erosionado es depositado dentro de una distancia corta de la línea de costa durante eventos de tormenta.

Si los procesos erosivos continúan la barrera se debilita, favoreciendo la invasión de la misma por el agua de la Ría mediante procesos de desborde u *overwash*. Estos erosionan la cresta de la barrera y transportan volúmenes de sedimento considerables hacia tierra favoreciendo el retroceso o transgresión de la barrera. Davidson-Arnott (2005) se refiere a los procesos de *overwash* como el mecanismo inductor de la transgresión de barreras litorales debido a la transferencia de sedimento hacia tierra que provocan. El mismo autor sugiere un modelo de transgresión de la línea de costa a través de la interacción entre playa y duna, y en el caso de las barreras entre la playa y los depósitos de *washover*, aplicable a escalas de

tiempo de en torno a 100 años. De acuerdo con lo expuesto en este trabajo, este modelo puede ser aplicado incluso a escalas temporales inferiores, abarcando décadas.

Cuando el volumen de sedimento acumulado en el sector sumergido es suficiente para inducir la reconstrucción de la barrera de arena, comienza una nueva etapa en la evolución de la misma, la etapa constructiva. En este caso, la barrera se recupera a partir de una posición retrasada con respecto a su posición inicial. Esta etapa puede ser descrita de acuerdo a dos modelos estratigráficos: (1) si la erosión ocurre bajo un régimen de inundación, debido a procesos de rotura de la barrera y formación de canales con un transporte masivo de sedimento

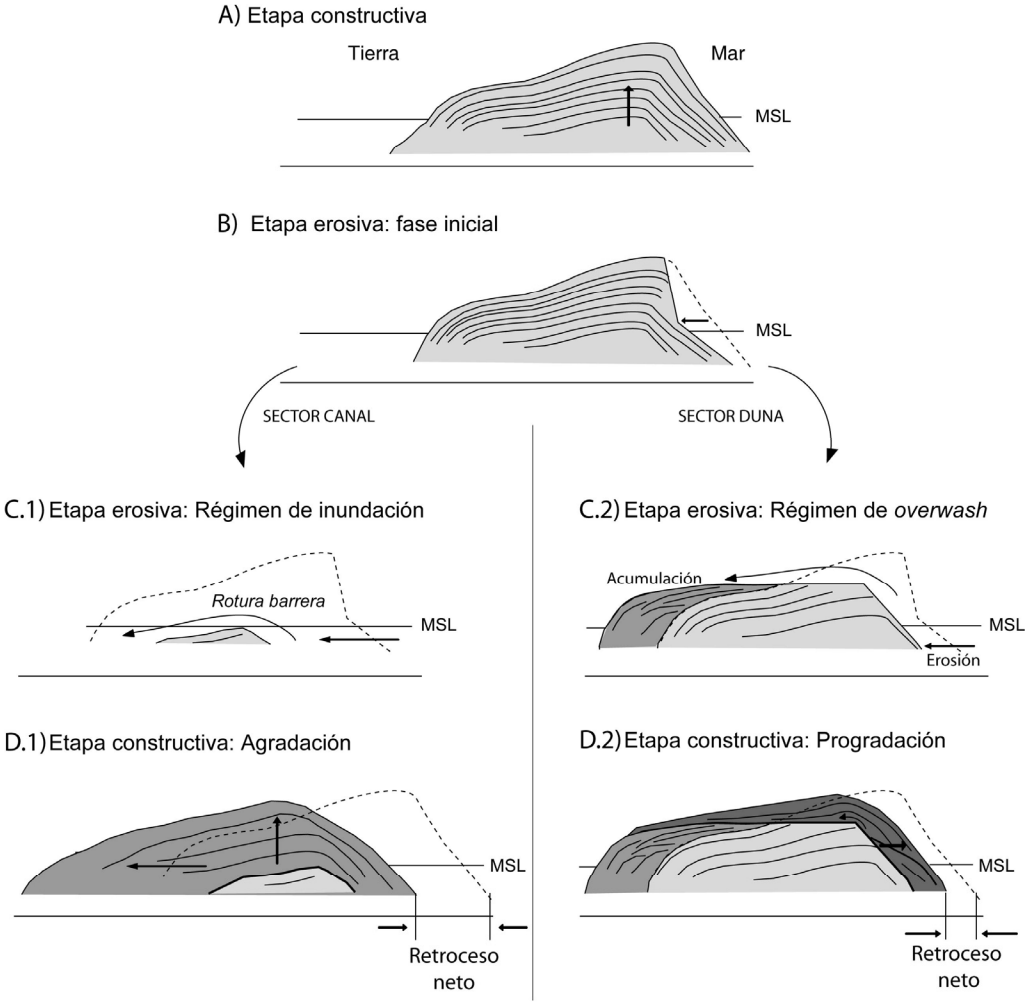


Figura 4.16. Modelo de evolución de la barrera de arena de Cíes en el que se destaca el comportamiento episódico de la barrera a pesar de mostrar un retroceso neto hacia tierra entre 1956 y 2003. MSL se refiere a la posición del nivel medio del mar.

hacia tierra (Figura 4.16C.1); la fase de reconstrucción estará controlada por dos factores: la disponibilidad de sedimento y el espacio de acomodación, cuyo resultado será el crecimiento en la vertical de la barrera (Figura 4.16D.1). El producto es comparable a la secuencia de somerización descrita por Davis et al. (2003) bajo condiciones de escasez en el aporte de sedimento. (2) Cuando la erosión ocurre bajo un régimen de desbordamiento u *overwash* (Figura 4.16C.2), la fase de recuperación estará controlada por el aporte de sedimentos, lo que se traduce en la progradación de la playa (Figura 4.16D.2). En este caso, el régimen de tormentas induce la progradación de la playa hacia mar y, controla la topografía de la cresta de la barrera. Niveles altos de elevación del nivel medio del agua, asociados a eventos de tormenta, pueden observarse cuando los temporales coinciden con pleamares de mareas vivas. Esta vía de reconstrucción es comparable a la formación de crestas de playa individuales o *beach ridges* en costas progradantes, donde la progradación se registra tras condiciones de tormenta, cuando procesos como *overtop* y *overwash* se ven favorecidos (Neal et al., 2002a, 2003; Orford et al., 2003). El espesor de depósitos correspondiente a la progradación de la playa identificados en los perfiles de GPR varía longitudinalmente, lo que sugirie diferentes velocidades de progradación; aquellos sectores con mayor erosión presentaron mayores velocidades de progradación. Esto implica un mayor volumen de sedimento disponible en la reconstrucción de este sector de la barrera. Ambas fases, erosiva y constructiva, están separadas por una superficie de erosión, que indica la existencia de una superficie de máxima inundación

El comportamiento episódico de la barrera de arena implica una trayectoria de la línea de costa discontinua, pese a un retroceso neto de la misma hacia tierra con velocidades de en torno a 0.42 m/año entre 1956 y 2003. Esta situación fue descrita previamente como un posible escenario para la trayectoria de la línea de costa por (Helland-Hansen y Gjelberg, 1994), y ha sido observada en diferentes sectores de la costa en relación a la entrada de tormentas (Carter et al., 1982; Orford et al., 1999; Forbes et al., 2004, Guillén et al., 1999). En la zona de estudio, la transgresión puede relacionarse con el ascenso relativo del nivel del mar detectado en la Ría de Vigo durante el período comprendido entre 1942 y 2001 (2.91 mm/año entre 1942 y 2001, Marcos et al., 2005). De acuerdo con el modelo propuesto por Bruun (1954 y 1988), esta cantidad de ascenso del nivel del mar implicaría una contribución mínima al retroceso de la barrera (0.03 m/año) respecto al retroceso neto detectado (0.42 m/año) en la zona de estudio. Este modelo tiene en cuenta la velocidad de ascenso del nivel del mar y la pendiente media del perfil de playa activo (en este caso 0.1). Esto sugiere que los restantes 0.39 m/año son resultado de factores locales, tales como el aporte sedimentario y/o el régimen de tormentas, los cuales, de hecho, son los factores más importantes que determinan la evolución de los

depósitos litorales a escala decadal (Pilkey et al., 1989; Fenster y Dolan, 1994; Forbes et al., 1991; Hill et al., 2004). En este sentido, la variabilidad temporal en la erosión costera puede resultar de la respuesta frente a eventos de tormenta individuales (Stone et al., 1997; Orford et al., 1999; Donnelly et al., 2001). Por otra parte, se obtiene que la velocidad de retroceso durante la época de estudio es en torno a 150 veces la velocidad de ascenso del nivel del mar, coincidiendo con la relación propuesta por Leatherman et al. (2000). Zhang et al. (2004) obtienen que la tasa de retroceso de la línea de costa es independiente de la forma del perfil de playa, siendo de en torno a 78 veces la velocidad de ascenso del nivel del mar, relación que explicaría la mitad del retroceso en la zona de estudio. De acuerdo con estos autores, el retroceso de la barrera objeto de estudio se explicaría por el ascenso relativo del nivel del mar, aunque habría que recurrir a factores de tipo local para explicar la variabilidad restante, como se apuntaba previamente.

Este sector de la costa consta además de una cantidad *quasi* permanente de volumen de sedimento, sin un aporte actual significativo (Costas et al., 2004b). Zhang et al. (2004) indican que en aquellos sectores con déficit sedimentario, la tasa de retroceso será mayor que la esperada, teniendo en cuanta solamente la variación del nivel del mar. Este hecho convierte el reciclado de sedimento en un factor crítico en el mantenimiento del equilibrio de la barrera en escalas de tiempo cortas. En el caso de que el volumen de sedimento se modifique, la energía del oleaje reorganiza los depósitos de la barrera en aquellos sectores más vulnerables, tales como los afectados por extracción de áridos, provocando el inicio de una fase erosiva, y potenciando la capacidad destructiva de las tormentas sobre la barrera entre 1956 y 1985. La barrera muestra una estabilidad mayor durante el periodo 1985-2003, el cual coincide con un cambio brusco de valores negativos a positivos en el índice de la Oscilación del Atlántico Norte (*North Atlantic Oscillation index*, NAO), a mediados de los años setenta (Hurrel, 1995). Este índice se encuentra en fase con la variabilidad en el régimen de tormentas, a un nivel *quasi* decadal. Por otra parte, el número total de ciclones que cruzan el Atlántico Norte sufrió un ligero descenso durante el periodo 1965-1995 (Lozano et al., 2004). Por lo tanto, se especula que el régimen de tormentas, junto con el volumen de sedimento retrabajado, determinan la duración y magnitud de la fase transgresiva. En este sentido, es importante determinar la magnitud e intervalos de recurrencia de los eventos clave, con el fin de aportar una base científica en la gestión del litoral, aportando información acerca de la evolución de la línea de costa.

4.5 Conclusiones

A lo largo de este capítulo se ha puesto de manifiesto que el georadar es una herramienta geofísica útil en el estudio del registro morfológico resultante de eventos erosivos recientes, así como para determinar la estratigrafía y estructura interna de una barrera transgresiva joven. La integración de los datos geofísicos y las posiciones de la línea de costa en diferentes años, proporciona el control geocronológico para las superficies de erosión identificadas en los perfiles de GPR.

El análisis de diferentes fotografías aéreas junto con los datos geofísicos, indican que la arquitectura de la barrera de arena de Cíes es el resultado de la sucesión de depósitos de *washover* y de acreción de playa, cuya distribución depende de la presencia y distribución de canales a lo largo de la barrera. De acuerdo con la estructura interna, así como la tendencia de la línea de costa observada, ésta se clasifica como transgresiva, en un contexto de ascenso relativo del nivel del mar. La transgresión de la barrera ocurre a través de procesos de *overwash* y apertura de canales, o rotura de la barrera, con un reciclado continuo de sedimento durante el retroceso de la barrera hacia tierra. En este caso, la transgresión de la línea de costa se registra a una escala decadal. La barrera presentó una tendencia transgresiva no lineal, ya que los procesos de erosión y acreción se alternaron en la transgresión. Este comportamiento particular explica la existencia de facies progradantes tales como la progradación de la playa, a pesar de la naturaleza transgresiva de la barrera.

El ascenso relativo del nivel del mar solamente explica una pequeña parte de la tasa de retroceso de la barrera, lo que implica que existen otros factores de importancia local que controlan su evolución. La interacción entre la falta, o agotamiento del sedimento, y el régimen de tormentas, se sugiere como el factor clave en el control de la evolución de la barrera. La duración de estas fases alternantes está controlada por la velocidad de acumulación de sedimento, y por lo tanto por el volumen de sedimento requerido para inducir la fase de recuperación de la misma, así como por el régimen de tormentas, que a su vez determina la velocidad de acumulación de sedimento.

La etapa de reconstrucción de la barrera puede seguir dos posibles rutas, las cuales producen diferentes patrones estratigráficos en function del nivel de impacto del evento erosivo: (1) si el nivel de impacto de la tormenta es elevado, puede provocar la rotura o inundación de la barrera y apertura de un canal, el producto presentará una estratigrafía simple causada por la agradación o crecimiento en la vertical de la barrera. Esta ruta está controlada por la disponibilidad de espacio de acomodación y sedimento, y (2) si el nivel de impacto de la

tormenta es moderado, puede causar *overwash*, de manera que el producto será la acreción hacia mar de la playa causada por la progradación de la barrera. Esta ruta está controlada por la disponibilidad de sedimento, la cual varía longitudinalmente como sugiere la variabilidad longitudinal detectada en la velocidad de acreción o progradación.



5

Evolución secular

Desarrollo del sistema barrera-*lagoon* de las Islas Cíes desde el Holoceno Medio

El análisis del relleno sedimentario del *lagoon* de las Islas Cíes, y zona trasera de la barrera de arena, ha sido utilizado para determinar la sucesión de facies y evolución del sistema barrera-*lagoon*. Se han recogido *cores* de succión en la zona objeto de estudio, a partir de los cuales se ha determinado la distribución de facies que constituyen el relleno sedimentario. Por otra parte, se han realizado una serie de dataciones mediante radiocarbono, con el fin de elaborar un modelo cronológico de evolución. De acuerdo con los resultados se han podido describir seis etapas en el relleno del *lagoon* posteriores a 6000 años BP. Las tres primeras están dominadas por sedimentación de tipo lacustre, asociada a la formación de lagunas costeras de agua dulce entre los 6000 y 3600 años BP. Una etapa dominada por sedimentación eólica en torno a 3500 años BP, y por último dos etapas recientes dominadas por sedimentación marina con posterioridad a 700 años BP. El cambio en el medio de sedimentación de lacustre a marina se asocia a cambios en la posición del nivel del mar, de hecho esta zona es utilizada como un punto de control para completar la información referente a la curva del nivel del mar desde el Holoceno Medio regional. Simultáneamente al relleno del *lagoon*, se sugiere el inicio de la formación de la barrera de arena, la cual migraría hacia tierra con el ascenso del nivel del mar hasta alcanzar su posición actual en torno a 700 años BP.

5.1 Introducción

El patrón de sucesión de facies en las barreras litorales depende de forma directa de los cambios del nivel del mar a larga escala de tiempo (cientos a miles de años), ya que son los que determinan los ritmos de transgresión y traslación de la línea de costa (Thom, 1984; Reinson, 1984; Galloway y Hobday, 1983; Davis, 1994). A pesar de esto, el nivel del mar es un factor de tipo pasivo, ya que solamente determina el nivel o *datum* sobre el que actúa el oleaje, y concretamente el oleaje de tormenta, responsable del retroceso de las barreras por medio de procesos de *overwash* (Orford et al., 1995). El comportamiento de las barreras depende también de otros factores: aportes de sedimento, geometría del basamento, y clima marítimo (Carter et al., 1989).

El estudio de una barrera en escalas de tiempo largas (miles de años) permite abarcar el desarrollo de la misma (génesis, evolución y posible destrucción), encajándola en un contexto temporal holocénico (Boyd et al., 1987). La determinación de la evolución de las barreras en esta escala temporal depende, generalmente, de la existencia de dataciones que determinen la edad de los sedimentos depositados en la zona posterior de la barrera (Carter et al., 1992, Jennings et al., 1993). Asimismo, su reconstrucción depende de la existencia de curvas generales del nivel del mar relativo, que aporten información acerca de las tasas de cambio que determinan dicha evolución (Orford et al., 1995). Por otra parte, estos estudios analizan cambios en la topografía y procesos cuyo conocimiento es de gran importancia en la gestión del litoral (Terwint y Battjes, 1991, De Vriend, 1992).

El conocimiento de la evolución durante el Holoceno medio y tardío de la costa atlántica gallega se encuentra en desarrollo. Existen diversos estudios cuyo objetivo es establecer su evolución a través del análisis de diferentes ambientes de sedimentación costera: complejos sedimentarios de tipo barrera-*lagoon*, estuarios, rías y plataformas rocosas. A pesar de esto, todavía no se ha obtenido la suficiente información para la reconstrucción de una curva de nivel del mar para el Holoceno medio y tardío que explique las diferentes evidencias encontradas en esta región (Pirazzoli, 1991, Carter et al., 1992, Sherman, 1992).

Clemente et al. (2004) sugieren, a través del análisis estratigráfico llevado a cabo en diferentes puntos de la costa de la Ría de Vigo, una ralentización en la tasa de transgresión marina en torno a 4800 cal. BP, situando el nivel del mar en una posición similar a la actual en torno a esa fecha. Estudios llevados a cabo en ambientes sedimentarios costeros de tipo

barrera-*lagoon* (Devoy et al., 1996; Vilas et al, 1991; Santos y Vidal, 1993; Santos et al., 2001) muestran (1) un ascenso progresivo del nivel del mar y retroceso de la línea de costa en los últimos 2000 años (Vilas et al., 1991), e incluso en los últimos 4000 (Santos y Vidal, 1993), y (2) la posterior estabilización e incluso progradación de sistemas barrera en los últimos 1500 años BP (Devoy et al., 1996).

El estudio evolutivo de los sistemas de rías se aborda a través del análisis del relleno de las Rías de Vigo y Pontevedra (García-García et al. 2005, Durán 2005). Durán (2005) identifica dos secuencias en el relleno posteriores al máximo glacial y separadas por una superficie de máxima inundación la cual tendría lugar hace aproximadamente 6000 años BP. La primera secuencia estaría dominada por depósitos de tipo transgresivo, mientras que la segunda lo estaría por depósitos progradantes de alto nivel. Cabe señalar la subdivisión que realiza Durán (2005) dentro de la fase de alto nivel, en la que identifica una transición o cambio de geometría agradante a progradante, a medida que el espacio de acomodación se reduce, posiblemente debido a la estabilización final del nivel del mar.

Aquellos estudios centrados en la evolución de la costa rocosa abarcan una escala temporal mayor, incluyendo en ellos componentes posiblemente heredados de anteriores interestadios. Blanco Chao et al. (2002, 2003) llegan a la conclusión de que la mayor parte de las terrazas marinas que se extienden a lo largo del litoral, e interfieren en su evolución actual, son heredadas de estadios interglaciares anteriores, cuando el nivel del mar estuvo en una posición similar a la actual. Los mismos autores muestran como evidencias de dicha afirmación la existencia de depósitos azoicos costeros fosilizados por depósitos de ladera ricos en materia orgánica (Figura 5.1). Los resultados obtenidos por Blanco Chao et al. (2002, 2003) sitúan la formación de los depósitos de ladera a partir de 40000 y hasta 530 BP (Figura 5.1). La edad de los depósitos fósiles todavía se desconoce aunque actualmente diferentes grupos de investigación de universidades gallegas están avanzando en su datación mediante métodos alternativos al ^{14}C como la termolumiscencia. Al carecer de dataciones de dichos depósitos, diversos autores (Trenhaile et al., 1999, Alonso y Pagés, 2000, Blanco Chao et al. 2002, 2003) sitúan su formación con anterioridad a 38000 años, en función de su posición estratigráfica con relación a los depósitos de ladera continentales que los fosilizan. Por el contrario, Pazos et al. (1994) sugieren una edad comprendida entre 6940 y 4915 BP para dichos depósitos, asumiendo para ello la existencia de un máximo transgresivo en torno a 6000 BP que situaría el nivel del mar por encima del actual, y un posterior descenso a su posición actual, tal como resume la curva de cambios del nivel del mar propuesta por García-García et al. (2005).

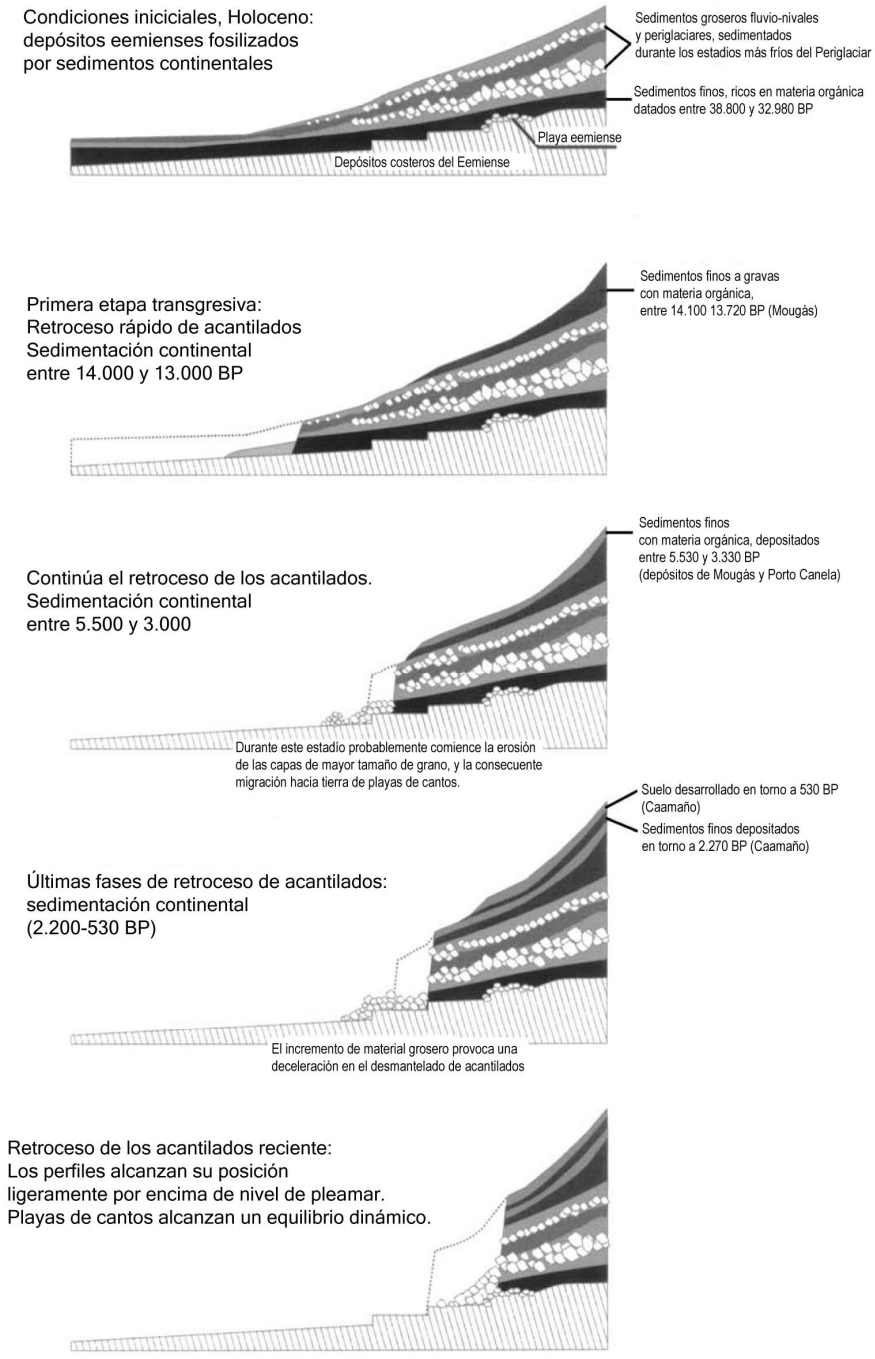


Figura 5.1. Modelo de evolución paraglacial Holocena. Modificado de Blanco et al. (2002).

En este trabajo se muestra la reconstrucción estratigráfica del relleno del *lagoon* que forma parte del complejo sedimentario barrera-lagoon de las Islas Cíes. Dicha reconstrucción permite la elaboración de un modelo de evolución ambiental a macroescala (miles de años) para la zona de estudio, encajándola temporalmente en el Holoceno medio. Para ello se integra la información obtenida utilizando técnicas geomorfológicas, dataciones realizadas mediante ^{14}C sobre muestras recogidas con sondeos de succión, y análisis litoestratigráficos y biológicos (palinológicos y macrofósiles). Por otra parte, se relaciona dicha evolución con los cambios del nivel del mar durante el período comprendido entre el Holoceno medio a tardío. Esta información es utilizada también para evaluar la validez de la curva del nivel del mar propuesta por Clark et al. (1978) y García-García et al. (2005) para la zona de estudio.

5.2 Metodología

Para realizar los objetivos propuestos se recogieron 10 sondeos en la zona posterior de la barrera utilizando el sondeo de succión TESS-1 descrito por Mendez et al. (2003), y posicionados utilizando coordenadas UTM Huso 29 respecto al Elipsoide Internacional 1909, y el Nivel Medio del Mar en Alicante (NMMA), mediante Estación Total (Figura 5.2). Así mismo, las alturas se refirieron además al cero hidrográfico local (CHL) el cual se encuentra 1.401 m bajo NMMA en la zona de estudio. La longitud de los sondeos fue variable, desde 1 a 4 m, en

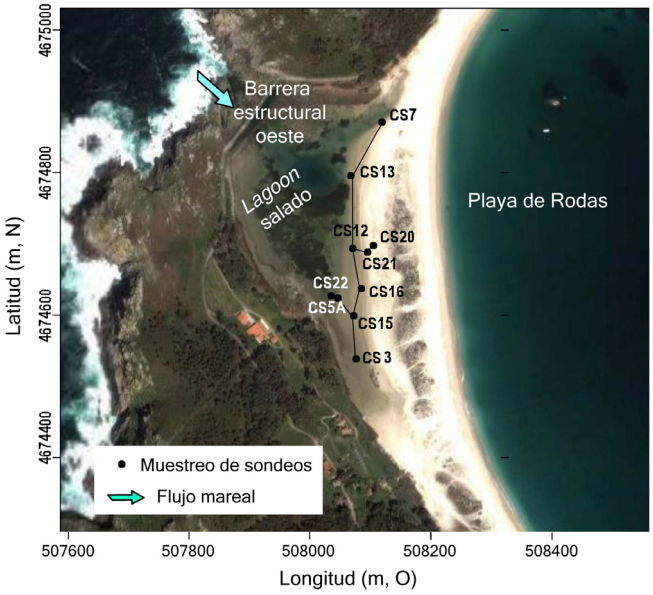


Figura 5.2. Localización de los sondeos realizados en la zona trasera de la barrera de arena y *lagoon* de Cíes.

función de la profundidad del basamento. En todos los casos se intentó alcanzar el basamento aunque sólo se consiguió en tres de ellos. En el laboratorio se abrieron los sondeos longitudinalmente y se procedió a su descripción macroscópica, levantamiento de columnas estratigráficas, y muestreo para análisis sedimentológico. En el caso de los sondeos donde se detectó la presencia de turba en la base, ésta se muestreó además cada centímetro para análisis palinológico y contenido en materia orgánica mediante calcinación (Dean, 1974). Asimismo, también se realizó la identificación de restos de macrofósiles con el fin de averiguar su procedencia.

El análisis polínico se realizó en los sondeos CS16 y CS15 por parte del Dr. Castor Muñoz (Dep. Bioloxía Vexetal e Ciencias do Solo, Universidade de Vigo). En el caso del sondeo CS15 se realizó cada 1 cm, mientras que en el sondeo CS16 solamente cada 4 cm con el fin confirmar los resultados obtenidos en el sondeo anterior. Las muestras se prepararon utilizando técnicas convencionales (Faegri et al., 1989). Los porcentajes de polen se calcularon a partir de la suma total de polen terrestre (>250).

El análisis cronológico se realizó en *Geochron Laboratories* y *AMS Dating Centre, Department of Physics and Astronomy*, *University of Aarhus*, donde se enviaron cinco muestras de turba, una de materia orgánica, y otra de carbonato cálcico (foraminíferos bentónicos). Las fechas ^{14}C obtenidas mediante la técnica de *AMS* (*Accelerator Mass Spectrometry*) se muestran en la Tabla 5.1. Cada edad fue posteriormente calibrada utilizando el software específico, CALIB versión 5.0 (Stuiver y Reimer, 1993) y la curva de ajuste descrita en Reimer et al. (2004), escogiendo los intervalos de probabilidad 2σ.

Con el fin de ampliar el conocimiento de la zona de estudio y la interpretación de su evolución se utilizan también mapas topográficos (1:1000, 1:5000), y fotografías aéreas previamente georeferenciadas mediante ERDAS 8.5, correspondientes a los vuelos realizados en 1956 y 1999. Toda esta información se introduce en ArcView 3.2 para su análisis.

Tabla 5.1. Resultados de las dataciones mediante ^{14}C. NMMA, nivel medio del mar en Alicante. CHL, cero hidrográfico local.

Muestra	*Sondeo*	Material	^{14}C edad BP	Edad BP calibrada ± 2σ	$\delta^{13}C$ (‰)	Altura (m, NMMA)	Altura (m, CHL)
91-92	CS22	turba	3620±50	3827-4088	-27.2	0.42	-0.98
191-192	CS15	turba	3730±40	3972-4162	-28.6	-0.05	-1.45
239-240	CS15	turba	5205±55	5890-6124	-27.21	-0.55	-1.95
364-363	CS20	turba	3399±46	3554-3730	-25.78	-0.45	-1.85
325-326	CS21	material orgánico	3311±47	3443-3642	-26.59	-0.81	-2.21
434-435	CS21	turba	3445±55	3569-3846	-27.08	-1.92	-3.32
291-292	CS13	foraminíferos bentónicos	1180±60	636-873	0.5	-2.05	-3.45

5.3 Resultados e interpretación

5.3.1 Descripción de los sondeos

A continuación se describe cada uno de los sondeos recogidos en el campo y utilizados en el análisis de la evolución a largo plazo del sistema barrera-*lagoon*. Se describen en primer lugar los sondeos correspondientes a la línea longitudinal (N-S) realizada en la zona intermareal del *lagoon*, correspondiente a la zona posterior de la barrera. Los gráficos de los sondeos se muestran en el Anexo (págs. 197-206).

5.3.1.1 Línea N-S

5.3.1.1.1 Sondeo *CS7*

Sondeo recogido en la zona norte del *lagoon* (Figura 5.2), con una longitud total de 1.3 m. En él se han identificado tres facies en función de su contenido fósil y tamaño de grano (Figura A.1). El contacto entre la facies de techo (Facies A) y la intermedia (Facies B) es abrupto, indicando un cambio brusco en el ambiente de sedimentación o erosión. Por el contrario, el contacto entre la Facies B y la Facies G es gradual y está representado por un aumento progresivo en el contenido de fragmentos de granito alterado hacia la base del sondeo. La presencia de dichos fragmentos sugiere la cercanía del basamento.

En las Facies A y B se han encontrado fragmentos de conchas, de los cuales se han identificado los más comunes. En la Facies A, se han identificado organismos pertenecientes a los géneros *Lucinoma* y *Solen*. En la Facies B se observa una mayor diversidad e, incluso conchas enteras, entre las que se identificaron macrofósiles pertenecientes al género Loripes (*Loripes lacteus*) y diversas especies de gasterópodos (*Gibbula* sp., *Monodonta* sp., *Tricolia* sp.).

Dentro de la Facies B se han identificado diferentes unidades sedimentarias en función de su tamaño de grano, color y contenido en materia orgánica. Dichos cambios sugieren a su vez cambios en el régimen sedimentario correspondientes a periodos de mayor energía (*lag* de conchas) y menor energía (láminas ricas en materia orgánica).

5.3.1.1.2 Sondeo *CS13*

Sondeo de 2.84 m de longitud recogido en la zona intermareal del *lagoon* (Figura 5.2), cercano a la zona actualmente más profunda del mismo. En este sondeo se han identificado tres facies diferenciadas en función de su distinta composición, tamaño de grano y contenido

fosilífero (Figura A.2). El contacto entre la facies de techo (Facies A) y la intermedia (Facies C) es abrupto, indicando un cambio brusco en el ambiente o mecanismos de sedimentación o erosión, de igual forma que en el sondeo anterior. En cuanto al contacto entre la Facies C y la Facies E se trata también de un cambio brusco, pasando de material fibroso y con alto contenido en materia orgánica o turba (Facies E), a sedimento con numerosos bioclastos y conchas de gasterópodos enteras, así como foraminíferos bentónicos y planctónicos (estos últimos en menor proporción).

La Facies C se caracteriza por la presencia de láminas de sedimento rico en materia orgánica y tamaño de arena fina a muy fina, intercalados con láminas de material menos rico en materia orgánica con abundantes fragmentos de conchas y conchas de gasterópodos enteras. Al igual que observado en el anterior sondeo con la Facies B, en esta facies los cambios mencionados sugieren a su vez modificaciones en el régimen sedimentario correspondientes a periodos de mayor energía (*lag* de conchas) y menor energía (láminas ricas en materia orgánica).

En ambas Facies A y C, se han encontrado fragmentos de conchas y numerosas conchas enteras. En la primera se han identificado individuos pertenecientes a los géneros *Lucinoma* y *Solen*, por otra parte, dentro de la Facies C se observa una mayor diversidad, y al igual que en el caso anterior, se han identificado macrofósiles pertenecientes al género *Loripes* (*Loripes lacteus*) y diferentes especies de gasterópodos (*Gibbula* sp., *Monodonta* sp., *Tricolia* sp.).

En este sondeo se seleccionó una muestra para su datación mediante ^{14}C. En este caso se dataron foraminíferos bentónicos recogidos en la base de la Facies C (Figura A.2) cuyo resultado sitúa la sedimentación de dicho depósito en torno a 1180±60 años BP (636-873 cal BP).

5.3.1.1.3 Sondeo *CS12*

Sondeo recogido en la zona intermareal del *lagoon*, 100 m hacia el sur del sondeo CS13 (Figura A.3). En este sondeo se han identificado tres facies en los 2.40 m recogidos (Figura A.3). Los límites de las facies identificadas son netos, de manera que existe un paso claro de arenas de tamaño medio blancas y con fragmentos de conchas (Facies A), a arenas medias con tonalidades más oscuras, heterométricas y con abundantes fragmentos de conchas y conchas enteras (Facies B). Así mismo, también se observa claramente la transición entre la Facies B y la inmediatamente inferior caracterizada por arenas medias a finas muy bien seleccionadas con tonos oscuros con ausencia de contenido fosilífero o fragmentos de conchas

(Facies D). La componente mayoritaria de las Facies A y D está caracterizada por arenas de cuarzo muy bien seleccionadas y con un alto grado de madurez (alta esfericidad y redondez).

Al igual que en los sondeos anteriores, en ambas Facies A y B, se han encontrado fragmentos de conchas. En la primera se han identificado organismos pertenecientes a los géneros *Lucinoma* y *Solen*, mientras que dentro de la Facies B se observa una mayor diversidad e incluso conchas enteras. En este caso se han identificado macrofósiles pertenecientes al género *Loripes* (*Loripes lacteus*) y diferentes especies de gasterópodos (*Gibbula* sp., *Monodonta* sp., *Tricolia* sp.), al igual que en los sondeos anteriores.

5.3.1.1.4 Sondeo *CS16*

Sondeo recogido en la zona intermareal del *lagoon*, aproximadamente 50 m hacia el sur de CS12 (Figura 5.2). En este sondeo se han recogido 2.74 m en los cuales se han identificado cuatro facies (Figura A.4). Los límites entre las Facies A y B por un lado y, B y D por otro, son netos, indicando una interrupción en la sedimentación, bien por cese de sedimentación, erosión o, por un cambio en el régimen sedimentario. Por el contrario, el límite entre las Facies D y E es relativamente gradual observándose un aumento en la proporción de materia orgánica hacia la segunda (Figura 5.3), y un descenso en la proporción de arena. Hacia la base del sondeo (Facies E) se observa un descenso de hasta un 30 % en la proporción de materia orgánica a favor de un incremento en la proporción de material siliclástico de tamaño arena media a fina.

También en este caso se han podido identificar individuos de los géneros *Lucinoma* y

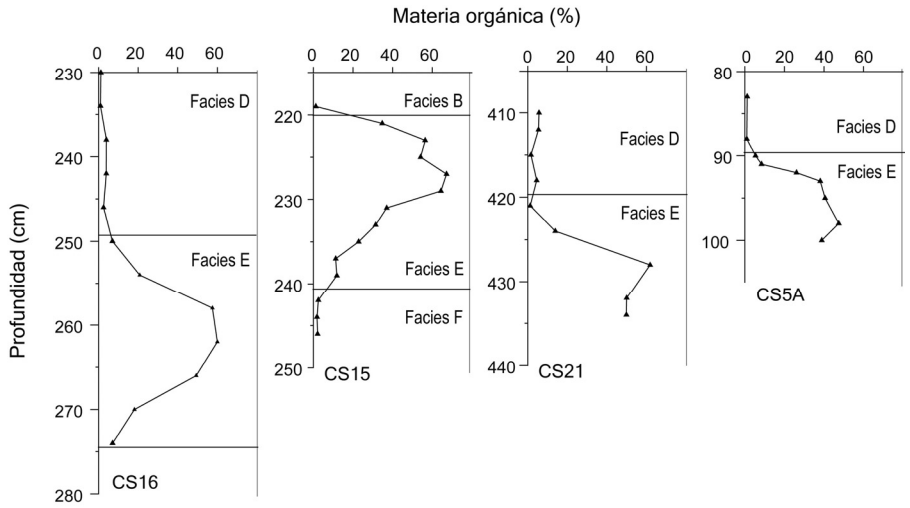


Figura 5.3. Perfiles de porcentaje en materia orgánica resultado de la calcinación en aquellos sondeos con turba.

Solen en la Facies A, mientras que en la Facies B se han identificado individuos pertenecientes a los géneros *Loripes* (*Loripes lacteus*) y una considerable diversidad de especies de gasterópodos (*Gibbula* sp., *Monodonta* sp., *Tricolia* sp.). Por el contrario, la Facies E carece de fragmentos de conchas. En su lugar se han identificado restos de fibras vegetales pertenecientes a *Phragmites*.

5.3.1.1.5 Sondeo *CS15*

Sondeo recogido en la zona intermareal del *lagoon*, aproximadamente 50 m hacia el sur de CS16 (Figura 5.2), con una longitud de 2.47 m. En dicho sondeo se han identificado cinco facies (Figura A.5). En este caso, al igual que en el sondeo CS7 la Facies G aparece en el muro del sondeo con interrogantes puesto que se supone la cercanía del sustrato rocoso (Figura A.5), de acuerdo con un aumento progresivo hacia muro del contenido en fragmentos de granito alterado. Los límites de las facies son netos, lo que sugiere la existencia de una discontinuidad erosiva o bien, el cese de sedimentación y posterior cambio en el régimen sedimentario.

En las Facies A y B se han encontrado fragmentos de conchas que, como en los casos anteriores, se han relacionado con diferentes especies de organismos bivalvos y gasterópodos. En el caso de la Facies E, identificada como turba, tiene un alto porcentaje en materia orgánica, con valores máximos de en torno a un 65 % (Figura 5.3). Esta proporción disminuye hacia techo de forma brusca, mientras que hacia muro se observa una sustitución de materia orgánica por material siliciclástico (12 % de materia orgánica), similar al observado en el sondeo CS16 (Figura 5.3). Finalmente, existe un descenso brusco a valores cercanos a un 2 %, coincidiendo con el cambio hacia Facies F, rica en materia orgánica y con una alta proporción de material siliciclástico representado por granos de cuarzo muy maduros (Figura 5.3). Este fue el único sondeo en el que se alcanzó la base de la turba, la cual se desarrolla directamente sobre la Facies F, y esta última sobre el basamento.

En este sondeo se han recogido dos muestras para su datación mediante ^{14}C. La primera se ha recogido en el techo de la Facies E, mientras que la segunda se ha recogido en el muro de la misma facies (Tabla 5.1). De esta forma, se determinó la edad del techo de la turba en torno a 3730±40 BP (3972-4162 cal. BP), y la base del sondeo en torno a 5205±55 BP (5890-6124 cal. BP).

5.3.1.1.6 Sondeo *CS3*

Sondeo de 97 cm de longitud recogido en la zona intermareal del *lagoon* (Figura 5.2), cercano a un afloramiento rocoso situado en el interior del mismo. En él se han identificado tres

facies en función de su contenido fósil y tamaño de grano (Figura A.6): Facies A, B y G. Los límites de facies en este sondeo son de tipo difuso. Al igual que en los sondeos anteriores en éste se ha relacionado también la aparición de fragmentos de granito alterado con la cercanía del basamento a la base del sondeo (Facies G).

En la Facies A los fragmentos de conchas han permitido identificar la presencia de individuos de los géneros *Lucinoma* y *Solen*. En la Facies B se han identificado macrofósiles pertenecientes a los géneros *Loripes* (*Loripes lacteus*), *Gibbula*, *Monodonta* y *Tricolia*.

5.3.1.2 Línea O-E

Esta línea se ha realizado en dirección este a partir del sondeo CS12 recogido en la línea N-S y consta de tres sondeos: CS12, CS21 y CS20 (Figura 5.2).

5.3.1.2.1 Sondeo *CS21*

Sondeo recogido 25 m hacia el este a partir del sondeo CS12 (Figura 5.2). Este sondeo se recogió en la zona posterior de la barrera de arena, la cual esta constituida por depósitos de *washover* ricos en fragmentos de conchas. Esta zona de la barrera es inundada por la marea tan solo en momentos de mareas vivas y temporal. Se trata del sondeo de mayor longitud (4.40 m) en el que se han identificado tres facies bien diferenciadas: Facies A, D y E (Figura A.7). El límite de la Facies A hacia muro es neto, indicando una discontinuidad sedimentaria que pudo deberse a diferentes razones: cese de sedimentación, cambio del régimen sedimentario, o erosión. En cuanto al límite de la Facies D hacia muro es gradual, de igual forma que en el caso del sondeo CS16.

En la Facies A se han encontrado fragmentos de conchas de diferentes tamaños, algunos de los cuales han podido ser identificados como derivados de conchas de individuos pertenecientes al género *Lucinoma* y *Solen*. La Facies D, por el contrario, muestra ausencia total de fragmentos de conchas al igual que la Facies E, en la cual se han identificado fibras de *Phragmites* y que se asocia a la formación de turba.

Dentro de la Facies D se han identificado diferentes unidades sedimentarias en función de su textura y color. En las muestras correspondientes a la Facies E se determinó el contenido en materia orgánica (Figura 5.3). Los resultados muestran gran similitud con los obtenidos a partir del sondeo CS16. En ellos se observa la disminución gradual hacia techo dentro de la Facies E, en la proporción de materia orgánica a favor de un aumento en la proporción de material siliciclástico.

En este sondeo se seleccionaron dos muestras para su datación mediante ^{14}C (Tabla 5.1). La primera se tomó en la Facies D a 3.35 m de profundidad en el sondeo (Figura A.7), coincidiendo con una unidad rica en materia orgánica cuyo resultado sitúa la formación de este nivel en torno a 3311±47 BP (3443-3642 cal. BP). Adicionalmente se recogió otra muestra en el techo de la Facies E para su datación (Figura A.7), situando la sedimentación de la turba en este punto en torno a 3445±55 BP (3569-3846 cal. BP).

5.3.1.2.2 Sondeo *CS20*

Sondeo recogido en la zona posterior de la barrera de arena colonizada por gramíneas (*Elytrigia juncea*), aproximadamente 16 m hacia el este del sondeo CS21 (Figura 5.2). En este sondeo de 3.72 m de longitud se han identificado dos facies (Figura A.8). El límite entre ambas facies es neto indicando un cambio brusco en las condiciones de sedimentación o incluso erosión.

Al igual que en los casos anteriores, la Facies A presenta fragmentos de conchas entre los que se pueden identificar individuos pertenecientes a los géneros *Lucinoma* y *Solen*. Por el contrario la Facies E carece de contenido fosilífero, aunque se han podido identificar restos de fibras vegetales. En este caso también, esta facies se asocia a la formación de una turbera.

El techo de esta facies ha sido datada mediante ^{14}C en torno a 3399±46 BP (3554-3730 cal. BP, Tabla 5.1).

5.3.1.3 Línea E-O

Esta línea se ha realizado en dirección noroeste a partir del sondeo CS15 y consta de tres sondeos: CS15, CS5A y CS22 (Figura 5.2).

5.3.1.3.1 Sondeo *CS5A*

Este sondeo se ha recogido en la zona intermareal del *lagoon*, (Figura 5.2) con una longitud total de 1.01 m. En este sondeo se han identificado cuatro facies (Figura A.9). Los límites entre las mismas son bruscos, indicando un cambio en las condiciones de sedimentación o erosión, excepto entre las Facies D y E que es gradual.

Al igual que en los casos anteriores, en las Facies A y B, se han encontrado fragmentos de conchas. En la primera éstos se han asociado a organismos de los géneros *Lucinoma* y *Solen*, mientras que en la Facies B se observa una mayor diversidad e incluso conchas enteras. En este caso se han identificado macrofósiles pertenecientes a los géneros *Loripes* (*Loripes lacteus*), *Gibbula*, *Monodonta* y *Tricolia*. En el caso de la Facies E no se han encontrado

fragmentos de conchas, aunque se han identificado restos de fibras vegetales al igual que en los casos anteriores, correspondientes a la formación de una turba. A partir de los resultados obtenidos por calcinación de la materia orgánica se observa una clara diferenciación entre la Facies E y la inmediatamente superior (Facies D), aunque la transición de una a otra es gradual, detectándose un aumento progresivo en la proporción de material siliclástico asociado a la disminución de materia orgánica hacia techo (Figura 5.3).

5.3.1.3.2 Sondeo *CS22*

Sondeo de 0.75 m de longitud recogido en la zona intermareal del *lagoon* cercana a la zona sumergida donde se desarrollan las praderas de zostera (Figura 5.2). En este sondeo se han identificado cinco facies (Figura A.10). El único cambio de facies gradual detectado corresponde con el límite entre la Facies D y E, en el que se observa una reducción gradual en la proporción de granos de cuarzo con alto índice de madurez a favor de un incremento en la proporción de materia orgánica (material fibroso) y arcillas hacia muro de la Facies D.

La Facies A se caracteriza por la presencia de fragmentos de conchas de los cuales se han podido identificar individuos pertenecientes a los géneros *Lucinoma* y *Solen.* En este caso, la Facies B aparece representada por un fino nivel de sedimentos de aproximadamente 10 cm, en el que se han identificado macrofósiles pertenecientes a los géneros *Loripes* (*Loripes lacteus*) y diferentes especies de gasterópodos (*Gibbula* sp., *Monodonta* sp., *Tricolia* sp.). Hacia muro del sondeo se detecta la presencia de fragmentos de granito alterado y micas, posiblemente relacionados con la cercanía de Facies G.

El techo de la Facies E ha sido datado en torno a 3620±50 BP (3827-4088 cal. BP, Tabla 5.1).

5.3.2 Perfiles polínicos

A continuación se presentan los resultados obtenidos a partir del análisis polínico realizado en los sondeos CS15 y CS16 con el fin de investigar el tipo de ambiente que generaría la turba encontrada en la zona inferior del relleno del *lagoon*.

5.3.2.1 Perfil polínico CS15

En el sondeo CS15 se han podido identificar dos zonas polínicas de base a techo (Figura 5. 4): ZPL1 correspondiente a los centímetros inferiores (246-242 cm) y ZPL2 (241-217 cm).

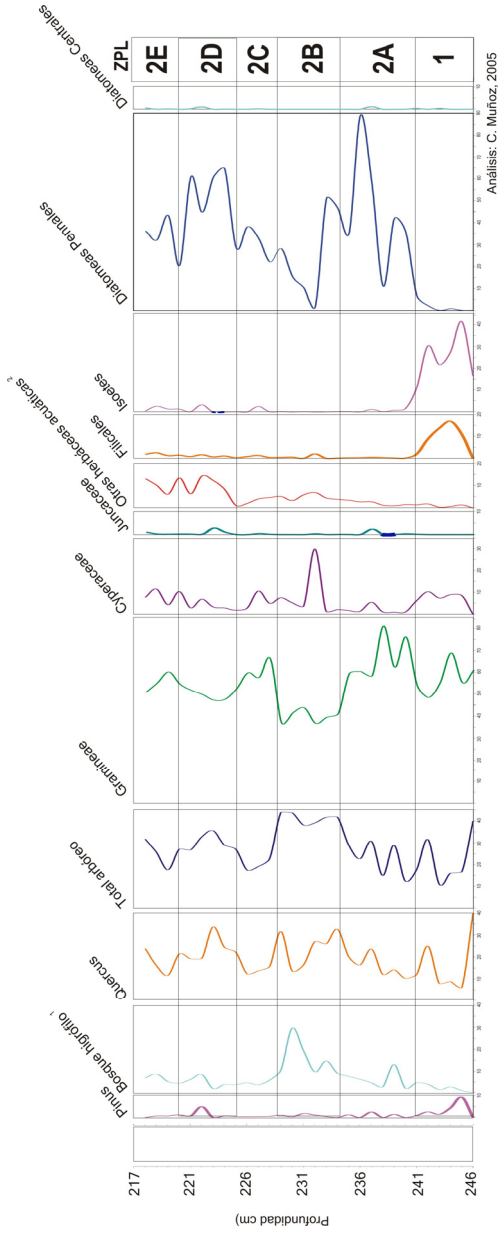


Figura 5.4. Perfil polínico resumido correspondiente a los centímetros de turba recogidos en el sondeo CS15. En el gráfico aparecen señalados las distintas zonas polínicas identificadas. [1]Incluye: Betula, Corylus, Alnus, Salix, Populus, Fraxinus, Frangula, Rhamnus, Ulmus. [2]Incluye: Mentha aquatica, Oxyria-type, Lysimachia, Lythum portula, L. Salicaria, Typha, Ranunculaceae, Myriophyllum, Callitriche, Potamogeton, Nymphaea, Menyanthes.

ZPL 1 (muestras 1-5; 246-242 cm):

Desde el punto de vista de la composición de los espectros polínicos la ZPL1 difiere claramente del resto de las muestras analizadas en este perfil (Figura 5.4). La representatividad de la primera muestra de este nivel es nula, ya que en él solamente han podido identificarse 6

palinomorfos. Los porcentajes de polen arbóreo total (P.A.) de la ZPL- 1 son relativamente bajos (<30%), y los espectros aparecen dominados por valores moderados de Gramineae (<50%), Tubuliflorae (<20%) y Cyperaceae (>10%). Los valores máximos corresponden a *Isoetes* (20-40%) junto con una mayor diversidad de esporas de Filicales. Esta composición de los espectros polínicos sugiere un medio continental, relativamente húmedo, pero sin agua libre permanente en superficie. De hecho, *Isoetes* se desarrolla preferentemente en medios sometidos a importantes oscilaciones freáticas.

El cambio entre la ZPL1 y las siguientes es abrupto, lo que indica un cambio repentino de ambiente o una discontinuidad erosiva entre los niveles 5 y 6 (o ambas posibilidades). El contenido polínico total de la muestra 5 (191 palinomorfos identificados) está en el límite de la representatividad, y es considerablemente inferior a las 2 muestras adyacentes (Figura 5.4), por lo que aquí podría haber habido una alteración que condicionase la tasa de deposición polínica observada. Por otra parte, dicho cambio abrupto coincide con un aumento en el contenido en materia orgánica que pasa de 1-2% a 12%.

ZPL2 (muestras 6-30; 241-217 cm):

A partir de aquí los espectros polínicos sugieren la formación de un sistema ripario cercano (Figura 5.4), con agua dulce libre y vegetación arbórea asociada, con variaciones espacio-temporales.

ZPL2a (muestras 6-12; 241-235 cm):

En esta zona, datada en torno al 5205±55 BP (6124-5890 cal. BP), aparece un primer máximo de Gramineae, tipo polínico que incluye a *Phragmites*. *Phragmites* enraíza en los márgenes someros (frecuentemente sobre materiales impermeables) y a menudo sus raíces penetran profundamente en los sedimentos limo-arcillosos, dejando restos fibrosos de sus cutículas externas. En esta zona polínica se incrementa ligeramente la proporción de polen arbóreo total (P.A.) y comienza la curva de *Galium-type*, que puede incluir una serie de especies, la mayoría de la cuales se desarrollan en lugares húmedos y sombríos. Por otra parte, se detecta un aumento muy notable en la abundancia de diatomeas pennales, cuya presencia se mantiene en el resto de la secuencia. Finalmente, se reduce la presencia de esporas de *Isoetes*.

ZPL2b (muestras 13-18; 234-229 cm):

Esta es la zona de mayor representación de polen arbóreo, fundamentalmente *Quercus* y un buen número de especies características de bosques de galería (*Alnus*, *Salix*, *Fraxinus*,

Betula, *Corylus*, *Frangula*). Se reduce la proporción de Gramineae, debido a una reducción de la relación *Phragmites*/bosque de galería. Además, es el momento de máxima representación de *Hydrocotyle*, que indicaría la existencia de un manto permanente de aguas libres, continentales, de flujo lento y relativamente profundas (probablemente > 1m).

ZPL2c (muestras 19-21; 228-226 cm):

Se detecta un nuevo incremento de Gramineae y un descenso de la representación del bosque ripario. Podría indicar una reversión a una situación parecida a la ZPL2a. Simultáneamente aumenta la presencia de pólenes indicativos de matorral (p.e *Ulex-type*, Ericaceae, *Rumex acetosella-type*, *Pteridium*) que son bastante más abundantes que en la ZPL2a. Además, se observa un nuevo incremento de los valores de *Isoetes* y reaparecen pólenes de Juncaceae (no registrados en la ZPL2b). También se registran los mayores porcentajes de *Galium-type* y *Potamogeton*, mientras *Lysimachia* e *Hydrocotyle* se reducen (o no aparecen) temporalmente en esta zona. Estos espectros están reflejando una mayor representación de ambientes sublitorales poco arbolados del tipo ecosistemas de trasduna, o bien un espacio ante-litoral con áreas más o menos llanas que puedan inundarse temporalmente (un brezal-tojal que incluya prados húmedos o zonas deprimidas favorables para el desarrollo de *Isoetes*, Juncaceae, *Myrophyllum*, *Potamogeton*, etc.). Otra posibilidad, que no es excluyente con la anterior, es que sea un período de perturbación de los bosques, bien por causas climáticas o por influencia humana, y que eso favorezca el desarrollo del matorral. Al mismo tiempo, un incremento de la escorrentía superficial por pérdida de parte de la cobertura arbórea de la cuenca, favorecería el que se encharcasen temporalmente las zonas más bajas.

ZPL2d (muestras 22-26; 225-221 cm):

Datado en torno al 3730±40 BP (4162-3972 cal. BP). Según el cortejo polínico obtenido, podríamos interpretar un retorno a una situación parecida a la de la ZPL2b, ya que se observa un nuevo incremento de la proporción de los taxones arbóreos frente a Gramineae. En este punto existe un aumento de la proporción de arenas eólicas junto con un descenso en el

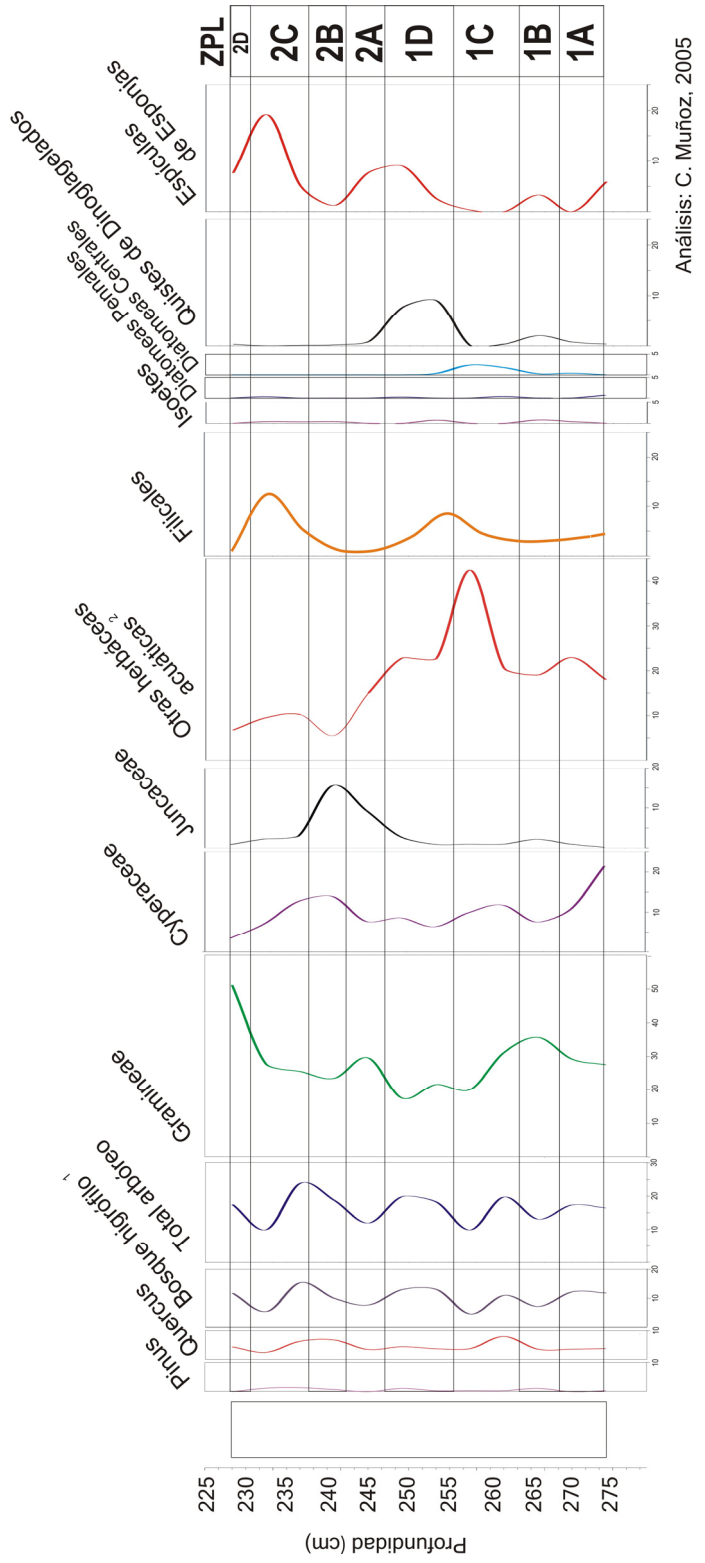


Figura 5.5. Perfil polínico resumido correspondiente a los centímetros de turba recogidos en el sondeo CS16. En el gráfico aparecen señalados las distintas zonas polínicas identificadas. [1]Incluye: Betula, Corylus, Alnus, Salix, Populus, Fraxinus, Frangula, Rhamnus, Ulmus. [2]Incluye: Mentha aquatica, Oxyria-type, Lysimachia, Lythum portula, L. Salicaria, Typha, Ranunculaceae, Myriophyllum, Callitriche, Potamogeton, Nymphaea, Menyanthes.

contenido total de materia orgánica (Figura 5.3) coincidiendo con la aparición de la práctica totalidad de elementos característicos de la vegetación dunar (*Armeria-type A*, *Armeria-type B*, *Limonium*, *Caryophyllaceae*, *Chenopodiaceae*, *Convolvulus*, *Cruciferae*, *Tubuliflorae*, *Liguliflorae*, *Lotus-type*, Gramineae, etc.). Se trata del nivel en el que la representación de las Juncaceae es máxima. Estas especies son también características de humedales temporales emplazados en depresiones intradunares (aunque no son exclusivos de ellas y también pueden aparecer en otros ambientes).

ZPL2e (muestras 27-30; 220-217 cm):

Su registro polínico es parecido al de la ZPL2a, y es prácticamente idéntico al de la ZPL2c. Por ejemplo, vuelve a parecer *Rumex acetosella-type*, y se incrementan de nuevo *Isoetes* y Ericaceae. Todo ello podría indicar una mayor representación de los ecosistemas de trasduna.

5.3.2.2 Perfil polínico CS16

En muchos aspectos el registro polínico de este perfil recuerda a los niveles superiores del perfil CS15. En todo caso, a lo largo de toda la secuencia analizada en el sondeo CS16 la dinámica de bosque ripario aparece de una forma mucho menos evidente que en el CS15. Por ejemplo, en este caso se pueden encontrar 3 zonas de máximo de Gramineae, pero las oscilaciones de la representación del bosque ripario son mucho menos notorias que en la secuencia anterior. En este sondeo se han analizado muestras cada 5 cm, con lo cual la resolución de la secuencia obtenida es inferior a la obtenida en el perfil CS15.

ZPL1 (muestras 1-7; 274-250 cm):

Los espectros polínicos están dominados por taxones como *Myriophyllum*, *Potamogeton*, Gramineae, y otros, representando ambientes acuáticos continentales marginales o con poco agua (Figura 5.5). En toda la ZPL1 hay algunas espículas silíceas de esponjas y algunos dinoflagelados, aunque en menor proporción que en la ZPL2.

ZPL1a (muestras 1-2; 274-270 cm):

Los porcentajes de P.A. son bastante bajos (<20%), probablemente representando el final de una fase de dominio del bosque ripario, asociado a un humedal continental. Aparece vegetación higrófila (*Myrica*, *Galium-type*) y vegetación acuática propia de ambientes someros, como p.e., *Typha* y *Lysimachia*, *Potamogeton*, *Nymphaea*, *Ranunculaceae*, *Menyanthes*, *Isoetes*, etc. También se registran, aunque son bajos, los mayores porcentajes de *Betula*

(representante de bosque de galería). Por tanto, podría tratarse de un punto próximo al margen del humedal.

ZPL1b (muestra 3; 266 cm):

Es una sola muestra, pero en esta zona aparece un primer máximo de Gramineae (>30%), tipo polínico que incluye a *Phragmites*. Sin embargo en este nivel se incrementan los porcentajes de Chenopodiaceae, Cruciferae, Tubiliforae, Liguliforae, *Rumex acetosella-type*, por lo que es posible que haya una mejor representación de vegetación de ambientes asociados a dunas, incluidas algunas gramíneas. En este nivel se observa también la presencia de espículas silíceas de esponjas y dinoflagelados y, un aumento en la proporción de *Isoetes*, lo cual se podría interpretar a su vez como indicios del un incremento de la aridez/estacionalidad. En este punto se detecta un cambio importante en la textura y composición del sedimento con un aumento de un 30% en la proporción de materia orgánica.

ZPL1c (muestras 4-5; 262-258 cm):

Leve incremento de *Alnus* y máximos porcentajes de *Myriophyllum*. En esta zona se reducen las Chenopodiaceae, reaparece *Myrica*, aumenta *Typha* y hay un descenso en la presencia de espículas y dinoflagelados. Parece una reversión hacia la situación de la ZPL1a, probablemente más acusada.

ZPL1d (muestras 6-7; 254-250 cm):

Aumenta Ericaceae, Caryophyllaceae, Cruciferae, Chenopodiaceae, Umbelliferae, Tubuliflorae, Liguliflorae, *Artemisia*, *Armeria*, aparece *Ephedra*, también *Cerealia-type* (que podrían indicar la existencia de gramíneas poliploides de duna). Se registra la máxima representación de dinoflagelados y también aumentan las espículas. Desaparece momentáneamente *Potamogeton*. Todo ello sugiere una transición hacia un ambiente más claramente dunar. Estos cambios en la composición polínica van acompañados de un descenso gradual dentro del nivel en la proporción de materia orgánica (Figura 5.3), y descenso acusado respecto al nivel anterior que se asocia a un aumento en la proporción de material siliciclástico.

ZPL2 (muestras 8-12; 246-230 cm):

Los espectros polínicos están dominados por taxones como Juncaceae y Gramineae representando ambientes acuáticos continentales marginales o con poco agua o depresiones intradunares (Figura 5.5). En toda la ZPL2 hay una cierta abundancia de espículas silíceas de

esponjas, mayor que en la ZPL1. Se observa un importante descenso en la presencia de dinoflagelados y diatomeas.

ZPL2a (muestra 8; 246 cm):

Nuevo máximo de Gramineae, se mantienen relativamente elevados los porcentajes de Ericaceae. Se incrementa Juncaceae, reaparece *Potamogeton*. Todo indica que se está formando una depresión intradunar que se encharca con agua dulce.

ZPL2b (muestra 9; 242 cm):

Se registran los porcentajes máximos de Juncaceae, con una mayor presencia de Umbelliferae, Ephedra, y reaparece Hydrocotyle. Menos presencia de dinoflagelados y espículas silíceas. La depresión intradunar podría estar ya completamente formada inundándose ocasionalmente con aguas continentales.

ZPL2c (muestras 10-11; 238-234 cm):

Se incrementa ligeramente *Alnus*, y también Ericaceae, Liliaceae, Caryophyllaceae, *Polygonum aviculare-type*, Ranunculaceae, *Hydrocotyle* y diatomeas pennales. Las diatomeas identificadas se asocian a ambientes de agua dulce (Patricia Bernárdez, comunicación personal). Máxima representación de *Pteridium* y de esporas tipo *Monolete*.

ZPL2d (muestra 12; 230 cm):

En esta zona se registran los valores máximos de Gramineae. La interpretación de los espectros polínicos de las últimas 2 zonas (sobre todo de la ZPL2c) resulta confusa. Parece que los sedimentos hubieran podido recibir aportes de diferentes ambientes, desde sistemas riparios continentales hasta el medio marino. Puede que la probable depresión intradunar descrita en las zonas polínicas anteriores (ZPL2a y ZPL2b) haya desaparecido por algún tipo de modificación de la barrera de arena de forma que esta depresión se pudiera haber transformado en una vía de interconexión entre la misma y el sistema marino, a través del complejo dunar. Otra posibilidad es que se produjera una mezcla post-deposicional, con la cual se hubieran removido y mezclado estos niveles.

Al carecer de dataciones en ambos registros CS15 y CS16, no se puede asegurar que sean contemporáneos, aunque al menos en parte se podría hacer una correlación entre las zonas polínicas de ambos. Probablemente el final de la ZPL2a del CS15 encajaría con la ZPL1a del CS16. Pese a la buena correlación entre ambos, pueden representar variaciones espaciales de los mismos procesos en microambientes diferenciables, o bien pueden ser evidencias de

procesos parecidos ocurridos en momentos diferentes, quizá con 1000-2000 años de diferencia.

5.3.3 Interpretación de facies

De acuerdo con los resultados obtenidos a partir del análisis de los sondeos recogidos en la zona de estudio, se han podido identificar seis facies sedimentarias que definen la historia del relleno del *lagoon*. Cada una de ellas se ha asociado a un ambiente de sedimentación cuyas características se enumeran a continuación.

5.3.3.1 Facies A, depósitos de desborde o *washover*

El sedimento de esta facies está compuesto por granos de cuarzo muy redondeados y fragmentos de conchas de tamaños variables, con ausencia total de materia orgánica. Internamente, se ha podido identificar una ligera laminación planar. A pesar de tratarse de una mezcla de material siliciclástico y carbonatado de origen biogénico, presenta una buena selección y su tamaño medio de grano se clasifica como arena media a ligeramente gruesa (Figura 5.6). Los fragmentos de conchas presentan tamaños máximos de aproximadamente 16 mm, algunos de los cuales, debido a su buen estado de conservación, han podido ser identificados como bivalvos comunes en las asociaciones bentónicas de los sectores sumergidos de la playa de Rodas (géneros *Lucinoma* y *Solen*).

Esta facies es interpretada como depósitos de tormenta, asociados a procesos de desborde u *overwash*, por comparación con el sedimento superficial que domina el sector trasero de la barrera de arena. El techo de todos los sondeos recogidos está definido por este tipo de facies. Tales depósitos se generarían durante la erosión de la barrera de arena y transporte de sedimento hacia el *lagoon*.

5.3.3.2 Facies B, transición *lagoon*-barrera

La Facies B se caracteriza por presentar distribuciones granulométricas bimodales, moderadamente seleccionadas, y sedimentos con bajo contenido en materia orgánica. Composicionalmente, esta facies consta de granos de cuarzo muy redondeados y esféricos, así como de fragmentos de conchas y conchas enteras. El tamaño medio de grano de esta facies se clasifica como arena gruesa, debido al gran número de conchas de tamaño grava presentes.

De acuerdo con la textura dicha facies se interpreta como un ambiente sedimentario poco selectivo, resultado de la mezcla de material proveniente de distintos medios. Internamente a esta facies, se pueden identificar diferentes unidades sedimentarias con

laminación interna paralela y capas enriquecidas en materia orgánica (<2 %) y material fino. Esta facies puede presentar diferentes unidades sedimentarias con distribución grano-decreciente hacia techo.

En la Facies B es habitual encontrar huellas de bioturbación, y abundantes restos de macrofósiles de moluscos, tanto bivalvos como gasterópodos. Los organismos identificados aparecen en las comunidades bentónicas que colonizan actualmente los sectores sumergidos y/o intermareales del *lagoon* (Kersting et al., 2001). La presencia de sedimentos característicos de la barrera de arena (granos de cuarzo muy redondeados, y organismos típicos de comunidades bentónicas del sector sumergido de la playa), mezclados con sedimento típico de los sectores sumergidos del *lagoon*, indica que esta facies corresponde a un ambiente de transición barrera-*lagoon* asociado a los márgenes del *lagoon* y, donde se produce la mezcla de los sedimentos típicos de cada ambiente.

5.3.3.3 Facies C, *lagoon*

Esta facies se caracteriza por presentar sedimentos ricos en materia orgánica y selección moderada, incluyendo una cierta proporción de material limoso, compuesto por granos de cuarzo muy angulosos. La Facies C muestra laminación interna paralela, con unidades formadas por *lag* de conchas de tamaños mayores y muy heterogéneos, mostrando una secuencia grano-decreciente hacia techo de la unidad. La facies se caracteriza también por presentar abundantes huellas de bioturbación y macrofósiles de moluscos, tanto bivalvos como

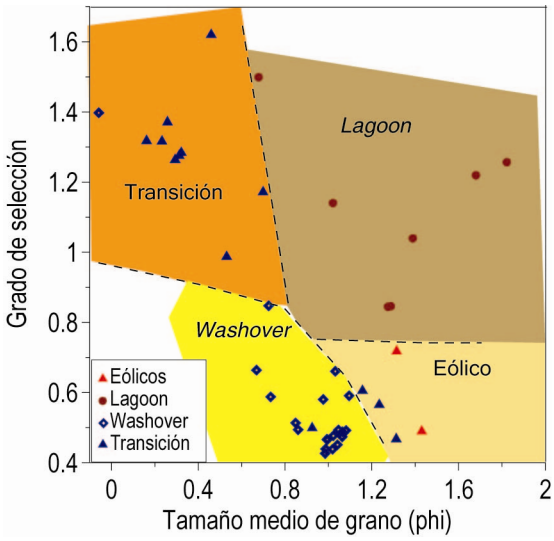


Figura 5.6. Gráfico de dispersión donde se representa el tamaño medio de grano frente al grado de selección. Mediante este tipo de gráfico se discrimina entre diferentes ambientes de sedimentación.

gasterópodos, representantes de las comunidades bentónicas del interior del *lagoon* (Kersting et al., 2001). El alto número de conchas enteras y su buen estado de conservación indica la sedimentación *in situ* de dichos organismos. De acuerdo con estos aspectos, se sugiere un ambiente de sedimentación para las Facies C similar al encontrado en los sectores sumergidos del *lagoon* actual. La presencia de *lag* de conchas se asocia a cambios en las condiciones energéticas del ambiente de sedimentación.

Las tres facies descritas hasta ahora se asocian a ambientes de sedimentación marinos, y pueden diferenciarse en función de las características texturales de sus sedimentos, tal y como se observa en la Figura 5.6 en la que se representa el tamaño medio de grano frente al grado de selección. Aquellas muestras mejor seleccionadas corresponden a depósitos de desborde o *washover*, por el contrario, las facies asociadas a la sedimentación *lagoonal* constan de sedimentos poco seleccionados y con tamaño medio de grano mayor (facies de transición *lagoon-washover*), o menor (facies de *lagoon*) que la Facies *washover*.

5.3.3.4 Facies D, eólica

La Facies D está compuesta en su mayor parte (aproximadamente 99 %) por granos de cuarzo y una muy pequeña proporción de minerales tipo feldespato, con ausencia total de fragmentos de material carbonatado biogénico. El tamaño medio de grano corresponde a arena media muy bien seleccionada (Figura 5.6). Los granos de cuarzo presentan un grado de madurez muy alto (alta redondez y esfericidad). En cuanto a la proporción de materia orgánica, puede variar desde un 1 a un 7 % (Figura 5.3). El techo de esta facies suele presentar tonalidades rojizas que podrían relacionarse con la oxidación de materia orgánica y difusión vertical de iones de hierro. El contacto de esta facies con la inmediatamente superior es neto, mientras que con la facies inferior, Facies E, es difuso. Debido a sus características texturales y a su composición polínica, los depósitos caracterizados por la Facies D se interpretan como eólicos, y por lo tanto su génesis está controlada por un agente de transporte selectivo y poco competente como es el viento.

En función de la composición y características texturales de esta facies, se sugiere la existencia de una fuente de sedimento caracterizada por la presencia mayoritaria de material siliciclástico muy redondeado, similar al que forma parte de los sistemas actuales pero sin material carbonatado biogénico. En este caso, la ausencia total de material carbonatado (las espículas encontradas son de naturaleza silícea) se ha relacionado con la existencia de depósitos fósiles encontrados en las islas puesto que son los únicos comparables composionalmente con esta facies. En este caso, la ausencia de material carbonatado se

explica por la disolución post-deposicional que sufren estos materiales cuando dejan de ser activos, debido al pH ácido del suelo. Por esta razón, se sugiere como área fuente de estos sedimentos eólicos un depósito fósil costero, formado en etapas transgresivas anteriores (depósito pre-Holoceno).

Dentro de esta facies de origen eólico, se han identificado diferentes unidades sedimentarias (Figura A.4, A.7, A.9, y A.10), donde se detecta un aumento en la proporción de materia orgánica. De acuerdo con el registro polínico, estas unidades han sido relacionadas con la formación de depresiones intradunares, en las que un incremento en el nivel freático permitiría la formación de charcas de agua dulce con acumulación de materia orgánica.

5.3.3.5 Facies E, lacustre

Esta facies se trata de turba que consiste en material arcilloso compacto, de color marrón oscuro a negro, con laminación paralela, y abundantes fibras de restos vegetales entre los que se ha identificado *Phragmites*. El contacto litológico entre la turba y los sedimentos superiores puede ser neto o gradual. El primer caso se ha observado en aquellos sondeos en los que la esta facies se encuentra fosilizada por facies tipo A, B o C (CS15, CS13). Por el contrario, cuando la Facies E se encuentra fosilizada por facies tipo D el contacto es gradual.

El muro de esta facies sólo pudo ser recuperado en un sondeo (CS15), debido a la gran dificultad de perforar esta litología. En este sondeo la facies turba se forma directamente sobre la Facies F, y ésta sobre el basamento. Puesto que este ha sido el único punto donde se alcanzó el muro de la turba, se ha extrapolado esta observación al resto de puntos donde se ha encontrado turba.

El techo de la turba muestra diferencias topográficas en función del punto de muestro, variando desde 0.5 m sobre el NMMA en los sondeos CS22 y CS5A a 2.5 m por debajo del NMMA en los sondeos CS13 y CS21. Haslett et al. (1998) proponen dos modelos con el fin de explicar las diferencias topográficas encontradas en niveles de turba: (1) en primer lugar suponen que los sedimentos orgánicos se acumulan uniformemente en una cuenca, de manera que el techo de la turba tiene la misma altura topográfica independientemente de la profundidad del basamento sobre el que se desarrolla. Esta turba sufre por tanto procesos de compactación post-deposicionales asociados a la sedimentación de unidades superiores. En este caso, el grado de compactación dependerá de la auto-compactación y espesor de la turba, así como de su composición. (2) En el modelo alternativo sugiere que los sedimentos orgánicos presentan diferencias topográficas ya durante su formación debidas a la topografía del sustrato. Los mismos autores utilizan la edad de la superficie de la turba junto con la sucesión estratigráfica

con el fin de discriminar entre ambas hipótesis. En primer lugar se debe establecer la edad de la superficie de la turba en diferentes puntos, con el fin de averiguar o determinar si es contemporánea o no.

En el caso de la turba encontrada en el *lagoon* objeto de estudio y, de acuerdo con los resultados de las dataciones realizadas parece que la superficie no es contemporánea, aunque caben dos posibilidades: (i) en primer lugar, si asumimos que la superficie de la turba es contemporánea, en los puntos correspondientes al sector marginal del *lagoon* debieron haber sido erosionadas, como es el caso del sondeo CS15, aunque esta erosión no se ha visto en CS22 y CS5A. En este caso, la sedimentación de la turba pudo haberse generado a un mismo nivel topográfico y posteriormente hundirse por compactación, o bien pudo haberse sedimentado en función de la morfología del basamento, de manera que el cese de formación de la misma se registraría de forma simultánea debido a un cambio brusco del nivel freático. (ii) Por otra parte, y asumiendo que la superficie de la turba no es contemporánea, se explicaría por cambios en la altura del nivel freático; de manera que en las zonas marginales dicha superficie se formaría en torno a 4000 cal. BP con un mayor nivel freático, mientras que en las zonas profundas se formaría en torno a 3700 cal. BP tras un ligero descenso del nivel freático.

Del análisis polínico de los perfiles de turba de los sondeos CS15 y CS16, se desprende que estos sedimentos orgánicos se han formado en un ambiente costero lacustre asociado a una laguna de agua dulce permanente hace aproximadamente 6000 cal. años BP. Dichos niveles carecen de diatomeas marinas (Patricia Bernárdez, comunicación personal) constatando así su carácter continental. El nivel de agua en la laguna estaría controlado por cambios en el nivel freático debidos al agua de lluvia, y aguas provenientes de filtraciones y escorrentía.

5.3.3.6 Facies F

La Facies F está representada por niveles de bajo espesor de sedimento formados directamente sobre el sustrato rocoso y con proporciones de materia orgánica variando de 1.8 a 2.5 % (Figura 5.3). Está constituida en su mayor parte (aproximadamente 99 %) por granos de cuarzo y una muy pequeña proporción de minerales tipo feldespato y, ausencia total de fragmentos de material carbonatado biogénico. El tamaño medio de grano corresponde a arena

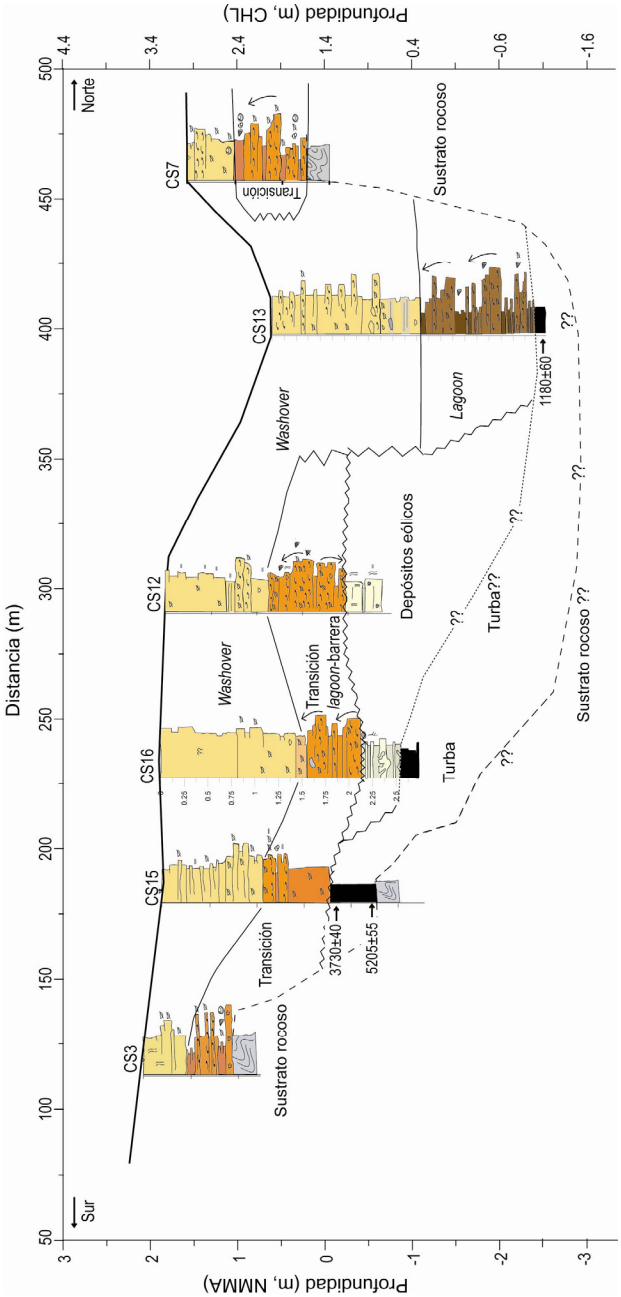


Figura 5.7. Distribución de facies correspondiente a la línea longitudinal norte-sur. NMMA, nivel medio del mar en Alicante. CHL, cero hidrográfico local.

media muy bien seleccionada, con un alto grado de madurez (alta redondez y esfericidad). A techo, muestra una transición de tipo neto hacia la Facies E.

Esta facies es interpretada en función de los resultados obtenidos a partir del análisis polínico (CS15) y composicional, las cuales sugieren el desarrollo de un ambiente de

sedimentación continental relativamente húmedo aunque sometido a importantes oscilaciones en el nivel freático.

5.3.3.7 Facies G, basamento

Esta facies se ha incluido en el muro de ciertos sondeos, donde se ha registrado la presencia de fragmentos de granito alterado indicando la cercanía del basamento, pese a que en ninguno de los sondeos analizados se ha recuperado basamento propiamente dicho.

5.3.4 Distribución de facies

De acuerdo con la longitud de los sondeos recogidos y, teniendo en cuenta la morfología de la superficie de contacto de la turba, se sugiere la existencia de una zona deprimida o cuenca de sedimentación en la que el basamento desciende al menos hasta 3.5 m por debajo del CHL. Esta supuesta cuenca es asimétrica; su sector norte desciende rápidamente desde aproximadamente 0 a 2 m, en 50 m de distancia (Figura 5.7), mientras que desde el sector sur el descenso es gradual (Figura 5.7). De igual forma, se esperaría que la cuenca se elevase hacia el oeste y este, tal y como se desprende de la aparición de las facies orgánicas en posiciones más elevadas hacia los márgenes de la cuenca (Figura 5.8 y 5.9).

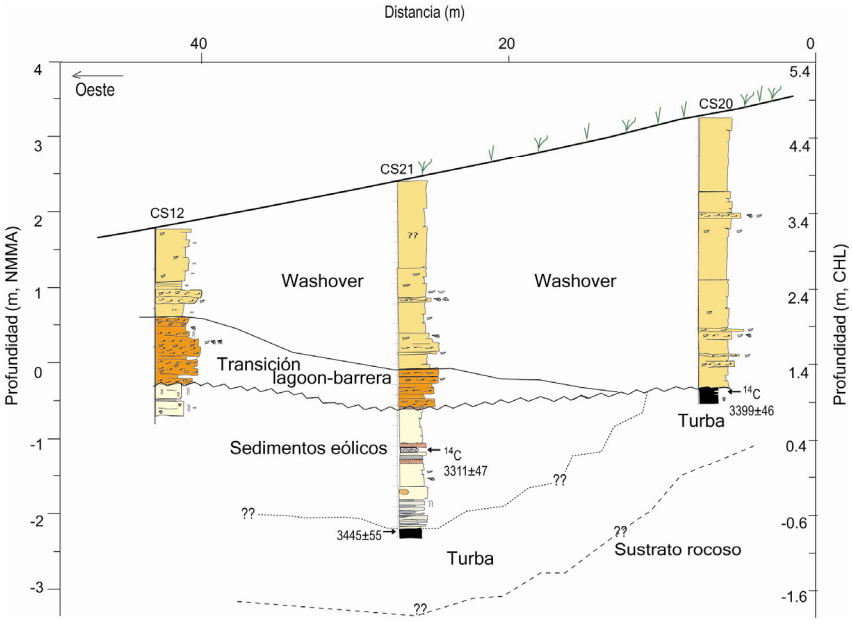


Figura 5.8. Distribución de facies correspondiente a la línea oeste-este. NMMA, nivel medio del mar en Alicante. CHL, cero hidrográfico local.

La relación estratigráfica de facies muestra una secuencia de somerización, o lo que es lo mismo, el relleno del *lagoon* y retroceso de la barrera de arena hacia tierra. Esta sucesión de facies lleva asociada un aumento de tamaño de grano hacia techo del relleno. La primera fase de la secuencia deposicional estaría marcada por la presencia de Facies F sobre el basamento, cuya formación debe ser anterior a 6000 cal. BP.

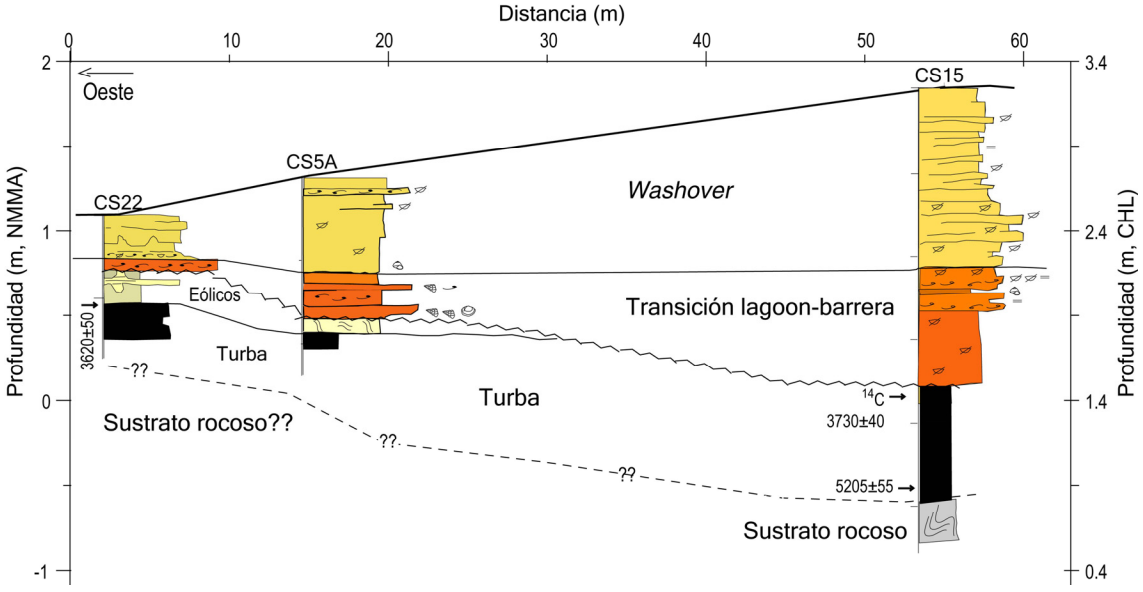


Figura 5.9. Distribución de facies correspondiente a la línea oeste-este. NMMA, nivel medio del mar en Alicante. CHL, cero hidrográfico local.

Sobre esta facies se desarrollan los sedimentos orgánicos de origen lacustre representados por la Facies E cuya formación comienza a partir de 6000 cal. BP. El cambio de ambiente de sedimentación se produce de forma brusca, de acuerdo con los resultados obtenidos a partir del perfil polínico. Las diferencias topográficas observadas en el techo de la Facies E han sido relacionadas con las diferencias topográficas del basamento y, con diferentes periodos de formación. De esta forma, los sedimentos orgánicos asociados a las zonas someras de la cuenca (CS5A, CS22 y CS15) se asocian a una primera fase de desarrollo de un lago permanente de agua dulce con un alto nivel freático, la cual se extendería hasta aproximadamente 3800 cal. BP. Los sedimentos orgánicos encontrados en las zonas más profundas de la cuenca (CS21, CS13, CS16 y CS20) se asocian a una segunda fase de desarrollo de laguna permanente, controlada por una altura del nivel freático inferior al de la primera fase. Esta segunda fase se extendería hasta aproximadamente los 3600 cal. BP.

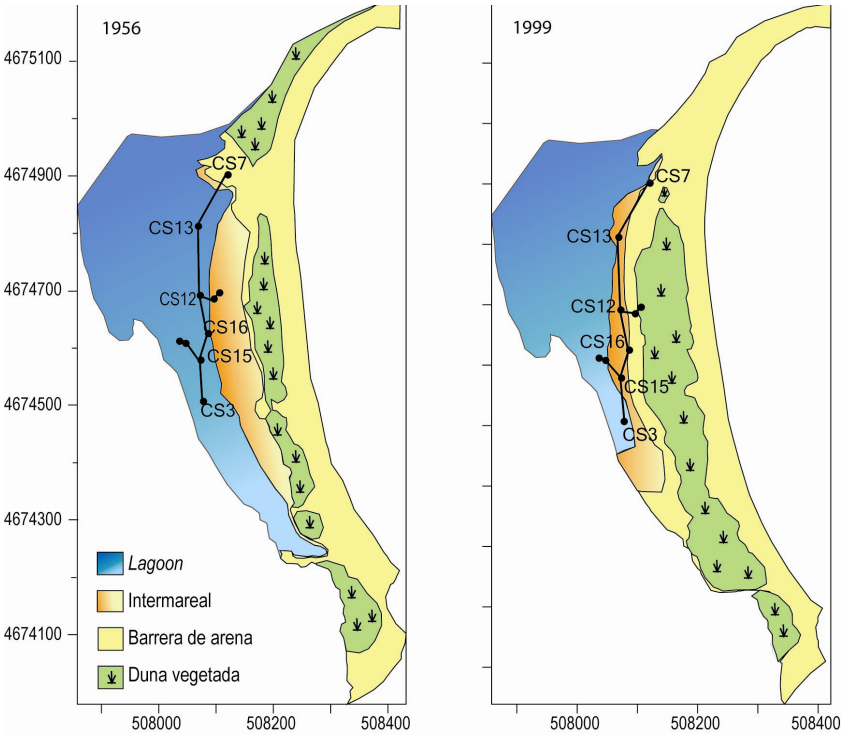


Figura 5.10. Evolución del complejo sedimentario a partir del análisis de fotografía aérea donde se observa el avance de los depósitos de *washover* sobre el *lagoon*.

En los sectores más profundos de la cuenca los depósitos interpretados como Facies E se encuentran fosilizadas por sedimentos de origen eólico (Facies D), a excepción del sondeo CS13 (Figura 5.7). La transición entre ambas facies se produce de forma gradual, lo que sugiere un descenso gradual del nivel freático e invasión de depósitos eólicos. Este cambio podría relacionarse con un cambio gradual en las condiciones climáticas hacia condiciones de mayor aridez y fuertes vientos, con una cierta componente continental (procedentes del este). Como se ha resaltado previamente, internamente a las facies eólicas se han identificado diferentes unidades debido a un enriquecimiento en materia orgánica asociado posiblemente a la formación de charcas de agua dulce intradunares, alimentadas por el agua de lluvia. La formación de estos depósitos se sitúa en torno a 3500 cal. BP. La presencia de estos sedimentos eólicos sugiere la existencia de un sistema dunar en sectores hoy ocupados por el *lagoon*. Por otra parte, la morfología del techo de dicha unidad sedimentaria recuerda a la formación de una superficie de erosión situada 1.9 m respecto del CHL (Figura 5.8). En el caso concreto del sondeo CS13, dicha facies no aparece pese a encontrarse en la zona más profunda de la cuenca. En este caso caben dos posibilidades: (i) la no invasión de los sedimentos eólicos en este sector, o bien, (ii) su erosión debido a la formación de un canal

esporádico en esta zona, el cual generaría la forma de canal que muestra la distribución de facies en esta zona (Figura 5.7).

Las posteriores fases de relleno del *lagoon* están dominadas por sedimentación de origen marino. El *lagoon* sería ocupado por Facies C, asociadas a las zonas profundas del mismo (CS13, Figura 5.7). Por otra parte, las facies asociadas a la sedimentación marginal del *lagoon* (Facies B) se extienden de forma prácticamente continua en todo el *lagoon*, debido a la somerización del mismo. Este cambio en el ambiente de sedimentación se debe a la entrada de agua de mar a través del margen oeste. Hasta el momento no se ha podido establecer la fecha en la que el agua oceánica entra a través de dicho margen. Esta limitación se debe a la desaparición del registro sedimentario correspondiente al intervalo comprendido entre la formación de los depósitos eólicos (3500 cal. BP) y la preservación de Facies C o de *lagoon*, la cual tiene lugar no antes de hace aproximadamente 700 años cal. BP (Tabla 5.1). La última etapa de relleno registrada en los sondeos recogidos se debe a la aparición de depósitos de *washover* (Facies A). De acuerdo con el análisis de fotografía aérea, la mayor parte de dichos depósitos han invadido el sector muestreado en el período de tiempo comprendido entre 1956 y 1999. En este período se observa el avance de dichos depósitos hacia tierra cubriendo los sondeos (Figura 5.10). De esta forma se constata que el relleno, o somerización del *lagoon*, va acompañado del retroceso o avance de la barrera sobre el *lagoon*.

El cambio en los ambientes de sedimentación detectado a través del análisis estratigráfico junto con los resultados de las dataciones, provee información acerca de la posición relativa del nivel del mar para cada periodo con relación a la altura del basamento, como se discutirá a continuación.

5.3.5 Modelo de evolución

A continuación se introduce un modelo conceptual con el fin de describir el desarrollo del relleno del complejo sedimentario barrera-*lagoon* de las Islas Cíes, el cual constaría de seis etapas evolutivas (Figuras 5.11 y 5.12). En primer lugar se procede a describir la situación de la zona de estudio previa a las fases iniciales del relleno del *lagoon*. De acuerdo con las observaciones y resultados descritos hasta el momento se sugiere la existencia de morfologías heredadas, como por ejemplo un depósito fósil costero de características similares a la barrera de arena actual pero sin material carbonatado (el cual, de existir, se habría disuelto debido a procesos post-deposicionales) y ligeramente cementado. El origen de este cuerpo sedimentario se encuadraría en anteriores etapas transgresivas y constituye la principal fuente de sedimento hacia la zona de estudio.

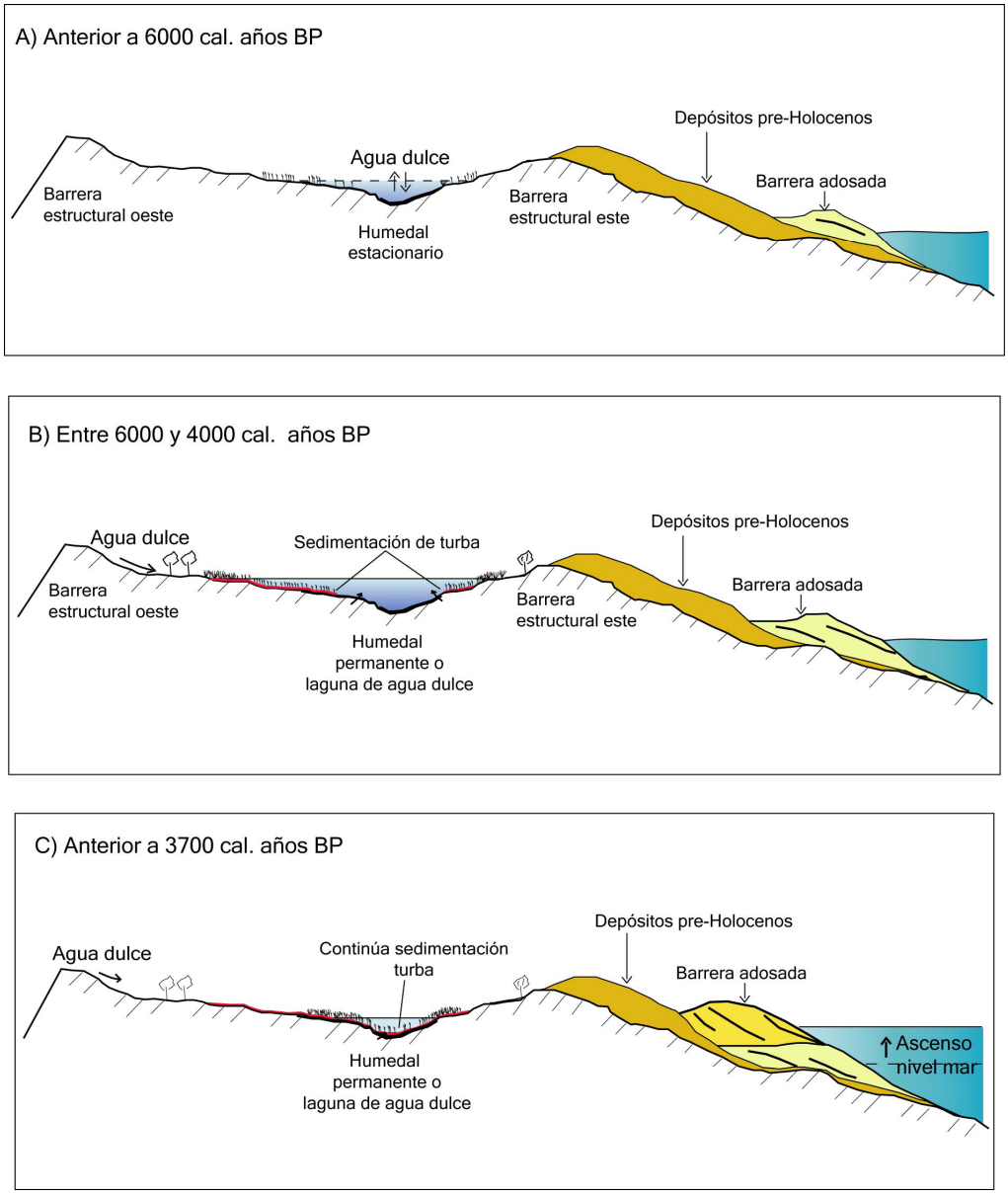


Figura 5.11. Primeras etapas del modelo de reconstrucción del relleno y evolución del complejo sedimentario para el período comprendido entre 6000 y 3700 años cal. BP. Estas etapas están dominadas por sedimentación de tipo lacustre.

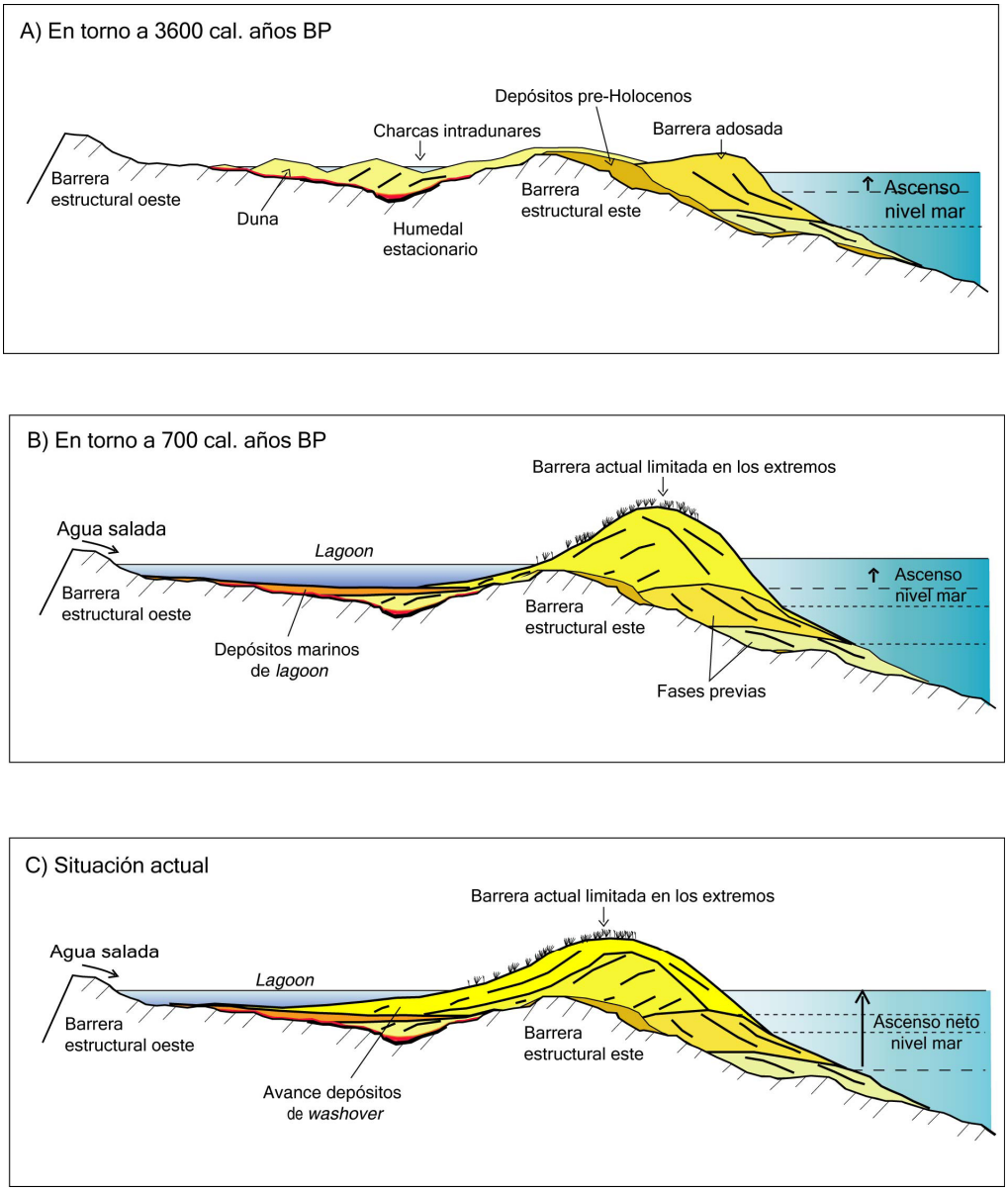


Figura 5.12. Últimos estadios del modelo de reconstrucción del relleno y evolución del complejo sedimentario para el período comprendido entre 3500 años cal. BP y el actual.

1) La primera etapa de evolución de este sistema litoral comenzaría con la formación de un humedal estacional continental (Figura 5.11A). Hacia dicho humedal existiría también un aporte sedimentario de origen eólico relativamente importante, asociado a la erosión y desmantelamiento de la barrera fósil ya mencionada. Es precisamente el reciclado del sedimento que conforma este cuerpo sedimentario el que favorece el inicio de la formación de la barrera de arena durante esta etapa, posiblemente asociado a una reducción en la velocidad de ascenso del nivel del mar.

2) La segunda etapa evolutiva estaría determinada por un ascenso brusco del nivel freático, lo que favorecería el establecimiento de un humedal permanente hace aproximadamente 6000 cal. BP, cuya influencia se prolongaría hasta 4000 cal. BP (Figura 5.11B). En este caso el humedal estaría representado por la formación de un ambiente costero lacustre permanente asociado a una laguna de agua dulce. Para que dicho ambiente de sedimentación se desarrolle es necesario un contexto climático dominado por altos valores de pluviosidad.

En la actualidad, la comunicación del *lagoon* con el océano abierto a través de su margen oeste, se produce a través de la barrera estructural que une la isla Norte y la isla de Faro con la subida de la marea. Esta barrera estructural se encuentra 2.5 m por encima del CHL, y 0.34 m respecto al nivel medio del mar local (MSL) (Figura 5.13). Teniendo en cuenta la altura media de las pleamares vivas, la altura máxima registrada en el puerto de Vigo, y el ascenso del nivel medio del agua debido a las tormentas, es inundada por 3 m de agua en condiciones extremas (Figura 5.13). Dichas condiciones sitúan el nivel medio en torno a 5.5 m CHL en la zona de estudio durante eventos de tormenta. De esta forma, la sedimentación de origen lacustre sería solamente posible en el caso de que el nivel de pleamar no rebase dicha barrera estructural y, de esta forma, el agua marina no interfiriera en el desarrollo del lago permanente de agua dulce referido con anterioridad. Esta condición se cumpliría cuando el nivel medio del mar estuviera situado al menos 3 m por debajo de su posición actual. Por otra parte, el margen este estaría protegido por la hipotética barrera de arena fósil y una posible barrera estructural (elevación del basamento), deducida a partir de la morfología transversal de la cuenca descrita con anterioridad y, de su aparición en las zonas en erosión en la barrera. Durante este periodo, continuaría la formación de la barrera de arena, hacia mar de su posición actual, por desmantelamiento del cuerpo fósil, ascendiendo sobre el sustrato rocoso cercano con el ascenso del nivel del mar.

3) La tercera etapa evolutiva se asocia a un descenso en el nivel freático, pese a lo cual la sedimentación se desarrollaría bajo condiciones lacustres en los sectores profundos de la

cuenca (Figura 5.11C). Esta nueva etapa evolutiva abarcaría el período comprendido entre 4000 cal. BP y 3600 cal. BP, momento en el que la formación de la turba cesaría y daría paso a la sedimentación de los sistemas dunares.

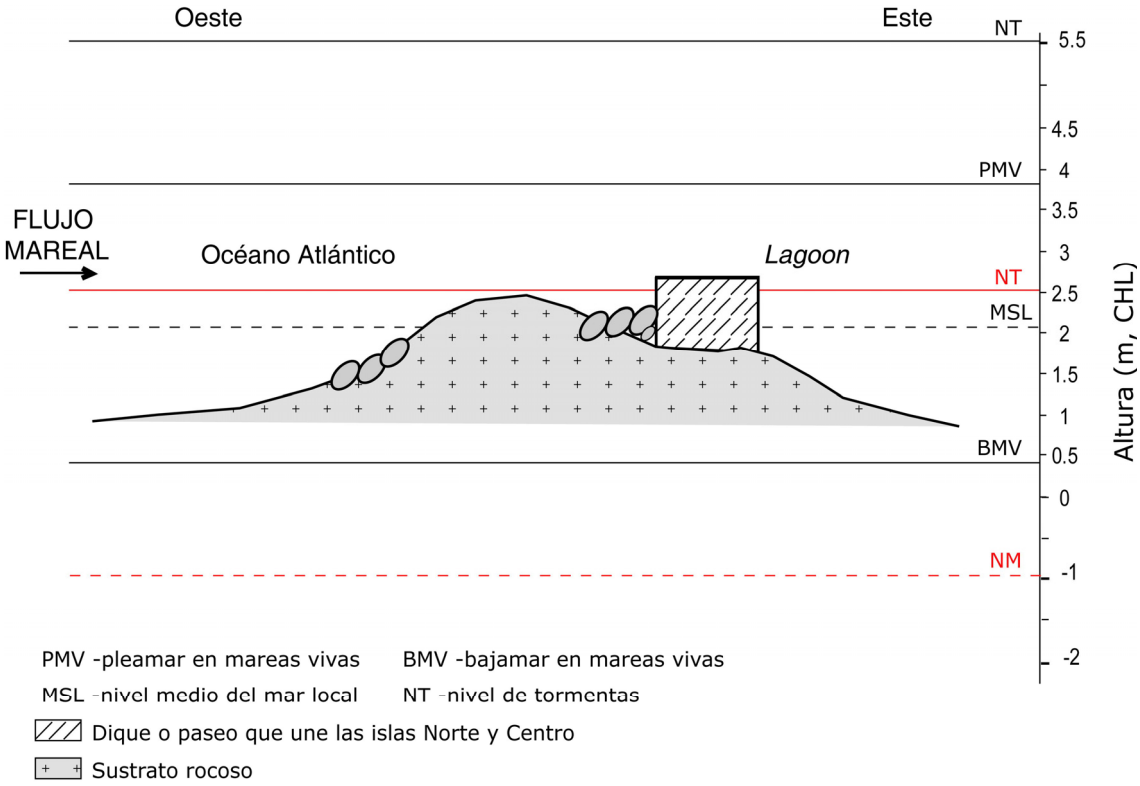


Figura 5.13. Esquema explicativo de la posición de la barrera estructural oeste respecto a las variaciones diarias del nivel medio del mar relativo debidas a la marea y tormentas. En color rojo se indica la altura máxima del nivel medio del mar por debajo de la cual, en el *lagoon* no se detectaría la influencia marina.

4) Como se ha sugerido previamente, durante este período existiría un importante aporte de sedimento eólico proveniente del desmantelado de la barrera fósil (Figura 5.12A). El agente de transporte inductor de esta nueva fase de relleno se relaciona con periodos de mayor aridez, los cuales favorecen el desmantelado de sedimento superficial por acción eólica debido a un descenso en la cobertera vegetal y humedad del suelo. Durante este período, el nivel del mar continuaría subiendo lentamente, induciendo el retroceso de la barrera de arena hacia tierra. El desarrollo del sistema dunar se enmarcaría por lo tanto, en un período de ascenso del nivel del mar en torno a 3500 cal. BP. Internamente al sistema dunar se formarían depresiones dunares asociadas posiblemente a procesos de *blowout*, las cuales podrían ser eventualmente inundadas permitiendo el desarrollo de charcas de agua dulce estacionales. Durante esta

época, y pese al continuo ascenso del nivel del mar, no se detecta la influencia marina en el interior del *lagoon* debido a que el nivel del mar no habría alcanzado la altura suficiente para rebasar las barreras tanto este como oeste, favoreciendo la sedimentación de dichos depósitos.

5) A medida que el nivel medio del mar continúa su ascenso, se alcanzaría un punto a partir del cual la entrada de la marea a través del margen oeste del *lagoon* sería posible (Figura 5.12B). Dicha entrada de agua proveniente de océano abierto induce el desarrollo de un ambiente de sedimentación marino similar al actual. La única datación realizada sobre este material (foraminíferos bentónicos), tenía por objetivo detectar el momento en el que se establecen las condiciones marinas en el interior del *lagoon* en la zona de estudio. Pese a que la datación se realizó sobre material depositado directamente sobre sedimentos de origen lacustre, su edad es tan reciente que provoca un salto de aproximadamente 3000 años en el registro sedimentario. Para explicar dicho salto se sugieren dos posibilidades: (i) pudo no haberse registrado la influencia marina en el interior del *lagoon* hasta la fecha en la que son depositados dichos sedimentos (en torno a 700 cal. BP), o bien, (ii) la influencia marina pudo haber sido anterior a esta fecha, pero debido a sucesivos eventos de erosión su preservación es solamente posible a partir de aproximadamente 700 cal. BP. En este segundo caso, la edad de estos depósitos indicaría la estabilización del sistema, o cese de erosión en el interior del *lagoon*. Dicha erosión o lavado cesaría en el momento en el que se cerrara la conexión del *lagoon* con el agua de Ría, lo que ocurriría con la barrera en su posición actual o cercana, posiblemente en torno a 750 años cal. BP. Por lo tanto, se podría asegurar que no es hasta esta época reciente cuando se forma la barrera de arena tal y como la conocemos actualmente.

6) La última etapa evolutiva del relleno del *lagoon* refleja las condiciones actuales (Figura 5.12C). La barrera de arena alcanzaría su posición actual inducida por un nuevo episodio de ascenso del nivel del mar, o bien mayor frecuencia e intensidad de tormentas. En este caso, el retroceso de la barrera hacia el *lagoon* provocaría el relleno masivo del mismo debido al transporte de sedimento hacia la zona trasera de la barrera, asociado a procesos de *washover* durante episodios de alta energía. El análisis de fotografía aérea indica que esta etapa es relativamente reciente, ya que se observa un importante avance de los depósitos de *washover* entre 1956 y 1999, inundando sectores que hasta ese período permanecían ocupados por el *lagoon* (Figura 5.10). Un claro ejemplo es el sondeo CS13 cuyos 150 cm superiores se podrían haber formado en este período, de acuerdo con el avance de los depósitos de washover detectado a través del análisis de fotografía aérea (Figura 5.10).

5.4 Discusión

De acuerdo con la distribución de facies resultante de los sondeos recogidos en la zona de estudio, y el modelo de evolución del complejo sedimentario expuesto, se obtiene la evolución reciente del sistema desde el Holoceno medio en un contexto de trasgresión marina. La situación inicial del modelo de evolución sugiere que el *lagoon* y la barrera de arena funcionaban de forma independiente durante las primeras fases de formación del sistema sedimentario actual, lo que dificulta la reconstrucción de los cambios del nivel del mar a partir de los resultados. Son numerosos los trabajos en los que se estudian los cambios del nivel del mar en función de la posición relativa de las turberas, la cual depende directamente del retroceso de las barreras de arena en ambientes estuarinos (Long et al., 1996, Lambeck, 1997, Allen, 1999, Gehrels, 1999). En otros sectores de la costa peninsular, diferentes autores asocian el inicio de la sedimentación en ambientes lagunares costeros al establecimiento de las barreras de arena responsables del aislamiento de los mismos del océano abierto tras un primer episodio de inundación marina (Freitas, 1995, Bao et al., 1999, Freitas et al., 2002, Freitas et al., 2003, Cearreta et al., 2003).

5.4.1 El lagoon y el nivel del mar

La evolución del relleno del *lagoon*, como se ha adelantado previamente, depende de forma directa de la posición del nivel del mar en el Holoceno medio y tardío. Actualmente existen dos hipótesis que tratan de reconstruir las variaciones del nivel del mar durante este período: (i) aquellas en las se sugieren variaciones decimétricas a métricas a partir de 6000 BP (Fairbridge, 1961, Mörner, 1969, Ters, 1973), y (ii) aquellas en las que se sugiere un ascenso constante del nivel del mar a partir de dicha fecha pese a mostrar una velocidad cada vez menor, hasta su posición actual en fechas recientes (Shepard, 1963). Básicamente, el principal punto de discrepancia entre ambas radica en la determinación del momento en el que cesaría el ascenso eustático del nivel del mar. En principio se asumía que la fusión de los mantos de hielo del Hemisferio Norte determinaría este cese, aunque nuevos trabajos sugieren la continuación de este deshielo después de 6000 BP, a través de la fusión de mantos de hielo antárticos (Nakada y Lambeck, 1988, 1989, Fleming et al., 1998). Lambeck (2002) sugiere que la mayor parte de este deshielo secundario tendría lugar entre 6000-3000 BP, y supondría un ascenso de 3 m. Dicha prolongación en el tiempo del ascenso eustático explicaría los cambios del nivel del mar registrados en la costa atlántica francesa (Lambeck, 1997), donde el nivel del mar alcanzaría su posición actual en torno a 3500-4000 BP. Pirazzoli (2005) rechaza tal posibilidad,

así como otras propuestas por diferentes autores en las cuales se sugiere también una edad posterior para el cese del deshielo (Peltier, 1988, Peltier, 1991, Nunn y Peltier, 2001) y, asume que la estabilidad eustática se detectaría en torno a 6000 BP.

Clark et al. (1978) identificó seis patrones de variación del nivel del mar en función de predicciones obtenidas a partir de modelos geofísicos. Dichas predicciones asumen la existencia de variaciones eustáticas del mismo a partir de 5000 años BP. De acuerdo con esta división, la zona de estudio se encontraría en la zona-III, caracterizada por un ascenso progresivo del nivel del mar desde -8 m (6000 BP) hasta su posición actual en torno a 3000 años BP. De acuerdo con esta curva, el nivel del mar alcanzaría un máximo relativo hace 2000 años desde donde bajaría hasta su posición actual.

En la zona de estudio, las primeras fases de relleno del *lagoon* están constituidas por depósitos lacustres costeros, cuya formación se asocia a fases de deceleración en la velocidad de ascenso del nivel del mar tal y como sugiere Streif (1989), o incluso con fases de estabilización entre etapas transgresivas (Gómez-Orellana, 2002). Dicha deceleración se registraría en torno a 5200 BP (6000 cal. BP) en la zona de estudio, y coincidiría con la estabilización eustática del nivel del mar global en torno a 6000 BP.

En la zona de estudio, durante esa época y al menos hasta hace 3500 años, el nivel del mar se encontraría como mínimo 3 m por debajo de su posición actual. En relación a dichas evidencias, en este trabajo se propone un ascenso continuo y lento del nivel del mar a partir de 6000 BP hasta alcanzar su posición actual. Esta hipótesis explicaría también la existencia de troncos fósiles en el sector intermareal bajo de la playa de Patos (Ría de Vigo) datados en torno a 4600 cal. BP (Clemente et al., 2004), así como la existencia de otros depósitos lacustres encontrados a lo largo de la costa gallega (Devoy et al., 1996, Santos y Vidal, 1993). Por otra parte, diversos trabajos desarrollados en la costa de Portugal, y norte y sur de España, apoyarían también dicha hipótesis (Granja y De Groot, 1996, Dabrio et al. 2000, Freitas et al., 2002, Cearreta et al., 2003, Freitas et al., 2003, Leorri y Cearreta, 2004). En el caso de la costa portuguesa, dichos autores observan un aumento de la permeabilidad de las barreras a partir de 3500 BP, mientras que en la costa cantábrica española detectan el fin de la transgresión holocena en torno a 3000 BP.

Los datos de que se dispone en este trabajo pueden ser utilizados como punto de control para la determinación de la posición relativa del nivel del mar en el Holoceno medio en este sector costero. En este sentido, con la información disponible se puede asegurar que el nivel del mar se encontraba hasta hace al menos 3500 años, al menos 3 m por debajo de su

posición actual. Por otra parte, y teniendo en cuenta la edad de los sedimentos marinos más antiguos (en torno a 750 cal. BP), cabe la posibilidad de que la posición actual del nivel del mar no se hubiera alcanzado hasta épocas recientes.

5.4.2 El origen de la barrera de arena

En general, existe un acuerdo común a la hora de explicar el origen de las barreras de arena como resultado de la erosión, corte y retrabajado de barreras durante la transgresión marina Postglacial (Roy et al., 1994). Dichas barreras de arena constituyen la herencia geológica o topografía pleistocena, ya que son el resultado de las sucesivas oscilaciones del nivel del mar durante el Plioceno y Pleistoceno. Su grado de preservación depende de su posición relativa respecto al nivel de mar, de manera que si se encuentran por encima del nivel medio del mar permanecen como barreras relictas (Schwebel, 1984) mientras que, si se encuentran cercanas al nivel medio del mar ocupan espacio de acomodación potencial y controlan la evolución y formación de las barreras holocenas (Halsey, 1979, Dingler and Clifton, 1994, Roy et al., 1994). McNinch et al. (1999) y Davis et al. (2003) resaltan el papel crítico del volumen de arena pre-Holocena incorporada por las barreras transgresivas en la modelización a largo plazo de la evolución de la línea de costa. En este sentido, Stolper et al. (2005) presentan un complejo modelo de evolución morfológica, cuyos resultados muestran las posibles modificaciones que puede originar la presencia de un sustrato erosionable durante la transgresión marina (p. ej. reducción en la tasa de transgresión). La estabilidad de las barreras de arena, frente a cambios en el nivel del mar, se mantiene por medio del reciclado continuo del sedimento localizado en la zona posterior (*backbarrier*). Dicho sedimento es incorporado a la zona activa de la barrera a través del mecanismo conocido como *shoreface bypassing* (Swift, 1968). Éste es responsable del desmantelado de sustratos inferiores durante el retroceso de la línea de costa hacia tierra, y pudo haber sido el causante de la formación de la barrera de arena actual a partir del desmantelado del cuerpo sedimentario fósil pre-Holoceno, durante la última fase de la transgresión holocena.

De acuerdo con los resultados obtenidos, la formación de la barrera comenzaría en torno a 5000 BP. Esta hipótesis está apoyada por los resultados obtenidos por diferentes autores en la costa gallega (Saa y Díaz Fierros, 1980, Díaz Fierros et al., 1989, Devoy et al., 1996 y Martínez-Cortizas et al., 1996) y portuguesa (Freitas, 1995 y Freitas y Andrade 1997). En cuanto al sur de España Dabrio et al. (2000) sitúan la formación de las barreras de arena en torno a 6500 BP, coincidiendo con la máxima retrogradación de dichos cuerpos de arena hacia el interior del estuario.

A continuación, se propone una hipótesis descriptiva para la formación de la barrera basada en las evidencias mostradas previamente y que la diferencian de aquellas barreras transgresivas típicas. La barreras transgresivas son definidas por Roy et al. (1994) como componentes transitorios que se mantienen en equilibrio dinámico con la subida del nivel del mar. Los primeros episodios de formación de la barrera de Rodas corresponderían a un modelo de evolución morfológica de "tipo avance" (*encroachment mode*, Cowell et al. 1995), cuya condición de formación se limita a que la pendiente del sustrato sea superior a la del submareal de la playa. De esta forma, la barrera presentaría una geometría similar a la de una playa unida a tierra, sin un importante desarrollo de la zona posterior de barrera y, por lo tanto, no cabría esperar la formación de depósitos lagunares detrás de la misma ya que no existiría espacio para ello.

A medida que la transgresión de la barrera continuase, ésta ascendería sobre la topografía del sustrato pre-Holoceno, erosionándolo y aumentando sus dimensiones hasta superar la cresta de la barrera fósil y supuesta barrera estructural (basamento levantado). De esta forma se establecería la barrera de arena actual limitada a ambos extremos por salientes rocosos. Una vez superada la barrera topográfica la geometría de la barrera cambiaría, desarrollándose una barrera en retroceso asociada a una situación de nivel del mar casi estable o *receded barrier* de acuerdo con Roy et al. (1994), cuya evolución controlaría el relleno del *lagoon*. De acuerdo con los resultados de las dataciones realizadas en la zona, este momento correspondería con el que registra el inicio de sedimentación marina en el *lagoon*, en torno a 700 años cal. BP. Cabe la posibilidad, de igual modo, de que fuese anterior, en cuyo caso la barrera no tendría la consistencia suficiente para amortiguar eventos erosivos en la zona y se abriría una conexión con la Ría, similar a la que actualmente se forma hacia el extremo norte de la misma.

Además de por la posición relativa del nivel del mar, la evolución de la barrera está controlada por el aporte sedimentario, independientemente del estado evolutivo de la misma y, por lo tanto, independientemente de la escala temporal (Anthony y Blivi, 1999). Este factor resulta especialmente crítico en la evolución de la barrera de arena objeto de estudio. Esto se debe al carácter aislado del complejo sedimentario, cuyo principal componente sedimentario presenta un alto grado de madurez textural y procede de la erosión de cuerpos sedimentarios pre-Holocenos (Costas et al., 2004b). Por otra parte, existe una fuente activa de sedimento actual, que constituye la componente secundaria y procede de los restos de material carbonatado procedente de las comunidades bentónicas del submareal de la playa y *lagoon*.

5.5 Conclusiones

La existencia de una comunicación permanente con océano abierto a través del margen oeste del *lagoon*, cuya altura supera en unos centímetros el nivel medio del mar local, convierte al complejo barrera-*lagoon* de las Islas Cíes en un ejemplo único dentro de este tipo de sistemas. La evolución de este sistema difiere en ciertos aspectos de la de aquellos sistemas barrera-*lagoon* que abundan en la blibiografía y, puede ser utilizado como punto de control a la hora de establecer las posiciones relativas del nivel del mar en el Holoceno Medio en este sector costero.

A partir del análisis del relleno sedimentario del *lagoon* de las Islas Cíes, se ha propuesto un modelo evolutivo basado en la distribución de facies, el cual constaría de seis fases comenzando en torno a 6000 cal. BP. Las primeras etapas de relleno del *lagoon* están caracterizadas por facies asociadas a ambientes de sedimentación de tipo lacustre de agua dulce. Esta facies es sustituida verticalmente por facies interpretadas como depósitos eólicos con depresiones intradunares. Para que este tipo de ambiente se desarrolle en el interior del actual *lagoon*, el nivel del mar debería estar como mínimo 3 m por debajo de su nivel actual hasta al menos 3500 cal. BP, lo que impediría la entrada de agua marina en dicha zona. La composición textural de la facies eólica sugiere la existencia de un cuerpo sedimentario fósil similar a la barrera actual, y heredado de anteriores interestadios isotópicos como principal fuente de sedimento de la barrera de arena actual. Las últimas fases de relleno estarían caracterizadas por facies asociadas a ambientes de sedimentación marina, inducida por la entrada de aguas oceánicas a través del margen oeste debido, posiblemente, al ascenso relativo del nivel del mar. Esta etapa no queda registrada en la zona de estudio hasta hace 750 años cal. BP.

En cuanto a la evolución conjunta del complejo sedimentario barrera-*lagoon*, se diferencian dos etapas en función del tipo de geometría de la barrera de arena: (1) en la primera etapa la barrera de arena y el *lagoon* evolucionarían de modo independiente, la laguna se formaría sobre una depresión del basamento de manera que su formación dependería del control estructural, y la barrera comenzaría a formarse a un cierta distancia de su posición actual, a partir de la erosión del sustrato pre-Holoceno. (2) En la segunda etapa de evolución la barrera alcanzaría la posición actual, tras haber superado la barrera estructural. Comenzaría entonces la formación de depósitos de desborde o *washover* que controlarían el relleno del *lagoon*. Esta etapa es relativamente reciente y se sitúa en torno a 700 años cal. BP.



6

Síntesis

El objetivo de esta Tesis fue establecer la evolución y comportamiento del sistema barrera-*lagoon* desarrollado en las Islas Cíes, dentro del Parque Nacional de las Islas Atlánticas de Galicia. Dicho objetivo se abordó teniendo en cuenta las diferentes escalas temporales y espaciales que caracterizan este sistema. Para ello, se estudió la evolución de la playa a escala anual, de la barrera de arena a escala decadal, y del sistema en conjunto desde una escala secular o submilenaria. En este sentido, cada escala temporal se abordó con una metodología específica. (1) En el análisis de la escala anual se estudiaron las variaciones morfológicas de perfiles transversales a la playa en conjunto con las condiciones hidrodinámicas. (2) En el estudio a escala decadal se integraron los resultados obtenidos a partir de un método geofísico (georadar) y otro cartográfico (análisis de fotografía aérea). (3) En el análisis de la escala secular permitió reconstruir el registro sedimentario a partir de testigos o sondeos de succión. Finalmente, en esta sección se presenta una integración y comparación de la variabilidad morfosedimentaria observada en cada escala temporal.

6.1 Caracterización sedimentológica

Los resultados de los análisis granulométricos y composicionales indican que el sedimento superficial en la zona de estudio consta de dos componentes de diferentes características texturales y composicionales, y por lo tanto con áreas fuentes distintas: arena siliciclástica (fracción arena media) y arena carbonatada (fracción arena muy gruesa y gravas). La primera componente, mayoritaria en la zona de estudio, presenta un alto grado de madurez textural. Este material, presente también en los depósitos fósiles litorales identificados en las islas, procede del desmantelado de dichos depósitos. Por otra parte, el material carbonatado procede de las comunidades bentónicas que habitan el sector sumergido de la playa o el *lagoon*.

La mezcla de ambas componentes determina las variaciones espaciales encontradas tanto transversal como longitudinalmente. Esta variabilidad se debe, en primer lugar, a la cercanía respecto del área fuente del material carbonatado o bioclástico (el sector sumergido

de la playa o del *lagoon*). En segundo lugar, cabe señalar el efecto del factor energético sobre la variabilidad espacial del sedimento. En este sentido, se han detectado diferencias tanto transversales como longitudinales relacionadas con los procesos hidrodinámicos que caracterizan a cada sector del perfil transversal.

Por otra parte, ambas componentes presentan comportamientos hidrodinámicos diferentes por lo que la interpretación de los parámetros granulométricos que definen ambas componentes debe realizarse en función de esta característica. De esta forma, un aumento del tamaño medio de grano en la duna y supramareal se asocia a procesos de deflación eólica que derivan en la aparición de un *lag* de bioclastos. El mismo efecto sobre el tamaño medio y asimetría, en la parte baja del perfil de playa emergido, se relaciona con la mayor flotabilidad de los fragmentos de conchas, y a los procesos de lavado característicos de la parte baja del perfil.

A pesar de estas diferencias, el sedimento presenta un alto grado de homogeneidad así como un alto grado de madurez textural lo que indica que las variaciones, tanto transversales como longitudinales, son el resultado de un continuo proceso de retrabajado en escalas de tiempo superiores a la anual por la acción del oleaje. De hecho, no se han detectado diferencias temporales entre los sedimentos en los diferentes muestreos realizados. Este retrabajado del material hace que el sedimento de la playa tenga un alto grado de selección, y se establezca una gradación lateral y transversal en el tamaño medio de grano en relación a los regimenes del oleaje incidente.

6.2 Evolución anual de la playa de Rodas (Islas Cíes)

La playa de Rodas es un ambiente sedimentario de baja energía no estuarino, protegido de la incidencia de oleaje de alta energía. La erosión de la zona emergida de la playa ocurre durante eventos de temporal, tras los cuales, su recuperación se detecta bajo condiciones predominantes de bonanza, en verano.

Teniendo en cuenta la totalidad del perfil de playa (zonas emergida y sumergida) no se registran cambios volumétricos significativos, debido a que los cambios detectados en la parte alta del perfil se compensaron con cambios en la zona sumergida. Este patrón sugiere un claro dominio de las corrientes transversales. El comportamiento observado en la playa de Rodas es diferente al mostrado por otras playas de baja energía estuarinas, en las que la transferencia de sedimento se restringe a la zona intermareal del perfil (Nordstrom y Jackson, 1994; Makaske y Augustinus, 1998; Goodfellow y Stephenson, 2005).

Los cambios morfológicos observados a lo largo de la playa de Rodas, indican que su morfología permanece inalterada a pesar de la existencia de cambios en las condiciones hidrodinámicas. La playa presenta la morfología típica de una playa de arena reflectiva de acuerdo con el criterio propuesto por Short (1979), independiente de las condiciones hidrodinámicas. Esta morfología contrasta con la morfología esperada de acuerdo con el modelo conceptual propuesto por Masselink y Short (1993), el cual predice un importante dominio de la marea sobre la morfodinámica de este tipo de playas. De acuerdo con lo observado en la playa de Rodas se podría afirmar que el oleaje dominante no controla la morfología de esta playa de baja energía, la cual está determinada por el oleaje de mayor energía. En este sentido, la morfología de la playa de Rodas es producto de la acción de las tormentas. El parámetro utilizado en el modelo de clasificación propuesto por Masselink y Short (1993) es modificado y denominado rango de marea relativo máximo (*Relative Tide Range Maximum*, RTR_{max}), de manera que se incluye la influencia del valor máximo de H_b ($H_{b,max}$) definido como el valor umbral, a partir del cual se detectan cambios significativos, en lugar de las condiciones modales o predominantes. $H_{b,max}$ se asocia a condiciones de alta energía y temporal y controla la morfología de la playa.

6.3 Evolución decadal de la barrera de arena de Cíes

Los principales procesos que controlan la arquitectura de la barrera de Cíes son los procesos de desborde u *overwash*, los procesos de derrame de la cresta de la barrera u *overtop* y la progradación de la playa hacia mar. Estos procesos determinan la dirección dominante de los mecanismos de transporte de la barrera. Por lo tanto, los procesos transversales son los que dominan la dinámica de la barrera. Por último, la superposición de los depósitos de *overwash*, identificados en los perfiles de GPR, provoca la migración hacia tierra y agradación o crecimiento vertical de la barrera.

A partir de los registros de georadar y fotografía aérea, se propone un modelo conceptual que resume el comportamiento evolutivo reciente de la barrera de arena de las Islas Cíes. Dicho modelo consta de dos fases principales: una erosiva o transgresiva, y otra constructiva o agradante/progradante. El paso de una etapa agradante/progradante a otra erosiva está determinado por el efecto combinado de mayores frecuencias de tormenta de alta energía y por una alteración en el balance sedimentario del sistema. Durante la etapa erosiva se generan depósitos de overwash asociados a la erosión de la cresta de la barrera. De esta forma, se transporta un volumen de sedimento considerable hacia tierra, favoreciendo el

retroceso o transgresión de la barrera. Davidson-Arnott (2005) se refiere a los procesos de *overwash* como los mecanismos inductores de la transgresión de barreras litorales debido a la transferencia de sedimento hacia tierra.

El paso inverso, de erosiva a agradante/progradante, se detecta cuando el volumen de sedimento acumulado en el sector sumergido es suficiente para inducir la reconstrucción de la barrera de arena. Ésta puede seguir dos posibles modelos estratigráficos en función del nivel de impacto de la etapa erosiva. (1) Si la erosión ocurre bajo un régimen de inundación debido a procesos de rotura de la barrera y formación de canales con un transporte masivo de sedimento hacia tierra; la fase de reconstrucción estará controlada por dos factores: la disponibilidad de sedimento y el espacio de acomodación, cuyo resultado será el crecimiento en la vertical de la barrera. El producto es comparable a la secuencia de somerización descrita por Davis et al. (2003) bajo condiciones de entrada de sedimento limitadas. (2) Cuando la erosión ocurre bajo un régimen de *overwash,* la fase de recuperación estará controlada por el aporte de sedimentos, lo que se traduce en la progradación de la playa. Esta ruta de reconstrucción es comparable a la formación de crestas de playa individuales o *beach ridges* en costas progradantes, donde la progradación se registra tras condiciones de tormenta cuando procesos como *overtop* y *overwash* se ven favorecidos (Neal et al., 2002ª, 2003; Orford et al., 2003).

El comportamiento episódico, detectado en la barrera de arena, implica una trayectoria de la línea de costa discontinua, pese a un retroceso neto de la misma hacia tierra con velocidades de en torno a 0.42 m/año desde 1956 a 2003. De acuerdo con el modelo conocido como Bruun Rule (Bruun 1954), esta cantidad de ascenso del nivel del mar implicaría una contribución mínima al retroceso de la barrera (0.03 m/año). Dicho modelo considera la velocidad de ascenso del nivel del mar junto con la forma del perfil de playa activo. Zhang et al. (2004) modificaron el modelo de Bruun obteniendo que el retroceso de la línea de costa depende solamente de la velocidad de ascenso del nivel del mar, y es independiente de la forma del perfil. Los mismos autores obtuvieron una relación de en torno a 78 entre la velocidad de retroceso y la velocidad de ascenso del nivel del mar, la cual explicaría un retroceso de la línea de costa en la zona de estudio de en torno a 0.23 m/año. La diferencia entre este resultado y el detectado en la zona de estudio (0.42 m/año) sugiere que el retroceso de la línea de costa puede estar relacionado con el efecto añadido de factores locales como la escasez de sedimento. Por otra parte, el comportamiento episódico o cíclico de la barrera de arena puede ser resultado de la interacción de dicho factor y el régimen de tormentas. Ambos factores son muy importantes ya que determinan la evolución de los depósitos litorales a escala decadal (Pilkey et al., 1989; Fenster y Dolan, 1994; Forbes et al., 1991; Hill et al., 2004).

6.4 Evolución secular o submilenaria del sistema barrera-*lagoon* de Cíes

A partir de la distribución de facies resultante de los sondeos recogidos en la zona de estudio y el modelo de evolución del complejo sedimentario, se obtiene la evolución reciente del sistema desde el Holoceno medio en un contexto de trasgresión marina. La evolución del relleno del *lagoon*, como se ha adelantado previamente, depende de forma directa de la posición del nivel del mar en el Holoceno medio y tardío. Las primeras fases de relleno del *lagoon* están constituidas por depósitos lacustres costeros, cuya formación se asocia a fases de deceleración de la velocidad de ascenso del nivel del mar tal y como sugiere Streif (1987), o incluso con fases de estabilización entre etapas transgresivas (Gómez-Orellana, 2002). Dicha deceleración se registraría en torno a 5200 BP (6000 cal. BP) en la zona de estudio, y coincidiría con la estabilización eustática del nivel del mar global en torno a 6000 BP. Estos depósitos se encuentran fosilizados por sedimentos de origen eólico, los cuales se desarrollarían en torno a 3500 años BP. Las últimas etapas en el relleno sedimentario del *lagoon* se caracterizan por la presencia de depósitos de origen marino que indican una secuencia de somerización o relleno del *lagoon*. Estas etapas son relativamente recientes ya que los depósitos más antiguos tienen una edad inferior a 700 años BP.

La información contenida en este trabajo puede ser utilizada como punto de control para la determinación de la posición relativa del nivel de mar en el Holoceno medio. En este sentido, se puede asegurar de acuerdo con los resultados obtenidos, que hasta hace 3500 años el nivel del mar se encontraba al menos 3 m por debajo de su posición actual. Por otra parte, y teniendo en cuenta la edad de los sedimentos marinos más antiguos (en torno a 750 cal. BP), cabe la posibilidad de que la posición actual del nivel del mar no se hubiera alcanzado hasta épocas recientes.

Los primeros episodios de formación de la barrera de Rodas, posiblemente coincidiendo con la deceleración del ascenso del nivel del mar, corresponderían a un modelo de evolución morfológica de "tipo avance" (*encroachment mode*, Cowell et al. 1995). Ésta se desarrollaría por erosión de depósitos pre-Holocenos e incorporación de este material a la playa activa. De esta forma, la barrera presentaría una geometría similar a la de una playa unida a tierra, sin un importante desarrollo de la zona posterior de barrera. En una situación de este tipo no cabría esperar la formación de depósitos lagunares detrás de la misma ya que no existiría espacio para ello. A medida que la transgresión de la barrera continuase, ésta ascendería sobre la topografía del sustrato pre-Holoceno, erosionándolo y aumentando sus dimensiones hasta

superar la cresta de la barrera fósil. De esta forma se establecería la barrera de arena actual limitada a ambos extremos por salientes rocosos. Una vez superada la barrera fósil, la geometría de la barrera cambiaría, desarrollándose una barrera en retroceso asociada a una situación de nivel del mar casi estable o *receded barrier* de acuerdo con Roy et al. (1994), cuya evolución controlaría el relleno del *lagoon*. De acuerdo con los resultados de las dataciones realizadas en la zona, este momento correspondería con el inicio de la sedimentación marina en el interior del *lagoon*, en torno a 700 años cal. BP.

6.5 Morfodinámica de la barrera de arena de Cíes

En la zona de estudio existe una creciente preocupación respecto a la colmatación del *lagoon* y a la aparente erosión observada en los últimos años a lo largo de la playa, especialmente en la región afectada por los procesos de apertura y cierre del canal (Figura 6.1). El grado de preocupación por la erosión detectada es elevado, ya que se trata de un espacio natural que cuenta con un nivel especial de protección debido a los importantes ecosistemas que se desarrollan tanto en las dunas como en el *lagoon* y playa. Por ello, en los últimos años se han generado diversas ideas especulativas acerca de las causas de dicha erosión, las cuales recurren al efecto provocado por diferentes infraestructuras construidas en las islas, el muelle de Rodas y el dique de unión entre las islas de Monteagudo y Faro. Precisamente, existe una idea extendida por la opinión pública que atribuye a la construcción del muelle de Rodas la erosión de la playa. En este sentido, es de destacar que en este trabajo se ha puesto de manifiesto que dicho muelle no altera la dinámica sedimentaria de la zona de estudio, ya que se trata de una construcción paralela al sustrato rocoso sin sobrepasarlo en extensión, el cual marcaba de forma natura el límite de la playa. En función de los resultados obtenidos a lo largo de este trabajo, es posible concluir que el muelle no provoca ninguna modificación sobre la aproximación del oleaje y, en definitiva, sobre el balance sedimentario. Sin embargo, cabe señalar que la presencia del muro del paseo que une el muelle con el interior de la isla sí altera dicho balance, al cortar la transferencia de sedimento entre la playa y la duna contigua, además de impedir el retroceso natural del perfil de playa bajo condiciones de erosión. Por otra parte, el relleno acelerado del *lagoon* es atribuido a la construcción del dique que une las dos islas. En el presente trabajo ha quedado patente que este relleno es consecuencia del avance de los depósitos de desborde o *washover* hacia tierra, asociados al retroceso de la barrera, debido a la desestabilización de la barrera de arena por actividades de extracción de áridos junto con la tendencia natural del sistema.



Figura 6.1. Detalles de la erosión que afecta al sector norte de la barrera de arena al borde del camino que rodea las islas.

Llegados a este punto, se pone de manifiesto la importancia de tener un conocimiento extenso de la evolución de una zona antes de tomar decisiones acerca de su gestión, ya que eventualmente, éstas pueden ser erróneas por carecer de una visión conjunta del funcionamiento del sistema. A través del estudio realizado a lo largo de esta Tesis Doctoral, se ha comprobado que el problema de erosión detectado en la zona de estudio es relativo, ya que buena parte de lo observado responde a una tendencia natural. A partir del análisis de la evolución de la playa a escala anual, se han detectado diferentes respuestas a lo largo de la playa en relación con sus tendencias acumulativas o erosivas. El sector afectado por el canal, y que más preocupa a la opinión pública por su rápido retroceso, se encuentra en equilibrio, aunque se ha detectado un reajuste de sedimento entre los sectores transversales del perfil de playa: ligera tendencia acumulativa en el sector emergido de la playa, y erosiva en el sector sumergido asociado al cambio morfológico que afecta este sector. La presión del oleaje y la marea fuerzan el retroceso hacia tierra del canal, de manera que provoca la erosión de esta zona, afectando al camino que rodea la isla, y que ha sido reforzado en diferentes ocasiones (Figura 6.1). Pese a ello, no se ha detectado erosión en este sector, entendiendo como tal la pérdida de sedimento, ya que el material es redistribuido a lo largo del perfil de playa que como consecuencia ha aumentado en extensión. En cuanto a la zona central de la playa, también

presenta una tendencia prácticamente nula, pese a una ligera tendencia acumulativa en la zona emergida contrastando con la erosiva detectada en la zona sumergida. Por último, en la zona sur de la playa se ha detectado una ligera tendencia erosiva en la zona emergida, acompañada por una tendencia acumulativa en el sector sumergido.

De acuerdo con las tendencias volumétricas detectadas en la escala anual, se puede afirmar que la playa se encuentra en una situación prácticamente de equilibrio aunque con diferencias longitudinales. Esta respuesta se ha observado también en el estudio del sistema a escala decadal. A partir del análisis de la evolución a escala decadal se han detectado diferentes respuestas longitudinales. De hecho, los procesos erosivos que originaron la inundación de la barrera y consecuente relleno del *lagoon* entre 1956 y 1972, afectaron en mayor medida a la zona sur de la barrera, tras lo cual tuvo lugar la erosión del sector central de la misma. En esta escala, el sistema muestra un estado de equilibrio, a pesar de un comportamiento discontinuo (acumulativo/erosivo) en el que existe un reciclado continuo del sedimento, y por lo tanto conservación del volumen de sedimento que conforma la barrera. De aquí se desprende, que los resultados obtenidos a partir del seguimiento anual de la playa parecen representar un episodio de lo registrado a escala decadal. En concreto correspondería al paso previo a la inundación del sector sur, el cual pudo haber comenzado con la erosión de la playa emergida. Por ello, se puede afirmar que lo observado en la escala anual no es extrapolable a una escala temporal mayor, ya que la tendencia de la línea de costa no es lineal y por lo mismo las tendencias registradas longitudinalmente se modifican tanto temporal como espacialmente. A pesar de esta tendencia discontinua, el sistema parece encontrarse en retroceso, aunque para obtener una tendencia evolutiva definitiva habría que analizar series temporales de mayor rango, incluyendo al menos unos 80 años (Galgano et al., 1998). De esta forma, se podría comprobar esta tendencia transgresiva, así como calcular una velocidad de retroceso y el periodo de recurrencia de las etapas erosivas.

En cuanto a los factores que controlan la variabilidad morfológica en ambas escalas temporales se ha visto que el régimen de tormentas es un factor decisivo. En la escala anual, éste es el responsable de la aparición de cambios morfológicos significativos. En este caso, la magnitud es conocida y presenta un periodo de recurrencia bajo respecto al que cabe esperar en el caso de la evolución a escala decadal. Cabe señalar también que en el segundo caso el factor regulador parece ser el resultado de la interacción entre la escasez de sedimento, y el régimen de temporales, lo cual parece indicar que las diferencias longitudinales encontradas en la playa a escala anual son consecuencia de este mismo factor.

El transporte de sedimento en la zona de estudio, está controlado por la componente transversal, independientemente de la escala temporal o espacial analizada. En el caso de la playa las transferencias de sedimento se restringen al intercambio de sedimento entre la zona emergida (supramereal e intermareal) y la zona sumergida cercana, hasta una profundidad de en torno a 6 m. En el caso de la escala decadal se ha detectado una importante transferencia de sedimento desde la playa a la zona trasera de la barrera de arena asociada a la transgresión o migración de la barrera hacia tierra. Por último, en el caso de la escala secular, ésta se produce a través de la erosión e incorporación del sedimento erosionado a la barrera activa durante la transgresión de la barrera de arena con el ascenso del nivel del mar.

6.6 Conclusiones generales

El comportamiento de un medio tan dinámico como una barrera de arena litoral, debe ser analizado desde diferentes perspectivas o escalas con el objeto de obtener un conocimiento completo del funcionamiento del mismo. En este sentido, se ha visto que el funcionamiento del sistema en una escala de tiempo determinada no puede ser extrapolado a una escala temporal mayor y viceversa, ya que estos sistemas, y concretamente el estudiado en este trabajo, evolucionan de una forma discontinua tanto espacial como temporalmente. A pesar de esta limitación, en este trabajo se ha visto que los factores que controlan la evolución de la barrera objeto de estudio se solapan en las diferentes escalas temporales estudiadas. Las tormentas controlan la morfología de la playa y la barrera en las escalas anual y decadal. En esta última, la escasez de sedimentos junto con el ascenso relativo del nivel del mar, interaccionan con el régimen de tormentas controlando la evolución del sistema. Y por último, en una escala temporal mayor, la escasez de sedimento junto con el ascenso relativo del nivel del mar, controlan dicha evolución. En cuanto al factor estructural, éste ejerce un control primario sobre la evolución y morfología del sistema, independientemente de la escala temporal.

Conclusiones de interés local. En el presente trabajo se ha presentado un estudio de detalle del sistema barrera-*lagoon* desarrollado en las islas Cíes, a partir del cual se han podido constatar una serie de hechos.

La playa de Rodas es una playa de baja energía, cuya morfología y dinámica están controladas por eventos de alta energía. A partir del estudio a escala anual no se han detectado tendencias netas significativas, de donde se desprende que la playa se encuentra en un estado estacionario. Por el contrario, cuando se incrementa la escala de análisis a décadas, el sistema muestra una tendencia transgresiva neta, interrumpida por episodios de progradación. A una

mayor escala, abarcando miles de años, la barrera presenta un retroceso neto, con el consiguiente relleno del *lagoon* y la unión de la barrera a tierra emergida.

El sedimento que conforma este ambiente de sedimentación presenta un alto grado de madurez textural, cuyo origen se relaciona con el desmantelamiento de depósitos fósiles litorales. Esta particularidad convierte al sistema sedimentario en una zona de mayor sensibilidad por tratarse de un ambiente restringido y sin aportes sedimentarios actuales significativos. Esta particularidad magnifica el efecto de factores externos como las intervenciones de origen antrópico, por ejemplo la extracción de áridos, y por tanto debe ser considerada cuando se traten de establecer las bases para su gestión medioambiental.

Conclusiones de interés global. Puesto que las condiciones de alta energía controlan la variabilidad y morfología de las playas de baja energía, las condiciones hidrodinámicas (altura de onda) asociadas a dichas condiciones deben tenerse en cuenta a la hora de clasificar la morfología de dichos medios. En cuanto al estudio de dichas playas, se ha avanzado en su conocimiento ya que la playa de Rodas presenta diferencias morfodinámicas con otras playas de baja energía de tipo estuarino abundantes en la bibliografía. Tales diferencias se relacionaron con el hecho de que la marea no ejerce ningún tipo de control morfológico sobre la playa estudiada.

En cuanto a la metodología utilizada es de destacar que el uso del georadar, combinado con el análisis de fotografía aérea, resultó de gran utilidad, a pesar de la limitación que supone el trabajar en un sistema transgresivo. Pese a ello, se identificaron facies de acreción asociadas a ambientes en progradación, las cuales se relacionaron con la evolución cíclica que suelen presentan estos ambientes de sedimentación. Por otra parte, aunque la barrera de arena estudiada presenta una tendencia transgresiva su evolución difiere de la que típicamente muestran dichos ambientes. En el caso de la zona de estudio, el desarrollo y relleno del *lagoon* es independiente del avance hacia tierra de la barrera hasta las últimas etapas, cuando ambos sistemas evolucionan conjuntamente. Esta particularidad se debe a que dicha evolución responde a un control de tipo estructural, el cual determina el desarrollo de ambos ambientes de sedimentación.

Una de las conclusiones más relevantes obtenidas con la información disponible es la posición relativa del nivel medio del mar, el cual se situaría al menos 3 m por debajo de su posición actual hasta hace al menos 3500 años BP. Así pues, la zona de estudio se propone como un punto de control para determinar la evolución de esta región costera durante el Holoceno Medio.



Referencias

Aagaard, T., 1988. Nearshore bar morphology on the low energy coast of northern Zealand, Denmark. *Geografiska Annaler*, 70, 59-67.

Aagaard, T., Davidson-Arnott, R., Greenwoodc, B., y Nielsen, J., 2004. Sediment supply from shoreface to dunes: linking sediment transport measurements and long-term morphological evolution. *Geomorphology*, 60, 205-224.

Abril, J., 1981. *Mapa Geológico de España, 1:50.000, hoja 222, CÍES*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. I.G.M.E.

Alejo, I., 1994. *Estudio dinámico y Sedimentario de la Bahía de Baiona*. Tesis Doctoral, Universidade de Vigo, 263 pp., inédita.

Allen, J.R.L., 1999. Geological impacts on coastal wetland landscapes: Some general effects of sediment autocompaction in the Holocene of north-west Europe. *The Holocene*, 9, 1-12.

Alonso, A., y Pagés, J.L., 2000. El registro sedimentario del final del Cuaternario en el litoral noroeste de la Península Ibérica. Márgenes cantábrico y atlánico. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13, 17-29.

Anthony, E.J., y Blivi, A.B., 1999. Morphosedimentary evolution of a delta-sourced, drift-aligned sand barrier-lagoon complex, western Bight of Benin. *Marine Geology*, 158, 161-176.

Bagnold, R.A., 1940. Beach formation by waves: some model experiments in a wave tank. *Journal Institute Civil Engineers*, 15, 27-52.

Bagnold, R.A., 1963. Mechanics of marine sedimentation. En: Hill, M.N. (Ed.), *The Sea-Ideas and Observations*. Wiley, New York, p. 507-528.

Bagnold, R.A., 1966. An approach to the sediment transport problem from general physics. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 422-1, 37 pp.

Baker, P.L., 1991, Response of ground-penetrating radar to bounding surfaces and lithofacies variations in sand barrier sequences. *Exploration Geophysics*, 22, 19-22.

Bao, R., Freitas, M.C., y Andrade, C., 1999. Separating eustatic from local environmental effects: a late-Holocene record of coastal change in Albufeira Lagoon, Portugal. *The Holocene*, 9, 341-352.

Barusseau, J.P., Radulescu, M., Descamps, C., Akouango, E., y Gerbe, A., 1994. Morphosedimentary multiyear changes on a barred coast (Gulf of Lions, Mediterranean Sea, France). *Marine Geology*, 122, 47-62.

Bauer, B.O., y Greenwood, B., 1990. Modification of a linear bar-trough system by a standing edge wave. *Marine Geology*, 92, 177-204.

Benavente, J., Gracia, F.J., y López-Aguayo, F., 2000. Empirical model of morphodynamic beachface behaviour for low-energy mesotidal environments. *Marine Geology*, 167, 375-390.

Benumof, B.T., Storlazzi, C.D., Seymour, R.J., y Griggs, G.B., 2000. The relationship between incident wave energy and seacliff erosion rates: San Diego County, California. *Journal of Coastal Research*, 16, 1162-1178.

Beres, M., y Haeni, F.P., 1991. Application of ground-penetrating-radar methods in hydrogeologic studies. *Ground Water*, 29, 375-386.

Best, J.L., Ashworth, P.J., Bristow, C.S., y Roden, J., 2003. Three-Dimensional Sedimentary Architecture of a Large, Mid-Channel Sand Braid Bar, Jamuna River, Bangladesh. *Journal of Sedimentary Research*, 73, 516-530.

Bird, E.C.F., 1994. Physical setting and geomorphology of coastal lagoons. En: Kjerfve, B. (Ed.), *Coastal Lagoon Processes*. Elsevier, Amsterdam, p. 9-40.

Blanco Chao, R., Costa Casais, M., Martínez Cortizas, A., Pérez Alberti, A., y Trenhaile, A.S., 2003. Evolution and inheriterance of a rock coast: western Galicia, Northwestern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 757-775.

Blanco Chao, R., Costa Casais, M., Martínez Cortizas, A., Pérez Alberti, A., y Vázquez Paz, M., 2002. Holocene evolution on Galician coast (NW Spain): an example of paraglacial dynamics. *Quaternary International*, 93-94, 149-159.

Blott, S.J , y Pye, K., 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics Package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*. 26, 1237-1248.

Boyd, R., Bowen, A.J., y Hall, R.K., 1987. An evolutionary model for transgressive sedimentation on the Eastern Shore of Nova Scotia. En: FitzGerald, D.M. y Rosen, P.S. (Eds.). *Glaciated Coasts*, Academic Press, San Diego, p. 87-114.

Braithwaite, C.J.R., 1973. Settling behaviour related to sieve analysis of skeletal sands. *Sedimentology*, 20, 251-262.

Bristow, C.S., Chroston, P.N., y Bailey, S.D., 2000. The structure and development of foredunes on a locally prograding coast: insights from gound-penetrating radar surveys, Norfolk, UK. *Sedimentology*, 47, 923-944.

Bristow, C.S., y Jol, H.M., 2003. *Ground Penetrating Radar in Sediments*. Geological Society London, Special Publication, 211, 330 pp.

Bruun, P., 1954. *Coast erosion and the development of beach profiles.* Technical Memorandum, v. 44. Beach Erosion Board, Corps of Engineers, 82 pp.

Bruun, P., 1988. The Bruun Rule of erosion by sea-level rise: a discussion of large-scale two- and three-dimensional usages. *Journal of Coastal Research*, 4, 627-648.

Buynevich, I.V., y Fitzgerald, D.M., 2003. High-Resolution Subsurface (GPR) Imaging and Sedimentology of Coastal Ponds, Maine, U.S.A. Implications for Holocene Back-Barrier Evolution. *Journal of Sedimentary Research*, 73, 559-571.

Carrier, G.F., y Greenspan, H.P., 1958. Water waves of finite amplitude on a sloping beach. *Journal of Fluid Mechanics*, 4, 97-109.

Carter, R.W.G., 1982. Some problems associated with the analysis and interpretation of mixed carbonate and quartz beach sands, illustrated by examples from northwest Ireland. *Sedimentary Geology*, 33, 35-56.

Carter, R.W.G., 1988. *Coastal Environments. An Introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines*. Academic Press, London, 617 pp.

Carter, R.W.G., Forbes, D.L., Jennings, S.C., Orford, J.D., Shaw, J., y Taylor, R.B., 1989. Barrier and lagoon coast evolution under differing relative sea-level regimes: examples for Ireland and Nova Scotia. *Marine Geology*, 88, 221-242.

Carter, R.W.G., Lowry, P., y Stone, G., 1982, Ebb shoal control of shoreline erosion via wave refraction, Magilligan Point, Northern Ireland. *Marine Geology*, 48, M17-M25.

Carter, R.W.G., Orford, J.D., Jennings, S.C., Shaw, J., y Smith, J.P., 1992. Recent evolution of paraglacial estuary conditions under conditions of rapid sea-level rise: Chezzetcook Inlet, Nova Scotia. *Proceedings of the Geologists Association*, London, 103, 167-186.

Cattaneo, A., y Steel, R.J., 2003. Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth-Science Reviews*, 62,187-228.

Caussin, P., Nusinovici, J., y Beard, D.W., 1988. Using digitized X-ray powder diffraction scans as input for a new PC-AT search/match program. En: Barret, C.S., Gilfrich, J.V., Jenkins, R., Russ, J.C., Richardson, J.W., y Predecki, P.K. (Eds.). *Advances in X-ray analysis*, 31, 423-430.

Caussin, P., Nusinovici, J., y Beard, D.W., 1989. Specific data handling techniques and new enhancements in a search/match program. En: Barret, C.S., Gilfrich, J.V., Jenkins, R., Russ, J.C., Richardson, J.W., y Predecki, P.K. (Eds.). *Advances in X-ray analysis*, 32, 531-538.

Cearreta, A., Cachão, M., Cabral, M.C., Bao, R., y Ramalho, M.J., 2003. Lateglacial and Holocene environmental changes in Portuguese coastal lagoons 2: microfossil multiproxy reconstruction of the Santo André coastal area. *The Holocene*, 13, 447-458.

Chang, K.H., 1975, Unconformity-bounded stratigraphic units. *Geological Society of America Bulletin*, 86, 1544-1552.

Clark, J.A., Farrell, W.E., y Peltier, W.R., 1978. Global changes in postglacial sea level: a numerical calculation. *Quaternary Research*, 9, 265-287.

Clemente, F., Pérez-Arlucea, M., Alejo, I., Francés, G., González, D., Nombela M., y Méndez, G. 2004. La transgresión holocena en la Ría de Vigo (Rías Baixas, Galicia): registro sedimentario en la zona costera. *Geo-Temas*, 6 (4), 207-210.

Cooper, J.A.G., Orford, J.D., McKenna, J., Jennings, S.C., Scott, B., y Malvarez, G., 1995. *Mesoscale behaviour of Atlantic Coastal Systems under secular climate and sea-level rise: project final report.* Commission of European Communities, Environment and Climate Programme. Contract No. EV5V-CT93-0266, Brussels, 39 pp.

Cooper, J.A.G., y Pilkey, O.H., 2004. Sea-level rise and shoreline retreat: time to abandon the Bruun Rule. *Global and Planetary Change*, 43, 157-171.

Costas, S., Alejo, I., y Alcántara-Carrió, J., 2002. Human influence on the evolution of Islas Cies sand barrier (NW Spain). En: Veloso-Gomes, F.; Taveira-Pinto, F. y Das Neves L. (Eds.), Littoral' 02: *The changing coast*. Porto, Portugal, 2, p. 283-288.

Costas, S., Alejo, I., y Nombela, M.A., 2004a. Sand barrier behavior under man-induced inlet relocation. *Journal of Coastal Research*, SI 39, 428-432.

Costas, S., Alejo, I. y Nombela, M.A., 2004b. The role of sediment source in beach management. A case study from Cíes Islands (NW Spain). *Journal of Coastal Research*, SI 39.

Costas, S., Alejo, I., Vila-Concejo, A., y Nombela, M.A., 2005. Persistence of storm-induced morphology on a modal low-energy beach: A case study from NW-Iberian Peninsula. *Marine Geology*, 224, 43-56.

Cowell, P.J., Roy, P.S., y Jones, R.A., 1995. Simulation of large-scale coastal change using a morphological behaviour model. *Marine Geology*, 126, 45-61.

Curray, J.R., 1964. Transgressions and regressions. En: Miller, R.L. (Ed.), *Papers in Marine Geology*. Macmillan, p. 175-203.

Curray, J.R., 1996. Origin of beach ridges: Comment on Tanner, W.F., 1995. Origin of beach ridges and swales. Mar. Geol., 129, 149-161. *Marine Geology*, 136, 121-125.

Dabrio, C.J., Zazo C., Goy, J.L., Sierro, F.J., Borja, F., Lario, J., Gonzalez, J.A., y Flores, J.A. 2000. Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cadiz, Southern Spain). *Marine Geology*, 162, 381-404.

Dail, H.J., Merrifield, M.A., y Bevis, M., 2000. Steep beach morphology changes due to energetic wave forcing. *Marine Geology*, 162, 443-458.

Daniels, D., 2004. *Ground Penetrating Radar, 2nd edition*. Institution of Electrical Engineers, London, 984 pp.

Davidson-Arnott, R.G.D., 2005. Conceptual Model of the Effects of Sea Level Rise on Sandy Coasts. *Journal of Coastal Research*, 21, 1166–1172.

Davies, J.L., 1964. A morphogenetic approach to world shorelines. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 8, 127-142.

Davis, R.A. Jr., 1978. Beach sedimentology of Mustang and Padre Islands: a time series approach. *Journal of Geology*, 86, 35-46.

Davis, R.A. Jr., 1992. *Depositional systems: an introduction to sedimentology and stratigraphy*. Englewood Cliffs, Prentice Hall, New Jersey, 604 pp.

Davis, R.A., Jr., 1994. Barrier island systems- a geologic overview. En Davis, R.A. (Ed.). *Geology of Holocene Barrier Island Systems*. Springer-Verlag, New York, NY, p. 1-46.

Davis, R.A. Jr., y Barnard, P., 2003. Morphodynamics of the barrier-inlet system, west-central Florida. *Marine Geology*, 200, 77-101.

Davis, R.A., y Hayes, M.O., 1984. What is a wave-dominated coast? *Marine Geology*, 60, 313-329.

Davis, R.A.Jr., Yale, K.E., Pekala, J.M., y Hamilton, M.V., 2003. Barrier island stratigraphy and Holocene history of west-central Florida. *Marine Geology*, 200, 103-123.

Dean, W.E.Jr., 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44, 242-248.

Devoy, R.J.N., Delaney, C., Carter, R.W.G., y Jennings, S.C., 1996. Coastal stratigraphies as indicators of environmental changes upon European Atlantic Coasts in the late Holocene. *Journal of Coastal Research*, 12, 564-588.

De Vriend, H.J., 1992. Mathematical modelling and large-scale coastal behaviour. Part 1. Physical processes. *Journal of Hydraulic Research, Special Issue, Maritime Hydraulics*, 727-740.

De Vriend, H.J., 1997. Prediction of aggregated-scale coastal evolution. *Proceedings Coastal Dynamics '97*. ASCE, New York, p. 644-653.

Díaz Fierros, F., Benito, E., y Saa, P. 1989. Estudio e interpretación paleoecológica de los análisis de polen de tres marismas de Galicia. El Cuaternario en España y Portugal. *Actas de la II Reunión del Cuaternario Ibérico*, Madrid, p. 553-560.

Dingler, J.R., y Clifton, H.E. 1994. Barrier systems of California, Oregon, and Washington. En: Davies, R.A.Jr. (Ed.). *Geology of Holocene Barrier Island Systems*, Springer-Verlag, New York, p. 115-165.

Donnelly, J.P., Bryant, S.S., Butler, J., Dowling, J., Fan, L., Hausmann, N., Newby, P., Shuman, B., Stern, J., Westover, K., y Web III, T., 2001. 700 year sedimentary record of intense hurricane landfalls in southern New England. *Geological Society of America Bulletin*, 113, 714-727.

Dougherty, A.J., FitzGerald, D.M., y Buynevich, I.V., 2004. Evidence for storm-dominated early progradation of Castle Neck barrier, Massachusetts, USA. *Marine Geology*, 210, 123-134.

Durán, R., 2005. *Estratigrafía sísmica desde el último máximo glacial en la Ría de Pontevedra (NO España)*. Tesis Doctoral, Universidade de Vigo, 318 pp., inédita.

Ekwurzel, B., 1990. A complex bayside beach: Herring Cove beach, Cape Cod, Massachusetts, USA. *Journal of Coastal Research*, 6, 879-891.

Eliot, I.G., y Clarke, D.J., 1986. Minor storm impact on the beachface of a sheltered sandy beach. *Marine Geology*, 73, 61-83.

Faegri, K., Kaland, P.E., y Krzywinski, K., 1989. *Textbook of pollen analysis*. Jonh Wiley, Chichester, 328 pp.

Fairbridge, R.W., 1961. Eustatic changes in sea level. En: Ahrens, L.H., Press, F., Rankama, K., y Runcorn, S.K. (Eds.). *Physics and Chemistry of the Earth*, Pergamon, New York, 4, p. 99-185.

Fenster, M., y Dolan, R., 1994. Large-scale reversals in shoreline trends along the U.S. mid-Atlantic coast. *Geology*, 22, 543-546.

Fisher, J.J., y Simpson, E.J., 1979. Washover and tidal sedimentation rates as environmental factors in development of a transgressive barrier shoreline. En: Leatherman, S.P. (Eds.). *Barrier Islands from the Gulf of St. Lawrence to Gulf of Mexico.* Academic Press, New York, p. 127-148.

Fleming, K., Johnston, P., Zwartz, D., Yokoyama, Y., y Lambeck, K., 1998. John ChappellRefining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites. *Earth and Planetary Science Letters*, 163, 327-342.

Folk, R.L., y Ward, W.C., 1957. Brazos River bar. A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3-26.

Forbes, D.L., Boyd, R., y Shaw, J., 1991. Late Quaternary sedimentation and sea level changes on the inner Scotian shelf. *Continental Shelf Research*, 11, 1155-1179.

Forbes, D.L., Orford, J.D., Carter, R.W.G., Shaw, J., y Jennings, S.C., 1995. Morphodynamic evolution, self-organisation, and instability of coarse-clastic barriers on paraglacial coasts. *Marine Geology*, 126, 63-85.

Forbes, D.L., Parkes, G.S., Manson, G.K., y Ketch, L.A., 2004. Storms and shoreline retreat in the southern Gulf of St. Lawrence. *Marine Geology*, 210, 169-204.

Freitas, M.C., 1995. A laguna de Albufeira (península de Setúbal). Sedimentologia, morfología e morfodinâmica. Tesis Doctoral, Universidad de Lisboa.

Freitas, M.C., y Andrade, C., 1997. Sistemas fluvio-lagunares a Sul do Tejo: evolucção a escalas temporais diferentes. *Colectânea de Ideias sobre a Zona Costeira de Portugal*, Associação Eurocoast-Portugal, p. 525-545.

Freitas, M.C., Andrade, C., y Cruces, A., 2002. The geological record of environmental changes in southwestern Portuguese coastal lagoons since the Lateglacial. *Quaternary International*, 93-94, 161-170.

Freitas, M.C., Andrade, C., Rocha, F., Tassinari, C., Munhá, J.M., Cruces, A., Vidinha, J., y Da Silva, C.M., 2003. Lateglacial and Holocene environmental changes in Portuguese coastal lagoons 1: the sedimentological and geochemical records of the Santo André coastal area. *The Holocene*, 13, 433-446.

Friedman, G.M., 1961. Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distributions of beach and river sands. *Journal of Sedimentary Petrology*, 32, 327-354.

Galgano, F.A., Douglas, B.C., y Leatherman, S. P., 1998. Trends and Variability of Shoreline Position. *Journal Coastal Research*, SI 26, 282-291.

Galloway, W.E., y Hobday, D.K., 1983. Terrigenous clastic depositional systems. Springer Verlag, New York, 423 pp.

Gao, S., y Collins, M.B., 1992. Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors". *Sedimentary Geology*, 80, 47-60.

García-García, A., García-Gil, S., y Vilas, F., 2005. Quaternary evolution of the Ría de Vigo, Spain. *Marine Geology*, 220, 153-179.

Gehrels, W.R., 1999. Middle and late Holocene sea-level changes in Eastern Maine reconstructed from foraminiferal saltmarsh stratigraphy and AMS 14C dates on basal peat. *Quaternary Research*, 52, 350-359.

Godfrey, P.J., y Godfrey, M.M., 1974. The role of overwash and inlet dynamics in the formation of salt marshes on North Carolina barrier islands. En Reinold, R.A., (Ed.). *Ecology of halophytes.* Academic Press New York, p. 407-427.

Gómez-Orellana, L., 2002. El último ciclo glaciar interglaciar en el litoral del NW Ibérico: dinámica climática y paisajística. Tesis Doctoral, Universidad de Santiago de Compostela, 356 pp., inédita.

Goodfellow, B.W. y Stephenson, W.J., 2005. Beach morphodynamics in a strong-wind bay: a low-energy environment? *Marine Geology*, 214, 101-116.

Gourlay, M.R., 1968. Beach and dune erosion tests. *Delft Hydraulics Laboratory*, Report No.M935/M936.

Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C., Lario, J., Borja, F., Sierro, F., y Flores, J., 1996. Global and regional factors controlling changes of coastlines in Southern Iberia (Spain) during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 15, 773-780.

Granja, H.M., y De Groot, T.A.M., 1996. Sea-level rise and neotectonism in a Holocene coastal environment as Cortegaça Beach (NW Portugal): a case study. *Journal of Coastal Research*, 12, 160-170.

Griffiths, J.C., 1967. *Scientific Method In Analysis Of Sediments*. McGraw-Hill, New York, 508 pp.

Guillén, J., y Palanques, A., 1996. Short and medium term grain size changes in deltaic beaches (Ebro Delta, NW Mediterranean). *Sedimentary Geology*, 101, 55– 67.

Guillén, J., Stive, M.J.F., y Capobianco, M., 1999. Shoreline evolution of the Holland Coast on a decadal scale. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, 517-536.

Guitián, F., y Carballas, T., 1976. *Técnicas de análisis de suelos*. En: Pico Sacro (Ed.). 288 pp.

Guitián, J., y Guitián, P., 1991. A paisaxe vexetal das illas Cíes. Xunta de Galicia. Santiago de Compostela.

Guza, R.T., e Inman, D.L., 1975. Edge waves and beach cusps. *Journal of Geophysical Research*, 80, 2997-3012.

Hallermeier, R., 1981. A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coastal Engineering*, 4, 253-277.

Halsey, S., 1979. Nexus: a new model of barrier island development. En: Leatherman, S.P. (Ed.). *Barrier Islands: From the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico*. Academic Press, New York, p. 185–210.

Harari, Z., 1996, Ground-penetrating radar for imaging stratigraphic features and groundwater in sand dunes. *Journal of Applied Geophysics*, 36, 43-52.

Hardy, R., y Tucker, M., 1988. X-ray Powder Diffraction of Sediments. En: Tucker, M. (Ed.). *Techniques in Sedimentology*. Blackwell Science Publ., p. 191-228.

Haslett, S.K., Davies, P., Curr, R.H.F., Davies, C.F.C., Kennington, K., King, C.P., y Margetts, A.J., 1998. Evaluating the late-Holocene relative sea-level change in the Somerset Levels, southwest Britain. *The Holocene*, 8, 197-207.

Hegge, B., Eliot, I., y Hsu, J., 1996. Sheltered sandy beaches of southwestern Australia. *Journal of Coastal Research*, 12, 748-760.

Helland-Hansen, W., y Gjelberg, J.G., 1994. Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy: a different perspective *Sedimentary Geology*, 92, 31-52.

Héquette, A., Desrosiers, M., Hill, P.R., y Forbes, D.L., 2001. The influence of coastal morphology on shoreface sediment transport under storm-combined flows, Canadian Beaufort Sea. *Journal of Coastal Research*, 17, 507-516.

Hill, H.H., Kelley, J.T., Belknap, D.F., y Dickson, S.M., 2004. The effects of storms and storm-generated currents on the sand beaches in southern Maine. *Marine Geology*, 210, 149-168.

Holman, R.A., 2001. Pattern formation in the nearshore. En: Seminara, G., y Blondeaux, P. (Eds.). *River, Coastal and Estuarine Morphodynamics,* Springer, Berlin, p. 141-162.

Hughes, M.H., y Cowell, P.J., 1987. Adjustment of reflective beaches to waves. *Journal of Coastal Research*, 3, 153-167.

Hughes, M.G., Masselink, G., y Brander, R.W., 1997. Flow velocity and sediment transport in the swash zone of a steep beach. *Marine Geology*, 138, 91-103.

Hurrel, J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperatures and precipitations. *Science*, 269, 676-679.

Ingram, R.L., 1971. Sieve analysis. En: Carver, R.E. (Eds.). *Procedures in Sedimentary Petrology.* John Wiley & Sons Publ., 653 pp.

Jackson, N.L., y Nordstrom, K.F., 1992. Site-specific controls on wind and wave processes and beach mobility on estuarine beaches. *Journal of Coastal Research*, 8, 88-98.

Jackson, N.L., Nordstrom, K.F., Eliot, I., y Masselink, G., 2002. `Low energy´ sandy beaches in marine and estuarine environments: a review. *Geomorphology*, 48, 147-162.

Jennings, S.C., Carter, R.W.G., y Orford, J.D., 1993. Late Holocene salt marsh development under a regime of rapid sea-level rise: Chezzetcook Inlet, Nova Scotia. Implications for the interpretation of palaeo-marsh sequences. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30, 1374-1384.

Jol, H.M., y Smith, D.G., 1991. Ground penetrating radar of northern lacustrine deltas. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28, 1939-1947.

Kench, P.S., y McLean, R.F., 1997. A comparison of settling and sieve techniques for the analysis of bioclastic sediments. *Sedimentary Geology*, 109, 111-119.

Kersting, D.K., Nieto, B., y Simón, A., 2001. *Estudio de Avaliación Ecolóxica da Lagoa dos Nenos*. Aeolidia C.B. 87 pp., inédita.

King, C.A.M., 1972. *Beaches and Coasts*. Edward Arnold, London 570 pp.

Komar, P.D., 1976. *Beach Processes and Sedimentation*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 429 pp.

Krumbein, W.C., 1934. Size frequency distributions of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 4, 65-77.

Lambeck, K., 1997. Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 129, 1-22.

Lambeck, K., 2002. Sea-level change from Mid-Holocene to recent time: an Australian example with global implications. En: Mitrovica, J.X., y Vermeersen, B. (Eds.). *Glacial Isostatic Adjustment and the Earth System*, American Geophysical Union, Washington DC, p. 33-50.

Larson, R. Morang, A., y Gorman, L., 1997. Monitoring the coastal environment; part II: Sediment sampling and geotechnical methods. *Journal of Coastal Research*, 13, 308-330.

Le Roux, J.P., O'Brien, R.D., Rios, F., y Cisternas, M., 2002. Analysis of sediment transport paths using grain-size parameters. *Computers and Geosciences*, 28, 717-721.

Leatherman, S. P., 1979. Barrier dune systems: A reassessment. *Sedimentary Geology*, 24, 1-16.

Leatherman, S.P., Douglas, B.C., y LaBrecque, L., 2003. Sea level and coastal erosion require large-scale monitoring. *EOS*, 84, 13-16.

Leatherman, S.P., Zhang, K., y Douglas, B.C., 2000. Sea-level rise shown to drive coastal erosion. *EOS*, 81, 55–57.

Leorri, E., y Cearreta, A., 2004. Holocene environmental development of the Bilbao estuary, northern Spain: sequence stratigraphy and foraminiferal interpretation. *Marine Micropaleontology*, 51, 75–94.

List, J.H., Sallenger, A.H., Hansen, M.E., y Jaffe, B.E., 1997. Accelerated relative sea-level rise and rapid coastal erosion: testing a causal relationship for the Louisiana barrier islands. *Marine Geology*, 140, 347–365.

Long, A.J., Plater, A.J., Waller, M.P., y Innes, J.B., 1996. Holocene coastal sedimentation in the Eastern English Channel: New data from the Romney Marsh region, United Kingdom. *Marine Geology*, 136, 97-120.

Lozano, I., Devoy, R.J.N., May, W., y Andersen, U., 2004. Storminess and vulnerability along the Atlantic coastlines of Europe: analysis of storm records and of a greenhouse gases induced climate scenario. *Marine Geology*, 210, 205–225.

Maiklem, W.R., 1968. Some hydraulic properties of bioclastic grains. *Sedimentology*, 10, 101-109.

Makaske, B., y Augustinus, P.G.E.F., 1998. Morphologic changes of a micro-tidal, low wave energy beach face during a spring-neap cycle, Rhone-Delta, France. *Journal of Coastal Research*, 14, 632-645.

Marcos, M., Gomis, D., Monserrat, S., Álvarez, E., Pérez, B., y García-Lafuente, J., 2005. Consistency of long sea-level time series in the northern coast of Spain. *Journal of Geophysical Research*, 110, C03008, doi:10.1029/2004JC002522.

Martínez Cortizas, A., Costa Casais, M., y Moares Domínguez, C., 1996. Niveles dunares pleistocenos y holocenos en la Costa de Galicia: hipótesis cronológica en base a su grado de edafización. *Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios*, 391-404.

Mason, C.C., y Folk, R.L., 1958. Differentiation of beach, dune and aeolian flat environments by size analysis. Mustang Island, Texas. *Journal of Sedimentary Petrology*, 28, 211-226.

Masselink, G., y Pattiaratchi, C.B., 1998. The effect of seabreeze on beach morphology, surf zone hydrodynamics and sediment resuspension. *Marine Geology*, 146, 115–135.

Masselink, G., y Pattiaratchi, C.B., 2001. Seasonal changes in beach morphology along the sheltered coastline of Perth, Western Australia. *Marine Geology*, 172: 243-263.

Masselink, G., y Short, A.D., 1993. The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual model. *Journal of Coastal Research*, 9, 785-800.

McLaren, P., 1981. An interpretation of trends in grain size measurements. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51, 611-624.

McLaren, P., y Bowles, D., 1985. The effects of sediment transport on grain size distributions. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55, 457-470.

McManus, D.A., 1965. A study of maximum load for diameter sieves. *Journal of Sedimentary Petrology*, 35, 792-796.

McManus, J., 1988. Grain size determination and interpretation. En: M. Tucker (Ed.), *Techniques in Sedimentology*. Blackwell Science Publ., p. 63-85.

McNinch, J.E., Wells, J.T., y Snyder, S.W., 1999. The long-term contribution of pre-Holocene sands to transgressing barrier islands. *Proceedings of 4th International Conference on Coastal Sediments*, New York, 786-801.

Méndez, G., Pérez-Arlucea, M., Stouthamer, E., y Berendsen, H., 2003. The TESS-1 suction corer: a new device to extract wet, uncompacted sediments. *Journal of Sedimentary Research*, 73, 1078-1081.

Mitchum, R.M., Vail, P.R., y Sangree, J.B., 1977. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. En: Payton, C.E. (Ed.). *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration.* AAPG_Mem., 16, p. 117-123.

Moilola, R.J., y Weiser, D., 1968. Textural parameters: an evaluation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 38, 45-53.

Moore, L.J., Jol, H.M., Kruse, S., Vanderburgh, S., y Kaminsky, G.M, 2004. Annual Layers Revealed by GPR in the Subsurface of a Prograding Coastal Barrier, Southwest Washington, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 74, 690-696.

Mörner, N.A., 1969. The late Quaternary history of the Kattegatt Sea and the Swedish west coast. *Sveriges Geologiska Undersökning Serie C*, 640, 1-487.

Morton, R.A., y Sallenger, A.H.Jr., 2003. Morphological impacts of extreme storms on sandy beaches and barriers. *Journal of Coastal Research*, 19, 560-573.

Mouriño, J. (ARCEA), 2000. *Guía das flores das Illas Cíes*. Consellería de Medio Ambiente, Xunta de Galicia. Santiago de Compostela, 70 pp.

Muto, T., y Steel, R.J., 2000. The accommodation concept in sequence stratigraphy; some dimensional problems and possible redefinitions. *Sedimentary Geology*, 130, 1-10.

Muzuka, A.N.M., y Shaghude, Y.W., 2000. Grain size distribution along the Msasani Beach, north of Dar es Salaam Harbour. *Journal of African Earth Sciences*, 30, 417-426.

Nakada, M., y Lambeck, K., 1988. The melting history of the late Pleistocene Antarctic ice sheet. *Nature*, 333, 36-40.

Nakada, M., y Lambeck, K., 1989. Late Pleistocene and Holocene sea level change in the Australian region and mantle rheology. *Geophysical Journal*, 96, 497-517.

Neal, A., 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, 66, 261-330.

Neal, A., Pontee, N.I., Pye, K., y Richards, J., 2002a. Internal structure of mixed-sand-gravel beach deposits revealed using ground-penetrating radar. *Sedimentology*, 49, 789-804.

Neal, A., Richards, J., y Pye, K., 2002b. Structure and development of shell cheniers in Essex, southeast England, investigated using high-frequency gound-penetrating radar. *Marine Geology*, 185, 435-469.

Neal, A., Richards, J., y Pye, K., 2003. Sedimentology of coarse-clastic beach-ridge deposits, Essex, southeast England. *Sedimentary Geology*, 162, 167-198.

Nordstrom, K.F., 1977. The use of grain size statistics to distinguish between high and moderate energy beach environments. *Journal of Sedimenatary Petrology*, 47, 1287-1294.

Nordstrom, K.F., 1980. Cyclic and seasonal beach response: a comparison of ocean and bayside beaches. *Physical Geography*, 1, 177-196.

Nordstrom, K.F., 1992. *Estuarine Beaches*. Elsevier, London, 225 pp.

Nordstrom, K.F., y Jackson, N.L., 1992. Two dimensional change on sandy beaches in estuaries. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 36, 465-478.

Nordstrom, K.F., y Jackson, N.L., 1994. Aeolian processes and dunefields in estuaries. *Physical Geography*, 15: 358-371.

Nunn, P.D., y Peltier, W.R., 2001. Far-Field test of the ICE-4G model of global isostatic response to deglaciation using empirical and theoretical Holocene sea-level reconstructions for the Fiji Islands, southwestern Pacific. *Quaternary Research*, 55, 203-214.

Nyandwi, N., 1995. *The nature of the sediment distribution pattern in the Spiekeroog Backbarrier Area, the East Frisian Islands.* Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universitat Bremen, Germany, 66, 162 pp.

Orford, J.D., Carter, R.W.G., Jennings, S.C., y Hinton, A.C., 1995. Processes and timescales by which a coastal gravel-dominated barrier responds geomorphologically to sea-level rise: Story Head barrier, Nova Scotia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 20, 21-37.

Orford, J.D., Cooper, J.A.G., y McKenna, J., 1999. Mesoscale temporal changes to foredunes at Inch Spit, south-west Ireland. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 43, 439-461.

Orford, J.D., Cooper, J.A.G., y Smith, B., 1997. LOICZ: The human factor as an influence on the Irish coast. En: Sweeney, J. (Ed.). *Global Change and The Irish Environment*. Dublin, Royal Irish Academy, p. 88-107.

Orford, J.D., Forbes, D.L., y Jennings, S.C., 2002. Organisational controls, typologies and time scales of paraglacial gravel-dominated coastal systems. *Geomorphology*, 48, 51-85.

Orford, J.D., Murdy, J.M., y Wintle, A.G., 2003. Prograded Holocene beach ridges with superimposed dunes in north-east Ireland: mechanisms and timescales of fine and coarse beach sediment decoupling and deposition. *Marine Geology*, 194, 47-64.

Orford, J.D., y Carter, R.W.G., 1982. Crestal overtop and washover sedimentation on a fringing sandy gravel barrier coast, Carnsore Point, southeast Ireland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 265-278.

Orford, J.D., y Carter, R.W.G., 1995. Examination of mesoscale forcing of a swash-aligned gravel barrier. *Marine Geology*, 126, 201-211.

Otero, X.L., Mouriño, X. Alonso, P. y Sierra, F. 1994. *Las Islas Cíes. Guía del Parque Natural*. Concello de Vigo. Concellería de Patrimonio e Medio Ambiente, Mos. 102 pp.

Owens, E.H., 1977. Temporal variations in beach and nearshore dynamics. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47, 168-190.

Pattiaratchi, C., Hegge, B., Gould, J., y Eliot, I., 1993. Effect of sea breeze activity on nearshore and foreshore coastal processes. *Proceedings of the 11th Australasian Conference on Coastal and Ocean Engineering*, Townsville (Queensland), p. 161-166.

Pazos, O., Vilas, F., García-Gil, E., García-Gil, S., Nombela, M.A., Alejo, I., Rubio, B., y Rey, D. 1994. Holocene tectonic movements in the West Coast of Galicia (Spain). *Proceedings of the LITTORAL'94*, Eurocoast, p. 26-29.

Peltier, W.R., 1988. Lithospheric thickness, Antarctic deglaciation history, and ocean basin discretization effects in a global model of postglacial sea-level change: a summary of some sources of non uniqueness. *Quaternary Research*, 29, 93-112.

Peltier, W.R., 1991. The ICE-3G model of late Pleistocene deglaciation: construction, verification, and applications. En: Sabadini, R., et al. (Eds.). *Glacial Isostasy, Sea Level and Mantle Rheology*. NATO ASI Ser.,C, Kluwer, Dordrecht, v. 334, p. 95-119.

Pierce, J. W., 1969. Sediment budget along a barrier island chain. *Sedimentary Geology*, 3, 5-16.

Pilkey, O.H., Morton, R.A., Kelley, J.T., y Penland, S., 1989. *Coastal land loss*. 28th International Geological Congress, Short Course in Geology. American Geophysical Union, v. 2, p. 73.

Pilkey, O.H., Young, R.S., y Bush, D.M., 2000. Comment on Sea level rise by Leatherman et al. *EOS* 81, 436.

Pilkey, O.H., Young, R.S., Riggs, S.R., Smith, A.W.S., Wu, H., y Pilkey, W.D., 1993. The concept of shoreface profile of equilibrium: a critical review. *Journal of Coastal Research*, 9, 255-278.

Pirazzoli, P.A., 1991. *World Atlas of Holocene Sea-Level Changes*. Elsevier, Amsterdam, 300 pp.

Pirazzoli, P.A., 2005. A review of possible eustatic,isostatic and tectonic contributions in eight late-Holocene relative sea-level histories from the Mediterranean area. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1989-2001.

Powers, M.C., 1982. *Comparison chart for estimating roundness and sphericity*. AGI Data Sheet 18, American Geological Institute.

Puertos del Estado. Ministerio de Fomento, 2005. *Información climática de nivel del mar. Mareógrafo de Vigo*. Conjunto de datos REDMAR BD: 3222, 6 pp.

Pyökäri, M., 1997. The provenance of beach sediments on Rhodes, southeastern Greece, indicated by sediment texture, composition and roundness. *Geomorphology*, 18, 315-332.

Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C. J. H., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G. S., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S. W., Ramsey, C. B., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van der Plicht, J., y Weyhenmeyer, C. E., 2004. IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 26 - 0 ka BP. *Radiocarbon,* 46, 1029-1058.

Reinson, G.E., 1984. Barrier-Island and associated strand-plain systems. En: Walker, R.G. (Ed.). *Facies Models*. Second Edition, Geoscience Canada, p. 119-140.

ROM 0.3., 1991. *Clima marítimo en el litoral español*. Dirección General de Puertos. Ministerio de Obras Públicas, Madrid.

Roy, P.S., Cowell, P.J., Ferland, M.A., y Thom, B.G., 1994. Wave-dominated coasts. En: Carter, R.W.G., y Woodroffe, C.D. (Eds.). *Coastal Evolution, Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge U.K., Cambridge University Press, p. 121-186.

Saa, P., y Díaz Fierros, F., 1980. Análisis polínico de tres lagunas litorales colmatadas de Galicia. *Cuadernos del Laboratorio Geológico de Laxe*, 10, 95-111.

Sallenger Jr, A.H., 2000. Storm impact scale for barrier islands. *Journal of Coastal Research*, 16, 890-895.

Sallenger, A.H., Holman, R.A., y Birkemeier, W.A., 1985. Storminduced response of a nearshore-bar system. *Marine Geology*, 64, 237-257.

Sallenger, A.H., Morton, R., Fletcher, C., Thieler, R., y Howd, P., 2000. Comment on Sea-level rise by Leatherman et al., *EOS* 81, 436.

Sanderson, P.G., y Eliot, I., 1999. Compartimentalisation of beachface sediments along the southwestern coast of Australia. *Marine Geology*, 162, 145-164.

Santos, L., Bao, R., y Sánchez Goñi, M.F., 2001. Pollen record if the last 500 years from the Doniños Coastal lagoon (NW Iberian Peninsula): Changes in the pollinic catchment size versus peleoecological interpretation. *Journal of Coastal Research*, 17, 705-713.

Santos M.L., y Vidal, J.R., 1993. El lagoon de Seselle: un episodio de la transgresión holocena en la Ría de Ares (A Coruña, Galicia, España). Datos geomorfológicos, sedimentarios y paleoecológicos. *Cuaderno Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 18, 163-174.

Schenk, C.J., Gautier, D.L., Olhoeft, G.R. y Lucius, J.E., 1993. Internal structure of an aeolian dune using ground-penetrating radar. En: Pye, K., y Lancaster, N. (Eds.). *Aeolian sediments, ancient and modern*. Special Publication of International Association of Sedimentology, 16, 61-69.

Schwartz, R.K., 1982. Bedform and stratification characteristics of some modern small-scale washover sand bodies. *Sedimentology*, 29, 835-849.

Schwebel, D.A., 1984. Quaternary stratigraphy and sea-level variation in the southeast of South Australia. En: Thom, B.G. (Ed.). *Coastal Geomorphology in Australia*. Academic Press, Sydney, p. 291-311.

Sensors and Software, 1993. Ekko-Tools User's Guide, Version 1.1, Technical Manual 22. *Sensors and Software*, Mississauga, Canada, 138 pp.

Shepard, F.P., 1963. Thirty-five thousand years of sea level. En: Clements, T., Stevenson, R.E., y Halmos, D.M. (Eds.). *Essays in Marine Geology in Honor of K.O. Emery.* University of Southern California Press, Los Angeles, p. 1-10.

Shephard, F.D. y Lafond, E.C., 1940. Sand movement near the beach in relation to tides and waves. *American Journal of Science*, 238, 272-284.

Sherman, D. J., (Ed.), 1992. International Bibliography on Coastal Geomorphology. *Journal of Coastal Research*, SI 16.

Short, A.D., (Ed.), 1999. *Beach and Shoreface Morphodynamics*. John Wiley and Sons, Chichester, 379 pp.

Short, A.D., 1979. Three dimensional beach-stage model. *Journal of Geology*, 87, 553-571.

Short, A.D., 1991. Macro-meso tidal beach morphodynamics- An overview. *Journal of Coastal Research*, 7, 417-436.

Short, A.D., 1996. The role of wave height, period, slope, tide range and embaymentisation in beach classifications: a review. *Revista Chilena de Historia Natural*, 69, 589-604.

Short, A.D., 2003. Australia beach systems – the morphodynamics of wave through tide-dominated beach-dune systems. *Journal of Coastal Research*, SI 35, 7-20.

Sonu, C.J., 1973. Tree-dimensional beach changes. *Journal of Geology*, 81, 42-64.

Sonu, C.J., y van Beek, J.L., 1971. Systematic beach changes on the Outer Banks, North Carolina. *Journal of Geology*, 79, 416-425.

Souto, C., 2000. Predicción numérica y contraste experimental de la circulación en la Ría de Vigo. Tesis Doctoral, Universidade de Vigo, 173 pp., inédita.

Spencer, D.W., 1963. The interpretation of grain size distribution curves of clastic sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 33, 180-190.

Stewart, H.B.Jr, 1958. Sedimentary reflections on depositional environments in San Migue Lagoon, Baja California, México. *Bull. Am. Petrol. Geol.* 42, 2567-2618.

Stive, M.J.F., y deVriend, H.J., 1995. Modelling shoreface profile evolution. *Marine Geology* 126, 235-248.

Stolper, D., List, J.H., y Thieler, E.R., 2005. Simulating the evolution of coastal morphology and stratigraphy with a new morphological-behaviour model (GEOMBEST). *Marine Geology*, 218, 17-36.

Stone, G.W., Grymes, J.M., Dingler, J.R., y Pepper, D.A., 1997. Overview and significance of hurricanes on the Louisiana coast, USA. *Journal of Coastal Research*, 134, 656-669.

Streif, H., 1989. Barrier islands, tidal flats and coastal marshes resulting from a relative rise of sea-level in East Frisia on the Germany North Sea coast. *Proceedings KNGMG Symposium Coastal Lowlands, Geology and Geotechnology*, p. 213-223.

Stuiver, M., y Reimer, P. J., 1993. Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*, 35, 215-230.

Suhayda, J.N., y Oivanki, S.M., 1993. Coastal erosion analysis of the Belle Fontaine area Jackson Country, Mississippi. Coastal Zone ´93 Coastal Zone. *Proceedings of the Symposium on Coastal and Ocean Management*. American Society of Civil Engineers, New York, p. 2907-2917.

Swift, D.J.P., 1968. Coastal evolution and transgressive stratigraphy. *Journal of Geology*, 76, 444-456.

Taborda, R., 1993. *Modelaçao da Dinâmica sedimentary induzida pela ondulaçao na plataforma continental portuguesa*. Tesis de maestrazgo, Universidade de Lisboa, 126 pp., inédita.

Takeda, I., 2003. Stability and height of the landward limit of the backshore at Japanese beaches. *Journal of Coastal Research*, 19, 1082-1093.

Takeda, I., y Sunamura, T., 1983. A wave-flume experiment of beach steps. *Ann. Rep.*, Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, 9, 45-48.

Tanner, W.F., 1960. Florida coastal classification. *Transactions-Gulf Coast Association of Geological Societies*, 10, 259- 266.

Tanner, W.F., 1992. Late Holocene sea-level changes from grain-size data: evidence from the Gulf of Mexico. *The Holocene*, 2, 249-254.

Tanner, W.F., 1995. Origin of beach ridges and swales. *Marine Geology*, 129, 149-161.

Ters, M., 1973. Les variations du niveau marin depuis 10,000 ans, le long du littoral Atlantic Français. *Bulletin de l'Association Française du Quaternaire*, 36, 114-135.

Terwindt, J.H.J., y Battjes, J.A., 1991. Research in large-scale coastal behaviour. En: *Proceedings of 22th International Conference on Coastal Engineering*, American Society of Civil Engineers, p. 1975-1983.

Thieler, E.R., Pilkey, O.H., Young, R.S., Bush, D.M., y Chai, Fei, 2000. The use of mathematical models to predict beach behaviour for US Coastal Engineering: a critical review. *Journal of Coastal Research*, 16, 48-70.

Thom, B.G., 1984. Transgressive and regressive stratigraphics of coastal sand barriers in eastern Australia. *Marine Geology*, 7, 161-168.

Torcal, L., y Tello, B., 1992. Análisis de sedimentos con microscopio electrónico de barrido: exoscopía del cuarzo y sus aplicaciones a la Geomorfología. *Cuadernos Técnicos de la S.E.G.*, 4.

Trenhaile, A.S., 1997. *Coastal dynamics and landforms*. Clarendon Press. Oxford. 366 pp.

Trenhaile, A.S., Pérez Alberti, A., Costa Casais, M., Martínez Cortizas, A., y Blanco Chao, R. 1999. Rock coast inheritance: an example from Galicia, northern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, 1-17.

Van Heteren, S., Fitzgerald, D.M., Mckinlay, P.A., y Buynevich, I.V., 1998. Radar facies of paraglacial barrier systems: coastal New England, USA: *Sedimentology*, 45, 181-200.

Van Dam, R.L., y Schlager, W., 2000. Identifying causes of ground-pentratig radar reflections using time-domain reflectometry and sedimentological analyses. *Sedimentology*, 47, 435-449.

Vellinga, P., 1982. Beach and dune erosion during store surges. Delft Hydraulics Lab. Publ., 276.

Vila-Concejo, A., 1999. *Seguimiento de la evolución de una playa: la playa de Samil (NO España)*. Tesis de Licenciatura, Universidade de Vigo, 199 pp, inédita.

Vilas, F., Nombela, M.A., García-Gil, E., García-Gil, S., Alejo, I., Rubio, B. y Pazos, O., 1995. *Cartografía de sedimentos submarinos de la Ría de Vigo*. Xunta de Galicia. Consellería de Pesca, Marisqueo e Acuicultura.

Vilas, F., y Rolan, E., 1985. Caracterización de las lagunas costeras de Galicia, NW Península Ibérica. España. *I Reuniao do Cuaternario Ibérico. ACTAS*, v. I, p. 253-268.

Vilas, F., Sopeña, A., Rey, L., Ramos, A., Nombela, M.A., y Arche, A., 1991. The Corrubedo beach-lagoon complex, Galicia, Spain: Dynamics, sediments and recent evolution of a mesotidal coastal embayment. *Marine Geology*, 97, 391-404.

Vincent, P., 1996. Variation in particle size distribution on the beach and windward side of a large coastal dune, southwest France. *Sedimentary Geology*, 103, 273-280.

Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30, 377-392.

Wiesmann, M., y Nehring, K., 1951. *Agrikulturechemisches Praktikum*. Paul Parcy, Berlin.

Wright, L.D., Chappell, J., Thom, B.G., Bradshaw, M.P., y Cowell, P.J., 1979. Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems, Southeasterrn Australia. *Marine Geology*, 32, 105-140.

Wright, L.D., y Short, A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, 56, 93-118.

Zenkovich, V.P., 1967. *Processes of coastal development*. Oliver and Boyd, London, 738 pp.

Zhang, K., Douglas, B.C., y Leatherman, S.P., 2004. Global warming and coastal erosion. *Climatic Change*, 64, 41-58.



Anexo

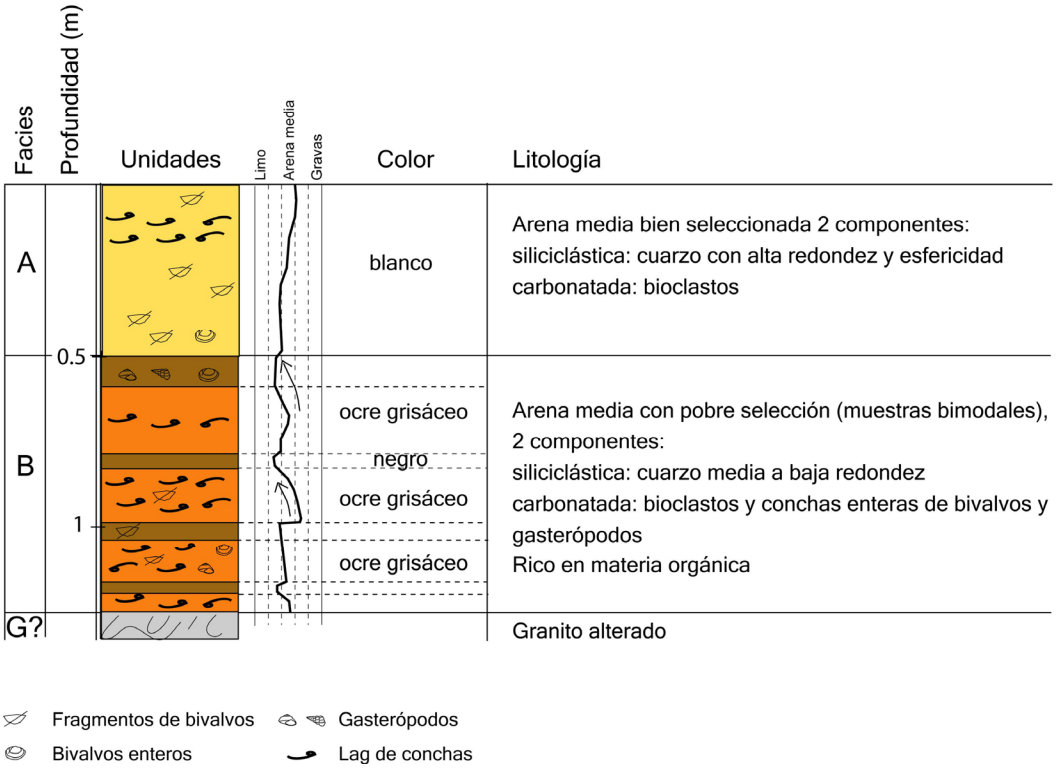


Figura A.1. Columna estratigráfica correspondiente al sondeo CS7.

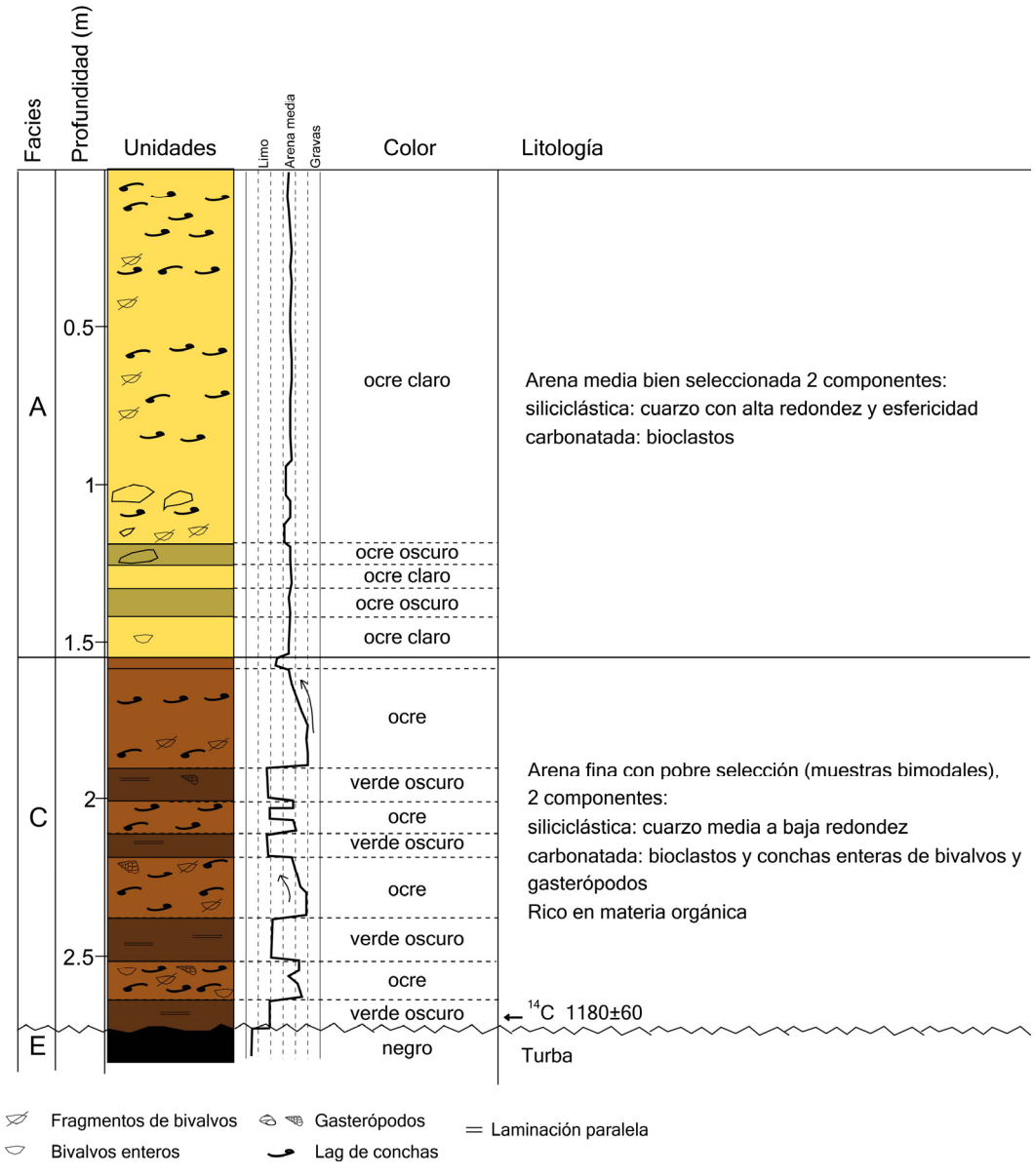


Figura A.2. Columna estratigráfica correspondiente al sondeo CS13.

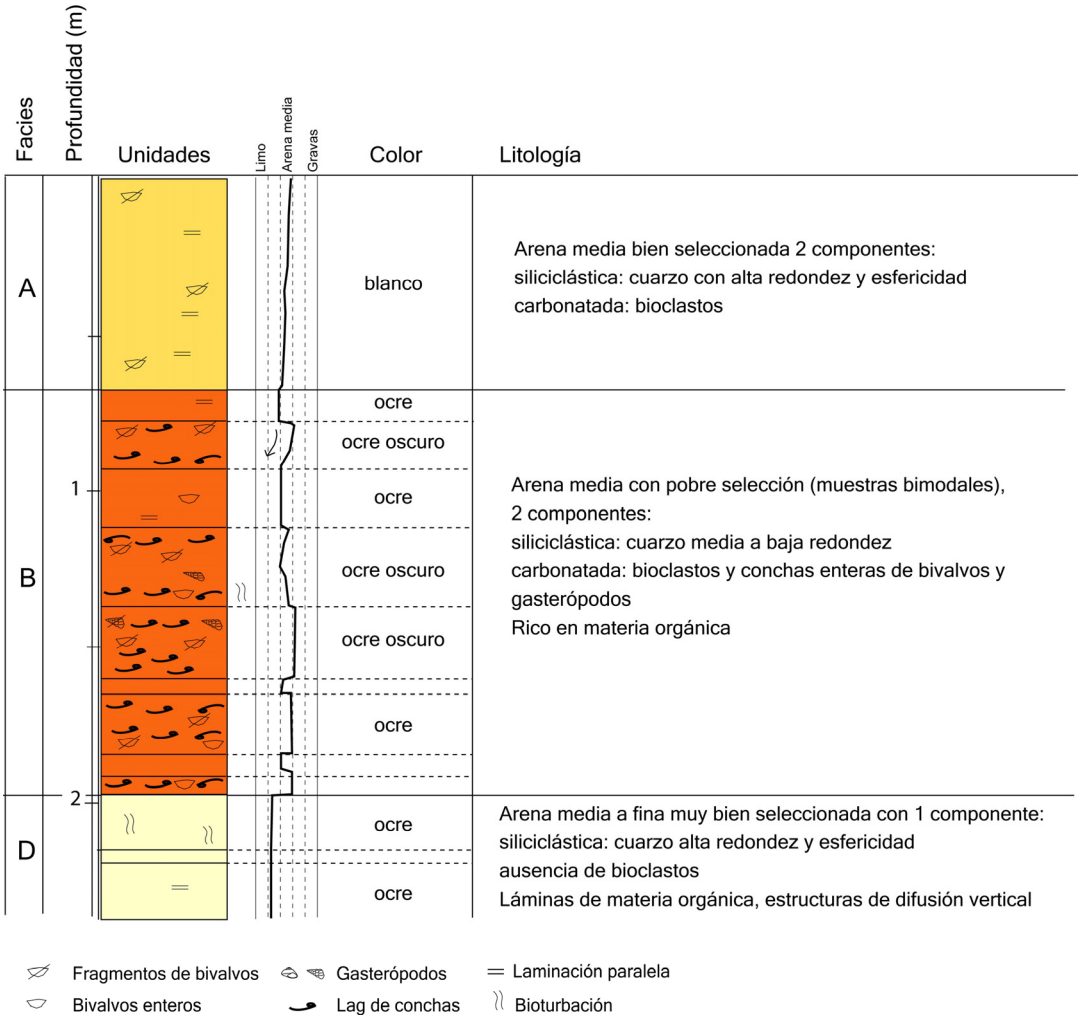


Figura A.3. Columna estratigráfica correspondiente al sondeo CS12.

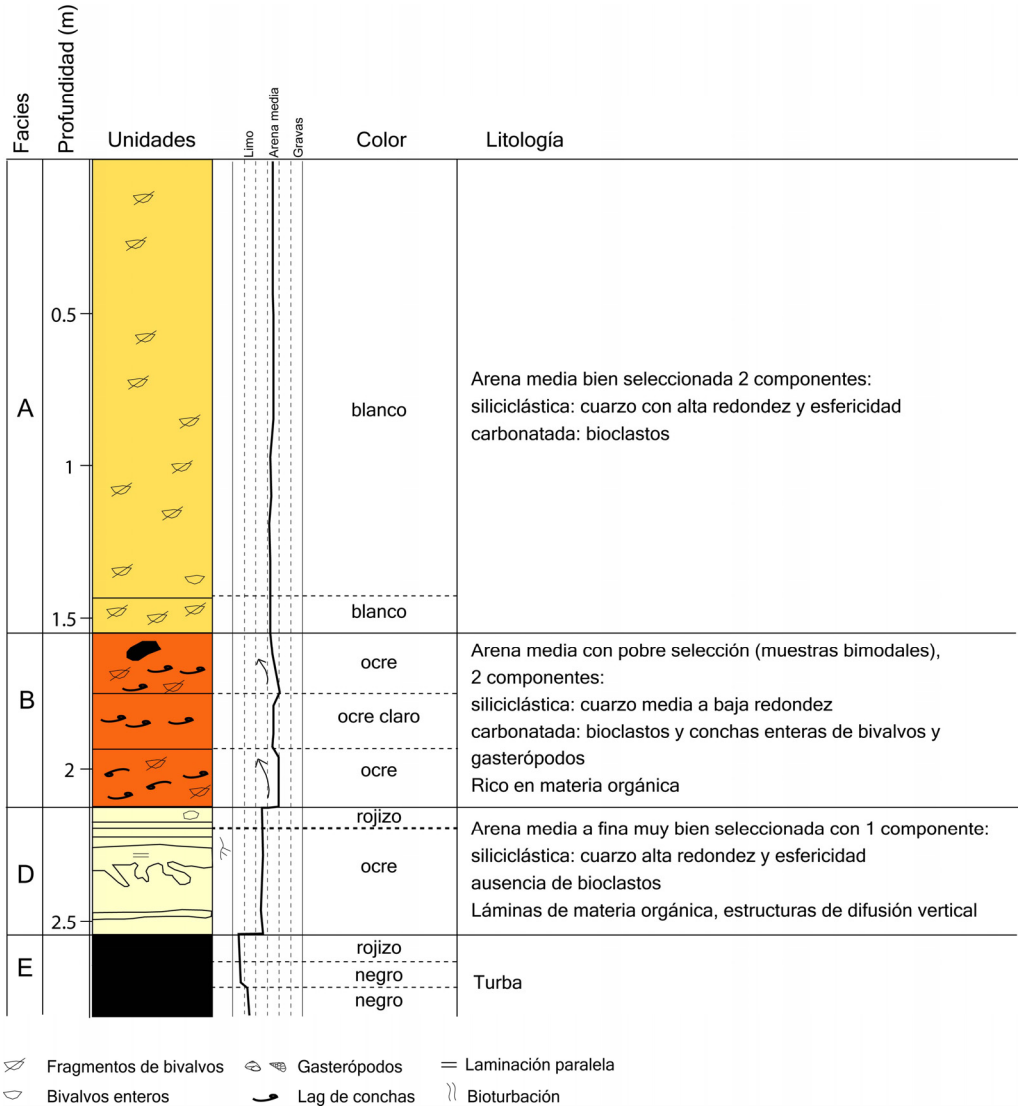


Figura A.4. Columna estratigráfica correspondiente al sondeo CS16.

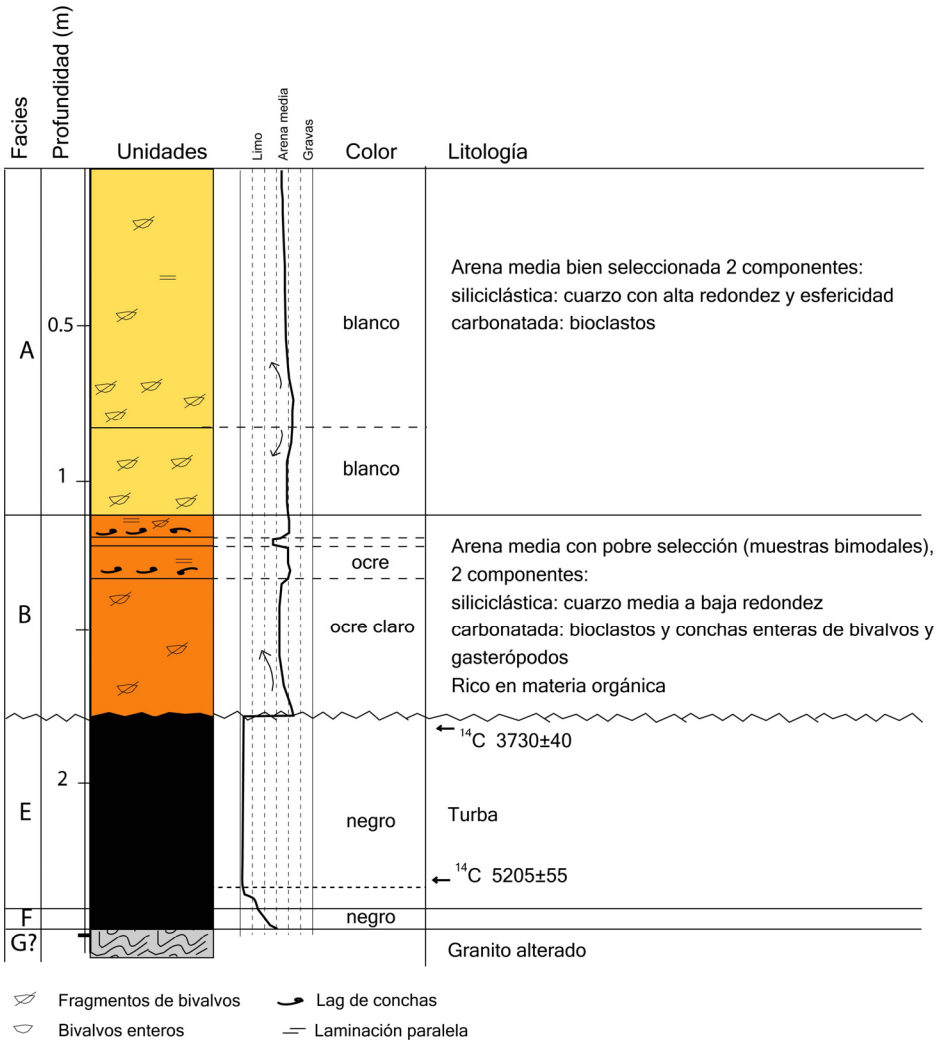


Figura A.5. Columna estratigráfica correspondiente al sondeo CS15.

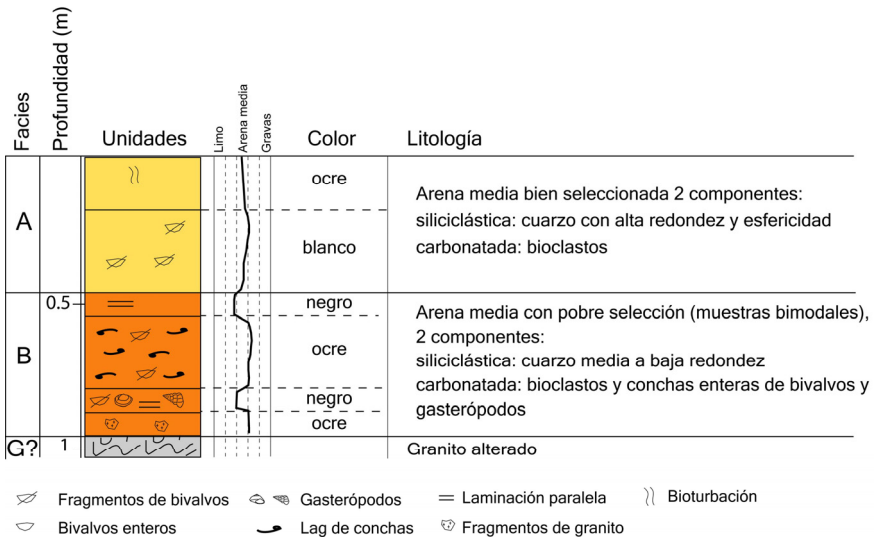


Figura A.6. Columna estratigráfica correspondiente al sondeo CS3.

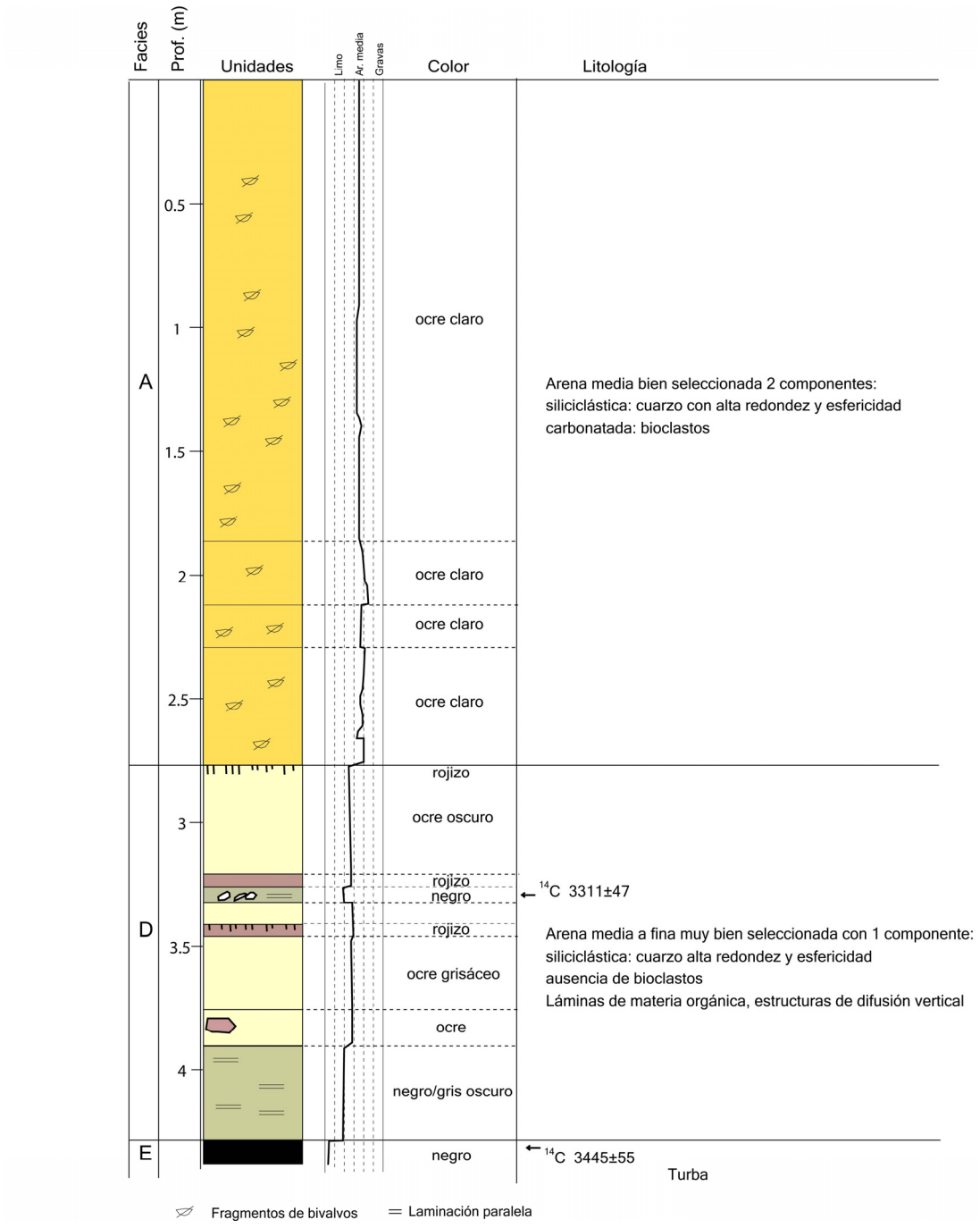


Figura A.7. Columna estratigráfica correspondiente al sondeo CS21.

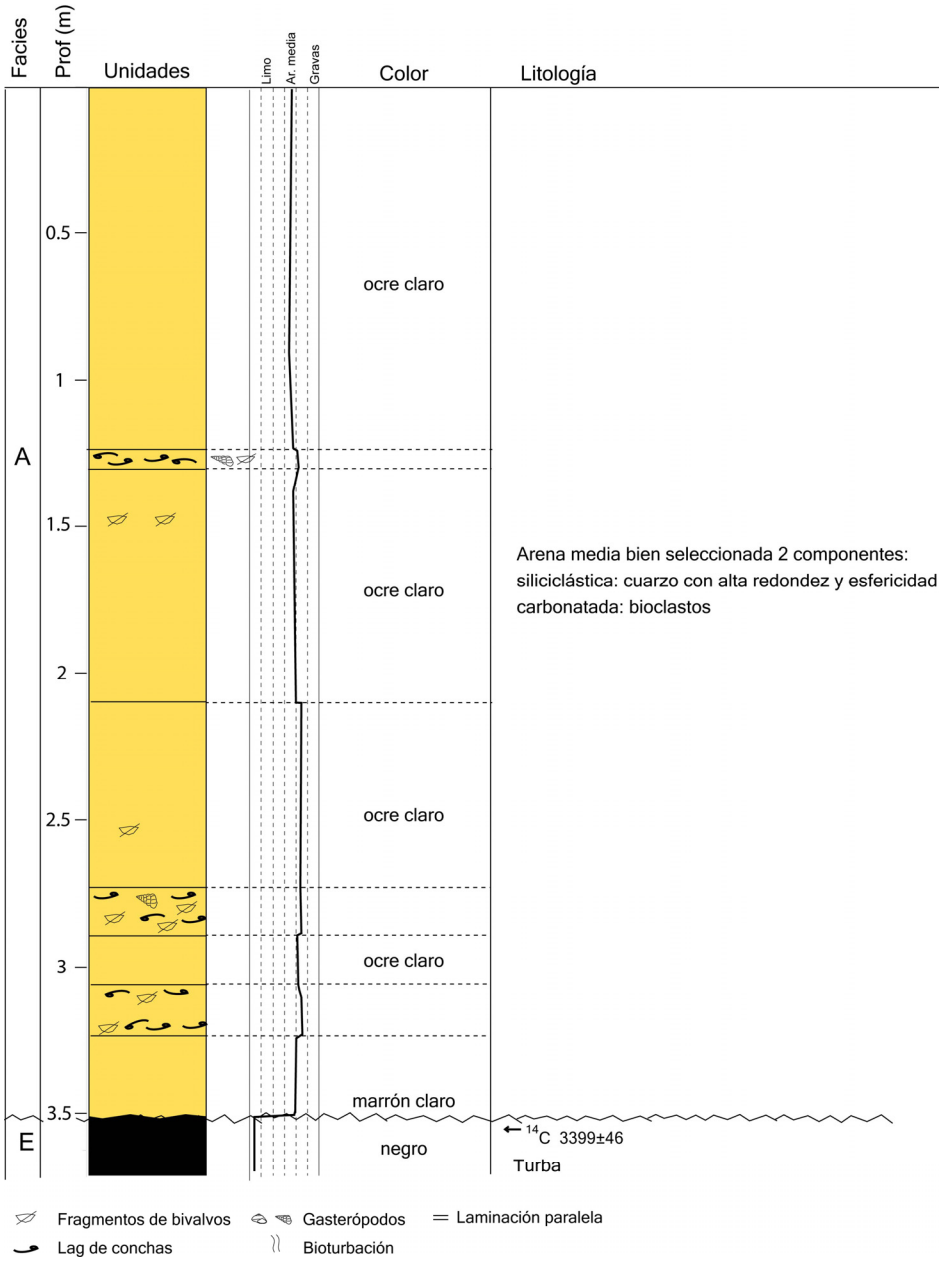
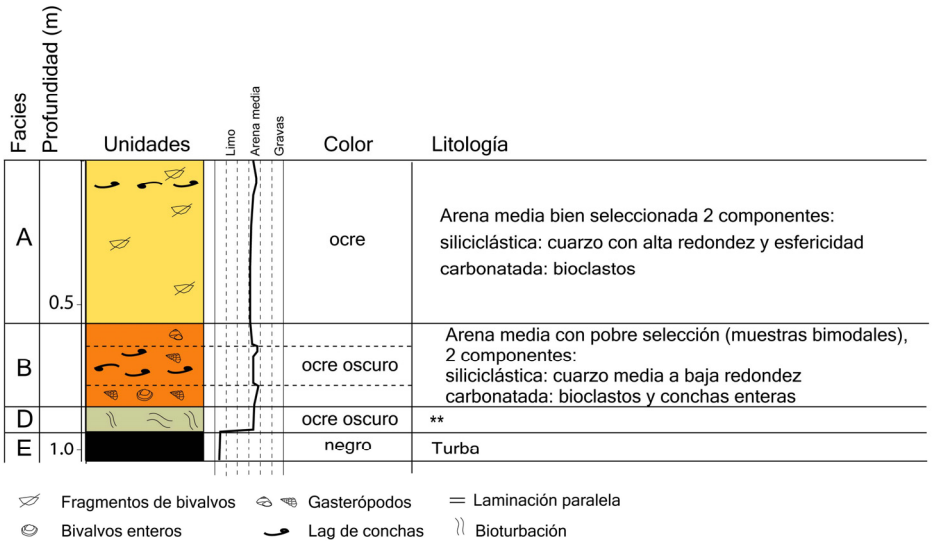
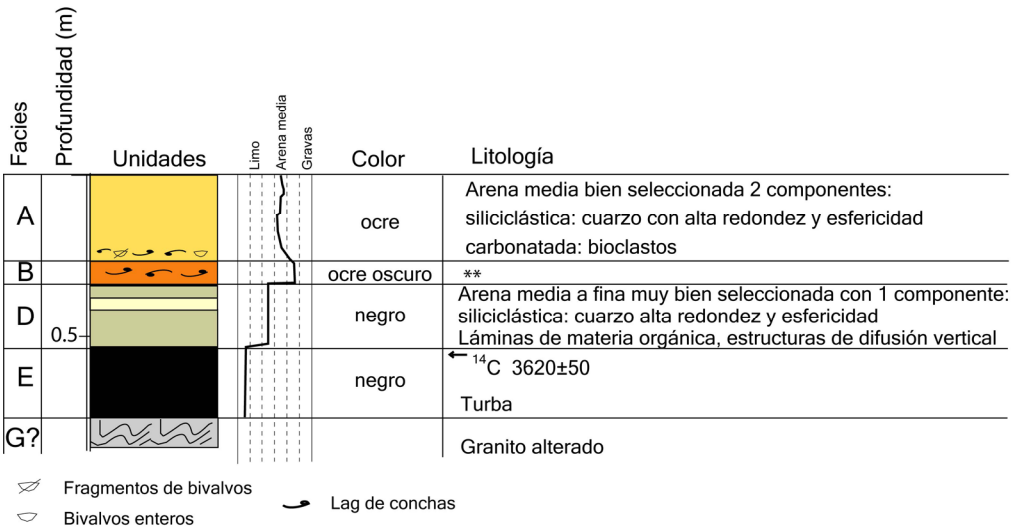


Figura A.8. Columna estratigráfica correspondiente al sondeo CS20.



** Arena media a fina muy bien seleccionada con 1 componente: siliciclástica (cuarzo alta redondez y esfericidad) y ausencia de bioclastos. Láminas de materia orgánica, estructuras de difusión vertical

Figura A.9. Columna estratigráfica correspondiente al sondeo CS5A.



** Arena media con pobre selección (muestras bimodales), 2 componentes: siliciclástica (cuarzo media a baja redondez) y carbonatada (bioclastos y conchas enteras de bivalvos y gasterópodos) Rico en materia orgánica

Figura A.10. Columna estratigráfica correspondiente al sondeo CS22.



El comportamiento de un medio tan dinámico como una barrera de arena litoral, debe ser analizado desde diferentes perspectivas o escalas con el objeto de obtener un conocimiento completo del funcionamiento del mismo. En este sentido, se ha visto que el funcionamiento del sistema en una escala de tiempo determinada no puede ser extrapolado a una escala temporal mayor y viceversa, ya que estos sistemas, y concretamente el estudiado en este trabajo, evolucionan de una forma discontinua tanto espacial como temporalmente.