Sociedad Española
de Geomorfología

Las dunas en España Eulalia Sanjaume Saumell / F. Javier Gracia Prieto (Eds.)

SOCIEDAD ESPAÑOLA
DE GEOMORFOLOGÍA

Las dunas en España

Eulalia Sanjaume Saumell
F. Javier Gracia Prieto (Eds.)

Sociedad Española de Geomorfología

Presentación

Los trabajos dedicados al estudio de las formas litorales y su dinámica en general, y a las dunas en particular, se han incrementado de un modo espectacular en España en las últimas décadas. Dicho avance no sólo está ligado al importante desarrollo que ha tenido la Geomorfología Litoral a nivel mundial, reflejado en diversas revistas especializadas, congresos temáticos, grupos de trabajo, etc., sino también a la proliferación de grupos de investigación españoles de diferente procedencia y formación, que han centrado su esfuerzo en estos temas. Probablemente, una razón que ayuda a comprender este creciente interés por los fenómenos litorales es la enorme expansión de los usos económicos de la costa en nuestro país desde finales del siglo XX, especialmente los relacionados con la explotación turística de los recursos costeros. La ocupación creciente de estos ambientes, a menudo irracional, ha llevado por un lado a una mayor exposición de los asentamientos urbanos ante los fenómenos marinos potencialmente peligrosos, y por otro a una interferencia con los procesos naturales que actúan en la costa, que con frecuencia ha desembocado en consecuencias no deseadas, como la erosión costera o la degradación de espacios naturales de interés ambiental, especialmente de los sistemas dunares.

Las dunas constituyen sistemas geomórficos de interés indiscutible desde diversos puntos de vista. En España han sido objeto de estudio bajo enfoques muy diversos, lo que ha llevado a la proliferación de numerosos estudios temáticos muy dispares. En la actualidad se empieza a disponer de una gran cantidad de información, si bien bastante fragmentada y dispersa, con aplicación de metodologías cada vez más específicas. Por todo ello en este tema, como en algunos otros de la Geomorfología española, se hace necesario abordar una recopilación y síntesis de los conocimientos y avances realizados en todo este tiempo, que permita tener una visión de conjunto integradora, a la vez que ayude a detectar carencias y desequilibrios.

La idea de hacer una recopilación sobre las dunas españolas surgió en 2004, con ocasión de las II Jornadas Internacionales de Ciencias del Mar, que organizó el Dr. Javier Alcántara en la Universidad de Valencia, y que se dedicaron específicamente a la erosión costera. Fue en el salón de la casa de Eulalia Sanjaume, en compañía de varios colegas y amigos que habían acudido a Valencia para asistir

a dichas jornadas, cuando Eulalia manifestó su interés, desde hacía tiempo, en plantear la elaboración de un libro de estas características. El mayor escollo que surgió en ese momento fue de tipo económico para financiar la edición, de modo que la idea quedó congelada a la espera de mejores tiempos. Y los mejores tiempos llegaron. En el año 2007 el Ministerio de Medio Ambiente puso en marcha el ambicioso proyecto HÁBITATS, en el que participó la Sociedad Española de Geomorfología. A la SEG se le propuso colaborar en la elaboración de extensas fichas acerca del estado de conservación de diferentes hábitats de interés comunitario. Entre otros cometidos, la SEG se encargó de coordinar las fichas referentes a los hábitats dunares (12 fichas en total, lo cual supuso más de 400 páginas de información sobre las dunas costeras españolas), labor que llevamos a cabo en su mayor parte los firmantes de estas líneas. El proyecto HÁBITATS hizo renacer el interés por abordar el libro recopilatorio, y además permitió resolver el problema de su financiación. Decidimos no dejar pasar la ocasión y nos planteamos la estructura general del libro, que debía abarcar todas las costas peninsulares e insulares, así como las dunas del interior y otros aspectos relacionados con la geomorfología dunar aplicada a temas medioambientales.

De este modo, en 2007 comenzamos a contactar con diversos colegas y especialistas en la materia, para solicitar su colaboración. Como suele ocurrir en estos casos, algunos colaboradores contestaron con rapidez y enviaron sus capítulos casi inmediatamente, mientras que otros, por diversos motivos, han necesitado mucho más tiempo. Los últimos capítulos fueron llegando a lo largo de 2011. Este enorme retraso también tiene que ver con distintos condicionantes y compromisos ineludibles, institucionales y personales, que han tenido la mala fortuna de cruzarse durante el trabajo de revisión y corrección de los capítulos, y también con el empeño de cuidar en detalle diversos aspectos técnicos y estéticos del libro. En ese sentido queremos agradecer a Alfredo Candela su eficiente labor de maquetación, que ha ayudado a mejorar sustancialmente el aspecto final del libro.

Sabemos que muchos participantes en este proyecto habían perdido la esperanza de que el libro llegara a publicarse, pero aquí está. Sinceramente creemos que la espera ha merecido la pena. Como "padres" orgullosos de esta "criatura" pensamos que ha resultado un gran libro, gracias al esfuerzo de todos y cada uno de los 66 autores que han redactado los 27 capítulos que lo componen. Especialistas y técnicos procedentes de más de 20 universidades y 10 instituciones públicas y privadas. A todos ellos nuestra felicitación por el magnífico trabajo realizado y nuestro mayor agradecimiento por la paciencia infinita que han demostrado.

Hemos estructurado el libro en cinco grandes bloques temáticos que recogen aspectos generales, metodológicos, regionales y aplicados. Tras una introducción general que ayuda al lector a entrar en materia, se aborda un bloque dedicado a los métodos de trabajo que actualmente se aplican en el estudio de las dunas: medición de fenómenos físicos y procesos morfodinámicos eólicos sobre el terreno, restitución topográfica de alta precisión, y elaboración de documentos cartográficos digitales, técnica que ha abierto una nueva dimensión en la construcción de mapas geomorfológicos.

Los aspectos regionales se abordan en dos bloques temáticos. El primero, dedicado a las dunas costeras, es lógicamente el más extenso y en él se hace un repaso sistemático a los sistemas dunares de la costa española, empezando por el litoral cantábrico, continuando por el mediterráneo (insular y peninsular), el suratlántico y acabando con las costas de las Islas Canarias. En algunos casos especiales se han dedicado varios capítulos a las dunas de una determinada región, bien por su gran extensión y dinamismo (como las dunas móviles de Doñana, o las de Canarias), o bien por su singularidad, relacionada con aspectos paleoambientales y patrimoniales (como las eolianitas de las Islas Baleares, o el complejo dunar de El Abalario, en Huelva). El bloque dedicado a las dunas continentales es lógicamente mucho más reducido, y en él se incluyen no sólo las formas y depósitos dunares propiamente dichos, sino también otras formas erosivas y acumulaciones de origen eólico, sobre las que se han desarrollado interesantes estudios en los últimos años.

El último bloque se dedica a los aspectos medioambientales de las dunas. Se recogen aquí capítulos escritos por diferentes especialistas como biólogos, ingenieros de costas, licenciados en ciencias del mar, además de geógrafos y geólogos, que pasan revista a los aspectos ecológicos más relevantes, a los problemas de degradación ambiental, a los métodos de restauración de dunas, y a la difícil gestión de estos sistemas tan dinámicos como vulnerables. El libro se acompaña de un índice de topónimos, especialmente útil en una síntesis regional y nacional como la que se presenta aquí, y de un índice analítico, que creemos que puede ser de interés para facilitar la búsqueda y consulta de distintos términos o conceptos. Se trata, en suma, de más de 700 páginas de información que suponen la primera recopilación y síntesis de la información existente sobre las dunas en España, contemplada fundamentalmente desde un punto de vista geomorfológico.

No nos queda sino agradecer a los colaboradores sus valiosas aportaciones, y a la Sociedad Española de Geomorfología y a sus responsables en estos años por su apoyo y su interés en la edición y publicación final de este libro, que esperamos sea de utilidad para todos los amantes y estudiosos de las dunas en España.

Eulalia Sanjaume y Javier Gracia
Valencia y Cádiz, noviembre de 2011

Las dunas en España

Las dunas en España

Eulalia Sanjaume y Francisco Javier Gracia (Eds.)

Este libro está auspiciado y editado por la Sociedad Española de Geomorfología, a través de la Fundación Empresa-Universidad Gallega.

Fotos de cubiertas:
Portada: Duna móvil durante un temporal de viento de levante en la flecha litoral de la Punta del Boquerón; al fondo la isla de Sancti Petri (San Fernando, Cádiz).
Contraportada: Frentes dunares móviles de tipo barjanoide en el complejo dunar de Maspalomas, vistos desde la Terraza del Inglés (Gran Canaria).

ISBN: 978-84-615-3780-8
Depósito Legal:

Maquetación: Candela**Ink**
Impresión: Encuadernaciones Martínez
Calle Francia, 5. Polígono Industrial “El Trocadero”
Edificio Bahía – Nave 27 · 11510 Puerto Real (Cádiz)
encumar@encumar.com

Índice

I. ASPECTOS GENERALES

1. Introducción a la geomorfología de sistemas dunares 13
E. Sanjaume, F.J. Gracia y G. Flor

II. ASPECTOS METODOLÓGICOS

2. Métodos de campo y laboratorio para el estudio de procesos eólicos 67
J. Alcántara-Carrió, Á. Fontán, M.J. Sánchez y A. Corbí

3. Topografía de dunas con GPS-D 87
I. Rodríguez, M.J. Sánchez, A. González e I. Montoya

4. El estudio de sistemas dunares mediante teledetección y SIG 105
J. Ojeda e I. Vallejo

III. DUNAS COSTERAS EN ESPAÑA

5. Los campos dunares de Asturias, Cantabria y País Vasco 127
G. Flor, P. Martínez Cedrún y G. Flor Blanco

6. Caracterización y dinámica de sistemas dunares costeros de Galicia 161
A. Pérez-Alberti y M. Vázquez Paz

7. Las dunas de la costa norte catalana 187
M.A. Marqués, R. Julià y J. Montaner

8. Las dunas del Delta del Ebro 207
M.J. Sánchez, I. Rodríguez e I. Montoya

9. Las dunas de las costas valencianas 227
E. Sanjaume y J.E. Pardo

10. Las dunas de la Devesa del Saler 263
E. Sanjaume y J.E. Pardo

11. Las dunas costeras de las Islas Baleares 285
J. Servera, A. Rodríguez-Perea y J.A. Martín Prieto

12. Eolianitas y dunas cuaternarias en las Islas Baleares 307
Joan Fornós

13. Las dunas costeras del Presente y Último Interglaciar en Málaga, Almería y Murcia 331
T. Bardají, C. Zazo, J. Lario, J.L. Goy, A. Cabero, C.J. Dabrio y P.G. Silva

14. Las dunas del litoral gaditano 359
F.J. Gracia, J. Benavente, C. Alonso, L. Del Río, J.M. Abarca, J. García de Lomas y G. Anfuso

15. Las dunas del litoral onubense 387
A. Rodríguez Ramírez

16. El complejo eólico de El Abalario (Huelva) 407
C. Zazo, C.J. Dabrio, J.L. Goy, F. Borja, P.G. Silva, J. Lario, E. Roquero, T. Bardají, A. Cabero, M.D. Polo y C. Borja

17. El sistema de dunas activas del Parque Nacional de Doñana 427
I. Vallejo y J. Ojeda

18. Origen y formación de los depósitos eólicos en Canarias 447
C. Criado, A. Yanes, L. Hernández e I. Alonso

19. Los grandes campos de dunas actuales de Canarias 467
I. Alonso, L. Hernández, J. Alcántara-Carrió, L. Cabrera y A. Yanes

IV. DUNAS Y DEPÓSITOS EÓLICOS CONTINENTALES EN ESPAÑA

20. Los sistemas eólicos del interior de España: Geomorfología eólica del Pleistoceno Superior y Holoceno de Tierra de Pinares y de la Llanura Manchega 501
M. Bernat, A. Pérez González, J. Rodríguez García y M.D. Bateman

21. Las acumulaciones loéssicas de la Submeseta sur 541
R. García Giménez y J.A. González

22. Las formas y depósitos eólicos de la Depresión del Ebro 563
G. Desir, M. Gutiérrez Elorza, F. Gutiérrez Santolalla y C. Marín

V. ASPECTOS MEDIOAMBIENTALES

23. Las dunas como hábitats de interés comunitario. Problemas de conservación 585
J. García de Lomas, F.J. Gracia y C. García

24. Degradación de sistemas dunares 609
E. Sanjaume y J.E. Pardo

25. Métodos generales de restauración de sistemas dunares 641
C. Ley de Seoane, M. Navarro Pons y J.J. Muñoz Pérez

26. Restauración del ecosistema dunar de la Devesa: Experiencias preliminares, metodología y actuaciones 661
A. Quintana y R.M. Martí

27. La gestión ambiental de los sistemas playa-duna: El caso de las Islas Baleares 683
F.X. Roig Munar, J.A. Martín-Prieto, A. Rodríguez-Perea, M. Mir-Gual y G.X. Pons

Índice de autores 701

Índice de topónimos 705

Índice analítico

I. ASPECTOS GENERALES

1. Introducción a la geomorfología de sistemas dunares

E. Sanjaume[1], F.J. Gracia[2] y G. Flor[3]

1. Concepto de duna eólica

Las dunas son acumulaciones arenosas generadas por la dinámica eólica. En su estado inicial presentan dimensiones centimétricas y van creciendo a medida que les llega suficiente alimentación arenosa. Las dunas tienen morfologías muy variadas y, como señalaba Kuhlman (1960), su origen es más importante que su escala. Sin embargo, desde un punto de vista cuantitativo, todavía existen en la actualidad controversias sobre cuál es el límite inferior que permite diferenciar una estructura sedimentaria tipo *ripple* de una duna propiamente dicha. Para Bagnold (1941) las dunas propiamente dichas eran las que presentaban de 4 a 6 m de longitud. Wilson en 1972 consideraba como dunas aquéllas cuyas longitudes de onda oscilan entre 3 m y 600 m y sus alturas entre 0,1 m y 100 m, excluyendo las grandes megadunas desérticas (*draas*). Todas las formas cuyas dimensiones fueran inferiores a las citadas quedaban asimiladas a *ripple*s. Este abanico de dimensiones seguía siendo válido en décadas posteriores, como puede verse en Pye & Tsoar (1990). Por su parte, Warren & Allison (1998) simplifican y consideran dunas a las acumulaciones con longitudes de onda superiores a 1 m.

Las acumulaciones eólicas se generan en un amplio espectro climático. En ámbito continental, aunque existen acumulaciones eólicas en climas fríos, de arenas en las costas árticas con predominio de procesos periglaciares (Sanjaume & Tolgensbakk, 2009) y de nieve en las costas glaciales, así como también en las zonas tropicales húmedas (Pye, 1983), las mayores extensiones dunares se dan con climas desérticos. Ahí los fuertes vientos, la aridez, la falta de vegetación y la intensa meteorización de los afloramientos del relieve (especialmente de las rocas granudas), generan muchos sedimentos susceptibles de ser transportados

1. Departament de Geografia. Universitat de València. Blasco Ibáñez, 28, 46010 Valencia. *Eulalia.sanjaume@uv.es*

2. Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Cádiz, Campus del Río San Pedro, s/n. 11510 Puerto Real, Cádiz. *Javier.gracia@uca.es*

3. Departamento de Geología. Universidad de Oviedo, C/ Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo. *gflor@geol.uniovi.es*

eólicamente, que se combinan para dar lugar a mares de arena o *ergs*, compuestos por una amplia variedad de formas dunares. Una puesta al día sobre las características de los principales tipos de acumulaciones eólicas en ámbitos desérticos puede encontrarse en Gutiérrez Elorza (2001). El presente capítulo se centrará en las dunas litorales, por ser las que representan la inmensa mayoría de las formaciones dunares existentes en territorio español.

2. Factores condicionantes de la génesis de las dunas litorales

La mayoría de autores están de acuerdo en que los complejos dunares costeros más importantes se desarrollan en los ámbitos que reúnen los siguientes requisitos: fuerte suministro de material, transporte litoral libre, intensos vientos marinos de mar a tierra, precipitaciones moderadas, escasa humedad atmosférica, playas de poca pendiente y zonas con amplio rango de marea. No obstante, los principales factores que controlan el desarrollo de las dunas litorales son: intensidad y dirección del viento, disponibilidad de suministro de arena, topografía, humedad y presencia de vegetación (McKee, 1983). Por su parte, Klijn (1990) sintetizaba y proponía como fundamentales: el suministro arenoso, la actuación de los procesos marinos, el viento y el crecimiento de la vegetación. Recientemente otros autores (Ley *et al.*, 2007) han añadido otros factores que también parecen tener influencia en el desarrollo de las dunas costeras: la topografía de la zona continental adyacente a la playa, que debe ser lo suficientemente amplia y plana para permitir la mayor sedimentación arenosa posible, y la posición del nivel freático, que en zonas litorales suele encontrarse a muy poca profundidad, por lo que puede incrementar la cohesión de los materiales.

2.1. Suministro arenoso

Además de las propias características físicas y químicas de la arena (tamaño, densidad de los granos, cohesión, etc.), que incrementarán o disminuirán la facilidad de transporte de las mismas, el suministro o excedente de arena supone un elemento imprescindible en el equilibrio sedimentario de las playas y en la mayor o menor magnitud del complejo dunar. Este suministro arenoso depende de varios factores:

Anchura y profundidad de la plataforma continental. En las costas mediterráneas, las plataformas son relativamente estrechas, por lo que el suministro que proporcionan para el desarrollo de los conjuntos dunares es muy escaso. El caso contrario se da en el Golfo de Cádiz.

Pendiente y condiciones sedimentarias de los fondos de la playa sumergida. La presencia de arena y las pendientes suaves facilitan el depósito de arena por parte de las olas.

Existencia de ríos que aporten arena a la costa. En ese sentido, la naturaleza geológica de las cuencas fluviales surcadas por los ríos también determina la cantidad de aportes arenosos. Así por ejemplo, la meteorización de los granitos paleozoicos de Sierra Morena da lugar a importantes espesores de arenas que luego son transportadas por los ríos Guadiana, Tinto y Odiel o Guadalquivir a la costa del Golfo de Cádiz, dando como resultados extensas playas de arena fina a la que se asocian importantes conjuntos dunares. Por el contrario, el predominio de substratos calcáreos en muchos ámbitos de las costas mediterráneas, así como la abundancia de barrancos espasmódicos de fuerte pendiente que transportan materiales de grueso calibre, determinan la aparición de muchas playas de cantos. De este modo, el desarrollo de los campos dunares mediterráneos se encuentra asociado a ríos perennes, de mayor longitud y cuencas fluviales más amplias, que suministran suficiente material arenoso a las playas situadas en las inmediaciones de sus desembocaduras.

Acantilados susceptibles de ser erosionados. En algunos casos la naturaleza arenosa de los acantilados favorece su fácil erosión por el oleaje y el suministro de arena a playas colindantes: es el caso de los acantilados en erosión de la provincia de Huelva, que suministran importantes cantidades de arena a las playas de Doñana, donde se ubican los complejos dunares más importantes de la Península Ibérica. Sin embargo, en otras zonas, tanto peninsulares como insulares, las fuentes de arena en acantilados se limitan a la erosión de dunas remontantes pleistocenas y de otras dunas fósiles.

Cercanía a la fuente sedimentaria principal. Las corrientes longitudinales distribuyen el sedimento arenoso desde el área fuente. Habitualmente, los procesos de refracción del oleaje y las corrientes longitudinales favorecen la sedimentación en playas rectilíneas y en zonas abrigadas (bahía, ensenadas, etc.).

2.2. Influencia marina

Los factores oceanográficos son determinantes en el sistema sedimentario litoral, ya que afectan al balance sedimentario de las playas (energía del oleaje y de las corrientes), a la extensión de playa expuesta al viento (condicionada por el rango de mareas), o a la salinidad ambiental (efecto aerosol del oleaje, maresía o *sea spray*). Las dunas se forman cuando el volumen de arena que entra en el sistema sedimentario es superior al volumen de arena que sale del mismo. Ese exceso de arena es el que el viento puede transportar realizando una selección de tamaños según la intensidad del mismo. Las dunas se localizan fuera de la acción de los temporales ordinarios. Cuando hay temporales extraordinarios, la arena se ve desplazada hacia la playa sumergida, lo que disipa la energía de las olas y evita

mayores erosiones. Después, en momentos de calma, la arena es devuelta a la playa emergida por el oleaje de baja energía, terminando el ciclo que caracteriza el equilibrio sedimentario de la playa. En periodos de recesión, con déficit de sedimentos, en los momentos de calma el perfil no puede reconstruirse por falta de sedimentos, ya que los erosionados se desplazan hacia otros lugares o se quedan en zonas más profundas, por lo que la playa se hace más estrecha, las dunas más bajas y estrechas y, en muchas ocasiones, ya no ofrecen protección para las tierras que quedan por detrás de las mismas.

La influencia del mar en la formación de las dunas es múltiple. Por un lado, controla el balance sedimentario mediante el transporte que realizan las olas, las corrientes longitudinales y transversales y las mareas. Por otro, los parámetros de las olas (altura, longitud, periodo, velocidad de propagación, etc.) dependen de la intensidad del viento, del tiempo que el viento está soplando con una intensidad determinada y del recorrido de incidencia o *fetch* (distancia marina recorrida por un viento en una determinada dirección, sin obstáculos que puedan afectarle). Por su parte, la dirección del transporte sedimentario (longitudinal o transversal a la orilla) y las tasas de transporte que realizan las corrientes litorales también dependen de la orientación de la costa con respecto a las direcciones predominantes de las olas.

Figura 1. Playa disipativa con dunas embrionarias. Playa de La Marquesa, Delta del Ebro.

Las playas expuestas a mar abierto, afectadas periódicamente por fuertes vientos y temporales de energía moderada, son las más favorables al desarrollo de grandes dunas. Este es el caso de las playas disipativas, caracterizadas por una suave pendiente y tamaño de grano fino (Fig. 1), que favorecen el transporte eólico a lo largo de una franja intermareal o una playa emergida muy ancha (Carter, 1988).

2.3. Acción del viento: remoción, transporte y sedimentación

El aire es un fluido newtoniano, pseudoelástico, compresible y sin superficies limitantes. Sus principales características internas son viscosidad o fricción interna y densidad.

- La *viscosidad cinemática* del aire aumenta con el incremento de la temperatura, lo que supone un incremento paralelo de su capacidad de transporte. Las diferencias de viscosidad entre el aire y el agua no son demasiado importantes: a 20ºC, la viscosidad del agua es de $1{,}011 \times 10^{-2}$ cm^2/seg, y la del aire es de $1{,}554 \times 10^{-1}$ cm^2/seg, pero la viscosidad del agua aumenta con la disminución de la temperatura. En consecuencia, la capacidad de transporte del aire en zonas de elevada temperatura es muy superior a la del agua.
- La *densidad* del agua a 20ºC es de 998,23 kg/m^3, y la del aire de 1,20 kg/m^3. Estas diferencias influyen en la diferente competencia de transporte que presentan ambos fluidos. Para una velocidad determinada, mientras que el agua podría transportar grandes bloques, a esa misma velocidad el aire sólo sería capaz de transportar pequeños granos de arena. Por otra parte, *la densidad del aire disminuye con la temperatura*. O sea, que el viento en zonas cálidas puede transportar una gran cantidad de sedimentos, pero de calibre muy fino.

En las condiciones naturales en las que se encuentra el aire atmosférico, el movimiento no puede ser estacionario, sino que se produce a ráfagas. Además, la superficie sobre la que se mueve es irregular, por lo que el flujo del aire genera turbulencias. Las velocidades del viento y de arrastre determinarán unas condiciones de flujo bajo, estableciéndose una *velocidad umbral de fluido* para una superficie arenosa particular. La velocidad umbral de fluido es la velocidad a la que las partículas del suelo comienzan a moverse. La velocidad umbral aumenta con la densidad de las partículas y con su tamaño y disminuye al aumentar la densidad del aire.

2.3.1. Remoción

Bagnold (1941) sugirió que, una vez alcanzado un umbral crítico de velocidad de cizalla, los granos estacionarios de la superficie pueden empezar a rodar por la misma debido a la presión directa del viento. Otros autores (Bisal & Nielsen, 1962) han constatado que los granos de arena antes de ponerse en movimiento, comienzan a oscilar hacia delante y hacia atrás y después son elevados directamente al interior del flujo, sin necesidad de haber rodado previamente. Sugieren que el movimiento inicial para la saltación se debe a diferencias instantáneas de presión cerca del suelo, que actúan como impulso. Se ha constatado que a medida que aumenta la velocidad del viento las partículas empiezan a vibrar, cada vez con mayor intensidad, hasta que llega un punto crítico en el que se levantan instantáneamente. Después comienzan a saltar y rebotar (Warren, 1979).

Cuando los granos caen de nuevo al suelo, golpean la superficie perturbando a uno o más granos estacionarios. Como resultado de este impacto causado por los granos en saltación, nuevas partículas son lanzadas a la corriente de aire, necesitando para ello velocidades más bajas que las que se requieren para movilizar una partícula estacionaria por presión directa del fluido. Por tanto, como apunta Warren (1979), para un determinado tamaño de partícula, el viento que se necesita para iniciar el movimiento debe tener mayor intensidad que la que se necesita para mantener el transporte eólico de arena. De acuerdo con Nickling (1988), el resultado de este "bombardeo balístico" es un efecto cascada que se inicia en unos pocos granos, que ponen en movimiento a un creciente número de granos de un modo muy rápido.

Una vez la partícula ha sido removida del lecho, puede moverse gracias a diferentes mecanismos como la suspensión, la saltación y la reptación.

- La *suspensión* se produce cuando la intensidad del viento mantiene la suficiente fuerza como para superar la tendencia de los granos a caer de nuevo por su propio peso. Esto se produce bajo condiciones de fuerte turbulencia de aire o cuando las partículas movilizadas tienen un calibre muy pequeño.
- La *saltación* se produce cuando un grano que ha sido levantado cae de nuevo. Con la caída puede rebotar y caer de nuevo al suelo con un ángulo muy bajo. La saltación significa un transporte a saltos por rebote y en cada rebote al chocar con la superficie de arena disloca otras partículas y puede proyectarlas en el aire. Un 75% de los granos que se mueven durante el transporte eólico lo hacen por saltación (Fig. 2).
- La *reptación* (*creep*) es, en ocasiones, una consecuencia de la propia saltación. La energía de una partícula al chocar con el suelo es tal que puede llegar a

desplazar un grano superficial estacionario de hasta 6 veces su propio diámetro o 200 veces su propio peso. El resultado es un lento movimiento a favor del viento de las partículas demasiado grandes para desplazarse en saltación o suspensión.

Figura 2. Movimiento eólico de granos de arena por saltación. Frente de avance de una duna de levante en la Punta del Boquerón (San Fernando, Cádiz).

La presencia de humedad, agentes de cementación y sales (que tienen un efecto de aglomerante), influyen significativamente en la velocidad umbral para el arrastre de partículas de cierto tamaño. Como demostró Belly (1964), con el aumento de la humedad debe incrementarse la velocidad umbral para poder movilizar una partícula determinada: Un incremento de un 0,6% en el volumen de humedad puede doblar o incluso triplicar el valor de la velocidad umbral de arrastre, en comparación con la arena seca. La presencia de recristalizaciones de sal también tiene repercusiones en cuanto al valor crítico del despegue (Pye, 1980) y su influencia es mucho mayor en arenas finas (Nickling, 1984). La velocidad umbral también se ve influida por la rugosidad de la superficie, que está controlada por la presencia de tamaños de grano de tipo grava o superiores y por la presencia de vegetación. A medida que el viento se va llevando lo que puede transportar y van quedando los materiales más gruesos que no es capaz de movilizar, la rugosidad crece y la tasa de remoción disminuye.

Algunos autores han dado cifras concretas de velocidad crítica de puesta en movimiento de los sedimentos (Svasek & Terwindt, 1974). Así, Bagnold (1941) señalaba que la velocidad del viento ha de ser superior a 4 m/seg, mientras que Zenkovich (1967) indica que para movilizar materiales de diámetros de 0,12 mm, 0,32 mm, 0,60 mm y 1,04 mm se requieren intensidades de 1,5; 4; 7,4 y 11,4 m/s, respectivamente. Por su parte, Thomas (1973) sugiere velocidades de 7,2 m/s. A su vez, Tsoar (1990) señala que con una humedad de 1,05%, el transporte se inicia con velocidades de 10 m/s a una altura de 2 m. Sin embargo, cuando se producen precipitaciones, la humedad se incrementaba hasta un 2% y en este caso no hay ningún tipo de transporte de arena, incluso con velocidades de 25 m/s.

2.3.2. Transporte

La *tasa de transporte de arena* es proporcional a la velocidad del viento elevada a la tercera potencia. En realidad, la fórmula propuesta por Bagnold (1941) sería la siguiente:

$$\mathbf{q = K\,(d/D)^{1/2}\,(\rho/g)\,V^{*3}}$$

siendo **q** la tasa de transporte, **K** una constante empírica, **d** el calibre medio de la arena, **D** un diámetro tomado como estándar (0,25 mm), **ρ** la densidad del aire, **g** la aceleración de la gravedad y **V*** la velocidad eólica de arrastre (*drag velocity*).

Además de la velocidad del viento, en la tasa de transporte de arena influyen: la dirección del viento (ya que determina la anchura efectiva de la playa), el tamaño de la partícula, la densidad del grano, la densidad del aire (que varía con la temperatura y la altura), la temperatura y humedad del aire (puesto que determinan la densidad del aire; Sherman & Hotta, 1990), la eficiencia del transporte, el perfil de velocidades y, finalmente, las características de la superficie (Cooke & Warren, 1973). De acuerdo con Willets (1983), la forma del grano es importante cuando las intensidades de viento son altas. Por su parte Jensen & Sorensen (1986) señalan que la influencia de la forma del grano en las características del transporte se debe, principalmente a que determina cambios en la capacidad que tienen los granos para saltar cuando caen y golpean el suelo. De acuerdo con estos autores, los granos angulosos presentan una altura media de salto considerablemente menor que los granos esféricos.

Según Sherman *et al.* (2005), además de todos los factores mencionados anteriormente, habría que tener en cuenta: la densidad de todos los sedimentos superficiales, la clasificación de dichos sedimentos, el contenido de humedad

de los materiales (Jackson & Nordstrom, 1997), la presencia de agentes que facilitan la cohesión (como por ejemplo la sal; Nickling & Ecclestone, 1981), o la presencia de coberteras microbianas y algales (Pluis & De Winder, 1990), la pendiente de la superficie (Bagnold, 1973), la anchura de la playa (Jackson & Cooper,1999), la ubicación de las líneas de basura durante las tormentas (puesto que también atrapan arena; Nordstrom *et al.*, 2000) y, finalmente, la vegetación (Hesp, 1989). En zonas antropizadas, el transporte también puede verse influido por diferentes tipos de estructuras construidas por el hombre, ya que alteran el normal deslizamiento de los flujos de aire.

Las tasas de transporte varían de acuerdo con la intensidad del viento. Se ha constatado que incluso las variaciones diarias de velocidad de las brisas pueden afectar a dichas tasas (Hunter & Richmond, 1988). Además, la magnitud de la tasa de transporte afecta también a la morfología de la duna. Según Lancaster (1988), las dunas más amplias del Namib se desarrollan en áreas donde las tasas anuales de transporte potencial de arena son bajas, en tanto que las dunas más pequeñas lo hacen donde las tasas son altas.

Las arenas mejoran su clasificación a medida que son transportadas por el viento. En las dunas valencianas, la selección de tamaños aumenta al progresar hacia el interior del campo de dunas (Sanjaume, 1985). Obviamente, cuando cambia la intensidad del viento también lo hace el tamaño de la partícula transportada. Fryberger & Schenk (1981) demostraron que el tamaño de grano aumenta con la intensidad del viento y que los cambios de tamaño producidos por las variaciones de la intensidad del viento quedan preservados en los depósitos eólicos.

2.3.3. Sedimentación

La sedimentación de arena se produce cuando el flujo de aire está saturado de arena, si el viento cambia su dirección, cuando las partículas en movimiento llegan a un lugar resguardado en la superficie del suelo o, sobre todo, al disminuir la intensidad del viento que estaba transportando el material. La relación entre el viento y la génesis de las dunas es muy compleja. El flujo de arena y aire tiene una estructura bastante complicada como resultado de su turbulencia y de la formación de vórtices horizontales. La velocidad del flujo y, por tanto, de la fuerza de cizalla aumenta a barlovento y decrece a sotavento. En consecuencia, dado que la tasa de movimiento de arena está directamente relacionada con la fuerza de cizalla (que a su vez depende de la velocidad del flujo), la arena es transportada de la cara de barlovento a la de sotavento (Bagnold, 1941). En tanto que la duna crece, la arena que llega a la cresta mediante saltación desde

la cara de barlovento, resbala por la de sotavento, por lo cual la pendiente de la misma va aumentando hasta que consigue su ángulo de reposo (Fig. 2). Con el aumento continuado del transporte de arena, la cara de avalancha de la duna se convierte en la cara de sotavento de la duna (Goldsmith, 1985).

Las líneas de corriente varían con la velocidad del viento, de ahí que las dunas adopten distintas formas. Con vientos de poca energía los perfiles de las dunas se alargan y se aplanan. Esto se debe a que la fuerza de cizalla no alcanza el valor crítico para la remoción y sólo se produce transporte desde barlovento a sotavento. Por el contrario, los vientos de fuerte intensidad incrementan la altura de la duna. Si además coincide que estos vientos van muy cargados de arena, la duna se hace más ancha y más alta, por deflación a barlovento y acumulación a sotavento (Goldsmith, 1985).

Las dunas no crecen indefinidamente. Con flujos de viento y suministros constantes se alcanza la forma de equilibrio, de manera que la arena sale a la misma velocidad que entra en la duna y forma nuevas alineaciones dunares por detrás de la duna delantera. Algunas dunas adaptadas a regímenes de viento estacional o incluso diurno sufren cambios en la zona de la cresta, pero la forma básica permanece. Las dunas mayores tardan más en ajustarse a las nuevas condiciones medioambientales que las pequeñas, porque el volumen de arena que contienen requiere más tiempo para establecer una nueva forma de equilibrio. Un cambio en el régimen de viento puede provocar la superposición de un nuevo patrón dunar sobre el preexistente, lo que podría explicar el desarrollo de ciertas dunas compuestas y complejas.

2.4. Efecto de la vegetación

La vegetación juega un papel vital en la nucleación y crecimiento de las dunas costeras (Klijn, 1990). Por un lado, introduce una rugosidad adicional a la superficie, lo que hace disminuir la velocidad del viento y su capacidad de transporte. Por otro lado, las plantas interceptan los granos en saltación y actúan como una superficie blanda que absorbe una gran cantidad de energía, favoreciendo la sedimentación. Experimentos realizados en Israel demostraron que la cantidad de arena atrapada en las dunas vegetadas varía entre un 10% y un 50% superior a la sedimentación que se produce en las dunas sin vegetación (Goldsmith *et al.*, 1988).

El crecimiento vertical de las dunas parece estar relacionado, además, con la tolerancia de las especies pioneras al enterramiento (plantas psammófilas adaptadas a vivir en ambientes arenosos), así como a la resistencia al calor, a la sequía, o a la limitación de nutrientes. La colonización vegetal del campo dunar queda

representada por comunidades específicas que se disponen en bandas paralelas al límite playa-duna (Fig. 3). Una simple variación en la densidad de vegetación incluso puede dar lugar a distintos tipos morfológicos de dunas (Short & Hesp, 1982). La tolerancia de esta vegetación al enterramiento, así como la capacidad de establecerse sobre restos de plantas previas (proceso de *facilitación*), hacen que la colonización vegetal de estos ambientes por plantas especializadas sea rápida y efectiva, lo cual a su vez favorece el desarrollo dunar. Obviamente, los condicionantes climáticos (humedad-precipitación, temperatura, duración de la estación de crecimiento) influyen en la densidad de cobertera vegetal. Pero también la vegetación es vulnerable a la erosión del viento. Cuando la erosión eólica deja las raíces al descubierto, las plantas pueden morir (Tsoar, 1990; Arens, 1996).

Figura 3. Bandas de vegetación formadas por plantas pioneras (De izquierda a derecha: *Pancratium maritimum, Euphorbia paralias* y *Ammophila arenaria*). Ensenada de Bolonia (Cádiz).

Las especies consideradas “pioneras” fijan las arenas móviles y facilitan el desarrollo de una sucesión vegetal. Así, las especies adaptadas a las duras condiciones de la duna se organizan en franjas, que se van estabilizando conforme se alejan de la influencia marina. Cerca de la orilla del mar se localizan las dunas embrionarias, que se encuentran casi desprovistas de vida. Algo más lejos de la orilla las condiciones se van suavizando, formándose dunas primarias (*foredunes*) y secundarias mucho más estabilizadas, conforme la vegetación se asienta. Es

un fenómeno recíproco de facilitación según el cual el establecimiento de las especies pioneras favorece la aparición ulterior de otras especies en dunas más estables. Las etapas finalmente conducen hacia el interior a la formación de dunas totalmente fijadas por la vegetación, incluso pobladas por bosques (Fig. 4). Los cordones dunares son, por tanto, sistemas que comprenden tanto especies adaptadas a las perturbaciones como otras más características de las zonas más estables en las que aumenta la diversidad y el recubrimiento. El mantenimiento y desarrollo de los hábitats dunares depende de la continuidad de las sucesiones vegetales y la conexión entre ellas.

Figura 4. Bandas de vegetación en el sistema dunar costero de la playa de Barayo (Asturias).

Tal y como indican Ley *et al.* (2007), la capacidad de la vegetación de retener el sedimento disponible determina, entre otros factores, los incrementos de volumen sedimentario y el crecimiento potencial en altura de los cordones litorales. Una vez que la vegetación no es efectiva como pantalla eólica, la estructura sedimentaria estabiliza su altura y comienza a avanzar hacia tierra. Teniendo en cuenta esta interrelación entre geomorfología y vegetación, conviene que tener en cuenta el tipo de plantas instaladas en la duna costera, ya que determinarán el desarrollo y la morfología de la estructura sedimentaria. En este sentido, Ley *et al.* (2007) consideran varias tipologías (Tabla I):

a) Tipo III: representado por especies psammófilas, capaces de dispersarse por el agua de mar y de soportar altas tasas de enterramiento. Favorecen la formación y el desarrollo de las estructuras de acumulación. Estas especies son las que mejor se adaptan a los ambientes estresantes de la playa seca y constituyen las principales especies pioneras que dan lugar a las futuras acumulaciones dunares embrionarias.

b) Tipo II: herbáceas o leñosas perennes con un sistema radicular bien desarrollado. No son susceptibles de ser dispersadas por el agua marina y son características de dunas semiestabilizadas. Favorecen la fijación de las arenas, disminuyendo los efectos de la deflación eólica, pero no favorecen el crecimiento en potencia de las estructuras dunares.

c) Tipo I: pequeñas herbáceas anuales de invierno, susceptibles de ser enterradas o descalzadas a partir de pequeñas movilizaciones de sedimento. Este tipo de vegetación incrementa su cobertura en condiciones de alta estabilidad del substrato arenoso debido a una tasa muy baja de sedimentación/erosión, o por un aumento de compactación provocado por el pisoteo.

d) Tipo neófito: incluye los taxones vegetales introducidos recientemente por el hombre en la zona costera. Generalmente, presentan un comportamiento invasor (por ejemplo, *Carpobrotus edulis*), pudiendo llegar a desplazar a la vegetación natural.

El desarrollo de determinadas comunidades vegetales depende, según Mücher (1990), de una compleja interrelación de factores tales como: clima, microclima (exposición, relieve, distancia a la orilla, temperatura, evaporación), roca madre (incluyendo la profundidad de descalcificación), profundidad del nivel freático y acción antrópica (incluyendo aterramientos, cambios de usos del suelo y descenso del nivel freático por sobreexplotación). Existen ejemplos en los que a pesar de la proximidad de sistemas dunares, los factores citados llevan al desarrollo de comunidades vegetales muy diferentes (Fraga & Roig, 2007).

Las plantas pioneras responsables del inicio de la mayor parte de las dunas embrionarias se caracterizan por su elevada tolerancia a la sal y al enterramiento de arena, y desarrollan un sistema de raíces muy amplio tanto en sentido horizontal como vertical. Las dunas embrionarias se mueven y reconstruyen continuamente, creciendo al mismo ritmo que la vegetación que les sirve de apoyo. El propio desarrollo de la vegetación permite la unión de distintos embriones por coalescencia. Por tanto, junto con la acción del viento, la vegetación desempeña una labor de gran importancia en la génesis, crecimiento y estabilización de las dunas, principalmente en el desarrollo de la duna frontal o delantera (*foredune*).

A medida que se penetra hacia el continente disminuyen los elementos de resistencia abióticos y al mismo tiempo aumentan los bióticos (por ejemplo, la competencia), aunque las cubetas de deflación o *blowouts* pueden conseguir que las tensiones abióticas penetren hacia el interior (Hesp, 1991). Los animales también tienen importancia en el desarrollo o desaparición de los embriones, ya que pueden destruir la vegetación que los sustenta (herbívoros, ganado caprino) o puede excavarlas directamente (roedores, conejos). En otros casos la presencia de microorganismos y hongos determina la aparición de agregados de arena que dan lugar al inicio de la acumulación (Foster, 1979), mientras que el crecimiento de las hifas de los hongos y los enlaces de las sustancias húmicas estabilizan los granos de arena (Jungerius & Van der Meulen, 1988).

Tabla 1. Algunas especies de tipos funcionales de plantas de sistemas dunares costeros activos del Golfo de Cádiz (modificado de García Mora *et al.*, 1999 y Ley *et al.*, 2007).

TIPO I	TIPO II	TIPO III
- Anual - Biomasa subterránea de poco grosor - Altura biomasa aérea < 15 cm	- Bianual o perenne - Hojas duras/suculentas/pubescentes - Biomasa subterránea gruesa y ramificada	- Resistencia al enterramiento - Órganos de reserva subterráneos - Altura biomasa aérea > 15 cm - Dispersión marina
Aetheoriza bulbosa	*Artemisia crithmifolia*	*Cyperus capitatus*
Cynodon dactylon	*Armeria pungens*	*Sporobolus pungens*
Rumex tingitanus	*Crucianella maritima*	*Calystegia soldanella*
Cutandia maritima	*Helichrysum picardii*	*Ammophila arenaria*
Pseudorlaya pumilla	*Malcolmia littorea*	*Elymus farctus*
Senecio vulgaris	*Linaria lamarckii*	*Medicago marina*
Anacyclus radiatus	*Thymus carnosus*	*Othantus maritimus*
Bromus rigidus	*Lotus creticus*	*Pancratium maritimum*
Erodium cicutarium	*Pycnocomon rutifolium*	*Eryngium maritimum*
Hedypnois cretica	*Reichardia gaditana*	*Euphorbia paralias*
Lagurus ovatus	*Silene ramosissima*	*Polygonum maritimum*
Medicago littoralis	*Linaria pedunculata*	*Cakile maritima*
Medicago minima	*Ononis variegata*	*Salsola kali*
Vulpia alopecurus		*Euphorbia paralias*

3. Factores condicionantes de la dinámica y evolución del sistema dunar

Los factores que controlan el equilibrio morfológico de las dunas son varios. Los más importantes, según Lancaster (1985), son la posibilidad de suministro arenoso y las características del régimen de vientos, aunque el tamaño de grano, la clasificación del sedimento y la cubierta vegetal pueden ser significativos localmente. Este autor demostró también que en las dunas desérticas transversales, un aumento de la intensidad del viento produce un considerable incremento en las tasas potenciales de transporte de arena desde la base hacia la cresta, lo que repercute en la posterior forma y tamaño de la duna. De acuerdo con Illenberger & Rust (1988), las tasas de acumulación en los campos dunares costeros son 10 veces más altas que las de las zonas continentales. Esto se debe a la mayor energía de los vientos costeros y al mayor suministro de arena procedente de la playa. Este suministro depende de la forma y anchura de la playa, de la naturaleza del flujo aerodinámico que cruza la playa y de la vegetación (Short & Hesp, 1982).

Por lo que respecta a la estructura interna, todas las dunas litorales transversales, sean del tipo que sean, presentan una geometría interna muy característica (Fig. 5), derivada de su crecimiento vertical y de su escasa migración horizontal (McKee, 1966). Los buzamientos de las láminas de barlovento (*topset*), suelen ser inferiores a 10º, mientras que en las láminas de sotavento (*foreset*), los buzamientos suelen oscilar ente 29º y 33º (Bigarella, 1972). Sin embargo, según Hoyt (1966), cuando soplan vientos fuertes la sedimentación de la arena en la cara de sotavento puede producirse de tres maneras distintas:

- la arena transportada por el viento hasta la cresta, cae a sotavento (Fig. 2).
- si la acumulación en la cresta es rápida se pueden producir deslizamientos a sotavento.
- por la acción de torbellinos que se generan también a sotavento y que pueden recoger material de esta vertiente y transportarla hacia arriba. Este mecanismo es responsable, además, de la deflación que se produce en las zonas interdunares. La anchura afectada por los torbellinos es igual a la altura de la duna.

Goldsmith (1973) comprobó que la distribución de las orientaciones de las láminas dunares se relaciona mejor con los vientos prevalentes (dirección) que con los dominantes (intensidad). Asimismo, señaló la importancia que tiene el tipo de vegetación que sustenta la duna, en relación a la disposición de las estructuras internas. Yaalon (1975) apuntó una correlación entre la densidad de vegetación y la proporción de láminas de bajo ángulo. En ocasiones, la estructu-

ra interna de las dunas puede modificarse a causa de cambios climáticos (Bigarella, 1975), que afectan a las precipitaciones y en consecuencia a la vegetación que fija y coloniza las dunas.

Figura 5. Laminaciones internas en dunas costeras. Izquierda: Playa de Frouxeira (La Coruña). Derecha: Playa de La Marquesa (Delta del Ebro).

Las acumulaciones dunares litorales se producen en la parte más alta de la playa emergida (parte interna del *backshore*), donde los temporales de olas solamente erosionan la franja más externa del campo dunar. El material necesario para su formación generalmente proviene de los sedimentos de playa, si soplan vientos marinos de suficiente intensidad. Con menos frecuencia, la fuente de suministro puede encontrarse en el continente y, en este caso obedece a la actuación de vientos terrales. El inicio de la acumulación se produce cuando el flujo de arena y aire encuentran un obstáculo a su paso. Su ubicación con respecto al obstáculo dependerá de la propia naturaleza del mismo. Si es impermeable, se desarrolla una zona de fuerte turbulencia frente al obstáculo contra el que rebotan los granos de arena. Éstos se acumulan donde las corrientes de aire se debilitan, a cierta distancia delante del obstáculo. Por el contrario, cuando el obstáculo es permeable (como la vegetación), la arena se deposita detrás del mismo, puesto que allí las corrientes de aire que contornean el obstáculo no son lo suficientemente fuertes como para formar remolinos y los sedimentos pueden pasar a través de la vegetación. Se produce, por tanto, una zona de "sombra" respecto al flujo en donde se inicia la acumulación (Goldsmith, 1985).

En el caso de las dunas litorales, estas formas embrionarias se mueven y reconstruyen continuamente, creciendo al mismo ritmo que la vegetación que les sirve de apoyo. El propio desarrollo de la vegetación permite la unión de distintos embriones por coalescencia. Por tanto, junto con la acción del viento, la vegetación desempeña una labor de gran importancia en la génesis, crecimiento

y estabilización de las dunas, principalmente en el desarrollo de la duna delantera (*foredune*). Aunque las dunas costeras tienen muchos rasgos comunes con las dunas desérticas, en algunos aspectos son mucho más complejas, dado que sus características dependen precisamente de la vegetación que crece en ellas. En las zonas litorales, incluso las depresiones interdunares pueden estar colonizadas por la vegetación (Bigarella, 1972). La duna delantera es una formación que no migra. Su desarrollo desde las formas embrionarias a las formas más estabilizadas depende de numerosos factores tales como: suministro de arena, densidad de la cobertera vegetal, tipo de vegetación, tasas de deflación y acumulación eólica, morfología inicial de los embriones, así como de la frecuencia y magnitud tanto del oleaje como del viento (Short & Hesp, 1982).

Los sistemas dunares son altamente vulnerables a los cambios ambientales (factores biofísicos, fundamentalmente) y a la interferencia de la actividad humana. Un cordón dunar con suficiente alimentación puede generarse y quedar completamente desarrollado en decenas de años, en el mejor de los casos, mientras que su degradación natural puede alargarse durante meses o años. Sin embargo, su destrucción completa puede durar apenas unas horas si se utiliza maquinaria pesada. Aparte de los aspectos bióticos, fundamentalmente botánicos, o de la influencia antrópica (como se verá en el capítulo 25 de este libro), los principales factores que condicionan el desarrollo y la dinámica de sistemas dunares son de naturaleza oceanográfica, eólica y morfosedimentaria.

3.1. Factores de incidencia marina

Independientemente de los aspectos mareales y del clima de olas general, la geomorfología de las costas arenosas puede verse afectada por procesos de erosión importantes ligados a la concurrencia de factores de difícil cuantificación (frecuencia de temporales según intervalos de altura de ola, frecuencia de fenómenos de gran energía comparada con el ritmo natural de recuperación sedimentaria de la playa, etc), ya que desgraciadamente las boyas registradoras del oleaje existentes no cubren todas nuestras costas.

Por tanto, la evaluación de los efectos erosivos reales de los temporales tiene que hacerse en el campo, viendo los efectos causados por las olas, que se manifiestan especialmente en las rupturas del primer cordón dunar, que a menudo se produce por desbordamientos o derrames hacia tierra (*overwash*). Estas rupturas dan lugar a cortes transversales al cordón dunar, de modo que esta nueva topografía facilita que los siguientes temporales concentren su energía en estas zonas más debilitadas, en las que resulta muy difícil la colonización vegetal y la recuperación de la antigua morfología dunar (Fig. 6). De hecho, la primera

evidencia de la acción erosiva del oleaje es la formación de escarpes verticales en la cara expuesta de la duna delantera (*foredune*). Habitualmente estos escarpes (Fig. 7) muestran raíces expuestas de las plantas pioneras, así como indicios de movimientos de masa (deslizamientos, desplomes y lenguas de arena), resultado de la inestabilidad gravitatoria provocada por un exceso de pendiente, como consecuencia de la remoción basal y descalce realizado por el oleaje durante los temporales. Las dunas delanteras afectadas por este proceso necesitan de un dilatado periodo de tiempo para su recuperación, mientras que las dunas embrionarias, que pudieron ser barridas por el oleaje responsable de la erosión, tienen una mayor velocidad de regeneración.

3.2. Factores de incidencia eólica

La conexión eólica entre la playa y la duna se establece a partir de superficies de playa predominantemente arenosas (no cubiertas por cantos, gravas y/o conchas), en cuya zona alta crecen los aportes eólicos formando dunas embrionarias en crecimiento, favorecidas por la existencia de vegetación en la ladera de barlovento de la duna delantera. La presencia de bioclastos y conchas en la playa seca incrementa la rugosidad superficial, modificando el perfil del viento, así como la velocidad umbral a la que el sedimento es susceptible de ser transportado. Se disminuye así la movilidad de la arena y por tanto el volumen de sedimento transportado hacia las dunas embrionarias.

Figura 6. Fragmentación del primer cordón dunar por acción del oleaje de tormenta (pasillos de desbordamiento o *washover channels*) en las dunas de la playa de Camposoto (San Fernando); el mar se localiza a la izquierda.

Figura 7. Escarpe vertical en dunas afectadas por erosión debida a oleaje de temporal. Playa de Punta Candor (Rota).

Las propias dunas son en muchos casos fuente de suministros cuando son erosionadas por el viento, generando calderas de abrasión (*blowouts*, Fig. 8) de distintos tipos y tamaños (al respecto véase el estudio sistemático llevado a cabo en Doñana por Vallejo, 2007). Las arenas erosionadas son transportadas hacia sotavento, acumulándose en zonas abrigadas o donde disminuye la velocidad del viento. La presencia de *blowouts* y su desarrollo fragmenta el sistema dunar y lo hace más vulnerable. La proliferación de estas calderas de deflación es indicativa de un predominio de la pérdida de arena, que puede desembocar en la degradación del sistema dunar.

La alternancia continuada de áreas de erosión y sedimentación favorece la formación de pequeños mogotes o acumulaciones arenosas aisladas (*hummocks*, Fig. 9), que cuando son de altura considerable (la misma que en la dunas delanteras sin erosión) suponen un estadio de degradación avanzada. Sin embargo, cuando los mogotes son de pequeña altura pueden ser indicativos del inicio de una nueva duna delantera, por coalescencia de los mismos. Cuando la erosión eólica se concentra en puntos concretos se excavan también pasillos de deflación transversales a la alineación dunar, parecidos a los desencadenados por la acción del oleaje. El crecimiento en número y dimensiones de estos pasillos contribuye también a la progresiva fragmentación del sistema dunar, incrementando la

fragilidad del cordón y acelerando los procesos erosivos eólicos. La erosión por deflación eólica podría evitarse mediante el crecimiento de la vegetación.

3.3. Factores morfosedimentarios

Las características y tipo de la playa determinan la cantidad de arena susceptible de ser transportada por el viento, el tamaño de grano de la arena (mejor si es fino), la facilidad del viento para removerla (mayor si la pendiente de la playa es suave), o la disipación de energía del oleaje (mayor si la playa desarrolla barras submareales). Las barras inter y submareales constituyen la mejor defensa natural de las playas ante la actuación de oleajes de elevada energía. Además, la removilización del sedimento de las barras por el oleaje de mar de fondo facilita el transporte de arena a la playa, y por tanto la alimentación de arena a las dunas. Las playas disipativas (de baja pendiente y tamaño de grano fino) reúnen todas las características que favorecen la generación de dunas y su protección posterior, mientras que las playas reflectivas (de pendiente acusada y tamaño de grano medio-grueso), no son las más adecuadas para la formación de buenos complejos dunares costeros. La anchura de la zona intermareal determina la superficie expuesta al viento, y por tanto el área fuente de arena cuando la arena está seca. En las playas mediterráneas, de carácter básicamente micromareal, la zona supramareal de la playa ("playa seca") constituye la única fuente de sedimento eólico a las dunas. Cuanto mayor sea su anchura, mayor suministro de arena habrá al sistema dunar. Además, si el tamaño de grano predominante es relativamente fino, la exportación de arena será más eficaz y las dunas podrán crecer con mayor facilidad, o bien recuperarse con mayor rapidez de los episodios erosivos. Por otro lado, los restos de *Posidonia oceanica* sobre la playa aseguran su protección (Roig Munar & Martín Prieto, 2005), además de aportar naturalidad al sistema arenoso costero (Fig. 10).

No obstante, la tendencia a medio plazo del sistema playa-duna condiciona el futuro de los complejos dunares costeros. Resulta por tanto fundamental conocer la tendencia costera al avance o al retroceso en los últimos años, así como la evolución de los aportes sedimentarios a la playa, a menudo manifestada mediante el aumento o disminución de los afloramientos rocosos en la playa o del incremento de cantos entre los sedimentos arenosos.

Las variaciones morfológicas del complejo dunar se manifiestan a través de parámetros como el área ocupada por el sistema dunar, su longitud, su anchura, la altura de las dunas (modal y máxima), su pendiente media y el volumen de arena presente en el sistema. El número de cordones o alineaciones dunares es un indicativo de la evolución experimentada por el sistema dunar, de modo que

las costas progradantes, alimentadas históricamente por volúmenes importantes de sedimento arenoso, suelen presentar un mayor número de cordones.

Figura 8. *Blowout* en dunas fijadas por vegetación. Base Aeronaval de Rota.

Figura 9. Dunas en montículos o *hummocks.* Izquierda, P.N. de Doñana. Derecha, Delta del Ebro.

El desarrollo dunar, especialmente el de la duna delantera, está muy influenciado por la coalescencia de los embriones dunares. La pérdida total o parcial de una alineación, así como la fragmentación de la misma en pequeñas unidades aisladas, modifica las condiciones ecológicas y geomorfológicas del sistema y acelera su degradación. Los cordones discontinuos son mucho más vulnerables a la erosión costera y/o a la degradación por actividades humanas que los cordones dunares continuos. Los pasillos transversales pueden tener origen tanto natural,

por efectos de la aceleración del viento y/o por procesos de *overwash* (desbordamientos por el oleaje de temporal, Fig. 6), como antrópico (zonas de trasiego preferente de visitantes).

Figura 10. Restos de *Posidonia oceanica* en el frente de playa. Delta del Ebro.

Los pasillos entre los distintos cordones, generalmente estrechos, se deben a la acción de torbellinos de aire a sotavento de las dunas, que erosionan parte de la arena depositada en las vertientes de sotavento y la depositan a cierta distancia, iniciando un nuevo cordón dunar.

Las depresiones interdunares, más amplias que las anteriores, generalmente indican un parón sedimentario significativo: Hay suficiente sedimento para la progradación costera, pero no existe superávit suficiente para generar dunas. El fondo de estas depresiones puede ser húmedo ya que está muy condicionado por la proximidad del nivel freático a la superficie topográfica. La cercanía del freático a la superficie aumenta la cohesión entre las partículas de arena y dificulta el transporte eólico del sedimento, a la vez que favorece una mayor cobertera vegetal (Fig. 11).

El desarrollo y morfología de los frentes dunares costeros depende de forma muy directa de las características del sedimento, tales como granulometría, forma, cohesión y densidad del grano de arena. La abundancia de partículas de pequeño tamaño aumentará la fragilidad de la duna costera, ya que los sedimentos finos son más fácilmente transportados por el viento y, por tanto, favorecerán las pérdidas por deflación.

Por otro lado, la actividad humana puede influir decisivamente en toda esta dinámica. Así, el suministro de arena desde la playa y de las dunas embrionarias puede ser minimizado o destruido por las labores de limpieza durante el verano, y/o por la instalación de infraestructuras temporales. La limpieza de la playa a menudo elimina una parte de las plantas pioneras que dan lugar a las dunas embrionarias, así como a otros obstáculos vegetales nucleadores o captadores de arena como, por ejemplo, los tapices de *Posidonia* acumulados en la playa seca. Por su parte, las infraestructuras temporales (establecimientos de restauración, venta y/o alquiler de diversos productos, etc.) afectan a la dinámica natural del sistema dunar del mismo modo que las infraestructuras permanentes. Sin embargo, los efectos de las temporales se concentran en la estación estival que, precisamente, es la época del año en la que la arena se encuentra más seca y suelta, por lo que su transporte sería mucho más fácil.

Figura 11. Depresión interdunar encharcada. Delta del Ebro.

4. Clasificación de dunas

Un aspecto básico que se plantea desde la perspectiva geomorfológica es la identificación, diferenciación y denominación de los distintos tipos de acumulaciones arenosas de origen eólico. En la extensa bibliografía científica anglosajona se han ido consolidando términos de cada una de las tipologías simples más importantes, cuya traducción y acepción en castellano no suele ser unánime.

Las clasificaciones dunares han sido muchas y variadas, dependiendo de la formación profesional del autor de la misma y del ámbito geográfico en el que se han realizado los estudios. No todos los tipos de dunas desérticas pueden encontrarse en zonas litorales, pese a las abundantes similitudes existentes entre los procesos que actúan en ambas zonas, y por el contrario no todos los tipos de dunas litorales, especialmente los basados en la presencia de vegetación, pueden ser asimilados a las dunas desérticas. Además, si atendemos a la procedencia de los sedimentos, tampoco es igual la morfología dunar en las costas australianas (donde el ingente aprovisionamiento arenoso procedente de la plataforma continental determina unas formas de acumulación muy importantes) que en otros ámbitos de Estados Unidos o Europa, donde el suministro de sedimentos tiene principalmente una componente longitudinal (gracias a la acción de las corrientes de deriva litoral).

La influencia climática en la génesis y tipología dunar es un aspecto que en algunas ocasiones se ha tenido en cuenta como criterio para la propia clasificación de formas dunares (Van der Maarel, 1993a y b; Martínez & Psuty, 2008), desde el ámbito tropical húmedo (Jennings, 1964) al árido (Merriam, 1969), pasando por el templado húmedo (Flor, 1998) o de latitudes más frías (Hellemaa, 1998), llegando incluso a condiciones polares (Van der Maarel, 1993a; siempre y cuando la cubierta helada no impida el normal desarrollo de la deflación y transporte eólico).

Existen distintas propuestas para dunas continentales o desérticas, llevadas a cabo por determinados autores entre los que cabe reseñar a Melton (1940), Bagnold (1941), Smith (1965), McKee (1977), McKee *et al*. (1977), Chorley *et al*. (1984), Carter *et al*. (1990) o Pye & Tsoar (1990), entre los más significados. Otros autores han definido la morfología de las dunas costeras, dando generalmente más importancia a la vegetación (Steers, 1946; Smith, 1954; Cooper, 1958; Davies, 1973, Goldsmith *et al*., 1977). Algunas veces se han definido formas específicas para ámbitos litorales, como las relativas a cordones dunares (Cooper, 1967; Hesp, 2002; Hesp & Hyde, 1996), dunas parabólicas (Jennings, 1957; Pye, 1993), etc. A continuación se exponen algunas de las clasificaciones más utilizadas, ordenadas según los criterios aplicados para la diferenciación de tipos dunares. Obviamente, la aplicación de una u otra vendrá dada por el objetivo del trabajo que se quiera llevar a cabo, o por las variables que se quieran enfatizar para la diferenciación.

4.1. Clasificaciones morfogenéticas

Estas clasificaciones nacen con los primeros autores que estudian las **dunas desérticas** (como McKee, 1966), quienes establecen una clara división entre megaformas y dunas.

- **Megaformas**: incluyen los siguientes tipos:
  - **Mares de arena** (*sand seas*). Según Wilson (1972) y Fryberger & Ahlbrandt (1979), entre otros, un mar de arena puede definirse como un área de 125 km^2 como mínimo, donde no menos de un 20% está cubierto por arena eólica y en donde se localiza una gran cantidad de dunas, que forman extensos campos dunares o *ergs*.
  - **Mantos de arena** (*sand sheets*): Se desarrollan normalmente en ambientes eólicos donde las condiciones no favorecen el desarrollo dunar, aunque pueden presentar otras formas menores tales como *ripples* y *zibars* (ondulaciones de bajo relieve formadas generalmente con arena de grueso calibre y sin laminaciones internas; Tsoar, 1978). Los mantos presentan dimensiones menores que los mares de arena. Para Kocurek & Nielson (1986), existen otras formaciones más pequeñas, de unos pocos kilómetros cuadrados, que se localizan normalmente en los márgenes de los campos de dunas; son los lentejones (*stringers*) y franjas de arena (*streaks*).
  - ***Draas***: Son cuerpos de arena con forma de dorso de ballena que se han desarrollado en áreas de elevada acumulación de arena, regímenes de vientos complejos y, probablemente, en zonas que han sido áridas durante mucho tiempo (Thomas, 1989).
- **Dunas**: La clasificación de McKee (1966), aunque se refiere exclusivamente a las dunas desérticas, ha tenido una amplísima difusión posterior, incluso para las dunas litorales:
  - **Transversales**: Se trata de alineaciones arenosas más o menos continuas, que se disponen transversalmente a la dirección del viento dominante.
  - **Barjanas o barjanes**: Dunas en forma de media luna, transversales también al viento dominante, que se forman con vientos unidireccionales y cuyos brazos se extienden a sotavento. Se desarrollan mejor donde las tasas de transporte son altas o donde el suministro de arena es limitado, por ejemplo en las superficies pedregosas de los pavimentos desérticos o *regs*. Son dunas aisladas, bastante pequeñas, ya que la altura de la mayoría de ellas no supera un tercio de su anchura. A veces

pueden encontrarse megabarjanas que se generan por la superposición de barjanas de diferentes tamaños, y alineaciones barjanoides donde las barjanas individuales se unen longitudinalmente (Fig. 12).

- **Longitudinales** o *seif*: Se trata de acumulaciones rectilíneas y alargadas, que se desarrollan paralelas unas a otras y que se encuentran separadas por unas superficies interdunares anchas y llanas. Este tipo de dunas se disponen en la resultante de la suma vectorial de dos vientos que soplan uno a 90º del otro.
- **Domos**: Son acumulaciones relativamente bajas, circulares y aisladas. Se forman con vientos muy fuertes.
- **Estrella**: Tienen forma estrellada, con un punto central más alto del que parten radialmente varios brazos. Se generan con vientos multidireccionales.
- **Inversas**: En ámbitos desérticos son dunas muy altas, pero migran muy poco. En zonas litorales son de altura más moderada. Se forman con vientos estacionales de direcciones contrarias. Se parecen mucho a las transversales, pero difieren completamente de ellas en su estructura interna.

Figura 12. Dunas barjanoides en la Flecha del Fangar, Delta del Ebro (Fuente: Generalitat de Catalunya).

Teniendo en cuenta la forma de la duna y su disposición respecto al viento que la genera, Goldsmith (1985) realizó una clasificación de las **dunas litorales**. Utilizó la misma denominación que las dunas desérticas cuando la forma y génesis eran idénticas y añadió los tipos específicos encontrados en las dunas costeras. Esta clasificación es especialmente útil por su claridad y simplicidad, diferenciando los siguientes tipos:

- **Vegetadas**: Son las que están fijadas por la vegetación. Pueden subdividirse en:
  - **Embrionarias**: (*embryo dunes, shadow dunes*): Son las formas más elementales y de menores dimensiones.
  - **Delanteras**: (*foredunes*). Según Hesp (1981) hay dos tipos principales de dunas delanteras:
    - dunas incipientes (*shadow dunes,* dunas de obstáculo), que presentan forma triangular o piramidal, escasa altura y longitudes centimétricas a decimétricas.
    - dunas estabilizadas, que son las dunas colonizadas por vegetación. Estas dunas, en realidad, se corresponden con un estadio superior de evolución y muchas veces proceden de dunas incipientes previas en las que se ha ido asentando la vegetación.
  - **Transversales**: Son alineaciones o cordones longitudinales, más o menos paralelos a la playa, pero que siempre se disponen perpendiculares al viento dominante. La pendiente es suave en la cara de barlovento y mucho más acusada en la de sotavento.
  - **Barjanas o barjanes**: Son un tipo específico de dunas transversales, que presentan forma de media luna, con alas desarrolladas a sotavento.
  - **Parabólicas**: Son también dunas transversales, que en planta tienen forma de U, con los estribos apuntados hacia la playa. Se generan cuando los lóbulos deposicionales de los *blowouts* continúan migrando en la dirección del viento, mientras que los lados permanecen casi *in situ* al quedar anclados por la vegetación. También pueden adoptar forma de media luna pero, al contrario de lo que sucedía con las barjanas, sus brazos se extienden a barlovento. Son dunas relativamente estables. Según Hesp (1989), hay dos tipos principales de dunas parabólicas: las **amuralladas** (*long-walled)* y las **imbricadas** (*imbricate*). Se suelen desarrollar en superficies planas con fuertes tasas de migración de arena. Los ejes de estas dunas se disponen paralelos a la resultante del régimen de vientos (Fig. 13).

Figura 13. Dunas parabólicas, alargadas en dirección NE-SW, en el Parque Nacional de Doñana (imagen de satélite tomada de Google Earth, 2009).

  - **Inversas**: Es un nuevo tipo de duna transversal al viento que las forma. Su peculiaridad es que tanto la vertiente de barlovento como la de sotavento presentan la misma inclinación por actuación de vientos en direcciones contrapuestas.
  - **De precipitación**: Son dunas transversales móviles, con total ausencia de vegetación colonizadora, puesto que la arena tiene tal dinamismo que impide el asentamiento de las plantas fijadoras. Estas dunas se desplazan con relativa facilidad y se precipitan sobre la vegetación arbórea preexistente y pueden llegar a suponer un peligro de aterramiento para carreteras y poblaciones (Fig. 14).

- **Medaños**: Según confesión del propio Victor Goldsmith, se refería a la palabra española "médanos", aunque la escribió erróneamente. Se trata de dunas tipo domo, pero con sedimentos finos (Goldsmith, 1985).

- **Dunas inducidas artificialmente**: Son las que se generan de modo artificial a partir de empalizadas con vegetación fijadora, maquinaria pesada, etc.
- ***Lunettes***: Se forman con material fino (limo y arcilla) en los bordes de lagos secos, salinas, etc. Este tipo de formaciones habían sido descritas por primera vez por Twidale (1976) con relación a las acumulaciones que se localizan en las lagunas secas del SE de Australia.
- **Eolianitas**: Son dunas cuaternarias, generalmente pleistocenas, en las que predominan las arenas carbonatadas y que generalmente se encuentran cementadas con cemento calcáreo.

Dentro de las clasificaciones morfogenéticas deberían incluirse también las tipologías resultantes de los condicionantes topográficos, que modifican el flujo de aire y el transporte de arena y pueden, por tanto, influir en el desarrollo dunar, generando las siguientes tipologías dunares:

- **Dunas remontantes o escaladoras** (*climbing dunes*): Se desarrollan cuando un viento cargado de arena o una duna migratoria se encuentra con una barrera topográfica (colina, cantil, paleoacantilado marino, etc) y la remonta total o parcialmente.
- **Dunas colgadas** (*cliff-top dunes*): Son dunas remontantes que han ido escalando por los acantilados y que, finalmente, se localizan en la parte culminante de los mismos. La posterior erosión del pie del acantilado deja colgada la acumulación eólica en la coronación, que queda habitualmente desconectada de la zona de alimentación original.
- **Dunas descendentes** (*falling dunes*): Se forman cuando las dunas colgadas tienen tal cantidad de arena que siguen moviéndose y las dunas descienden por la ladera de sotavento del acantilado.
- **Dunas eco**: Se generan cerca de una barrera topográfica subvertical. Aparecen en forma de montículo alargado culminado por una cresta más o menos lineal, paralela a la barrera. Las células de flujo inverso de aire y ondas de oscilación a sotavento determinan la existencia de un espacio o superficie de no sedimentación entre duna y obstáculo.
- **Dunas envolventes** (*wrap around dunes*): Parecidas a las anteriores y rodeando un obstáculo de modo que su geometría en planta se adapta a la de aquél.

Figura 14. Duna solitaria de precipitación, avanzando sobre un pinar de repoblación. Ensenada de Valdevaqueros, Cádiz.

4.2. Clasificaciones genético-evolutivas

Dentro de este tipo, la que ha tenido gran repercusión, sobre todo entre los investigadores australianos (Davies, 1973; Short, 1988; Hesp, 1988), fue propuesta por Cooper (1967) y distingue entre:

- **Dunas primarias**: Son las que derivan directamente del material playero y que, a su vez, se subdividen en:
  - · Impedidas: que son las fijadas por la vegetación.
  - · Móviles: sin presentar vegetación fijadora y que, a su vez, pueden ser del tipo barjana, transversal, etc.
- **Dunas secundarias**: Derivadas de la erosión de las primarias y que se subdividen en:
  - · Transgresivas, que para los australianos son similares a las que Bigarella (1972) denominó *de precipitación*, y que pueden ser del tipo transversal (dispuestas paralelas a la orilla de la playa) o parabólicas.
  - · Residuales, que son restos de dunas primarias impedidas.

A su vez, Rust & Illenberger (1996) siguiendo el mismo criterio de la clasificación anterior, simplificaron la diferenciación, dejando únicamente dos tipos principales:

- · Fijas o inmóviles: En estas dunas la sedimentación está controlada por la vegetación, pudiendo admitir cualquier tipo de las mencionadas en las clasificaciones morfogenéticas.
- · Transgresivas: En este tipo el transporte arenoso predomina sobre cualquier otro proceso; incluye dunas móviles y sin vegetación (del tipo de dunas parabólicas, dunas transversales, barjanas, etc.).

4.3. Clasificaciones geométricas

En las últimas décadas se han propuesto algunas clasificaciones basadas únicamente en la forma geométrica de las acumulaciones, sin contemplar los elementos genéticos de las formas. Este criterio puede inducir a error, ya que en ocasiones se han utilizado los mismos términos que en otras clasificaciones ya presentadas anteriormente, pero con significados muy distintos por no tenerse en consideración la dirección del viento que genera cada tipo dunar. Una de estas clasificaciones fue propuesta por Buckler (2001). Parte de unos tipos básicos, cuya denominación obedece a la forma geométrica que presentan y el lugar que ocupan en el relieve. Estos tipos básicos son: parabólica, terraza dunar, plataforma dunar, dómica, campo dunar complejo, llanura dunar, abanico arenoso marginal y espacio interdunar. Además, estos tipos básicos pueden ser clasificados según su altura (bajo: menor de 6 m; moderado: entre 6 y 24 m; elevado: mayor de 24 m), su orientación respecto a la orientación de la playa (paralela, perpendicular, arqueada, irregular, etc), así como la disposición dentro del conjunto y la relación de la duna con el sustrato subyacente (normal, colgada y remontante).

En la misma línea, aunque anterior en el tiempo, Flor (1992) propone una clasificación geométrica, modificada en sucesivas publicaciones (Flor, 1986, 1998 y 2004). Esta clasificación se basa en una primera caracterización de tipo descriptivo de las unidades o geometrías simples, que sirve de base para incluir sucesivos contenidos de índole sedimentológica, evolutiva, botánica, etc. Teniendo en cuenta la complejidad de las formas resultantes por la diversidad de las variables, se introducen criterios diferenciales que se jerarquizan en función de la mayor o menor importancia del proceso involucrado y de la variable que más directamente influye en la duna resultante (Fig. 14):

• **Dunas deposicionales no controladas por el relieve**:

· Formas tabulares: Dunas tabulares (*sand sheets*): Se encuentran ligadas al entorno situado inmediatamente por detrás de la playa alta. Sus dimensiones son métricas o decamétricas (Figs. 15A y 16).

· Formas longitudinales: Las controladas por la colonización vegetal generalmente constituyen montículos deposicionales, dunas prismáticas (*conical mounds*) (Fig. 15A) o domos vegetados (*coppice dunes*), dunas monticulares (*hummock dunes*) o colas de arena (*shadow dunes* o *sand tails*). Las dunas no controladas por la colonización vegetal pueden estar ligadas al desmembramiento de dunas parabólicas previas, o bien al desarrollo de pasillos de deflación paralelos. Por otro lado, existen otras dunas longitudinales indiferentes al control vegetal, como las dunas lingüiformes, a menudo formadas a partir de las crestas o parte alta de la vertiente de sotavento de los cordones dunares (Fig. 16), o las dunas *aklé* (Tricart & Cailleux, 1969), que forman frentes transversales linguoides muy sinuosos (Fig. 15F) y que se restringen a climas áridos y subáridos.

· Formas transversales: Incluyen los cordones dunares (Fig. 15D), así como las dunas transversas. Estas últimas presentan crestas rectas en respuesta a flujos eólicos simples transversales, dando a menudo avance neto hacia tierra, como las *dunas de precipitación* (Cooper, 1958; Fig. 14).

· Formas mixtas: Incluyen los barjanes y dunas barjánicas, así como las contradunas. Estas últimas fueron denominadas como "gusanos" por García-Novo *et al.* (1976) en el Parque Nacional de Doñana, donde constituyen residuos arenosos de escasa altura que quedan en la superficie tras el paso de una duna transversa móvil (Fig. 18) y cuyo origen está asociado a la existencia de irregularidades topográficas alargadas paralelamente a la costa (como antiguos cordones de playa, que retienen parte de la arena).

• **Dunas deposicionales controladas por el relieve**: Corresponden a dos categorías:

· Formas tabulares: Incluyen las dunas remontantes (*climbing dunes*) y las dunas colgadas (*cliff-top dunes*, según Jennings, 1967), así como las dunas descendentes (que aprovechan declives situados a sotavento de las anteriores y que en ocasiones rellenan depresiones, con lo que se regularizan las superficies previas).

· Formas transversales: Muy habitualmente presentan un comportamiento efímero, adaptándose a la forma del obstáculo a la que se asocian. Incluyen las dunas envolventes (*wrap-around dunes*) y las dunas eco (por el efecto de rebote del viento sobre superficies que superan los 55º; Tsoar, 1982).

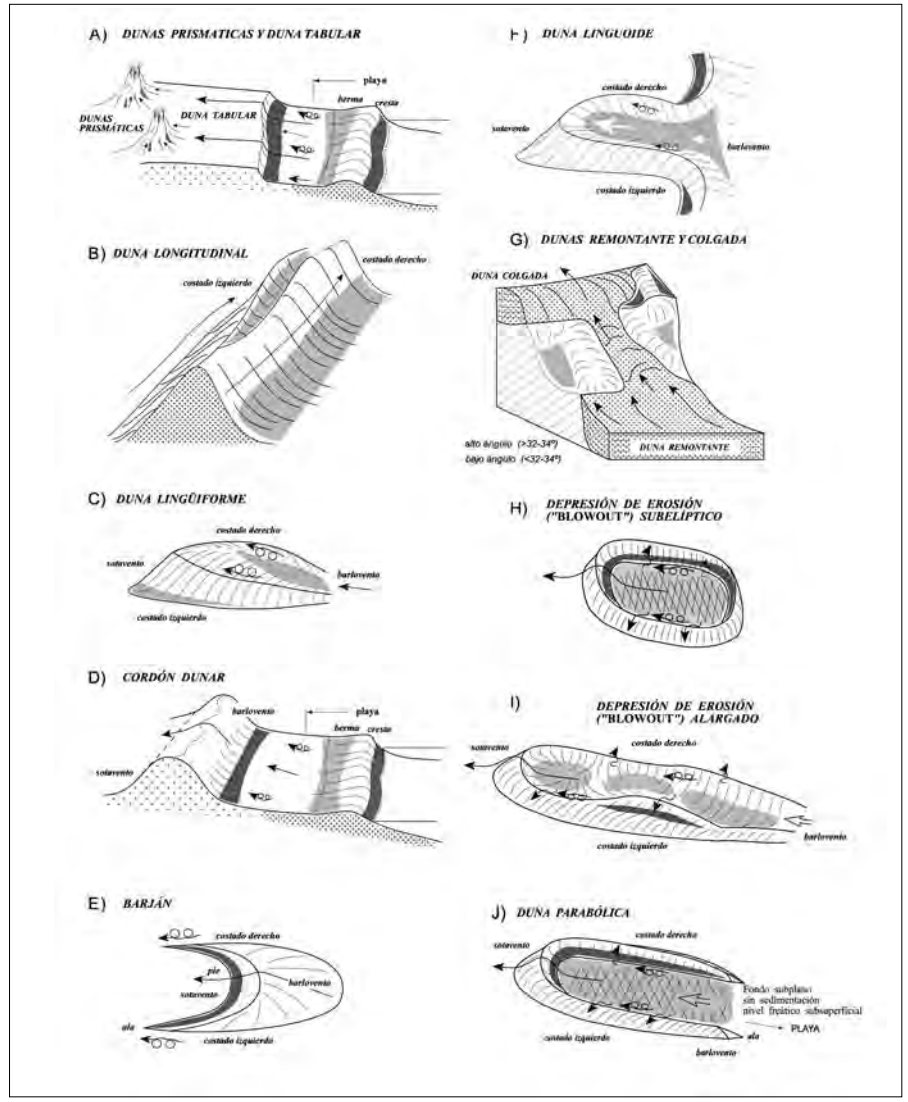


Figura 15. Algunas tipologías dunares incluidas en la clasificación de Flor (2004).

- **Dunas mixtas:** Se refieren a dunas parabólicas o dunas en forma de U, con dos brazos alargados longitudinales que se extienden paralela y regularmente espaciados, cerrándose en un frente convexo ("*nose*") de tendencia ovoide en planta. Los costados internos de estos brazos quedan sometidos a procesos de flujos intensos de viento, a menudo asociados a *blowouts*, desarrollando taludes inestables de mayor pendiente que los exteriores.

Figura 16. Izda: Dunas tabulares en Aguieira (ría de Muros y Noya, La Coruña). Dcha: Crestas dunares longitudinales de dirección NE-SW desarrolladas sobre dunas transversas móviles de dirección perpendicular, en el Parque Nacional de Doñana (imagen tomada de Google Earth, 2011).

Figura 17. Izda: Dunas lingüiformes en la playa de Valdearenas (Liencres, Cantabria). Dcha: Contradunas ("gusanos") en el P.N. de Doñana (imagen tomada de Google Earth, 2011).

4.4. Clasificaciones morfo-ecológicas de las dunas costeras

En el ámbito costero, las clasificaciones de índole puramente biológica se basan en las sucesivas asociaciones vegetales y cinturones de vegetación que se suceden de mar a tierra. Se diferencian así distintos hábitats según las especies vegetales más características, que a menudo coinciden con situaciones geomorfológicas particulares. No tienen en cuenta, normalmente, factores físicos como la topografía, la humedad del sustrato o la exposición al viento, los cuales evidentemente influyen en el desarrollo o en la preponderancia de un tipo u otro de taxón.

En la figura 17 se muestra un típico esquema de sucesión de especies vegetales en un sistema dunar costero atlántico ibérico. Tal y como se observa en dicha figura, las sucesiones vegetales en dunas costeras suelen presentar un elevado grado de superposición, lo que dificulta la definición inequívoca de hábitats independientes, sobre todo en las zonas más alejadas de la línea de costa, donde las condiciones ambientales no son tan extremas. Surge entonces el problema de la delimitación o diferenciación de hábitats contiguos, que a menudo presentan un elevado porcentaje de especies comunes y morfologías dunares también similares.

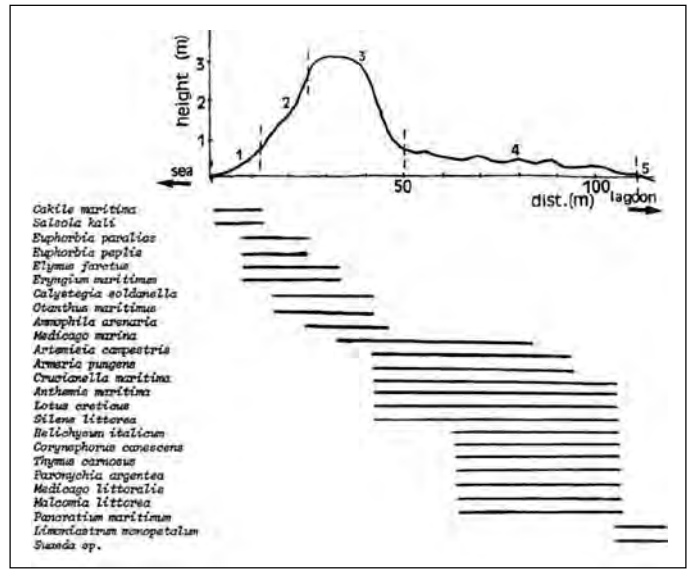


Figura 18. Histograma de especies presentes en un perfil dunar ideal. Ejemplos tomados del sistema dunar de Ría Formosa (Algarve, Sur de Portugal; Fernandes & Neves, 1997). 1: comunidad pionera; 2: duna primaria; 3: duna amarilla (cresta dunar); 4: duna estabilizada; 5: transición duna – marisma.

En 1988 Hesp propuso una clasificación morfo-ecológica de dunas con cinco tipos diferentes de *foredunes* (Fig. 19), que responden a las modificaciones que las dunas experimentan a medida que van perdiendo cobertera vegetal. En realidad, cada uno de los tipos son formas intermedias de evolución, con transiciones graduales entre los distintos tipos.

- *Tipo 1 (Fa)*: La duna delantera o frontal (*foredune*) corresponde al cordón dunar típico, de gran continuidad longitudinal, con una buena cubierta vegetal (90-100%). Su perfil es disimétrico, con una pendiente suave a barlovento, una cresta bastante ancha y una vertiente de sotavento bastante más inclinada.

- *Tipo 2 (Fb)*: Presenta una morfología semejante al tipo anterior, aunque la densidad de la cubierta vegetal es inferior (75-90 %) y existen pequeñas zonas sin vegetación y pasillos de deflación.
- *Tipo 3 (Fc)*: Es el tipo más frecuente en las zonas no degradadas antrópicamente. Se caracterizan por presentar una topografía *hummocky* (alomada o en montículos, Fig. 9). La cubierta vegetal es menor (45-75 %) y ya aparecen algunos *blowouts*. En este tipo de dunas es frecuente que se produzca algún escarpe erosivo por acción de las olas, al lado de barlovento,.
- *Tipo 4 (Fd)*: Este tipo se caracteriza por una pronunciada irregularidad topográfica, el desarrollo de amplios *blowouts* y una cubierta vegetal muy moderada (20-45 %), lo que permite el desarrollo de pequeñas cuencas de deflación y amplias zonas arenosas sin vegetación (Fig. 8).
- *Tipo 5 (Fe)*: En este tipo sólo quedan restos de lo que fue la duna delantera. Predominan los procesos erosivos. La cubierta vegetal es muy escasa (5-20 %) y la morfología consiste en una sucesión de mogotes discontinuos.

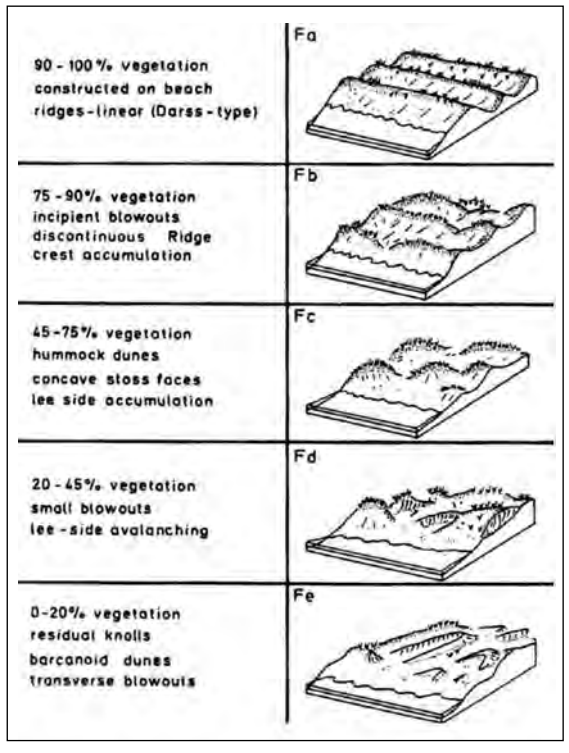


Figura 19. Clasificación morfo-ecológica de tipos dunares de Hesp (1988).

Lamentablemente, no se dispone de una clasificación similar para el resto de los conjuntos dunares, en donde se tengan en cuenta las interrelaciones entre procesos de acumulación/erosión y el tipo de vegetación que las sucesivas alineaciones dunares van soportando, y cómo esta vegetación puede llegar a modificar los procesos. Además, existe una cierta confusión de términos cuando se designan las sucesivas alineaciones dunares con adjetivos referentes a numeraciones, tal y como analizó pormenorizadamente Vallejo (2007). Así, para unos las "dunas primarias" son las primeras que se encuentran desde el mar hacia tierra, por lo que corresponden a las dunas embrionarias. Sin embargo, para otros (Ley *et al.*, 2007), las dunas primarias se sitúan inmediatamente detrás de la duna embrionaria, formando el primer cordón dunar propiamente dicho. Todo depende de si se utilizan criterios básicamente biológicos o bien morfológicos, de modo que las dunas secundarias según unos (morfología) son las dunas fijadas con vegetación, mientras que para otros (ecología) corresponden al primer cordón de dunas con *Ammophila*.

Por otro lado, existen también denominaciones que utilizan criterios cromáticos generales: "dunas blancas", "dunas amarillas" y "dunas grises", para referirse a distintas bandas dunares con diferente grado de madurez y/o evolución.

- Los términos **"dunas blancas"** y **"dunas amarillas"** se refieren a las dunas móviles en general, con una escasa o nula cobertera vegetal, por lo que incluirían tanto a las dunas embrionarias como a las móviles con *Ammophila*. Los colores amarillentos se deben al predominio de granos de cuarzo. A menudo los colores más blanquecinos se asocian a un mayor contenido en carbonatos biogénicos dentro de la fracción arena, o a una proporción importante de yeso.
- Las **"dunas grises"** se refieren a dunas fijadas con vegetación, más evolucionadas y con un mayor contenido en materia orgánica, que justifica su oscurecimiento cromático, si bien el color del sedimento también depende de su composición original del sedimento eólico (como sucede con las dunas móviles o primarias de diversos puntos del litoral de Almería o Canarias, cuya composición ferromagnesiana de origen volcánico aporta coloraciones oscuras.

En cualquier caso, tomando como base varios estudios de ecosistemas dunares realizados en diferentes ámbitos costeros de la Península Ibérica (Escarré *et al.*, 1989; García Novo, 1997; Caldas & Honrado, 2001; Benavent *et al.*, 2004), pueden diferenciarse los siguientes subambientes básicos, que podrían considerarse también como los hábitats dunares costeros españoles más importantes (Fig. 20):

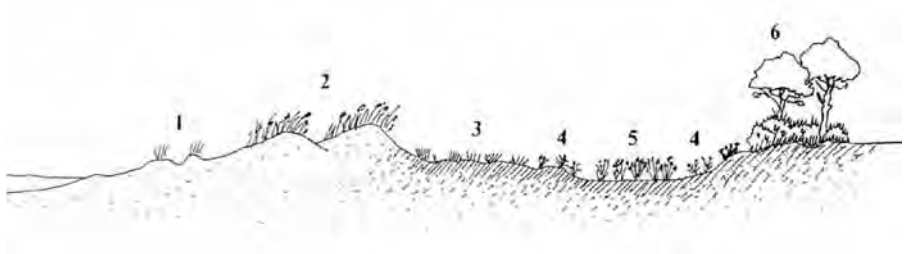


Figura 20. Transecto típico de un sistema dunar costero mediterráneo (Costa, 1987). 1, dunas embrionarias o pioneras; 2, dunas móviles con *Ammophila*; 3, dunas fijas con céspedes; 4 y 5, depresiones interdunares; 6, dunas estabilizadas.

- **Dunas deposicionales controladas por el relieve**: Conforman la primera banda de vegetación colonizadora de las arenas móviles costeras, correspondiente a las típicas dunas embrionarias o primarias, de escaso porte y con una muy débil cobertera vegetal, localizadas en la parte alta de la playa, en transición al sistema dunar bien desarrollado. El depósito tiende a conformar un prisma tabular, dentro del cual se llegan a construir cordones muy laxos, dunas longitudinales inestables entre las que destacan las colas de arena, montículos cónicos, domos vegetados, etc. La comunidad vegetal característica contiene plantas colonizadoras como *Elymus farctus, Leymus arenarius, Euphorbia peplis, Otanthus maritimus,* etc. En Canarias, estas dunas están dominadas por *Cyperus capitatus*, con *Euphorbia paralias*, *Polygonum maritimum* o *Polycarpaea nivea*. Por delante de estas comunidades, hacia el mar, se desarrolla una vegetación halonitrófila sobre los desechos marinos acumulados, caracterizados por la presencia de especies como *Cakile maritima* y *Salsola kali*. Hesp (2002) distinguió tres configuraciones morfológicas básicas, cuyas características fueron resumidas y comentadas por Vallejo (2007):
  - Rampas (*ramps*), que se forman cuando las semillas germinan en la rampa arenosa suave de la playa alta.
  - Terrazas (*terraces*), que se generan cuando tiene lugar un rápido crecimiento de las plantas a través de la playa alta, especialmente en playas que experimentan una rápida acreción.
  - Cordones (*ridges*), que se forman cuando las tasas de acreción son relativamente rápidas y la sedimentación se concentra en el borde de barlovento de la zona vegetada; la densidad de plantas y su altura son elevadas; las tasas de crecimiento de las plantas hacia barlovento son lentas en relación con las tasas de acreción vertical (Fig. 21).

Figura 21. Pequeños cordones de dunas embrionarias con plantas pioneras en la playa de Mazagón (Huelva).

- **Dunas móviles con *Ammophila***: Estas dunas constituyen el primer relieve arenoso continuo de importancia (primer cordón dunar o *foredune*), formado por montículos móviles de arena que pueden alcanzar gran altura. A cierta distancia de la costa, el balance entre la velocidad del viento y la fuerza de rozamiento de los granos entre sí, es el adecuado para que se produzcan estas acumulaciones, imposibles en la banda de dunas embrionarias, donde la energía del viento y la influencia marina son mayores. La especie dominante es el barrón (*Ammophila arenaria*), gramínea que proporciona una estructura moderadamente abierta, pero con mayor cobertura que en dunas embrionarias (Fig. 22). La diversidad florística aumenta, con especies típicamente psammófilas: *Pancratium maritimum, Otanthus maritimus, Medicago marina, Eryngium maritimum, Lotus creticus, Calystegia soldanella, Leymus arenarius, Echinophora spinosa, Euphorbia paralias, Polycarpaea nivea, Sporobolus arenarius, Polygorum maritimum*, etc.
- **Dunas fijas con céspedes**: Tras las dunas móviles la intensidad del viento disminuye y permite la estabilización del sustrato y la acumulación de materia orgánica. La cobertera vegetal es más continua, a base de céspedes de

gramíneas, o incluso de plantas leñosas y matorrales (Fig. 22, dcha.). Se trata de cordones dunares paralelos a la línea de costa, en los que es posible un desarrollo edáfico incipiente, pero en los que la evolución hacia una vegetación arbórea se ve impedida por la influencia del viento marino y por la pobreza de los suelos arenosos. Constituyen las dunas terciarias, más consolidadas que las bandas dunares anteriores y con una evolución progresiva del suelo hacia estados de cierta madurez. Cuando esta evolución tiene lugar bajo regímenes lluviosos (al menos subhúmedos), se tiende hacia un suelo más ácido de lo habitual por lavado de los carbonatos presentes en el depósito arenoso. En esas circunstancias, la vegetación cambia y da paso a brezales acidófilos, más adaptados a estos suelos extremadamente pobres (con *Ulex australis, Erica scoparia, Halimium halimifolium*, etc.). La variedad vegetal de las dunas fijadas es enorme, pudiendo aparecer una sucesión de comunidades de plantas herbáceas con *Crucianelletum maritimae, Armeria, Linaria, Silene, Ononis, Malcolmia ramosissima, Lotus creticus, Pancratium maritimum, Eryngium maritimum, Brachypodium distachyon, Campanula,* etc. Los matorrales están formados fundamentalmente por enebros (*Juniperus phoenicea*), camariñas, sabinas, etc. Aunque el interés geomorfológico de estas dunas es menor, su interés ecológico es muy elevado por la presencia de plantas muy específicas, donde existe un acentuado gradiente en muchas variables ambientales (pH, salinidad, humedad, materia orgánica, nutrientes, etc.) en un espacio relativamente corto.

Figura 22. Izda.: Primer cordón dunar (*foredune*) con *Ammophila arenaria* en la playa del Palmar (Conil de la Frontera, Cádiz). Dcha.: Sistema dunar costero fijado con herbáceas y matorral (Devesa del Saler, Valencia).

- **Depresiones interdunares**: La topografía ondulada de los sistemas dunares favorece el afloramiento del nivel freático durante periodos húmedos en las zonas más bajas, especialmente en las depresiones que separan los sucesivos

cordones dunares. Dependiendo de su dinámica, el encharcamiento puede ser efímero, cíclico, o permanente. Es común encontrar en las depresiones interdunares longitudinales de costas progradantes un cierto número de charcas permanentes, en las que la oscilación del nivel de inundación de la laguna depende del balance precipitación/evaporación, superpuesto a la alimentación hídrica subterránea continua (Bakker, 1990). Las depresiones interdunares excavadas sobre cordones dunares móviles cambian mucho su morfología y su profundidad, por lo que con el tiempo los niveles de inundación de una charca interdunar pueden fluctuar mucho. Por último, las depresiones excavadas por procesos de deflación generalmente son efímeras, o con encharcamientos episódicos, por coincidir un momento de excavación eólica de la superficie con un ascenso del nivel freático.

Las plantas que colonizan los humedales como consecuencia del ascenso del nivel freático necesitan que el agua tenga unas mínimas condiciones de pureza (Fig. 11). En general, la vegetación de estos medios es variable al tratarse de un tipo de hábitat complejo. En zonas tan sólo húmedas es posible encontrar formaciones leñosas, con arbustos apetentes por la humedad como *Rubus ulmifolius, Nerium oleander* o especies de *Tamarix*, así como juncales y pastos húmedos con *Scirpoides holoschoenus, Juncus acutus, Equisetum ramosissimum, Erianthus ravennae*, etc. Cuando la humedad es mayor, aunque sea de forma temporal, se presentan comunidades anfibias con especies como *Centaurium* spp., *Juncus bufonius, Blackstonia perfoliata*, etc. Cuando el medio se hace completamente acuático, el mosaico de comunidades no difiere del de otros lagos temporales, bien de agua salada (*Sarcocornia, Suaeda*), o bien dulce (carrizales, espadañales, etc.).

- **Dunas estabilizadas**: Se trata de la banda más interna del sistema dunar, caracterizada por dunas vegetadas ya totalmente fijas, donde los suelos están más estructurados y completamente estabilizados. La vegetación normalmente evoluciona hacia bosques relacionados con las características climáticas de cada zona (enebrales, sabinares, lentiscares, etc.). Sin embargo, los árboles costeros de sustratos arenosos más característicos son los pinos piñoneros (*Pinus pinea*), omnipresentes en la costa del suroeste ibérico. En la costa levantina y Baleares estas dunas están estabilizadas por un estrato arbóreo de pino carrasco (*Pinus halepensis*). A veces se localizan también pinos rodenos (*Pinus pinaster*), como sucede en ciertos arenales de Cataluña. La cercanía del nivel freático y la menor influencia del *spray* marino definen un microclima más favorable para el desarrollo de una cubierta vegetal densa y diversa (Fig. 23).

Figura 23. Transición de dunas móviles con *Ammophila* a dunas estabilizadas con pinos. Parque Nacional de Doñana.

5. Las dunas en España

Aparte de algunas acumulaciones dunares continentales de interés presentes en el centro de la Península Ibérica, y que reciben una atención específica en el presente libro (campos dunares de Arévalo, en Segovia, o depósitos de loess en la Depresión del Tajo), la inmensa mayoría de las dunas en España se extienden por los litorales tanto peninsulares como insulares. En lo que se refiere a su desarrollo, la Península Ibérica constituye, como en otros aspectos ambientales, un área de transición entre los ámbitos costeros atlánticos y mediterráneos (Fig. 24). En Europa el mayor desarrollo dunar se extiende por las costas atlánticas bajas de carácter sedimentario expuestas a vientos de poniente: Dinamarca, Holanda-Bélgica y Francia, y en menor medida Portugal y el SW de España. También son importantes en las costas bálticas de Polonia, Lituania y Finlandia. Las dunas son menos importantes en los países con costas rocosas, tanto bajas como acantiladas (Noruega, Gran Bretaña e Irlanda). Las costas mediterráneas y del Mar Negro, sometidas a escasos rangos de marea y con aportes sedimentarios relativamente limitados, presentan edificios dunares mucho menores que

las costas atlánticas. Las dunas mediterráneas se localizan principalmente en las inmediaciones de las principales desembocaduras fluviales (Ebro, Ródano, Po, Danubio), aunque las cuencas fluviales menores también determinan la existencia de campos dunares de cierta importancia.

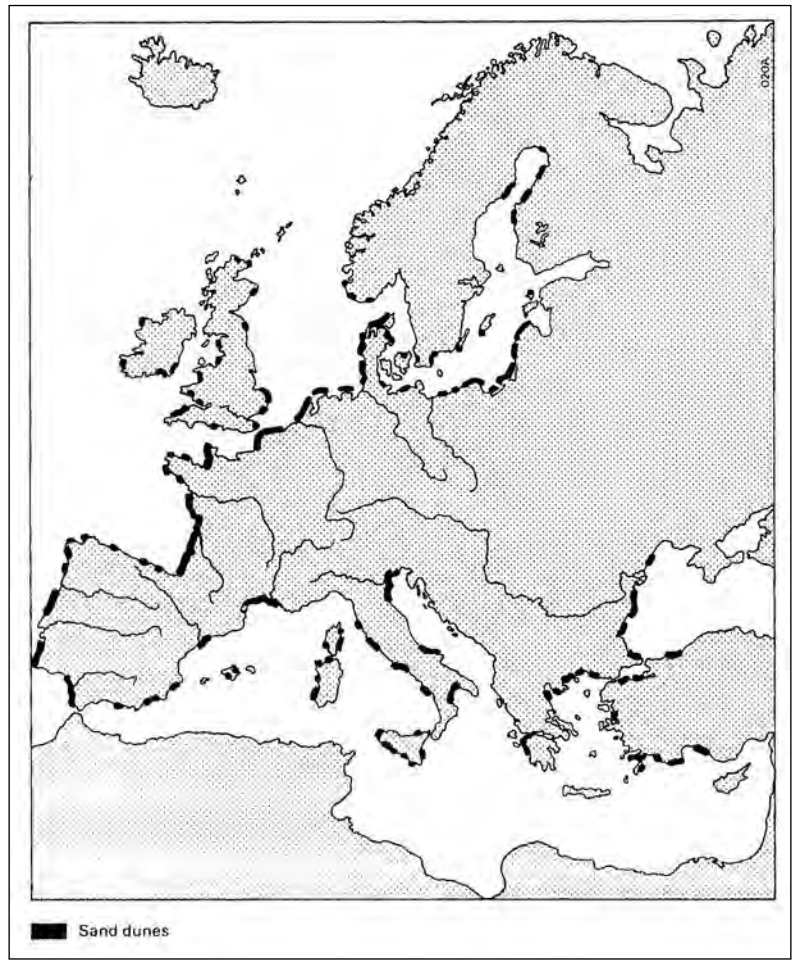


Figura 24. Distribución de dunas costeras en Europa (Géhu, 1985).

En España existe una gran variedad de sistemas dunares costeros, ligados a la existencia de amplias porciones de costas bajas alimentadas por grandes ríos que aportan importantes cantidades de arenas: básicamente, Golfo de Cádiz, costa levantina y Delta del Ebro. La franja costera también aporta fragmentos carbonatados desde acantilados, playas, estuarios, plataforma continental interna, etc.

Las corrientes costeras distribuyen estos aportes longitudinalmente dando lugar a un elevado número de playas con dunas, tanto en la costa atlántica como en la mediterránea.

En el **litoral noratlántico**, existen numerosos ríos responsables de la formación de amplios campos dunares costeros, bien sea de forma directa, como son los casos de las dunas de Laredo-El Puntal por el río Asón, o bien indirectamente, después de transportes costeros relativamente dilatados, como los campos de Merón-San Vicente de la Barquera y Oyambre, procedentes de los ríos Deva-Cares. A menudo los campos dunares forman parte de las barreras arenosas confinantes de sistemas estuarinos, como sucede con casi todos los campos dunares de la costa vasca. En la zona occidental, las rías altas gallegas incluyen varios campos dunares más o menos extensos (Vivero, Barquero, Ortigueira, Cedeira, etc.), mientras que en las rías bajas se han desarrollado los campos de dunas más extensos en los interfluvios: Carnota, Corrubedo, La Lanzada y Samil.

En el **Golfo de Cádiz**, las costas sedimentarias de Huelva y oeste de la provincia de Cádiz se alimentan de los aportes sedimentarios de ríos importantes (Guadiana, Guadalquivir, Guadalete, etc.), algunos de los cuales drenan extensos afloramientos continentales de arenas terciarias. Como consecuencia, en este tramo se localizan los campos dunares más desarrollados de la Península Ibérica: Isla Cristina, El Rompido, Punta Umbría, Doñana, Punta Candor, Pto. Santa María, El Chato-Sancti Petri, etc. El sistema dunar del Parque Nacional de Doñana es probablemente el más extenso y activo de Europa. Los pequeños ríos béticos que alimentan a las costas del Estrecho de Gibraltar dan lugar a sistemas dunares puntuales pero espectaculares, especialmente los ligados a la acción de los fuertes vientos de levante: Trafalgar, Barbate, Bolonia, Valdevaqueros y Los Lances (Tarifa).

Las **Islas Canarias** presentan costas predominantemente acantiladas de naturaleza volcánica. Los aportes sedimentarios ligados a los cursos fluviales son generalmente escasos. De este modo, las principales playas y dunas aparecen en las islas mayores (Gran Canaria y Tenerife), especialmente en sus litorales meridionales debido al transporte litoral dominante hacia el Sur, ligado al predominio de vientos de componente Norte (alisios). Es el caso de las dunas de Maspalomas, uno de los sistemas dunares más extensos del territorio español. Otro factor importante está relacionado con la aridez ambiental y con los aportes eólicos desde la costa occidental africana. Eso hace que las islas más orientales (especialmente Fuerteventura, aunque también Lanzarote y La Graciosa), presenten buenos sistemas dunares, algunos de ellos muy dinámicos (Jandía, Corralejo).

En el **litoral mediterráneo**, pese a la enorme presión antrópica que han experimentado y siguen sufriendo los ámbitos dunares, las dunas están presentes en casi todas las costas bajas de acumulación. La mayor parte de estas dunas están asociadas con las desembocaduras fluviales de los ríos y ramblas mediterráneas más importantes (Fluvià, Ter, Llobregat, Ebro, Turia, Xúquer, Segura y Andarax, entre otros) que transportan grandes cantidades de arena. Destacan los sistemas dunares del Empordá, Delta del Ebro, Devesa del Saler de Valencia, Guardamar de Segura, San Pedro del Pinatar, etc. En torno a las ramblas mediterráneas, donde en la carga sólida predomina la fracción gruesa, las dunas no pueden formarse debido a la escasez de la fracción arenosa. El caso de las **islas Baleares** es algo diferente, ya que los suministros de sedimentos fluviales continentales son muy limitados y las dunas se alimentan de la erosión de dunas fósiles pleistocenas y de aportes bioclásticos procedentes de la playa sumergida. No obstante, existen sistemas dunares de interés en la costa meridional de Mallorca y en Formentera, así como en diversas calas de Menorca.

Referencias

Arens, S.M. (1996). Patterns of sand transport on vegetated foredunes. *Geomorphology*, 17, 339 – 350.

Bagnold, R.A. (1941). *The physiscs of blown sand and desert dunes*. Methuen, London, 265 pp.

Bagnold, R.A. (1973). The nature of saltation and of bedload transport in water. *Proceedings of the Royal Society of London*, Series A, 157, 594 – 620.

Bakker, T. W. M. (1990). The geohydrology of coastal dunes. En: *Dunes of the European coasts* (Th. W. Bakker, P.D. Jungerius & J.A. Klijn, eds.). Catena Suppl. 18, 109 - 119.

Belly, P. (1964). *Sand Movement by Wind*. Washington DC, Technical Memorandum, US Army Coastal Engineering Research Center, 1.

Benavent, J.M., Collado, F., Martí, R.M., Muñoz, A., Quintana, A., Sánchez, A. & Vizcaíno, A. (2004). *La restauración de las dunas litorales de la Devesa de l'Albufera de Valencia.* Ajuntament de Valencia, 67 pp.

Bigarella, J.J. (1972). Eolian environments: their characteristics, recognition and importance. En: *Recognition of Ancient Sedimentary Environments* (J.K. Rigby & W.K. Hamblin, eds.). Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists,Sp. Publ., 16, 12 – 62.

Bigarella, J.J. (1975). Structures developed by dissipation of dune and beach ridge deposits. *Catena*, 2, 107 – 152.

Bisal, F. & Nielsen, K.C. (1962). Movement of soil particles in saltation. *Canadian Journal of Soil Science*, 42, 81 – 86.

Buckler, W.R. (2001). *Dune type inventory and barrier dune classification study of Michigan's Lake, Michigan shore.* Michigan Dept. Environ. Quality (DEQ). Geological Survey Division (GSD). Report of Investigation, 23, 1 – 25. [http://www.deq.state.mi.us/documents/deq-ogs-gimdl-RI23.pdf].

Caldas, F.B. & Honrado, J.J. (2001). Flora and vegetation of the Atlantic dunes of the Northwest coast of Portugal. En: *Coastal dune management. Shared experience of European conservation practice* (J.A. Houston, S.E. Edmondson & P.J. Rooney, eds.). Liverpool University Press, 336 – 342.

Carter, R.W.G. (1988). *Coastal environments*. Academic Press, London. 617 pp.

Carter, R.W.G., Nordstrom, K.F. & Psuty, N.P. (1990). The study of coastal dunes. En: *Coastal Dunes, Form and Process* (K.F. Nordstrom, N.P. Psuty & B. Carter, eds.), Wiley, Chichester, 1 – 14.

Chorley, R., S. Schum & Sugden, D. (1984). *Geomorphology*. London, 605 pp.

Cooke, R.U. & Warren, A. (1973). *Geomorphology in Deserts*. London, Batsford, 349 pp.

Cooper, W.S. (1958). *Coastal sand dunes of Oregon and Washington*. Geological Society of America Memoir, 72, Washington, 169 pp.

Cooper, W.S. (1967). *Coastal sand dunes of California*, Geological Society of America Memoir, 104, Washington, 131 pp.

Costa, M. (1987). La vegetación. En: *El medio ambiente en la Comunidad Valenciana.* Generalitat Valenciana, pp. 56 - 63.

Davies, J.L. (1973). *Geographical variations in coastal development*. Hafner Pub. New York, 204 pp.

Escarré, A., Martín, J. & Seva, E. (eds.) (1989). *Estudios sobre el medio y la biocenosis en los arenales costeros de la provincia de Alicante*. Instituto de Cultura "Juan Gil-Albert", Diputación Provincial de Alicante, 132 pp.

Fernandes, J.J. & Neves, M.R. (1997). The impact of tourism on the sand dune system of the Ria Formosa Natural Park. The case of Ançao Peninsula. En: *The ecology and conservation of European dunes* (F. García Novo, R.M.M. Crawford & M.C. Díaz Barradas, eds.). Universidad de Sevilla, 321 – 333.

Flor, G. (1986). Sedimentología de una duna lingüiforme en la playa de Xagó (Asturias). *Actas del IX Congreso Nacional de Sedimentología*, Serv. Publ. Universidad de Salamanca. Salamanca, I, 317 – 328.

Flor, G. (1992). Tipología, catalogación y procesos erosión/sedimentación de los campos dunares eólicos de Galicia (NO de España). *Thalassas*, 10, 9 – 39.

Flor, G. (1998). Classification and characterization of eolian dunes in temperate rocky coasts. The Spanish Peninsular eolian fields. En: *Dunas da Zona Costeira de Portugal* (G. Soares de Carvalho, F. Veloso Gomes & F. Taveira Pinto, eds.). Associação Eurocoast-Portugal, 29 – 42.

Flor, G. (2004). *Geología Marina*. Servitec, Oviedo, 576 pp.

Foster, S.M. (1979). Microbial aggregation of sand in an embryo dune system. *Soil Biochemistry*, 11, 537 – 543.

Fraga, P. & Roig, F.X. (2007). Sistemas dunares y diversidad florística en Menorca. En: *Investigaciones recientes (2005-2007) en Geomorfología Litoral* (L. Gómez-Pujol & J.J. Fornós, eds.). Universidad de la Islas Baleares, 141 – 145.

Fryberger, S.G. & Ahlbrandt, T. (1979). Mechanisms for the formation of Aeolian sand seas. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 23, 440 – 460.

Fryberger, S.G. & Schenk, J.R. (1981). Wind sedimentation tunnel experiments on the origins of eolian strata. *Sedimentology*, 28, 805 – 821.

García Mora, M.R., Gallego Fernández, J.B. & García Novo, F. (1999). Plant functional types in relation to foredune dynamics and the main coastal stresses. *Journal of Vegetation Science*, 10, 27 – 34.

García-Novo, F. (1997). The ecosystems of Doñana National Park. En: *The Ecology and Conservation of European dunes* (F. García-Novo, R.M.M. Crawford & M.C. Díaz Barradas, eds.), EUDC/ Universidad de Sevilla. Sevilla, 97 – 116.

García-Novo, F., Ramírez-Díaz, L. & Torres-Martínez, A. (1976). El sistema de dunas de Doñana. *Naturalia Hispanica*, 5. ICONA, Madrid. 52 pp.

Géhu, J.M. (1985). *European dune and shoreline vegetation*. Consejo de Europa, Estrasburgo, Bruselas.

Goldsmith, V. (1973). Internal geometry and origin of vegetated coastal sand dunes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43, 1128 – 1143.

Goldsmith, V., Hennigar, H.F. & Gutman, A.L. (1977). The "VAMP" coastal dune classification. En: *Coastal Processes and Resulting Forms of Sediment Accumulation, Currituck Spit, Virginia/North Carolina* (V. Goldsmith V. ed.). SCRAMSOE nº 143. Virginia Institute of Marine Science, College of William & Mary, Gloucester Point, Virginia. (26), 1 – 20.

Goldsmith, V. (1985). Coastal dunes. En: *Coastal sedimentary environments* (R.A. Davis Jr., ed.). Springer-Verlag, New York, 303 - 378.

Goldsmith,V., Rosen, P. & Gertner, Y. (1988). *Eolian sediment transport on the Israeli coast*. Final Report, Haifa, National Oceanographic Institute, Israel.

Gutiérrez Elorza, M. (2001). *Geomorfología climática*. Ed. Omega, Barcelona, 642 pp.

Hellemaa, P. (1998). The development of coastal dunes and their vegetation in Finland. *Fennia* 176–1, 111 – 221.

Hesp PA. (1981). The formation of shadow dunes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51, 101 – 112.

Hesp, P. (1988). Morphology, dynamics and internal stratification of some established

foredunes in southeast Australia. En: *Aeolian Sediments* (P. Hesp & S.G. Fryberger, eds.). Sedimentary Geology, 55, 17 – 41.

Hesp, P.A. (1989). A review of biological and geomorphological processes involved in the initiation and development of incipient foredunes. *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh*, Section B, 96, 181 – 201.

Hesp, P.A. (1991). Ecological processes and plant adaptations on coastal dunes. *Journal of Arid Environments*, 21, 165 – 191.

Hesp, P.A. (2002). Foredune and blowout: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, 48, 245 – 268.

Hoyt, J.H. (1966). Air and sand movements to the lee of dunes. *Sedimentology*, 7, 137 – 143.

Hunter, R.E. & Richmond, B.M. (1988). Daily cycles in coastal dunes. *Sedimentary Geology*, 55, 43 – 67.

Illenberger, W.K. & Rust, I.C. (1988). A sand budget for the Alexandria coastal dunefield, South Africa. *Sedimentology*, 35, 513 – 521.

Jackson, N.L. & Cooper, J.A.G. (1999). Beach fetch distance and aeolian sediment transport. *Sedimentology*, 46, 517 – 522.

Jackson, N.L. & Nordstrom, K.F. (1997). Field investigation of the effects of surface drying on sediment transport rates across a beach, Wildwood, New Jersey, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 611 – 621.

Jennings, J.N. (1957). On the orientation of parabolic or U-dunes, *Geographical Journal,* **123**, 474 – 480.

Jennings, J.N. (1964). The question of coastal dunes in tropical humid climates. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, 8, 150 – 154.

Jensen, A.L. & Sorensen, M. (1986). Estimation of some aeolian saltation transport parameters: a reanalysis of Williams' data. *Sedimentology*, 33, 547 – 558.

Jungerius, P.D. & Van der Meulen, F. (1988). Erosion processes in a dune landscape along the Dutch coast. *Catena*, 15, 217 – 228.

Klijn, J.A. (1990). Dune forming factors in a geographical context. En: *Dunes of the European Coasts* (Th.W. Bakker, P.D. Jungerius & J.A. Klijn, eds.). Catena Supplement, 18, 223, 1 – 13.

Kocurek, G. & Nielson, J. (1986). Conditions favourable for the formation of warm-climate eolian sand sheets. *Sedimentology*, 33, 795-816.

Kuhlman, H. (1960). The terminology of the geo-aeolian environment especially in relation to Danish landscapes. *Geografisk Tidsskrift*, 59, 70-88.

Lancaster, N. (1985). Variations in wind velocity and sand transport on the windward flanks of desert sand dunes. *Sedimentology*, 32, pp: 581-593.

Lancaster, N. (1988). The development of large aeolian bedforms. *Sedimentary Geology*, 55, 69 – 89.

Ley, C. Gallego, J.B. & Vidal, C. (2007). *Manual de restauración de dunas costeras*. Dirección General de Costas, Ministerio de Medio Ambiente. Madrid, 248 pp.

Martínez, M.L. & Psuty, N.P. (eds.) (2008). *Coastal Dunes. Ecology and Conservation*. Ecological Studies 171. Springer-Verlag.

McKee, E.D. (1966). Structure of dunes at White Sands National Monument, New Mexico. *Sedimentology*, 3, 1 – 69.

McKee, E.D. (1977). An introduction to the study of global sand seas. En: *A Study of Global Sand Seas* (E.D. McKee, ed.). U.S. Geological Survey Paper, Washington, 1052, 1 – 20.

McKee, E.D., Breed, C.S. & Fryberger, S.G. (1977). Desert sand seas. En: *Skylab explores the Earth, National Aeronautics and Space Administration (NASA)*, Lyndon B. Johnson Space Center, Special Publication SP-380, 5 – 47.

McKee, E.D. (1983). Eolian sand bodies of the world. En: *Eolian Sediments and Processes* (M.E. Brookfield & T.S. Ahlbrandt, eds.). Amsterdam, Elsevier, 1 – 26.

Melton, F.A. (1940). A tentative classification of sand dunes: its application to dune history in the southern High Plains. *Journal of Geology*, 48, 113-145.

Merriam, R. (1969). Source of sand dunes of southeastern California and northwestern Sonora, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 80, 531-534.

Mücher, H.J. (1990). Micromorphology of dune sands and soils. En: *Dunes of the European Coasts* (Th.W. Bakker, P.D. Jungerius & J.A. Klijn, eds.). Catena Supplement, 18, 163 – 171.

Nickling, W.G. (1984). The stabilizing role of bonding agents on the entrainment of sediment by wind. *Sedimentology*, 31, 111 – 117.

Nickling, W.G. (1988). The initiation of particle movement by wind. *Sedimentology*, 35, 499-511.

Nickling, W.G. & Ecclestone, M. (1981): The effects of solubre salts on the threshold shear velocity of fine sand. *Sedimentology*, 28, 505 – 510.

Nordstrom, K.F., Lampe, R. & Vandemark, L.M. (2000). Re-establishing naturally-functioning dunes on developed coasts. *Environmental Management*, 25, 37 – 51.

Pluis,J.L.A. & De Winder, B. (1990). Natural stabilization. En: *Dunes of the European Coasts* (Th.W. Bakker, P.D. Jungerius & J.A. Klijn, eds.). Catena Supplement, 18, 195 – 208.

Pye, K. (1980). Beach salcrete and eolian sand transport evidence from North Queensland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 257 – 261.

Pye, K. (1983). Dune formation on the humid tropical sector of the North Queensland coast, Australia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 8, 371-381.

Pye, K. (1993). Late Quaternary development of coastal parabolic megadune complexes in northeaster Australia. *International Association of Sedimentology Spec. Pub.*, 16, 23 – 44.

Pye, K & Tsoar, H. (1990). *Aeolian sand and sand dunes*. Unwin Hyman, London. 396 pp.

Roig Munar, F.X. & Martín Prieto, J.A. (2005). Efectos de la retirada de bermas vegetales de Posidonia oceanica sobre playas en las islas Baleares: consecuencias de la presión turística. *Investigaciones Geográficas*, 57, 40 – 52.

Rust, I.C. & Illenberger, W.K. (1996). Coastal dunes: sensitive or not? *Landscape and Urban Planning*, 34, 165 – 169.

Sanjaume, E. (1985): *Las costas valencianas. Sedimentología y morfología*. Universidad de Valencia, 502 pp.

Sanjaume, E. & Tolgensbakk, J. (2009). Beach ridges from the Varanger Peninsula (Arctic Norwegian coast): Characteristics and significance, *Geomorphology*, 104, 82 – 92.

Sherman, D.J. & Hotta, S. (1990). Aeolian sediment transport: theory and measurement. En: *Coastal Dunes: Form and Process* (K.F. Nordstrom, N. Psuty & R.W.C. Carter, eds.). Chichester, John Wiley, 17 – 37.

Sherman, D.J., Jackson, N.L., Nordstrom, K.F., Hesp, P.A. & Arens, S.M. (2005). Predicting maximum and minimum aeolian sand transport rates to provide a basis for assessing management actions for beaches and dunes. En: *Geomorfologia Litoral i Quaternari* (E. Sanjaume & J.F. Mateu, eds.). Homenatge al professor V.M. Rosselló. Universitat de València, 483 – 496.

Short, A.D. (1988). Wave, beach, foredune and mobile dune interactions in southeast Australia. *Journal of Coastal Research*, S.I. 3, 5 – 9.

Short, A.D. & Hesp, P.A. (1982). Wave, beach, and dune interaction in southeast Australia. *Marine Geology*, 48, 259 – 284.

Smith, H.T.U. (1954). Coastal Dunes. *Proceedings 1rst Coastal Geography Conference*, U.S. Office of Naval Research. Geography Program. Boston, 51 – 56.

Smith, H.T.U. (1965). Dune morphology and chronology in Central and Western Nebraska. *Journal of Geology*, 73, 557 – 578.

Steers, J.A. (1946). *The Coastline of England and Wales*. Cambridge Univ. Press. Cambridge, 644 pp.

Svasek,J.N. & Terwindt, J.H.J. (1974). Measurements of sand transport by wind on a natural beach. *Sedimentology*, 21, 311 – 322.

Thomas, Y.F. (1973). Dynamique sédimentaire à la Pointe de la Coubre. *Norois*, 79, 547 – 550.

Thomas, D.S.G. (1989). *Arid Zone Geomorphology. Process, Forms and Drylands*. Wiley, Chichester, 312 pp.

Tricart, J. & Cailleux, A. (1969). *Le modelé des régions séches. Traité de Geomophologie*. C.D.U. Paris, 472 pp.

Tsoar, H. (1978). *The dynamics of longitudinal sand dunes*. Final Technical Report, European Research Office, U.S. Army, London.

Tsoar, H. (1982). Internal structure and surface geometry on longitudinal (seif) **dunes**. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 823 – 831.

Tsoar, H. (1990): Trends in the Development of sand dunes along the Southeastern Mediterranean coast. En: *Dunes of the European coasts* (Th. W. Bakker, P.D. Jungerius & J.A. Klijn, eds.). Catena Suppl. 18, 51 – 60.

Twidale, C.R. (1976). *Analysis of Landforms*. Wiley & Sons, Sydney, 572 pp.

Vallejo, I. (2007). *Caracterización geomorfológica y análisis de la evolución reciente del sistema de dunas activas del Parque Nacional de Doñana (1956-2001)*. Tesis Doctoral (inédita). Universidad de Sevilla, 468 pp.

Van der Maarel, E. (ed.) (1993a). *Dry coastal ecosystems: Polar and Europe. ecosystems of the world 2A*. Elsevier. Amsterdam, 600 pp.

Van der Maarel, E. (ed.) (1993b). *Dry coastal ecosystems: Africa, America, Asia and Oceania. Ecosystems of the world 2B*. Elsevier. Amsterdam, 636 pp.

Warren, A. (1979). Eolian processes. En: *Processes in Geomorphology* (C. Embleton & J. Thornes, eds.). London, Arnold, 325 – 351.

Warren, A. & Allison, D. (1998). The palaeoenvironmental significance of dune size hierarchies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 137, 289 – 303.

Wilson, I.G. (1972). Aeolian bedforms - their development and origins. *Sedimentology*, 19, 173 – 210.

Willets, B. (1983). Transport by wind of granular materials of different grain shapes and densities. *Sedimentology*, 30, 669 – 679.

Yaalon, D.H. (1975). Discussion of internal geometry of vegetated coastal dunes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 45, 359 – 361.

Zenkovich, V.P. (1967). *Processes of Coastal Development.* Edinburgh, Oliver and Boyd, 738 pp.

II. ASPECTOS METODOLÓGICOS

2. Métodos de campo y laboratorio para el estudio de los procesos eólicos

J. Alcántara-Carrió[1], A. Fontán[1], M.J. Sánchez[2] y A. Corbí[1]

1. Introducción

Los procesos eólicos son característicos tanto de ambientes áridos continentales, donde interactúan principalmente con los procesos aluviales y gravitacionales, como de ambientes costeros, donde su acción se combina con la del oleaje, mareas y corrientes.

El análisis de los procesos eólicos se puede realizar desde diferentes escalas espaciales (Clemmensen, 1993) pero además, su metodología de estudio difiere según se trate de ambientes eólicos antiguos o modernos. Este capítulo se centra en la metodología para analizar los ambientes eólicos actuales. En primer lugar el estudio del viento, como principal agente de la dinámica, en segundo lugar la caracterización del sedimento, material que se erosiona, transporta y acumula, y finalmente, como combinación de ambos, la descripción de los procesos resultantes.

2. Caracterización del viento

Para iniciarse el transporte eólico, la tensión del viento debe superar la fuerza de la gravedad de las partículas y su cohesión. Dicha tensión (Γ) es proporcional a la velocidad de fricción (U^*) y la densidad del aire (ρ_a) (expresión I). La U_* se obtiene del perfil vertical de velocidades del viento, para un gradiente vertical de temperaturas neutro (Frank & Kocurek, 1994), según la expresión (II), donde U_z es la velocidad del viento a una altura z (normalmente 1 m), k es la constante de von Karman (1934) igual a 0,4 y z_0 es la rugosidad del terreno, la cual se puede obtener en función de la granulometría (Namikas, 2003). La expresión (II) equivale a la expresión (III) obtenida empíricamente por Bagnold (1941), la cual se transforma en la expresión (IV) cuando existe transporte eólico, incluyendo así el nuevo punto focal (z_0',U_c) al que convergen los perfiles, donde z_0'es

1. Instituto de Medio Ambiente y Ciencias Marinas. Universidad Católica de Valencia. C/ Guillem de Castro, 94. 46003 Valencia. *Javier.alcantara@ucv.es, xelafon@hotmail.com*

2. Dpto. Biología y Geología. Universidad Rey Juan Carlos. C/ Tulipán s/n. 28933 Móstoles (Madrid). *mariajose.sanchez@urjc.es*

la nueva rugosidad y U_c el valor crítico de velocidad del viento a dicha altura (z_0'=1 cm; U_c=4 m/s para arena típica de dunas según Bagnold, 1941).

$$\Gamma = \rho_a \cdot U_*^2$$
$$U_z = (U_* \ k) \cdot \mathrm{Ln}\ (z/z_0)$$
$$U_z = 5.75 \cdot U_* \cdot \mathrm{Log}_{10}\ (z/z_0)$$
$$U_z = 5.75 \cdot U_* \cdot \mathrm{Log}_{10}\ (z/z_0') + U_c$$

Para medir el perfil vertical de velocidades del viento en la zona de estudio se emplea una torre con un número variable de anemómetros de cazoletas o ultrasónicos, normalmente entre 3 y 6, así como al menos un sensor de dirección. El intervalo de muestreo debe ser en torno a 1 s (Gomes *et al.*, 2002). El primer anemómetro se sitúa lo más bajo posible y otro de ellos a una altura típica de 1 m (Fig. 1). El perfil de velocidades cumple *a priori* una distribución logarítmica con la altura, por lo cual interesa que los logaritmos de las alturas a las que se ubican los anemómetros muestren entre si valores equidistantes. Para analizar el flujo alrededor de obstáculos, vegetación o sobre dunas se suelen fijar varias torres de anemómetros (Livingston *et al.,* 2007).

Los datos de viento en las estaciones meteorológicas permanentes suelen estar referidos a 10 m de altura sobre el terreno y con un intervalo de muestreo normalmente horario. Existen también modelos de predicción como el HIRLAM, con el cual Puertos del Estado y la AEMT suministran datos de viento a 10 m sobre el nivel del mar cada 3 horas, para una serie de puntos WANA a lo largo del litoral español (www.puertos.es). Para predecir vientos en la zona de estudio se emplea el modelo atmosférico regional WRF (*Weather Research and Forecasting Model*), el cual se inicializa con los resultados del modelo atmosférico global (GFS), topografía de alta resolución y datos de temperatura superficial del mar proporcionados por la NOAA. Correlacionando estas bases de datos con vientos medidos simultáneamente en la zona de estudio se calcula el viento en la zona de estudio a lo largo de todo el año o periodo de interés.

Las series temporales de datos de viento se dividen en estados de viento, es decir, intervalos de 10 minutos (Puertos del Estado, 1995). Al representar la intensidad de los estados de viento a lo largo de uno o varios años se deduce su variación temporal. Así por ejemplo, gracias a los datos cedidos por Puertos del Estado, se observa una reducción de la intensidad (y por tanto capacidad de transporte) del viento en el Archipiélago Canario en los últimos años (Fig. 1). Por su parte, las rosas de viento, que representan la frecuencia e intensidad del viento para cada dirección de aproximación, permiten identificar los vientos dominantes (más intensos) y reinantes (más frecuentes).

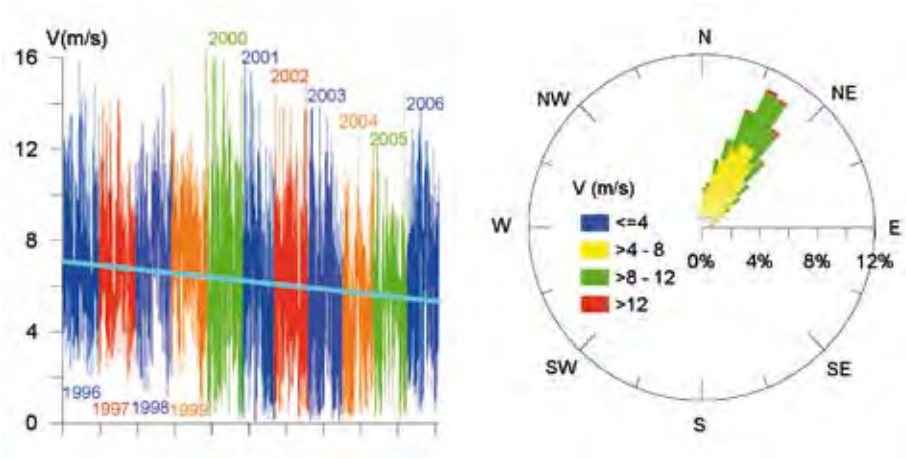


Figura 1. Torre de anemómetros, trampas de sedimento y estación meteorológica permanente en el istmo de Jandía (sup.). Curva de estados de viento (inf. izq.) y rosa de vientos (inf. dcha.) del punto WANA al sur de Maspalomas (1996-2006, 30300 datos).

Para obtener el régimen medio y extremal del viento en la zona se emplean las funciones de distribución de Weibull, normal, log-normal, exponencial o Gumbel (Puertos del Estado, 1995; Shoji, 2006). El régimen medio sirve para calcular el balance sedimentario y el extremal para analizar la recurrencia de los vientos más intensos.

Por último, para estudiar la variabilidad espacial del viento en la zona de estudio existen paquetes informáticos como el WasP, capaz de predecir campos de viento sobre la topografía dunar a partir de una serie de datos al menos horaria de dirección e intensidad del viento en un único punto durante al menos un año, así como la topografía, rugosidad del terreno y los flujos de calor (gradientes verticales de temperaturas).

3. Estudios sedimentológicos

3.1. Análisis textural del sedimento: granulometría y morfoscopía

Los sedimentos eólicos contienen limos y arcillas (típico de loess), arena (típico de dunas) y superiores (típico de zonas de deflación). Los sedimentos de tamaño arena o más grueso pueden ser tamizados en seco o húmedo, preferiblemente con tamices a intervalos de 0.5 phi debido al tamaño homogéneo de sus granos. Para la fracción fina (cohesiva) se emplean métodos de decantación, o bien técnicas más rápidas y eficaces como un sedígrafo o un analizador láser (Goossens, 2008). La curva granulométrica simple de una muestra (Fig. 2) permite clasificarla como unimodal (típico de dunas), bimodal o polimodal (típicas de zonas de deflación eólica).

Los parámetros granulométricos (tamaño medio, grado de selección, asimetría y angulosidad) se calculan a partir de la curva granulométrica acumulada por el método gráfico (Folk & Ward, 1957) o el método de los momentos (Krumbein & Pettijohn, 1938; Friedman & Sanders, 1978). El programa GRADISTAT (Blott & Pye, 2001) permite calcular cómodamente estos parámetros por ambos métodos. Los valores típicos en las dunas son arena media, con selección buena y asimetría positiva (Friedman, 1961).

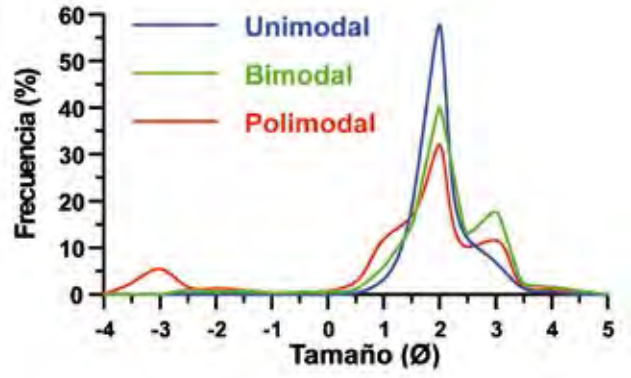


Figura 2. Curvas granulométricas típicas de muestras eólicas.

Por su parte, el análisis morfoscópico de los granos de sedimento sirve para determinar su redondez, esfericidad y grado de desgaste mediante la observación de un número elevado de granos (≥200) con lupa binocular y comparado con una escala visual (Powers, 1982) o bien, mediante diagramas triangulares (Graham & Midgley, 2000). También se puede observar mediante microscopía electrónica de barrido (SEM) las características señales morfológicas eólicas en la superficie de los granos (Cros, 1987).

3.2. Análisis de la composición y área fuente del sedimento

El análisis del contenido en carbonato cálcico, mediante el calcímetro de Bernard (Guitian & Carballas, 1976), es indicativo del origen biogénico del sedimento, frente a un origen alternativo terrígeno, lo cual es válido excepto en costas con presencia de rocas calizas o materiales derivados de éstas. Además, es frecuente asumir que todo el CO_2 desprendido se origina a partir del $CaCO_3$ y que otros carbonatos, principalmente $MgCO_3$, no están presentes en las muestras (Meerkerk *et al.*, 2007).

La composición biogénica del sedimento se obtiene a partir de la observación de las muestras con lupa binocular. Un primer análisis consiste en determinar la abundancia de fragmentos de conchas, mallas de algas, espículas de equinodermos, caparazones de foraminíferos, etc. En el caso de los foraminíferos resulta muy útil determinar su taxonomía, abundancia y grado de conservación (rotos, pulidos), así como si existen procesos de remineralización autigénica sobre su superficie.

El análisis mineralógico se realiza normalmente mediante la observación de láminas delgadas de muestras de sedimento (inmersos en un resina ópticamente inerte) a través del microscopio petrográfico (Adams *et al.*, 1984; Mackenzie *et al.*, 1984; Melgarejo, 1997) o mediante un espectrómetro de energía dispersiva (sistema SEM-EDS). En el análisis con microscopio petrográfico se observan también las fracciones ligeras y densas de los granos de arena, siendo estas últimas por su diversidad mineralógica las que ofrecen mayor información. En el estudio de los minerales pesados, se suelen emplear líquidos de densidad conocida como el bromoformo (2.9) para separarlos mediante embudos separadores (Sáinz-Amor & Julià, 1996). En la fracción densa se cuentan como mínimo 100 gr, diferenciando entre resistentes, metamórficos, epidotas, eruptivos y autígenos (Sanjaume, 1985).

La textura y composición del sedimento debe ser similar (aunque haya incorporado características del nuevo medio sedimentario) a las de su área de procedencia. Por ello, los resultados del análisis del sedimento del ambiente eólico y sus posibles áreas fuente se emplean en los análisis multivariantes de datos, sea de agrupación (*cluster*) o de componentes principales (PCA), para asociar las muestras según su similitud e identificar así la procedencia de los sedimentos eólicos actuales (Saye & Pye, 2000; Cros, 1987; Cros & Serra, 1993; Alcántara-Carrió, 2003).

3.3. Análisis de la densidad del sedimento

La densidad del sedimento es, junto al tamaño medio de grano, un parámetro fundamental para caracterizar la susceptibilidad del sedimento para ser transportado, tal como se observa en la mayoría de modelos y ecuaciones de transporte

eólico. La densidad de los granos no equivale a la del paquete sedimentario en que se encuentra, que estará más o menos compactado, y en caso de ser bioclastos, con cavidades internas, tampoco a la densidad del mineral que lo constituye. La densidad del sedimento se obtiene calculando la masa y el volumen de una cierta cantidad de granos de sedimento mediante picnómetros (Blake & Hartge, 1986).

3.4. Análisis de la potencia sedimentaria mediante técnicas geofísicas y dataciones

Los métodos geofísicos permiten conocer de modo indirecto la estructura del subsuelo, obteniendo modelos aproximados de la realidad (Mattson & Lindqvist, 2005). No obstante, permiten la prospección a gran profundidad de los depósitos eólicos actuales o relictos, lo que ayuda a interpretar su origen, evolución y morfología actual.

Los ensayos sísmicos se basan en la generación de ondas P y S que se refractan y reflejan durante su propagación, hasta ser registradas en los geófonos, perfectamente geo-referenciados, en línea recta y generalmente equidistantes entre sí. Debido a la alta porosidad y atenuación de las ondas en la arena eólica, como alternativa a la generación de la onda por un impacto o golpe seco, conviene emplear pequeñas cargas explosivas. La sísmica de reflexión permite estudiar la estratificación interna de cada capa de materiales, mientras que la sísmica de refracción se emplea para identificar las superficies de contacto entre capas de diferente litología (Fig. 3). La disposición cruzada de diversas líneas sísmicas permite obtener modelos 3D de la superficie de contacto entre los materiales eólicos y subyacentes y calcular la potencia de los sedimentos eólicos (Al-Shuhail, 2004; Fontán *et al.*, 2007).

El georadar (*ground penetrating radar o GPR)* emite ondas electromagnéticas mediante una antena que se desplaza muy próxima al suelo, la cual recibe también la señal reflejada en las interfases, laminaciones o contactos entre materiales. Tras un adecuado procesado, que incluye la eliminación de la reflexión del suelo, aplicación de ganancias automáticas, correcciones estáticas y migración (Neal, 2004), se obtiene un radargrama, cuya interpretación se basa en la caracterización de la textura, amplitud, continuidad y terminación de las reflexiones. Según la frecuencia de la señal emitida, es posible obtener imágenes de alta resolución, similares a los conseguidos con sísmica de reflexión. Las principales ventajas del georadar son la posibilidad de intercambiar antenas de diferente frecuencia y la rapidez de toma de datos (González de Vallejo *et al.*, 2002), y sus principales inconvenientes, la excesiva dependencia de la naturaleza del terreno y la saturación de la señal por debajo del nivel freático (Harari, 1996). El georadar permite identificar el contac-

to de las arenas eólicas y de playa, su estructura interna, o cambios en la posición de la orilla y n.m.m. (Schenk *et al.*, 2009; Bristow *et al.*, 2000; Alcántara-Carrió *et al.*, 2005; Costas, 2006, Rodríguez-Santalla *et al.*, 2008).

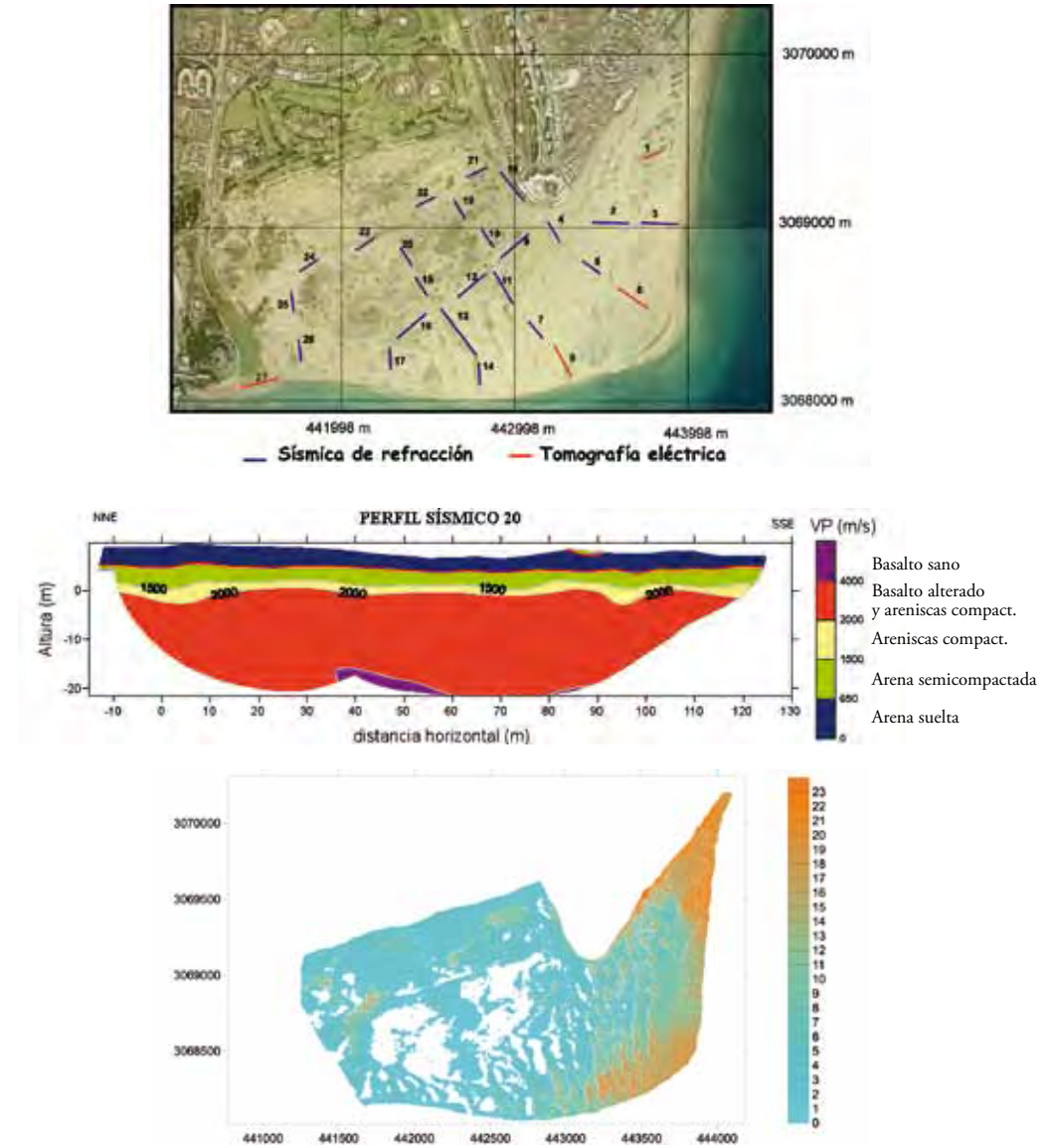


Figura 3. Estudio geofísico de la potencia sedimentaria en el sistema dunar de Maspalomas (Gran Canaria). Localización de los perfiles (sup.), ejemplo de un perfil sísmico (centro) y mapa de isopacas (inf.).

La tomografía eléctrica se basa en la medición de resistividades aparentes de los materiales del subsuelo al paso de un campo eléctrico continuo. En los perfiles de tomografía se emplea un número elevado de electrodos, lo cual permite aumentar la eficiencia y rendimiento del proceso de medida. El aumento progresivo de la separación de los electrodos conlleva una medición de resistividad aparente a mayor profundidad, existiendo además diversas configuraciones posibles. La ausencia de agua aumenta la resistividad eléctrica (Reynolds, 1997). La extrema sequedad y altas temperaturas habituales en los sistemas dunares dificultan la realización de los ensayos geofísicos, principalmente la tomografía eléctrica, mientras que en la zona dunar más próxima a la costa o en ambientes saturados con agua resulta una técnica idónea.

Por último, las dataciones permiten determinar la edad y tasa de sedimentación de los depósitos eólicos. Las dataciones isotópicas son las más empleadas, pero presentan algunos inconvenientes al aplicarlas a ambientes modernos. Por el contrario, la técnica de luminiscencia por excitación óptica (*optically stimulated luminiscence* OSL), la cual sirve para determinar la fecha de la última exposición del sedimento a la luz solar, sí es adecuada para datar sedimentos recientes, aunque sólo en el caso de que contengan cuarzo o feldespatos (Murray & Clemmensen, 2001; Murray & Olley, 2002; Ballarini *et al.*, 2003).

3.5. Cartografía de los ambientes eólicos

La cartografía de los ambientes eólicos incluye mapas de litologías, modelos digitales del terreno, mapas de unidades de paisaje (Zonneveld, 1989), mapas geomorfológicos y la cartografía sedimentaria, basada en el análisis de los sedimentos (granulometría, composición, densidad, etc.) y su distribución espacial (Alcántara-Carrió, 2003, Sarreta *et al.*¸2007).

4. Caracterización de la dinámica sedimentaria

4.1. Procesos de erosión eólica

La ocurrencia de erosión, transporte y sedimentación eólica depende *a priori* del tamaño de sedimento y la velocidad de fricción del viento (Pye & Tsoar, 1990).

La erosión eólica se realiza por abrasión y deflación. La abrasión o impacto de los granos en saltación se identifica por la presencia de pátinas desérticas, cantos afacetados, cavidades alveolares, yardangs o la intensificación de los planos de estratificación. Por su parte, la deflación eólica o retirada selectiva de los granos más finos se manifiesta por la presencia de una capa superficial de materiales más gruesos y la formación de cubetas poco profundas y de anchura

variable. La erosión eólica en sustratos rocosos se puede medir con micrómetros láser y escáner verticales.

4.2. Cuantificación del transporte bruto

Según la expresión teórica (V), para que se produzca transporte eólico, la velocidad de fricción U_* debe superar un valor crítico U_{*c}, siendo rs la densidad del sedimento, ra la del aire, d el tamaño medio del sedimento y A un coeficiente de valor constante 0,1 (Bagnold, 1941; Sarre, 1987). Empíricamente U_{*c} es la U_* en que se inicia el transporte, con una tasa del orden de 0.01 Kg/m·h (Alcántara-Carrió & Alonso, 2002).

$$U_{*c} = A \cdot ((\rho_s - \rho_a / \rho_a) \cdot g \cdot d)^{1/2}$$

La U_{*c}de la arena media y suelta típica de una duna es 0,23 m/s (Bagnold, 1941), por lo cual el viento a 1 m de altura debe superar 6,5 m/s para iniciarse el transporte eólico, o bien, a 10 m de altura (estación meteorológica) debe superar 8 m/s.

4.2.1. Estudios con trampas de sedimentos y trazadores fluorescentes

Para cuantificar el transporte bruto de sedimentos se emplean trampas de sedimento o trazadores fluorescentes simultáneamente con la medición de perfiles de viento. Esto permite deducir, calibrar o validar modelos y fórmulas de transporte eólico.

Las trampas de sedimentos se dividen según la posición sobre el terreno de su apertura para captar la arena en horizontales y verticales. Las primeras pueden ser a su vez de dos tipos: a) zanjas en el terreno (Horikawa *et al.*, 1984), con contenedores en su interior para recoger el sedimento (Greeley *et al.*, 1996), incluso con agua para evitar que el sedimento escape (Wang & Kraus, 1999), y b) láminas de cristal sobre el terreno y con una capa de glicerina para atrapar los granos (Walker & Southard, 1984). Su principal inconveniente es su tamaño, que debe ser suficientemente grande para atrapar el sedimento que arrastra el viento, pero a la vez pequeño para no capturar un volumen de sedimentos excesivo (Wang & Kraus, 1999). Su principal ventaja es que no alteran el flujo de aire ni se producen socavones alrededor de ellas (Sherman, 1990).

Las trampas verticales más empleadas consisten en tubos de PVC cortados en vertical, según su diseño original (Leatherman, 1978) o con modificaciones (Sherman & Hotta, 1990; Serra, 1997; Alcántara-Carrió, 2003; Baas, 2007). Otros modelos incluyen veletas para orientar la trampa en la dirección del viento (Bauer & Namikas, 1998), trampas en forma de cuña (Illenberg & Rust,

1986; Nickling & McKenna Neuman, 1997), trampas con compartimentos para obtener la distribución vertical del transporte de partículas (Rasmunsen & Mikkelsen, 1998) o trampas omnidireccionales (Arens & van der Lee, 1995). Las trampas contienen un depósito para almacenar el sedimento y se colocan de frente al viento para capturar la mayor cantidad de sedimentos posible. Su principal inconveniente es que modifican el flujo del aire, lo que provoca erosión en su base y disminuye la eficiencia en la captación de arena (Sarre, 1988). Similar a una trampa vertical, el saltífono (Spaan & van den Abeele, 1991), tiene un micrófono instalado en un tubo de metal, dos veletas en su parte superior para orientarlo en la dirección del viento y un contador de partículas para cuantificar el transporte.

Para medir el transporte de sedimentos sin alterar el flujo eólico se introducen trazadores, como arena teñida con pintura fluorescente (Tsoar & Yaalon, 1983) o de otra mineralogía (Meerkerk *et al.*, 2007) y se calcula el movimiento de su centro de masas.

4.2.2. Ecuaciones de transporte

Existe un amplio número de fórmulas para predecir la intensidad del transporte eólico (Tabla 1), obtenidas de estudios teóricos, mediciones en campo o en túneles de viento, en los cuales se analiza la trayectoria de los granos con cámaras de vídeo o fotografía digital (Willets & Rice, 1985; Nalpanis *et al.*, 1993; Zhang *et al.*, 2007).

Tabla 1. Ecuaciones de transporte eólico de sedimentos, expresadas en unidades C.G.S.

AUTOR	EXPRESIÓN	NOTAS
Bagnold (1941)	$q=1{,}8\ (\rho_a/g)\ (d/0{,}25)^{1/2}\ U_*^{\ 3}$	(C varía de 1,5 a 2,8)
Chepil (1945)	$q=B\ (\rho_a/g)\ U_*^{\ 3}$	(B varía de 1 a 3,1)
Kawamura (1951)	$q=K(\rho_a/g)(U_*+U_{*c})^2\ (U_*-U_{*c})$	(K varía de 1 a 2,78)
Zingg (1953)	$q=0{,}83\ (\rho_a/g)(d/D)^{3/4}\ U_*^{\ 3}$	
Williams (1964)	$q=0{,}17\ (\rho_a/g)\ U_*^{\ 3{,}42}$	
Hsu (1971)	$q=10^{-4}\ e^{4{,}97\cdot d-0{,}47}\ U_*^3\ (g\ d)^{-3/2}$	
Lettau & Lettau (1978)	$q=4{,}2(d/0{,}25)^{1/2}\ (\rho_a/g)\ U_*^2\ (U_*-U_{*c})$	
White (1979)	$q=2{,}61(\rho_a/g)U_*^3(1-U_{*c}/U_*)(1+U_{*c}/U_*)$	
Alcántara-Carrió & Alonso (2002)	$q=1{,}97(\rho_a/g)(d/D)^{1/2}(U-U_{*c})^2\ U_*$	

Hay también estudios detallados del flujo combinado de aire y sedimentos a través de dunas (Van Boxel *et al.*, 1999; Van Dijk *et al.*, 1999), en presencia de vegetación (Arens *et al.*, 2001) o en el contacto con la playa (Gomes *et al.*, 2002).

4.3. Disponibilidad de sedimentos eólicos y efecto de los factores ambientales

Las ecuaciones anteriores están definidas para superficies ideales: sin pendiente, con sedimento de tamaño uniforme, bien seleccionado y seco (Sherman & Hotta, 1990). En estos casos, la disponibilidad de sedimentos, entendida como su susceptibilidad para ser transportada por el viento (Kocurek & Lancaster, 1999), es óptima. La disponibilidad de arena en una duna desértica se calcula según sus dimensiones o espesor (Wasson & Hyde, 1983). En las zonas costeras no suelen cumplirse estas condiciones ideales, pero ya que los factores ambientales se reflejan en la granulometría del sedimento, es posible caracterizar la disponibilidad de sedimentos según los parámetros granulométricos del sedimento superficial (Friedman, 1961; Gläser, 1984; Alcántara-Carrió & Alonso, 2001). Entre los efectos de los factores ambientales en zonas costeras cabe destacar:

- La cohesión del sedimento por la humedad (Hotta *et al.*, 1984; Ruz & Meur-Ferec, 2004; Wiggs et al., 2004; Davidson-Arnott *et al.*, 2008) y la formación de costras superficiales de sal (Nickling & Ecclestone, 1981).
- La retención del sedimento y modificación del perfil vertical del viento por la vegetación (Wolfe & Nickling, 1993; Lancaster & Baas, 1998), según el tamaño, geometría y espaciado de cada especie (Musick & Gillete, 1990).
- La intensificación del viento y transporte eólico con la altitud y a favor de la pendiente topográfica (Hardisty & Whitehouse, 1988), sobre todo por el acanalamiento del relieve (Cros & Serra 1990, 1993).
- La modificación del área de aporte de arena desde la playa según su geometría o el ángulo y dirección de aproximación del viento (Bauer & Davidson-Arnott, 2002).
- Finalmente, el hombre influye drásticamente en la evolución actual de la mayoría de ambientes eólicos, pero la diversidad de actividades y complejidad de sus efectos e interacciones impide definir una metodología de análisis concreta.

4.4. Cuantificación del transporte neto

Los cambios en la topografía y morfología, resultado neto de los procesos eólicos, se representan mediante mapas de erosión/acumulación. Así por ejemplo, el avance de las dunas se obtiene comparando modelos digitales del terreno obtenidos de medidas topográficas puntuales (Dong *et al.*, 2000) y aplicando métodos de interpolación tales como inversa de una distancia a una potencia, *kriging*, *spline* o triangulación (Myers, 1994; Janssen *et al.*, 2003; Sánchez *et al.*, 2007) o mediante fotogrametría de objeto cercano (Arteaga, 2007). También se puede aplicar técnicas de interferometría radar (Janssen *et al.*, 2003), fotogrametría digital o LIDAR (Ojeda *et al.*, 2007). Algunos de estos métodos son mostrados con detalle en los capítulos siguientes.

4.5. Rosas de arena y mapas de flujo sedimentario eólico

El resultado de los estudios de cuantificación del transporte eólico se suele representar mediante rosas de arena, vectores que muestran la dirección e intensidad del transporte en cada punto. Las rosas de arena se pueden obtener a partir sólo de las características del viento (Fryberger & Dean, 1979) o con mediciones empíricas y ecuaciones de transporte, reflejando así también las características del sedimento y la superficie sobre la que se produce el transporte (Fryberger *et al.,* 1984).

Por último, con la variación espacial en la granulometría (Le Roux *et al.*, 2002), el gradiente del mapa de erosión/acumulación, o las rosas de arena de varias estaciones se obtienen mapas de flujo eólico de sedimentos (Alcántara-Carrió & Alonso, 2002)

Referencias

Adams, A., MacKenzie, W.S. & Guilford, C. (1984). *Atlas of sedimentary rocks under the microscope.* Ed. Longman Scientific and Technical, 104 pp.

Alcántara-Carrió, J. (2003). *Dinámica sedimentaria eólica en el Istmo de Jandía (Fuerteventura). Modelización y cuantificación del transporte*. Tesis Doctoral, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria y Premio de Investigación Viera y Clavijo, 1999. Serv. Publ. Cabildo de Gran Canaria. 288 pp.

Alcántara-Carrió, J. & Alonso, I. (2001). Aeolian sediment availability in coastal areas defined from sedimentary parameters. Application to a case study in Fuerteventura. *Scientia Marina,* 65 (Suppl. 1), 7 – 20.

Alcántara-Carrió, J. & Alonso, I. (2002). Measurement and prediction of aeolian sediment transport at Jandía isthmus (Fuerteventura, Canary Islands). *Journal of Coastal Research,* 18 (2), 300 – 315.

Alcántara-Carrió, J., Costas, S., Delgado, I., Alejo, I., Alonso, I. & Hernández, L. (2005). Factores que controlan la interacción sedimentaria en el sistema duna-playa. En: *Geomorfología Litoral i Quaternari. Homenatge al profesor V.M. Roselló i Verger* (E. Sanjaume & J.F. Mateu, eds.). Universidad de Valencia, 45 – 58.

Al-Shuhail, A.A. (2004). Estimation of sand dune thickness using a vertical profile. *The Arabian Journal of Science and Engineering*, 29 (2A), 145 – 153.

Arens, S.M. & Van der Lee, G.E.M. (1995). Saltation sand traps for the measurement of aeolian transport into the foredunes. *Soil Technology*, 8, 61 – 74.

Arens, S.M., Baas, A.C.W., Van Boxel, J.H. & Walkman, C. (2001). Influence of reed stake density on foredune development. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1161 – 1176.

Arteaga, C. (2007). *Características geomorfológicas del estuario del río Pas (Cantabria): alteraciones recientes de sus dinámicas y problemática actual ante los efectos de las inundaciones y de las fluctuaciones del nivel del mar provocadas por el cambio climático.* Tesis Doctoral inédita. Universidad Autónoma de Madrid. 707 pp. + anexos.

Baas, A.C.W. (2007). Challenges in aeolian geomorphology: Investigating aeolian streamers. *Geomorphology*, 93, 3 – 16.

Bagnold, R.A. (1941). *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes.* Methuen. London, 265 pp.

Ballarini, M., Wallinga, J., Murray, A.S., Van Hetern, S., Oost, A.P., Bos, A.J.J. & Van Eijk, C.W.E. (2003). Optical dating of young coastal dunes on a decadal time scale. *Quaternary Science Reviews*, 22, 1011 – 1017.

Bauer, B.O. & Davidson-Arnott, R.G.D. (2002). A general framework for modelling sediment supply to coastal dunes including wind angle, beach geometry, and fetch effects. *Geomorphology*, 49, 89 – 108.

Bauer, B.O. & Namikas, S.L. (1998). Design and field test of continuously weighing, tipping-bucket assembly for aeolian sand traps. *Earth Surface Processes & Landforms*, 23, 1171 – 1183.

Blake, G. R. & Hartge, K.H. (1986). Particle Density. In Methods of Soil Analysis, Part 1 Physical and Mineralogical Methods. *Agronomy Monographs*, 9, 377 – 379.

Blott, S.J. & Pye, K. (2001). Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes & Landforms*, 26, 1237 – 1248.

Bristow, C.S., Balley, S.D. & Lancaster, N. (2000). The sedimentary structure of linear sand dunes. *Nature*, 406, 56 – 59.

Chepil, W. S. (1945). Dynamics of wind erosion, 3. The transport capacity of the wind. *Soil Science*, 60, 475 – 480.

Clemmensen, L.B. (1993). *Short Course Notes.* Geologisk Institut, Kobenhavn Universitet. 48 pp.

Costas, S. (2006). *Evolución morfosedimentaria anual, decadal y secular del sistema barrera-lagoon de Cíes durante el Cuaternario (Galicia, Noroeste Península Ibérica)*. Tesis doctoral, inédita. Universidad de Vigo. 202 pp.

Cros Miguel, M.L. (1987). *Estudi sedimentológic de les formacions eóliques del Baix Empordà.* Tesis de Licenciatura (inédita). Universidad de Barcelona. 130 pp. + anexos.

Cros Miguel, L. & Serra Raventós, J. (1990). Las formas dunares del Baix Empordà (Girona). *Notes de Geografia Físic*, 19, 45 – 56.

Cros L. & J. Serra (1993). A complex dune system in Baix Empordà (Catalonia, Spain). En: *The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems* (K. Pye, ed.). Geological Society Special Publication, 72, 191 – 199.

Davidson-Arnott, R.G.D., Yang, Y., Ollerhead, J., Hesp, P.A. & Walker, I.J. (2008). The effects of surface moisture on aeolian sediment transport threshold and mass flux on a beach. *Earth Surface Processes & Landforms*, 33, 55 – 74.

Dong, Z., Wang, X. & Cheng, G. (2000). Monitoring sand dune advance in the Taklimakan Desert. *Geomorphology*, 35, 219 – 231.

Folk, R.L. & Ward, W.C. (1957). Brazos river bar. A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 31, 514 – 520.

Fontán, A., Alcántara-Carrió, J., Poveda, J.M. & Peña, M.A. (2007). Aplicación de técnicas de GPS diferencial, fotogrametría y geofísica a la cuantificación de procesos erosivos y balances sedimentarios en playas y dunas costeras. En: *Teledetección – Herramienta para la gestión sostenible* (R. Rivas, A. Grisotto & M. Sacido eds.). XII Congreso de la Asociación Española de Teledetección, 635 – 638.

Friedman, G.M. (1961). Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology*, 31, 514 – 520.

Friedman, G.M. & Sanders, J.E. (1978). *Principles of sedimentology.* John Wiley & Sons. New York, 792 pp.

Fryberger, S.G. & Dean, G. (1979). Dune forms and wind regime. En: *A study of global sand seas* (E.D. McKee, ed.). Geol. Survey Prof. Paper 1052. Washington, 137 – 169.

Fryberger, S.G., Al-Sari, A.M., Clisham, T.J., Rizvi, S.A.R. & Al-Hinai, K.G. (1984). Wind sedimentation in the Jafurah sand sea, Saudi Arabia. *Sedimentology*, 31, 413 – 431.

Gläser, B. (1984). Quantitative untersuchungen zur morphogenese und mobilität des Alt-dünenkomplexes in der Provinz Weiber Nil. En: *Beiträge zur morphodynamik im Relief des Jebel-Marra-Massivs und in seinem Vorland (Darfur /Republik Sudan)* (H. Mensching, ed.). Akad. D. Wissench. Göttingen, Hamburg, 202 – 217.

Gomes, N., Domingos, J., Jardim, N. & Santos, R. (2002). Wind distribution over beach/dune surface: improving aeolian sand transport estimation. *Journal of Coastal Research* S.I. 36, 317 – 324.

González de Vallejo, L.I., Ferrer, M., Ortuño, L. & Oteo, C. (2002). *Ingeniería Geológica.* Prentice Hall. Madrid, 715 pp.

Goossens, D. (2008). Techniques to measure grain-size distributions of loamy sediments: a comparative study of ten instruments for wet analysis. *Sedimentology*, 55 (1), 65 – 96.

Graham, D.J. & Midgley, N.G. (2000). Graphical representation of particle shape using triangular diagrams: an excel spreadsheet method. *Earth Surface Processes & Landforms*, 25, 1473 – 1477.

Greeley, R., Blumberg, D.G. & Willians, S.H. (1996). Field measurement of the flux and speed of wind-blown sand. *Sedimentology*, 43, 41 – 42.

Guitian, F. & Carballas, T. (1976). Carbonatos y sales salobres. En: *Técnicas de análisis de suelos.* Ed. Pico Sacro. Santiago de Compostela, 125-127.

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

Hardisty, J. & Whitehouse, R.J.S. (1988). Evidence for a new sand transport process from experiments on Sahara dunes. *Nature*, 332, 532 – 534.

Horikawa, K., Hotta, S., Kubota, S. & Katori, S. (1984). Field measurement of brown sand transport rate by trench trap. *Coastal Engineering in Japan*, 27, 213 – 232.

Hotta, S., Kubota, S., Katori, S. & Horikawa, K. (1984). Sand transport by wind on a wet sand surface. *19th Coastal Engineering Conference ASCE*, 1265 – 1281.

Hsu, S.A. (1971). Measurement of shear stress and roughness length of a beach. *Journal of Geophysical Research*, 76, 2880 – 2885.

Illenberg, W.K. & Rust, I.C. (1986). Venturi-compensated eolian sand trap for field use. *Journal of Sedimentary Research*, 56, 541 – 543.

Janssen, V., Ge, L. & Rizos, C. (2003). Tropospheric correction to SAR Interferometry from GPS observations. *GPS solutions* 8 (3), 140 – 151.

Kawamura, R. (1951). Study of sand movement by wind. *Report of the Institute of Science and Technology,* University of Tokyo, 5(3-4), 95 – 112 (En japonés).

Kocurek, C. & Lancaster, N. (1999). Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology*, 46, 505 – 515.

Krumbein, W.C. & Pettijohn, F.J. (1938). *Manual of Sedimentary Petrography*. D. Appleton-Century. New York, 549 pp.

Lancaster, N. & Baas, A. (1998). Influence of vegetation cover on sand transport by wind: field studies at Owens Lake, California. *Earth Surface Processes & Landforms*, 23, 69 – 82.

Le Roux, J.P., O'Brien, R.D., Rios, F. & Cisternas, M. (2002). Analysis of sediment transport paths using grain-size parameters. *Computers & Geosciences*, 28 (5), 717 – 721.

Leatherman, S.P. (1978). A new aeolian sand trap design. *Sedimentology*, 25, 303 – 306.

Lettau, K. & Lettau, H.H. (1978). Experimental and micro-meteorological field studies of dune migration. En: *Exploring the world's driest climates* (H.H. Lettau & K. Lettau, eds.). Instit. Environmental Science Report 101, University of Wisconsin. Madison, 110 – 147.

Livingstone, I., Wiggs, G.F.S. & Weaver, C.M. (2007). Geomorphology of desert sand dunes: A review of recent progress. *Earth-Science Reviews*, 80, 239 – 257.

Mackenzie, W.S., Donaldso, C.H. & Guilford, C. (1984). *Atlas of igneous rocks and their textures*. Longman Scientific and Technical, London, 148 pp.

Mattsson, H. & Lindqvist, G. (2005). *Re-interpretation of the refraction seismic profiles 277, 280 and 506 by use of Wavepath Eikonal Traveltime Tomography. A comparison with the traditional interpretation technique*. SKB P 1651-4416, Stockholm, 05 – 179.

Meerkerk, A.L., Arens, S.M., Van Lammeren, R.J.A. & Stuiver, H.J. (2007). Sand transport dynamics after a foredune breach: a case study from Schoorl, The Netherlands. *Geomorphology*, 86, 52 – 60.

Melgarejo, J.C. (1997). *Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada*. Universidad de Barcelona, 1076 pp.

Murray, A.S. & Clemmensen, L.B. (2001). Luminiscence dating of Holocene Aeolian sand movement, Thy, Denmark. *Quaternary Science Reviews* 20, 751 – 754.

Murray, A.S. & Olley, J.M. (2002). Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: a status review. *Geochronometria*, 21, 1 – 16.

Musick, H.B. & Gillete, D.A. (1990). Field evaluation of relationships between a vegetation structural parameter and sheltering against wind erosion. *Land Degradation and Rehabilitation*, 2, 87 – 94.

Myers, D.E. (1994). Spatial interpolation – an overview. *Geoderma*, 62, 17 – 28.

Nalpanis, P., Hunt, J.C.R. & Barrett, C.F. (1993). Saltating particles over flat beds. *Journal of Fluid Mechanics*, 251, 661 – 685.

Namikas, S.L. (2003). Field measurement and numerical modelling of aeolian mass flux distributions on a sandy beach. *Sedimentology*, 50, 303 – 326.

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

Nickling, W.G. & Ecclestone, M. (1981). The effects of soluble salts on the threshold shear velocity of fine sand. *Sedimentology*, 28, 505 – 510.

Nickling, W.G. & McKenna Neuman C.K. (1997). Wind tunnel evaluation of a wedge-shaped aeolian sediment trap. *Geomorphology*, 18, 333 – 345.

Ojeda Zujar, J., Vallejo Villalta, I., Hernández Calvento, L. & Álvarez Francoso, J. (2007). Fotogrametría digital y LIDAR como fuentes de información en geomorfología litoral (marismas mareales y sistemas dunares): el potencial de su análisis espacial a través de SIG. *Boletín de la A.G.E.*, 44, 215 – 233.

Powers, M.C. (1982). *Comparison chart for estimating roundness and sphericity*. AGI Data Sheet 18, American Geological Institute.

Puertos del Estado (1995). *Recomendaciones para obras marítimas. ROM 04-95. Acciones climáticas II: El viento.* Ministerio de Obras Públicas y Transportes, 249 pp.

Pye, K. & Tsoar, H. (1990). *Aeolian sand and sand dunes.* Unwin Hyman. Londres, 396 pp.

Rasmussen, K.R. & Mikkelsen, H.E. (1998). On the efficiency of vertical array aeolian field traps. *Sedimentology*, 45, 789 – 800.

Reynolds, J.M. (1997). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. John Wiley & Sons Ltd. New York, 796 pp.

Rodríguez Santalla, I., Gómez Ortiz, D., Martín Crespo, T., Sánchez García, M.J. & Montoya Montes, I. (2008). Aplicación del georadar en el estudio de la estructura interna del campo dunar del Delta del Ebro (Tarragona, España). *6ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Resúmenes*. Tomar (Portugal), 483 – 484.

Ruz, M.H. & Meuer-Ferec, C. (2004). Influence of high water levels on aeolian sand transport: upper beach/dune evolution on a macrotidal coast, Wissant Bay, northern France. *Geomorphology*, 60, 73 – 87.

Sainz-Amor, E. & Julià, R. (1996). Utilización de la mineralogía de arenas en la interpretación paleoambiental de las llanuras aluviales costeras: El Empordà, NE de la Península Ibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 31 (4), 55 – 65.

Sánchez, M.J., Rodríguez, I. & Montoya, I. (2007). Short Term Coastal Dune Evolution of Fangar Spit (Ebro Delta). En: *International Conference on Management and Restoration of Coastal Dunes, ICCD*. Santander, 138 – 140.

Sanjaume, E. (1985). *Las costas valencianas. Sedimentología y morfología litoral*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Valencia, 505 pp.

Sarre, R.D. (1987). Aeolian sand transport. *Progress in Physical Geography*, 11, 155 – 182.

Sarre, R.D. (1988). Evaluation of aeolian sand transport equations using intertidal zone measurements. Saunton Sands, England. *Sedimentology*, 35, 671 – 679.

Sarretta, A., Masiol, M. & Molinaroli, E. (2007). Development of algebra algorithms for automated generation of grain-size distribution maps. *Earth Surface Processes & Landforms*, 32 (7), 11 – 16.

Saye, S.E. & Pye, K. (2000). Textural and geochemical evidence for the provenance of aeolian sand deposits on the Aquitaine coast, SW France. En: *Coastal and Estuarine En-*

vironments: sedimentology, geomorphology and geoarcheology (K. Pye & J.R.L. Allen, eds.). Geological Society, London. Special Publication 175, 173 – 186.

Schenk, C.J., Gautier, D.L., Olhoeft, G.R. & Lucius, J.E. (2009). Internal structure of an aeolian dune using ground-penetrating radar. En: *Aeolian sediments, ancient and modern* (K. Pye & N. Lancaster, eds.). Blackwell Publishing Ltd., Oxford, 61 – 69.

Serra, J. (1997). *Estudio de la situación actual y evolutiva de las formaciones eólicas litorales del Delta del Ebro*. Informe Técnico. Universidad de Barcelona. Barcelona, 49 pp.

Sherman, D. J. (1990). A method for measuring aeolian sediment transport rates. En: *Proceedings of the Symposium on Coastal Sand Dunes* (R.G.D. Davidson-Arnott, ed.). National Research Council Canada. Ottawa, 37 – 47.

Sherman, D.J. & Hotta, S. (1990). Aeolian sediment transport: theory and measurement. En: *Coastal Dunes. Form and Process* (K.F Nordstrom, N. Psuty & B. Carter, eds.). John Wiley & Sons Ltd, West Sussex, 17 – 37.

Shoji, T. (2006). Statistical and geostatistical analysis of wind: a case study of direction statistics. *Computer & Geosciencies*, 32, 1025 – 1039.

Spaan, W.P. & Van den Abeele, G.D. (1991). Wind borne particle measurement with acoustic sensors. *Soil Technology*, 4, 51 – 63.

Tsoar, H. & Yaalon, D.H. (1983). Deflection of sand movement on a sinuous longitudinal (seif) dune: use of fluorescent dye as a tracer. *Sedimentary Geology*, 36, 25 – 39.

Van Boxel, J.H., Arens, S.M. & Van Dijk, P.M. (1999). Aeolian processes across transverse dunes: I. Modelling the air flow. *Earth Surface Processes & Landforms*, 24, 255 – 270.

Van Dijk, P.M.; Arens, S.M. & Van Boxel, J.H. (1999). Aeolian processes across transverse dunes: II. Modelling the sediment transport and profile development. *Earth Surface Processes & Landforms*, 24, 319 – 333.

Walker, J.D. & Southard, J.B. (1984). A sticky-surface trap for sampling aeolian saltation load. *Journal of Sedimentary Research*, 54, 652 – 654.

Wang, P. & Kraus N.C. (1999). Horizontal water trap for measurement of aeolian sand transport. *Earth Surface Processes & Landforms*, 24, 65 – 70.

Wasson, R.J. & Hyde, R. (1983). Factors determining desert dune type. *Nature*, 304, 337 – 339.

White, B.R. (1979). Soil transport by winds on Mars. *Journal of Geophysical Research*, 84, 4643 – 4651.

Wiggs, G.F.S., Baird, A.J. & Atherton, R.J. (2004). The dynamics effects of moisture on the entrainment and transport of sand by wind. *Geomorphology*, 59, 13 – 30.

Willets, B.B. & Rice, M.A. (1985). Intersaltation collisions. En: *Proceedings of International Workshop on the Physics of Blown Sand* (O.E. Barndorff-Nielsen, ed.). University of Aarhus, Denmark. Aahus, 83 – 100.

Williams, G. (1964). Some aspects of the eolian saltation load. *Sedimentology*, 3, 257 – 287.

Wolfe, S.A. & Nicling, W.G. (1993). The protective role of sparse vegetation in wind erosion. *Progress in Physical Geography*, 17, 50 – 68.

Zhang, W.; Kang, J.H. & Lee, S.J. (2007). Tracking of saltating sand trajectories over a flat surface embedded in an atmospheric boundary layer. *Geomorphology*, 86, 320 – 331.

Zingg, A.W. (1953). Wind tunnel studies of the movement of sedimentary material. En: *Proceedings of the 5th Hydraulic Conference* (J.S. McNown & Boyer, M.C., eds.). Iowa Institute of Hydraulic Research, State University of Iowa. Iowa City, 111 – 135.

Zonneveld, I.S. (1989). The land unit – a fundamental concept in landscape ecology, and its applications. *Landscape Ecology*, 3(2), 67 – 86.

3. Topografía de dunas con GPS-D

I. Rodríguez[1], M.J. Sánchez[1], A. González[1] e I. Montoya[1]

1. Introducción

Las dunas representan elementos costeros de gran dinámica. Esta es tal que en muy poco tiempo pueden cambiar de configuración o migrar distancias considerables. Evaluar esta dinámica requiere que se realicen levantamientos topográficos muy seguidos en el tiempo para establecer una monitorización eficaz de estos elementos costeros. Es por ello que se requiere métodos de levantamiento topográfico rápidos y fiables para respetar al máximo la morfología y estado en el que se encuentran al iniciar la topografía.

2. Métodos de topografía de dunas

Existen varios métodos de topografía de dunas, presentando todos ellos ventajas e inconvenientes. A continuación se muestra una ligera revisión de los métodos utilizados más frecuentemente. Puesto que el objeto del presente capítulo es la elaboración de la topografía de dunas con GPS, se ha preparado un apartado especial para desarrollar los aspectos técnicos, así como la metodología a seguir en campo. Al final del capítulo se adjunta un breve glosario de términos técnicos básicos utilizados en el texto.

2.1. Topografía tradicional

Este es el procedimiento clásico para realizar los levantamientos topográficos (Serra, 1997, Rodríguez, 2001; Alonso *et al.*, 2002; Huang *et al.*, 2002). El equipo que se utiliza es la *estación total*, cuya precisión es muy alta, tanto en x, y, como en altura, y son capaces de tomar puntos que estén bastante alejados del equipo de medida. La precisión es muy buena, del orden de +/- 5 cm, pudiendo alcanzar bajo condiciones favorables los +/- 1 cm (Saye *et al.*, 2005). Sin embargo, la aparición de nuevas tecnologías para el levantamiento topográfico han relegado esta técnica a un segundo plano debido a su alto coste en tiempo y dinero (Ojeda, 2000).

1. Universidad Rey Juan Carlos; C/ Tulipán s/n, 28933, Móstoles-Madrid
inmaculada.rodriguez@urjc.es · mariajose.sanchez@urjc.es · alba.gonzalez@urjc.es
isabel.montoya@urjc.es

2.2. Fotogrametría

Las fotografías aéreas representan un buen documento gráfico para realizar análisis en planta, así como en tres dimensiones. A través de la *restitución digital* se genera la *ortofoto* sobre la cual es posible medir con la misma precisión que sobre un mapa (Wolf & Dewitt, 2000). Así, con fotografías aéreas de una misma zona tomadas en diferentes fechas, se puede calcular la cantidad de sedimentos que se han desplazado, la dirección del desplazamiento, el ritmo y la magnitud de los sucesos (Brown & Arbogast, 1999). Aunque presenta limitaciones de uso asociadas principalmente a la escala de los fotogramas, éste es el modo más tradicional de modelizar de forma tridimensional los cambios del terreno (Stafford & Langfelder, 1971; Dolan *et al.*, 1978; Anders & Byrnes, 1991; Jiménez *et al.*, 1997; Rodríguez, 1997; Andrews *et al.*, 2002; Ojeda *et al.*, 2007; Wilkins & Ford, 2007), resultando especialmente necesarias en estudios retrospectivos. Otro inconveniente se encuentra en el excesivo coste que supone la realización de un vuelo para la obtención de los fotogramas y su posterior restitución, sobre todo si se necesitan escalas muy grandes con un grado de detalle muy alto para realizar un análisis riguroso y muy pormenorizado de los cambios ocurridos.

2.3. Teledetección espacial

Esta técnica se ha utilizado tradicionalmente para hacer estudios evolutivos y seguimientos en playas (Ojeda, 1988; Hurd & Civco, 1993; Jiménez *et al.*, 1997; Rodríguez, 1999; Rodríguez, 2009), siempre y cuando su resolución espacial permita su aplicación. En la actualidad existen nuevos sensores, con mucha mayor resolución espacial, así como otras tecnologías satelitales o aerotransportadas, que generan el Modelo Digital de Elevaciones (MDE) de forma directa o muy sencilla, tales como la radargrametría, la interferometria, el GPS, o la altimetría láser aerotransportada (LIDAR), que permiten estudiar sistemas muy dinámicos en tiempos muy cortos.

En cuanto a la radargrametría y la interferometría, los MDE que generan presentan resoluciones moderadas, que a veces no resultan operativas para realizar análisis en detalle (Pons *et al.*, 2004, Saye *et al.*, 2005), normalmente necesarios en estudios del ambiente costero.

2.4. LIDAR (Light Detection and Ranging)

El LIDAR es una de las mejores herramientas actuales para realizar levantamientos topográficos, ya que proporciona una elevada precisión para la toma de medidas de las alturas del terreno, y con la capacidad de extraer directamente los MDE (Pardo-Pascual *et al.*, 2005). Lohani & Mason (2001) señalan varias

ventajas sobre los métodos convencionales de adquisición de datos topográficos, tales como mayor densidad de puntos, mayor exactitud en los datos, menor tiempo aplicado en la obtención y proceso de los datos, independencia de la climatología y de la luz, mínimo control desde tierra, y que los datos están disponibles en formato digital desde un inicio. Además, al tratarse de un sensor activo, puede ser operado de día y de noche. Existen dos tipos de LIDAR, el altimétrico y el batimétrico. Éste último se suele conocer por las siglas AHL del inglés *Airborne Hydrographic Lidar* (Ruiz, 2009) o también por el sistema SHOALS (Scanning Hydrographic Operational Airborne LIDAR Survey) (EM 1110-2-1003, 2002). Las diferencias entre ambos se encuentran en varios aspectos. Por una parte, la resolución del LIDAR altimétrico es mayor (por debajo de medio metro en planimetría) que en el batimétrico (entre 5 y 2 m). En cuanto a las longitudes de onda en las que se adquieren los datos, el altimétrico trabaja únicamente en la del infrarrojo próximo, mientras que el batimétrico trabaja en la del infrarrojo (1064 nm), que no penetra en el agua, y en el verde (532 nm), que sí lo hace, y utilizadas conjuntamente permiten determinar la posición de la superficie del agua, calcular las trayectorias de los rayos con precisión y deducir la profundidad del agua (Ruiz, 2009). También difieren en la frecuencia de muestreo, en la que el altimétrico adquiere 10 veces más puntos por segundo que el modo batimétrico. Otras diferencias entre ellos se encuentran en la altura y velocidad de vuelo, así como en la potencia (Moreno *et al.*, 2007). A pesar del elevado coste de esta tecnología, es altamente eficaz para realizar levantamientos topográficos de grandes zonas (Andrews *et al.*, 2002), habiéndose utilizado en áreas costeras, incluso en aquellas que poseen formaciones dunares que requieren un alto nivel de detalle tanto espacial como temporalmente (Nagihara *et al.*, 2004; Mitasova *et al.*, 2005; Saye, *et al.*, 2005; Ojeda *et al.*, 2007). Woolard & Colby (2002) destacan este hecho como una ventaja importante para la toma de datos topográficos en dunas, pues al obtenerse en periodos muy cortos de tiempo, proporciona una mayor comprensión, así como una mayor precisión espacial en la representación de las dunas. A pesar de ello, cuando los sistemas dunares presentan muy baja altura (por debajo de 1 m), su uso no resulta tan eficaz al no dar la precisión adecuada (González *et al.*, 2007).

2.5. GPS (Global Positioning System)

Representa el método de adquisición de datos topográficos más utilizado actualmente, por su precisión y por su facilidad en el manejo. El GPS (aunque su nombre completo es NAVSTAR-GPS) es un sistema de posicionamiento desarrollado por el Departamento de Defensa de Estados Unidos en los años 70. Se engloba dentro de los sistemas de navegación por satélite.

Un Sistema Global de Navegación por Satélite (GNSS) es una constelación de satélites (Fig. 1a) que transmiten señales a través de las cuales es posible realizar el posicionamiento y localización de un punto situado en cualquier parte del globo terrestre y determinar sus coordenadas geográficas. Además del GPS, existen otros GNSS, tales como el sistema GLONNASS, desarrollado por el Ministerio de Defensa de la Federación Rusa, o el GALILEO, desarrollado por la Unión Europea, y que se encuentra actualmente en fase de pruebas, estimándose su explotación comercial a partir del 2013 (ESA, 2007).

El sistema GPS está formado por tres segmentos (Fig. 1c) (Peñafiel & Zayas, 2001; El-Rabbany, 2002): el **segmento espacial**, compuesto por la constelación de 24 satélites, repartidos en seis órbitas a una altura de 20.200 km con cuatro en cada una, los cuales emiten señales sobre la posición al **segmento de usuario**, compuesto, a su vez, por una *antena*, que recibe y amplifica la señal; el *receptor*, que decodifica dicha señal y la convierte en información legible; el *terminal GPS*, que muestra la información transmitida y recoge los datos topográficos para su posterior cálculo; y el *software* de gestión y cálculo de datos. Por último, el **segmento de control** se encarga del seguimiento de los satélites a través de cinco estaciones repartidas por todo el mundo.

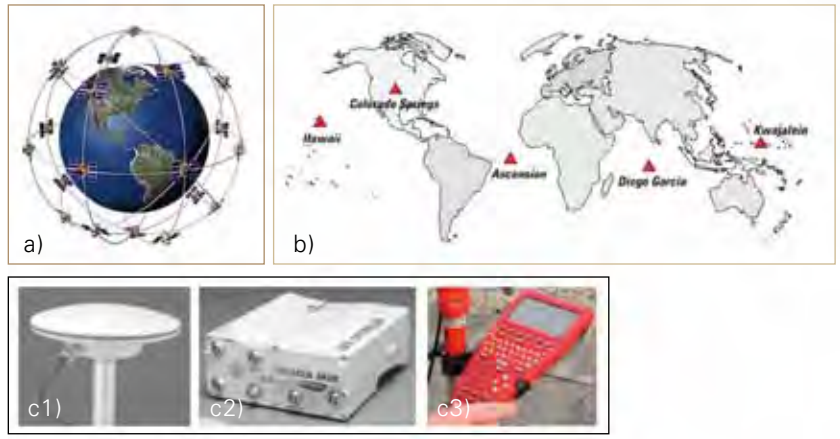


Figura 1. Segmentos que forman el sistema GPS: a) constelación de satélites del segmento espacial; b) estaciones de control; c) segmento de usuario: c1) antena; c2) receptor; c3) terminal GPS (Peñafiel & Zayas, 2001).

Para obtener su posición el receptor obtiene la distancia a los satélites calculando el tiempo que la señal tarda en llegar al receptor. Con la información de 4 satélites se obtiene la posición (Hurn, 1993), aunque ésta se ve afectada por diversas fuentes de error las cuales se encuentran bien detalladas en Dana (1997). El *método diferencial* GPS-D (Fig. 2) permite aumentar la precisión pues la recepción de la señal de satélite se realiza de forma simultánea por dos receptores GPS. Uno de ellos, denominado *base*, permanece en un punto de coordenadas conocidas durante toda la adquisición. El segundo receptor, móvil, se desplaza a las áreas o puntos cuya posición se quiere determinar. Con este método se reducen los errores y se obtiene una mayor precisión, hasta de 5 mm gracias a que las señales de los satélites se reciben simultáneamente por dos receptores.

Con el GPS-D se puede utilizar distintos métodos de medición (Peñafiel & Zayas, 2001):

- *estático*, que permite conocer las coordenadas de un determinado objeto a una distancia mayor de 20 Km del receptor de referencia y precisión milimétrica;
- *estático rápido*, que permite establecer un punto de control para distancias menores de 20 Km entre el receptor de referencia y el móvil, realizando la toma de datos en intervalos de tiempo desde 1 hasta 60 segundos;
- c*inemático*: permite desplazar el receptor para tomar datos cada segundo pudiéndose incrementar este intervalo de tiempo a 2s, 3s, 4s, 20s…, pero antes es necesario inicializarlo en un punto de coordenadas conocidas durante cierto tiempo para que el receptor móvil almacene dicho punto;
- el método *stop and go*, en el que el receptor móvil, colocado en un jalón, se inicializa de la misma forma que en el método anterior y, posteriormente, se toman datos de posición permaneciendo en cada punto los segundos necesarios para que el sistema almacene la información.

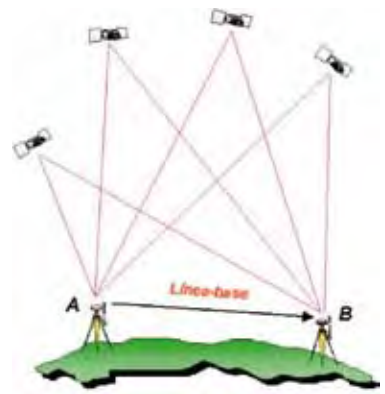


Figura 2. GPS diferencial (Peñafiel & Zayas, 2001)

Una variante al GPS-D es el GPS-RTK (*Real Time Kinematic*) de doble frecuencia, formado por el receptor GPS de la base, el receptor GPS móvil, y un sistema de transmisión y de procesamiento de la información entre receptores, para que el receptor móvil calcule las posiciones en tiempo real. Con este método se evitan las labores posteriores de procesado de los datos, validándose *in situ* las condiciones de observación y cálculo (Pardo-Pascual *et al.*, 2005). Por el contrario, con el GPS-D, los posibles errores sólo se detectan después del procesado de los datos impidiendo así su corrección durante el levantamiento topográfico. En algunos casos se ha utilizado un sistema integrado de GPS y PDA en el que se instala un software apropiado de visualización cartográfica, integrándose directamente los levantamientos topográficos que se están realizando con la cartografía existente dentro de la memoria de la PDA (Aguilera *et al.*, 2005).

Por otra parte, hay que destacar la puesta en marcha del sistema EGNOS (*European Geostationary Navigation Overlay System*) desarrollado por la Agencia Espacial Europea(ESA), la Comisión Europea y Eurocontrol (*European Organization for the Safety of Air Navigation*), que complementa a las redes GPS y GLONASS para proporcionar una mayor precisión y seguridad en las señales (Fig. 3), mejorando la precisión que ofrecen los GPS de 15 o 20 m a una precisión en la posición de 1 a 2 m en horizontal y de 2 a 3 m en vertical (ESA, 2007). Su equivalente americano es el sistema WASS (*Wide Area Augmentation System*). En la actualidad todos los equipos de GPS vienen preparados para recibir las señales del sistema WASS/EGNOS, lo que propicia el uso de los GPS de bajo coste en aplicaciones en las que se permite un error superior a los 2 m (Aguilera *et al.*, 2005).

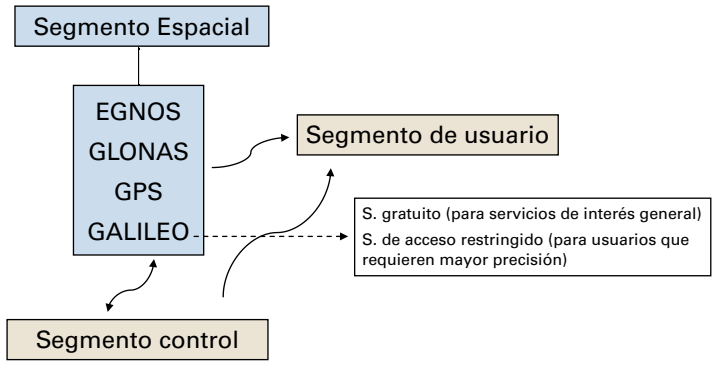


Figura 3. Arquitectura del Sistema de Navegación por Satélite (Fuente: Ministerio de Fomento).

El sistema GPS ofrece cobertura a cualquier hora del día y en cualquier parte del mundo. Las coordenadas que manejan tanto los satélites, como los receptores están referidas al elipsoide de referencia WGS-84 (*World Geodetic System 1984*), luego estas posiciones deberán ser transformadas al sistema de referencia local, que en el caso de España ha sido el ED50 (*European Datum 1950*) hasta que el Real Decreto 1071/2007, de 27 de julio, por el que se regula el sistema geodésico de referencia oficial en España (BOE 207 del 29 de agosto), estableció el ETRS89 (*European Terrestrial Reference System 1989*). Los motivos del cambio de geodesia en España han sido, precisamente, para poder utilizar directamente las coordenadas que ofrece el GPS, evitando así introducir nuevos errores generados en los cambios de datum, que se sumen a los que ya de por sí ofrece el propio sistema GPS, así como facilitar el intercambio y la integración de información geográfica y de la cartografía oficial española con la de otros países.

3. Procesado de los datos

Una vez terminado el trabajo de adquisición de puntos en campo con GPS, es necesario integrar toda la información en un ordenador y realizar las labores de procesado y eliminación de errores, al objeto de dejar los puntos listos para ser introducidos en el software preciso para realizar su explotación y análisis. Lo normal es que cada equipo de GPS lleve su propio software para volcar los datos y realizar un tratamiento inicial de verificación de la adquisición (tarea que se omite en el modo RTK), y exportarlos a un formato legible por un software de elaboración de cartografía, ya sea un programa de diseño asistido por ordenador (CAD-*Computer Aided Design-)*, o bien un Sistema de Información Geográfica (SIG). De los dos, los que más se usan en los ámbitos de ingeniería y geomorfología costera son los SIG, debido a su gran capacidad para la explotación y depuración de los puntos, para realizar las operaciones de análisis espacial de los datos, especialmente en la construcción del MDE, así como en la elaboración de documentos cartográficos.

Los resultados de la manipulación de los datos recogidos en campo se pueden representar de diferentes formas. Por un lado, con la cartografía en planta de las dunas, y, por otro, con el MDE, a partir del cual es posible calcular el volumen de la duna. Para realizar el MDE a partir de los datos recogidos por GPS hay que tener en cuenta que partimos de una base de puntos de coordenadas conocidas, a partir de las cuales hay que estimar las posiciones de las áreas en las que no se ha registrado información. Para esto hay que realizar una interpolación.

Hay diferentes métodos de interpolación y la elección del modelo más apropiado depende de los datos disponibles, del grado de precisión deseado y del

esfuerzo y tiempo de procesado (Lam, 1983, en Andrews *et al.*, 2002). Uno de los más utilizado es el ***kriging*** (Andrews *et al.*, 2002, Fontán *et al.*, 2007), que pese a ser el más laborioso, proporciona resultados muy precisos (Bosque & García, 2001). También se han utilizado los métodos ***spline*** (Rebêlo *et al.*, 2002) y el **inverso de la distancia** (Woolard & Colby, 2002). Una alternativa a la interpolación es la aplicación del método ***TIN*** *(Triangulated Irregular Network)*, que permite la representación de la elevación en un modelo vectorial, y aunque el modelo ráster generado a través de los métodos de interpolación se ofrecen como más precisos para medir y localizar los cambios de altura (Woolard & Colby, 2002), los MDE proporcionados por el TIN se ajustan muy bien a la superficie del campo de dunas, tanto en la distribución de puntos, como en la densidad de éstos (Sánchez, 2005). Según Pardo-Pascual *et al.* (2003) la mejora que ofrece el *kriging* frente al TIN es tan escasa que no justifica el esfuerzo y el tiempo que se requiere en su elaboración. En algunos casos, incluso ha ofrecido resultados mejores y más precisos en las estimaciones de volumen (Leon & Woodroffe, 2007).

Varios tipos de análisis se pueden realizar a partir de la explotación de los datos, y especialmente del MDE. Los análisis en planta permiten determinar la posición de las dunas y calcular la migración horizontal (Mitasova *et al.*, 2005; Sánchez, 2005). Los modelos tridimensionales ofrecen la posibilidad de calcular diferentes aspectos morfológicos de las dunas: (i) proyección de perfiles topográficos (Hernández *et al.*, 2002); (ii) cálculo de las características del terreno asociadas a la curvatura, cumbre, orientación y pendiente, dando a conocer el sentido de migración de la duna, así como su evolución (Mitasova *et al.*, 2005; Fontán *et al.*, 2007); (iii) incluso, el cálculo del volumen del campo dunar (Sánchez, 2008). Existen métodos (por ejemplo *cut and fill*) de cálculo de variación volumétrica entre dos modelos basados en operaciones aritméticas de sustracción entre el valor de la altura de los píxeles del ráster que componen ambos MDE, de forma que se genera uno nuevo cuyos valores positivos o negativos, se asocian a áreas de sedimentación (valores positivos) o de erosión (valores negativos). De esta forma se obtiene la diferencia volumétrica y se determina la cantidad de arena que es perdida y ganada en un área ocupada por dos MDE de épocas diferentes (Brown & Arbogast, 1999; Rebêlo *et al.*, 2002; Woolard & Colby, 2002; Ojeda *et al.*, 2007; Sánchez *et al.*, 2007; Sánchez, 2008).

La definición de los errores cometidos durante todos los procesos anteriores es el último paso en la transformación de los datos adquiridos en campo, ofreciendo fiabilidad a nuestros resultados. Éstos se obtiene a partir del cálculo del error medio cuadrático de los errores parciales introducidos en el proceso, siendo estos (i) el asociados a la exactitud del equipo GPS en la toma de los puntos; (ii) el asociado al método de adquisición de tales puntos, y (iii) el asociado al método de interpolación utilizado (Fontán *et al.*, 2009).

4. Formas de establecer el levantamiento topográfico en campo

Los levantamientos topográficos de dunas tradicionalmente se han realizado sobre transeptos normales a la cresta de la duna para establecer los cambios observados entre distintos perfiles tomados en diferentes momentos (Serra, 1997; Alonso, *et al.*, 2002; Huang *et al.*, 2002; Saye *et al.*, 2005; Muñoz *et al.*, 2007; Sánchez, 2008). Según Andrews *et al.* (2002), esta forma ofrece medidas estáticas del sistema dunar, informando únicamente acerca de la morfología, ya que no permite medir variaciones en un rango de micro y mesoescala.

Otro método que se ha seguido ha sido levantar perfiles sobre un sistema de rejilla establecido sobre la duna (Andrews *et al.*, 2002), pero presenta el inconveniente de ser muy costoso en tiempo y dinero.

Actualmente, el uso de los GPS permite realizar modificaciones a estas técnicas, haciéndolas más efectivas a la hora de tomar puntos, puesto que evitan dejar amplias zonas a merced de la interpolación, y abaratan costes al disminuir el tiempo que se ha de dedicar a las labores de campo. Así, esta herramienta está resultando muy eficaz cuando se ha de topografiar campos dunares completos, con frecuencias mensuales, y sobre todo, cuando las dunas presentan dimensiones tales que no permiten el uso de otros sistemas como LIDAR (Sánchez *et al.*, 2007).

El modo de usar los GPS es variado dependiendo de las necesidades de cada proyecto. La forma tradicional es ajustar el receptor del GPS a una mochila (normalmente cuando se realiza la toma de datos en el modo cinemático, Fig. 4), o a un jalón (en modo *stop-and-go*, Fig. 5), que lleva la persona encargada de moverse por la zona para adquirir los puntos necesarios para establecer la cartografía. Pero, también en algunos casos, es posible situar el GPS sobre un vehiculo permitiendo realizar la toma de datos de forma más rápida y cómoda (Pardo-Pascual *et al.*, 2005).

El método a seguir en cada levantamiento depende de las características del sistema dunar, del equipo disponible y del tiempo que se pueda dedicar a la topografía. González *et al.* (2007) analizaron y compararon los resultados obtenidos a partir de diferentes levantamientos topográficos con GPS-D de varias dunas barjanas situadas en el campo dunar de la Barra del Fangar, en el Delta del Ebro, utilizando los modos cinemático y *stop-and-go*. La adquisición de puntos en el modo cinemático se realizó siguiendo perfiles paralelos y perpendiculares

a la cresta de la duna, separados aproximadamente por un metro de distancia, grabando datos de posición y altura cada segundo. En el modo *stop-and-go* se tomaron puntos individuales separados por una distancia no superior a un metro, distancia definida a priori atendiendo a la comodidad de establecer una longitud similar a la de un paso largo. El tiempo de observación en cada punto fue de 15 segundos.

Se realizaron distintos recorridos para la misma duna en el modo cinemático al objeto de analizar cómo afecta sobre el MDE la elección de las diferentes trayectorias seguidas durante el levantamiento topográfico, y en consecuencia, el volumen calculado a partir de éste. También, una de las dunas fue levantada en modo cinemático por dos personas diferentes para ver si hay influencia del sujeto que realiza la toma de datos en los cálculos posteriores del volumen de la duna. Además, en el procesado de los datos se eliminó un perfil de cada dos, es decir, se duplicó la distancia entre perfiles de 1 a 2 m, calculándose los volúmenes de las dunas con la mitad de puntos para contrastar el grado de fiabilidad del método realizando la mitad de trabajo. Las variables evaluadas en los análisis fueron el RMS (error medio cometido en altura con el GPS-D); el número de puntos tomados con el GPS-D en el levantamiento topográfico de cada duna; el tiempo empleado en cada levantamiento; el volumen de cada duna calculado con el SIG después de procesar los datos del GPS-D; y el porcentaje de variación entre el volumen calculado sobre los datos levantados con el método *stop-and-go* y los volúmenes calculados para el modo cinemático. Una muestra de este contenido se puede observar en la Tabla 1.

Fig. 4 Receptor colocado sobre un vértice geodésico. Se observa la mochila con la barra del segundo receptor para realizar el levantamiento en modo cinemático.

Fig. 5 Receptor colocado sobre un jalón para realizar el levantamiento topográfico de la duna en modo *stop-and-go*.

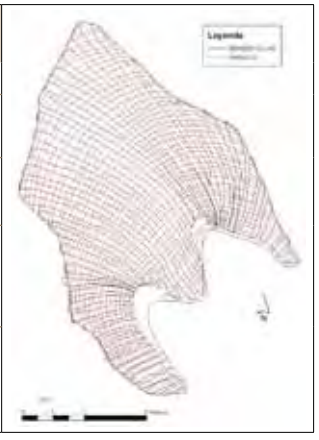
Las conclusiones a las que se llegan en este trabajo después de analizar los errores cometidos en la adquisición de los datos y los resultados obtenidos en los cálculos de los volúmenes de cada duna, indican que el método cinemático ofrece la suficiente precisión con un esfuerzo mucho menor que el modo *stop-and-go.* Además, la topografía no se ve influenciada por los recorridos seguidos para cubrir las dunas, ni por las diferencias que se puedan establecer en relación a la persona que realiza el levantamiento. La distancia entre perfiles puede alcanzar los 2 metros, reduciéndose así el tiempo empleado y por tanto, el esfuerzo y el coste. No obstante, cuando hay algún objeto cercano a la zona de adquisición de datos que interfiera en la señal que recibe el GPS, se recomienda el uso del modo *stop-and-go*, pues ofrece mayor fiabilidad de registro del punto el estar posicionado durante varios segundos.

5. Consideraciones finales

Atendiendo a la revisión de las tecnologías utilizadas para la obtención de datos topográficos, y teniendo en cuenta factores como la escala de trabajo, los costes derivados de la aplicación de una técnica u otra, y la resolución espacial y temporal, el GPS-D se presenta como una herramienta de levantamiento topográfico de gran utilidad para los estudios de evolución en sistemas dunares, sobre todo en dunas muy dinámicas y de pequeño tamaño.

Tabla 1. Datos y representación de la duna 1 (González *et al.*, 2007)

	Método de medición		RMS	Nº Puntos	Tiempo (min.)	Volumen (m^3)	% Variación	
DUNA 1 (40x45) m	Stop & go		0,028	1311	609	628,26		
	Cinemático	Parale.	0,0398	1879	50	515,81	17,89	
		Perpen.	0,0392	1934	52	515,56	17,94	
		Parale. uno sí uno no	0,0384	968		513,64	18,24	
		Perpen. uno sí uno no	0,0388	1014		513,55	18,26	



Por otra parte, aunque pueda parecer que son muchas las cosas a tener en cuenta a la hora de realizar un levantamiento topográfico de un campo dunar con GPS, en realidad los aspectos relevantes para iniciar la campaña de toma

de datos son sólo unos pocos. Uno de ellos, no mencionado anteriormente si bien de gran importancia, es la consulta de la previsión meteorológica para el momento de realizar el levantamiento, porque puede condicionar la duración de éste (Antúnez *et al.*, 2000). En ese sentido, Ojeda (2000) recomienda obtener los datos topográficos en el momento estival, ya que es el periodo durante el cual la costa recupera su equilibrio tras los eventos de tormenta típicos a los que se ve sometida durante el invierno. No obstante, lo más adecuado es elegir el momento más apropiado atendiendo a la dinámica de las formaciones a estudiar.

El tipo de GPS a utilizar depende del presupuesto disponible para adquirir el equipo. Lógicamente, los GPS-D y los RTK presentan precios más elevados que los denominados "de bajo coste", pero éstos también representan una alternativa a contemplar si admiten ser corregidos por el sistema WASS/EGNOS, tal y como se ha explicado anteriormente.

Una vez en campo, la forma de plantear el levantamiento (recorridos a realizar; perfiles a tomar y distancia entre ellos; a pie o sobre un vehículo, etc.) ha de adecuarse a las características y dimensiones del campo dunar. En cuanto a la forma de recoger los datos con el GPS-D, si bien el método *stop-and-go* presenta menores errores, éstos no resultan tan significativos con respecto a los que presenta el modo cinemático, siendo este último mucho más rápido, y por ende, mucho menos costoso (González *et al.*, 2007).

Como conclusión final, aunque son muchas las incertidumbres que pueden surgir al plantear una campaña de toma de datos topográficos en dunas, siempre se deberá buscar un compromiso adecuado entre la precisión del levantamiento y el coste en tiempo y dinero que supone su consecución.

Agradecimientos

Parte de los resultados que se presentan en este capítulo han sido obtenidos en trabajos realizados al amparo del Proyecto de Investigación "Cuantificación y Contribución del Transporte Eólico en los Procesos Dinámicos y Ambientales en el Delta del Ebro. Aplicación a su Gestión Integrada y a la Conservación de los Ambientes Marginales" (AGITE), concedido por el Ministerio de Educación y Ciencia dentro del Plan Nacional de I+D+i (2004-2007).

Algunos términos utilizados en el texto:

CAD: Programa informático de diseño que permite la creación de entidades geométricas. Se utiliza en muchos ámbitos de la ingeniería y de la arquitectura, principalmente.

Estación total: Instrumento que consta de un teodolito y de un aparato medidor de distancias electrónico, de forma que se determinan los ángulos y las distancias desde la estación total hasta los puntos a medir.

GPS *(Geographical Positioning System)*: Sistema de posicionamiento por satélite que permite situar un punto ubicado en la superficie terrestre dentro de un sistema cartográfico de referencia.

Interpolación: Procedimiento que se emplea para predecir valores desconocidos de un atributo de un punto o celda a partir de los valores observados en puntos o celdas cercanas cuyos valores son conocidos (Alcalá *et al.*, 1995).

LIDAR *(Light Detection and Ranging)*: Tecnología láser que permite registrar las diferentes alturas de la superficie terrestre, con el objetivo de establecer un modelo tridimensional del terreno.

MDE (Modelo Digital de Elevaciones): Estructura de datos numérica que representa la distribución espacial de la altitud de la superficie del terreno (Felicísimo, 1994).

Ortofoto: Documento cartográfico obtenido a partir de la eliminación de las deformaciones de las fotografías aéreas, por lo que presenta la riqueza visual de una imagen y la precisión de una cartografía (Wolf & Dewitt, 2000).

Restitución digital: Proceso que se realiza sobre fotografías aéreas al objeto de eliminar las deformaciones geométricas de los fotogramas, siendo necesario para ello que al menos cuatro puntos de cada fotograma hayan sido identificados en el campo, y medido sus coordenadas x, y, z.

SIG (Sistema de Información Geográfica): Conjunto de hardware, software y procedimientos para capturar, manejar, manipular, analizar, modelizar y representar datos georreferenciados, con el objetivo de resolver problemas de gestión y planificación (Alcalá *et al.*, 1995)

Referencias

Aguilera, M.J., Jiménez, J.A. & Meroño, J.E. (2005). Integración de las tecnologías GIS, GPS y PDA para su aplicación en la medición de superficies agrícolas y forestales. *Congreso Internacional Conjunto XVII Ingegraf-XVADM*. Sevilla.

Alcalá, A.R. (1995). *Diccionario de cartografía topografía, fotogrametría, teledetección, GPS, GIS, MDT* (Otero, I., coord.). Madrid Ciencias Sociales D.L., Madrid, 266 pp.

Alonso, I., Alcántara-Carrió, J., & Cabrera, L. (2002). Tourist Resort and their impact on beach erosion at sotavento beaches, Fuerteventura, Spain. *Journal of Coastal Research*, S.I. 36, 1 – 7.

Anders, F.J. & Byrnes, M.R. (1991). Accuracy of shoreline change rates as determined from maps and aerial photographs. *Shore and Beach*, 59, 17 – 26.

Andrews, B.D., Gares, P.A. & Colby, J.D. (2002). Techniques for GIS modeling of coastal dunes. *Geomorphology*, 48, 289 – 308.

Antúnez, M.T., Otero, I., Ezquerra, A., Mancebo, S., Zavala, I. & Rodríguez-Solano, R. (2000). Experiencias en el empleo de equipos GPS y su integración en un SIG para la caracterización y actualización cartográfica en el medio forestal. *Revista Forestal Española*, 26, 30 – 42.

Bosque, J. & García, R. C. (2001). Métodos de interpolación para la elaboración de un modelo digital de elevaciones. *Estudios Geográficos*, LXII, 245, 605 – 620.

Brown, D.G. & Arbogast, A.F. (1999). Digital photogrammetric change analysis as applied to active coastal dunes in Michigan. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 65 (4), 467 – 474.

Dana, P.H. (1997). Global Positioning System (GPS) Time Dissemination for Real-Time Applications. *Real-Time Systems: The International Journal of Time Critical Computing Systems*. 12 (1), 9 – 40.

Dolan, R., Hayden, B. & Heywood, J. (1978). A new photogrammetric method for determining shoreline erosion. *Coastal Engineering*, 2, 21 – 39.

El-Rabbany, A. (2002). *Introduction to GPS, the Global Positioning System*. Artech House, Boston, 169 pp.

EM 1110-2-1003 (2002): Airborne LIDAR Hydrographic Surveying. En: *Engineering and Design Hydrographic Surveying*, US Army Corps of Engineers.

ESA (2007). Página oficial de la Agencia Espacial Europea: http://www.esa.int/esaCP/SEMINJ2MDAF_Spain_0.html

Felicísimo, A.M. (1994). *Modelos digitales del terreno. Introducción y aplicaciones en las ciencias ambientales.* Biblioteca de Historia Natural, 3. Pentalfa Ediciones, Oviedo, 220 pp.

Fontán, A., Alcántara-Carrió, J., Poveda, J.M. & Peña, M.A. (2007). Aplicación de técnicas de GPS diferencial, fotogrametría y geofísica a la cuantificación de procesos erosivos y balances sedimentarios en playas y dunas costeras. En: *Teledetección: Herramienta para la gestión sostenible* (R. Rivas, A. Grisotto & M. Sacido, eds.), XII Congreso de la Asociación Española de Teledetección Mar del Plata, (Argentina). 635 – 638.

Fontán, A., Albarracín, S. & Alcántara-Carrió, J. (2009). Estudios de erosión en costas sedimentarias mediante GPS diferencial y ecosondas monohaz / multihaz. En: *Métodos en Teledetección Aplicada a la Prevención de Riesgos Naturales en el Litoral*, Servicio de Publicaciones del Programa Iberoamericano de Ciencia y Tecnología para el Desarrollo. 100 – 122.

González, A., Sánchez, M.J., Rodríguez, I. & Montoya, I. (2007). Analysis of different procedures in the dune topography with GPS-D. *Proceedings 8th International Symposium on GIS and Computer Mapping for Coastal Zone Management*, CoastGIS 07. Santander. Vol II. 332 – 338.

Hernández, L., Alonso, I., Ruiz, P., Pérez-Chacón, E., Suárez, C. & Alcántara, J. (2002). Decadal environmental changes on the dune field of Maspalomas (Canary Islands): Evidences of an erosive tendency. En: *Littoral 2002, The Changing Coast* (F. Veloso Gomes, F. Taveira Pinto & L. Das Neves, eds.). EUROCOAST. Oporto, Volume 3. Cardigan, UK: Samara Publishing Limited. 519 – 527.

Huang, J., Jackson, D., & Cooper, J.A. (2002). Morphological Monitoring of a High Energy Beach System Using GPS and Total Station Techniques, Runkerry, Co. Antrim, Northern Ireland. *Journal of Coastal Research*, S.I. 36, 390 – 398.

Hurd, J.D. & Civco, D.L. (1993). Comparison of techniques for coastal wetland mapping and change detection. Symposium on Advances in Image Processing for the Mapping Sciences. *American Society for Photogrammetry and Remote Sensing. Salem,* New England Region.13 – 23.

Hurn, J. (1993). *Differential GPS explained: An expose of the surprisingly simple principles behind today's most advanced positioning technology*. Trimble Navigation Ltd., California. Sunnyvale, 55 pp.

Jiménez, J. A., Sánchez-Arcilla, A., Bou, J. & Ortiz, M. A. (1997). Analyzing short-term shoreline changes along the Ebro Delta (Spain) using aerial photographs *Journal of Coastal Research* 13(4), 1256 – 1266.

Leon, J. & Woodroffe, C.D. (2007). The use of digital Terrain models in coral reef geomorphology. *Proceedings 8th International Symposium on GIS and Computer Mapping for Coastal Zone Management*, CoastGIS 07. Santander. Vol II. 454 – 463.

Lohani, B. &. Mason D.C. (2001). Application of airborne scanning laser altimetry to the study of tidal channel geomorphology. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 56 (2), 100 – 120.

Mitasova H., Overton M. & Harmon R.S. (2005). Geospatial analysis of a coastal sand dune field evolution: Jockey´s Ridge, North Carolina. *Geomorphology* 72, 204 – 221.

Moreno L., Tamayo J., Martín L., García A., Fernández Covarsi M., Fernández A., Gómez J.A., Díaz J. & Tobin D. (2007). Sistema de levantamiento cartográfico y geomorfológico aerotransportado. *Actas de las IX Jornadas Españolas de ingeniería de costas y puertos*. AZTI-Tecnalia Eds. San Sebastián, 31 – 32.

Muñoz, J.J., Fagés, L., Gómez-Pina, G., Navarro, M. & Tejedor, B. (2007). Long Term evolution of the dune of Valdevaqueros (Tarifa): Topographical survey análisis du-

ring the last 11 years. *Conferencia Internacional sobre Restauración y Gestión de las Dunas Costeras*, ICCD. Santander, 100 – 102.

Nagihara, S., Mulligan, K.R. & Xiong, W. (2004). Use of a three-dimensional laser scanner to digitally capture the topography of sand dunes in high spatial resolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29, 391 – 398.

Ojeda, J. (1988). *Aplicaciones de la teledetección espacial al estudio de la dinámica litoral (Huelva): Geomorfología y Ordenación litoral*. Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla. Sevilla, 409 pp.

Ojeda, J. (2000). Métodos para el cálculo de la erosión costera. Revisión, Tendencias y propuestas. *Boletín de la A.G.E.*, 30, 103 – 118.

Ojeda, J., Vallejo, I., Hernández, L. & Álvarez, J. (2007). Fotogrametría digital y LIDAR como fuentes de información en geomorfología litoral (marismas mareales y sistemas dunares): el potencial de su análisis espacial a través de SIG. *Boletín de la A.G.E.*, 44, 215 – 233.

Pardo-Pascual, J. E., García-Asenjo, L., Ayuso, A., Sánchez, M. & Durrieu, M. (2003). Método para el seguimiento de la evolución tridimensional de playas mediante el empleo combinado de GPS cinemático en tiempo real y SIG. *Actas de la IX Conferencia Iberoamericana de SIG: De lo local a lo global, nuevas tecnologías de la información geográfica para el desarrollo*. Sociedad Española de Sistemas de información Geográfica. Cáceres, 24 – 26.

Pardo-Pascual, J.E., García-Asenjo, L., Palomar-Vázquez, J. & Garrigues-Talens, P. (2005). New methods and tools to analyze beach-dune system evolution using a Real-Time Kinematic Global Positioning System and Geographic Information Systems. *Journal of Coastal Research*, S.I. 49, 34 – 39.

Peñafiel, J. & Zayas, J., (2001). *Fundamentos del Sistema GPS y aplicaciones en la topografía*. Colegio Oficial de Ingenieros Técnicos en Topografía. Delegación Territorial de Madrid-Castilla La Mancha. Toledo, 135 pp.

Pons, X., Dalmases, C., Pesquer, L., Marcer, A. & Masó, J. (2004). ISOMDE: Una nueva aproximación a la generación de modelos digitales del terreno. En: *Territorio y Medio Ambiente: Métodos Cuantitativos y Técnicas de Información Geográfica* (Conesa C. & Martínez J.B., eds.). XI Congreso de Métodos Cuantitativos, SIG y Teledetección, Universidad de Murcia. Murcia, 27 – 38.

Rebêlo, L.P., Brito, P.O. & Monteiro J.H. (2002). Monitoring the Crespina dune evolution (Portugal) using differential GPS. *Journal of Coastal Research*, S.I. 36, 591 – 604.

Rodríguez, I. (1997). Aplicación de los SIG en el estudio de la evolución de la desembocadura del Río Ebro. *Ingeniería Civil*, 105, 25 – 32.

Rodríguez, I. (1999). *Evolución geomorfológica del Delta del Ebro y prognosis de su evolución*. Tesis Doctoral, Universidad de Alcalá de Henares. Madrid, 230 pp.

Rodríguez, I. (2001). *Proyecto de actuación medioambiental en el entorno de la Península del Fangar, playa de la Marquesa y playa de Pal en el Delta del Ebro. Estudio de Impacto Ambiental.* Informe Técnico para la Dirección General de Costas. Ministerio de Medio Ambiente. Anexo de Dinámica Litoral, 77 pp.

Rodríguez, I., Sánchez, M.J. & Montoya, I. (2009). Estudios de erosión con satélite en costas sedimentarias micromareales. En: *Métodos en Teledetección Aplicada a la Prevención de Riesgos Naturales en el Litoral*, Servicio de Publicaciones del Programa Iberoamericano de Ciencia y Tecnología para el Desarrollo. 65 – 78.

Ruiz, A. (2009). Aportación del LIDAR aerotransportado al cálculo de cambios en las playas tras temporales. *Revista Catalana de Geografia*, Vol. XIV (37), 104 – 109.

Sánchez, M.J. (2005). *Análisis morfodinámico del campo dunar de la Flecha del Fangar (Delta del Ebro).* Proyecto de investigación para la obtención del Diploma de Estudios Avanzados, Universidad Rey Juan Carlos, 32 pp. (Inédito).

Sánchez, M.J., Rodríguez, I. & Montoya, I. (2007). Estudio evolutivo a corto plazo de un sistema dunar costero. *Conferencia Internacional sobre Restauración y Gestión de las Dunas Costeras, ICCD*. Santander, 138 – 140.

Sánchez, M.J. (2008). *Evolución y análisis morfodinámico del campo dunar de La Flecha del Fangar (Delta del Ebro).* Tesis Doctoral. Departamento de Biología y Geología. Universidad Rey Juan Carlos. Madrid, 285 pp.

Saye, S.E., Van der Wal, D., Pye, K. & Blott, S.J. (2005). Beach–dune morphological relationships and erosion/accretion: An investigation at five sites in England and Wales using LIDAR data. *Geomorphology*, 72, 128 – 155.

Serra, J. (1997). *Estudio de la situación actual y evolutiva de las formaciones eólicas litorales del Delta del Ebro*. Informe Técnico, Facultad de Geología, Universidad de Barcelona, 49 pp.

Stafford, D.B. & Langfelder, J. (1971). Air photo survey of coastal erosion. *Photogrammetric Engineering*, 37, 565 – 575.

Wilkins, D.E & Ford, R.L. (2007). Nearest neighbour methods applied to dune field organization: the Coral Pink sand Dunes, Kane County, UTA, USA. *Geomorphology*, 83, 48 – 57.

Wolf, P.R. & Dewitt, B.A. (2000). *Elements of Photogrammetry with Applications in GIS*. McGraw-Hill, Washington, 624 pp.

Woolard, J.W, & Colby, J.D. (2002). Spatial characterization, resolution and volumetric change of coastal dunes, using airbone LIDAR: Cape Aterras, North Carolina. *Geomorphology*, 48, 269 – 287.

4. El estudio de los sistemas dunares mediante teledetección y SIG

J. Ojeda Zújar[1] e I. Vallejo[1]

1. Introducción

La incorporación de este capítulo metodológico intenta ofrecer una visión sintética de un conjunto de técnicas, fuentes de información y métodos de análisis espacial que contribuyen, junto a los dos anteriores (métodos de campo/laboratorio y GPS) y de forma complementaria a aquellos, al análisis científico/geomorfológico de los sistemas dunares. La peculiaridad de éstos, especialmente su elevado dinamismo (en el caso de los sistemas activos) y su variabilidad morfométrica espacial, hacen de este conjunto de técnicas un recurso que, aunque siempre ha estado ligado a los estudios de los complejos dunares (la fotografía aérea por ejemplo), en los momentos actuales podría considerarse casi imprescindible, sobre todo si la zona de estudio tiene una superficie extensa. De cualquier forma, aún cuando desde hace años, teledetección y SIG, suelen aparecer íntimamente unidos, es necesario subrayar que la teledetección alude fundamentalmente a una fuente de información mientras los SIGs aglutinan un conjunto de técnicas y capacidades analíticas más variadas. De hecho, en la actualidad, se suele aludir con carácter genérico a "Tecnologías de la Información Geográfica" (TIG), y a la Teledección y los SIG como un conjunto particular y muy importante de aquéllas (Chuvieco *et al.*, 2005).

En principio, los SIG son un "sistema de información", es decir, proporcionan recursos para la estructuración, mantenimiento y gestión de "datos", especialmente los "geográficos". Específicamente se caracterizan, desde la perspectiva analítica, por su potencial para realizar "análisis espacial" sustentados por sólidos métodos "geoestadísticos" (interpolaciones, análisis de superficies, cálculos de variables morfométricas, etc.) y, finalmente, proporcionan unas magníficas herramientas para el necesario tratamiento cartográfico, la visualización 2D/3D y la difusión por Internet.

---

1. Grupo de Investigación: Ordenación Litoral y Tecnologías de Información Territorial
Dpto. Geografía Física y AGR. Universidad de Sevilla. c/ María de Padilla s/n. 41004 Sevilla
Email: zujar@us.es; ivallejo@us.es

La teledetección en cambio, engloba a un conjunto de técnicas que permiten obtener información a distancia, sin contacto físico con el objeto de estudio. En este amplio concepto se incluye la fotografía aérea y los sensores embarcados en satélites espaciales, pero también los sensores acústicos o tipo radar por ejemplo. En este capítulo nos ceñiremos exclusivamente a sensores embarcados en plataformas aéreas o espaciales. Ambos tienen una característica común, diferenciadora y complementaria de las dos técnicas vistas en los capítulos precedentes: proporcionan información continua y cuasi-sincrónica del espacio analizado, a diferencia de la toma de datos puntual y secuencial de los anteriores. El adicional potencial métrico (cálculo de distancias, superficies y volúmenes) eleva su interés en geomorfología dunar, mientras su fácil integración en un SIG justifica su tratamiento conjunto.

En la estructura del capítulo hemos optado por abordar primero la teledetección (fuente de datos) y posteriormente los SIG ya que, en cierta medida, las funciones analíticas sobre los datos de teledetección (la mayor parte, en formato *raster*) suelen estar implementados, en muchas ocasiones, en aquéllos, a la vez que facilitan su integración con otros datos, así como su cartografía y difusión.

2. Teledetección

Como hemos dicho con anterioridad la "teledetección" engloba a un conjunto de técnicas que permiten obtener información a distancia. Si nos centramos exclusivamente en las técnicas asociadas a la toma de datos a partir de sensores embarcados en plataformas aéreas o espaciales tendríamos que enfatizar, en primer lugar, que este punto de vista exterior, sin contacto con el terreno, les proporciona dos cualidades inestimables para su uso en el estudio de los complejos dunares:

- Carácter **sinóptico y cuasi sincrónico** para toda la información obtenida aunque se trate de amplias superficies. En relación con los sistemas dunares esta característica es esencial y más crítica cuanto más se amplía la superficie de la zona de estudio. Si además los sistemas dunares objeto de estudio son activos, el elevado dinamismo de éstos hace que sea casi la única fuente de información que permite realizar una caracterización morfométrica/temática del complejo dunar para un instante determinado y su seguimiento global de forma temporal.
- Carácter **contínuo espacialmente**. Estas técnicas permiten, además, obtener información masiva y continua para toda el área de estudio. Piénsese que, para una extensión como la del complejo dunar activo de Doñana (60 km^2), sería inabordable una caracterización morfométrica global y sincrónica con técnicas topográficas o incluso con GPS. El carácter puntual y secuencial de estas últimas conllevaría un periodo de tiempo elevado, en el que el complejo dunar, de gran dinamismo, evolucionaría durante ese tiempo captura de los datos puntuales, perdiendo éstos el carácter sincrónico.

Una primera división de estas técnicas se podría hacer en función de la plataforma: **aérea o espacial**. Del hecho que los sensores estén embarcados en un avión o plataforma espacial se derivan determinadas características de los datos obtenidos (escala, resolución espacial, periodicidad, etc.) que condicionarían su utilización en el estudio de los complejos dunares. Por otra parte, una segunda división se basaría en el tipo de soporte en que proporcionan los datos: **analógico o digital**. Este hecho condiciona igualmente el tipo de análisis: "fotointerpretación", por ejemplo, para una fotografía clásica o una "clasificación estadística" para la información multiespectral de un sensor digital. Es por ello que nos centraremos en primer lugar en las características y aplicaciones de la "teledetección espacial" y posteriormente en la "teledetección aerotransportada". Ambas, sin embargo, poseen otra cualidad que, unida a las dos anteriores, las convierten en una fuente de datos esencial para los estudios dunares de carácter evolutivo: el **carácter retrospectivo**. Con ello queremos indicar que, debido a la periodicidad (muy elevada en muchos casos, sobre todo para la teledetección espacial) con que se toman los datos, podemos tener acceso a la caracterización global de cualquier sistema dunar para épocas pasadas. Este hecho es esencial ya que, en algunas de ellas, podemos retroceder hasta los años 30/40 como en el caso de la fotografía aérea que, además, es la única fuente morfométrica que nos permite medir retrospectivamente "x", "y" y "z" para ese rango temporal.

2.1. Teledetección espacial

Los datos proporcionados por sensores embarcados en satélites espaciales constituyen, al día de hoy, una fuente de información crítica para algunas disciplinas científicas, sobre todo las ligadas a la atmósfera (satélites meteorológicos) y los océanos (satélites oceanográficos) e insustituible para cualquier estudio a escala "global". A su vez, aunque algunos sensores fueron analógicos (cámara fotográficas embarcadas en satélites), lo normal es que sus datos sean digitales y se suelan proporcionar como matrices numéricas (modelo raster). La utilidad de su uso en el estudio de los sistemas dunares es muy dependiente de algunas características del sensor. En este sentido, para los sensores de "tipo pasivo" que obtienen básicamente información de la energía electromagnética reflejada estas son básicamente: resolución espectral, resolución espacial, resolución radiomé-

trica y resolución temporal. Para una adecuada introducción a las características de estos sensores, plataformas, tratamiento y aplicaciones medioambientales puede consultarse el manual de Chuvieco (2008).

Una adecuada combinación de estas características, junto a las genéricas antes citadas, ha sustentado un elevado conjunto de estudios sobre sistemas dunares (Levin *et al.*, 2004). Entre ellas recogemos las siguientes:

2.1.1. Caracterización y evolución de grandes sistemas dunares.

Abordar la caracterización de los grandes sistemas dunares (*ergs, dune seas, dune fields*, etc.), a escala global, es prácticamente imposible, debido a sus dimensiones, sin el recurso a satélites de baja resolución espacial. Este uso de la teledetección espacial permitió abordar un estudio pionero sobre los grandes mares de arenas (*sand seas*) a nivel mundial (McKee, 1979), y desde entonces ha sustentado un creciente número de publicaciones (Paisley *et al.*, 1991; Tsoar & Karnieli, 1996; Janke, 2002) a las que se ha unido el estudio de sistemas dunares en otros planetas, especialmente Marte (Bourke *et al.*, 2006; Carr, 2006; Bourke *et al.*, 2008). Especial mención merecen aquellos estudios que haciendo uso del carácter multitemporal de este tipo de fuentes han abordado aspectos relativos a la evolución y dinámicas de los sistemas dunares (Al-Dabi *et al.*, 1997; Yao *et al.*, 2007), como el que aparece en la Fig. 1.

2.1.2. Caracterización de determinadas propiedades físicas de los sistemas dunares. Firmas espectrales y técnicas de "clasificación estadística".

El carácter multiespectral permite la identificación y caracterización de algunas propiedades de gran trascendencia en el estudio de los complejos dunares. De entre todas ellas, probablemente sea la vegetación uno de los aspectos de mayor relevancia; así, los "índices de vegetación" (combinación de las bandas rojas e infrarrojas) permiten una adecuada caracterización y cartografía de la vegetación, un elemento esencial para la dinámica y evolución de algunos sistemas (Anyamba & Tucker, 2005). Otro rasgo igualmente esencial para la comprensión de la dinámica eólica es la mayor o menor presencia de humedad, característica que se puede abordar con el uso de diferentes índices, generalmente elaborados a partir de bandas infrarrojas por la sensibilidad de éstas a la presencia de humedad en el espacio observado (Van de Vlag & Stein, 2007). Otros aspectos abordados mediante este tipo de aproximaciones son la caracterización mineralógica y geoquímica de los sedimentos, basada tanto en la detección de diferencias térmicas en los campos dunares (Howari *et al.*, 2007), como en el

uso de técnicas multiespectrales e hiperespectrales (White *et al.*, 2001). La información multiespectral, hiperespectral o los índices anteriores son, por otra parte, susceptibles de ser utilizados en procesos de "clasificación estadística", enfocados a la identificación de zonas homogéneas a partir de la diferente respuesta espectral a las bandas e índices utilizados (identificación de "firmas espectrales"). Estas unidades pueden tener un clara significado ecológico o geomorfológico.

2.1.3. Caracterización morfométrica y/o altimétrica

Un volumen elevado de aplicaciones se han centrado en la caracterización morfométrica y/o altimétrica, llegándose a ella por dos vías.

(i) Sensores multiespectrales o pancromáticos con posibilidad de solape lateral o longitudinal. Este tipo de sensores permiten modificar el ángulo de captura para conseguir imágenes del mismo espacio con diferente ángulo de observación y explotar su tratamiento estereoscópico para, finalmente, poder derivar la variable altimétrica. Son frecuentes en los sensores de resolución media, como SPOT o ASTER (Welch *et al.*, 1998; Buyuksalih *et al.*, 2005) y alta resolución, como en los casos de *Quick Bird* o *Ikonos* (Di *et al.*, 2003).

(ii) Sensores activos tipo radar: Este tipo de sensores se denominan "activos" al ser el propio sensor quien genera el impulso electromagnético (en el rango espectral de las microondas) para recibir posteriormente el retorno del mismo (ERS-1 y 2, RADARSAT, TERRASAT, JERS-1, etc.). Su rango espectral utiliza una ventana atmosférica que es insensible a la presencia de nubes (aplicaciones a complejos dunares de climas con nubosidad casi permanente) y, además, en determinadas condiciones, puede penetrar las formaciones arenosas consiguiendo datos para la caracterización de substrato litológico existente bajo éstas (McCauley *et al.*, 1982). La utilización de radar de apertura sintética (SAR) embarcados en satélites permiten, a través de técnicas interferométricas, la obtención de MDEs (Kwarteng *et al.*, 2000). Quizás el proyecto a escala global más utilizado sea el *"Shuttle Radar Topography Mission"* (Blumberg, 2006). Por otra parte, el uso de técnicas de interferometría diferencial (D-InSAR) permite la detección diacrónica de cambios altimétricos a partir de varias imágenes radar multitemporales.

2.2. Teledetección aerotransportada.

Los sensores embarcados en plataformas aéreas gozan de mayor tradición en los estudios sobre sistemas dunares, especialmente la fotografía aérea que, desde su generalización en los años 50/60 en nuestro país, ha constituido un referente

en la caracterización y cartografía geomorfológica y, obviamente, en su aplicación al estudio de los sistemas dunares. Básicamente en este capítulo abordaremos dos tipos de sensores: la fotografía aérea (analógica y digital) y el LIDAR.

2.2.1. Fotografía aérea (analógica y digital)

La posibilidad de utilizar una fuente de información continua para el espacio objeto de estudio, su potencialidad métrica y la visualización tridimensional del relieve a través de técnicas estereoscópicas hizo que se erigiera en una fuente de información insustituible en geología/geomorfología y, por lo tanto, también para los estudio de los sistemas dunares. El carácter retrospectivo antes comentado ha hecho que, casi en la práctica totalidad de estudios sobre dunas realizados desde entonces, esta fuente de información siempre haya estado presente.

Prácticamente hasta los años 90 su utilización se sustentaba en productos analógicos (pares de fotogramas) los cuales permitían una adecuada caracterización geomorfológica de estos sistemas a través del uso combinado de estereoscopios y claves de fotointerpretación. El famoso "vuelo americano" de finales de los 50 y, el de mayor calidad e igual recubrimiento nacional del IRYDA -1977- (este menos utilizado a pesar de su escala más detallada 1:18.000) están en la base de la mayor parte de los estudios sobre sistemas dunares realizados en nuestro país (Fig. 1), ya que proporcionaban el origen temporal de la mayor parte de los estudios evolutivos de estos sistemas (Sanjaume, 1974; García-Novo *et al*., 1975). Sin embargo, hemos de reconocer que las deformaciones geométricas de esta fuente de datos, derivados de su perspectiva cónica (abatimiento radial y variabilidad de escala), limitaban severamente una precisa explotación morfométrica, debido al instrumental utilizado (pantógrafos, barras de paralaje, etc.) por la mayor parte de los especialistas temáticos (geomorfólogos, geólogos, biólogos, etc.) y, más aún, el acceso a una variable crítica en geomorfología, la altimetría, ante el elevado coste del acceso a restituidores fotogramétricos analógicos o analíticos.

La incorporación masiva de "restituidores digitales" en los años 90 y el generalizado uso de "cámaras fotogramétricas digitales" ya en la década actual, ofrecen un conjunto de ventajas que están siendo incorporadas progresivamente al estudio de los complejos dunares. Entre ellas destacaríamos:

(i) El acceso a software de restitución digital. La sustitución de los complejos y caros equipos óptico-mecánicos y analíticos por software de restitución digital accesible a especialistas temáticos, el descenso de precio del hardware/software necesario y el paso a digital del soporte analógico (escaneo de fotogramas), ha conllevado nuevas oportunidades en la aplicación de esta fuente de información

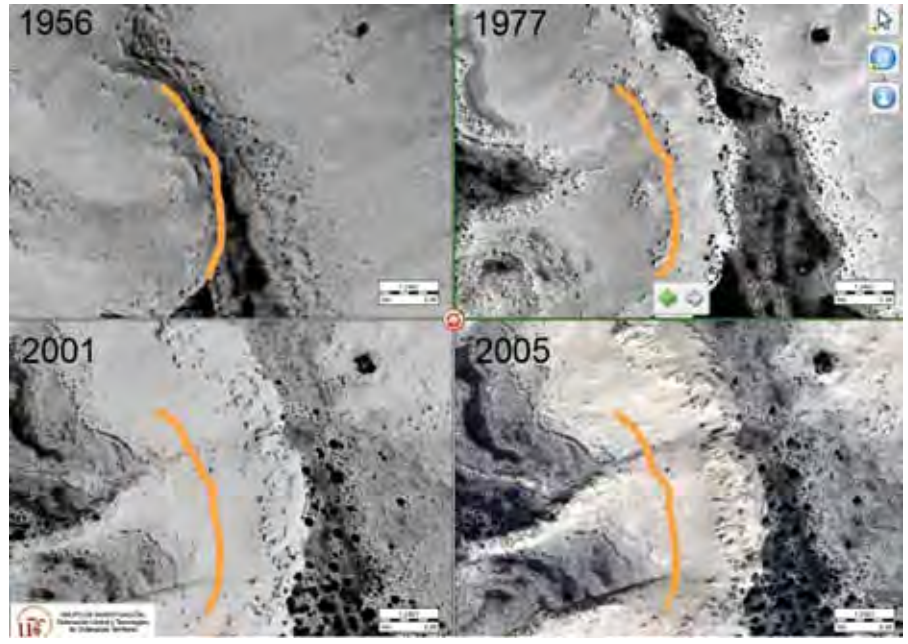


Figura 1. Frentes de avance de dunas transgresivas y creación de depresiones interdunares (corrales) en el P.N. de Doñana. Vuelos fotogramétricos de 1956 (vuelo americano), 1977 (IRYDA), 2001 (Junta Andalucía) e imagen *QuickBird* (Junta Andalucía).

en la geomorfología en general, y en el estudio de dunas en particular. En este punto cabe resaltar los siguientes aspectos:

· Generalización de "ortofotos digitales". De hecho es, en la actualidad, la forma más generalista de distribución de un vuelo fotogramétrico. Esta nueva fuente de información presenta ventajas obvias: una adecuada corrección geométrica del fotograma original para hacerla corresponder con el Sistema de Referencia de Coordenadas elegido (ED-50 UTM 30 N o ETRS89) y, por lo tanto, una mejora en el análisis morfométrico de los complejos dunares a nivel "planimétrico" (cartografía geomorfológica o cálculo de tasas de avance dunar, por ejemplo). Sin embargo, es necesario advertir que su producción conlleva procesos de compensación radiométrica (al superar la hoja de la ortofoto el ámbito de un fotograma) que deterioran la información espectral de los fotogramas originales (saturación de zonas que aparecen en blanco o negro). Igualmente se suelen distribuir en formatos de imagen con comprensión destructiva (ecw, sid, jpg2000…), que deteriora igualmente su calidad visual, aunque su estructura piramidal acelere su visualización. Por lo tanto, para su interpretación visual (fotointepretación) sigue siendo

aconsejable el fotograma original aún cuando posteriormente se use la ortofoto para dotar al resultado de la fotointerpretación de geometría correcta.

- El acceso a la "visión tridimensional en pantalla" y el uso interactivo de herramientas de digitalización para los trabajos de fotointerpretación. Tras los procesos de orientación interna y externa de los fotogramas (hoy facilitada por el uso combinado de Sistemas de Navegación Inercial y GPS en los aviones), es posible acceder a la visión tridimensional en una pantalla de ordenador (mediante anaglifos o gafas polarizadas) con una consiguiente mejora en la calidad visual (uso interactivo de zoom, de técnicas de contraste y de mejora de imágenes) y la superación de algunas limitaciones de los clásicos estereóscopos de espejos (orientación manual, limitación de la zona observada, etc.). De hecho, los anaglifos (Fig. 2) se pueden imprimir y llevarlos al campo (uso muy recomendable aunque desgraciadamente poco frecuente).

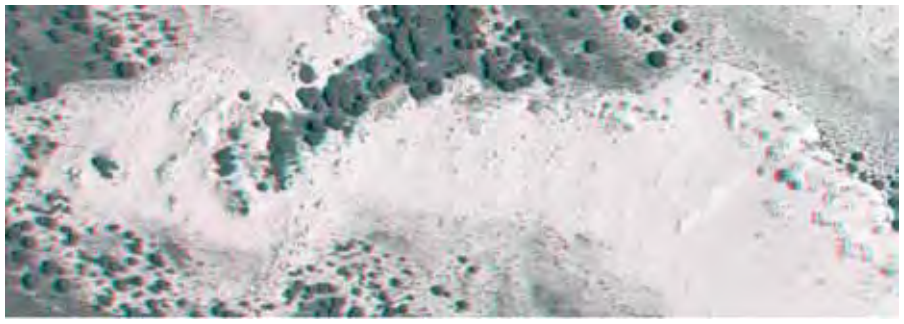


Figura 2. Anaglifo obtenido por una captura de pantalla en un restituidor digital. Se observa un sector de un cordón transgresivo en Doñana. Puede observase el relieve con gafas para anaglifos (azul –derecha y rojo –izquierda).

- Un acceso más fácil y preciso a la variable altimétrica. Aunque la restitución manual de curvas de nivel y puntos acotados es más una inercia que la solución óptima para la adquisición de una variable continua como la altimetría, los programas de restitución digital facilitan su obtención para especialistas temáticos a través del uso de técnicas de estereocorrelación. De hecho, un producto derivado de la fotogrametría digital, cada vez más frecuente, es la extracción de MDE matriciales que procedían inicialmente de aplicar técnicas de interpolación a líneas y puntos 3D restituidos manualmente. Mayor precisión e interés para la caracterización de los sistemas dunares es la generación de MDE a partir del uso combinado de técnicas de estereocorrelación semiautomática (malla de puntos equidistantes) y líneas de estructura 3D (frentes de dunas, depresiones interdunares, escarpes, etc.).

Es conveniente recordar que, en toda producción de una ortofoto digital, es necesaria la utilización de un MDE, producto éste bastante menos requerido y accesible por los investigadores.

(ii) Cámaras fotogramétricas digitales. En la década actual, una parte importante de los vuelos fotogramétricos que se encargan por la Administración, instituciones o grupos de investigación, utilizan cámaras fotogramétricas digitales. Esta tendencia parece irreversible y, en un futuro próximo, la mayor parte de los vuelos fotogramétricos se realizarán con este tipo de sensores. Este nuevo sensor aporta obviamente nuevas características a los datos (manteniendo casi todas las del formato analógico) de gran utilidad para el estudio de los sistemas dunares (Santos, 2006). En este sentido, destacaríamos:

- Obtención de diferente información multiespectral (con valores digitales en una estructura matricial –*raster*-) en el mismo vuelo. Los clásicos vuelos analógicos en blanco y negro, color o infrarrojo color necesitaban negativos específicos. Las cámaras fotogramétricas digitales, por el contrario, funcionan de forma similar a los sensores multiespectrales embarcados en satélites. Por ello, los conceptos de resolución espectral, espacial y radiométrica son también aplicables a este sensor. Independientemente del tipo de cámara, finalmente el sensor registra de forma matricial la información para diferentes bandas espectrales (generalmente azul, verde, rojo e infrarrojo próximo) que pueden ser finalmente integradas o visualizadas como composiciones en color real, infrarrojo color o cualquier otra combinación de bandas que el usuario considere de interés para una mejor visualización de su objeto de estudio (Fig. 3).

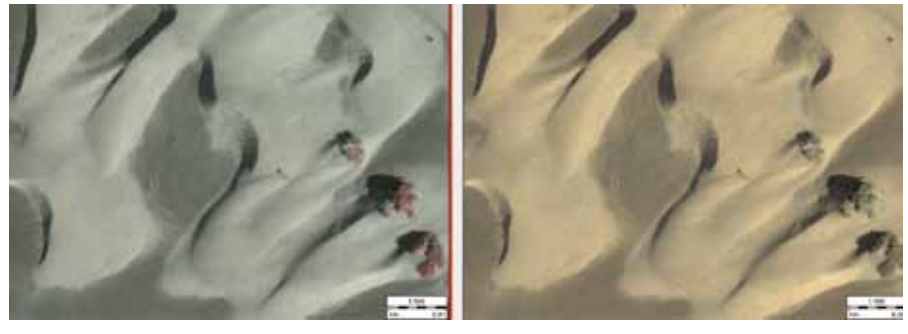


Figura 3. Ortofotos infrarrojo color y color (10 cm de resolución espacial) procedentes de un vuelo con cámara fotogramétrica digital del complejo dunar de Maspalomas (Gran Canaria).

La posibilidad de aplicar, sobre la información obtenida, cualquier tratamiento digital de imágenes de entre los generalmente utilizados en teledetección espacial (índices de vegetación, transformaciones, etc.). Una peculiaridad de estos sensores, de gran utilidad en el estudio de las formaciones dunares, es su mayor resolución radiométrica. Frente a las tradicionales imágenes con resoluciones radiométricas de 8 bit (0-256 niveles de intensidad para cada banda), estos sensores (independientemente del tipo: lineal o matricial) pueden ofrecer resoluciones de 12 bits (0-1024 niveles) o superiores. Con ellos, la capacidad de diferenciación visual obviamente se eleva y, en el caso de las formaciones dunares (predominio de tonos claros), sólo esta característica justifica su utilización. De igual forma, junto a su utilidad en el análisis visual, cuando su tratamiento es digital, los resultados son igualmente mejorados (cálculo de índices, identificación de firmas espectrales, algoritmos de estereocorrelación, etc.) debido a la mejora en identificación de firmas espectrales. Desgraciadamente, a veces, los datos se distribuyen en formatos con estructura piramidal, comprensión destructiva y resoluciones radiométricas de 8 bits por banda (ecw, msid, jpeg2000), con lo que todo este potencial se ve sensiblemente disminuido.

2.2.2. LIDAR (*Light Detection and Ranging*) aerotransportado

La reciente incorporación de este sensor altimétrico a los estudios medioambientales y específicamente, a la geomorfología en general y al estudio de los complejos dunares en particular, ha supuesto un enorme paso adelante en la adquisición de datos altimétricos (Fig. 4). De forma sintética, se trata de un escaner láser embarcado en una plataforma aérea (avión o helicóptero) equipada con un sistema GPS que proporciona la posición y altura en cada momento y un sistema de navegación inercial (INS) que proporciona información sobre la trayectoria y "situación" de la plataforma (cabeceo, alabeo y giro). Se trata, por lo tanto, de un sensor "activo" que barre el territorio analizado emitiendo pulsaciones láser (longitud de onda entre 500 y 1500 nm). Para aplicaciones sobre terrenos emergidos se suele utilizar la longitud de onda del "rojo/infrarrojo cercano", pero se han desarrollado también sensores que trabajan en el rango espectral del "verde", para la caracterización de la topografía submarina, incluso la combinación de ambos, como es el caso de SHOALS (Lillycrop *et al.*, 1997). Para cada pulsación emitida, el sensor suele discriminar entre varios retornos o ecos (primer retorno, segundo, tercero… en función del tipo y configuración del sensor) y un valor de la "intensidad" de la señal de retorno. La sincronización y el tratamiento integrado de los datos procedentes de los tres sensores (GPS, INS y escaner láser), permiten obtener una información detallada de la posición

y altura de cada retorno. Sintéticamente las ventajas de este sensor se deben a los siguientes factores:

(i) Precisión. De forma general se alude a precisiones de 15 cm en altimetría y de 50-100 cm en planimetría. Aunque existe un cierto debate científico en relación a la bondad en el cálculo de estas precisiones (alturas elipsoidales/ortométricas, modelado del geoide, etc.), lo cierto es que, si sumamos a estas precisiones la densidad de información obtenida (dependiente de la altura de vuelo, velocidad, etc.) que puede alcanzar varios datos altimétricos por metro cuadrado, el tratarse de una medida "directa" y la posibilidad de varios retornos para cada pulsación, podría afirmarse que para la caracterización morfométrica de cualquier espacio suficientemente extenso de la superficie terrestre este sensor es la alternativa adecuada.

(ii) Medición directa de la altimetría. El hecho que el sensor pueda configurarse para la medición específica de la altura (puede tener otras utilidades) hace que, a diferencia de otras técnicas, en ésta la precisión altimétrica es sensiblemente superior a la planimétrica. En relación específicamente a su aplicación a la caracterización de los sistemas dunares viene a solventar algunas de las limitaciones que tienen las técnicas fotogramétricas, donde la altura se obtiene de forma indirecta –paralaje- (dificultad de la obtención de la "z" tanto por restitución manual como por estereocorrelación debido a las tonalidades claras y homogéneas de las arenas que limita la identificación de píxeles homólogos).

Figura 4. Vista tridimensional de la Duna de Corrubedo (La Coruña). Superposición de la fotografía multiespectral (10 cm de resolución espacial) sobre el DTM (1 m. de resolución espacial) generado con el vuelo combinado lidar/cámara digital realizado sobre el Parque Natural de Dunas de Corrubedo y Lagos de Carregal y Vixan en 2008.

(iii) Discriminación de intensidades. La posibilidad de trabajar con varios retornos, más el valor de intensidad, permite obtener, además, información tanto de la superficie representada por todos los objetos –Modelo Digital de

Superficies- (vegetación, edificios, etc.) presentes en la zona de estudio (información generalmente asociada al primer retorno recibido), como de la superficie topográfica –Modelo Digital del Terreno- sobre la que se encuentra (información generalmente asociada a la información del último retorno). Los procesos de filtrado para la identificación y caracterización de estos objetos constituyen elementos claves en el análisis y una de las temáticas actualmente en pleno desarrollo. Este hecho es la razón por la que se suele hablar de MDS y MDT. De hecho, la información habitual asociada a un vuelo LIDAR suele contener: la nube de puntos original (información x, y, z e intensidad) procedentes de cada retorno (formatos *ascii* o LAS), el MDS y el MDT en formato matricial *raster*, junto a una imagen *raster* de los valores de intensidad (Fig. 5).

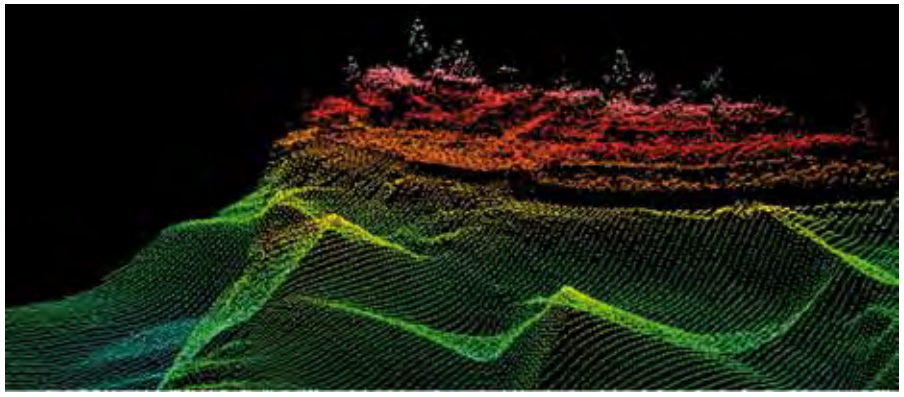


Figura 5. Vista tridimensional de la nube de puntos (formato LAS) del vuelo LIDAR realizado para el proyecto REN2003-05947/GLO del Plan Nacional, sobre las dunas de Maspalomas (Gran Canaria).

La información proporcionada por este sensor se ha utilizado con éxito en numerosas publicaciones recientes, tanto internacionales como nacionales (Mitasova *et al.*, 2005; Saye *et al.*, 2006; Ojeda *et al.,* 2007), para una precisa caracterización de complejos dunares. En ellas queda de manifiesto la adecuación de este sensor a las singularidades morfométricas y variabilidad espacial de estos sistemas dunares. Ello ha permitido, en primer lugar, una precisa caracterización altimétrica y el necesario análisis volumétrico de los mismos, así como el cálculo de balances sedimentarios y tasas volumétricas. Adicionalmente, la calidad de la información altimétrica permite abordar técnicas de clasificación automática de elementos singulares de su geomorfología (frentes), así como su evolución temporal y direcciones de avance en el caso de disponibilidad de varios vuelos lidar, entre otras aplicaciones.

Para terminar, tendríamos que señalar que debido a la novedad de esta fuente de información, generalmente se suele trabajar con los MDS y MDT en formato *raster*. Este modelo de datos conlleva, sin embargo, una importante pérdida de información en relación a la contenida en la nube de puntos originales (cierta pérdida de precisión al tener que utilizar valores estadísticos como media, valor máximo, etc., para asignar el valor de la celdilla de la matriz *raster*, imposibilidad de representar elementos verticales, etc.). En este sentido, los trabajos de precisión deberán centrarse en el futuro en el análisis de la nube de puntos originales, todavía muy dependientes del desarrollo de adecuados algoritmos de filtrado y software asequible para su manipulación y tratamiento.

3. Sistemas de información geográfica

Aunque los SIG ocupan en la actualidad un papel esencial y creciente en la mayor parte de estudios en ciencias naturales donde la componente espacial de la información es crítica, lo cierto es que este tipo de herramientas no son sustancialmente diferentes a cualquier "sistema de información" (conjunto estructurado de datos que permiten obtener respuestas a las demandas realizadas por los usuarios del mismo). El matiz diferencial lo impone el calificativo de "geográfica", que alude tanto al tipo de datos que incorporan (en su mayoría asociados a una posición en el espacio), como al tipo de demandas y problemáticas a que da respuesta, todas ellas relacionadas con la componente espacial (desde la interpolación espacial a la cartografía, la gestión ambiental o la accesibilidad, por ejemplo). En este sentido y, en especial, intentando evaluar su aplicación al estudio de los sistemas dunares, podríamos identificar algunas características de los SIG que tienen una inmediata y eficaz aplicación al estudio de los sistemas dunares.

3.1. La creación de un "Sistema de Información Geográfica". Ficheros y bases de datos geográficos

Un "sistema de información" posibilitaría el almacenamiento, estructuración y mantenimiento/actualización de todos los datos necesarios para el estudio de un sistema dunar, generalmente en continuo cambio si es activo. En este sentido, los SIG están especialmente diseñados para el almacenamiento de "datos geográficos" y para ello es necesario optar, en cada dato, por incorporarlo en uno de los dos modelos más eficientes para ello: el "vectorial" (ideal para objetos discretos de límites reconocibles y esencial para las labores de gestión) o el "*raster*" (mejor adaptado a las características de variables continuas desde la perspectiva espacial y con un gran potencial analítico en el medio natural). Hasta fechas muy recientes, estos datos se almacenaban en ficheros independientes,

tanto vectoriales (dgn, dgw, coberturas, *shapes*, etc.), como *raster* (matrices numéricas en formatos *ascii*, *grid*, formatos de imagen como tif, jpg, ecw, etc.). El desarrollo de las Bases de Datos Relacionales y de la "programación orientada a objetos" ha llevado a que la forma más eficiente, al día de hoy, sea la incorporación de los mismos (tanto la componente geométrica como la temática) a Bases de Datos Relacionales con módulos para la gestión de la "componente espacial" (*Spatial* para *Oracle* – software propietario- o *Postgis* para *Postgres* –software de código abierto-, por ejemplo). Esta nueva arquitectura para soportar un proyecto de estudio sobre una formación dunar permite, adicionalmente, incorporar, integrar y relacionar en la misma toda la información necesaria para su análisis, sea ésta geográfica (mapas, datos vectoriales, datos *raster*, fotografías de campo georreferenciadas con GPS, etc.) o no (series temporales de viento, imágenes de microscopio electrónico, etc.) y gestionarla de una forma "unitaria" y más eficiente. Adicionalmente proporciona la base informativa, instrumental y cartográfica para las labores de gestión de estos espacios, muchos de ellos protegidos por la legislación ambiental, territorial o urbanística.

3.2. Capacidades de análisis espacial

Aunque los SIG agrupan un conjunto de técnicas, métodos y tecnologías variadas, una de sus potencialidades más reconocidas es, sin duda, su capacidad analítica. En su aplicación al estudio de sistemas dunares una cualidad esencial son las técnicas de "interpolación espacial". La frecuencia de datos tomados de forma puntual en el estudio de formaciones dunares (trampas de sedimentos, información eólica, muestras de sedimentos, medidas de humedad o del nivel freático, etc.) que es necesario interpolar espacialmente para cruzarlos con otros datos, hacen de este conjunto de técnicas (a veces apoyadas por robustos métodos geoestadísticos) una de las capacidades analíticas mas requeridas en el estudio de formaciones dunares (Alcántara-Carrió, 2003). El "análisis y modelado de superficies" (*surface modelling*), especialmente de las derivadas de la altimetría (MDE, pendientes, orientaciones, etc.), así como su incorporación a procesos de modelización, soportan el grueso de las aplicaciones encontradas en las referencias bibliográficas más recientes (Ojeda *et al.*, 2007). Dado que en el medio natural existe un predominio de variables continuas (altura, viento, temperatura, fotografía aérea, etc.), las capacidades analíticas centradas en el modelo *raster* –entre las que se incluyen las asociadas al análisis y tratamiento de los datos de teledetección- ofrecen las mayores posibilidades en el contexto del estudio de formaciones dunares (Fig. 6). Una temática de gran repercusión en los estudios centrados sobre la evolución dinámica de las formaciones dunares activas es la

posibilidad de abordar su análisis a través de los cambios volumétricos registrados. En este sentido, las fuentes de información antes citadas (fotogrametría digital y LIDAR) proporcionarían los datos de referencia en formato *raster*, y la posibilidad de realizar "balances sedimentarios volumétricos" en el contexto de un SIG (álgebra de mapas) está suponiendo una gran aportación al conocimiento de la dinámica dunar. La "expresión espacial continua" de estas tasas volumétricas de transporte real está abriendo una nueva línea de investigación que permitiría, adicionalmente, su análisis comparado con las "tasas teóricas" calculadas por las ecuaciones más frecuentemente utilizadas por especialistas (Arens, 1997; Arens *et al.*, 2004), así como con las tasas "puntuales" obtenidas de las trampas de sedimentos.

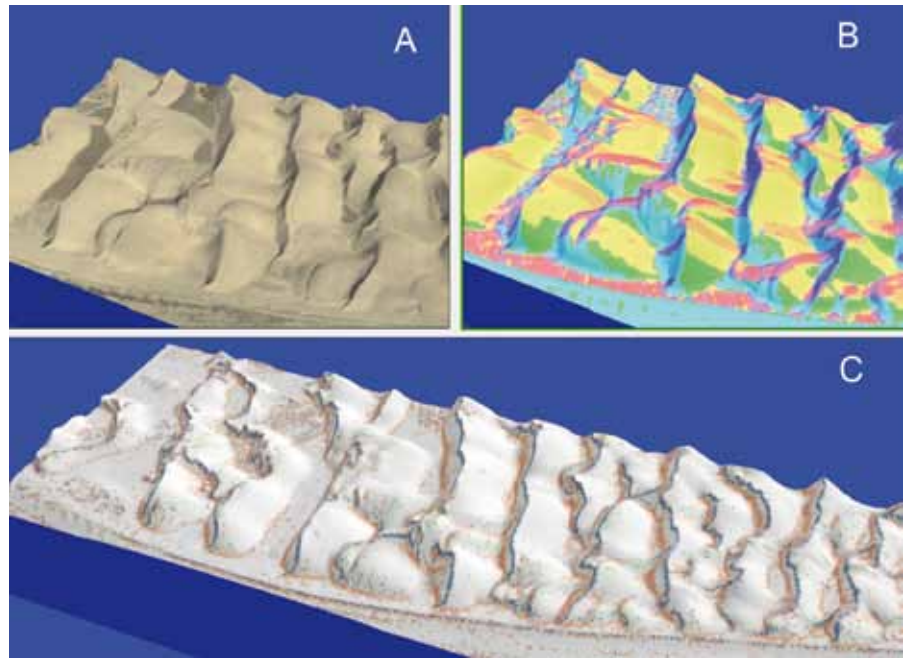


Figura 6. Vistas tridimensionales de un sector del complejo dunar de Maspalomas (Gran Canaria).
A: Ortofoto multiespectral sobre MDT procedente de un sensor LIDAR. B: Superficie de orientaciones sobre el mismo modelo. C: Visión del algoritmo de identificación automático de líneas de cresta elaborado para el proyecto REN2003-05947/GLO del Plan Nacional.

3.3. Capacidades para la producción de cartografía digital y visualización tridimensional

Todos los SIG incluyen, como es obvio, herramientas para la elaboración de cartografía (digitalización, transformaciones geométricas, etc.), incluyendo un abanico muy amplio de posibilidades semiológicas, especialmente útiles para la caracterización de las formaciones dunares (colores graduados, transparencias, sombreados digitales, etc.). La posibilidad de realizar vistas tridimensionales apoyadas en un MDE incrementa sustancialmente la capacidad de transmisión visual de los resultados de cualquier análisis o producto cartográfico. Adicionalmente, su publicación digital (en formato pdf, por ejemplo) y su distribución en CD o DVD, a veces con visores tridimensionales para su visualización (Junta de Andalucía, 2008), no sólo abarata costes, sino que nos introducen en una nueva forma de ver y analizar la geomorfología de los complejos dunares.

3.4 La difusión de la información geográfica ambiental por Internet

A pesar de las ventajas de los formatos digitales para la difusión de los datos sobre sistemas dunares, sobre todo los cartográficos, la opción de futuro es, sin duda alguna, Internet. La combinación de datos almacenados y gestionados en un SIG junto a las nuevas técnicas de difusión de la información geográfica en Internet (*Web mapping*), que proporcionan un alto grado de interacción al usuario (piénsese en *Google Maps* o *Google Earth*), revolucionarán en el futuro el acceso, la difusión y visualización de la información generada sobre los sistemas dunares. Normativas de rango europeo (Directiva *INSPIRE* -2007/2/CE) y nacional (Decreto -1545/2007- por el que se regula el Sistema Cartográfico Nacional), que proporcionan el marco institucional para la producción, difusión y acceso a la información geográfica, especialmente la ambiental, en el marco de las IDE (Infraestructura de Datos Espaciales), condicionarán también, en cierta medida, la forma de producir, acceder y difundir la información espacial referida a las formaciones dunares. Los datos que, en su mayoría, estarán almacenados en Bases de Datos Geográficas (BDG) en el contexto de las IDE (modelos de datos, normalización, uso de estándares), se localizarán a través de "*servicios de catálogo"* (WGS) y se distribuirán prácticamente sin coste alguno (éste es uno de los temas clave de la directiva *INSPIRE*) como *"servicios de datos*" (WFS para datos vectoriales o WCS para datos *raster*) o como *"servicios de mapas*" (WMS), por citar los servicios interoperables más utilizados. Esta es, en el momento actual, una realidad para la mayoría de datos procedentes de productores de información institucional (IDE del estado español o IDEs autonómicas) y nos permite acceder sin coste alguno a ortofotos o mapas topográficos y temáticos,

interactuar con ellos e incorporarlos en nuestro proceso de análisis a través de la mayor parte de los programas SIG. Sin duda, la posibilidad de incorporarse a este proceso apoyados en el uso de los SIG evolucionará en el futuro hasta convertirse en una de las fuentes de información esenciales para el análisis de las formaciones dunares, pero también los propios investigadores podrán utilizar estos servicios para difundir la información derivada de sus propios trabajos y facilitar el acceso a los mismos a otros investigadores de una forma más eficiente.

Referencias

al-Dabi, H., Koch, M., Al-Sarawi, M. & El-Baz, F. (1997). Evolution of sand dune patterns in space and time in north-western Kuwait using Landsat images. *Journal of Arid Environments*, 36 (1), 15 – 24.

Alcántara-Carrió, J. (2003). *Dinámica sedimentaria eólica en el istmo de Jandía (Fuerteventura). Modelización y cuantificación del transporte*. Cabildo de Gran Canaria, Las Palmas de Gran Canaria, 288 pp.

Anyamba, A. & Tucker, C. (2005). Analysis of Sahelian vegetation dynamics using NOAA-AVHRR NDVI data from 1981-2003. *Journal of Arid Environments*, 63, 596 – 614.

Arens, S.M. (1997). Transport rates and volume changes in a coastal foredune on a Dutch Wadden Island. *Journal of Coastal Conservation*, 3, 49 – 56.

Arens, S.M., Slingsc, Q. & de Vriesc, C.N. (2004). Mobility of a remobilised parabolic dune in Kennemerland, The Netherlands. *Geomorphology*, 59, 175 – 188.

Blumberg, D.G. (2006). Analysis of land aeolian (wind-blown) bedforms using de Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) digital elevation data. *Remote Sensing*, 100, 179 – 189.

Bourke, M.C., Balme, M., Beyer, R.A., Williams, K.K. & Zimbelmand, J. (2006). A comparison of methods used to estimate the height of sand dunes on Mars. *Geomorphology*, 81, 440 – 452.

Bourke, M.C., Edgett, K.S. & Cantor, B.A. (2008). Recent aeolian dune change on Mars. *Geomorphology*, 94, 247 – 255.

Buyuksalih, G., Kocak, G., Topan, H., Oruc, M. & Marangoz, A. (2005). Spot revisited: accuracy assessment, DEM generation and validation from stereo spot 5 HRG images. *Photogrammetric Record*, 20, 130 – 46.

Carr, M. (2006). *The surface of Mars*. Cambridge University Press, Cambridge, 235 pp.

Chuvieco, E., Bosque, J., Pons, X., Conesa, C., Santos, J.M., Gutiérrez, J., Salado, M.J., Martín, M.P., de la Riva, J., Ojeda, J. & Prados, M.J (2005). ¿Son las tecnologías de la información geográfica (TIG) parte del núcleo de la geografía?. *Boletín de la A.G.E*, 40, 35 – 55.

Chuvieco, E. (2008). *Teledetección ambiental*, Ed. Ariel, Barcelona, 586 pp.

Di, K., Ma, R. & Li, R. (2003). Geometric processing of Ikonos stereo imagery for coastal mapping applications. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing,* 69, 873 – 79.

Garcia-Novo, F., Ramírez, L. & Torres, A. (1975). El sistema de dunas de Doñana. *Naturalia Hispánica*, 5, 56 pp.

Howari, F.M., Baghdady, A. & Goodell, P.C. (2007). Mineralogical and geomorphological characterization of sand dunes in the eastern part of United Arab Emirates using orbital remote sensing integrated with field investigations *Geomorphology,* 83, 1-2, 67 – 81.

Janke, J.R. (2002). An analysis of the current stability of the dune field at Great Sand Dunes National Monument using temporal TM imagery (1984–1998). *Remote Sensing of the Environment,* 83, 488 – 97.

Junta de Andalucía (2008). *Sistema de Información Geográfica del Litoral Andaluz (SIGLA)*. Junta de Andalucía, Consejería de Vivienda y Ordenación del Territorio, Sevilla (Visor interactivo DVD).

Kwarteng, A., Touzi, R. & Al-Jassar, H. (2000). Utilization of satellite SAR imagery for mapping sand dune in Kuwait. *Proceedings of 'Geoscience and Remote Sensing Symposium' IGARSS 2000*, IEEE International, 5, 1960 – 1962.

Levin, N., Ben-Dor, E. & Karnieli, A. (2004). Topographic information of sand dunes as extracted from shading effects using Landsat images. *Remote Sensing of the Environment,* 90 (2), 190-209.

Lillycrop, W.J., Irish J.L. & Parson, L. E (1997). SHOALS system: three years of operation with airborne lidar bathymetry – experiences, capability and technology advancements. *Sea Technology,* 38, 17–25.

McCauley, J.F., Schaber, G.G., Breed, C.S. & Grolier, M.J. (1982). Subsurface Valleys and Geoarcheology of the Eastern Sahara Revealed by Shuttle Radar. *Science,* 3, 218, 4576, 1004-1020.

McKee, E. (1979). An introduction to the study of global sand seas. En: *A study of global sand seas* (E. McKee, ed.). U.S. Geological Survey Paper 1052. Washington, 1 – 20.

Mitasova, H., Overton, M. & Harmon, R. S. (2005). Geospatial analysis of a coastal sand dune field evolution: Jockey's Ridge, North Carolina. *Geomorphology*, 72, 204 – 221.

Ojeda, J., Vallejo, I., Hernández, L. & Álvarez, J. (2007). Fotogrametría digital y lidar como fuentes de información en geomorfología litoral (marismas mareales y sistemas dunares): el potencial de su análisis espacial a través de SIG. *Boletín de la A.G.E*, 44, 215 – 233.

Paisley, E. C. I., Lancaster, N., Gaddis, L. R. & Greeley, R. (1991). Discrimination of active and inactive sand from remote sensing: Kelso dunes, Mojave Desert, California. *Remote Sensing and the Environment*, 37, 153 – 166.

Sanjaume Saumell, E (1974). El cordón litoral de la Albufera de Valencia: estudio sedimentológico. *Cuadernos de Geografía*, 14, 61 – 96.

Santos Pérez, L.J. (2006). Cámaras fotogramétricas aéreas digitales: ventajas e inconvenientes. Influencias en la ejecución de cartografía catastral. *Revista CT/Catastro,* 57, 51 – 72.

Saye, S.E., Van der Wal, D., Pye, K. & Blott, S.J. (2006). Beach-dune morphological relationships and erosion/accretion: an investigation at five sites in England and Wales using LIDAR data. *Geomorphology*, 72 (1-4), 128 – 155.

Tsoar, H., & Karnieli, A. (1996). What determines the spectral reflectance of the Negev– Sinai sand dunes. *International Journal of Remote Sensing*, 17(3), 513 – 525.

Van de Vlag, D.E. & Stein, A. (2007). Incorporating Uncertainty via Hierarchical Classification Using Fuzzy Decision Trees. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45, 1, 237 – 245.

Welch, R., Jordan, T., Lang, H. & Murakami, H. (1998). ASTER as a source for topographic data in the late 1990s. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36, 4, 1282 – 1289.

White, K., Goudie, A., Parker, A & Al-Farra, A. (2001). Mapping the geochemistry of the northern Rub' Al Khali using multispectral remote sensing techniques. *Earth Surface Processes and Landforms,* 26, 735 – 748.

Yao, Z.Y, Wang, T., Han, Z.V., Zhang, W.M & Zhao, A.G. (2007). Migration of sand dunes on the northern Alxa Plateau, Inner Mongolia, China. *Journal of Arid Environments*, 70 (1), 80 – 93.

III. DUNAS COSTERAS EN ESPAÑA

5. Campos dunares de Asturias, Cantabria y País Vasco

G. Flor[1], P. Martínez Cedrún[2] y G. Flor Blanco[1]

1. Introducción

La costa cantábrica se alinea en dirección general E-W, pero con tramos del perfil ligeramente cóncavos y convexos, más agudos en la región del cabo de Peñas y en algunos casos, como el sector vasco, adaptándose a la estructuración de los materiales mesoterciarios, el denominado "Arco Vasco" (Flor, 1987). En algunos segmentos, como los comprendidos entre la punta de cabo Peñas y Aboño, de la punta del Olivo al estuario de Villaviciosa, cabo Lastres-playa de la Griega y desde cabo Ajo al límite con Vizcaya, el perfil costero toma una dirección más rectilínea NW-SE, probablemente relacionado con una adaptación a fracturas tardihercínicas rejugadas en el alpídico. La cordillera Cantábrica, que se disipa hacia Galicia en la sierra de Los Ancares, es el apéndice occidental de la cadena Pirenaica (Fig. 1), de manera que la falla Norpirenaica, situada al pie del talud continental, condiciona parcialmente la tendencia rectilínea más general a gran escala de esta costa. Por su parte, durante la orogenia Alpina, las numerosas fases de estabilización tectónica han favorecido la generación de varias superficies de erosión continental y, en las últimas etapas, probablemente desde el Mioceno Superior-Plioceno, como plataformas de abrasión marina (rasas), en todos los casos con escasos depósitos de recubrimiento (Flor & Peón, 2004).

Predominan los tramos rocosos acantilados, algunos especialmente abruptos entre los que se abren numerosas ensenadas con depósitos de playas (playas entre promontorios o *"beach pockets"*) y estuarios estrechos y alargados de dimensiones sumamente variables, que sirven igualmente para la formación de barreras arenosas y la culminación, en ambos ambientes y en numerosos casos, de sendos campos dunares.

1. Departamento de Geología. Universidad de Oviedo, C/ Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo *gflor@geol.uniovi.es* y *gfb@geol.uniovi.es*

2. Departamento de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada. Universidad de Cantabria, Avda. de los Castros, s/n. 39005 Santander. *patricio.martinez@unican.es*

Los estudios de carácter geológico sobre los campos dunares de Asturias, Cantabria, Vizcaya y Guipúzcoa, han sido particularmente numerosos, especialmente los de Martínez Cedrún (2009) en Cantabria y los pioneros en Asturias (Flor, 1981a y b, 1983, 1986a y b) y Cantabria (Flor, 1980, Flor & Martínez Cedrún, 1991; Carriedo Veci, 2006; Carriedo Veci & Flor, 2005 y 2006; Martínez Cedrún & Flor, 2008), y los de Arteaga (2004), Arteaga & González (2002), Arteaga & San José (2004) y los más recientes de Arteaga *et al.* (2008). En el País Vasco, son reseñables los debidos a Flor (1989), Edeso (1994), Cearreta *et al.* (1990), Iriarte *et al.* (2004) y González Amuchástegui *et al.* (2005). En todos estos trabajos las contribuciones a la morfología de las dunas han sido de carácter muy secundario. La mayor parte de ellos ha tenido una componente botánica, lo que ha servido para que algunos campos dunares o parte de los mismos tengan algún tipo de protección ambiental: Peñarronda, Frejulfe, Barayo, Salinas, Xagó, Vega, Oyambre, Liencres, Loredo, La Arena y Zarauz.

Figura 1. Situación de las regiones costeras cantábricas (Asturias, Cantabria y País Vasco) donde se han desarrollado campos dunares.

En este capítulo se aporta una panorámica general sobre los campos dunares existentes en las comunidades costeras cantábricas, separando las de Asturias, Cantabria y País Vasco, dada su diferente representación y grado de conservación. Se atienden aspectos en relación con su catalogación, tipología de las dunas más importantes, ámbitos morfosedimentarios sobre los que se desarrollan, superficies que ocupan, campos singulares y problemática ambiental, así como los sistemas fluviales más directamente involucrados en el suministro siliciclástico y componentes de vientos actuantes. Se han consultado los diferentes juegos de fotografías aéreas verticales, desde las de la década de 1950 (vuelo americano

a escala 1/33.000), con el objeto de identificar algunos campos dunares que se degradaron o destruyeron con posterioridad. Los cálculos de las superficies se obtuvieron a partir de las ortofotos más recientes de las tres comunidades autónomas, procesándose con el programa *ArcView* 9.

2. Agentes dinámicos

Aunque el viento se constituye en el agente prácticamente exclusivo en la removilización (deflación) de las arenas playeras, transporte a las áreas de posplaya y sedimentación final para constituir los campos dunares, no debe dejarse de lado el papel de los oleajes predominantes del NW y la influencia de la corriente costera, a una escala temporal mucho más amplia, que inducen corrientes persistentes responsables del transporte arenoso de deriva o longitudinal hacia el E.

Las componentes de viento que mayor incidencia tienen en esta costa son del cuarto y primer cuadrante, fundamentalmente del NW y NE. En algunos campos abiertos, como la barrera estuarina de Somo (Santander) y las dunas remontantes de Arnao, Loredo-Jorganes, Liencres y La Magdalena y Górliz fueron importantes las del SSW (Fig. 2). Los vientos del W determinaron la formación de las extensas dunas de Cuchía, desaparecidas por extracciones de arena, y las colgadas de Arnao, El Bocal y Las Arenas de Bilbao, desmanteladas por la expansión urbanística; también determinaron la formación de algunas dunas lingüiformes como las antiguas de Bayas y las intrusivas activas de Salinas.

Dada la alineación general E-W de este amplio segmento costero, los cambios en la orientación del perfil otorgan mayor importancia a los vientos del NW o del NE; así, en algunas playas extensas la mayor parte de sus acumulaciones eólicas están asociadas a la componente NW, mientras que la del NE puede tener mayor repercusión en los tramos occidentales del campo dunar.

Las mareas son semidiurnas y mesomareales (Flor Blanco, 2007), con un cierto desfase horario hacia el E (más tarde las culminantes de la pleamar y la bajamar) y un ligero incremento del rango mareal (varios centímetros) en ese mismo sentido.

Otro factor destacable es el eustático, que actúa a más largo plazo, de modo que las pulsaciones regresivas desde el máximo Flandriense han determinado la progradación de los sistemas de playas/dunas favoreciendo el desarrollo de determinados campos dunares (Bayas, Salinas, Xagó, Tenrero, Liencres, Regatón-Salvé de Laredo u Oriñón. La elevación actual del nivel está promoviendo la erosión de algunos campos dunares de forma evidente: Penarronda, Mexota, Aguilera (Verdicio), Rodiles, Vega, El Sable de Tina Menor, Oyambre, Regatón o La Salvé (Laredo).

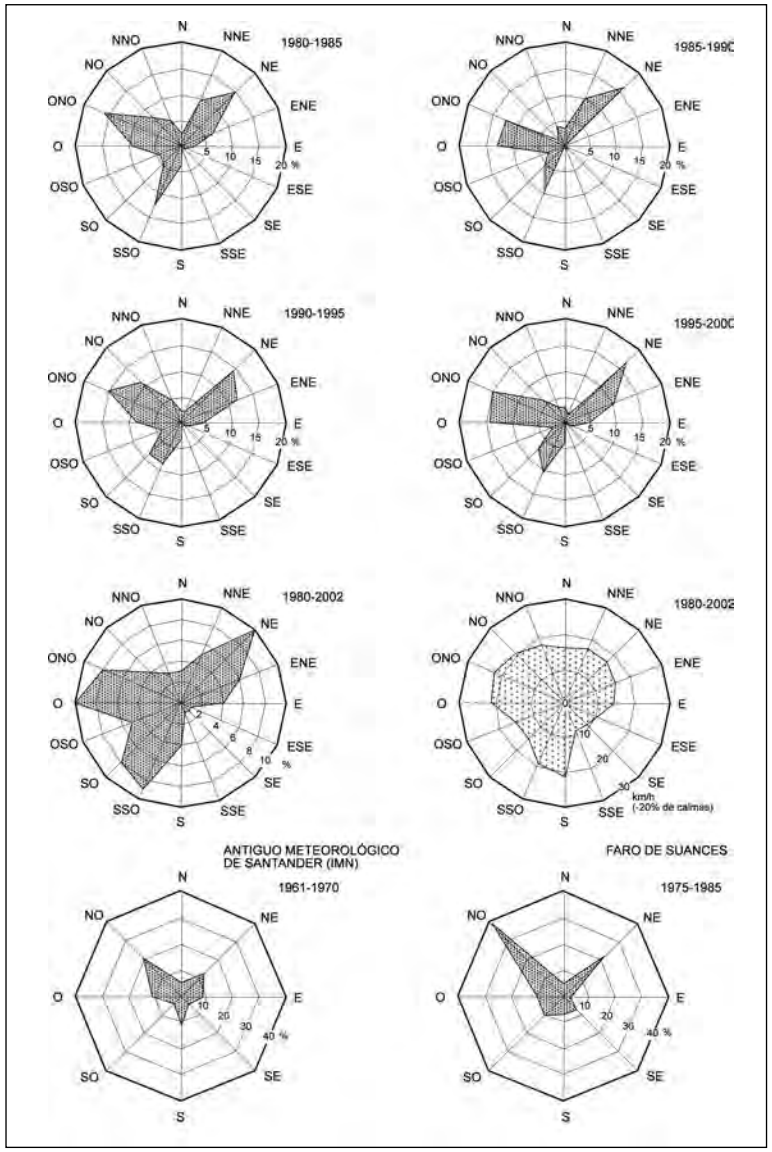


Figura 2. Rosa de vientos media anual del aeropuerto de Parayas de Santander en gráficos quinquenales: A: 1980-1985, B: 1985-1990, C: 1990-1995, D: 1995-2000, para el periodo 1980-2002 (E) Frecuencias (%). F) Rosa de vientos de las velocidades medias (km/h) para el periodo 1980-2002. G) Frecuencias en el intervalo 1961-1970 del antiguo observatorio del INM y en el periodo 1975-1985 en el faro de Suances (H) (modificado de Arteaga, 2004).

Indudablemente, el factor antrópico ha impulsado pérdidas de amplios espacios dunares, algunos degradados de manera irreversible, tanto parcial (Salinas, La Concha de Suances, Somo-Loredo, Ris, Berria, La Salvé de Laredo, Oriñón, La Arena de Musquiz,), como totalmente (Aboño, San Lorenzo de Gijón, Santa Marina de Ribadesella, Cuchía, Segunda playa de El Sardinero de Santander, Jorganes, Las Arenas de Bilbao, Deba, Orio).

No obstante, las Demarcaciones de Costas vienen materializando algunos proyectos de regeneración con desigual fortuna, dependiendo de cada campo dunar. Han incluido reconstrucciones morfológicas, rellenos de áreas de extracción de arena, colocación de captadores, extensión de pasarelas, aislamientos disuasorios de recintos, revegetaciones con especies autóctonas, eliminación de especies invasoras, etc. (Salinas, Zeluán, Xagó, Verdicio, Rodiles, Cuchía, Liencres, Puntal de Somo, La Arena de Muskiz, Laida, etc.).

3. Campos dunares cantábricos

Los campos dunares en esta costa cantábrica son numerosos (Figs. 3, 6 y 11), pero sin alcanzar grandes extensiones, salvo los situados en desembocaduras de ríos cordilleranos o principales, aunque no de forma exclusiva, siempre muy por debajo de los 5×10^6 m^2. En las franjas costeras de Asturias centro-occidental y Cantabria central y oriental se distribuyen los de mayor magnitud (Tablas 1 y 2), mientras que en algunos segmentos de Asturias occidental y oriental, buena parte de Cantabria y, puntualmente, el País Vasco se han generados campos dignos de ser tenidos en cuenta por su magnitud (Tablas 1 a 3).

La peculiaridad de una costa predominantemente rocosa, con fuertes desniveles altimétricos que disminuyen desde el cabo de Peñas (centro de Asturias) hacia Galicia, y la presencia de ríos que drenan la cordillera Cantábrica y los numerosos sistemas fluviales costeros, determinan el modo de repartirse o asociarse los campos dunares.

En trabajos anteriores (Flor, 2004a; Martínez Cedrún, 2009), se estableció la relación directa existente en la costa cantábrica entre las aportaciones fluviales de sólidos arenosos siliciclásticos de los ríos principales y el mayor desarrollo de campos dunares. Los prismas estuarinos sumergidos constituyen amplias áreas de sedimentación que actúan como almacenes susceptibles de suministrar las fracciones arenosas capaces de ser removilizadas y transportadas a las playas con una tendencia principal hacia el E. Por ello, es habitual que se produzca una disminución de la superficie ocupada y de los volúmenes arenosos de los campos dunares desde las desembocaduras en ese mismo sentido. Algunas acumulaciones dunares pueden, incluso, desarrollarse en las áreas occidentales más próxi-

mas a las mismas (Arnelles, respecto al Navia; Sonabia, en mayor parte por el Asón, pero también por el Agüera).

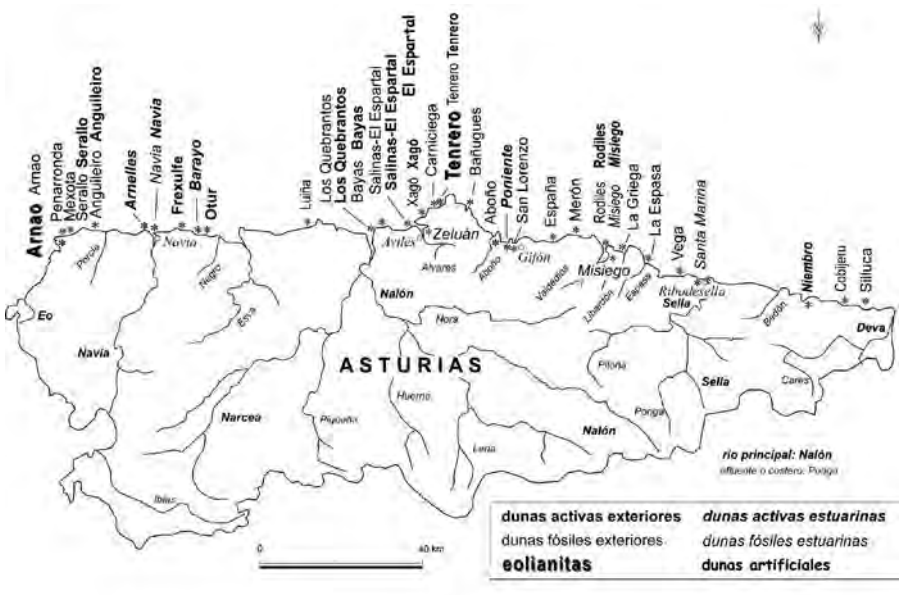


Figura 3. Situación de los campos dunares de la costa asturiana, incluyendo los sistemas fluviales de mayor importancia (cordilleranos y algunos costeros).

Los cambios acentuados del límite playa-duna con ocasión de las oscilaciones regresivas y transgresivas durante el Pleistoceno y, de forma decisiva, en el Pleistoceno final-Holoceno, han contribuido a los desplazamientos de grandes volúmenes de arena en sentido normal a la costa. Esta dinámica sedimentaria se tradujo desde el máximo Flandriense (alrededor de los +3 m respecto a las pleamares vivas medias actuales), en la progradación de los grandes campos dunares, mientras que los simples se formaron en épocas todavía más recientes. A este esquema, necesariamente simplista para comprender la realidad de la distribución de los campos dunares, debe sumársele el hecho de una elevación del nivel del mar en curso que afecta erosivamente a algunos campos dunares, así como el factor antrópico muy localizado por construcciones de presas (Nansa), dragados en estuarios vinculados a los campos de la barrera confinante (Avilés y Santander), extracciones intensivas de arenas (Xagó, Cuchía y Somo-Loredo) y urbanizaciones (Salinas, Gijón, Ribadesella, Noja, Laredo y Zarauz).

Los mayores campos de dunas están vinculados a los grandes estuarios cantábricos, cuyos ríos tienen su cabecera enraizada en la Cordillera Cantábrica: Nalón+Narcea (Nalón), Sella, Cares-Deva (Tina Mayor), Nansa (Tina Menor), Saja-Besaya (San Martín de la Arena), Pas, Miera (sistema del Cubas en el estuario de Santander), Asón, Agüera, Nervión, Bidasoa o, en la Asturias occidental en la sierra de Los Ancares (Navia) o áreas próximas (Eo). Otros estuarios de grandes dimensiones, algunos incluso mayores que los anteriores, son receptores sedimentarios netos, generalmente coincidiendo con ríos intermedios o costeros: Barayo (Fig. 4), Luiña, Avilés, Villaviciosa, San Vicente de la Barquera, La Rabia, Santander, La Arena de Ajo y de Musquiz, Plencia, Guernica, Deba, Santiago, Zarauz y Orio, abiertos gracias a la doble influencia de fracturas y litologías blandas de pizarras, limolitas y/o evaporitas (de edades pérmicas y triásicas).

Figura 4. Vista aérea oblicua desde el costado suroccidental del estuario de Barayo, confinado por una barrera arenosa (al fondo), culminada por dunas del tipo cordón dunar (dos unidades) y lingüiformes.

Las playas situadas en las áreas de influencia cercanas a los grandes estuarios suministradores pueden alcanzar grandes dimensiones, lo mismo que sus campos dunares asociados: Frejulfe, Bayas (Fig. 5), Xagó (Fig. 7), Somo-Loredo, Joyel-Ris-Noja, Trengandín, Berria, Sonabia y Laga. En estos casos, las barreras arenosas confinantes han desarrollado campos dunares. En otras ocasiones se

Tabla 1. Características de los principales campos dunares de la costa de Asturias

RIO SUMINISTRADOR	COMPLEJO DUNAR	AMBITOS MORFO-SEDIMENTARIOS	CARACTERÍSTICAS	TIPOLOGÍA	SUPERFICIE (m^2)	SUPERFICIE TOTAL (m^2)	VIENTOS GENERADORES
EO	Arnao	playa expuesta	inactivas vegetadas	eolianitas manto colgado tabular	retazos muy dispersos 148.516	148.520	SW
	Penarronda	playa expuesta	embrionarias inactivas vegetadas	cordón incipiente montículos laxos colgada tabular	5.044 30.321 4.537	39.902	NW y NE NW y NE SW
	Mexota	playa expuesta	inactivas vegetadas	remontantes colgada tabular	3.990 9.856	13.856	NE
	Sarello	playa expuesta	embrionarias inactivas vegetadas	cordón dunar montículos laxos remontante	2.002 6.282 1.178	9.462	NW y NE
	Anguileiro	playa expuesta	embrionarias inactivas vegetadas	cordón dunar remontante remontante	1.537 1.159 839	3.535	NW y NE
NAVIA	Navia	barrera estuarina dunas estuarinas	embrionarias activas vegetadas inactivas vegetadas	tabular cordones dunares muy laxos montículos muy laxos manto tabular	1.448 14.536 48.710 48.286	112.980	NW
	Frejulfe	playa expuesta barrera estuarina	embrionarias activas vegetadas inactivas vegetadas	cordón dunar campo irregular remontante	2.781 9.914 23.825	36.520	NW y NE
	Barayo	barrera estuarina	embrionarias activas vegetadas inactivas vegetadas	tabular cordón dunar cordón dunar y lingüiformes	8.744 6.541 55.184	70.469	NW y NE
	Otur	playa expuesta	embrionarias activas vegetadas inactivas vegetadas	tabular cordón dunar incipiente campo irregular	228 2.682 11.329	14.239	NW y NE
ESQUEIRO	San Pedro de Luiña	playa expuesta	antropizadas	cordón dunar laxo y tabular	54.418	54.418	NE y NW
NALÓN	Los Quebrantos	barrera estuarina	embrionarias activas vegetadas antropizadas	tabular tabular con cordones dunares laxos cordones dunares	15.004 262.941 249.097	527.042	NW y NE
	Bayas occidental	playa expuesta	embrionarias activas vegetadas inactivas vegetadas	tabular tabular cordones dunares	33.768 29.412 29.815	92.995	NW
	Bayas oriental	playa expuesta	embrionarias activas vegetadas inactivas vegetadas	tabular tabular cordón, ligüiformes y remontantes	19.415 23.147 71.115	113.677	NW y W
	Salinas (Avilés)	barrera estuarina	embrionarias activas vegetadas antropizadas recuperadas	lingüiformes cordones dunares cordones dunares tabulares laxas	15.560 416.077 2.704.039 105.173	3.240.849	NW y W
	Zeluán (Avilés)	dunas estuarinas	inactivas vegetadas antropizadas	cordones dunares cordones dunares	61.777 3.925	65.702	NW

RIO SUMINISTRADOR	COMPLEJO DUNAR	AMBITOS MORFO-SEDIMENTARIOS	CARACTERÍSTICAS	TIPOLOGÍA	SUPERFICIE (m^2)	SUPERFICIE TOTAL (m^2)	VIENTOS GENERADORES
NALÓN	Xagó	playa expuesta	embrionarias activas vegetadas inactivas vegetadas antropizadas	tabular cordón dunar y ligüiformes cordones, ligüiformes y remontantes cordones	46.613 79.308 120.674 63.848	421.118	NW, W y NE
	Aguilera o Carniciega (Verdicio)	playa expuesta	inactivas vegetadas	tabular remontante	14.642	14.642	NW
	Tenrero (Verdicio)	playa expuesta	embrionarias activas vegetadas inactivas vegetadas antropizadas	tabular y remontante remontantes y colgadas lingüiformes eolianitas longitudinales	860 6.397 12.587 120.674	140.518	NW y NE
ABOÑO	Aboño	barrera estuarina	antropizadas (inexistentes)	cordón dunar y campo irregular	62.117	62.117	NW
PILES	San Lorenzo (Gijón)	barrera estuarina	antropizadas (inexistentes)	cordones dunares remontantes	931.573	931.573	NW y NE
VALDEDIÓS	Rodiles (Villaviciosa)	barrera estuarina	embrionarias inactivas vegetadas antropizadas	tabulares cordones dunares cordones dunares y remontantes	12.048 170.253 71.332	253.633	NW
	Misiego (Villaviciosa)	dunas estuarinas	embrionarias inactivas vegetadas	cordones dunares cordones dunares	12.048 43.796	55.844	NW y SW
A CEBO	Vega	playa expuesta	embrionarias inactivas vegetadas	cordones dunares campo irregular	12.051 28.731	40.782	NW
SELLA	Santa Marina	barrera estuarina	antropizadas (inexistentes)	cordones dunares	195.079	195.079	NW

RIOS:
SELLA: Cordillerano
A CEBO: costero

VIENTOS:
NO: dominante
NE: secundario

ASTURIAS

han generado campos dunares asociados a costas arenosas progradantes, de anchura considerable: Salinas-El Espartal en el de Avilés, Liencres (Fig. 8) en el Pas y Laredo en el Asón.

4. Tipologías dunares

La variedad geomorfológica de las dunas cantábricas es relativamente amplia. Se reconocen dunas que alcanzan dimensiones métricas y decamétricas, en lo que pueden constituir dunas básicas e incipientes: dunas piramidales, colas de arena, depresiones erosivas con y sin ribete sedimentario, etc. Pero son los cordones dunares, aunque con geometrías y dimensiones desde embrionarios a bien conformados, los que tienen una mayor representación y desarrollo (Navia, Barayo, Sarello, Otur, Bayas, Zeluán, La Concha de Suances, Liencres, Sonabia, Oriñón, La Arena, etc.), en algunos campos como formas repetidas alineadas paralelamente a la línea de orilla (La Arena, Salinas-El Espartal, Xagó, Oyambre). Son particularmente amplios, a veces conteniendo otros cordones menores, en Salinas y Xagó, y los erosionados en su frente de barlovento que conviven con grandes dunas lingüiformes en Bayas (Fig. 5). En dunas inducidas artificialmente por construcción de escolleras en el canal principal exterior estuarino, los cordones son muy laxos: Los Quebrantos, Villaviciosa, El Rosal en San Vicente de la Barquera.

Figura 5. Campo de dunas de Bayas, al E de la desembocadura del Nalón, en el que se han formado tres generaciones dunares: remontantes en la franja interna, cordones dunares y lingüiformes cuyo frente se ha erosionado con pendientes acusadas y una franja externa, limitante con la playa, de dunas tabulares con tendencia a construir cordones muy laxos.

En algunos casos, son importantes las dunas tabulares generalmente de altura métrica y extensiones relativamente reducidas, que están vinculadas a playas con volúmenes sedimentarios más bien escasos (Arnelles, Luiña, Bañugues, La Griega, Espasa, Berellín, Luaña, Mogro, Usgo…).

Las dunas lingüiformes han sido definidas y descritas detalladamente en Xagó (Flor, 1986b) como acumulaciones con planta ovoide y más estrechas en su ápice, un tanto indefinido. Las crestas suelen ser aplanadas aunque en algunos casos relativamente agudas. Los costados, así como los frentes de avance son de avalancha, generándose las típicas láminas deslizadas ("*slumpings*"), que se conservan fácilmente en sección. Pueden desarrollarse por componentes de viento oblicuo al dominante o incluso formar parte de unidades transgresivas en sectores dunares en recesión. En la costa cantábrica estas dunas se han generado en campos dunares donde se construyeron cordones de cierta entidad. Se pueden identificar en Bayas, Salinas, Xagó, Oyambre, Liencres y Puntal de Somo y Laredo (Fig. 9), en este último caso como transgresivas desde una playa en recesión, pero también en el campo de Liencres, donde experimentan autoalimentación (Martínez Cedrún & Flor, 2008; Martínez Cedrún, 2009).

Las dunas longitudinales son formas alargadas paralelamente a la dirección del viento, diferenciables de las lingüiformes por su planta más regular (tendencia rectangular), sección triangular en corte transverso (generalmente isósceles), con crestas cuya tendencia es aguda, pero con culminaciones también achatadas. Presentan longitudes mucho mayores que las anchuras y varias crestas que se bifurcan y reúnen, viento abajo. Suelen construirse por vientos intensos unidireccionales. Se identifican dos campos de dunas longitudinales, el de Tenrero (eolianítico, en Verdicio, Asturias) arrasado por una urbanización y el de Cuchía (Cantabria), totalmente desmantelado, cuyas arenas fueron utilizadas como áridos.

Las dunas remontantes están ampliamente representadas, en algunos casos inactivas: Arnao, Mexota (extremo occidental de Asturias), Anguileiro, Navia, Frejulfe, Bayas, Xagó, Aguilera, Tenrero, antiguas de Begoña en Gijón (Flor & Lharti, 2008), España, Merón, Rodiles, Merón de San Vicente, La Magdalena, Los Peligros, Loredo, Ris, Berria, Sonabia (singulares de barjanes y longitudinales en la Fig. 10), Górliz con dos generaciones, la más antigua infrayacente de carácter eolianítico (Fig. 12). Destacan las de Liencres, por la gran amplitud superficial que ocupan, y las de Sonabia. Las dunas colgadas también tienen una cierta representación, desarrollando mantos tabulares, la mayor parte desaparecidas o muy degradadas: San Lorenzo-Peñarronda, Mexota, Tenrero, Tagle, Loredo-Jorganes, Noja, El Olivar y Las Arenas de Bilbao.

Son habituales tanto los casquetes erosivos, especialmente en los grandes campos (Puntal de Somo, Laredo y Sonabia), como las cubetas de deflación, sumamente irregulares y ya desaparecidas por la plantación de pinos en las remontantes de Liencres (Martínez Cedrún & Flor, 2008; Martínez Cedrún, 2009).

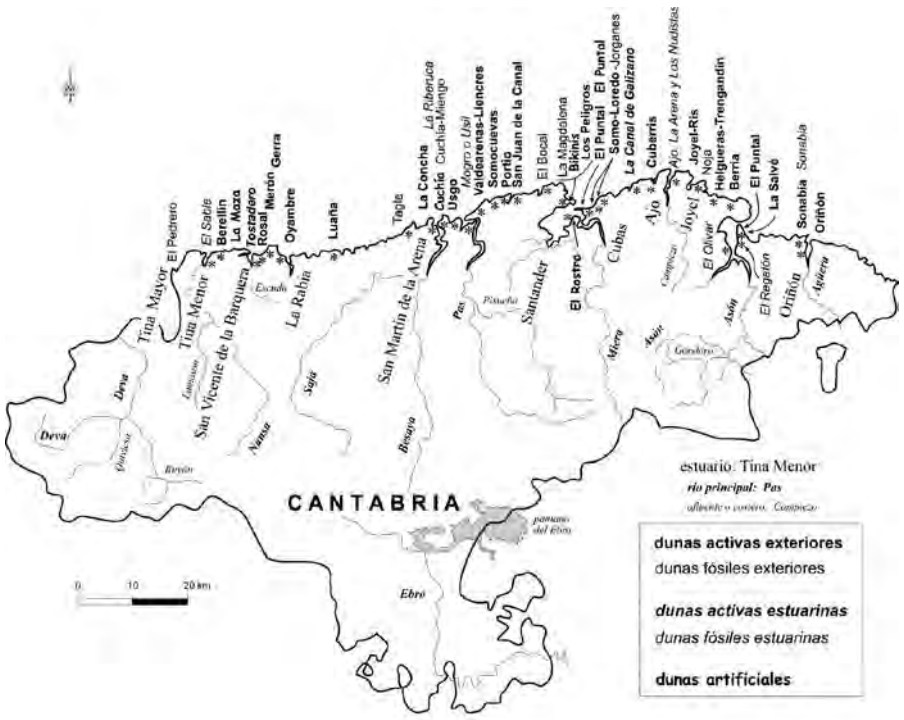


Figura 6. Situación de los campos dunares de la costa de Cantabria, incluyendo los sistemas fluviales de mayor importancia (cordilleranos y algunos costeros).

Las formas mixtas, constituidas gracias a la segregación de flujos longitudinales y transversales del viento actuante sobre la misma acumulación eólica, generan tipologías simples como barjanes o trenes más complejos que forman campos de dunas barjánicas. Suelen aparecer en costas de carácter árido o subárido en sentido amplio, por lo que son raras en las costas del norte peninsular. Destaca el barján fijado en la posición más interna de la playa de Donón (norte de la ría de Vigo) y el campo complejo remontante de Sonabia (este de Cantabria), de dunas ya fijadas en el que se suceden, en planta ortogonal, barjanes cuyas alas están sustituidas por dunas longitudinales (Flor y Martínez Cedrún, 1991), emplazadas como remontantes (Fig. 10). Se ha generado también una duna transversa, casquetes de erosión, así como cordones dunares incipientes.

Figura 7. Panorámica vertical (Google Earth, 2009) de la playa y complejo dunar de Xagó en el área occidental de la región del cabo Peñas, uno de los mejor conservados de Asturias.

Figura 8. Campo dunar central y occidental de Liencres en el que se muestra la barrera estuarina del Pas, culminada con dunas embrionarias, y el conjunto de dunas parabólicas con la nueva duna lingüiforme activa en fase de crecimiento.

Tabla 2. Características de los principales campos dunares de la costa de Cantabria.

RIO SUMINISTRADOR	COMPLEJO DUNAR	AMBITOS MORFO-SEDIMENTARIOS	CARACTERÍSTICAS	TIPOLOGÍA	SUPERFICIE (m^2)	SUPERFICIE TOTAL (m^2)	VIENTOS GENERADORES
NANSA	El Sable	barrera estuarina interna	embrionarias inactivas vegetadas	manto tabular manto tabular, cordones incipientes	1.060 13.573	13.633	NW y SW
	Tostadero	playa estuarina	embrionarias inactivas vegetadas	manto tabular cordón incipiente	5.044 1.384	6.424	NW
	El Rosal	barrera estuarina	embrionarias activas vegetadas inactivas vegetadas antropizadas	tabulares campo irregular campo irregular campo irregular	8.486 48.539 34.732 70.166	161.923	NW y NE
	Merón	playa expuesta	activas vegetadas inactivas vegetadas	tabulares, cordón dunar campo irregular remontante	7.450 11.428 5.977	24.855	NW
CARES-DEVA + NANSA y ESCUDO	Oyambre	barrera estuarina	inactivas vegetadas antropizadas	cordones dunares y lingüiformes campo irregular	90.486 13.630	104.116	NW
	Luaña	playa expuesta	embrionarias inactivas vegetadas antropizadas	tabular y cordón dunar laxo cordón dunar laxo campo irregular	3.378 1.088 8.583	13.049	NW
	Tagle	playa expuesta	embrionarias antropizadas irrecuperables	cordón dunar incipiente remontantes y colgadas	280 32.204	32.494	NW y W
SAJA-BESAYA	La Concha	barrera estuarina	embrionarias inactivas vegetadas antropizadas irrecuperables	tabulares y cordón dunar campo irregular campo irregular	3.421 8.565 89.732	101.718	NW y NE
	La Ribera	playa estuarina	embrionarias inactivas vegetadas	tabulares tabulares	3.734 12.058	15.792	NW y NE
	Cuchía *exterior*	playa expuesta	recuperadas	cordones dunares	9.312	669.965	NW
	Cuchía *interior*	playa expuesta	antropizadas inexistentes	longitudinales	660.653		W
PAS	Liencres	barrera estuarina	embrionarias inactivas vegetadas antropizadas recuperadas naturales	cordones dunares y montículos laxos parabólicas remontantes lingüiformes y remontantes lingüiformes	29.063 272.316 1.058.656 51.590 45.618	1.457.243	NW y SW
	Mogro o Usil	playa estuarina	recuperadas naturales antropizadas irrecuperables	tabulares tabulares	8.560 31.081	39.641	NW
	La Unquera	playa estuarina	antropizadas irrecuperables	tabulares	28.100	28.100	NW
PAS + MIERA	Puntal de Somo	barrera estuarina	embrionarias inactivas vegetadas	tabulares cordones, lingüiformes, campo irregular y casquetes de deflación	7.584 300.565	308.149	NW y SSW

RIO SUMINISTRADOR	COMPLEJO DUNAR	AMBITOS MORFO-SEDIMENTARIOS	CARACTERÍSTICAS	TIPOLOGÍA	SUPERFICIE (m^2)	SUPERFICIE TOTAL (m^2)	VIENTOS GENERADORES
PAS + MIERA	Somo-Loredo	playa expuesta	embrionarias activas vegetadas inactivas vegetadas antropizadas irrecuperables	tabulares cordones dunares y tabulares campo irregular campo irregular	19.970 66.651 287.828 364.592	739.041	NW
	Jorganes	playa expuesta	antropizadas irrecuperables	colgadas tabulares	1.127.289	1.127.289	NW y W
LA COLINA	Galizano	playa - estuario	inactivas vegetadas antropizadas	cordones dunares y tabulares tabulares	5.148 2.893	8.041	NW y NE
CUBERRIS	Cuberris	playa expuesta	inactivas vegetadas antropizadas	tabulares remontantes	28.975 20.476	49.451	NW
CAMPIAZO	La Arena y Los Nudistas	playa estuarina	activas vegetadas inactivas vegetadas antropizadas	cordones y remontantes cordones dunares tabulares	1.782 15.057 20.133	36.972	NW
?	Joyel - Ris - Noja	playa expuesta	embrionarias activas vegetadas inactivas vegetadas antropizadas irrecuperables	cordones dunares cordones dunares y remontantes campo irregular y remontantes campo irregular	1.081 75.423 302.552 681.102	1.060.158	NW
ASÓN	Trengandín	playa expuesta	embrionarias activas vegetadas inactivas vegetadas antropizadas	tabulares cordones dunares campo irregular campo irregular	20.414 125.169 97.141 42.065	284.789	NW y NE
	Berria	playa expuesta	activas vegetadas inactivas vegetadas antropizadas antropizadas irrecuperables	tabulares cordones dunares campo irregular campo irregular	100.208 18.412 118.326 242.615	479.561	NW y NE
ASÓN	El Olivar	playa estuarina	antropizadas irrecuperables	remontantes	689.213	689.213	NE
	El Regatón	playa estuarina	inactivas vegetadas	cordones dunares	29.784	29.784	NW
	El Puntal + La Salvé	barrera estuarina	embrionarias activas vegetadas inactivas vegetadas antropizadas antropizadas (irrecuperables)	tabulares cordones dunares y lingüiformes campo irregular y casquetes de deflación campo irregular campo irregular	79.398 33.445 950.776 2.303.229 2.328.127	5.694.975	NE y NW
AGÜERA	Sonabia	playa expuesta	activas vegetadas inactivas vegetadas	cordones dunares mixtas (longitudinales + barjanes) transversa + casquetes de deflación	3.576 93.198	96.774	NW
	Oriñón	barrera estuarina	embrionarias inactivas vegetadas antropizadas (irrecuperables)	tabulares y cordones dunares cordones dunares campo irregular	39.594 61.043 201.101	301.738	NW y NE
							CANTABRIA

Son singulares algunas eolianitas constituidas por abundantes componentes biogénicos, como son los parches muy reducidos y diseminados de Arnao, y las de mayor entidad de tipología longitudinal de Tenrero (Verdicio, Asturias), citadas por Flor (1981b, 1986a, 1996 y 2004b), las remontantes de Górliz (más de 12 m de arenas biogénicas cementadas), con estratificaciones cruzadas y restos de icnitas de cérvidos (Flor, 1989), datadas en 5.700-6.000 B.P. por Cearreta *et al.* (1990) y las subyacentes a las actuales de Inurritxa (Zarauz), que Edeso (1994) encontró en sondeos mecánicos y asignó una edad similar a la de Górliz (5.800 ± 170 B.P.).

Dunas que conforman geometrías irregulares, difíciles de asimilar a las básicas mencionadas, son muy habituales, generalmente alcanzando magnitudes y desniveles de algún metro y que se sitúan, más comúnmente, en las franjas internas de los campos dunares. Parecen corresponder a dunas generadas al principio de episodios de progradación relativamente rápidos cuando el viento no ha tenido ocasión de aportar suficiente cantidad de arena ante el incremento de la anchura de la playa: Loredo y La Salvé-Regatón-El Puntal (Flor *et al.*, 2004).

5. Ámbitos morfosedimentarios y características

La mayoría de los campos dunares se desarrollan sobre playas expuestas y barreras estuarinas de magnitudes muy variables, ya que son los ámbitos costeros susceptibles de recibir la mayor cantidad de la carga arenosa aportada por los sistemas fluviales (Tablas 1 a 3).

Otro grupo de dunas relativamente importantes corresponde a las desarrolladas en las márgenes de las bahías estuarinas, preferentemente arenosas, con una excepcionalidad digna de ser mencionada en la ensenada de Misiego, perteneciente al estuario de Villaviciosa, por cuanto las dunas son colonizadas por plantas halofíticas, adquiriendo un aspecto marismeño.

Los campos menores pertenecen principalmente a playas protegidas y solamente han sido citados en el presente inventario (Figs. 3, 6 y 11). Son los casos de Bañugues, Berellín, Portio, San Juan de la Canal. Destacan por su mayor extensión las fijadas y casi totalmente antropizados de La Magdalena y Górliz, debido a que se emplazaron por vientos intensos del SW. Algunas playas expuestas también pueden estabilizar pequeños campos dunares (Usgo). Cuando se encuentran en los extremos distales del segmento costero, con escasas aportaciones arenosas, los campos son también reducidos (Anguileiro por el Eo, Otur por el Navia y El Bocal por el Pas).

Para una mejor caracterización se han tenido en cuenta una serie de categorías que se complementan con los ámbitos morfo-sedimentarios en los que se generan

y, con la variedad de tipologías básicas presentes: 1) embrionarias, 2) activas e inactivas vegetadas, 3) antropizadas. En este último caso se trata de dunas degradadas, desmanteladas para su uso y las irrecuperables en las que se conserva sólo el sustrato arenoso. En numerosos campos, las dunas naturales siguen bandas paralelas a la orilla: las embrionarias en posición más próxima a la playa, seguidas de las activas más o menos vegetadas y en posición más interna las inactivas vegetadas.

Figura 9. Panorámica aérea oblicua desde el N que incluye la barrera confinante del estuario del Asón (a la derecha), con El Puntal de Laredo en primer plano y las playas de La Salvé (izquierda) y Regatón (derecha), ambas en franca recesión. En la primera, se generan dunas transgresivas de tipo lingüiforme, mientras que en la segunda la erosión provoca taludes subverticales sobre las dunas fijadas (Catálogo de playas. MMA).

Algunos conjuntos dunares se conservan como unidades fosilizadas desde fechas históricas, al menos anteriores al vuelo fotogramétrico norteamericano de los años 50, cuya asignación temporal ofrece una gran dificultad, pero que pudieron generarse en alguna pulsación negativa del nivel del mar, posiblemente coincidiendo con la Época Romana. El retroceso del nivel del mar se produjo antes del 1.390 + 40 B.P. sin que se pueda precisar más (Edeso, 1994). Son las dunas o restos de las mismas de Arnao, San Lorenzo, Mexota (occidente de Asturias), España, Merón y, en Cantabria, Tagle, Cuchía, El Bocal, La Magdalena, Ris interna-Noja y Sonabia. Sin embargo, algunos campos dunares de grandes dimensiones pudieron haberse generado cuando el nivel del mar ocupaba posiciones más elevadas (transgresión Flandriense).

Figura 10. Campo dunar de Sonabia (E de Cantabria) donde se identifica el entramado de dunas longitudinales y barjánicas fijadas, que se emplazaron en la ladera oriental del monte Candina.

Figura 11. Situación de los campos dunares de la costa del País Vasco.

En algunos estuarios sometidos en el primer tercio del siglo XX a canalizaciones que supusieron, además, una prolongación de los diques unos centenares de metros mar afuera, se diferencian dos conjuntos de campos dunares: el interno más antiguo, propio de la estabilización natural, con dunas de mayor altitud; y el externo, generado inmediatamente después de finalizadas las obras. Este último se caracteriza por dunas planares de escasa entidad altimétrica, aunque se distingan cordones dunares muy laxos, alineados paralelamente, como por ejemplo Navia (Fig. 14), Nalón, Villaviciosa, San Vicente de la Barquera, Deba, Zumaya, Orio, etc.

La formación del cordón dunar de Inurritxa implicó una fase regresiva (posterior a la transgresión Flandriense, que coincide con el Estadio Atlántico). Se interrumpió por una nueva pulsación transgresiva que podría relacionarse con el máximo Dunquerquiense, cuya altura media alcanzada por el nivel del mar en Zaraut sería de unos 2,15 m por encima del actual, posterior a 4920 ± 100 B.P (Edeso, 1994).

En Vizcaya, las dunas más interesantes (Fig. 11 y Tabla 3) son las ubicadas en Górliz (Fig. 12), La Arena (Muskiz), así como las de Laida (barrera estuarina de Guernica, en periodo de regeneración) y los restos de Inurritza en Zarautz (Fig. 13). En el siglo XIX, en Las Arenas de Bilbao se encontraba la mejor zona de dunas, pero fue desapareciendo con la construcción de las casas de Neguri. El arenal de Azkorri cuenta con una duna en buen estado, aunque su complicado acceso ha favorecido su conservación. También se han citado las dunas de la playa de Azkorri (Gorrondatxe), donde se ha construido un cordón laxo de arenas procedentes de las escorias siderúrgicas de los Altos Hornos desmantelados, con la presencia de dos especies vegetales de afinidad dunar (arenaria de mar o *Honckenya peploide* y lechetrezna de las arenas o *Euphorbia paralias*) [http://www.ejgv.euskadi.net/r532291/es/contenidos/informe_estudio/refugios_bio_bilbao_metropol/es_doc/adjuntos/VP90.pdf]. Esta playa tiene un cierto interés debido a la existencia de placas de arenas cementadas formadas por las escorias siderúrgicas vertidas directamente al acantilado en las proximidades de la playa, como se han documentado en las playas de Riba de Pachón y Portazuelos en Asturias, así como las del Dólar y El Cuerno, ambas situadas al W del estuario de Avilés, gracias a la fábrica de fundición de zinc en la localidad de Arnao (Flor, 1996).

En Guipúzcoa (Fig. 11 y Tabla 3), existieron algunas formaciones dunares de las cuales solamente dos se han conservado en un estado ciertamente aceptable: Inurritza (Zarautz) y Santiago (Zumaya). En algunas localidades costeras, se han conservado vestigios dunares: La Antilla (Orio) y Saturrarán (E de Ondárroa) y en otras solamente se dispone de datos históricos de su presencia, como son los

Tabla 3. Características de los princiapales campos dunares de la costa del País Vasco.

RIO SUMINISTRADOR	COMPLEJO DUNAR	AMBITOS MORFO-SEDIMENTARIOS	CARACTERÍSTICAS	TIPOLOGÍA	SUPERFICIE (m^2)	SUPERFICIE TOTAL (m^2)	VIENTOS GENERADORES
BARBADÚN	La arena	barrera estuarina	inactivas vegetadas antropizadas recuperadas	cordones dunares campo irregular cordón incipiente	148.516 5.044 30.321	183.881	NW
BUTRÓN	Górliz	playa expuesta	inactivas vegetadas eolianitas	tabulares remontantes tabulares remontantes	19.119 2.098	21.217	SW
OKA	Laida	barrera estuarina	embrionarias en recuperación	cordón dunar	28.972	28.972	NW
	Laga	playa expuesta	activas vegetadas inactivas vegetadas antropizadas	cordón incipiente campo irregular campo irregular	13.033 5.368 3.211	21.612	NW
DEBA	Deba	barrera estuarina	inactivas vegetadas inactivas vegetadas	cordón dunar incipiente campo irregular	86.138 90.579	176.717	NW
UROLA	Santiago	barrera estuarina	embrionarias activas vegetadas inactivas vegetadas antropizadas inactivas vegetadas antropizadas	tabulares, cordón dunar cordón dunar incipiente campo irregular campo irregular campo irregular campo irregular	10.453 40.441 26.467 10.437	87.798	NW y NE
AVENDAÑO	Inurritza	barrera estuarina	antropizadas antropizadas irrecuperables	cordones dunares cordones dunares y campo irregular	15.004 262.941	376.533	NW
ORIA	La Antilla	barrera estuarina	antropizadas irrecuperables	cordones dunares y campo irregular	21.632	21.632	NW
							PAIS VASCO

casos de los campos de Hondarribia, San Sebastián (arenales de Gros y de Ondarreta) y Deba [http://www.ingeba.euskalnet.net/argazkia/costa/dunas.htm].

En las dunas de Inurritza, la estabilización del nivel del mar en una posición similar a la actual, favoreció el desarrollo de un potente cordón dunar (de más de 8 m de altura), de modo que, por correlación con las dataciones de las dunas de Górliz, arrojan una edad de 5.700-6.000 B. P. (Cearreta *et al*., 1990), lo que hace posible que la base de las dunas de Zarautz pueda emparentarse con estas acumulaciones, mientras que el tramo superior sería posterior. Esta pulsación negativa favoreció el desarrollo de una marisma intermareal afectada por las mareas vivas y temporales, aunque los aportes eólicos y fluviales debieron ser importantes.

Figura 12. Detalle de las dunas remontantes (eolianitas), que sirven de substrato para los mantos de dunas actuales, igualmente remontantes, en la playa de Górliz (Vizcaya).

González Amuchástegui *et al.* (2005) atribuyen el momento de formación de varios campos dunares: Gros-Miracruz, Hendaya, Orio, Ibaeta-San Sebastián, Hondarribia, Zarautz, Zumaya y Górliz (Plencia) a una segunda fase regresiva, que sería responsable de una gran intensidad de sedimentación eólica.

Las dunas de Laida desaparecieron después del año 1960, probablemente debido a las extracciones de arenas habidas para la reconstrucción de la villa de Guernica, así como a los dragados intensivos de los fondos arenosos del canal principal estuarino para mantener calados suficientes que posibilitaran la navegación de los barcos construidos en el astillero de Murueta (Flor & Flor Blanco, 2006).

Figura 13. Panorámica aérea oblicua del conjunto dunar residual de la playa de Inurritza (Zarautz) en su sector oriental, ocupado por un campo de golf (Guía de playas. MMA).

6. Campos dunares inducidos

Se han generado campos dunares de cierta entidad con ocasión de la construcción y alargamiento de diques de encauzamiento en las márgenes de algunos estuarios cantábricos que afectaron a los tramos inferiores del canal principal, generalmente en el primer tercio del siglo XX; son los casos del Navia (Fig. 14), Nalón, Villaviciosa y San Vicente de la Barquera (López Peláez & Flor, 2006; Flor Blanco, 2007), así como los que se formaron en Deba, Santiago en Zumaya y La Antilla en Orio. En todos ellos, los campos dunares resultantes han sido comparativamente de dimensiones similares o superiores a los naturales, si bien no tan bien conformados, resultando tipologías dunares laxas con predominio de las geometrías de cordones dunares achatados, entre los que se intercalan otras básicas asimilables a lingüiformes, también de escasa altura. Igualmente, se pueden asimilar a dunas tabulares que evolucionan en su franja limitante con la playa a un cordón dunar.

Como se detalla en la Tabla 1, las superficies que ocupan los campos dunares en el estuario de Navia, de un total de 64.694 m^2, el campo antiguo representa alrededor del 30%. En el Nalón, las dunas antiguas que tenían mayor altura, ocupaban una superficie de 249.097 m^2, mientras que las generadas por progradación costera superan esa cifra (277.915 m^2), pero están formadas por varios

cordones dunares dispuestos paralelamente. Lo mismo tuvo lugar en el estuario de Villaviciosa, con 71.332 m^2, correspondientes a las dunas antiguas, de mayor envergadura, mientras que las posteriores suman 182.301 m^2 (Tabla 2).

La barrera estuarina de San Vicente de la Barquera contiene un campo dunar interno más antiguo de 70.166 m^2 y con altitudes de unos pocos metros, habiendo progradado con dunas laxas hasta ocupar una superficie adicional de 91.757 m^2 (Tabla 2).

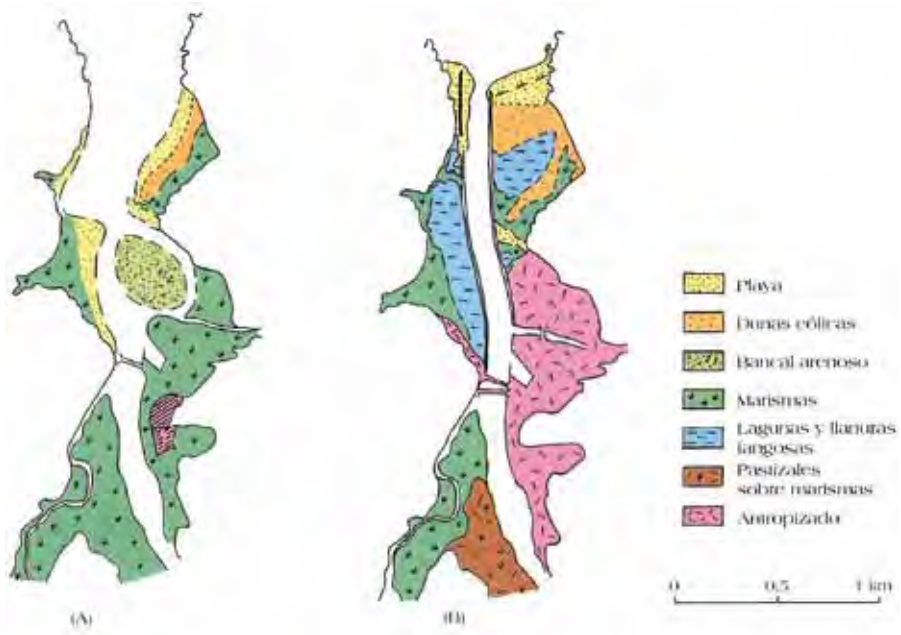


Figura 14. Cartografía del área externa del estuario de Navia con los campos dunares en la margen oriental. A) Antes de las obras de canalización de 1932. B) Distribución superficial correspondiente a las últimas décadas, con la formación de una nueva barrera estuarina culminada por un amplio campo de dunas después de una migración hacia el N (Flor, 1993).

En el complejo dunar de Deba, el campo interno ocupaba una superficie de 90.579 m^2, mientras que el progradado casi alcanza esta cifra: 86.138 m^2. Las dunas de la playa de Santiago abarcaban un área en condiciones naturales de 36.904 m^2, algo inferior a las generadas después de la construcción de la escollera: 50.894 m^2.

7. Regeneraciones dunares

Se ha intervenido en algunos campos dunares de esta costa de una forma directa sin plantearse el hecho de que determinadas obras, como los dragados, están incidiendo, indirectamente, a medio y largo plazo, sobre la estabilidad de algunos campos dunares cantábricos. Son los casos de los estuarios de Avilés y Santander donde los dragados realizados desde hace unos 30 años están provocando una recesión acusada del campo dunar. En consecuencia, las dunas han dejado de ser funcionales, excepto en sectores muy concretos del campo de Salinas (Avilés), donde por pisoteo se reactiva la dinámica dunar dando lugar a dunas transgresivas. La pérdida de sedimentos por represamiento en alguna cuenca hidrográfica, como la del Nansa, pudo desencadenar la recesión de la correspondiente barrera estuarina interna y sus dunas, como ha sucedido en las últimas décadas en el estuario de Tina Menor (Flor Blanco, 2007).

Las dunas de Salinas han sido restauradas con rellenos procedentes de extracciones. Se desmantelaron algunas construcciones y aparcamientos en sus costados central y oriental. También se procedió a la reconstrucción de una banda dunar en el costado oriental; además, se ha trazado una red de pasillos peatonales con pasarelas de madera elevadas sobre el sustrato. En el tercio occidental de Xagó, sobre los huecos residuales que quedaron después de la extracción de las arenas silíceas utilizadas como árido, se acondicionaron los espacios y se levantaron pasarelas. En el frente dunar limitante con la playa de Rodiles se delimitaron recintos con estacas y cordadas disuasorias simples, que está posibilitando la sedimentación de dunas tabulares y la colonización vegetal de forma natural.

Los proyectos de restauración en los campos dunares de Cantabria han sido recopilados detalladamente por Martínez Cedrún (2009). En Cuchía se instalaron captadores en el límite con la playa como complemento de movimientos de tierra para reperfilar el terreno y la revegetación con barrón (*Ammophila arenaria*), eliminando algunas especies invasoras.

Los espacios dunares de Liencres fueron sometidos a extracciones de arena y a la construcción de extensos aparcamientos, de modo que buena parte de los huecos practicados se están rellenando mediante la formación de dunas lingüiformes, debido a una realimentación por erosión del canal principal del estuario del Pas. Se han colocado numerosos captadores y revegetado con barrón en una franja externa de este campo dunar, así como dos pasarelas transversales de acceso a la playa.

Las recuperaciones en Somo-Loredo se ha llevado a efecto mediante la readaptación de los pasillos de erosión de El Puntal de Somo como espacios du-

nares, colocando captadores, mantas de geotextil enterradas, acotamiento de recintos disuasorios y revegetando estos últimos y los primeros citados.

En la playa de Berria se demolieron construcciones y se pavimentaron accesos, y se instalaron diez accesos de madera, mientras que sobre la propia superficie arenosa solamente se implantaron barrón y gramma marina (*Elymus farctus*). En el campo dunar de La Arena (Músquiz) hubo importantes extracciones de arena y arrasamiento de la superficie dunar original, de modo que en este entono se llevaron a cabo las primeras prácticas regeneradoras de dunas donde se colocaron captadores de tablestacas paralelos a la orilla. En un futuro, se derribarán las casetas y locales de hostelería situados sobre el arenal, reubicándose en un nuevo edificio apartado de la costa. Asimismo, se ubicarán senderos asentados sobre pilotes de madera que atravesarán el campo dunar.

El proyecto de regeneración de las dunas de Laida comenzó en 1999 para conocer la dinámica de captación y acumulación de arena en la playa. Se establecieron las áreas de acumulación de arena idóneas y en 2001 se instalaron los primeros captadores de arena (ramas secas de sauce colocados en líneas) y se cerró perimetralmente todo el área. Con un volumen de arena fina suficiente, se plantaron más 600.000 plantas de barrón y gramma marina. Durante los 3 primeros años del proyecto la duna septentrional acumuló 12.200 m^3 de arena.

Indirectamente, se generaron bandas dunares de tipo remontante en los muros de confinamiento de la playa artificial de Poniente en Gijón (Flor *et al*., 2008-2009). Se han creado nuevas dunas sobre La Maza (estuario de San Vicente de la Barquera), en parte sobre la playa de Pedreña (estuario de Santander) y se han recuperado sobre el aparcamiento de las playas de Galizano y Luaña (Cantabria).

Referencias

Arteaga, C. (2004). *Dinámica geomorfológica y evolución del paisaje en el estuario del Pas. Cambio global, procesos naturales y elevación del nivel del mar en un estuario cantábrico*. Fundación "Marcelino Botín". Informe Final (inédito). 2 tomos.

Arteaga, C. & González, J.A. (2002). Impactos antrópicos y evolución geomorfológica reciente (siglos XIX y XX) en el Parque Natural de las Dunas de Liencres (estuario del río Pas-Cantabria). En: *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología: Patrimonio, montaña, dinámica territorial*, S.E.G., Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid, 67 – 78.

Arteaga, C. & de San José, J.J. (2004). Características sedimentológicas y evolución de una duna lingüiforme en el sistema dunar de Liencres (Cantabria). En: *Actas de la II Reunión de Geomorfología Litoral. Procesos geomorfológicos y evolución costera* (Blanco Chao, R., López Bedoya, J. & Pérez Alberti, A., eds.). Santiago de Compostela, 37 – 50.

Arteaga, C., San José, J.J. & Serrano, E., (2008). Terrestrial photogrammetric techniques applied to the control of a parabolic dune in the Liencres dune system, Cantabria (Spain). *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, 2201 – 2210.

Carriedo Veci, J. (2006). *Características morfológicas y sedimentarias de la costa de Noja (Cantabria): playas y campos dunares. Evolución histórica*. Trabajo de Investigación (inédito). Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. 83 pp.

Carriedo Veci, J. & Flor, G. (2005). *Patrimonio Geológico y Evolución Histórica de los Campos Dunares de Noja (Cantabria)*. Informe Interno (inédito). Ayuntamiento de Noja. 143 pp.

Carriedo Veci, J. & Flor, G. (2006). Evolución histórica de los campos dunares de Noja (Cantabria): Progradación y antropización. En: *Actas de la IX Reunión de Geomorfología* (Pérez Alberti, A. & López Bedoya, J., eds.). Publicións de la Universidad de Santiago de Compostela, 349 – 360.

Cearreta, A., Edeso, J.M., Merino, A., Ugalde, Tx. & Ugarte, F.M. (1990). Las dunas litorales de Barrika (costa occidental de Bizkaia). *Kobie*, 19, 27 – 76.

Edeso, J.M. (1994). El relleno holoceno de la depresión de Zarauz. *Lurralde: inv. espac*., 17, 115 – 152.

Flor, G. (1980). Las dunas costeras de Cantabria: valores singulares geológicos. *Actas de la I Reunión de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio*. Santander. 22 pp.

Flor, G. (1981a). Los parámetros texturales en las playas y dunas arenosas del borde occidental del Cabo Peñas (Xagó y Verdicio, Asturias). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geol.),* 79, 89 – 102.

Flor, G. (1981b). Las dunas eólicas costeras de la playa de Xagó (Asturias). T*rabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 11, 61 – 71.

Flor, G. (1983). Las formaciones dunares eólicas del litoral asturiano. *Ástura,* 1, 9 – 19.

Flor, G. (1986a). Diferenciación mediante parámetros texturales entre ambientes de playa y tipos de dunas en Verdicio (Asturias). *Actas del IX Congreso Nacional de Sedimentología.* Vol I., 27 – 38.

Flor, G. (1986b). Sedimentología de una duna lingüiforme en la playa de Xagó (Asturias). *Actas del IX Congreso Nacional de Sedimentología*. Salamanca, I, 317 – 328.

Flor, G. (1987). Evolución del borde costero del noroeste peninsular: un modelo de costa acantilada progradante. *Actas de la VII Reunión sobre el Cuaternario. A.E.Q.U.A.* Santander, 215 – 218.

Flor, G. (1989). Estructuras de deformación por Cérvidos en la duna cementada de Górliz (Vizcaya, N de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2, 23 – 29.

Flor, G. (1993). Estuarios. En: *Enciclopedia de la Naturaleza de Asturias.* Ed. La Voz de Asturias, S.A. T. 7, 1 – 32.

Flor, G. (1996). Impacto ambiental en sistemas costeros: playas y estuarios. En: *La Contaminación del Mar* (García Méndez, R. & Marañón Maison, E., eds.). Servicio de Publicaciones de la Universidad de Oviedo, 255 – 264.

Flor, G. (2004a). *Geología Marina*. Servitec. Oviedo, 576 pp.

Flor, G. (2004b). Modelos evolutivos de los grandes campos dunares de Asturias. El factor antrópico. En: *Procesos geomorfológicos y evolución costera. Actas de la II Reunión de Geomorfología Litoral*, (Blanco Chao, R., López Bedoya, J. & Pérez Alberti, A., eds.). Serv. Publ. Univ. Santiago de Compostela, 167 – 181.

Flor, G. & Lharti, S. (2008). Estratigrafía y sedimentología del recubrimiento costero de la ciudad de Gijón (Asturias). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 28, 137 – 157.

Flor, G. & Martínez Cedrún, P. (1991). Características morfológicas y sedimentológicas de las dunas eólicas de Sonabia (zona oriental de Cantabria, NO de España). *Estudios Geológicos*, 47, 317 – 337.

Flor, G. & Peón, A. (2004). Rasas y superficies de erosión continental en el relieve alpídico del noroeste peninsular y los depósitos terciarios. En: *Geomorfología do NW da Península Ibérica*, (Araújo, M.A. & Gomes, A., eds.). La Coruña, 13 – 31.

Flor, G., Flor Blanco, G. & Martínez, J.F. (2004). Evolución del campo dunar de El Puntal (Laredo). En: *Actas de la II Reunión de Geomorfología Litoral* (Blanco Chao, R., López Bedoya, J. & Pérez Alberti, A., eds.). Santiago de Compostela, 155 – 166.

Flor, G., Carriedo Veci, J. & Martínez Cedrún, P. (2006). Aspectos morfológicos y sedimentarios de los campos dunares de la costa de Noja (Cantabria). En: *Actas de la IX Reunión de Geomorfología*. (Pérez Alberti, A. & López Bedoya, J., eds.). Publicaciones de la Universidad de Santiago de Compostela, 361 – 373.

Flor, G., Flor Blanco, G. & Escribano Balín, R. (2008-2009). Características morfológicas y sedimentarias de la playa artificial de Poniente (Gijón, Asturias). Evolución 1995-2004. *Territoris*, 7, 145 – 156.

Flor, G. & Flor Blanco, G. (2006). Morphodynamic processes in the estuarine barrier of Guernica (Northern of Spain): Problems and solutions for their management. *Journal of Coastal Research*, SI 48, 41 – 48.

Flor Blanco, G. (2007). *Características morfosedimentarias y dinámicas y evolución ambiental de los estuarios de Tina Mayor, Tina Menor y San Vicente de la Barquera (costa occidental de Cantabria).* Tesis Doctoral (inédita). Departamento de Geología. Universidad de Oviedo.

López Peláez, J. & Flor, G. (2006). Cambios morfológicos por canalización de la desembocadura en los estuarios asturianos de Navia, Nalón y Villaviciosa. En: *Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología* (Pérez Alberti, A. & López Bedoya, J., eds.). Publicaciones de la Universidad de Santiago de Compostela, 419 – 431.

González Amuchástegui, M.J., Serrano Cañadas, E., Edeso Fito, J.M. & Meaza Rodríguez, G. (2005). Cambios en el nivel del mar durante el Cuaternario y geomorfología litoral en la costa oriental cantábrica (País Vasco y Cantabria). En: *Geomorfología Litoral i Quaternari* (Sanjaume, E. & Mateu, J.F., eds.). Servei de Publicacions, Universitat de València. Valencia, 167 – 180.

Iriarte, E., Monge-Ganuzas, M & Cearreta, A. (2004). Fases de crecimiento y estructura interna de una duna costera en regeneración (Reserva de la biosfera de Urdaibai, País Vasco). *Geogaceta*, 36, 139 – 142.

Martínez Cedrún, P. (2009). *Caracterización morfológica y sedimentológica de los campos dunares de Cantabria. Evolución ambiental*. Tesis Doctoral (inédita). Departamento de Geología. Universidad de Oviedo.

Martínez Cedrún, P. & Flor, G. (2008).). Rasgos morfológicos y sedimentarios del campo dunar de Liencres (Cantabria). En: *Trabajos de Geomorfología en España, 2006-2008, Actas X Reunión Nacional de Geomorfología* (Benavente, J. & Gracia, F.J., eds.). Universidad de Cádiz, 275 – 278.

6. Caracterización y dinámica de sistemas dunares costeros de Galicia

A. Pérez Alberti[1] y M. Vázquez Paz[1]

1. Introducción: caracterización de la costa de Galicia

La costa continental de Galicia tiene una extensión superior a los 1700 km; esta cifra se acerca a los 2000 km cuando se contabilizan las numerosas islas e islotes que la flanquean. En ella dominan las rocas pizarro-esquistosas y graníticas ricas en cuarzo, que han condicionado tanto la dinámica y evolución de las formas como, consecuentemente, los aportes arenosos que han facilitado la construcción de los sistemas playa-duna. Se trata de una costa recortada en la que se repiten de manera fractal los entrantes y salientes. Este hecho obliga a diferenciar las grandes unidades que marcan el diseño general del litoral de las formas menores que se encadenan en cualquier sector. Se puede discriminar entre sectores de *costa con rías*, y otros de *costa sin rías* o si se quiere *costa externa*. En este caso domina una sucesión de tramos acantilados rocosos y sectores de costa baja en donde predomina la acumulación sedimentaria.

El comportamiento hidrodinámico y los factores geomorfológicos cambian de unos sectores a otros. En el interior de las rías abundan numerosos entrantes que se han convertido en lugares de disipación de energía y, por ello, áreas en donde se han podido generar sistemas playa-duna. Por el contrario, en los sectores externos son más frecuentes tramos lineales más uniformes sobre los que se han instalado los sistemas playa-duna de mayor extensión pudiendo alcanzar, caso de Carnota, los 8 km de longitud, una cifra realmente destacable para el ámbito del Noroeste de la Península Ibérica.

Climáticamente se trata de una costa de paso de las borrascas atlánticas hacia el continente que discurren, habitualmente, al norte de nuestras latitudes, con lo que los sistemas frontales asociados suelen barrer el litoral norte peninsular sólo a través de sus extremos. Esta lejanía del centro de la perturbación provoca que el amplio ángulo de giro de la cola del frente -por lo general de carácter

1. Universidade de Santiago. Praza da Universidade 1. 15782. Santiago de Compostela.
augusto.perez@usc.es; antoncerdeira@hotmail.com

frío- irrumpa en la Península a través de las costas gallegas. Éstas son, por tanto, las primeras tierras peninsulares en recibir los efectos de la inestabilidad asociada a los frentes con predominio de los vientos del oeste o suroeste en invierno, con mayor fuerza, y del noreste en verano, más débiles. Aunque existen diferencias entre unos lugares y otros, en gran medida motivados por el emplazamiento de algunas estaciones en el interior de las rías, los datos indican con claridad lo dicho anteriormente. Un buen ejemplo de esta bipolaridad se puede ver en la estación de Punta Candieira (Cedeira, A Coruña), (Fig. 1).

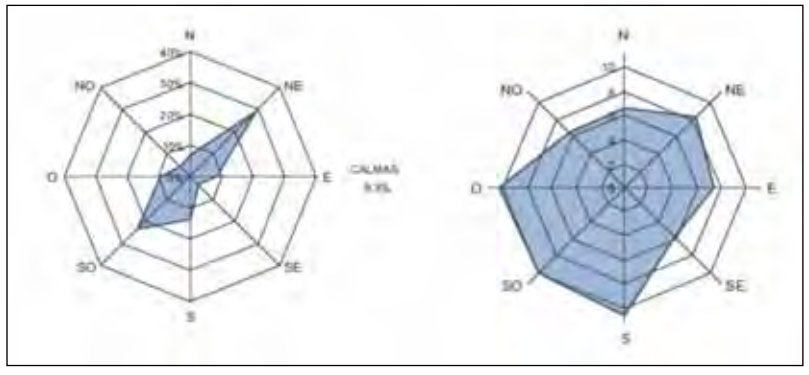


Figura 1. Dirección (izquierda) y fuerza (derecha) del viento en Punta Candieira. Meteogalicia, 2005.

Las costas de Galicia presentan un régimen mesomareal, con rangos medios de marea de 2,5 m, y rangos de marea viva que van desde 3,20 m a 3,60 m en coeficientes de 0,90 y sólo sobrepasa los 4 metros de rango en las máximas anuales con coeficiente 1,20 (Nonn, 1966). Las corrientes de marea son muy débiles en la costa externa y no perturban la dinámica de las olas y los vientos. En el interior de las rías alcanzan velocidades reseñables manteniéndose por debajo de 1 nudo de velocidad si éstas presentan una estructura abierta, pero alcanzando los 3 nudos (5,5 km/h) en las rías más cerradas y bien equilibradas.

La altura del oleaje queda entre las isolíneas de mediana de olas de 3 y 3,5 metros para el primer trimestre y las de 1,8 y 2 metros para el tercer trimestre del año. Esta situación sucede por la diferente frecuencia estacional de los episodios tempestivos, aunque la llegada ocasional de los mismos en época no invernal puede aumentar la media de un determinado mes concreto. Su régimen de oleaje corresponde a transición entre las zonas afectadas principalmente por el oleaje tipo *swell* y las afectadas por oleaje tormentoso. Las olas de mar de

fondo tienen una dirección de aproximación predominantemente del NW, y con menor frecuencia del W y el SW; la mayor frecuencia de olas altas (>3m) se produce en invierno y con direcciones NW y W, generadas por las borrascas que se desplazan desde estas direcciones.

2. Los sistemas dunares de Galicia

El estudio detallado mediante el uso de fotografías aéreas oblicuas (Xunta de Galicia, 2001, 2008), así como de ortofotos del PNOA (Xunta de Galicia, 2005) y de un recorrido sistemático por la costa gallega, ha permitido reconocer 71 lugares en los que existen sistemas dunares (Figura 2). Se trata de áreas de extensión muy variable que contienen formas diversas desde pequeñas dunas incipientes o pinaculares hasta los grandes complejos sedimentarios, caso de O Trece o Corrubedo, que ofrecen una gama de formas mucho más variada.

2.1. Tipos de dunas

A nivel general en los sistemas dunares gallegos se encuentran distintas geoformas: dunas embrionarias o incipientes, colas de arena, lingüiformes, dunas costeras primarias, dunas piramidales, dunas parabólicas, dunas barjanoides y remontantes o rampantes. Un caso único es la duna transversal de Corrubedo. En la Tabla 1 aparecen descritos los sistemas dunares estudiados.

2.1.1. Dunas embrionarias o incipientes

Presentan un escaso desarrollo. Se han formado en la playa alta a partir de bermas o del material depositado en el frente de micro-acantilados dunares. Están presentes en prácticamente todos los arenales. La conservación de estas formaciones resulta prioritaria para el mantenimiento del equilibrio sedimentario de los sistemas playa-duna, aunque en gran parte de los arenales gallegos –bien por desconocimiento o por desidia- se han destruido en mayor o menor medida las dunas incipientes. La limpieza de las playas y las instalaciones de mantenimiento/servicios en primera línea constituyen en la actualidad sus mayores amenazas.

2.1.2. Colas de arena (*sand shadows*)

Se trata de formas alargadas, acumuladas a sotavento de los obstáculos vegetales. Se han generado en lugares en los que existe una topografía plana y vegetación. Suelen presentar un escaso desarrollo. Los mejores ejemplos se han observado en el arenal de A Frouxeira (Valdoviño, A Coruña) y en Monte Branco (Ponteceso).

2.1.3. Dunas lingüiformes

Definidas por Flor (1986, 2004) como formas alargadas de dimensiones decamétricas en longitud y métricas en anchura y altura. Dibujan una geometría longitudinal y se encuentran por detrás del cordón dunar. Se han cartografiado en el sector de Santa Mariña, tras las dunas remontantes de O Trece (Camariñas) y, en Covas (Ferrol).

2.1.4. Dunas primarias o antedunas (*foredunes*)

Se encuentran en contacto con la playa. Suponen un estadio más avanzado en el desarrollo dunar. Presentan un pronunciado escarpe en el flanco hacia el mar y una mayor acumulación de arena en el lado interno, orientándose generalmente en dirección NE-SW. Los mejores ejemplos se encuentran en Carnota, Louro (Muros), Traba (Laxe), Vilarrube (Ferrol) y Baldaio (Carballo), en la provincia de A Coruña.

2.1.5. Dunas piramidales o montículos vegetados (*nebkhas*)

Denominadas *coppice dunes* en la terminología anglosajona. Dibujan perfiles afilados y pueden alcanzar 2-4 m de altura. Se forman al encontrase con un obstáculo, generalmente vegetal. Se trata de formas elementales que pueden favorecer una etapa de acumulación posterior o formarse sobre otras dunas. Se han cartografiado en diferentes lugares destacando el sistema dunar de Corrubedo (Ribeira), Traba (Laxe) o Cobas (Ferrol), en la provincia de A Coruña.

2.1.6. Dunas parabólicas

Aparecen asociadas a ensenadas en las que se ha acumulado una gran cantidad de arena. De forma semicircular y perfil cóncavo suelen estar activas en muchos lugares de la costa gallega. El pisoteo se convierte en el principal factor de alteración de este tipo de dunas, en las que son frecuentes los deslizamientos y desprendimientos de grandes masas de arena favorecidos por la pendiente y la escasa cobertura vegetal, que se restringe a la cresta dunar. Totalmente inactivo es el campo dunar de Lourido (Muxía), y activos los de A Frouxeira (Valdoviño), y O Trece (Camariñas), en A Coruña. En muchos casos es difícil decidir cuándo se trata de dunas parabólicas clásicas, con su frente abierto hacia el mar, o cuándo son cubetas de deflación alargadas.

2.1.7. Dunas barjanoides o *aklés*

Se han englobado dentro de esta tipología formas ondulantes que se encuentran emplazadas en áreas con escasa pendiente (Tricartt & Cailleux, 1969). El

Figura 2. Sistemas dunares de Galicia: 1) Morouzos (Ortigueira); 2) A Frouxeira (Valdoviño; 3) Monte Branco (Ponteceso); 4) Traba (Laxe); 5) Lourido (Muxía); 6) Nemiña (Muxía); 7) Carnota (Carnota); 8) Louro (Muros).

mejor ejemplo se halla en el sector central del complejo dunar del Monte Branco, en la desembocadura del Río Anllóns, en un lugar de topografía encajada y con una gran cantidad de arena. Totalmente fijado por la vegetación aparece el sistema en Nemiña (Muxía), A Coruña.

2.1.8. Dunas rampantes o remontantes (*climbing dunes*)

Son relativamente abundantes y se caracterizan por ascender por las laderas. Suelen presentar fuertes pendientes y, ocasionalmente, desbordar la cresta dando lugar en sotavento a dunas lingüiformes. Es el caso de la Ensenada de O Trece (Camariñas, A Coruña) que se estudia con detalle más adelante. Otro ejemplo, a menor escala, se encuentra en la ladera sur del Monte Siradella (O Grove).

2.1.9. Dunas transversales

Se trata acumulaciones que diseñan una forma alargada de NE a SW cortada por diferentes canales de deflación. Es el caso de la duna móvil de Corrubedo, que se analiza posteriormente en el presente capítulo.

2.1.10. Mantos tabulares (*sand sheets*).

Se trata de láminas arenosas planas (Cooper, 1958) horizontales o subhorizontales generadas por un alto flujo eólico. Son muy abundantes. En muchos lugares se han cartografiado como tales aquellas acumulaciones dunares que o bien nunca han desarrollado formas nítidas o cuando esto ha sucedido han sido desmanteladas por el paso continuado de personas.

2.1.11. Dunas grises o fosilizadas

Constituyen el estadio final en la evolución dunar, con una topografía suave y prácticamente cubiertas por diferentes estratos de vegetación, que van desde las gramíneas pasando por el matorral y los bosques de pino del país (*Pinus pinaster*) en los sistemas mejor conservados (Corrubedo, Doniños, A Frouxeira, Lourido, Nemiña, Melide o Covas). Estos ecosistemas que, en la actualidad, constituyen un hábitat prioritario según la normativa comunitaria al respecto, han sido tradicionalmente "desvinculados" del sistema, constituyendo el área de aparcamiento para el acceso a las playas, chiringuitos, equipamientos del uso público de la playa, etc, circunstancia que en la actualidad empieza a revertir en aras de la conservación de estos espacios caracterizados por su gran biodiversidad y valor geomorfológico.

Hay que decir, al hilo de lo anterior, que la mayor parte de los sistemas dunares gallegos están muy degradados y aparecen surcados por multitud de senderos que han favorecido la apertura de canales de deflación eólica.

Tabla 1: Sistemas dunares de la costa gallega.

NOMBRE	PROVINCIA (MUNICIPIO)	PROCEDENCIA DE LA ARENA	TIPOS DE DUNAS
San Miguel	Lugo (Barreiros)	Acantilados	Manto eólico
San Cosme	Lugo (Barreiros)	Acantilados	Manto eólico
Altar	Lugo (Barreiros)	Río Masma	Piramidales
Pampillosa	Lugo (Foz)	Rio Ouro	Manto eólico
Esteiro	Lugo (Xove)	Acantilados	Manto eólico, incipientes
Area	Lugo (Viveiro)	Acantilados	Manto eólico, incipientes
Covas	Lugo (Viveiro)	Río Landro	Manto eólico
Abrela	Lugo (O Vicedo)	Río Escourido	Manto eólico, incipientes
Areagrande	Lugo (O Vicedo)	Río Rendo	Manto eólico, incipientes
Xilloi	Lugo (O Vicedo)	Acantilados	Manto eólico, piramidales, incipientes
Bares	A Coruña (Mañón)	Acantilados	Manto eólico
Esteiro	A Coruña (Mañón)	Río Esteiro	Manto eólico
Morouzos	A Coruña (Ortigueira)	Río Baleo	Antedunas, piramidales, incipientes
Vilarrube	A Coruña (Valdoviño)	Río das Forcadas	Parabólicas, piramidales, antedunas, incipientes
Pantín	A Coruña (Valdoviño)	Acantilados	Manto eólico, piramidales, incipientes
A Frouxeira	A Coruña (Valdoviño)	Acantilados	Parabólicas, piramidales, colas de arena
Ponzos	A Coruña (Ferrol)	Acantilados	Piramidales, incipientes
Santa Comba	A Coruña (Ferrol)	Acantilados	Parabólicas, piramidales
San Xurxo	A Coruña (Ferrol)	Acantilados	Parabólicas. Piramidales, antedunas, remontantes
Doniños	A Coruña (Ferrol)	Acantilados	Piramidales, antedunas, incipientes
Miño	A Coruña (Miño)	Río Baxoi	Manto eólico
Barrañán	A Coruña (Arteixo)	Acantilados	Parabólicas, piramidales, manto eólico
Baldaio	A Coruña (Carballo)	Acantilados	Parabólicas, antedunas, piramidales
Seaia	A Coruña (Malpica)	Acantilados	Manto eólico
Xeiruga	A Coruña (Malpica)	Rego de Esteiro	Manto eólico

Ermida	A Coruña (Ponteceso)	Acantilados	Piramidales, manto eólico
Balarés	A Coruña (Ponteceso)	Acantilados /Río Anllóns	Manto eólico
Monte Branco	A Coruña (Ponteceso)	Río Anllóns	Remontantes, barjanoides, piramidales, antedunas, colas de arena, incipientes
Laxe	A Coruña (Laxe)	Acantilados	Piramidales, manto eólico
Soesto	A Coruña (Laxe)	Rego de Soesto	Manto eólico, piramidales, remontantes
Traba	A Coruña (Laxe)	Acantilados	Parabólicas, piramidales, antedunas, incipientes
O Trece	A Coruña (Camariñas)	Acantilados	Parabólicas, remontantes, piramidales, antedunas
Reira	A Coruña (Camariñas)	Acantilados	Manto eólico
Pedrosa	A Coruña (Camariñas)	Acantilados	Manto eólico, incipientes
Muiños	A Coruña (Muxía)	Rego de Moraime	Piramidales, antedunas
Lourido	A Coruña (Muxía)	Rego da AreaTriangular	Parabólicas, antedunas, piramidales
Nemiña	A Coruña (Muxía)	Río do Castro	Parabólicas, antedunas, barjanoides, piramidales
O Rostro	A Coruña (Fisterra)	Acantilados	Piramidales, parabólicas
Arnela	A Coruña (Fisterra)	Acantilados	Remontantes
Mar de Fóra	A Coruña (Fisterra)	Acantilados	Manto eólico, incipientes
Llangosteira	A Coruña (Fisterra)	Acantilados	Manto eólico
Gures	A Coruña (Dumbria)	Acantilados	Manto eólico, incipientes
Caldebarcos/ Carnota	A Coruña (Carnota)	Río Valdebois	Antedunas, piramidales, incipientes
Mar de Lira	A Coruña (Carnota)	Acantilados	Manto eólico
Lariño-Ancoradoiro	A Coruña (Carnota)	Acantilados	Manto eólico
Louro	A Coruña (Muros)	Acantilados	Antedunas, piramidales, parabólicas, incipientes
Aguieira	A Coruña (Porto do Son)	Rego de Quintáns	Manto eólico, piramidales
Queiruga	A Coruña (Porto do Son)	Acantilados	Manto eólico
Río Sieira	A Coruña (Porto do Son)	Rego de Sieira	Manto eólico
As Furnas-Xuño	A Coruña (Porto do Son)	Acantilados	Parabólicas, antedunas, piramidales, incipientes
Espiñeirido	A Coruña (Porto do Son)	Acantilados	Manto eólico

Corrubedo	A Coruña (Ribeira)	Acantilados/Ulla	Transversales, piramidales, colas de arena, incipientes
Sálvora	A Coruña (Ribeira)	Acantilados	Piramidales
Corna	A Coruña (Pobra do Caramiñal)	Acantilados/Ulla	Manto eólico
Mexilloeira	Pontevedra (O Grove)	Acantilados/Ulla	Manto eólico
Area da Cruz	Pontevedra (O Grove)	Acantilados/Umia	Manto eólico
Raeiros	Pontevedra (O Grove)	Acantilados/Umia	Manto eólico
A Lanzada	Pontevedra (O Grove/ Sanxenxo)	Acantilados/Umia	Manto eólico, pinaculares, incipientes
Foxas	Pontevedra (Sanxenxo)	Acantilados/Umia	Manto eólico
Major/Pociñas	Pontevedra (Sanxenxo)	Acantilados/Ulla	Parabólicas, pinaculares, incipientes
Montalvo	Pontevedra	Acantilados/Ulla	Parabólicas, pinaculares, incipientes
Melide Ons	Pontevedra (Bueu)	Acantilados	Pinaculares
Area Brava	Pontevedra (Cangas)	Río Orxás/ Acantilados	Manto eólico
Melide Cangas	Pontevedra (Cangas)	Acantilados	Parabólicas, remontantes
Barra	Pontevedra (Cangas)	Acantilados	Parabólicas, pinaculares, remontantes
Nerga	Pontevedra (Cangas)	Acantilados	Parabólicas, pinaculares, remontantes
Limens	Pontevedra (Cangas)	Acantilados	Remontantes, manto eólico
Figueiras-Cies	Pontevedra (Vigo)	Acantilados	Antedunas, pinaculares
Rodas-Cies	Pontevedra (Vigo)	Acantilados	Manto eólico, pinaculares
San Martiño-Cies	Pontevedra (Vigo)	Acantilados	Antedunas, incipientes
Camposancos	Pontevedra (A Guarda)	Río Miño	Manto eólico

3. Los aportes sedimentarios

Una cuestión de importancia, de manera especial en un momento en el que muchos sistemas dunares están desapareciendo, asociado a la degradación de las playas y a la escasez de nuevas entradas de sedimento, es conocer el origen de los sedimentos. En el caso de Galicia se observan dos tipos de fuentes de sedimentos. Por una parte, los aportes de los ríos; por otra, la erosión de los acantilados. Los primeros son los principales proveedores de algunos de los más importantes complejos playa-duna. Es el caso de Corrubedo o Carnota. Sin embargo, una parte notable de los complejos no aparecen asociados a grandes ríos que transportaron durante siglos una cantidad ingente de sedimentos. Si bien Corrubedo

es en gran medida fruto de los aportes del Ulla, Carnota difícilmente se puede relacionar con los del pequeño río de Valdebois, y menos O Trece, donde no desemboca ningún cauce de importancia. Por ello parece evidente que una parte destacable de los aportes sedimentarios son consecuencia del vaciado de las potentes capas de alteración que cubrían las formas graníticas o, en otros muchos lugares, de la destrucción de los acantilados. En este caso se pueden diferenciar aquellos que se han modelado sobre rocas, tanto ígneas como metamórficas, de los que lo han hecho a partir de sedimentos que se han acumulado durante las fases frías del Cuaternario (Pérez Alberti *et al*., 2009). Cuando se han derivado de rocas graníticas alteradas el aporte de arena ha sido muy grande. Por el contrario, cuando se han construido sobre rocas esquisto-pizarrosas, ricas en limos y arcillas, ha sido menor. En el caso de los depósitos costeros la gran variedad de facies ha proporcionado materiales de tamaño diverso.

4. Dos ejemplos de sistemas dunares: O Trece y Corrubedo

Entre los diferentes sistemas dunares existentes en Galicia destacan por su singularidad dos: O Trece y Corrubedo. El primero se encuentra emplazado en una ensenada del municipio coruñés de Camariñas, dentro de la Costa da Morte; el segundo en la fachada de la península del Barbanza, que se encuentra situada entre las rías de Arousa y Muros y Noia.

Aparte de la singularidad geomorfológica que presentan ambos sectores, conviene destacar el hecho de que –a nivel ambiental- nos encontramos con dos espacios muy sensibles ante la alteración de su dinámica sedimentaria y la destrucción de la cubierta vegetal protectora. Sin embargo, el estudio de estos casos nos revela dos situaciones contrapuestas: un espacio protegido (Parque Natural y Humedal protegido, incluido en la propuesta gallega a la Red Natura), con un nivel de accesibilidad medio-alto y una elevada carga de visitantes prácticamente durante todo el año (Corrubedo), frente a un arenal prácticamente virgen, de difícil acceso y que no cuenta con figuras de protección exclusivas. Tal circunstancia nos parece un factor muy relevante a tener en cuenta en el estudio de la dinámica de ambos sistemas dunares que, al tiempo, puede resultar útil a la hora de plantear estrategias de ordenación y gestión de espacios litorales.

4.1. O Trece

El extenso arenal de O Trece se ha acumulado en un entrante semicircular abierto entre farallones graníticos en cuyo frente se emplaza un extenso arenal fragmentado por diferentes plataformas rocosas. Dentro de este amplio conjunto sedimentario se pueden diferenciar una serie de unidades geodinámicas

relacionadas entre sí, tanto por sus procesos de formación como por su interacción dentro de la dinámica general de este sistema (Figura 3):

Figura 3. Dunas remontantes, arriba y parabólicas y cubetas de deflación, abajo, en el arenal de O Trece.

1.- El sector intermareal, el estrán y el frente dunar constituyen el medio más dinámico del sistema, donde se desarrollan toda una serie de procesos de retroalimentación sedimentaria muy activos debido, fundamentalmente, a la fuerte pendiente que presenta el estrán durante los meses invernales y de otoño, y que se suaviza durante el verano. En el frente del primer cordón dunar (*foredunes*), la incidencia del oleaje deja cicatrices y forma escarpados acantilados dunares, más abruptos en el sector orientado hacia el norte y que se van suavizando -a medida que el estrán se tiende- hacia el extremo sur.

2.- Hacia el interior, superada la playa y el primer frente de cordón dunar, se extiende un amplio campo arenoso donde aparecen tipologías que abarcan desde las dunas incipientes, de escaso espesor, hasta dunas parabólicas, emplazadas en las partes más alejadas de la orilla, en diferentes fases de fijación por la vegetación. La mayor parte de las formas presentan una densa cubierta vegetal que protege la superficie arenosa. Sin embargo, en ciertos lugares, los fuertes vientos asociados a episodios de temporal han provocado la formación de cubetas o pasillos de deflación eólica (*blowouts*), que constituyen amplios corredores arenosos -de entre 100-200 m de longitud- abiertos a lo largo de las dunas vegetadas.

3.- Las depresiones interdunares, que están encharcadas gran parte del año, son un elemento muy característico dentro de este sistema, y constituyen el hábitat de diferentes especies de fauna y flora propias de áreas pantanosas.

4.- El elemento más llamativo de este sistema dunar lo constituye el conjunto de dunas remontantes que se introducen a modo de cuña entre los picachos graníticos que cierran la ensenada, fundamentalmente los situados hacia el norte. La arena llega en los denominados "Montes Blancos" a más de 150 m de altura. En general, están colonizadas por especies de matorral, aunque en varios sectores de las laderas, y sobre todo en las cumbres donde los vientos alcanzan mayor intensidad, se abren amplios corredores de deflación que dejan los sedimentos arenosos al descubierto y, por tanto, disponibles para ser transportados por el viento hacia zonas más alejadas.

El levantamiento topográfico muestra con claridad la existencia de dos sistemas dunares diferentes con orientaciones distintas. Por una parte, en el sector suroeste de la ensenada se encadenan dunas parabólicas que se orientan en dirección NW-SE. Por otra, en el nordeste se han generado dunas remontantes que no sólo ascienden por la ladera sino que llegan a superar las crestas graníticas dando lugar a formas lingüiformes progradantes. En general todo el sistema presenta una dirección W-E. Ello parece estar en íntima relación a los vientos dominantes en la costa gallega que son de componente oeste con la particularidad

de que los más enérgicos son los del SW. Este hecho explicaría que, mientras las formas parabólicas se orienten hacia el SE, las remontantes, que requieren para su formación un intenso flujo de viento, están orientadas hacia el NE.

4.2. Corrubedo

El complejo de Corrubedo presenta distintas unidades geodinámicas que se encadenan desde la playa alta hacia el interior, abarcando desde dunas incipientes, cuya génesis y evolución está en íntima relación con los agentes hidrodinámicos dominantes en el alto estrán, hasta las formaciones dunares más antiguas, fijadas por varias especies vegetales.

De este modo, de oeste a este, se encuentra un sector de anchura variable compuesto por *dunas primarias*, que reciben aportes arenosos directamente del estrán, dentro de las cuales se observan, al menos, dos tipos: las *dunas embrionarias o incipientes* que están colonizadas por especies pioneras como *Agropyrum junceiforme* o *Cakile maritima*; y las dunas primarias *("foredunes", "dune bordiere"*) que suponen un estadio más avanzado en el desarrollo dunar con la presencia de la *Ammophila arenaria* como especie colonizadora por excelencia.

Dentro del grupo de las *dunas secundarias*, resultantes del retrabajamiento eólico de las primarias, se incluiría una extensa banda de dunas piramidales que diseñan una topografía *"hummocky"*, que pueden alcanzar 2-4 m de altura, y presentan un marcado carácter erosivo. Parece evidente que su geometría deriva del cruce de vientos del NE y SW y de la importante acción protectora de la superficie dunar que realiza la vegetación. Hacia el interior, el grado de colonización vegetal aumenta progresivamente. Sin embargo, en el área más próxima a la duna móvil, las dunas muestran un mayor dinamismo, ya que, de forma ocasional, con vientos de componente E fundamentalmente, reciben abundantes aportes arenosos de la gran duna móvil.

En una posición más retrasada con respecto a la playa, las acumulaciones secundarias estarían representadas por la duna móvil y por un amplio sector de dunas antiguas, de escasa altitud y con formas muy suavizadas, totalmente colonizadas por vegetación. En algunos casos estos depósitos pueden ser reactivados por vientos de elevada intensidad e, incluso, sobre todo hacia el N, están siendo cubiertos por el avance de la duna móvil.

La singular presencia de una duna móvil transversal de dimensiones considerables (1,5 km de largo, 300 m de anchura y entre 18 y 20 m de altitud, según los años), que actualmente ocupa una posición secundaria con respecto a la playa, ha sido estudiada principalmente por uno de los autores del presente trabajo (M. Vázquez Paz) desde 1998. Pese a que en toda Galicia son relativamente abundantes ambientes costeros con condiciones climáticas, de orientación, o

de disponibilidad de sedimentos similares a los de Corrubedo, sin embargo, no se han formado acumulaciones dunares de tal tamaño en ningún otro lugar. En su opinión, aunque por el momento no se ha llevado a cabo ningún sondeo en profundidad de la duna móvil, el origen de la duna móvil podría relacionarse con la existencia de un obstáculo de tipo orográfico (un acantilado residual o forma de exhumación granítica) a partir del cual se iniciaría la acumulación arenosa. El proceso de formación de la duna debió haberse iniciado en una fase de transición climática, en el cual existiría un abundante *stock* sedimentario dentro del sistema playa-duna, debido a un ligero ascenso del nivel del mar que, tal como indica Klijn (1990), llevaría asociado un aumento y mayor persistencia de las tempestades. Este proceso facilitaría la removilización de las arenas de las dunas de "primera generación" facilitando una importante fuente de sedimento. Asimismo cabe mencionar que durante la Pequeña Edad del Hielo posiblemente la intensidad y frecuencia de los vientos era bastante superior a la actual (Meur, 1993; Le Coeur, comunicación personal), de modo que durante ese periodo se intensificarían los procesos de acreción y el avance de la duna hacia el interior, provocando la progresiva ampliación del corredor paralelo a su dirección general.

4.2.1. Régimen de vientos y transporte eólico.

El análisis de los datos de viento en Corrubedo revela que su dirección e intensidad varía considerablemente entre el otoño-invierno y la época estival. Dos direcciones claramente dominantes en cada uno de esos periodos apuntan hacia la existencia de un régimen bimodal con carácter estacional (Fig. 4).

- Vientos del S y SW: causados por las borrascas adventivas de componente oeste-suroeste en otoño e invierno, que son los responsables de la mayor parte de los temporales que azotan las costas de Galicia. Se han registrado velocidades máximas de 80-90 km/h, e incluso superiores, durante los meses de Diciembre y Marzo.
- Vientos del NE: generalmente asociados a periodos de tiempo anticiclónico. Son vientos persistentes, aunque generalmente menos intensos, ya que ocasionalmente exceden los 60 Km/h. Ejercen un papel de "retoque" en el modelado de las dunas secundarias, y de microformas como los *ripples*, localizados fundamentalmente en las depresiones interdunares.
- Otras direcciones del viento comunes en Corrubedo son los del NW, que pueden darse en cualquier época del año, aunque son más frecuentes en el verano y finales del otoño. Son vientos moderados, que realizan una importante labor de retoque y reorientación de los depósitos arenosos.

Con el fin de determinar el potencial de deriva de arena, es decir, el vector resultante, o la dirección principal que, según los datos de viento disponibles, seguirían la mayor parte de los sedimentos, se ha aplicado la fórmula de Bagnold (1951), posteriormente revisada por Jennings (1957) en un intento de establecer una correspondencia entre la resultante del viento y la orientación de dunas parabólicas en King Island (Tasmania). La fórmula fue escogida en virtud de su simplicidad, ya que no precisa parámetros que no se recojan en un registro rutinario del viento. Sarre (1988) probó su eficacia en ambientes mareales, y los experimentos de Greely *et al.* (1996) en Pistmo Beach (California) confirmaron su validez. Ésta, y fórmulas similares como las de Bórówka (1980), proporcionan un medio satisfactorio de establecer la suma vectorial de la velocidad y dirección del viento, permitiendo, por lo tanto, realizar comparaciones de la resultante con la orientación de dunas parabólicas costeras (Landsberg, 1956; Jennings, 1957), con la morfología y orientación de las crestas de las grandes dunas desérticas (McKee, 1979) o con la formación y procesos de desarrollo de dunas primarias (Pye, 1982; Hesp, 1989). En el caso que nos ocupa, el vector resultante del viento constituye una información muy útil para interpretar los resultados obtenidos a partir de los levantamientos topográficos de la duna móvil.

La fórmula relaciona frecuencia, ángulo de incidencia y velocidad del viento, cuando ésta supera los 16 km/h, ya que éste es el umbral de velocidad mínimo requerido para que se inicie el movimiento de las partículas arenosas (Bagnold, 1960). El método emplea la velocidad y dirección del viento para calcular el vector resultante (b) del siguiente modo:

$$b = S\Sigma\, n(v-V)3$$

donde b es el vector resultante del viento, S el factor de escala 10–3, n la frecuencia del viento en una dirección dada, v la velocidad del viento en una dirección dada (en Km/h; generalmente se clasifica de acuerdo a la escala Beaufort, y se calcula el promedio para cada grupo) y V es el umbral de velocidad para la deriva de arena (16 km/h, 3 en la escala Beaufort).

El vector resultante del viento en Corrubedo (Fig. 5)) indica que la mayor parte de la arena es transportada desde la playa hacia el interior por vientos de componente SSW. La orientación SW-NE de los tres grandes corredores de deflación (*blowouts*) abiertos en el flanco marino de la duna móvil confirma este resultado. El hecho de que el valor del vector (6.57) sea relativamente bajo, podría indicar el efecto de contrarresto que ejercen los vientos del NE, dominantes durante gran parte del año.

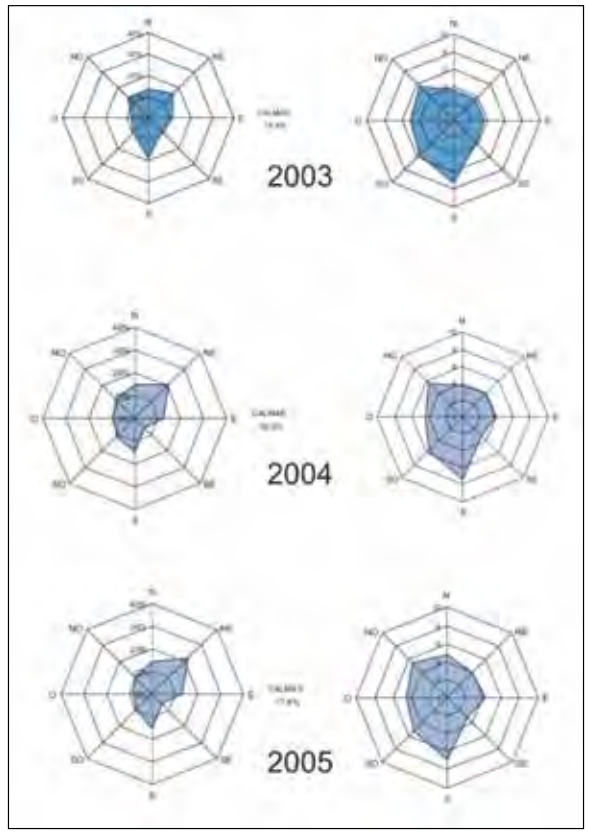


Figura 4. Dirección (izquierda) y fueza (derecha) de los vientos medidos en la estación de Corrubedo. Fuente: Meteogalicia, 2003, 2004, 2005.

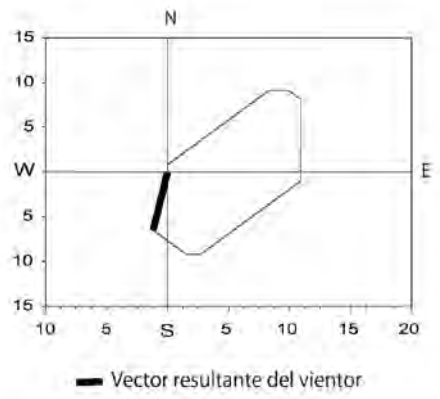


Figura 5. Vector resultante del viento en Corrubedo.

4.2.2. La dinámica dunar

Las investigaciones llevadas a cabo en el Parque Natural de Corrubedo con el objetivo de conocer la movilidad de la duna se iniciaron en 1998 y han continuado hasta la actualidad lo que permite conocer bastante bien la evolución del sistema.

4.2.2.1. Campaña 1998-2001

La primera investigación llevada a cabo para conocer la dinámica eólica en el Parque Natural e Corrubedo la llevó a cabo Vázquez Paz (1998), quien realizó en 2003, en colaboración con F. Delgado Blanco, la primera cartografía detallada de las diferentes unidades geomorfológicas y formaciones sedimentarias, así como sus relaciones dinámicas y el análisis de los factores de orden ambiental que han incidido en su evolución reciente y dinámica actual. El objetivo fundamental era conocer la dinámica eólica de la duna móvil, así como comprobar el impacto de las acciones humanas que incidían en la progresiva degradación medioambiental del sistema dunar. Esta evaluación, junto con la realización de un mapa geomorfológico detallado (escala 1:10.000) de las principales unidades del terreno existentes en el área de estudio, nos ofrece una visión global del estado actual del sistema playa-duna, que ha sido fundamental con el paso de los años.

Para la realización de la cartografía automática se utilizaron las fotografías aéreas disponibles de la zona en aquel momento (1991 y 1996), que fueron contrastadas con las observaciones de campo, y los mapas de la COTOP (Xunta de Galicia). El trabajo de campo, consistió fundamentalmente en la georeferenciación y monitorización de la duna móvil para controlar los posibles cambios en su morfología. Para ello se llevó a cabo un levantamiento topográfico completo de la misma, con una separación de 0.5 m entre las curvas de nivel, que supuso la toma de más de 3.000 puntos de referencia. En campañas sucesivas se llevaron a cabo una serie de transeptos transversales a la cresta dunar localizados en zonas concretas, como el sector más elevado, o el fondo de los canales de deflación eólica. Estos perfiles de detalle fueron tomados durante los meses de Enero de 1998, Mayo de 1998 y febrero del 2000 (Figs. 6a y 6b).

En el análisis se tuvieron en cuenta variables de orden natural o antrópico, pero sin duda el estudio de las condiciones del viento y de su influencia en el transporte de arena hacia el sistema dunar ha sido el elemento esencial. Para ello se disponía de la información que, desde 1994, había recogido la estación automática situada en el faro de Cabo Corrubedo, que registraba cada 6 horas la situación del viento, y las rachas máximas, a una altura de 7 metros.

En el mes de enero de 1998, cuando se realizó el levantamiento topográfico completo de la duna móvil, ésta presentaba una altura máxima de 20.1 m en

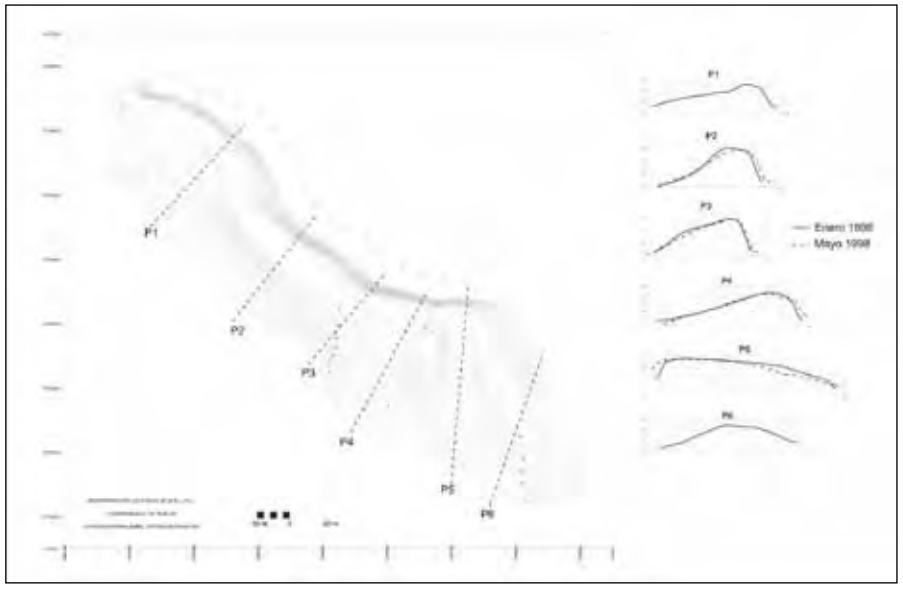


Figura 6a. Levantamiento topográfico de la duna durante 1998.

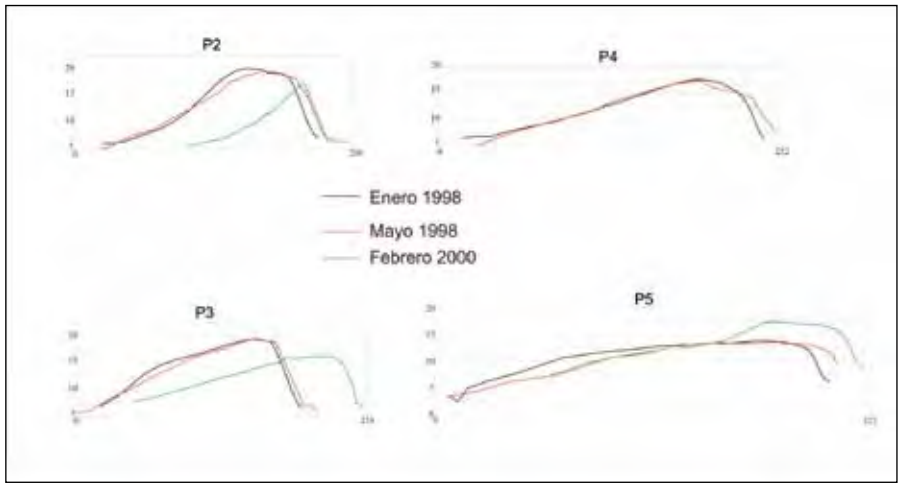


Figura 6b. Análisis comparativo de las modificaciones en los perfiles entre 1998 y 2001.

su sector central. Dentro de su aspecto general destacaba, en ese momento, la apertura de tres grandes corredores de deflación eólica de morfología alargada (*elongate trough blowouts*) en el flanco orientado al mar, que discurrían perpendicularmente a la cresta dunar estrechándose progresivamente a medida que avanzan hacia la misma. Los dos pasillos de deflación de mayores dimensiones se

localizaban en el extremo meridional de la duna mientras que el más pequeño, abierto hacia la parte N, se encontraba más protegido frente a las situaciones advectivas del tercer y cuarto cuadrante.

A partir de la superposición de los levantamientos realizados en enero y mayo del 98 y en febrero del 2000 se pudo deducir una serie de conclusiones.

1) En el primer análisis se observaron en todos los perfiles una progradación general de la duna hacia el interior, mientras que su altura se mantenía en valores semejantes, especialmente entre los perfiles de enero y mayo. Todo apuntaba a que podría haberse dado un aporte abundante de arena hacia el sector culminante de la duna en un corto espacio de tiempo, provocando procesos de caída de granos y de deslizamientos de grandes masas de arena por gravedad, o favorecidos por la acción de pisoteo, que se acumularían en la base del flanco a sotavento. Así por ejemplo en el perfil P4 del mes de mayo del 98, se evidenciaba la presencia de una "cicatriz" ocasionada por un gran desprendimiento rotacional en el sector de mayor pendiente. Este proceso de avance provocó en algunos sectores la fosilización de antiguos niveles de dunas vegetadas (especialmente hacia el N), así como la progresiva ampliación del corredor intradunar que se extendía siguiendo una dirección NNE-SSW, paralela a la cresta de duna.
2) El avance de la duna hacia el interior se producía, entre enero y mayo, de forma más acusada en los perfiles correspondientes con los corredores de deflación (P4 y P5) en los que se alcanzan registros de hasta 2.5 m de diferencia entre ambos perfiles. Se constató cómo las paredes de los *blowouts,* orientadas hacia los vientos dominantes del SW, llevabann a cabo un "efecto de embudo" canalizando la entrada de las masas de aire, que aumentaban su velocidad y, por tanto, su capacidad de carga y transporte de arena hacia el interior. En el perfil P3 de febrero del 2000, localizado en la parte central de la duna, se percibía un notable avance y una considerable pérdida de altura de más de 3 m.
3) Se producía, en general, un rebajamiento bastante acusado del fondo de los *blowouts,* especialmente en el corredor principal (P5), donde la deflación eólica originaba diferencias altitudinales superiores a los 2 m.
4) Los dos perfiles correspondientes al sector culminante de la duna (P2 y P3) no variaban prácticamente su forma, en los levantamientos de enero y mayo, exceptuando un ligero rebajamiento más acusado en la parte superior del flanco orientado al mar, y que podría estar relacionado con la mayor incidencia de los vientos del NE en ese sector. Sin embargo, en febrero del 2000, tenía lugar un intenso socavamiento del flanco marino en P2 –quizás

ocasionado por intensos procesos de erosión durante un episodio de temporal- que se correspondía, en el sector interno, con un incremento de la pendiente debido a los constantes movimientos en masa de arena.

5) Analizando en conjunto los resultados de esta primera toma de datos se observó cómo la erosión era el proceso dominante en el flanco marino de la duna; mientras que el sector interno constituia el área de acreción por excelencia, lugar en donde a partir de grandes acumulaciones de arena transportadas a través de los canales de deflación hacia la cresta (como la que se observa en el perfil P5 del 2000), se producían movimientos de arena por gravedad que dan lugar al lento progreso de la duna hacia el interior.

4.2.2.2. Las modificaciones antrópicas llevas a cabo en el año 2000

En el mes de junio del año 2000, con la finalidad de facilitar el paso a la playa, se construyó una pasarela encima de la duna móvil que generó importantes perturbaciones en el sistema dunar. Así, el 14 de julio del 2000, un poco más de un mes después de su inauguración, se realizó un levantamiento de detalle de este sector para observar las posibles consecuencias de su instalación a corto plazo.

La pasarela atravesaba la duna móvil aprovechando el fondo de un pequeño pasillo de deflación en el sector meridional, contiguo al entorno de la bocana, que constituye una de las principales áreas fuente de esta acumulación arenosa. Según nuestras primeras observaciones, la rampa, constituida por dos travesaños paralelos separados unos 15 cm entre sí, introducía modificaciones a pequeña escala. Aunque al alcanzar la duna móvil la pasarela adquiría una forma "flexible", totalmente en contacto con la superficie arenosa, sobresalía uno o dos cm de la misma, obstaculizando el recorrido de los sedimentos transportados por saltación o rodamiento. Se observó cómo, cuando el viento incidía oblicuamente, un lado de la pasarela actuaba como zona de acumulación, mientras que en el otro se producía un efecto de sombra, originando un escarpe de dimensiones centimétricas que dio lugar al inicio de un foco de erosión a mayor escala.

Asimismo, en ciertos tramos, a pesar de las obras de restauración, la pasarela era cubierta sistemáticamente por las arenas, circunstancia que indicaba el dinamismo y la importancia del transporte eólico en este sector de la duna, por donde se canalizan los aportes sedimentarios hacia el sector interno del conjunto. Es evidente que la instalación de la pasarela provocó durante años una perturbación muy importante tanto en la movilización de la arena como, consecuentemente, en la dinámica evolutiva de la duna móvil. Su instalación supuso además un aumento de la accesibilidad al sector culminante de la duna, lo que acentuó su atractivo como tobogán. La pasarela se retiró a comienzos del 2006.

4.2.2.3. Campaña del 2006

Con el fin de poder comparar de manera más precisa la evolución de la duna entre el año 2000 y el 2006, se llevó a cabo un nuevo levantamiento topográfico en julio/agosto de 2006. Las singulares condiciones del terreno, el hecho de que exista una evidente movilidad, no facilitaron la instalación de la estación total topográfica dado que si bien uno de los puntos de estacionamiento se encuentra sobre roca, el otro, dado que es necesario mover la estación total, se hallaba sobre una de las dunas fijas que, aunque con menor grado de movilidad, se modificó a lo largo de los años. Los 19 perfiles transversales realizados así como los 3 del frente de avance permitieron conocer lo siguiente (Fig. 7):

1) La existencia de un rebaje considerable en la altura de la duna, no alcanzando en ningún caso los 20 m que presentaba la duna en el primer levantamiento topográfico.
2) La presencia de perfiles claramente convexos en el sector nor-occidental de la duna.
3) La observación de un perfil en el que alternan los tramos cóncavos con los convexos en el sector sur-occidental, en el área donde antiguamente estuvo instalada la pasarela. En este lugar la duna no superaba los 15 m de altura.

El análisis comparativo de los perfiles P1, P3 y P4 realizado en 1998-2000 con el llevado a cabo en el 2006 indica un rebaje de la cresta de la duna en torno a los dos metros.

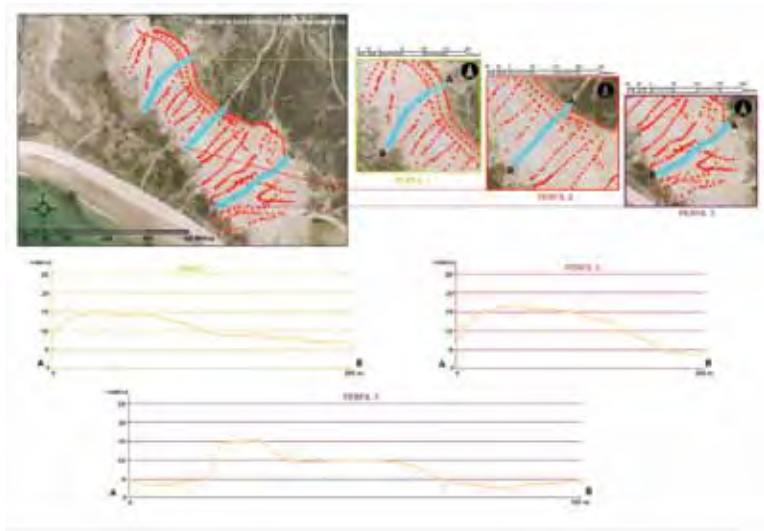


Figura 7. Levantamiento topográfico realizado en julio de 2006. En azul aparece el trazado de los perfiles levantados en 1998 y 2000.

4.2.2.4. El levantamiento LIDAR de agosto de 2008

En Agosto de 2008 se realizó un vuelo LIDAR que ha permitido conocer con gran exactitud la topografía de todo el complejo dunar (Figura 8). Hasta el momento presente (noviembre de 2009) no se ha terminado el análisis de todo el material proporcionado por el vuelo. Por otra parte, problemas técnicos surgidos con los datos recogidos anteriormente, han impedido llevar a cabo un estudio comparativo que está previsto realizar en el futuro. Sin embargo, se pueden sacar unas primeras conclusiones:

1. El sector norte de la duna, reflejado por el P1 en el primer estudio, se mantiene relativamente estable, con pequeños cambios en altura.
2. El sector central, materializado en el P3 del citado estudio, que se había rebajado en el año 2006 en torno a dos metros, vuelve a alcanzar en su parte superior cifras semejantes a las del año 2000, unos 20 m.
3. El sector meridional, P4 del primer estudio, que había perdido altura en el año 2006, vuelve a mostrar un perfil acumulativo que se sitúa en torno a los 18 m. A ello hay que añadir la existencia de un perfil más sinuoso, que dibuja una línea cóncava en el flanco de barlovento y convexa en la cima.
4. Si bien es cierto que la duna gana altura en su sector frontal, no lo es menos que la pierde en su parte posterior, lo que demuestra que durante los años que estuvo instalada la pasarela el tránsito continuo de personas provocó, por una parte, la dispersión de la arena y, consecuentemente, la elaboración de un perfil más suave y, por otra, un descenso en el volumen de la arena. No hay que olvidar que el Parque Natural de Corrubedo recibe unos 100.000 visitantes censados y muchos más sin censar. Muchos de ellos ascendían por la pasarela y se deslizaban por el talud frontal llevando consigo una cantidad no conocida pero, sin duda, significativa de arena.

Cuando se restableció la dinámica natural, los fuertes vientos de componente suroeste provocaron una movilización de la arena de sudoeste a nordeste rebajando el flanco cercano a la playa y acrecentando el más alejado. Volvió a la dinámica ya observada en el año 2000, pero con una menor cantidad de arena. La finalización de los estudios en curso, encaminados a integrar todos los datos existentes, permitirá conocer con mayor exactitud la evolución de la duna de Corrubedo entre el año 2000 y la actualidad.

5. Conclusiones generales

El estudio de las formaciones dunares de las costas gallegas ha permitido conocer con bastante exactitud su estado actual que, salvo excepciones, es malo.

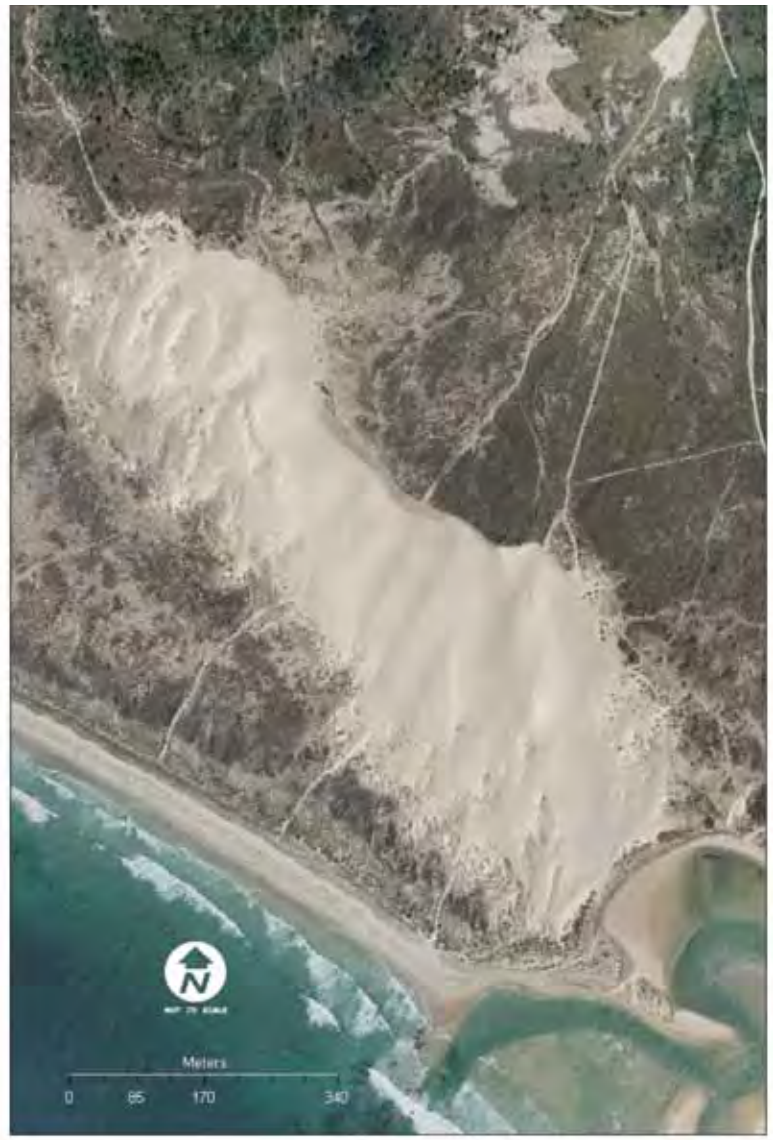


Figura 8. Imagen de la duna móvil de Corrubedo elaborada a partir del vuelo LIDAR realizado en 2008.

La mayor parte de los sistemas han estado sometidos a un uso totalmente inadecuado, lo que ha derivado en la destrucción parcial de muchos lugares cuando no su desaparición total; en este caso en áreas de fuerte impacto turístico. Es significativo al respecto que los mejores sistemas dunares estén emplazados en aquellos lugares en los que la actividad turística es menor o en aquellos otros que

por su tamaño, pese a estar degradados, todavía mantienen elementos significativos. Por otra parte, se observa que los sistemas dunares mejor conservados se encuentran en aquellas áreas menos accesibles de la Costa da Morte. Lo anterior obliga a proponer un amplio plan de manejo y regeneración de muchos sistemas si se quiere preservarlos para el futuro.

Referencias

Bagnold, R.A. (1951). Sands formations in Southern Arabia. *Geographical Journal*. 117, 77 – 86.

Bagnold, R.A. (1960). *The physics of blown sand and desert dunes*. Methuen, London, 256 pp.

Cooper, W.S. (1958): Coastal sand dunes of Oregon and Wahsington. *Geol. Soc. Am. Mem.* 72, 1 – 169.

Flor, G. (1986). La sedimentología de una duna lingüiforme en la playa de Xagó (Asturias). *Actas del IX Congreso Nacional de Sedimentología*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Salamanca, I, 317- 328.

Flor, G. (2004): *Geología Marina*. Librería Servitec. Oviedo. 844 pp.

Greeley, R., Blumberg, D.G., & Williams, S.H. (1996). Field measurements of the flux and speed of wind-blown sand. *Sedimentology*, 43, 41- 52.

Hesp, P.A. (1989). A review of biological and geomorphological processes involved in the initiation and development of incipient foredunes. *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh,* 96B, 181 – 201.

Jennings, J. N. (1957). On the orientation of parabolic or U-dunes. *Geography*, 123, 474-480.

Klijn, J.A. (1990). The younger dunes in Netherlands; chronology and causation. En: *Dunes of the European coasts* (Th. W. Bakker, P.D. Jungerius & J.A. Klijn, eds.). Catena Suppl. 18, 89 – 100.

Landsberg, S.Y. (1956). The orientation of dunes in Britain and Denmark in relation to wind. *Geographical Journal*, 122, 54 – 70.

McKee, E.D. (1979). *A study of global sand seas.* United States Government Printing Office (Washington), 170 pp.

Meur, C. (1993). *Geomorphologie, protection et gestion des dunes de Bretagne Septentrional, elements de comparaison avec d'autres regions de la Manche Occidental: Cotentin, Devon et Cornwall (R-U)*. Tesis doctoral. Universidad de Lille, 353 pp.

Nonn, H. (1966). *Les régions cotières de la Galice, Espagne*. Ed. Les Belles Lettres, París.

Pérez Alberti, A., Blanco Chao, R., Otero Otero, M., Macías García, I. & López Bedoya, J. (2009). Cambios ambientales detectados en la costa de Galicia durante

el Pleistoceno y el Holoceno y dinámica actual. En: *Evidencias e Impactos do Cambio Climático em Galicia*. Xunta de Galicia. Santiago de Compostela, cap. 22, 425 – 454.

Pye, K. (1982). Morphological development of coastal sand dunes in a humid tropical enviroment, Cape Bedford and Cape Flaterry, North Queensland. *Geografiska Annaler*, 64A, 212 – 227.

Sarre, R.D. (1988). Evaluation of aeolian sand transport equations using intertidal zone measurements, Saunton Sands, England. *Sedimentology*, 35, 671 – 679.

Tricart, J. & Cailleux, A. (1969). *Le modelé des regions sèches. Traité de Geomorphologie*. SEDES. Paris.

Vázquez Paz, M. (1998). *Geomorfología costera del sector Aguiño-Corrubedo*. Universidade de Santiago de Compostela, 128 pp.

7. Las dunas de la costa norte catalana

M.ª À. Marqués[1], R. Julià[2] y J. Montaner[3]

1. Introducción

La configuración de la costa catalana viene marcada por los rasgos estructurales del borde oriental de la placa ibérica y la formación de la fosa de Valencia entre las Baleares y la península, con predominio de los relieves de dirección NE-SW, hasta la terminación oriental de los Pirineos. El origen de estos relieves es relativamente joven (Terciario) al igual que la red de drenaje, fuertemente influenciada por la crisis de salinidad del Messiniense, que corta casi perpendicularmente al sistema de cordilleras litorales. Durante el Holoceno, los depósitos aluviales del sistema de drenaje han ido formando llanuras deltaicas cuya extensión está estrechamente relacionada con la superficie drenada. Así el delta más extenso corresponde al curso fluvial del Ebro y le siguen en superficie el delta del Llobregat, Tordera y Francolí. Un caso especial corresponde a las desembocaduras de los ríos de la fosa tectónica del Empordà. En esta fosa coinciden varios ríos y la llanura deltaica es el resultado de una compleja historia de avulsiones naturales y antrópicas de los ríos Muga, Fluvià, Ter y Daró. Una característica común a todas estas desembocaduras es la presencia en la zona litoral de arenas que forman sistemas dunares. La Fig. 1 muestra la disposición general de la costa catalana, en la que se aprecia la progradación de los deltas del Ebro, Llobregat y Tordera, así como el régimen de vientos en porcentaje según cuadrantes y la velocidad en m/s.

En los tramos de costa arenosa, la estructura geomorfológica más frecuente es la presencia de cordones dunares que limitan un *backshore* con humedales. Sin embargo, el proceso de cementación paulatina del litoral catalán mediante urbanizaciones y la construcción de puertos han ido reduciendo a la mínima expresión este sistema dunar a excepción del que se desarrolla en el Golfo de Rosas (Alt Empordà) y en el delta del Ebro. Algunos movimientos ecologistas han conseguido proteger pequeños tramos del litoral en los que es posible observar, todavía, los sistemas dunares colonizados por plantas samofitas y de sosar (como en el Creixell) o con dunas fijadas por pinares (como en el Llobregat o Francolí). A pesar de la in-

1. Depto. Geodinámica y Geofísica, Fac. de Geología, Univ. Barcelona. *m.a.marques@ub.edu*

2. Inst. de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera. CSIC. Barcelona. *rjulia@ija.csic.es*

3. Geoservei. Projectes i Gestió Ambiental. Girona. *j.montaner@geoservei.com*

tervención de la Administración local y del Estado en su preservación, la fragilidad de estos reducidos sistemas dunares y la presión antrópica a que están sometidos durante la época turística hacen prever un futuro incierto en su conservación.

A partir del año 2000 y con motivo del cumplimiento de la legislación vigente sobre preservación de Espacios Naturales y creación y mantenimiento de Parques Naturales, Reservas Integrales, Reservas Naturales, etc. se ha generado una gran cantidad de documentación sobre las dunas de este ámbito. Esta documentación se halla a disposición pública en diversos organismos (Generalitat de Catalunya, Diputaciones, Consells Comarcals, Ayuntamientos, etc.) y recoge diversas figuras de protección de los sistemas dunares.

En el presente trabajo se abordan algunos aspectos del sistema dunar del Empordà, en la provincia de Girona.

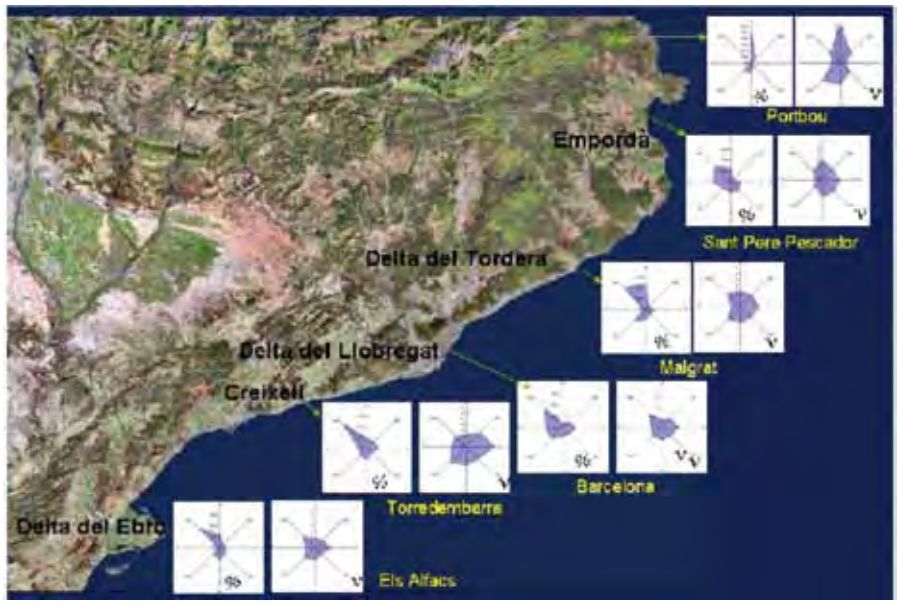


Figura 1. Régimen de vientos de la costa catalana y principales áreas de depósitos dunares. Las gráficos muestran el régimen de vientos en porcentaje según cuadrantes y la velocidad en m/s.

2. El Empordá

2.1. Introducción

El Empordà (Fig. 2) es una comarca natural situada en el extremo NE de la península ibérica, al pie de los Pirineos. En el Empordà convergen todos los elementos básicos para el desarrollo de sistemas dunares: a). extensas zonas llanas

formadas por la coalescencia de depósitos aluviales que forman deltas, b) una dinámica eólica muy activa asociada al viento del NNE y N (la *Tramontana*) y c) pequeños relieves que sobresalen de la llanura aluvial y favorecen la formación de dunas.

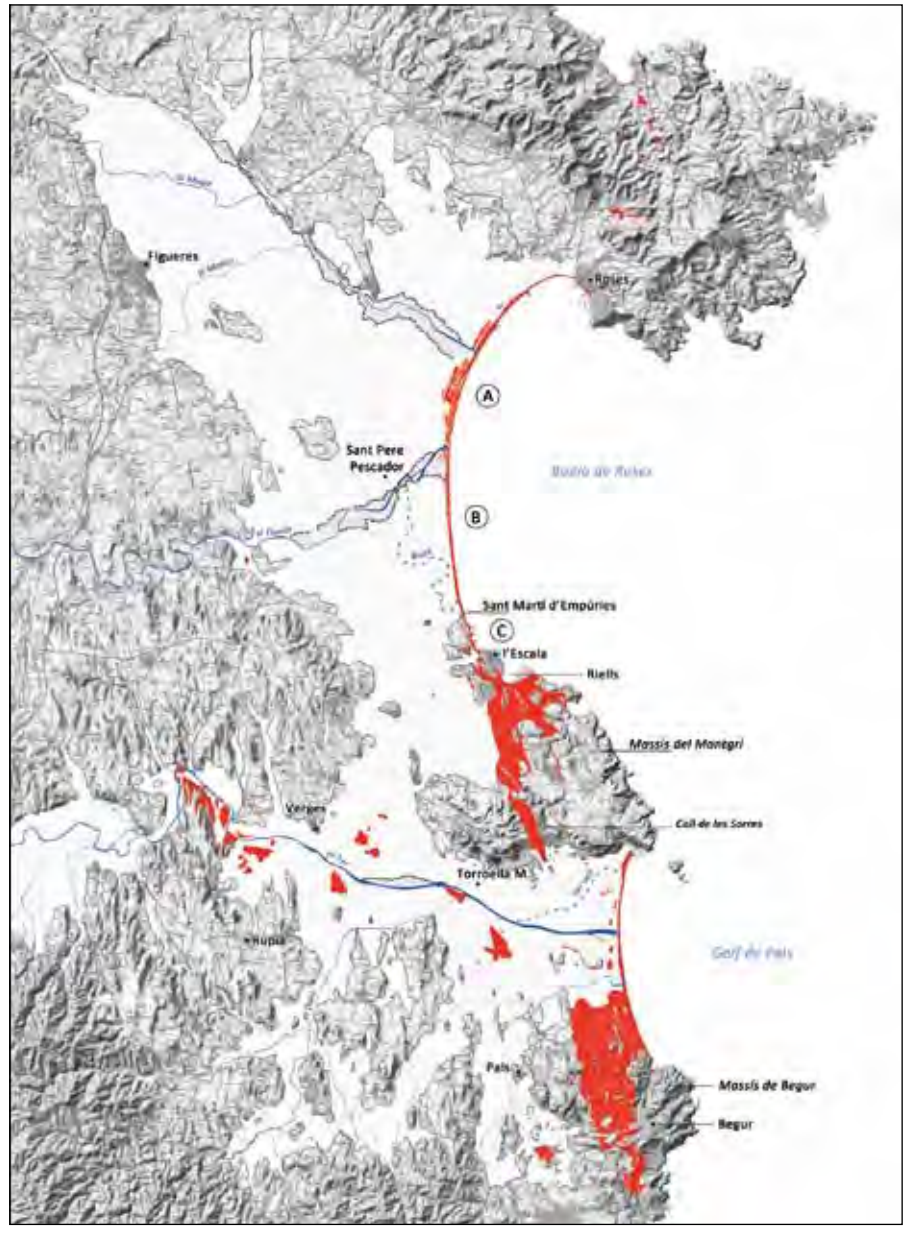


Figura 2. Mapa del Empordà con los principales depósitos arenosos (en rojo).

Aunque se han documentado depósitos eólicos muy antiguos como las dunas fósiles del Cabo de Creus o varios depósitos loéssicos en valles interiores, las primeras referencias escritas de afectaciones por dunas corresponden a documentos de finales del siglo XVII, conservados en el Consistorio de Torroella de Montgrí (Pipió, 1999). También Francisco de Zamora (1786-1790), deja constancia de la existencia de importantes acumulaciones de arena móvil en sus viajes efectuados a Cataluña entre 1785 y 1790.

En el Empordà estas acumulaciones suelen desarrollarse a partir de la zona litoral, tal como ocurre en la zona de Pals-Begur, o las que se extienden entre Empúries y Torroella de Montgrí (Fig. 2). Ocasionalmente también se han desarrollado campos de dunas a partir de los depósitos aluviales de la terraza inferior del río Ter, como los campos de dunas de Foixà, Canet de la Tallada, Mas Cebrià de Sant Iscle, el golf de Mas Nou, etc. (Fig. 2). El desarrollo dunar históricamente más importante, corresponde a las dunas fijadas entre los años 1896 y 1910 en la zona de Empúries-Montgrí (Ferrer, 1895; Pipió, 1999), que ocupaban un sector de 11 km de longitud y 342 ha de superficie (Figs. 3 y 4).

Figura 3**.** Trabajos de fijación en la zona de Empúries (1896-1910), con la iglesia de Sant Martí d'Empúries al fondo.

Figura 4. Detalle del estado actual después de su transformación para recibir la antorcha olímpica en 1992.

A partir de los años 70 y con motivo de comparar la dinámica evolutiva de los deltas de la costa catalana, Marqués & Julià (1986, 1987) abordan el estudio de la zona litoral del Empordà, incluyendo la problemática del transporte eólico. Esta temática también atrae a otros investigadores de la UB y el CSIC como Cros & Serra (1993), que centran sus estudios en la sedimentología del complejo dunar del Baix Empordà, y Sainz Amor (1988, 1990), Sainz Amor & Julià (1999) que estudian la composición mineralógica de las arenas para intentar establecer las áreas fuente de los distintos sistemas dunares.

2.2. Características geomorfológicas del Empordà y origen de los aportes dunares

El Empordà es una fosa tectónica neógena, colmatada por sedimentos aluviales y coluviales (Fig. 2). Los ríos han desempeñado un papel muy importante en la génesis, distribución y evolución de las dunas. La zona llana del Norte (Alt Empordà) está formada principalmente por los depósitos fluviales y deltaicos de los ríos Muga, Fluvià y Ter. La unidad Sur (Baix Empordà) deriva de los aportes del Ter, del Daró y de una serie de pequeños cauces de caudal intermitente.

Atendiendo a la posición del área fuente de los sedimentos dunares, se han diferenciado dos sistemas: 1) los sistemas dunares continentales alimentados por depósitos de la llanura aluvial y 2) los sistemas dunares litorales (aunque a veces penetran varios kilómetros en los relieves litorales) cuya área fuente está en la línea de costa. Los estudios realizados por Sainz-Amor (1988, 1990), Amor & Julià (1999) y Cros & Serra (1993) sobre la composición mineralógica de las arenas muestran su origen fluvial (con una importante contribución de olivino procedente del volcanismo de la cuenca del Fluvià y del Ter), y la incorporación de bioclastos marinos en la zona litoral. Esta diferenciación entre los sistemas dunares continentales y litorales parece arbitraria al considerar la evolución de la línea de costa durante los últimos milenios (Marqués & Julià, 2005; Montaner *et al.*, 2010a y b), si bien resulta muy útil en la caracterización de los espacios naturales asociados a estos medios. Los sistemas dunares litorales suelen incluir espacios húmedos, como pequeñas lagunas y marismas asociadas a las depresiones de detrás de los cordones dunares.

El trazado de los ríos principales, así como la posición de las desembocaduras han experimentado importantes cambios a lo largo del tiempo (Montaner *et al.*, 2010a y b). Las avulsiones más importantes son las del Ter, que desembocó al N y al S del macizo del Montgrí y por ello sus sedimentos han contribuido a la formación de las dos llanuras aluviales, la del Alt y la del Baix Empordà (Fig. 5).

Los principales cursos de drenaje tienen una disposición W-E, transversal al viento dominante, la Tramontana, y por lo tanto han actuado como trampas sedimentarias en el desplazamiento N-S del transporte dunar. La Muga, el Fluvià, el Ter y el Daró muestran en sus desembocaduras cambios bruscos de orientación al llegar a la costa, siguiendo un trazado prácticamente paralelo a la misma, como consecuencia de los aportes sólidos, la corriente de deriva litoral y la acción de la Tramontana. Un buen ejemplo de esta disposición puede verse en los mapas an-

tiguos (Serra et al. 1994) y en la toponimia actual, como El Riuet, antiguo curso del rio Fluvià, que desembocaba en Sant Martí d'Empúries (Fig. 6).

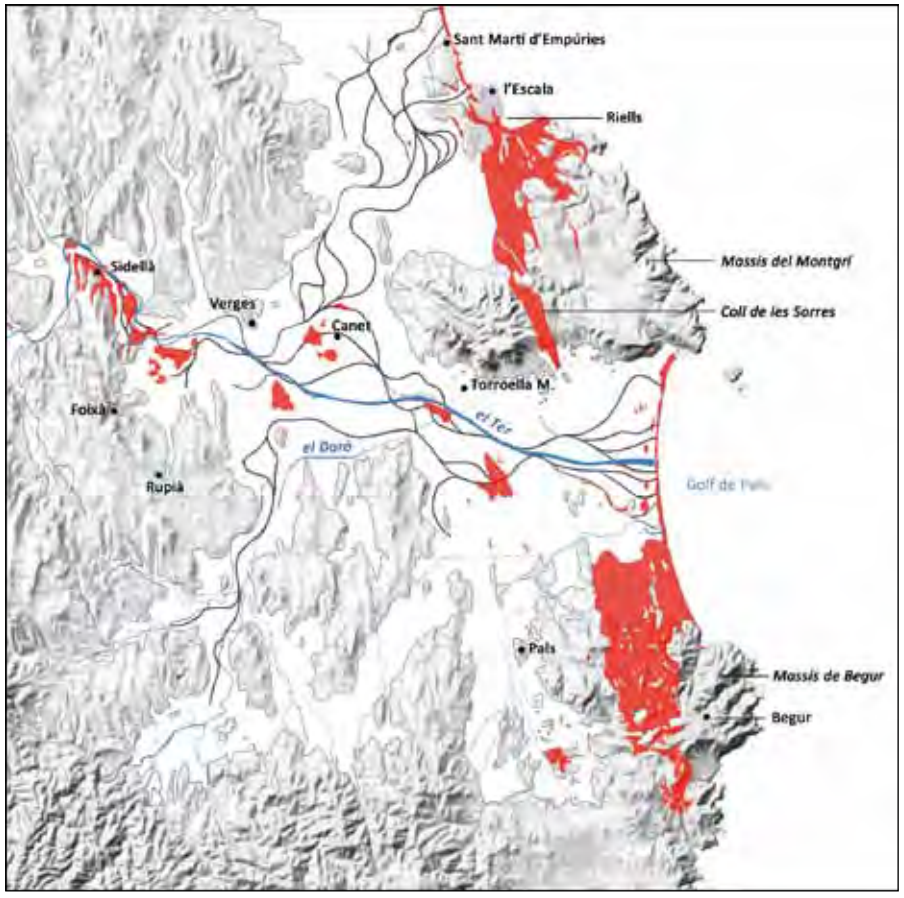


Figura 5. Cambios del curso del Ter y los principales sistemas dunares, fijados a principios del siglo XX.

La llanura aluvial del Ter ha sido el origen de importantes campos de dunas que han afectado a varios asentamientos humanos. Así, Sidillà se abandona en el siglo XIII y queda cubierta por arenas, y Sant Llorenç de les Arenes, aunque más tarde, también se vio afectada por las dunas. En la llanura aluvial, que se extiende al E de Verges, se documentan varios cursos del río Ter (Fig. 5), siendo quizá la avulsión del río Ter ocurrida en el siglo XIV (Pella, 1883) la que produjo el abandono del curso que desembocaba cerca de Sant Martí d'Empuries y que actuaba de barrera natural al transporte eólico hacia el S. La desaparición de esta

barrera muy probablemente originó gran parte del desarrollo dunar que sepultó las ciudades griegas y romanas de Empúries, al mismo tiempo que la carga sólida del canal activo del Ter aceleró la colmatación del puerto de Torroella de Montgrí (Marques & Julià, 2005). Los meandros abandonados del Ter han favorecido el desarrollo de dunas siempre y cuando existiese una orografía favorable, como en los campos de dunas de Begur, Foixà y Montgrí (Fig. 5). Cuando no hay un relieve que detenga el desplazamiento de arena, tal como se observa en la zona de Canet de la Tallada, se forman dunas de menor entidad y el transporte de arena sigue avanzado hacia el Sur, contribuyendo a engrosar el aporte sólido de la carga fluvial de los ríos que desembocan en este tramo.

Figura 6. Vista aérea del El Riuet, antiguo trazado del río Fluvià, que desemboca cerca de Sant Martí d'Empúries y vista de la desembocadura actual. Esta funciona como trampa sedimentaria del avance hacia el S del sistema dunar activo y suele desarrollar una flecha abierta hacia el S.

Los principales sistemas dunares, con dunas que pueden alcanzar alturas superiores a los 10 m (Fig. 7), se hallan restringidos a la zona de relieves litorales del macizo del Montgrí y de Begur y, más al interior, en los relieves terciarios de Foixà. Estos tres sistemas han sido fijados por repoblaciones forestales. Actualmente soportan extracciones (Fig. 8) de arena que conllevan trabajos de rehabilitación posterior con nuevas replantaciones. Los únicos sistemas activos hoy en día son el de Sant Pere Pescador y el de Riells, que se tratan a continuación.

Figura 7. Corte transversal del sistema dunar de Begur mostrando acumulaciones de arena de 10 m de altura y su fijación mediante pinos a principios de siglo XX

Figura 8. Explotación de dunas para la extracción de arena (sistema dunar de Foixà)

2.3. Dinámica eólica

La estación meteorológica más representativa de la zona está situada sobre el macizo del Montgrí, cerca de Roca Maura (a 220 m de altura); tiene datos de viento desde 1988 y está mantenida por Josep Pascual, de l'Estartit. El viento mas característico de la región es la Tramontana que, en sentido estricto, proviene del NNW, aunque reciben este nombre los vientos fríos procedentes del cuadrante N.

Los datos presentados por Marqués *et al.* (2001) muestran cómo predominan las ráfagas del NNW, tanto en frecuencia como en magnitud. Los máximos se alcanzan en invierno y los mínimos en verano. Otro aspecto importante es la continuidad en la dirección de las ráfagas del cuadrante N, superiores a 20 km/h. Cada año se produce como mínimo un episodio severo y varios episodios menores.

2.4. Sistemas dunares activos actuales

Los sistemas dunares activos de l'Empordà se sitúan en el Golfo de Roses, uno cerca de Sant Pere Pescador y el otro en la playa de Riells, en el municipio de l'Escala. En este golfo se han diferenciado tres zonas (Marqués & Julià, 1988) en base a las relaciones entre la dinámica litoral, la eólica y la desembocadura del rio Fluvià (Fig. 2):

Zona N del golfo (zona A, en la Fig. 2). Corresponde a un arco abierto hacia el S y por ello las arenas acumuladas en las playas son transportadas directamente hacia el mar por el viento del N (Tramontana). Las pérdidas de arena de la playa alimentan la corriente de deriva litoral y el equilibrio sedimentario se

restablece paulatinamente, si no hay interferencias antrópicas. Es una zona en la que las arenas no presentan problemas de gestión.

Zona centro del golfo (zona B, en la Fig. 2). Corresponde a una zona litoral prácticamente recta, de dirección N-S, y por tanto paralela a la Tramontana. El transporte de arena es paralelo a la línea de costa y da lugar a un campo de dunas transversales de tipo borjana, que migran hacia el S.

Zona S del golfo (zona C, en la Fig. 2). Corresponde a un tramo de costa adosado a las calizas mesozoicas del macizo del Montgrí, abierto hacia el N. Por tanto con el impulso de la Tramontana, las dunas migran tierra adentro (Fig. 9). Antes de los trabajos de fijación a principios del siglo XX, llegaron a ascender por el macizo del Montgrí, atravesándolo por el Coll de les Sorres de 132 m de altura y descendían por la ladera S (Fig. 10). Las arenas causaron graves problemas en la zona invadiendo cultivos y amenazando algunas casas. Una publicación coordinada por el Museu del Montgrí i del Baix Ter (1999) recoge con gran detalle los problemas y las tareas de fijación.

Figura 9. Vista del macizo del Montgrí, que se levanta sobre la llanura aluvial del Ter, con vientos de Tramontana. En primer término sedimentos aluviales movilizados por este viento.

Figura 10. Frente de duna en la ladera S del macizo del Montgrí, después de atravesarlo por el Coll de les Sorres de 132 m (foto Centre de Documentació del Montgrí, I. Medes i Baix Ter).

2.4.1. Sant Pere Pescador

El campo de dunas de Sant Pere Pescador es el más activo de todo el Empordà. Con una longitud de 5 km y una anchura que en general aumenta hacia el S de 35 a 150 m, ocupa prácticamente la mitad S del Golfo de Roses (Fig. 2). La dinámica es peculiar y tiene un carácter cíclico en el que se pueden diferenciar tres estadios:

- Estadio I: momento en que la playa es prácticamente llana y no existe el campo de barjanas (Fig. 11). Esto sucede como consecuencia de los fuertes vientos del E o temporales de levante (localmente "*llevantades*") que pueden llegar a arrasar completamente la playa, ya que el agua de mar inunda el *backshore* y llega a las marismas. Es el punto de partida del ciclo, se dispone de una superficie llana y de una cantidad de arena aportada por el temporal a partir del cual se podrán formar las barjanas.

- Estadio II: corresponde al desarrollo incipiente de las barjanas. Este se inicia después de los temporales de levante, cuando empieza a soplar la Tramontana. Con ella se produce el transporte de la arena en la playa, hacia el S.

- Estadio III: corresponde al máximo desarrollo de campo de barjanas (Fig. 12 y 13). La acción del viento del cuadrante N y especialmente en episodios de temporales de viento, denominados "*tramontanades*" (pueden superar los 170 km/h), generan y hacen aumentar el tamaño de las barjanas. Estas pueden llegar a los 4 m de altura para vientos de 50 km/h. El avance de las barjanas puede ser de 22 cm/h.

Figura 11. Sistema dunar arrasado por los temporales de levante.

Figura 12. Campo de barjanas en fase de desarrollo por la Tramontana.

Figura 13. Detalles de las barjanas.

Estos son los tres estadios típicos, pero existen también situaciones relacionadas con vientos de otras direcciones. Por ejemplo, existen momentos en que se producen temporales de levante que no son lo suficientemente fuertes como para arrasar completamente el campo de barjanas, pero que lo pueden erosionar en distintos grados (Fig. 14). Es frecuente que el agua del mar atraviese por las zonas deprimidas entre barjana y barjana y destruya una parte más o menos grande de los extremos de las medias lunas. Las arenas erosionadas son transportadas perpendicularmente a la playa, hacia el *backshore* donde forman abanicos de arena (*washover fans*) (Fig. 15).

Figura 14. Sector del campo de barjanas afectado por un temporal de levante. Se aprecian las entradas de agua (*overwash*) entre barjana y barjana y el recorte de estas en el borde marino.

Figura 15. Abanico de arena (*washover fan*) en el *backshore* después de un fuerte temporal de levante. El mar se abrió paso entre las barjanas, erosionándolas parcialmente y arrastrando la arena hacia el *backshore*.

En relación con los episodios de vientos muy fuertes del primer y cuarto cuadrantes (NW y NE) se produce un transporte selectivo en la superficie de las dunas. Se desarrollan canales de circulación preferencial, paralelos al viento, en los que pueden aparecer pavimentos (*empedrats*) (ocasionalmente acumulaciones bioclásticas) (Fig. 16). En la zona deprimida del *backshore*, tras el cordón de barjanas, la Tramontana consigue arrastrar toda la arena existente por encima del nivel freático formándose una costra salina por encima de la cual el viento alcanza su máxima velocidad (Fig. 17). Otro aspecto menor dentro de la dinámica de este sistema de barjanas está asociado a vientos secundarios, de una fuerza solo capaz de retocar la superficie de las barjanas y de cualquier dirección, que forman ripples.

Figura 16. Canales de circulación preferencial que generan pavimentos (*empedrats*), generalmente con predominio de bioclastos.

Figura 17. Costra salina formada en el limite continental de las barjanas (*backshore*) que se forma donde aflora el nivel freático.

2.4.2. Playa de Riells

El otro sistema activo actual se localiza en la playa de Riells (Figs. 18 y 19). Se sitúa en el municipio de L'Escala (Figs. 5 y 19) y forma un arco abierto hacia los vientos del N. Marqués *et al.* (2001) publicaron un trabajo sobre los efectos de la dinámica eólica derivados de la ampliación de la playa de Riells, que desgraciadamente no se tuvieron en cuenta al proyectar la actuación, algunas de las cuales se recogen a continuación.

Figura 18. Playa de Riells después de su ampliación con sistema de retención de arena mediante redes sostenidas por estacas.

Figura 19. Playa de Riells: en 1956 y en 2010, con la playa ampliada artificialmente. En la primera el entorno de la playa tenía uso agrícola y actualmente está totalmente urbanizado.

La playa de Riells tiene muchas diferencias con el de Sant Pere Pescador, pero el denominador común es la Tramontana. Entre las diferencias más destacables, que al mismo tiempo son sus principales características, cabe citar:

La disponibilidad de arena es de origen antrópico, puesto que se trataba de una playa muy estrecha, que fue ampliada artificialmente, para dar respuesta a la demanda de superficie de playa asociada al incremento del turismo. La alimentación artificial de la playa significó un aumento de unos 25.000 m^2 de superficie (Fig. 19).

El transporte de la arena de la playa por la Tramontana afecta directamente a instalaciones, vías de comunicación y edificios situados en esta playa, ya que precisamente están encarados al N (Fig. 20).

Figura 20. Afección urbana causada por el sistema dunar de Riells.

El transporte es perpendicular a la línea de costa y no paralelo como en el caso de Sant Pere Pescador.

Actualmente, debido a la anchura de la playa, los temporales de mar generados por los vientos del N no llegan a cubrir toda la superficie de la playa, por lo cual el viento es capaz de transportar la arena seca que no ha sido alcanzada por las olas. Por el contrario, antes de la ampliación, la playa era muy estrecha, quedaba totalmente afectada por las olas y al mojar la arena impedía su transporte eólico, precisamente en los episodios de viento más fuertes.

El transporte de arena puede alcanzar alturas superiores a los 2 m y el tamaño de la arena es del orden de los 0.3 mm de diámetro. Las estructuras urbanas, como los peldaños de escaleras (Fig. 21) o muros de las fincas en primera línea del paseo marítimo también indican de altura alcanzada del transporte. Los volúmenes movilizados (en parte retenidos por estructuras antrópicas) pueden ser del orden de 10.000 m^3 (Marqués *et al.*, 2001).

Figura 21. Acumulaciones de arena: a) anteriores a la actual gestión y b) actuales. Los escalones permiten constatar la altura del transporte.

La gestión de la invasión de arena en la zona urbana aledaña a la playa ampliada de Riells ha tenido diversas etapas y resultados. Ha ido mejorando a lo largo de los años, aunque no ha conseguido eliminar totalmente el problema. Las primeras actuaciones fueron a nivel particular y consistían en sellar las aberturas y rendijas de puertas y ventanas con plásticos y cinta aislante (Fig. 22).

Posteriormente, se implicó la Administración. Básicamente se ha tratado de retener la arena en la misma playa mediante vallas con mallas, de distinto tipo, diseño, orientación, etc. El sistema de vallas se instala después del periodo de baño y se retira cuando se reanudan las actividades de playa. Por suerte, los principales temporales se registran en invierno, aunque, tal como se puede deducir de los gráficos de vientos (Fig. 1), se pueden producir durante todo el año.

Figura 22. Sellado de ventanas mediante plástico y cinta adhesiva para evitar la entrada de arena en las viviendas.

En la Fig. 23 se puede ver dos ejemplos de diseño y distribución de las vallas, que han ido variando a lo largo de los años. En la práctica se demostró que las vallas eran insuficientes para retener la arena, que seguía invadiendo la zona urbana, aunque en menor proporción.

Figura 23. Ejemplos de diferentes diseños de vallas de retención de arena (perpendiculares y/u oblicuos a la Tramontana).

A finales del siglo pasado y principios de la década de 2000, se realizaron una serie actuaciones de reordenación del frente marítimo y de obras para minimizar los efectos de la invasión de arenas. Se eliminó la carretera colindante con la playa, que en ocasiones quedaba interrumpida y cortada por la acumulación de arena. En su lugar se construyó un paseo marítimo y en el límite entre la arena y el paseo se colocó un muro vertical, con unas pantallas metálicas oblicuas y fijas en el extremo superior para impedir que la arena subiera al paseo (Fig. 24). Esta nueva actuación, complementaria a las vallas, ha representado una mejora importante en cuanto a la disminución del volumen de arena que sale de la

playa e invade la zona urbana, pero no lo ha eliminado totalmente, tal y como se puede comprobar en los testimonios recogidos en las figuras 24 y anteriores.

Figura 24. Pantalla inclinada que corona el muro vertical que separa la playa del paseo marítimo y diferentes testimonios del tránsito de arena que sobrepasa las barreras de retención e invade el paseo.

3. Conclusiones

El estado actual de los distintos sistemas dunares del norte de Cataluña es el resultado por una parte de la expansión de las llanuras aluviales y de un régimen de viento dominante durante, como mínimo, el último milenio, y, por otra, de los trabajos de fijación de principios del siglo XX y de la política de protección de estos ecosistemas desarrollada durante los últimos 20 años.

La presencia de dunas fósiles en el cabo de Creus sugiere que tanto la disponibilidad de arena como de un sistema de vientos dominante han existido durante un gran lapso de tiempo, muy probablemente durante todo el Holoceno. No es hasta finales del siglo XIX, después de varios siglos de evidencias de la problemática derivada de la existencia de arenas móviles, que se adoptan medidas de fijación y gestión de los sistemas dunares activos. Resueltos estos problemas, los sistemas dunares activos han quedado reducidos estrictamente al ámbito litoral. El sistema de drenaje de los ríos, que en esta zona tienen flujo permanente, ha jugado un papel decisivo en el control de la movilidad de la arena. Estos han actuado de trampa sedimentaria limitando en parte el avance de los sistemas dunares hacia el S, tal como todavía ocurre con la desembocadura antigua del Fluvià (El Riuet), sumidero del avance hacia Sant Martí de Empúries y sus yacimientos arqueológicos del sistema dunar de Sant Pere Pescador.

El único sistema dunar activo es el de Sant Pere Pescador, que si bien se ve frenado en su avance hacia el S por la desembocadura del Riuet, la arena que consigue cruzar este canal en ciertos episodios es utilizada en la regeneración de

la playa de Riells en l'Escala. Es en esta zona donde la movilidad de la arena causa los mayores problemas, principalmente en los asentamientos de la primera línea de costa.

A pesar de la desaparición de importantes acumulaciones dunares durante los últimos 40 años, explotadas como áridos y derivadas hacia la construcción, existen todavía grandes acumulaciones de arena susceptibles de movilizarse. Es por ello que existe una amplia política de protección de los sistemas dunares fijados, con vigilancia forestal y acceso restringido o señalizado.

Referencias

Cros, Ll. & Serra, J. (1993). A complex dune system in Baix Empordà (Catalonia, Spain). En: *The dynamics and environmental context of Aeolian sedimentary syatem* (K. Pye, ed.) Geol. Soc. special pub. 72, 191 – 199.

Ferrer, J. de (1895). *Proyecto de fijación y repoblación de las dunas procedentes del Golfo de Rosas.* Imprenta R. Rojas. Madrid.

Marqués, M.A. & Julià, R. (1986). Fluvia and Muga delta plain: geomorphological features and evolution (Empordà-Gulf of Roses). En: *Symposium on Man's impact on coastal environment.Guidebook NE Spanish Medterranean coast* (Marques, M.A., ed.). Barcelona, 7 – 30.

Marqués, M.A. & Julià, R. (1987). Données sur l'évolution du littoral dans le Nord-Est de l'Espagne. En : *Colloques Internationaux C.N.R.S. Deplacements des lignes de rivage en Méditérranée.* (C.N.R.S, ed.). Paris, 15 – 23.

Marqués, M.A. & Julià, R. (1988). St. Pere Pescador beach-dune interaction. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 3, 57 – 61.

Marqués, M.A. & Julià, R. (2005). Evolución de la zona litoral del Empordà durante el último milenio. En: *Geomorfología Litoral i Quaternari. Homenatge a Vicenç M. Roselló i Verger.* Universitat de Valencia, 259 – 272.

Marqués, M.A., Psuty, N.P. & Rodríguez, R. (2001). Neglected effects of eolian dynamics on artificial beach nourishment: The case of Riells, Spain. *Journal of Coastal Research,* 17, 694 – 704.

Montaner, J., Julià, R., Marqués, M.A. Solà, J., Pons, P. & López, J. (2010a). Canvis en la paleomorfologia i dinàmica fluvial del riu Ter des del darrer màxim glacial. *Institut d'Estudis del Baix Empordà,* 29, 8 – 22.

Montaner, J., Julià, R., Marqués, M.A. & Solà, J. (2010b). El riu Ter, vint mil·lennis de dinàmica fluvial. En: *El flux hidrològic de la Plana litoral del Baix Ter. Evolució fluvial, caracterització hidrològica i pautes de gestió*. Càtedra d'ecosistemes litorals Mediterrànis, 2, 18 – 30.

Museu del Montgrí i del Baix Ter Coord. (1999). *Sorra i vent. Les dunes 100 anys després. Centenari de la fixació de les dunes*. Papers del Montgrí, 17, 89 pp.

Pella, J. (1883). *Historia del Ampurdán. Estudio de la civilización en las comarcas del noreste de Cataluña* (1980, 2ª ed. facsímil). Olot, 788 pp.

Pipió, H. (1999). Resenya històrica del procés de fixació de les dunes empordaneses. En: *Sorra i vent. Les dunes 100 anys després. Centenari de la fixació de les dunes.* Papers del Montgrí, 17, 26 – 41.

Sainz-Amor, E. (1988). Los arenales costeros del litoral catalán (la bahía de Rosas). *Acta Geológica Hispanica*, 23 (1), 55 – 60.

Sainz-Amor, E. (1990). Los arenales costeros del litoral catalán (Sant Feliu de Guixols-Portbou). *Acta Geológica Hispanica*, 25 (3), 169 – 175.

Sainz-Amor, E. & Julià, R. (1999). Utilización mineralógica de arenas en la interpretación paleoambiental de las llanuras aluviales costeras: El Empordà, NE de la Península Ibérica. *Acta Geológica Hispanica*, 31, 55 – 65.

Serra, J., Verdaguer, A., Julià, R. & Marqués, M.A. (1994). Caracterització geològica dels Aiguamolls de l'Empordà. En: *Els sistemas naturals dels aiguamolls de l'Empordà*. (J. Gosálbez, et al., Coords.). Institució Catalana d'Historia Natural. *Treballs*: 13, 22 – 78.

Zamora, F. de (1786-1790). *Diario de los viajes hechos en Catalunya (1785-1790).* Editorial Curial, col. Documentos de Cultura, Barcelona, 1973, Edición a cargo de R. Boixareu, 510 pp.

8. Las dunas del Delta del Ebro

M.J. Sánchez[1], I. Rodríguez[1] e I. Montoya[1]

1. Introducción

El Delta del Ebro es una de las formaciones sedimentarias más significativas de España, no sólo por ser el delta más importante de la península sino también por presentar uno de los pocos campos activos de dunas que quedan en ella. A esto se añade la relevancia de sus ecosistemas (saladares, lagunas, *ullals*, etc.), que generan un hábitat característico y único.

La importancia de todos estos elementos llevó a que en el año 1983 se declarara Parque Natural (Decreto 357/1983 de 4 de agosto), ampliándose el área protegida en 1986 al hemidelta sur (Decreto 332/1986 del 23 de Octubre). Además diversas zonas del Delta del Ebro se encuentran bajo otras figuras de protección tanto por la biodiversidad de las especies que alberga como por la de sus ecosistemas (Reserva de la Biosfera, zona LIC, zona ZEPA, entre otras) (Fig. 1).

En la última década del siglo XIX en todo el litoral del Delta del Ebro se desarrollaban campos dunares (Mallada, 1889), pero la drástica reducción de los aportes sedimentarios del río junto a los temporales marinos que azotan la zona, han hecho que los cuerpos dunares reduzcan su extensión, localizándose únicamente en los dos extremos del delta y en puntos aislados de su litoral. En la actualidad, los principales campos dunares se encuentran en la Punta del Fangar, Playa de Riumar, Barra del Trabucador y Punta de la Banya (Fig. 1). También se pueden desarrollar pequeñas dunas en el resto del litoral asociadas a la acción del viento del NNW siendo destruidas con gran rapidez por los oleajes del E.

2. Estudios Previos

Las primeras referencias que se encuentran sobre los depósitos eólicos del Delta del Ebro son trabajos descriptivos en los que se define la localización y la extensión. Mallada, en 1889, en su descripción física de la geología de la provincia de Tarragona menciona la presencia de cordones dunares entre El Fangar y

1. Área de Geología, Dpto. de Biología y Geología, ESCET, Universidad Rey Juan Carlos, C/Tulipán s/n, 28933 Móstoles (Madrid).
mariajose.sanchez@urjc.es; *inmaculada.rodriguez@urjc.es*; *isabel.montoya@urjc.es.*

Buda. La extensión presenta anchos variables entre 500 y 3000 metros y la altura varía entre 50 y 80 centímetros dependiendo del viento reinante. Este autor detalla la dinámica de los cordones dunares de la siguiente manera: son arrasados en invierno por los temporales y las grandes mareas, pero en verano se alinean normales u oblicuas a la línea de costa. En 1958, Duboul-Razavet se refiere a las formaciones dunares del Trabucador y el Fangar como cordones litorales en curso de progresión. Del mismo modo, apunta la importancia del viento y la orientación de la costa en la morfología y desarrollo del delta.

Figura 1. Localización y delimitación de las zonas protegidas del Delta del Ebro. Base ortofotográfica (2004) perteneciente al Instituto Cartográfico de Cataluña.

El siguiente estudio en el cual se hace una descripción un poco más detallada de los cuerpos sedimentarios en el delta lo realiza Maldonado (1972), en el que relaciona la formación de los cordones dunares entre el Fangar y Riumar con el viento del NNE por la transferencia eólica activa de los sedimentos a lo largo de la costa. En la Punta del Fangar (lugar del hemidelta norte donde se desarrollan los campos dunares más extensos) la costa y el viento son estrictamente paralelos y es por ello que en este lugar se encuentran los campos dunares más estables de esta zona del litoral deltaico. Este viento tiene menor importancia en

las costas meridionales pues, por una parte, el mismo delta impide la formación de un oleaje apreciable, y por otra, el viento que atraviesa la llanura deltaica no encuentra arenas sueltas para transportar, dado que la vegetación de las marismas y cultivos retiene los sedimentos. Por esta razón, en la costa meridional no se forman cordones de dunas importantes excepto en la Punta de la Banya. Maldonado (1972) realiza la primera cartografía del Delta del Ebro, en la cual se incluyen los campos dunares más importantes (Fig. 2).

Figura 2. Localización de los campos dunares en 1971 (en amarillo, modificado de Maldonado, 1972).

Posteriormente, como consecuencia del rápido retroceso de la línea de costa comienzan a desarrollarse investigaciones sobre la dinámica litoral (Jiménez, 1996, Montori, 2002), balance sedimentario (Guillén, 1992), evolución y pers-

pectivas a largo plazo del delta (Jiménez, 1996, Rodríguez, 1999), cuantificación de las descargas de sedimentos por el río (Guillén, 1992), efectos de las elevaciones del nivel del mar (Jiménez & Sánchez-Arcilla, 1997a), etc., poniéndose de manifiesto en este momento la importancia de los ambientes sedimentarios eólicos en la dinámica general del Delta del Ebro.

Guillén (1992) realiza una primera aproximación a la cuantificación del transporte eólico en la dinámica general del delta aplicando la ecuación de Bagnold (1941), llegando a estimar el volumen total de arena transportado por el viento en las áreas donde existen campos dunares en, aproximadamente, 100.000 m^3/año. La dirección del vector resultante del transporte es del SE, por lo que los vientos responsables de la mayor parte del transporte eólico son los procedentes del NW siendo su influencia de manera desigual en el litoral del delta. Guillén destaca los campos dunares de la Punta del Fangar por la mayor disponibilidad de sedimentos y por la orientación de la costa, paralela a la dirección de los vientos predominantes.

Legoff (1993) realiza una aproximación al cálculo del transporte eólico neto del campo dunar de la Flecha del Fangar. Para ello basa la investigación en la evolución del campo de dunas entre 1957 y 1991. A partir de las fotografías aéreas cartografía el campo dunar y obtiene el área en diferentes épocas. Estima el volumen del campo dunar asumiendo una altura constante de duna en todo el periodo de tiempo. Concluye que el campo de dunas del Fangar está creciendo hacia el NW y que presenta una acumulación de sedimentos asociados al crecimiento de la superficie del campo. A partir de los datos obtenidos por Legoff, Jiménez (1996) estima una tasa media de almacenamiento de material en forma de dunas de 1,3 m^3/m/a.

En el estudio realizado por el CEDEX (1996) se definen tres direcciones de costa, una en el hemidelta norte (Punta del Fangar, Playa de la Marquesa) y dos en el hemidelta sur (Playa de los Eucaliptos y Barra del Trabucador) para calcular el transporte eólico en cada una de las direcciones de viento. Subrayan la importancia del transporte eólico en el litoral del delta destacando dos direcciones de transporte: una hacia el NW con una tasa de 2882,162 Kg/m/año y otra hacia el SE de 48771,679 Kg/m/año. Señalan que el cálculo teórico del transporte lo realizan a partir de datos visuales de viento, por lo que puede verse afectado por errores en la toma de datos de viento lo que no influye en la tendencia del transporte en los puntos del delta.

El uso de trampas de sedimento para determinar el transporte eólico bruto en los campos dunares de la Flecha del Fangar fue llevado a cabo por el Departamento de Geología Marina de la Universidad de Barcelona (1997). Realizaron

dos campañas de campo en las cuales utilizaron trampas de tipo Leatherman en condiciones diferentes de viento, para caracterizar el transporte en el rango máximo de velocidades de viento posibles. Levantaron perfiles topográficos perpendiculares a la línea de costa tanto en la Flecha del Fangar como en la Barra del Trabucador, con objeto de determinar la tendencia evolutiva en el periodo de un año. Estimaron la contribución del transporte eólico a la dinámica sedimentaria del hemidelta norte con un volumen de sedimentos de 10.000 m^3/a hacia el SE, suponiendo una anchura del campo dunar de 250 m.

3. Origen

La evolución de los campos dunares está directamente relacionada con la evolución del cuerpo deltáico sobre el que se asientan y con la dirección e intensidad de los vientos que actúan en la zona. Guillén & Palanques (1997) establecen el gran desarrollo del delta durante los siglos XIV y XV a causa de la intensa deforestación. La erosión del frente deltaico y el retroceso de la línea de costa comienzan a partir de la construcción de los embalses de Mequinenza y Ribarroja, a finales de 1960. A partir de este momento el delta no prograda sino que inicia un proceso de remodelación (Jiménez, 1996).

La reconstrucción de la evolución del delta desde 1600 a 1900 la realiza Maldonado (1972) a partir de mapas antiguos y del análisis de sus ambientes sedimentarios. Posteriormente, Somoza *et al.* (1998) establecen la evolución del Delta del Ebro a partir de la correlación entre sondeos realizados en la planicie deltaica, prospección sísmica de alta resolución, mapas de conductividad eléctrica superficial, variaciones del nivel del mar y datos históricos del delta. De esta manera se establecen los periodos de formación de los lóbulos a partir de los cuales se desarrollan el frente litoral y las flechas litorales y, por ende, el origen de los campos dunares (Fig. 3).

4. Agentes dinámicos

A continuación se describen los principales agentes que influyen en la dinámica dunar:

4.1. Viento

La distribución del campo de vientos en el Delta del Ebro, así como el rango de velocidades, se pueden observar en la figura 4. Los vientos de mayor intensidad son los de componente N, mientras que las direcciones de mayor frecuencia son SSW y las de componente N. Valores instantáneos, para direcciones de vientos del N, pueden alcanzar rachas de hasta 150 Km/h. Entre el año 1997 y

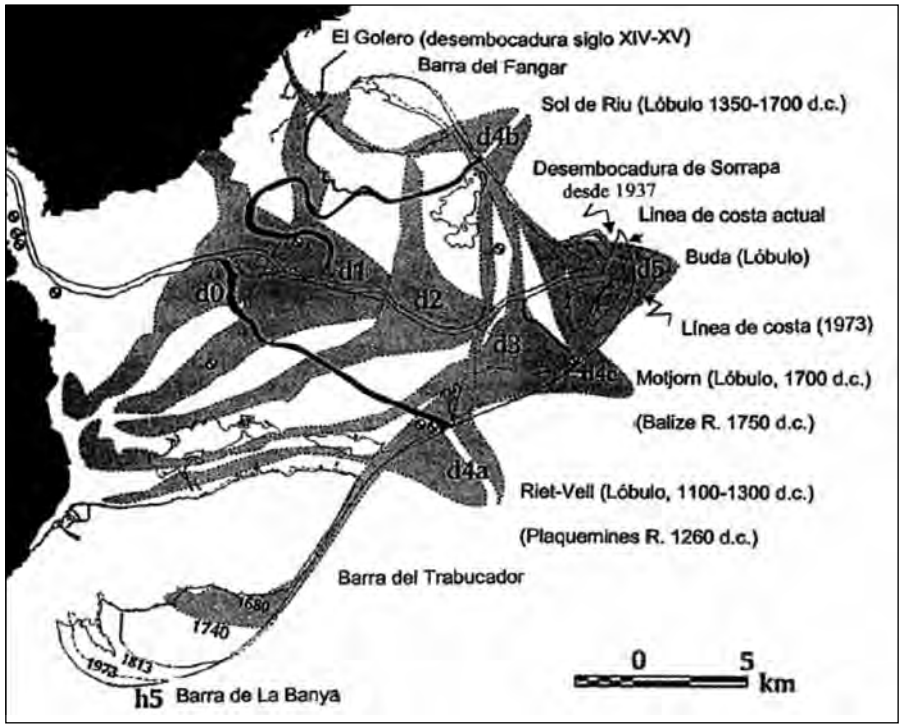


Figura 3. Evolución Holocena del Delta del Ebro (Somoza *et al.*, 1998).

2007 se han alcanzado rachas de viento de más de 100 km/h coincidentes con direcciones NNW en todos los años.

Tanto en el delta como en las playas adyacentes se encuentran diversas estaciones meteorológicas, a partir de las cuales Cateura et al. (2004) describen el clima de viento en el entorno del Ebro. Detectan un comportamiento del viento diferente dependiendo de la zona del delta en la cual se encuentre la estación. Aducen estas diferencias a los efectos orográficos de mayor escala que interfieren en el comportamiento del viento.

En los meses de invierno hay un claro predominio de los vientos de componente N con respecto al resto de direcciones. A partir de la primavera empiezan a tomar fuerza los vientos procedentes del E, dando paso en verano a los vientos de componente S. De manera que en otoño el resto de direcciones disminuyen su intensidad para tomar el relevo los vientos el N.

El viento tiene un doble efecto sobre los campos dunares: por una parte es el que los desarrolla y define su morfología y, por otra, es el que provoca la pérdida de sedimento. Los vientos de componente E generan oleajes de gran altura y

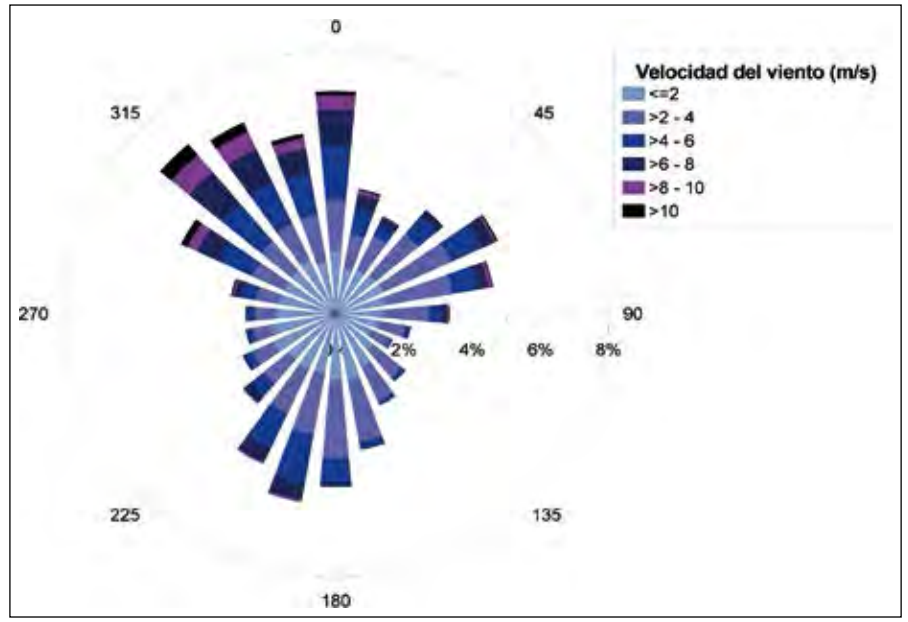


Figura 4. Rosa de los vientos del Delta del Ebro 1992-2007. Datos horarios procedentes de la estación meteorológica del Fangal, perteneciente al Servicio Meteorológico de Cataluña.

energía, provocando una intensa erosión costera que alcanza en ocasiones a los campos dunares. Los vientos del N o NW, aunque son el motor de la dinámica dunar del hemidelta norte (Curcó, 2003), tienen un efecto negativo en los campos dunares ya que provocan una pérdida de sedimentos hacia el mar debido a la disposición de éstos con respecto a la dirección del viento y a la línea de costa.

4.2. Mareas

El efecto de la marea astronómica puede considerarse despreciable en el entorno deltaico debido a su carácter micromareal. El rango mareal varía entre los 20 y 25 centímetros (Jiménez, 1996). La acción de las mareas meteorológicas (*surges*) es más importante, y tiene más implicaciones morfodinámicas tanto en la costa como en los cordones dunares, que la de las mareas astronómicas. Esta acción es mucho más peligrosa desde el punto de vista erosivo cuando simultáneamente tenemos elevaciones del nivel del mar debidas a mareas meteorológicas y temporales marinos. Los temporales más agresivos registrados (Octubre 1990, Octubre 2003) se debieron a la conjunción de oleajes del E de gran altura e intensidad y elevaciones asociadas del nivel del mar (Jiménez *et al.*, 1991; Valdemoro, 2005).

La aparición de las elevaciones del nivel del mar se puede asociar a situaciones de bajas presiones (Rodríguez, 1999) o a episodios de fuertes vientos del N, NE y E (Jiménez, 1996; Curcó, 2003). El nivel del mar puede alcanzar durante estos episodios hasta 1 metro sobre el nivel medio, siendo más probable que se produzcan entre octubre-diciembre y de febrero a mayo (Curcó, 2003). El porcentaje de aparición de las mareas meteorológicas a lo largo de un año es de un 49% (Jiménez *et al.*, 1997).

4.3. Oleaje

La dinámica de las corrientes y del oleaje está fuertemente influenciada por el régimen de vientos. Los vientos que tienen un mayor efecto sobre la dinámica marina son los de componente E, ya que actúan sobre un *fetch* mayor generando olas más altas y de mayor energía (García, 1982). Por tanto, estos son los oleajes que tienen un efecto más dañino en el frente litoral. Las zonas más vulnerables a los temporales del E son los extremos de la Barra del Trabucador y Punta de la Banya, la desembocadura y la Playa de la Marquesa (Valdemoro, 2005).

La deriva litoral asociada al oleaje incidente en la costa del Delta tendrá dos direcciones dependiendo del hemidelta en el cual nos encontremos. En el hemidelta norte la deriva litoral se dirige hacia al NW, mientras que en el hemidelta sur la deriva litoral es hacia el SW. Ésta es la responsable de la formación de las dos flechas arenosas que existen en ambos extremos litorales del Delta del Ebro.

5. Situación actual

La extensión de los campos dunares del Delta del Ebro está disminuyendo notablemente debido a la reducción de aportes sedimentarios a la costa y a la intensa erosión a la que están sometidas las costas en las que se encuentran. En determinadas áreas, los campos dunares han desaparecido debido a la confluencia de la dinámica del oleaje junto a la ocupación de la zona terrestre adyacente a la duna, lo que lleva a la disminución de la zona del litoral necesaria para asimilar los movimientos de retroceso tanto de la costa como de los campos dunares. Un ejemplo de la influencia de estas ocupaciones lo tenemos en la desaparición del cordón dunar de la Playa de la Marquesa, en el hemidelta norte. En el año 1957 desde la Punta del Fangar hasta Riumar se extendía un cordón dunar sólamente interrumpido por el desagüe del Canal Vell. En el año 2003 la mayor parte de este cordón dunar desapareció como consecuencia de una gran temporal (Valdemoro, 2005), quedando únicamente aquellas zonas en las cuales el ancho de playa es suficiente como para permitir el retroceso conjunto de las dunas y de la línea de costa, como es el caso de las dunas de la Punta del Fangar (Fig. 5). Las ocupaciones que impiden el movimiento hacia el interior son principalmente instalaciones artificiales como canales para el riego, arrozales, carreteras o edificios.

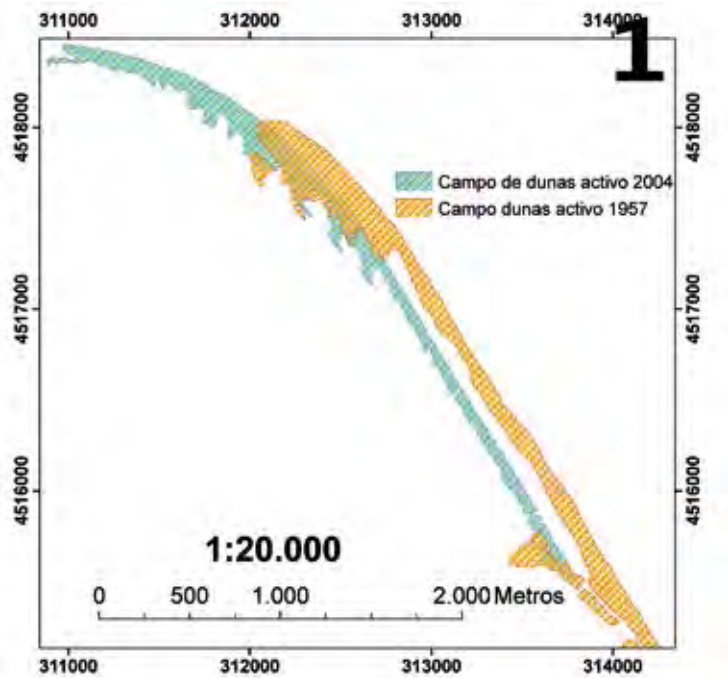


Figura 5. Posición del campo dunar activo de la Punta del Fangar en 1957 y 2004.

La distribución diferencial de los campos dunares en el delta está directamente relacionada con la orientación de la costa y con la dirección predominante de los vientos de mayor intensidad, cuya dirección es 315º (Maldonado, 1972; Serra *et al.*, 1997). La fuente de sedimentos para la formación de las dunas costeras del delta es doble: por una parte la transferencia litoral desde el frente deltáico, a lo largo de la línea de costa, en función de las corrientes marinas, tempestades y olas, y por otra parte, sedimentos relictos retrabajados por la erosión de los lóbulos deltaicos antiguos.

5.1. Dunas de la Punta del Fangar

La Punta del Fangar se caracteriza por la amplitud de la llanura arenosa y por los campos dunares que se encuentran tanto en la costa externa como en la costa interna (Fig. 6). El área fuente de ambos campos dunares es la costa N de

la flecha. Según el estudio realizado por la Universidad de Barcelona en 1997, sólamente un tercio de la costa N del Fangar alimenta el campo de dunas, el resto alimenta a la llanura de inundación.

En la costa externa se encuentra el único campo de dunas móviles que queda en todo el litoral del Delta del Ebro. Se extiende paralelo a la línea de costa desde el extremo meridional de la misma hasta el extremo distal de la flecha. La longitud del campo de dunas es de unos 4 kilómetros y el ancho varía entre los 50 y los 250 metros. Tiene una extensión de 100.000 m^2 aproximadamente y acumula un volumen de sedimentos de unos 200.000 m^3. La altura de duna aumenta de N a S hasta alcanzar una altura máxima entre 5 y 6 metros en la zona intermedia, a continuación disminuye llegando alcanzar alturas máximas de 2 a 2,5 metros hasta finalizar el campo dunar (Sánchez *et al.*, 2007). La distancia entre las dunas y la línea de playa varía de N a S, pasando de tener en el N varias decenas de metros a no existir prácticamente separación alguna en la zona S por lo que las dunas de la zona S son más vulnerables al efecto de los temporales que las dunas de la zona N. La morfología dunar predominante es barjana, encontrándose también formas barjanoides.

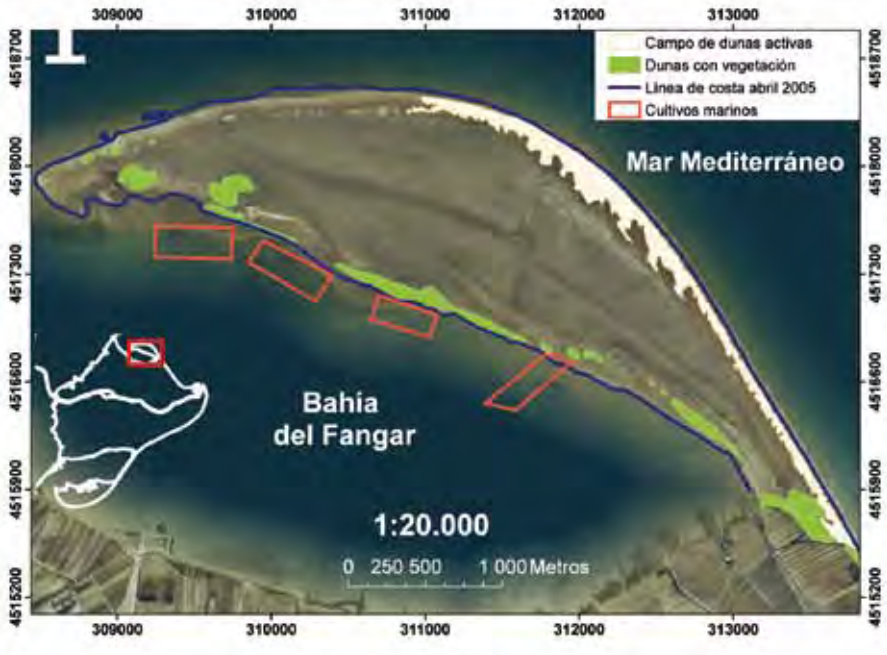


Figura 6. Localización de los campos dunares en la Punta del Fangar

En la costa interna de la flecha se desarrollan varios cordones dunares vegetados paralelos a la línea de costa (Fig. 5), cuyo origen se encuentra asociado al inicio de la actividad acuícola en la zona. Para proteger los cultivos marinos de los vientos del N se construyó entre 1971 y 1983 un primer dique arenoso en la orilla, con arenas procedentes tanto de la costa interna como de la costa externa. A los pocos años se construyó una nueva barrera de pequeña altura, coincidente con otro campo de cultivo marino, compuesta de arena y restos orgánicos extraídos de la limpieza de los campos de cultivo de moluscos (Josep Molina i Navarro, comunicación personal).

5.2. Dunas de la Barra del Trabucador

Las dunas de la Barra del Trabucador se encuentran bajo condiciones extremas tanto de oleaje como de viento. El desarrollo de cuerpos dunares estables es difícil por la disposición de la línea de costa con respecto a los vientos dominantes. La arena que se acumula en la flecha es arrastrada por el viento hacia el mar, incorporándose a la dinámica marina (Maldonado, 1972; Universidad de Barcelona, 1997). El oleaje es otro de los factores que impiden el desarrollo de campos dunares permanentes. Cuando hay temporal de levante las olas pueden alcanzar la bahía de los Alfaques rebasando la Barra del Trabucador (Jiménez & Sánchez-Arcilla, 1997b).

Como consecuencia de la rotura de la Barra del Trabucador durante un temporal ocurrido en octubre de 1991, la Dirección General de Costas construyó una duna artificial de dos metros de altura que recorría toda la barra de N a S para regenerar la zona (Montoya & Galofré, 1997). Desde 1991 se han sucedido diversos temporales que han conseguido romper de nuevo la barra del Trabucador, siendo regenerada de nuevo por diferentes organismos (Generalidad de Cataluña, 2001). El cordón dunar artificial fue destruido en los sucesivos temporales que azotaron la zona. En las fotos que se muestran en la fig. 7 se puede ver el resultado de la actuación de 1993 y la situación del cordón dunar en el año 2006.

5.3. Dunas de la Punta de la Banya.

La extensión de los campos dunares de la punta de la Banya es aproximadamente de unas 23 hectáreas. La altura que pueden llegar a alcanzar las dunas varía entre 1 y 4 metros. El origen de los cordones dunares presentes en la península de la Banya está relacionado con la progradación de la línea de costa (Fig. 8).

El desarrollo de la Punta de la Banya ha sido a partir de la acreción de barras a la costa dejando a la acción del viento una gran cantidad de sedimento

Figura 7. Cordón dunar de la Barra del Trabucador dirección N. Foto de la izquierda tomada en noviembre de 1996, foto de la derecha tomada en marzo de 2006.

para el desarrollo de campos dunares.. Aunque la dirección de viento de mayor intensidad y frecuencia es de componente Norte, el hemidelta sur se encuentra también bajo la acción de los vientos del SW (Fig. 9). Los vientos procedentes del N pierden intensidad y frecuencia a partir del mes de febrero tomando relevancia los vientos del SW hasta el mes de octubre, lo que permite el desarrollo de los campos dunares paralelos a la costa bajo vientos de moderada intensidad, de componente S, y el desarrollo de la vegetación que los fija.

Se pueden encontrar dos tipos distintos de dunas dependiendo de la distancia que las separe de la línea de costa. En primer lugar, según nos alejamos de la costa, aparece un cordón dunar formado por dunas barjanas que se desarrolla paralelo a la línea de orilla. Las dunas no llegan a alcanzar 1.5 m de altitud sobre el nivel del mar y se encuentran desprovistas de vegetación, lo que les confiere un carácter muy activo. Se encuentran principalmente en la zona más occidental de la barra arenosa. A continuación aparecen las primeras *foredunes*, que forman hasta tres cordones paralelos a la línea de costa y estabilizados por la vegetación. La altura máxima que pueden llegar a alcanzar es de 3 m sobre el nivel del mar, siendo la media de 2 m. En general, los cordones dunares se encuentran fragmentados por la acción erosiva del oleaje (Fig. 10). Las *foredunes* que se encuentran más alejadas de la línea de costa presentan cierta oblicuidad con respecto a ella, lo que puede ser debido a que en el momento en el que se formaron estos cordones la línea de costa pudo presentar otra orientación (Fig. 10).

Figura 8. Localización de los campos dunares en la Punta de la Banya.

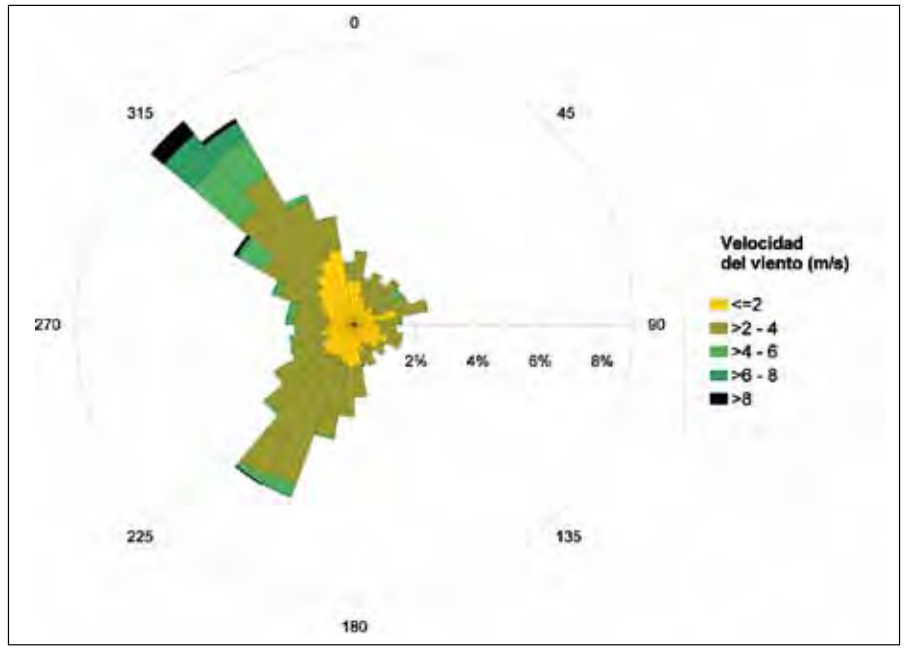


Figura 9. Rosa de los vientos 1997-2007. Datos procedentes del la estación meteorológica de los Alfaques, perteneciente al Servicio Meteorológico de Cataluña.

6. Principales amenazas

Las principales amenazas para los campos dunares del Delta del Ebro son los efectos derivados de la disminución de los aportes sedimentarios por el río, de la erosión costera y del cambio climático.

6.1. Descarga de sedimentos por el río

Debido a la alta regulación hídrica del Ebro la carga de sedimentos en suspensión ha ido disminuyendo desde principios del siglo XX hasta la actualidad (Nelson, 1990; Jiménez *et al.*, 1990; Guillén & Palanques, 1992; Vericat & Batalla, 2006). Las repoblaciones forestales llevadas a cabo entre 1960 y 1970 también han tenido un efecto negativo en la disponibilidad de sedimentos al transporte por el río (Maldonado, 1972).

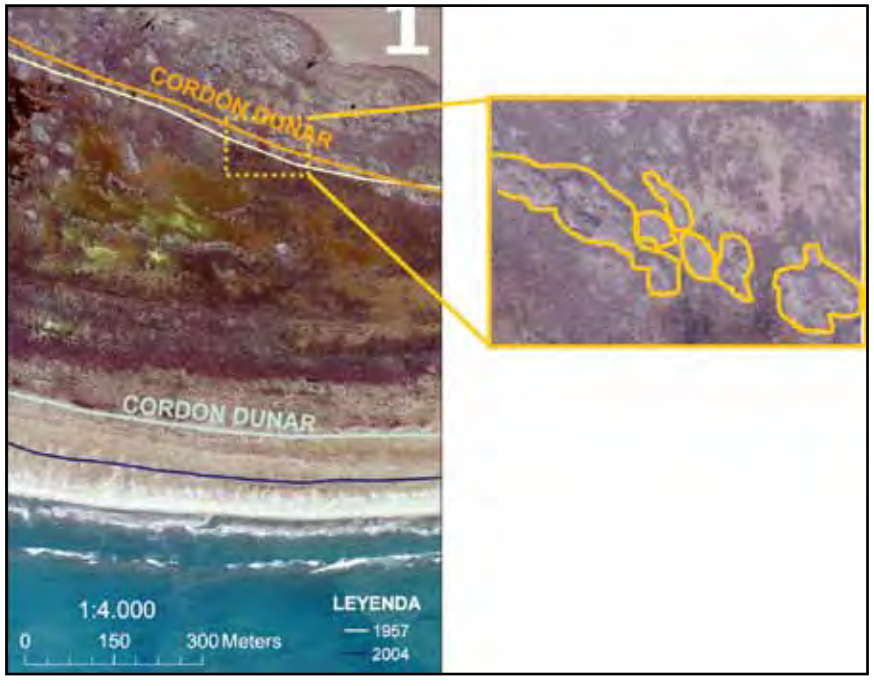


Figura 10. Posición relativa entre los campos dunares y las líneas de costa de 1957 y 2004.

Con respecto a principios del siglo XX, en la actualidad se descarga un 3% de sedimentos, tanto en suspensión como carga de fondo (Vericat & Batalla, 2006). De los sedimentos transportados por el río las arenas son las que forman las playas y se depositan en las dunas. De todos los sedimentos descargados por el río, Jiménez & Sánchez-Arcilla (199a) consideraron la aportación de arenas

como insignificante. También estimaron el caudal mínimo necesario para que se produzca el transporte de arenas de 200 µm por el río y comprobaron que este caudal es pocas veces superado a lo largo del año, lo que significa que las aportaciones sólidas del río consisten principalmente en fangos, arcillas y sedimento muy fino.

6.2. Erosión costera

De los campos dunares que quedan en el delta, los más amenazados por la erosión costera son los que se encuentran en la Playa del Trabucador y Playa de la Marquesa, ya que son zonas que se encuentran actualmente en retroceso. Ante la erosión costera la defensa posible que tienen los campos dunares es el desplazamiento hacia tierra, junto a la línea de costa, en aquellos casos que dispongan del suficiente espacio como para poder trasladarse, como el caso de las dunas del Fangar. Cabe esperar la desaparición de los campos dunares en los cuales las dunas tengan límites al movimiento (dunas de Riumar y Playa de la Marquesa).

6.3. Efectos del cambio climático

Las posibles amenazas ante las que se enfrenta el Delta del Ebro, y por extensión los campos dunares, con respecto al cambio climático son el aumento de la frecuencia e intensidad en los temporales de oleaje y la elevación del nivel medio del mar. Según el informe presentado por el IPCC en 2007, las predicciones sobre la elevación del nivel del mar a nivel mundial varían entre 0,17 y 0,6 metros para el año 2100 (Mehl *et al.*, 2007), lo que conlleva un aumento en la frecuencia de las inundaciones y erosión costera debido a las tempestades y al aumento del nivel del mar (Cendrero *et al.*, 2005; IPCC, 2007). Un ascenso relativo del nivel del mar de 0,5 m sin respuesta sedimentaria asociada supondría la desaparición de alrededor del 50% del Delta del Ebro (Cendrero *et al.*, 2005). El ascenso del nivel del mar provoca que los cordones dunares queden más expuestos al efecto del oleaje y que sean más vulnerables a los temporales. Si al ascenso relativo del nivel del mar le unimos la subsidencia del delta la situación se agrava. Estimaciones directas de la tasa de subsidencia realizadas por el ITGE (1996) obtienen una valor aproximado para el delta de 0,20 cm/año. Con respecto a los temporales, los campos dunares más vulnerables son los de la Punta del Fangar y la Barra del Trabucador, ya que son los que se encuentran a una menor distancia de la orilla.

Agradecimientos

Parte de los resultados que se presentan en este capítulo han sido obtenidos en trabajos realizados al amparo del Proyecto de Investigación "Cuantificación y Contribución del Transporte Eólico en los Procesos Dinámicos y Ambientales en el Delta del Ebro. Aplicación a su Gestión Integrada y a la Conservación de los Ambientes Marginales" (AGITE), concedido por el Ministerio de Educación y Ciencia dentro del Plan Nacional de I+D+i (2004-2007).

Referencias

Bagnold, R., (1941). *The physics of blown sand and desert dunes*. Methuen, Londres, Inglaterra.

CEDEX (1996). *Estudio de la dinámica litoral del Delta del Ebro y prognosis de su evolución*. Informe técnico, Madrid. 155 pp.

Cateura Sabrí, J., Sánchez-Arcilla Conejo, A. & Bolaños Sánchez, R. (2004). Clima de viento en el Delta del ebro. Relación con el estado de la mar. En: *El Clima entre el Mar y la Montaña* (J.C. García Cordón, C. Diego Liaño, P. Fernández de Arróyabe Hernáez, C. Garmendia Pedraja & D. Casilla Álvarez, eds.). Asociación Española de Climatología y Universidad de Cantabria, Serie A., nº 4, Santander, 463 – 472.

Cendrero, A., Sánchez-Arcilla, A. & Zazo, C. (2005). Impactos sobre las zonas costeras. En: *Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del cambio climático.* (Ministerio de Medio Ambiente, ed.). Madrid, 469 – 524.

Curcó, A. (2003). *Estudis sobre el poblament vegetal del delta de l'Ebre: flora, vegetació i ecologia de comunitats vegetals*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, Barcelona, 424 pp.

Duboul-Razavet, C. (1958). Le regime des courants superficielles aux bords des cotes du delta de l'Ebre. *Bulletin Comite Central D'oceanographie et d'Etude des cotes*, X (7), 392 – 406.

García, M.A. (1982). Aproximación al comportamiento estadístico del viento en el Delta del Ebro. Estudio de la velocidad escalar. *Investigación Pesquera*, 46 (3), 346 – 377.

Guillén, J. (1992). *Dinámica y balance sedimentario en los ambientes fluvial y litoral del Delta del Ebro.* Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, 580 pp.

Guillén, J. & Palanques, A. (1992). Sediment dynamics and hydrodynamics in the lower course of a river regulated by dams: the Ebro river. *Sedimentology*, 39 (4), 567 – 579.

Guillén, J. & Palanques, A. (1997). A historical perspective of the morphological evolution in the lower Ebro river. *Environmental Geology*, 30, 174 – 180.

IPCC (2007). Resumen para Responsables de Políticas. En: *Cambio Climático 2007: Impactos y Vulnerabilidad. Contribución del Grupo de Trabajo II al Cuarto Informe de Evaluación del IPCC.* (M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden & C.E. Hanson, eds.). Cambridge University Press, Cambridge (Reino Unido), 21 pp.

ITGE, 1996. Estudio geológico del Delta del Ebro. Proyecto para la evaluación de la tasa de subsidencia actual. Informe Técnico, Madrid, España, 83 pp.

Jiménez, J.A. (1996). *Evolución costera en el Delta del Ebro. Un proceso a diferentes escalas de tiempo y espacio*. Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, 274 pp.

Jiménez, J., García, M.A. & Sánchez-Arcilla, A. (1990). *Análisis y propuestas para estabilizar el Delta del Ebro: Estimación de transporte de sedimento en el río Ebro. Contribución a la evolución costera.* LT-2/t. Dirección General de Puertos y Costas, Generalidad de Cataluña.

Jiménez, J. & Sánchez-Arcilla, A. (199a). Physical impacts of climatic change on deltaic coastal systems (II): driving terms. *Climatic Change*, 35, 95 – 118.

Jiménez, J. & Sánchez-Arcilla, A. (1997b). El problema erosivo en el Delta del Ebro. *Revista de Obras Públicas*, 3368, 23 – 32.

Jiménez, J., Sánchez-Arcilla, A. & García. M.A. (1991). Erosión de la barra del Trabucador durante la tormenta de octubre de 1990. *Revista de Obras Públicas*, 3299, 23 – 30.

Jiménez, J.A., Sánchez-Arcilla, A., Valdemoro, H.I., Gracia, V. & Nieto, F. (1997). Processes reshaping the Ebro delta. *Marine Geology*, 144 (1), 59 – 79.

Legoff, M (1993). *Etude du champ de dunes du Delta de l'Ebre*. Departamento de Geología Dinámica, Geofísica y Paleontología, Universidad de Barcelona, 52 pp.

Maldonado, A. (1972). El delta del Ebro. Estudio sedimentológico y estratigráfico. *Boletín de Estratigrafía*, 1, 486 pp.

Mallada, L. (1889). Reconocimiento geográfico y geológico de la Provincia de Tarragona. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, 16. Ed. J.B. Macelwane, Madrid, 175 pp.

Meehl, G.A., T.F. Stocker, W.D. Collins, P. Friedlingstein, A.T. Gaye, J.M. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J.M. Murphy, A. Noda, S.C.B. Raper, I.G. Watterson, A.J. Weaver & Z.-C. Zhao (2007). Global Climate Projections. En: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. (S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor & H.L. Miller, eds.). Cambridge University Press, Cambridge (Reino Unido y USA).

Montori Blanch, C. (2002). *Sistema de drenaje de playas. Investigación y desarrollo*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, Barcelona, 377 pp.

Montoya Font, F.J. & Galofré i Saumell, J. (1997). La particularidad sobre la actuación física en la costa: caso del Delta del Ebro. *Revista de Obras Públicas*, 3368, 33 – 45.

Nelson, C.H. (1990). Post Messinian deposition rates and estimated river loads in the Ebro sedimentary system. *Marine Geology*, 95, 395 – 418.

Rodríguez, I. (1999). *Evolución geomorfológica del Delta del Ebro y prognosis de su evolución*. Tesis Doctoral, Universidad de Alcalá de Henares, Madrid, 161 pp.

Sánchez, M.J., Rodríguez & I. Montoya, I. (2007). Short term coastal dune evolution of Fangar Spit (Ebro Delta, Spain). *International Conference on Management and Restoration of coastal dunes*. Santander (España), 39 – 40.

Serra, J., Riera, G., Argullos, J. & Parente-Maia, L. (1997). El transporte eólico en el Delta del Ebro: Evaluación y contribución al modelado litoral. *Boletín Geológico y Minero*, 108-4, 477 – 485.

Somoza, L., Barnolas, A., Arasa, A. Maestro, A. Rees, J.G. & Hernández-Molina, F.J. (1998). Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene high-frequency eustatic fluctuations delta-lobe switching and subsidence processes. *Sedimentary Geology*, 117, 11 – 32.

Universidad de Barcelona (1997). *Estudio de la situación actual y evolutiva de las formaciones eólicas litorales del Delta del Ebro*. Informe Técnico. Facultad de Geología, Universidad de Barcelona, 49 pp.Valdemoro García, H. (2005). *La influencia de la morfodinámica en los usos y recursos costeros*. Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, 148 pp.

Vericat, D. & Batalla, R.J. (2006). Balance de sedimentos en el tramo bajo del Ebro. *Cuaternario y Geomorfología*, 20 (1-2), 79 – 90.

9. Las dunas de las costas valencianas

E. Sanjaume[1] y J. E. Pardo Pascual[2]

1. Introducción

En la costa valenciana, los aportes procedentes de ríos y ramblas suponen la principal fuente de sedimentos para las playas y dunas, como demostraron los estudios sedimentológicos (Sanjaume, 1985a) realizados a lo largo de este litoral. Tales aportes, sin embargo, han sufrido cambios significativos en los dos últimos milenios, asociados a variaciones en el régimen hidrológico de los ríos, provocadas por modificaciones tanto de origen natural (climáticas) como de tipo antrópico (alteraciones en las cuencas de drenaje). El análisis de los registros geoarqueológicos de la ciudad de Valencia (Carmona, 1990) y de la Ribera del Xúquer (Butzer *et al.*, 1983) han permitido reconocer que desde el periodo tardorromano o visigótico hasta el siglo XI las avenidas fluviales de los ríos Túria y Xúquer, que habían sido muy importantes en época romana, fueron menos frecuentes y agresivas. Por el contrario, en las últimas fases del periodo de ocupación musulmana la agresividad de las riadas aumentó de nuevo, con lo que se produjo un nuevo incremento de materiales al sistema sedimentario litoral.

El inicio del conocimiento de las dunas valencianas (ubicación, descripción e interpretación) se debe, cómo no, a Vicenç Mª Rosselló, que publicó el primer artículo con esta temática en 1963. Con la publicación de su libro *El litoral valencià*, en 1969, las costas valencianas quedaron perfectamente estudiadas, de tal manera que sus discípulos no hemos hecho otra cosa que retrabajar aspectos que él ya había señalado. A lo largo de su carrera ha publicado más de 75 trabajos dedicados al análisis costero, de tal manera que puede considerarse como precursor de una línea de estudio prácticamente inédita en nuestro país hasta entonces, la geomorfología litoral, que en la actualidad presenta una enorme pujanza, como demuestra la magnífica aportación de numerosos autores en este mismo libro.

1. Departamento de Geografia. Universitat de València. *Eulalia.Sanjaume@uv.es*

2. Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodesia y Fotogrametría (Universitat Politècnica de València). *jepardo@cgf.upv.es*

2. Marco estructural y rasgos geomorfológicos

La costa valenciana queda enmarcada por los relieves de la Cordillera Ibérica (con una orientación NW-SE), al Norte, y los de las Cordilleras Béticas, (Prebético Externo y Subbético, con orientación NE-SW), al Sur. La sucesión de anticlinales y sinclinales determina la aparición de unos relieves que pueden llegar directamente al mar y proporcionar una costa acantilada, o bien formar depresiones rellenas con sedimentos aluviales (Fig. 1).

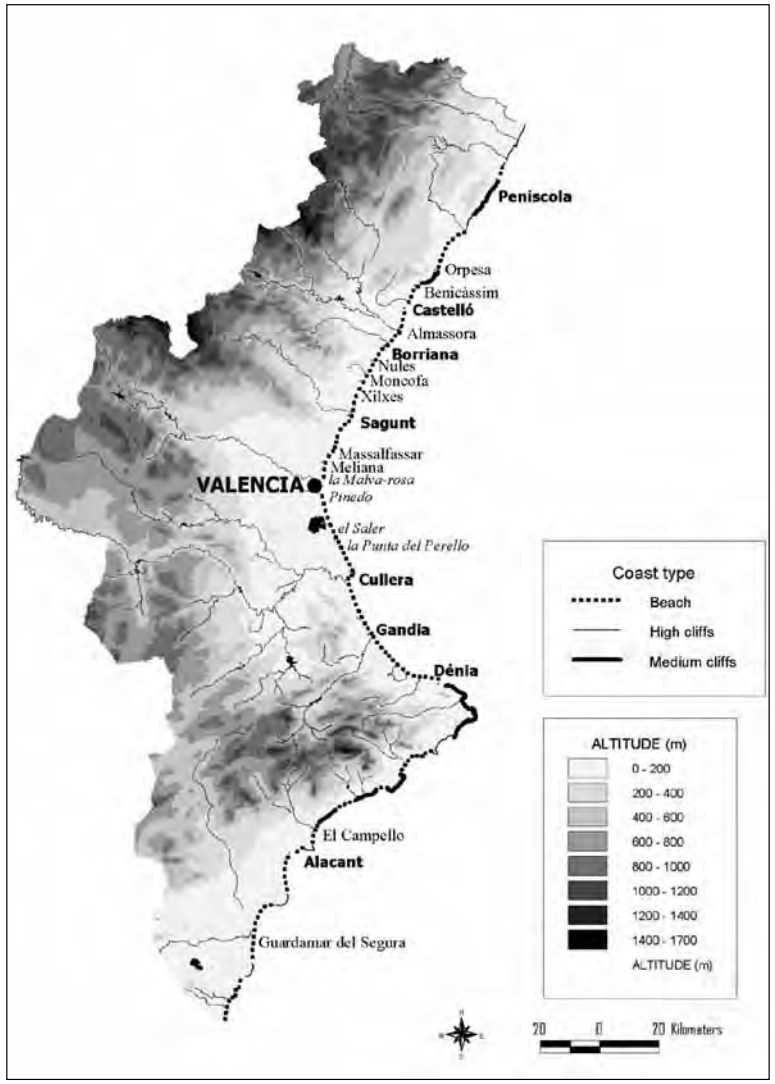


Figura 1. Mapa de localización de las principales poblaciones.

Además de tramos acantilados, a lo largo de las costas valencianas podemos encontrar conos y llanuras aluviales, restingas y sus correspondientes albuferas, dunas y playas. Algunos de los conos llegan directamente al mar, formando suaves promontorios, como el Riu de les Coves o el Millars, por ejemplo, mientras que otros se quedan más al interior debido a la progradación de las llanuras aluviales. En el Norte, la llanura litoral de Vinaròs y Benicarló está formada por un extenso glacis combinado con los conos del Riu de la Sènia, Cervol y de la Rambla Cervera, que ocupan una zona de bloques hundidos. Más al Sur, la labor conjunta del Millars y otra serie de ramblas más cortas han conformado la Plana de Castelló. Sin embargo, de todas las llanuras aluviales de esta costa, las más importantes son las desarrolladas bajo la influencia de los principales ríos alóctonos: Túria, Xúquer y Segura. En el sector meridional, el campo de Alacant está formado por el llano mioceno y aluvial del Montnegre y del Barranc de les Ovelles. La fosa d'Elx, todavía subsidente, engloba el amplio cono del Vinalopó, que ha quedado retranqueado respecto a la actual orilla del mar (Rosselló, 1995) y acoge a la albufera d'Elx y sus restingas.

En el litoral valenciano predominan las playas disipativas, aunque podrían hacerse algunas matizaciones: en el sector septentrional del golfo de Valencia predominan las playas intermedias, aunque pueden encontrarse ejemplos de playas reflectivas, como Vinaròs (Castellón) o de playas disipativas, como la de Canet (Valencia); en el sector central todas las playas son claramente disipativas, aunque los tramos antropizados pueden ver modificada su tendencia natural; las costas alicantinas, por su parte, son muy variadas como corresponde a sus características morfológicas, presentando buenos ejemplos de playas disipativas (Arenales del Sol, Guardamar), reflectivas (Serra Grossa), e intermedias (La Vila Joiosa). Las dunas y, sobre todo, los campos dunares se ubican en playas disipativas (Pardo & Sanjaume, 1995).

El modelo de evolución de las restingas, donde se ubican los campos dunares holocenos y las dunas pleistocenas, ha estado relacionado con las oscilaciones del nivel del mar a lo largo del Pleistoceno y ha sido muy similar en todas las restingas de la costa valenciana, con mayor o menor progradación según la magnitud de descenso del nivel del mar y según, también, las tasas de suministro de sedimentos. Sin embargo, en época histórica, las restingas del sector septentrional han sido claramente recesivas (Torreblanca, por ejemplo), mientras que las centrales (Albufera de Valencia, Tavernes, etc.) y las meridionales (Albufera d'Elx) han continuado siendo progradantes (Sanjaume, 1985a). Además, en la parte meridional del golfo de Valencia, el modelo se presenta con la formación de una doble restinga. La interna en algunos casos queda dividida por el avance

de conos aluviales. Entre ambas restingas existe una zona alargada y deprimida, con encharcamientos debidos a surgencias de aguas freáticas, correspondiendo con fases de poco aporte de materiales. Finalmente, la restinga externa se generaría gracias a nuevas fases de superávit sedimentario. Todas ellas han ido retrocediendo por causas antrópicas. El retroceso ha sido muy marcado entre Valencia y Cullera y se ha ido debilitando en la zona más meridional del óvalo valenciano (Sanjaume & Pardo, 2003).

3. Fuente de suministros

El exceso sedimentario asociado a las crecidas del Túria, explicaría la fuerte progradación experimentada por las playas situadas en las inmediaciones de la ciudad de Valencia, desde época romana hasta que se iniciaron las obras de construcción del puerto de Valencia (Sanjaume *et al.*, 1996). Los dos conjuntos dunares de la Devesa del Saler se asociarían a dos fases con fuertes excedentes: la primera de época romana y, la segunda, de época islámica y medieval (Sanjaume & Carmona, 1995). En ambos extremos, las dunas han desaparecido como consecuencia de la erosión asociada al desarrollo del puerto de Valencia (al Norte) y de las transformaciones agrarias que se produjeron a partir del siglo XVIII, en el Sur de la Devesa (Sanjaume & Pardo, 1992). A partir de la segunda mitad del siglo XX, han sido los procesos de urbanización los principales responsables de su desaparición. Las dunas existentes al N de la desembocadura del Túria han desaparecido por el crecimiento de la ciudad de Valencia y por el desarrollo portuario (Pardo, 1997).

Los cambios del régimen sedimentario también se han producido en el resto de los ríos valencianos, si bien no han sido estudiados con la misma profusión que en el Túria o en el Xúquer. Este último río ha experimentado cambios espectaculares durante los últimos dos mil años, dentro de su propia llanura de inundación (Mateu, 1980), con una fuerte agradación y frecuentes avulsiones en sus principales tributarios y en su propia desembocadura. Debido a la citada agradación, la progradación de la costa y la formación de dunas habrían resultado difíciles. De este modo, la doble restinga que se genera al sur de la desembocadura del Xúquer (Sanjaume & Pardo, 2003), habría sido obra del río Xeraco, como demuestran las dunas residuales de la restinga interna de Tavernes. Aquí las alineaciones dunares presentan una altura que alcanza los 7 m, lo que denotaría un claro superávit de sedimentos. Por otra parte, la posición de la torre vigía de Tavernes de la Valldigna, que en la actualidad se encuentra a 325 m de la orilla, evidencia un claro proceso de progradación en este sector costero entre el siglo XVII y la actualidad (Pardo & Sanjaume, 2001).

Además de los picos climáticos que se produjeron entre finales del periodo romano y el fin del primer milenio, por una parte, y durante la Pequeña Edad del Hielo (siglos XVI-XVIII), por otra, las oscilaciones en las tasas de producción de sedimentos parecen estar relacionadas, también, con las modificaciones que el hombre introduce en las cuencas de drenaje: roturaciones de nuevas tierras de cultivo, aprovechamiento forestal desmesurado y sobrepastoreo. Todo ello conduce a la desaparición de buena parte de la cubierta vegetal, favoreciendo la erosión del suelo, la producción de sedimentos y el aumento de la carga sólida de los ríos.

En los últimos decenios, la construcción de pantanos, las extracciones de áridos de los cauces fluviales y arenas de las propias playas, junto con la urbanización de los ámbitos costeros, la destrucción de las dunas, etc., han alterado de forma muy significativa el suministro de sedimentos en el litoral valenciano. En consecuencia, la mayor parte de costas valencianas se hallan en la actualidad dentro de lo que se podría denominar una "economía sedimentaria deficitaria". Los efectos de esta situación, con predominio de las tendencias erosivas, se evidencian con claridad en playas estrechas y de fuerte pendiente en las que no existen ni barras submarinas ni alineaciones dunares, asociadas con ramblas que llegan a la costa con elevado gradiente y, también, con sectores donde la energía del oleaje es mayor y el transporte litoral más efectivo. Las playas situadas en el tramo septentrional del óvalo valenciano son un claro ejemplo (Pardo, 1991, Sanjaume *et al.*, 1996).

4. Factores dinámicos

4.1. Régimen de vientos

A pesar de su importancia, no existen demasiados observatorios dedicados al registro de los vientos y los emplazamientos de los anemómetros, en muchas ocasiones, no son los más adecuados. Un estudio bastante detallado de los datos recogidos en los observatorios de Castelló (Instituto), Valencia (Viveros), Manises (Aeropuerto), Cap de Sant Antoni (Faro), Alacant (Ciudad Jardín) y L'Altet (Aeropuerto), puede encontrarse en el trabajo de Sanjaume (1985a). En general, el régimen de vientos de la Comunidad Valenciana presenta una clara alternancia levante-poniente, de carácter estacional. En invierno, la llegada de masas de aire alóctonas provoca vientos geostróficos de componente W, en tanto que en verano, la instalación de la masa de aire mediterránea permite flujos del E, que pueden verse incrementados por el régimen de brisas. Primavera y otoño se muestran como estaciones de transición. A pesar de la polaridad mencionada entre levantes y ponientes, estos últimos suelen ser mucho más efectivos desde

la perspectiva del sistema eólico por su mayor velocidad y por ser más secos, lo que facilita el transporte de la arena.

Por lo que respecta a los vientos que soplan desde el mar, y que son los más importantes desde la perspectiva de la dinámica marina y el modelado costero, los vientos del primer y segundo cuadrantes son muy frecuentes en verano asociados a la dinámica de las brisas marinas, pero relativamente poco frecuentes y de escasa velocidad en invierno. Por tanto, puede deducirse que los vientos marinos locales no son los responsables de los fuertes temporales invernales, sino que estos tienen que haberse formado en el golfo de Génova o de León y llegar a nuestras costas como mar de fondo. Las diferencias en cuanto a los vientos predominantes (primer cuadrante en el sector septentrional, y segundo cuadrante en el meridional) tendrán repercusiones en el clima de olas de ambos sectores y, en consecuencia, en la componente neta de las corrientes longitudinales y de la deriva litoral: N-S en el óvalo de Valencia y S-N en el sector meridional (Sanjaume, 1985a).

4.2. Dinámica marina

Las mareas, cuyo rango no supera los 20 cm en las costas mediterráneas valencianas, no presentan ninguna relevancia en el modelado de nuestras costas. Por este motivo, olas y corrientes litorales se convierten en los únicos procesos efectivos para el modelado litoral, transporte de sedimentos y depósito de los mismos.

Las olas presentan escasa energía: la mayoría (53% de los registros) tienen alturas inferiores a 1 m, y la práctica totalidad (96%) son inferiores a 2 m (Pardo, 1991). Asimismo, las olas que alcanzan la orilla de nuestras playas suelen ser cortas: sus periodos raramente superan los 7 s. El predominio de oleajes asociados a brisas marinas es elevado, especialmente entre los meses de abril y noviembre, transportando muy poca energía y siendo poco significativos en el modelado playero. Los oleajes más efectivos son los generados en situaciones menos frecuentes de temporal. Después del análisis de 35 temporales que afectaron a las costas valencianas entre 1985 y 1989, Pardo (1991) indicaba: i) que los de mayor energía eran los procedentes del NE, y ENE.; ii) que los más frecuentes eran los del ENE, seguidos de los del NE y E.; iii) la mayor parte de los temporales se producían en otoño (siendo los de mayor energía), con menor proporción en primavera. En invierno son relativamente pocos, aunque enérgicos.

En tramos costeros con orientación N-S o NE-SW (como sucede en casi todo el sector septentrional del Golfo de Valencia y en determinados sectores de la costa alicantina), los oleajes procedentes del primer cuadrante, principalmente los del NE y ENE, provocan que el transporte longitudinal vaya hacia el S

(Sanjaume, 1985a). Además, la velocidad de la deriva litoral será máxima en las costas cuya orientación sea casi paralela a la de los oleajes procedentes del primer cuadrante. Por el contrario, en las costas cuya orientación sea NW-SE (como sucede en buena parte del sector meridional del Golfo de Valencia), los oleajes del primer cuadrante también provocarán desplazamientos de materiales hacia el Sur, aunque la velocidad del transporte será menor. Finalmente, cuando la orientación de la costa sea WNW-ESE la deriva litoral será nula (Sanjaume, 1985a).

En las costas alicantinas predominan los vientos del segundo cuadrante, principalmente los procedentes del E, que son muy frecuentes, por lo que en las costas arenosas con orientación N-S el transporte será mínimo ya que prácticamente no habrá corriente de deriva. Además, la que se produzca con vientos del SE presentará una resultante neta anual hacia el N (Sanjaume, 1985a). En los tramos costeros con orientación E-W la refracción sería máxima y la corriente se desplazaría hacia el W. En los sectores con orientación SW-NE habría poca deriva, que podría desplazarse ligeramente hacia el Norte. Los tramos acantilados se comportan como células sedimentarias en las que el desplazamiento de los materiales dependerá no sólo de la componente de los oleajes predominantes, sino también de la propia configuración del relieve que puede generar determinadas sombras de oleaje. Los modelos teóricos (como las ecuaciones del CERC, 1984), basados en los estudios teóricos desarrollados a lo largo de las décadas de 1960 y 1970 por Inman & Bagnold (1963), Komar & Inman, (1970) y Komar (1976), entre otros, permiten hacer estimaciones razonables sobre el volumen de sedimentos que potencialmente puede ser desplazado por las corrientes longitudinales. Así, el análisis de Serra (1986) de las costas de Castellón, basado en las ecuaciones del CERC (1984), confirman la dirección de transporte hacia el Sur y demuestra que la magnitud del transporte potencial podría superar los 635.000 m^3 anuales como ocurre, por ejemplo, en Borriana (Castellón).

5. Formaciones dunares

Las dunas litorales necesitan para su desarrollo de una fuerte alimentación, es decir ámbitos en los que haya exceso de sedimentos, vientos marinos relativamente fuertes y poca humedad atmosférica. Por este motivo no es extraño que los campos de dunas más importantes de estas costas estén relacionados con desembocaduras fluviales de ríos importantes, especialmente el Túria y Segura. En la actualidad, la mayoría de las *foredunes* han sucumbido bajo edificios y paseos marítimos. Con todo, todavía persisten unos pocos retazos de dunas delanteras en distintos emplazamientos a lo largo de las costas arenosas, así como algunos vestigios de dunas fósiles, más abundantes en las costas alicantinas. Las

zonas dunares más importantes se corresponden con tres campos de dunas que presentan distinto estado de conservación: las dunas del Saler, de l'Altet y las de Guardamar.

5.1. *Foredune*

La duna delantera es, sin duda, la que presenta mayor continuidad en las costas valencianas puesto que se encuentra presente en todas las playas arenosas (Fig. 2).

Figura 2. Ejemplo de *foredune* y embriones de duna en la playa de la Devesa del Saler (Valencia).

Actualmente existen unos 60 km de *foredunes*, aunque no se presentan de manera continuada, sino con muchísimas interrupciones debidas a las construcciones realizadas en primera línea de playa. Los mapas antiguos reflejan la existencia de dos alineaciones, más o menos paralelas, de dunas transversales a lo largo de 150 km, desde las inmediaciones de la ciudad de Castellón hasta Dénia (Sanjaume & Pardo, 1992). Ahora sólo encontramos restos de *foredunes* con diferentes grados de degradación, en Canet, Devesa del Saler, sector Tavernes-Xeraco, el norte de la playa de Gandía y, sobre todo a lo largo de todo el término municipal de Oliva. Las dunas delanteras son transversales y se disponen paralelas a la orilla. En muchas playas arenosas de la parte central y meridional del Golfo de Valencia se han localizado dunas transversales de tipo inverso, dada la alternancia estacional entre vientos de levante y de poniente. En la zona costera

de Oliva (Valencia) la *foredune* se desarrolló lo suficiente como para general una segunda alineación que se mantuvo hasta mediados de los años 1970. Posteriormente esta segunda alineación (Fig. 3) ha desaparecido en muchos lugares bajo las edificaciones.

Mención especial merecen las dunas de la playa de Canet, al norte de la desembocadura del Palància. A pesar de no tener una fuente de alimentación tan abundante como en otros ámbitos, se ha desarrollado un pequeño ámbito dunar (unas 34 ha), cuyo equilibrio es muy precario. Se trata de dunas de poca altura y morfología irregular (embriones de duna, *shadow dunes* y mogotes) que se han visto muy alteradas por el continuo trasiego de personas que las cruzan para ir a la playa. Con todo, queremos remarcar que este es uno de los pocos puntos de la costa valenciana (otro podría ser la playa de Xeraco) donde la Administración ha tenido el buen criterio de construir el paseo marítimo de esta población justo por detrás de las dunas, salvándolas de la destrucción y asegurando, de este modo, el equilibrio dinámico de la playa y una mejor defensa de la misma ante los problemas de erosión acelerada (Sanjaume & Pardo, 2005).

Figura 3. Ejemplo de segunda alineación dunar. Playa de Oliva (Valencia) en 1975.

5.2. Campos dunares

Los más importantes son: Guardamar, l'Altet y Devesa del Saler. Este último, por su peculiar evolución y por tener un seguimiento de casi 40 años, se

tratará en el capítulo siguiente. El campo de l'Altet, es singular por la convivencia de dunas fósiles pleistocenas y dunas móviles holocenas. Las dunas de Guardamar, por su parte, están bastante bien conservadas, aunque fueron colonizadas y fijadas a principios del siglo XX para evitar que invadieran la población de Guardamar del Segura.

5.2.1. Dunas de l'Altet

Este campo de dunas debería denominarse en realidad de l'Altet-Carabassí, ya que abarca desde la urbanización de Urbanova, situada a pocos kilómetros al sur de la ciudad de Alacant, hasta las estribaciones del Carabassí (Fig. 4), por lo que se extiende a lo largo de 5,5 km y ocupaba una superficie de unas 170 ha. En la actualidad, la presión urbanizadora de Los Arenales del Sol ha recortado 53 ha de su superficie original. Se trata en realidad de un inmenso campo de dunas fósiles pleistocenas cuya erosión genera arena que alimenta pequeños mantos de arena fijados por la vegetación, zonas de arenas móviles, cubetas de deflación que alternan con los afloramientos de eolianitas completamente desnudos de vegetación, así como pequeños cordones que han ido migrando tierra adentro y se transforman en escarpes en la parte más interna de este campo. Existen además pasillos de deflación, *swales* poco profundas y *blowouts* de diferentes tipos. Se trata de un sector dunar que presenta una morfología bastante compleja y una cubierta vegetal muy escasa.

Figura 4. Duna parabólica móvil en el sector del Carabassí.

Una de sus principales características es, por tanto, la coexistencia de dunas fósiles pleistocenas y dunas holocenas. Las eolianitas, de acuerdo con la composición de sus minerales pesados, parece que se alimentaron con sedimentos aportados por el Barranc de les Ovilles, que desemboca al sur del puerto de Alicante. La fracción densa de las dunas holocenas, por su parte, presenta una composición casi idéntica a la de las eolianitas, aunque con un notable incremento de epidotas y alteritas, lo que presupone que las arenas han experimentado más de un ciclo sedimentario (Sanjaume, 1985a), y que se han generado por erosión de las dunas fósiles, dada la gran similitud mineralógica. La cubierta vegetal está formada por distinta especies psamófilas como *Crucianella maritima*, *Ammophila arenaria*, *Othantus maritimus*, *Lotus creticus* y *Thymalaea hirsuta* (Seva *et al.,* 1989).

En la actualidad este campo queda dividido en tres zonas por la urbanización Los Arenales del Sol, que ha destruido la mayor parte de las dunas situadas en las inmediaciones de la playa, aunque se conservan las enormes dunas fósiles, por el momento, en la parte más interna. El sector septentrional denominado como dunas de l'Altet es el que presenta mayor superficie. Entre la urbanización de los Arenales del Sol y las estribaciones del Carabassí, donde se sitúa la urbanización Gran Alacant, están las denominadas como dunas del Carabassí.

I) Dunas de l'Altet

Su denominación deriva de la proximidad de esta población y del aeropuerto del mismo nombre. Por la coexistencia de dunas fósiles pleistocenas y dunas móviles holocenas (Fig. 5), las dunas de l'Altet presenten formas complejas, ya que son dunas muy antiguas que han experimentado mucha erosión y alteración y los depósitos holocenos resultantes se adaptan a la morfología preexistente o bien generan formas completamente nuevas. Ocupan una extensión de unas 63 ha. El sector septentrional de este campo dunar ha experimentado la presión urbanizadora característica de todo el litoral alicantino, pero la cercanía de las pistas del aeropuerto ha impedido la destrucción de una amplia zona que resulta de gran interés. Por fortuna ha sido declarada Parque Natural Municipal (21 Enero de 2005) y puede que en el futuro se transforme en uno de los pocos sectores dunares inalterados de la costa valenciana.

Hace algunos años, cuando todavía no se disponían de Modelos Digitales de Elevaciones ni de fotos aéreas con buenas resoluciones y escala adecuada, lo único que podía decirse era que existían dos alineaciones separadas por una *swale* no demasiado profunda, así como numerosos *blowouts* que presentaban distintas orientaciones. (Sanjaume & Pardo, 1992). En la actualidad, las nuevas técnicas permiten una interpretación mucho más detallada (Fig.5). Gracias al mapa de

elevaciones se observa que la altura de los depósitos aumenta zonalmente, formando franjas paralelas a la costa. Las diferencias morfológicas permiten, a su vez, dividir este tramo en dos subsectores, cuyo límite quedaría marcado por la carretera que se dirige a la playa desde la población del Altet.

El subsector más septentrional (Fig. 5) presenta una duna delantera de poca altura (inferior a los 2 m) que se dispone paralela a la playa con algunos pasillos (más por pisoteo que por erosión eólica), que determinan una cierta compartimentación. En algunos ámbitos existen embriones de duna por delante de la *foredune*. Inmediatamente por detrás se localizan las primeras estribaciones del enorme complejo dunar pleistoceno, quedando entre ambas una estrechísima *swale*, paralela a la *foredune*. El complejo dunar pleistoceno presenta dos alineaciones separadas por una relativamente amplia zona deprimida, interrumpida por dunas de neoformación. Muchas de las dunas de la alineación intermedia mantienen sus formas originales, aunque las arenas de alteración pueden desdibujar las formas primitivas.

Existen dunas de base circular, a veces muy erosionadas, con lo que quedan crestas muy apuntadas que superan los 15 m de altura. Hay también restos de menor altura, de una duna parabólica con el *blowout* generado por vientos procedentes del SE. Más al Sur se localiza una duna transversal generada por vientos de levante, más o menos paralela a la orilla, así como una nueva duna cónica con algunos *blowouts* en su flanco NNE. Todas estas dunas presentan alturas entre 4 y 9 m. Una nueva depresión, labrada sobre la propia eolianita o en las arenas procedentes de la erosión de la misma, separa esta alineación de la alineación más interna, cuyas cotas máximas se encuentran entre 15 y 20 m. Esta segunda alineación queda marcada por la discontinuidad de sus formas, que por lo general son más anchas que las anteriores. Se observan dunas de base elíptica y forma más o menos piramidal, una gran duna parabólica con su cuello orientado de E a W (Fig. 5), dunas transversales y dunas erosionadas sin morfología clara, aunque probablemente transversales. Hay algunos *blowouts* con forma de platillo y circulares.

El sector meridional del campo de l'Altet es mucho más complejo. Las dos alineaciones bien marcadas del subsector anterior se diluyen en este tramo, por lo que el aspecto general es mucho más caótico (Fig. 5). Presenta, además, unas características bastante distintas a las del subsector norte. Las dunas pleistocenas están mucho más erosionadas, por lo que en ocasiones resulta difícil definir su morfología. En este tramo la *foredune* presenta dunas de neoformación y retazos de dunas pleistocenas. Hay muchos *blowouts* de diferentes tamaños, algunos muy pequeños, incluso en la cima de alguna duna, y de diversas formas: en platillo, circulares, triangulares, en forma de punta de flecha, etc. Se observan también algunos escarpes labrados en la calcarenita pleistocena o en las dunas

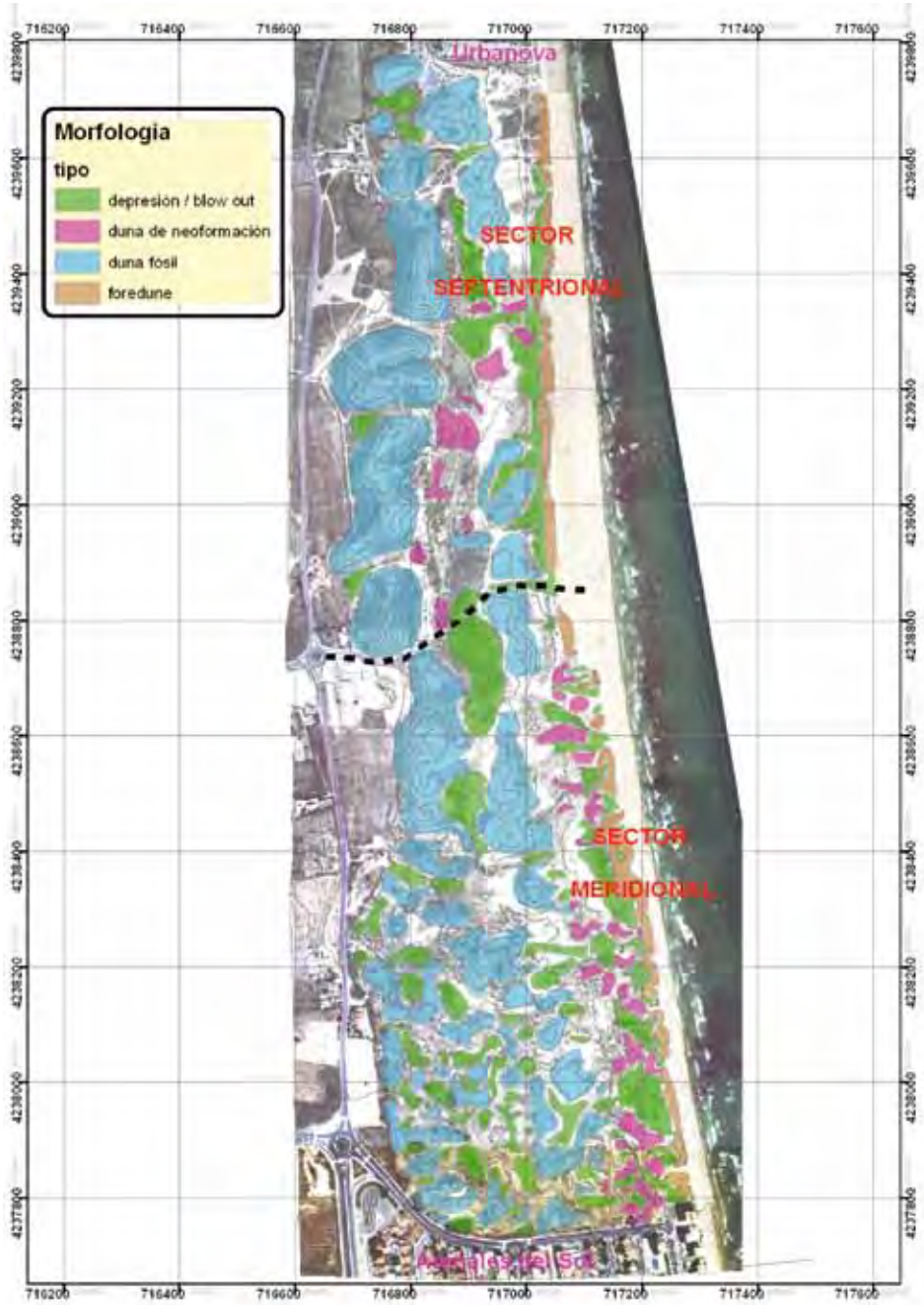


Figura 5. Mapa geomorfológico del las dunas de l'Altet. Se incluyen curvas de nivel con equidistancia de 2,5 m. La base del mapa es una ortofotografía de 2008.

parabólicas incipientes. En la parte más meridional pequeños cordones de escasa altura, más o menos paralelos a la orilla, se van escalonando hacia la zona central más elevada y descienden bruscamente a poniente, donde presentan escarpes de gran magnitud. Parece que los vientos de levante erosionan dunas preexistentes y generan estos cordones, que van migrando hasta que se precipitan sobre la carretera o los aparcamientos. En la zona intermedia, donde en el sector anterior estaba la depresión longitudinal y la segunda alineación, aquí encontramos dunas fósiles separadas por pasillos y cubetas de deflación y dunas móviles generadas con las arenas erosionadas de las dunas fósiles (Fig. 6).

Figura 6. Formaciones dunares actuales sobre las dunas fósiles, de las que procede la actual arena, en el campo de l'Altet.

II) Dunas situadas por detrás de Los Arenales del Sol

El campo de dunas ha sido prácticamente arrasado y transformado en edificios, como puede verse en la Fig. 7, lo que ha supuesto la pérdida de 53 ha de dunas holocenas y pleistocenas, así como algunos afloramientos de playas fósiles, que fueron estudiados por Rosselló & Mateu (1978). Las dunas fósiles todavía se conservan en algunas parcelas de la urbanización o se están utilizando como cantera. La mayoría de estas dunas presentan gran tamaño. Según Gozálvez (1985), las dunas internas podían superar los 30 m de altura. Presentan forma de domo, piramidal, en dorso de ballena, cónica, o parabólica allí donde se han formado *blowouts* de dimensiones considerables.

III) Dunas del Carabassí

Este tramo se ubica entre las últimas edificaciones de los Arenales del Sol y las estribaciones del Carabassí, cubriendo la salida de la depresión del Clot de Galvany, en donde se localizaba una de las playas pleistocenas con mayor densidad de *Strombus bubonius* de toda la costa alicantina (Mateu & Cuerda, 1978). Estas dunas presentan una extensión relativamente reducida (59 ha), puesto que queda constreñida por la urbanización, por la desembocadura de la depresión del Clot de Galvany y por las laderas del Carabassí.

Las dunas presentan una disposición dispersa, son de poca envergadura y adquieren un aspecto caótico por la superposición de dunas holocenas sobre las antiguas pleistocenas (Fig. 8). Las calcarenitas afloran prácticamente hasta la playa en forma de retazos más o menos dispersos. Existen multitud de sendas generadas por los usuarios, que pueden ser retrabajadas por el viento y generar calderas de abrasión que escalan hacia la carretera. En el tramo más meridional hay eolianitas parabólicas (cuya caldera de abrasión se generó gracias a vientos del NE), y eolianitas de planta circular con poca altura, así como acumulaciones holocenas (en forma de dunas transversales móviles y embriones generados por vientos de levante), que se disponen por encima de las dunas fósiles erosionadas por el viento.

Fig. 7. Fragmento de la ortofoto del espacio urbanizado en los Arenales del Sol. En las zonas libres de edificación, como las enmarcadas con líneas rojas, afloran restos de las dunas fósiles. La imagen de fondo es una ortofoto de 2008 adquirida del sistema TerraSit (http://terrasit.gva.es).

Figura 8. Panorámica de las dunas del Carabassí.

A la salida de la depresión del Clot de Galvany predomina la erosión sobre la acumulación, debido al encañonamiento que experimentan los vientos del W (Fig. 9). En esta zona son muy abundantes, por tanto, los *blowouts*, las cubetas de deflación y los escarpes que en muchas ocasiones enmarcan las zonas deflacionadas. Con todo, hay acumulaciones dunares de poca envergadura en ambos lados de este sector, que se han generado con el material erosionado de la misma zona. Este autoabastecimiento se constata, además, por ser un tramo con bastantes dunas móviles holocenas, principalmente parabólicas, generadas por vientos del SE, que se encuentran por encima de la playa fósil. También se localizan dunas pleistocenas de poca altura y planta generalmente circular. La dirección de los *blowouts*, tanto los excavados en el sustrato como los que se encuentran en incipientes dunas parabólicas, marca también la difluencia que experimentan, sobre todo los vientos de poniente cuando salen del pasillo que procede del Clot de Galvany a la zona abierta de la playa (fig. 9). En la parte más meridional, estribaciones del Carabassí, existen dunas fósiles pleistocenas y dunas embrionarias que se van escalonando entre 5 y 15 m de altura. Presentan planta circular, ovalada y parabólica. En el extremo final existen tres dunas pleistocenas: dos circulares y una transversal.

El campo de dunas Altet-Carabassí es el que presenta mayor movilidad de todos los analizados en las costas valencianas. En el Carabassí la zona de arena móvil con vientos moderados se ha estimado en 18,38 ha, pero con vientos fuertes puede alcanzar 33,95 ha, lo que supone casi el 62% de la superficie del campo dunar. En el campo de l'Altet, por su parte, la zona de arena potencialmente móvil es de 10,68 ha, que pueden alcanzar hasta 42,9 ha en situaciones de vientos muy fuertes (es decir el 68% del área de este campo dunar). Las razones principales de esta movilidad son: la falta de vegetación y el pisoteo por parte de visitantes (Fig. 10) y vehículos. La falta de vegetación, a su vez, está motivada por la escasez de las precipitaciones (menos de 200 mm anuales), la fuerte evaporación y la resistencia de las calcarenitas que impiden la penetración de las raíces. De esto modo, la degradación de estas dunas se debe tanto a razones naturales inherentes al propio espacio, como a factores relacionados con el intenso uso antrópico de este espacio.

5.2.2. Dunas de Guardamar

El campo de dunas de Guardamar del Segura es el más extenso de todas las costas valencianas. Aunque en sentido estricto abarcaría únicamente la playa del citado municipio, en sentido amplio se iniciaría al norte de La Marina y terminaría en Torrevieja. La desembocadura del río Segura divide el campo de dunas en dos tramos claramente diferenciados por su composición mineralógica, por su altura, por su orientación respecto a la orilla y por la propia morfología de las dunas (Sanjaume, 1985a). Cubre una extensión de aproximadamente 700 ha. Ha presentado un buen grado de conservación, aunque la presión urbanística de la población de Guardamar y de algunas urbanizaciones en sus límites internos, están amenazando a estas dunas que fueron móviles hasta principios del siglo XX. En la parte más interna las dunas superan con claridad los 20 m, sobre todo en la parte meridional, donde prácticamente alcanzan los 30 m de altura. La movilidad de las dunas era muy elevada, ya que se desplazaban a un ritmo de unos 3-8 m/año. Esta movilidad suponía un peligro para la población. En su avance se transformaban en dunas de precipitación que llegaron a soterrar una mezquita árabe, muchos campos de cultivo y amenazaban con precipitarse sobre las primeras casas del pueblo de Guardamar. Para solucionar este problema en 1906 se realizó una campaña de fijación del campo de dunas mediante la plantación masiva de pinos (*Pinus pinea*, *Pinus halepensis*) y palmeras (*Phoenix dactylifera*) (Sanjaume & Pardo, 1992; Seva *et al.*, 1989). Este campo dunar presenta una gran complejidad derivada de su propia evolución, desde el Pleistoceno Superior hasta la actualidad. La orientación de las dunas sugiere que han

Figura 9. Distribución de las áreas dunares móviles dentro del campo de dunas del Carabassí y su relación con el pasillo orográfico existente en el Clot de Galvany.

existido distintas etapas de formación y que, en muchos casos, se superponen unas a otras. Por otra parte, la mineralogía de las arenas analizadas (Sanjaume, 1985a) también corrobora tales suposiciones.

Fig. 10 Sector del Carabassí en el que se aprecia un exagerado número de senderos que, obviamente, dificultan el arraigo de la vegetación y facilitan la movilidad de las arenas.

El sector septentrional se extiende entre las playas de La Marina y la desembocadura del río Segura. La restinga pleistocena de la Albufera d'Elx se alarga hasta la parte más meridional de las Salinas de Pinet. En este tramo hay pocos afloramientos que conserven morfología dunar, aunque constituyan el basamento de la costa. En las inmediaciones de La Marina las dunas ya han adquirido entidad y la anchura del campo dunar se va ampliando, así como el número de alineaciones dunares, hasta alcanzar su máxima anchura en las inmediaciones de la desembocadura del río. La morfología de las dunas en el tramo comprendido entre La Marina y el canal de desembocadura del río se conoce con detalle gracias al Modelo Digital de Elevaciones del que se dispone (Fig. 11). Por desgracia, en algunos tramos el MDE no abarca la totalidad del campo dunar, pero nos orienta sobre la disposición de los distintos cordones dunares.

En la parte más septentrional se observan tres alineaciones más o menos paralelas a la orilla, mientras que en las inmediaciones de la desembocadura del río se pueden seguir hasta siete. Las dunas externas e intermedias pueden seguirse a lo largo de varios kilómetros de longitud, mientras que las más internas son

mucho más cortas. Las dunas más altas, aunque no superan los 15 m de altura, siempre se localizan en las partes más internas del campo dunar. Esto es algo común, por lo menos en las costas valencianas, puesto que las dunas interiores son las más antiguas y ha tenido mucho más tiempo para recibir aportes procedentes de la playa durante la progradación de la misma. La progradación costera desde el Pleitoceno se ha constatado en las sucesivas restingas que han cerrado la Albufera d'Elx (Sanjaume & Gozálvez, 1978).

Las dunas de este sector son transversales (Fig. 11). Los cordones internos son los más anchos y en ellos se han generado muchas calderas de abrasión por vientos del Este, que han dado lugar a dunas parabólicas adosadas. En ocasiones los *blowouts* han adquirido tales dimensiones que las alas de las parabólicas han quedado aisladas, formando pequeños cordones perpendiculares a la playa. Sólo en la parte más meridional aparecen parabólicas generadas por vientos del NE, que será lo más frecuente en el sector meridional del campo dunar de Guardamar. Entre cordón y cordón queda una zona de deflación que no es la típica *swale*, puesto que se ve muy compartimentada por la excavación de los *blowouts*. Estas formas erosivas presentan una enorme variedad de formas: circulares, ovaladas, de platillo, alargadas, etc. La *foredune*, que en algunos tramos alcanza alturas superiores a los 7 m, presenta una gran continuidad. En algunos tramos la playa es muy ancha y se localizan gran cantidad de embriones dunares de tipo piramidal, generalmente enganchados a restos de calcarenitas. En los tramos más anchos se generan también pequeñas dunas parabólicas móviles que se ubican entre las embrionarias y la *foredunes*.

Su orientación paralela a la orilla, su relativamente escasa altura y su composición mineralógica muy ajustada a los sedimentos que el río Segura transporta en la actualidad, sugieren que las dunas de este tramo son holocenas y que no recubren edificios dunares pleistocenos de gran envergadura (Sanjaume, 1985a). No obstante, el basamento sigue siendo la eolianita que se extiende desde las inmediaciones de la ciudad de Alacant, como se verá en el apartado siguiente.

El sector meridional se extiende entre la desembocadura del río Segura y el canal de las salinas de La Mata, aunque probablemente continúan hasta las inmediaciones de Torrevieja, con predominio de dunas pleistocenas. Además, la población de Guardamar divide este sector meridional en dos tramos. El primero (Fig. 12) se extiende entre la desembocadura del río y las casas del centro de Guardamar. El segundo se inicia al final de las edificaciones y termina en el canal de las salinas de La Mata. En ambos casos se trata de campos dunares con un enorme predominio de las dunas parabólicas.

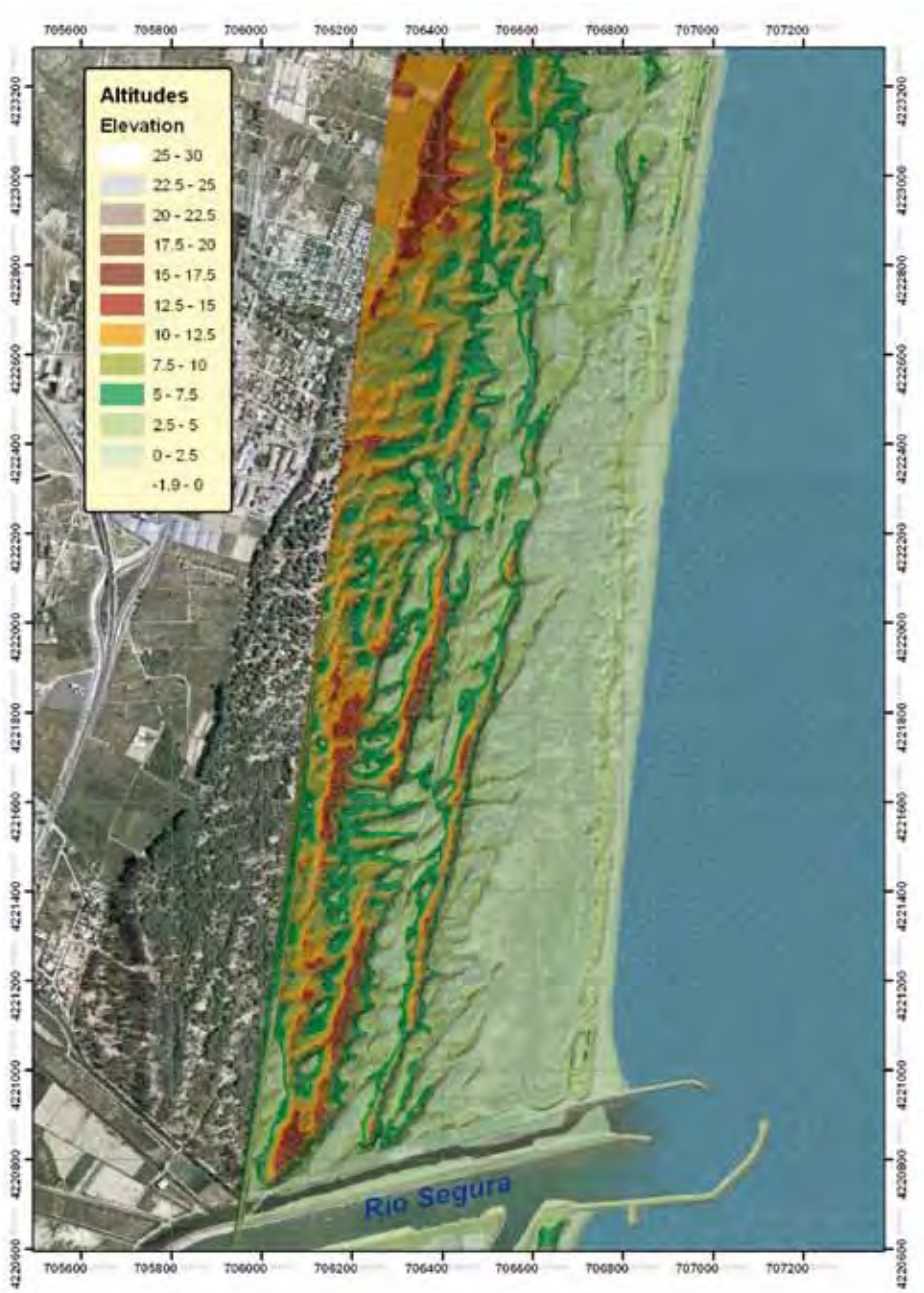


Fig. 11. Modelo de elevaciones de la parte septentrional del campo de dunas de Guardamar. La cuadrícula representa 200 m de lado en cada celda.

En el primer tramo las dunas parabólicas son de grandes dimensiones, generadas por vientos de NE (Fig. 12). Los *blowouts* se alargan en esa misma dirección, dejando sucesivos cordones dunares que, en realidad, son las alas de las dunas parabólicas. Desde la desembocadura del río, las dunas más recientes se van colando por los pasillos de las parabólicas algo más antiguas. El nuevo material aportado se superpone a las dunas ya formadas, de tal modo que la máxima altura se alcanza en el centro de la población, donde estas dunas de precipitación alcanzan los 30 m. La morfología es siempre la misma, aunque el dibujo superficial se complica ya que antiguos *blowouts* se rellenan con los aportes del avance de nuevas dunas parabólicas. La altura, por tanto se va elevando a medida que los aportes se van superponiendo. De este modo, las primeras parabólicas presentan alturas entre 2,5 y 5 m, más hacia el interior pasan a 7 m, y después a 10 m, aunque un gran volumen de las mismas se sitúa entre 15 y 20 m. Por último, en la parte más interna y más alejada de la desembocadura (que ha sido la principal fuente de suministro de estas dunas) se localizan las parabólicas de mayor altura, con casi 30 m.

En el segundo tramo de este sector meridional, inmediatamente al sur de la población (Fig. 13) sólo pervive la *foredune* y algunos embriones de forma piramidal, pequeñas barjanas y algunas parabólicas. Sin embargo, en la zona de las dunas del Moncaio, la playa se ensancha y los embriones de dunas quedan por detrás de las empalizadas que evitan a los bañistas penetrar en las dunas. Los embriones siguen siendo de los mismos tipos mencionados anteriormente. Después de la *foredune*, muy recortada por calderas de abrasión, las dunas interiores siguen manteniendo el predominio de las grandes dunas parabólicas con las alas muy alargadas. Los *blowouts* son también de grandes proporciones, que por coalescencia llegan a formar una depresión longitudinal en este sector, lo que no ocurría en tramos más septentrionales.

Al sur del Moncaio, el campo dunar se ensancha de nuevo (Fig. 14). Se alcanzan alturas máximas de unos 17 m, aunque la mayor parte de las dunas se mantienen entre 5 y 12 m. Como en zonas anteriores, predominan las dunas parabólicas que se superponen y solapan con dunas fósiles pleistocenas. En este tramo hay también una gran cantidad de formas de erosión con *blowouts* antiguos y recientes. La edad de los *blowouts* podría evaluarse a partir de su orientación, ya que los actuales se generan preferentemente por vientos del E, mientras que los antiguos derivan de la acción erosiva de vientos del NE. La coalescencia de las formas erosivas genera en muchos casos pasillos de deflación entre restos dunares. Se mantiene la depresión longitudinal y en la duna delantera los *blowouts* se amplían por coalescencia generando una extensa zona

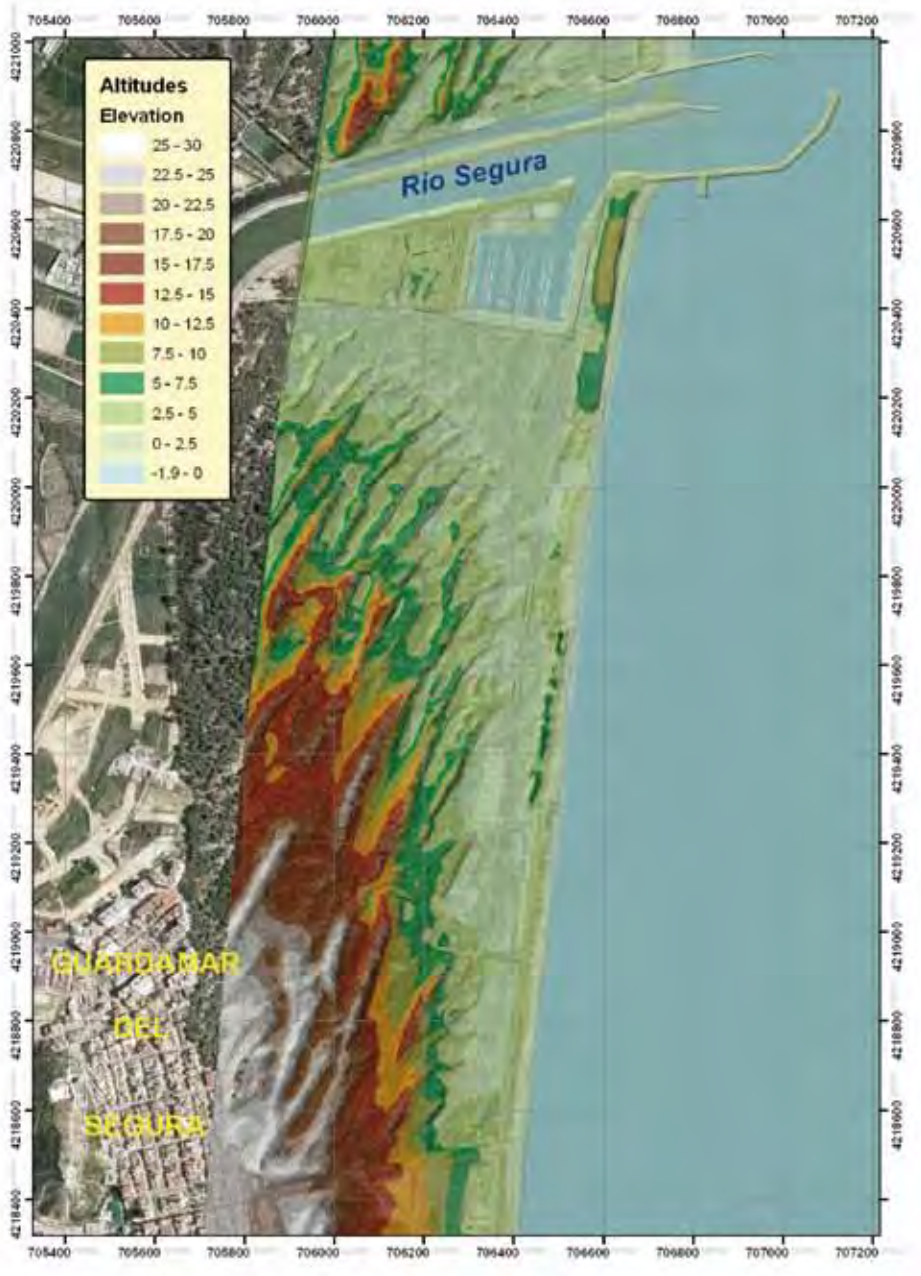


Fig. 12. Campo de dunas de Guardamar en su tramo central, entre el río y la población de Guardamar del Segura.

de deflación, salpicada con numerosos embriones dunares piramidales anclados en afloramientos fósiles. En este sector también son frecuentes pequeñas dunas parabólicas móviles.

Figura 13. Panorámica de las dunas del Moncaio, en el tramo meridional del campo de dunas de Guardamar (Alicante).

Las dunas pleistocenas, que forman el basamento de este sector meridional del campo de dunas de Gardamar, presentan una composición mineralógica similar a la del río Segura. Eso demuestra que la deriva litoral durante ese periodo fue hacia el S, mientras que en la actualidad va hacia el N, como demuestra la composición mineralógica de las arenas de las playas de Santa Pola, que tienen una clara influencia del Segura. Fuera del campo de Guardamar propiamente dicho, en la playa del Saladaret o de los Locos (E de Torrevieja) y en Cala Ferrís, existían dunas embrionarias. Por otra parte, en las orillas orientales de las salinas de Torrevieja y La Mata, existen acumulaciones dunares con materiales limosos, que podrían tipificarse como *lunnettes*.

6. Dunas fósiles

Las dunas reaccionan rápidamente a los cambios ambientales, sobre todo a las variaciones en el suministro de materiales y a los cambios del nivel del mar. Hay una cierta confusión con respecto a la adscripción temporal de las dunas fósiles aunque, en muchas ocasiones, se basa en distintos sistemas de datación utilizados. De acuerdo con algunas opiniones, como Fornós, *et al*. (2009) entre otros, las dunas se generan en momentos de pulsaciones negativas del nivel del

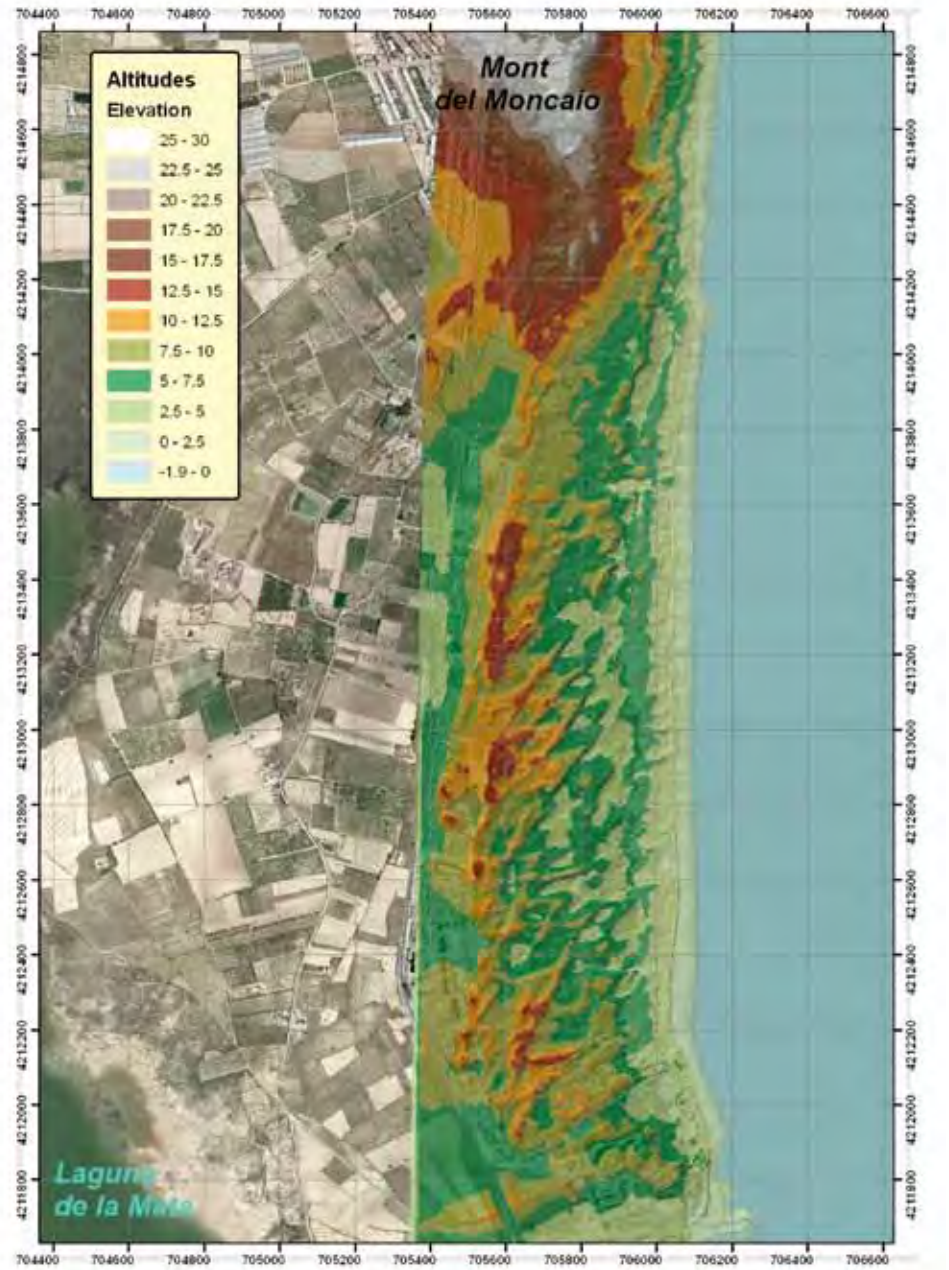


Fig. 14. Dunas de Guardamar en su sector más meridional.

mar. A priori la regresión marina parece el momento más adecuado, por el mayor suministro arenoso. Aunque algunos autores opinan que en esos momentos climáticos, fríos y secos, habría menor cantidad de aportes fluviales, este déficit podría ser compensado por la mayor extensión que iría adquiriendo la playa seca. Además, todos estos sedimentos, que tendrían menos humedad y no presentarían vegetación, estarían expuestos a la erosión y transporte eólico y se acumularían en forma de dunas, que irían progradando a medida que la orilla se fuera alejando. Otros autores afirman, por el contrario, que las dunas se generan en momentos transgresivos (Riquelme & Blazquez, 2001) o de estabilización del nivel del mar. En este caso se desarrollarían dunas por encima de las preexistentes, si es que estas son fáciles de erosionar ya que, de este modo, se produce un nuevo incremento en el suministro para el transporte eólico (Nordstrom *et al*., 1990).

La asignación genética a periodos fríos entra en contradicción con la propia cementación de las eolianitas y con la frecuente formación de rizoconcreciones, que implican existencia de vegetación y que, además de sedimentos carbonatados, requieren de climas semiáridos con pronunciados contrastes estacionales. Por tanto, algunos autores asocian las dunas fósiles a pulsaciones positivas del nivel del mar, como consecuencia de climas más cálidos. Hay que señalar, sin embargo, que esta contradicción es sólo aparente, puesto que la génesis de la duna pudo producirse en episodios fríos mientras que su cementación, que es un proceso diagenético lento, alcanzaría su máxima efectividad en periodos posteriores, cálidos y relativamente secos.

En las costas valencianas hay dunas holocenas que se han formado a lo largo de la relativa estabilización del nivel marino en los últimos milenios, pero también es cierto que las dunas actuales, ante una ligera subida del nivel del mar, están siendo erosionadas y no generan nuevos campos dunares. En otras ocasiones, durante periodos de relativa estabilización del nivel marino, las dunas holocenas se han desarrollado por autoabastecimiento a partir de la erosión de dunas pleistocenas, generadas probablemente durante pulsaciones negativas del nivel del mar. Las características sedimentológicas de las arenas de las dunas fósiles del litoral alicantino confirman el autoabastecimiento de los materiales arenosos. Mientras que los resultados granulométricos de las arenas descalcificadas de las dunas fósiles no ofrecen cambios significativos respecto a las dunas holocenas, los cambios en la composición mineralógica son notables. Las características granulométricas de las arenas de las dunas pleistocenas y holocenas son prácticamente idénticas: homométricas, unimodales, excelentemente clasificadas y con asimetrías positivas. El único parámetro que suele variar es el calibre medio, que depende en cada caso de la fuente de alimentación y de la intensidad del viento (Sanjaume, 1983, 1985a).

Respecto a la composición mineralógica, ambos tipos de sedimentos no deberían presentar cambios si la fuente de suministro hubiera sido la misma. Sin embargo, se observan cambios importantes. Así, los granos de dolomita, muy abundantes en las arenas actuales de ese tramo costero, no es en absoluto representativa de las eolianitas, quizá por una transformación diagenética posterior de la dolomita en calcita. Junto con el resto de los elementos carbonatados, la calcita puede actuar como cementante durante la transformación de las arenas en calcarenitas. Otro cambio significativo es el que se produce con las epidotas: su proporción aumenta en los materiales relictos, al mismo ritmo en que desaparecen anfíboles y piroxenos. Por tanto, puede asumirse que las epidotas de las arenas fósiles son de neoformación por alteración de los anfíboles y piroxenos. Si la playa actual se autoabastece de la meteorización de las dunas fósiles, en ese caso la proporción de epidota es mayor en la arena de playa que en las eolianitas, ya que al entrar en un nuevo ciclo sedimentario experimentarían una nueva alteración (Sanjaume, 1983, 1985a).

Las eolianitas pleistocenas son especialmente abundantes en la costa alicantina, donde los movimientos de elevación tectónica se han producido en épocas recientes. En el sector septentrional de las costas de la Comunidad Valenciana existen menos afloramientos debido al predominio de la subsidencia. Con todo, se han encontrado dunas pleistocenas (Fig. 15) en la restinga de la Albufera de Torreblanca (Castellón), en concreto en Torre la Sal (Segura *et al*., 1989, 2005). Se han encontrado pequeños retazos en Benicàssim (Castellón, así como fragmentos sueltos, no *in situ*, en la restinga de cantos del Millars (Castellón). Mayor extensión presenta la calcarenita localizada en la parte más interna de la restinga de la antigua albufera de Els Estany d'Almenara, también en la provincia de Castellón (Sanjaume, 1985b). En la provincia de Valencia se encuentran nuevos afloramientos de pequeña entidad como en la restinga de la marjal de Puçol-Alboraia (Segura *et al*., 1995; Pardo *et al*., 1996), así como la Penyeta del Moro del Perellonet (Rosselló, 1979). Las dunas del interior de la antigua restinga de la marjal de Tavernes (Ruíz & Carmona, 2005) quizá recubren dunas más antiguas, como parece sugerir su morfología y textura (Sanjaume & Pardo, 2003).

Hay que llegar hasta Dénia (Alicante) para que reaparezcan las dunas pleistocenas. Desde aquí son muy abundantes en prácticamente todo el resto del litoral alicantino. En Xàbia, las dunas pleistocenas alcanzan un enorme desarrollo a lo largo de la restinga que cerraba la antigua albufera, hoy totalmente desecada. Sobre estas eolianitas se ha labrado un interesante karst marino en el que aparecen tres zonas claramente definidas, con las morfologías típicas en cada una de ellas, como se detalla en los trabajos de Sanjaume, (1979 y 1985a). Más

hacia el sur las dunas pleistocenas reaparecen en forma de dunas escaladoras que se adosan a los salientes de las calas existentes entre Moraira y Calp como, por ejemplo, Cala Bassetes, Cala Fustera, etc. (Sanjaume, 1979; Riquelme & Blázquez, 2001; Riquelme, 2005).

Figura 15. Eolianita en la playa de Torre la Sal, situada en el extremo meridional de la restinga de la albufera de Torreblanca (Castellón).

Uno de los afloramientos más importantes se halla en los acantilados de la Serra Gelada (Fig. 16), donde las dunas fósiles tipo *climbing* alcanzan más de 150 m de altura. En ocasiones, presentan potencias que superan los 200 m y su volumen total estimado es de 15.750.000 m^3 (Esteban & Rosselló, 1996). Las dunas más antiguas podrían estar relacionadas con el estadio isotópico 6. Estas dunas presentan gran envergadura y una fuerte cementación. Las dunas oolíticas, menos cementadas que las anteriores, por lo que resultan relativamente fáciles de erosionar por el viento y pueden presentar taffonis, se corresponden con el estadio isotópico 5. No obstante, hay discrepancias entre los distintos autores (Rosselló & Fumanal, 1996; Riquelme & Blazquez, 2001), por su asignación específica al estadio 5e (muy cálido), o a los interestadiales 5c y 5a, que también son cálidos, aunque menos que el 5e. Las dunas más recientes podrían corresponder al estadio isotópico 3 o al inicio del 2. Muchas de las dunas fósiles más recientes presentan restos de rizoconcreciones, lo que atestigua que estas dunas estuvieron fijadas por vegetación.

Las eolianitas reaparecen inmediatamente al sur de la ciudad de Alacant y se extienden hasta San Pedro del Pinatar. En la zona de l'Altet-Carabassí se encuentran como basamento de las dunas actuales (Sanjaume, 1985a). Estas dunas se prolongan por el litoral cuaternario de Santa Pola (Rosselló & Mateu, 1978; Cuerda & Sanjaume, 1978; Sanjaume & Gozálvez, 1978; Gozávez & Rosselló, 1978). Al sur del Moncaio se localizan preferentemente bajo dunas más recientes, aunque afloran en las zonas inmediatas a la playa y/o donde la erosión eólica las ha descarnado. En la zona de Guardamar se encuentran preferentemente bajo las dunas holocenas y se mantienen de este modo hasta aproximadamente el canal de desagüe de las salinas de La Mata. Al sur de Torrelamata existía un cordón dunar de unos 2 km de longitud que ha desaparecido por urbanización y/o paseo marítimo. Afortunadamente se han conservado las dunas que conforman el Parque del Molino del Agua (Fig. 17). Fue declarado Paraje Natural Municipal el 24 de noviembre de 2006, por lo que constituye uno de los pocos afloramientos pleistocenos que se han preservado. Hay accesos mediante pasarelas y varios circuitos para poder admirar estas formaciones (Fig. 18).

Figura 16. Panorámica de las dunas escaladoras de la Serra Gelada (entre Altea y Benidorm (Alicante).

En el sector comprendido entre Torrelamata y Torrevieja, la única duna atribuible al estadio isotópico 8 es la denominada "duna Mindel" o "villafranquiense" por Rosselló & Mateu (1981), en la orilla oriental de Cala Cornuda, a +5 m de altura. Algo más recientes son las dunas atribuibles al estadio isotópico 6 o "dunas Riss" que afloraban en Torrelamata y en las ondulaciones cercanas a esta

Figura 17. Duna fósil del Paraje Natural del Molino del Agua en La Mata (Alicante).

localidad, así como en las arenas laminadas visibles en el canal de la salina. El basamento de Cabo Cervera también pertenece a este periodo (Rosselló & Mateu, 1981). Estas dunas han sido arrasadas por el oleaje, pero en la plataforma que generan las olas todavía puede observarse la disposición de los *sets* dunares. Por encima de esta formación aparecen restos de una playa fósil con *Strombus* correspondiente al estadio isotópico 5e (Tirreniese II). En Cabo Cervera, así como en un afloramiento que estaba situado entre la playa y la salina, al SW de Torrevieja, y en la costa inmediatamente al sur del puerto, un nuevo conjunto dunar se sitúa justo por encima de la playa/rasa eutirreniense (Tirreniense II), recibiendo la denominación de "dunas del Würm I" (Rosselló & Mateu, 1981). Estas dunas, en muchas ocasiones presentan una gran cantidad de restos bioclásticos en su composición, erosionados de la playa subyacente. La "duna Würm II", de grano mucho más grueso y menor cementación, queda asociada a las playas neotirrenienses de este tramo, presentando también en muchos casos un recubrimiento de limos rosados (Rosselló & Mateu, 1981). Estas dunas quizá podrían asociarse con el estadio isotópico 4. Son muy abundantes en la playa de La Mata. Los niveles marinos del sector más meridional de la provincia de Alicante han sido analizados también, más recientemente, por Zazo *et al*. (2003).

Figura 18. Panorámica de las dunas del Paraje Natural del Molino del Agua, entre La Mata y Torrevieja.

7. Reflexión final

Las dunas son muy abundantes a lo largo de las costas valencianas. Las holocenas se localizan preferentemente en las inmediaciones de los grandes ríos alóctonos, mientras que las dunas fósiles pleistocenas se encuentran desde Torreblanca, en la parte septentrional de la provincia de Castellón y se prolongan hasta el límite con la provincia de Murcia. La relativa escasez en las costas de Castellón y Valencia podría explicarse por el predominio de zonas subsidentes, mientras que la riqueza de los vestigios pleistocenos en las costas alicantinas estaría ligada a procesos de emersión. Es probable que las dunas pleistocenas fueran, incluso, más abundantes que las holocenas, pero se encuentran sumergidas en el mar o forman el basamento de muchos campos dunares actuales. Todas las dunas han experimentado fuerte presión antrópica. Las fósiles han sido utilizadas como cantera de piedras de sillería desde época romana, para la construcción de edificios y ornamentaciones, con la denominación de *pedra tosca*, mientras que las dunas holocenas han desaparecido principalmente bajo el afán urbanizador que ha experimentado y sigue experimentando el litoral mediterráneo español.

Sólo con nuevas perspectivas de uso social de la costa, los pocos ejemplos de dunas que todavía persisten, podrán ser conservados como muestra de los que en su día fue parte de nuestro patrimonio natural.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en parte gracias a las ayudas de los proyectos CGL2009-14220-C02-01 y CGL2009-14220-C02-02 (subprograma BTE). Agradecemos, igualmente, la información aportada por la División de Costas de la Conselleria de Infraestructura y Transportes de la Generalitat Valenciana, que nos ha permitido generar Modelos Digitales del Terreno de gran precisión de las dunas de l'Altet-Carabassí y de Guardamar.

Referencias

Butzer, K.W., Miralles I. & Mateu, J.F. (1983). Las crecidas medievales del Río Júcar según el registro geo-arqueológico de Alzira. *Cuadernos de Geografía*, 32-33, 311 – 332.

Carmona, P. (1990). *La formació de la Plana al·luvial de València*. Edicions Alfons el Magnànim, Valencia, 175 pp.

CERC (1984). *Shore protection manual,* 4ª Edición, U.S. Army, Vicksburg, MS.

Cuerda, J. & Sanjaume, E. (1978). Datos Paleontológicos y sedimentológicos del litoral pleistoceno de Santa Pola. *Cuadernos de Geografía*, 23, 19 – 62.

Esteban, V. & Rosselló V.M. (1996). Formes terrestres, dipòsits eòlics i marins de la Serra Gelada. *Cuadernos de Geografía*, 60, 223 – 242.

Fornós, J.J., Clemmensen, L.B., Gómez-Pujol, L. & Murray, A.S. (2009). Late Pleistocene carbonate aeolianites on Mallorca, Western Mediterranean: a luminiscence chronology. *Quaternary Science Reviews* 28, 2697 – 2709.

Gozálvez, V. & Rosselló, V.M. (1978). La Serra del Molar y sus yacimientos pleistocenos. *Cuadernos de Geografía*, 23, 107 – 126.

Gozálvez, V. (1985). Precisiones sobre los depósitos cuaternarios en la antigua albufera del Saladar de Alicante. En: *Pleistoceno y Geomorfología Litoral. Homenaje a Juan Cuerda.* Valencia, Universidad de Valencia, 35 – 60.

Inman, D.L. & Bagnold, R.A. (1963). Litoral processes. En: *The Sea* (M.N. Hill, ed.), Wiley, New York, 529 – 553.

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

Komar, P.D. & Inman, D.L. (1970). Longshore sand transport on beaches. *Journal of Geophysical Research*, 75, 30, 5914 – 5927.

Mateu, J.F. (1980). El llano de inundación del Xúquer (País Valenciano): geometría, y repercusiones morfológicas y paisajísticas. *Cuadernos de Geografía*, 27, 121 – 142.

Mateu, J.F. & Cuerda, J. (1978). Morfología cuaternaria de la costa entre l'Altet y el Cap de Santa Pola. *Cuadernos de Geografía*, 23, 63 – 82.

Nordstrom, K.L., Psuty, N. & Carter, B. (1990). *Coastal Dunes*, Wiley, Chichester, 392 pp.

Pardo, J.E. (1991). *La erosión antrópica en el litoral valenciano*. Generalitat Valenciana, Valencia, 240 pp.

Pardo, J.E. (1997). El medi físic del Grau. En: *El port de València i el seu entorn urbà. El Grau i el Canyal-Canyamelar en la Història*, Ajuntament de València, Valencia, 103 – 120.

Pardo, J.E. & Sanjaume, E. (1995). Caracterización de las playas valencianas a partir del parámetro escalar de *surf. III Jornadas españolas de ingeniería de costas y puertos*. Servicio Publicaciones UPV, Valencia, volumen III, 614 – 627.

Pardo, J.E., Segura, F. & Sanjaume, E. (1996). Evolución cuaternaria de la antigua albufera existente entre Puçol y Alboraia, *Cuadernos de Geografía*, 59. 63 – 86.

Pardo, J.E. & Sanjaume, E. (2001). Análisis multiescalar de la evolución costera. *Cuadernos de Geografía*, 69/70, 95 – 126.

Riquelme, J. (2005). Las eolianitas pleistocenas entre la Punta de Moraira y la Penya d'Ifac (litoral valenciano). En: *Geomorfologia Litoral i Quaternari. Homenatge a V.M. Rosselló i Verger*. (E. Sanjaume. & J.F. Mateu, eds). Servei de Publicacions de la Universitat de València, Valencia, 383 – 398.

Riquelme, J. & Blázquez, A. (2001). Caracterización de las eolianitas cuaternarias entre Cap Blanc y el Penyal d'Ifac. *Cuadernos de Geografía*, 69-70, 163 – 186.

Rosselló, V.M. (1963). Notas preliminares a la morfología litoral del norte de Valencia. *Saitabi*, 12, 105 – 144.

Rosselló, V.M. (1969). *El litoral valencià*. Valencia, L'Estel, 2 vols.

Rosselló, V.M. (1979). Una duna fósil pleistocena en la restinga de la Albufera de Valencia. *Cuadernos de Geografía*, 25, 111 – 126.

Rosselló, V.M. (1995). El cuadro geomorfológico. En: *El Cuaternario del País Valenciano*. Universitat de València, Valencia, 43 – 54.

Rosselló, V.M. & Fumanal, M.P. (1996). Les eolianites de les Penyes de l'Albir. *Cuadernos de Geografía*, 60, 179 – 199.

Rosselló, V.M. & Mateu, J.F. (1978). El litoral cuaternario de Santa Pola. *Cuadernos de Geografía*, 23, 1 – 18.

Rosselló, V.M. & Mateu, J.F. (1981). Formaciones dunares en los alrededores de Torrevieja. En: *Actas y Guías de excursiones*. (F. Díaz del Olmo, D. Márquez & J.M. Rubio, eds). V Reunión del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario, Sevilla, G.E.T.C, 40 – 51.

Ruíz Pérez, J.M. (1998). La avulsión del río Albaida en la llanura de inundación del Júcar (Valencia). En: *Investigaciones recientes de la Geomorfología española* (A. Gómez Ortiz & S. Franch, eds). Barcelona, Universitat de Barcelona, 273 – 282.

Ruíz Pérez, J.M. (2002). *Hidreogeomorfología del llano de inundación del Júcar*. Tesis doctoral. Departamento de Geografía, Universitat de València, Valencia, 201 pp.

Ruíz, J.M. & Carmona, P. (2005). La llanura deltaica de los ríos Júcar y Turia y la Albufera de Valencia. En: *Geomorfologia Litoral i Quaternari. Homenatge a V.M. Rosselló i Verger*. (E. Sanjaume. & J.F. Mateu, eds). Publicacions Universitat de València, Valencia, 399 – 418.

Sanjaume, E. (1979). Karst marino en el litoral del norte de Alacant. *Actas VI Coloquio de Geografía*. Palma de Mallorca. AGE, 123 – 130.

Sanjaume, E. (1983). Aspectos sedimentológicos de las dunas pleistocenas de la costa alicantina. En: *Actas X Congreso Nacional de Sedimentología. Menorca'83*. (A. Obrador, ed.). Mahón, GES, 213 – 216.

Sanjaume, E. (1985a). *Las costas valencianas*. Servei Publicacions Universitat de València, Valencia, 505 pp.

Sanjaume, E. (1985b). La calcoarenita de la restinga dels Estanys d'Almenara. En: *Geomorfología Litoral y Cuaternario. Homenaje a Juan Cuerda*, Valencia, Universidad de Valencia, 175 – 188.

Sanjaume, E. & Carmona, P. (1995). L'Albufera de Valencia: rasgos geomorfológicos y evolución cuaternaria. En *El Cuaternario del País Valenciano*. Universitat de València, Valencia, 155 – 162.

Sanjaume, E. & Gozálvez, V. (1978). L'albufera d'Elx y su litoral. *Cuadernos de Geografía*, 23, 83 – 106.

Sanjaume, E. & Pardo, J.E. (1992). The dunes of the Valencian coast (Spain): Past and present. En: *Coastal dunes*, (R.W.G. Carter, T.G.F. Curtis & M.J. Sheehy-Skeffington, eds.), Balkema, Rotterdam, 475 – 486.

Sanjaume, E. & Pardo, J.E. (2003). Características sedimentológicas y morfológicas de los espacios costeros de transición situados al sur de la desembocadura del Xúquer. *Cuadernos de Geografía*, 73/74, 183 – 206.

Sanjaume, E. & Pardo, J.E. (2005). Erosion by human impact on the Valencian coastline. *Journal of Coastal Research*, SI, 49, 76 – 82.

Sanjaume, E., Rosselló, V.M., Pardo, J.E., Carmona, P., Segura, F. & López García, M.J. (1996). Recent coastal changes in the Gulf of Valencia (Spain). *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 102, 95 – 118.

Segura, F.S., Sanjaume, E. & Pardo, J.E. (1989). Aportaciones sobre el cuaternario de la Albufera de Torreblanca. *Actas II Reunión de Cuaternario Ibérico*, I.T.G.E., Madrid, 227 – 234.

Segura, F.S., Sanjaume, E. & Pardo, J.E. (1995). Evolución cuaternaria de las albuferas del sector septentrional del Golfo de Valencia. En: *El Cuaternario del País Valenciano*. Universitat de València, Valencia, 139 – 153.

Segura, F.S., Sanjaume, E. & Pardo, J.E. (2005). Canvis del nivell del mar en l'evolució del Prat de Cabanes. En: *Geomorfologia Litoral i Quaternari. Homenatge a V.M. Rosselló i Verger*. (E. Sanjaume. & J.F. Mateu, eds). Publicacions Universitat de València, Valencia, 455 – 469.

Serra, J. (1986). *Procesos litorales de las costas de Castellón*. Tesis Doctoral inédita. ETS Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Universidad Politécnica de Valencia, 891 pp.

Seva, E., Gutierrez, A., Martín, J. & Escarré, A. (1989). Plantas psamófilas. En: *Estudios sobre el medio y la biocenosis en los arenales costeros de la provincial de Alicante*. (A. Escarré, J. Martín & E. Seva, eds.). Instituto de Estudios Alicantinos, Alicante, 63 – 72.

Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Bardají, T., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., González-Delgado, J.A. & Soler, V. (2003). Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts: records of coastal uplift, sea-level highstands and climate changes. *Marine Geology*, 194, 103 – 133.

10. Las dunas de la Devesa del Saler

E. Sanjaume[1] y J.E. Pardo Pascual[2]

1. Introducción

La Devesa del Saler forma parte de la restinga que cierra la Albufera de Valencia. Esta restinga, formada con los aportes del río Túria, ha tenido una génesis compleja puesto que se ha unido una flecha de punta libre, con sucesivos ganchos en la parte distal, y una barra que emergió por la trampa de sedimentos que supuso la avanzada de la Serra de les Raboses de Cullera (Sanjaume, 1985). La Devesa se inicia a unos 6 km de la antigua desembocadura del Túria y de la ciudad de Valencia, si bien hay evidencias, al menos toponímicas (el Camí dels Muntanyars), de que antiguamente arrancaba prácticamente desde el Grau, justo tras la desembocadura del río (Rosselló, 1995). Presenta una anchura máxima de unos 1.000 m y se extiende a lo largo de 10,5 km hacia el Sur (entre la platja de l'Arbre del Gos hasta la gola del Perellonet). La playa es disipativa, frente a la que se observan dos sistemas de barras sumergidas; la externa o más profunda es paralela a la costa, en tanto que la interna se dibuja en forma de media luna (*crescentic bar*), lo que determina la aparición de numerosas sinuosidades rítmicas en la orilla de la playa. En el estrán emergido las microformas más abundantes son pequeñas bermas de tormenta, *beach cusp* arenosas y ripples eólicos.

2. Morfología previa a la destrucción

En la Devesa se había desarrollado un amplio campo de dunas que cubría una extensión de 850 ha. Este sector ha sido estudiado desde principios de los setenta (Sanjaume, 1974). Se trataba de dunas holocenas que antes de su arrasamiento formaban dos conjuntos de características ligeramente contrastadas en cuanto a altura, extensión y morfología, separados por una amplia zona deprimida (*mallada*) de anchura variable y encharcamiento temporal (Fig. 1). En la parte más septentrional, que es la más estrecha, las dunas formaban un único

1. Departamento de Geografia (Universitat de València). *Eulalia.Sanjaume@uv.es*

2. Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodesia y Fotogrametría (Universidad Politécnica de Valencia). *jepardo@cgf.upv.es*

conjunto de morfología irregular, con pasillos de deflación perpendiculares a la playa y sin *mallada*. Esta aparece poco antes de llegar al poblado del Saler y a partir de esta zona los dos conjuntos dunares (interno y externo) se distinguen claramente.

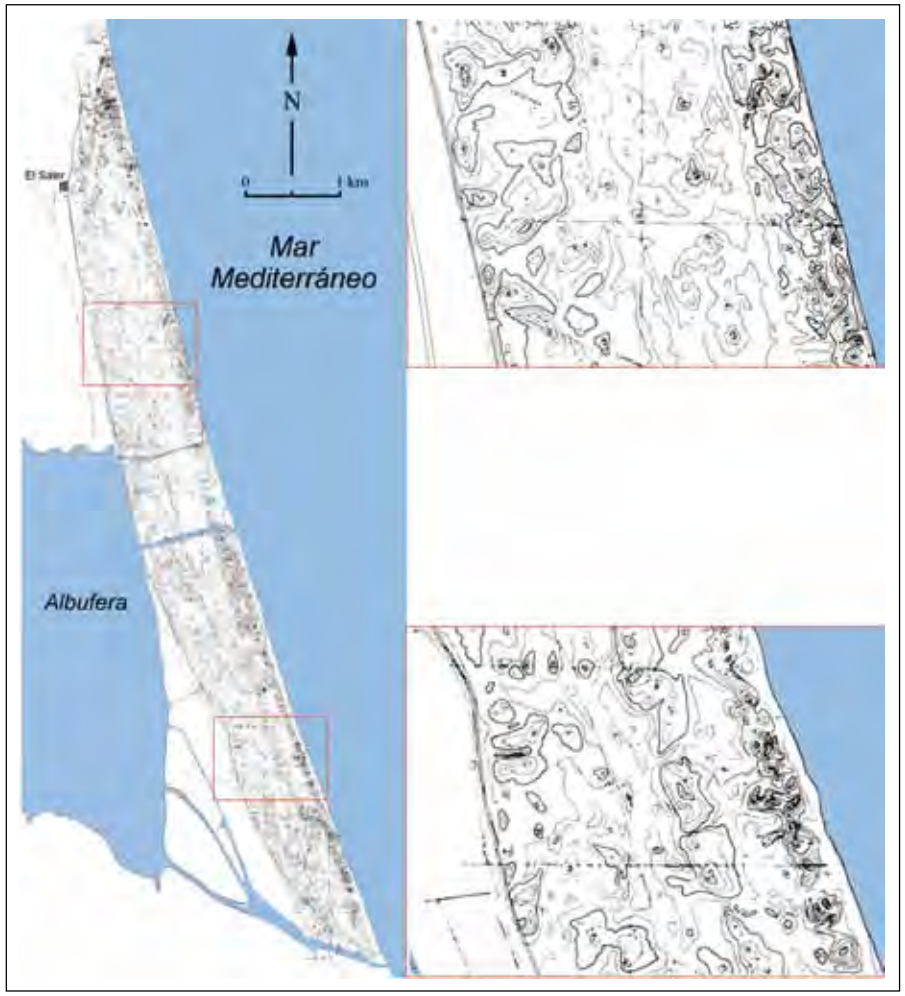


Figura 1. Mapa síntesis de la topografía previa a la destrucción del campo de dunas.

2.1. Conjunto interno

Estaba formado por dunas transversales que presentaban mayoritariamente una orientación oblicua con respecto a la playa actual (Fig. 1). Eran dunas muy diseccionadas, que en origen pudieron ser barjanas generadas por vientos domi-

nantes del SE y que posteriormente se transformaron en parabólicas a causa de vientos prevalentes del NW. En otros casos, las morfologías parecen ser mucho más complejas, aunque sólo se han podido deducir de los mapas topográficos existentes previos al arrasamiento. Su complejidad probablemente derivaba de la yuxtaposición de distintas formas simples. Con todo, también existían dunas transversales de menor altura paralelas a la playa actual, situadas por delante de las anteriores. Esto indicaría un cambio en la dirección de los vientos dominantes, pasando a ser los levantes los responsables de estas nuevas formaciones.

Las dunas del conjunto interno presentan longitudes relativamente escasas y una distribución bastante caótica. Las alturas máximas (6,5 m) se localizaban en las inmediaciones de la Albufera. Eran bastante anchas, lo que también parece corroborar un cambio en el régimen de vientos, tanto de los predominantes como de los prevalentes. Los pasillos de deflación presentaban asimismo distintas orientaciones (oblicuas a la playa actual, perpendiculares y paralelas). La mayor alteración de sus minerales pesados sugería que las dunas de este conjunto interno eran más antiguas que las externas (Sanjaume, 1985). Todas estas dunas internas están colonizadas con vegetación arbórea y matorral.

2.2. Conjunto externo

Por lo que respecta al conjunto externo, que fue destruido casi por completo, estaba formado por la duna delantera y dos subalineaciones poco definidas de dunas transversales, diseccionadas por frecuentes pasillos de deflación y *blowouts*. Con todo, pequeñas depresiones de deflación eólica (*swales*) muy estrechas e interrumpidas por dunas parabólicas y dunas complejas podían encontrarse hasta la gola del Pujol. Inmediatamente al sur de dicha gola, a lo largo de la playa de la Brava, se mantenían las características mencionadas anteriormente. Pero al inicio de la playa de la Malladeta, las dunas de este conjunto se transformaban en dos alineaciones claramente definidas, separadas por una *swale* bastante amplia (Fig. 1). La segunda alineación era más ancha y superaba en algunas zonas los 5 m de altura. La alineación más exterior, por su parte, estaba formada por la duna delantera y la duna secundaria, formando un subconjunto estrecho, con muchos pasillos transversales. La duna secundaria presentaba crestas que podían superar puntualmente los 6,5 m (Fig. 2), aunque en general presentaba alturas inferiores. A la altura de lo que actualmente es el campo de golf, las dos alineaciones se unían mediante una imponente duna parabólica. Desde aquí hasta el final de La Punta, que limita con la gola del Perellonet, se mantenía exclusivamente la alineación más exterior, también muy diseccionada por pasillos transversales y calderas de abrasión (*blowouts*). En general, en este conjunto

externo predominaban las dunas transversales y las parabólicas, colonizadas por vegetación fijadora. Todas estas dunas se alineaban longitudinalmente paralelas a la orilla, con vientos generadores procedentes del E (Sanjaume, 1985).

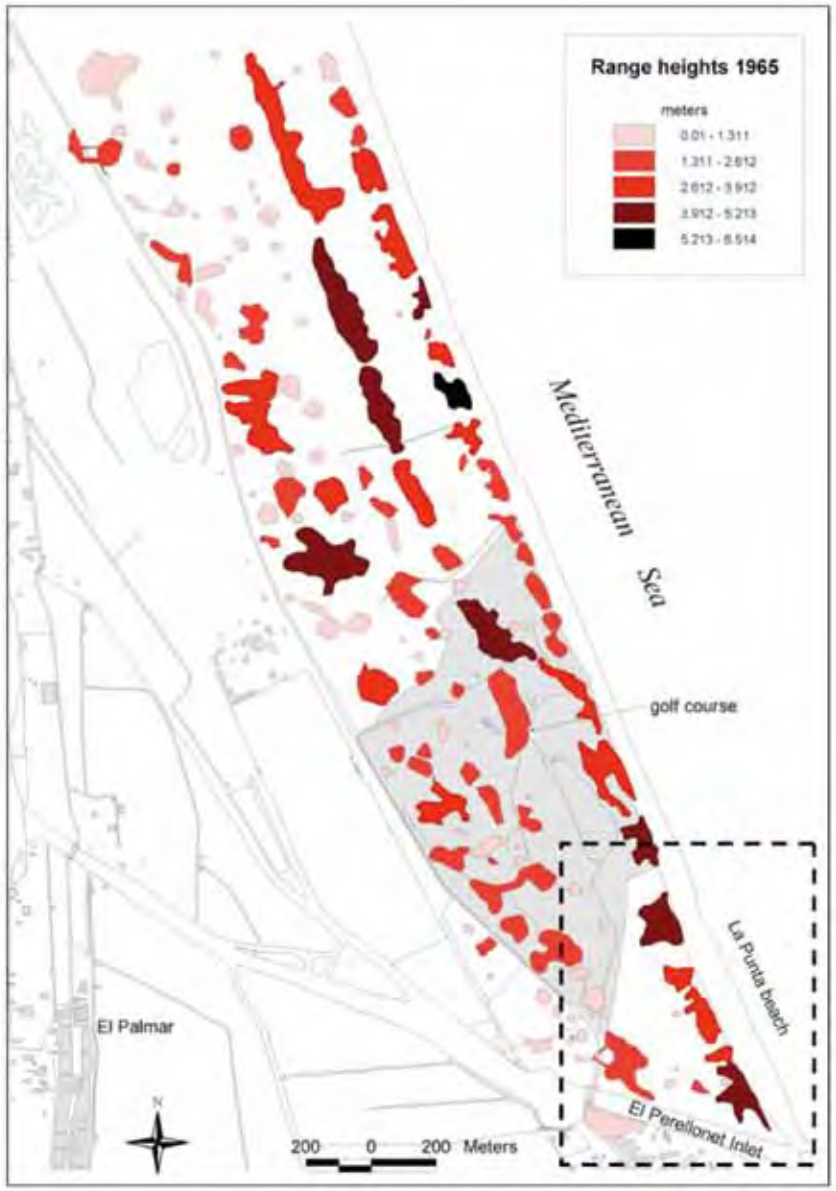


Figura 2. Altitudes medias de las dunas en el sector meridional de la Devesa del Saler en 1965 (Pardo *et al.*, 2005b). En el recuadro de la figura se ubica la zona de la Punta del Perellonet.

2.3. Depresión central

Entre los dos grandes conjuntos dunares se extendía una amplia zona deprimida, de anchura variable, por la que discurría el camino central de la Devesa y que se denomina localmente como *mallada*. Aquí la proximidad del nivel freático y las dificultades de drenaje provocaban la generación de charcas temporales con vegetación higrófila y salobre muy típica (Fig. 3). Por su anchura y extensión no parece probable que esta depresión se hubiera generado simplemente por deflación eólica (Sanjaume, 1985), sino más bien por progradación de todo el conjunto de la playa.

Figura 3. La depresión central (*mallada*) de las dunas del Saler, que fue colmatada con arena después del arrasamiento, vuelve a tener su aspecto natural después de las obras de regeneración efectuadas por la Oficina Técnica Devesa-Albufera.

Todas las dunas de la Devesa eran de edad holocena, aunque la presencia de un pequeño afloramiento pleistoceno de eolianita (Fig. 4) en la Penyeta del Moro (Perellonet) sugiere que los restos pleistocenos no deben estar muy lejos (Rosselló, 1979). Sin embargo, no se han encontrado otros restos visibles de dunas fósiles. Podría pensarse que quizá se encuentren por debajo de las arenas holocenas, aunque en la parte central de la Devesa, cuando se hacían las obras

de canalización se abrieron trincheras de unos 3 m de profundidad y no se apreciaron vestigios de substratos cementados (Sanjaume, 1974). Otra teoría podría situar las dunas fósiles ligeramente por delante de la playa actual y sumergidas, ya que se han encontrado en la plataforma de la playa (Díaz *et al.*, 1987). Otros autores abogan por imaginar una orientación costera distinta a la actual, por lo que las dunas estarían por debajo de la Albufera (Rosselló, 1979).

Figura 4. Afloramiento de la duna pleistocena de la Penyeta del Moro en junio de 1977. En la actualidad ha quedado subsumida entre las edificaciones de la zona.

Dadas las distintas características de los dos conjuntos dunares y la presencia de la depresión central, parece probable que las dunas del Saler se formaran en dos etapas distintas de gran aporte de sedimentos, relacionadas con episodios históricos de violentas inundaciones. El conjunto interno, más antiguo, se habría formado en época romana y el conjunto externo en época islámica y medieval. La depresión que quedaba entre ambos conjuntos podría relacionarse con el déficit de sedimentos del periodo visigodo, puesto que en ese tiempo, tal como demuestran los registros sedimentarios, no se produjeron inundaciones importantes (Sanjaume & Carmona, 1995). En esos momentos habría suficiente alimentación para que la playa progradara, pero no existiría el superávit necesario para el desarrollo de las dunas. La sobreabundancia de sedimentos empezaría a producirse en época islámica, favoreciendo la formación del conjunto externo.

3. Arrasamiento de las dunas y regeneración

El campo de dunas del Saler, a diferencia de lo que ocurría con las dunas de sectores más septentrionales y meridionales que eran destruidas para su utilización agraria, permaneció sin grandes cambios hasta la segunda mitad del siglo XX, quizá por la propia historia de la Devesa, que hasta 1865 fue propiedad de la Corona. Era una reserva de caza que conservaba sus características ecológicas naturales. Posteriormente fue propiedad del Estado, hasta que en 1927 el Ayuntamiento de Valencia compró el lago de la Albufera y su Devesa. En octubre de 1962 el Ayuntamiento de Valencia autorizó la redacción de un Plan de Urbanización de la Devesa. En diciembre de ese año se cedieron gratuitamente los terrenos para la construcción del Parador Nacional Luis Vives y del campo de golf inmediato (Fig. 5). El campo de golf supuso una grave alteración de la vegetación existente pero no tuvo demasiada significación desde una perspectiva morfológica.

Figura 5. Campo de golf del Parador Nacional Luís Vives del Saler. Parte de la morfología dunar del conjunto externo se ha conservado en este ámbito.

En 1965, el Ministerio de Vivienda de la época, aprobó definitivamente el Plan de Ordenación del Saler, a propuesta del Ayuntamiento de Valencia, para la construcción de una gran urbanización. En marzo de 1967 se adjudicaron las obras de urbanización y unos tres años después empezó a entrar la maquinaria pesada para destruir las dunas. Entre 1970 y 1973 se arrasó por completo el conjunto dunar externo. Parte de la arena de estas dunas se utilizó para rellenar la depresión central y, además, se construyeron edificios, un paseo marítimo, aparcamientos y viales (Sanjaume & Pardo, 1992). El conjunto interno, por su parte, se vio ampliamente transformado por la construcción de algunos edificios, viales, conducciones de agua y otras obras de infraestructura. Como consecuencia de todo ello se perdieron gran cantidad de dunas y la zona forestal del Saler perdió un 30% de su masa. Algunos pinos fueron cortados para urbanizar, mientas que otros murieron como consecuencia del salitre al perder la protec-

ción contra la influencia marina que ejercían las dunas del conjunto externo (Sanjaume, 1988).

A partir de 1979, después de las primeras elecciones municipales democráticas, el Ayuntamiento de Valencia inició una etapa de recuperación del espacio natural destruido, parando por completo las edificaciones y recuperando el suelo vendido a particulares que aún no se había edificado y, posteriormente, favoreciendo las obras de regeneración de las dunas. Se encargaron algunos proyectos a grupos multidisciplinares de expertos para comprobar la viabilidad de la regeneración. Entre las recomendaciones de los primeros estudios (González *et al.*, 1981) estaba mantener el sector más meridional de la Devesa, denominado La Punta del Perellonet (entre el límite del campo de golf y la gola del Perellonet), sin hacer ningún tipo de regeneración antrópica (Fig. 6). Se proponía reservar este tramo como laboratorio natural para seguir su evolución natural. En el resto de la Devesa, la Oficina Técnica Devesa-Albufera inició obras de regeneración que han continuado hasta la actualidad. Los métodos utilizados se tratarán en el capítulo 26 de este libro. Además, la Dirección de Costas del Ministerio de Obras Públicas (ministerio que ha ido cambiando de denominación con el tiempo) también ha regenerado algunas dunas en las zonas más degradadas.

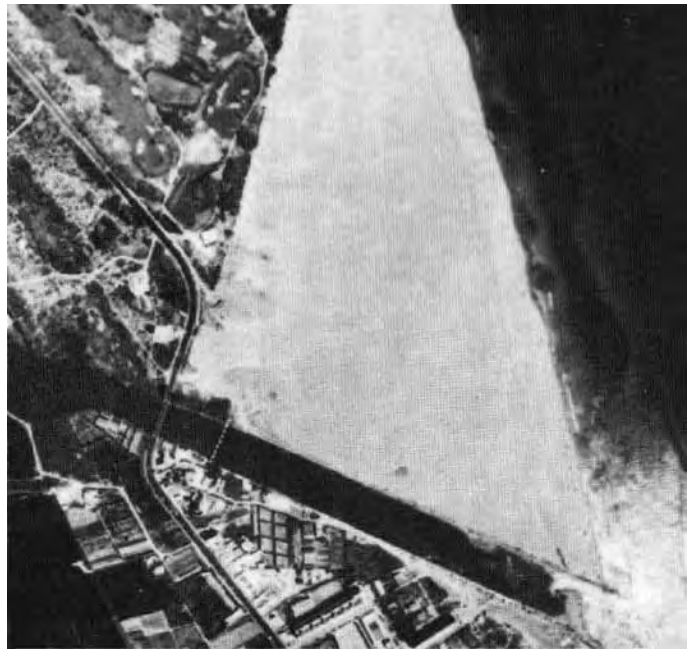


Figura 6. Situación en que queda la Punta del Perellonet tras el arrasamiento de las dunas.

En los últimos años se han eliminado los restos del pretendido paseo marítimo, así como todos los aparcamientos y viales, con lo que se ha logrado devolver a la zona un aspecto más similar al que tenía antes del arrasamiento (Fig. 7). El campo de dunas fue declarado Área de Protección Medioambiental en 1983 y, posteriormente, en 1986, toda la zona (incluyendo la Albufera) fue declarada Parque Natural (Pardo *et al.*, 2005a).

Figura 7. Aspecto actual de la zona regenerada en el sector central de la Devesa del Saler.

4. Evolución de las dunas de la Punta del Perellonet

Después de su arrasamiento, la zona de La Punta del Perellonet (Fig. 6) se ha convertido en un laboratorio muy útil para comprobar el comportamiento natural de una playa previamente excedentaria de sedimentos, pero con problemas de erosión en las últimas décadas. Con este objetivo se ha realizado un detallado seguimiento de la zona, desde su arrasamiento hasta la actualidad, mediante la realización de distintos levantamientos topográficos y observaciones de campo.

4.1. Metodología de los trabajos realizados en la Punta

En la actualidad se dispone de siete levantamientos topográficos, realizados con diferentes técnicas y con distintos niveles de precisión (Tabla I), lo que ha permitido caracterizar y cuantificar los cambios acaecidos a lo largo de los últimos 35 años.

Tabla 1. Resumen de los distintos levantamientos topográficos disponibles para la Punta del Perellonet.

Levantamiento	Fuente	Método	Datos altimétricos	Referencia
1980	Fotografías aéreas 1:3.000	Levantamiento fotogramétrico	Curvas de nivel de mapa 1:1.000	Gironés & López (1997)
1989	Perfiles topográficos transversales a la costa	Interpolación automática	Perfiles cada 200 m	Sanjaume & Pardo (1991)
1994	Fotografías aéreas 1:5000	Levantamiento fotogramétrico	Curvas de nivel de mapa 1:1.000	Gironés & López (1997)
2001	Fotografías aéreas	Levantamiento fotogramétrico	Curvas de nivel de mapa 1:2.000 y puntos de cota	Carytop para el Ayto. de Valencia
2003	Puntos de cota	GPS-RTK	Más de 50.000 puntos de cota	Fons & Sánchez (2004); Pardo *et al.* (2008)
2005	Puntos de cota	LIDAR	Más de 180.000 puntos de cota	Gracia Martínez (2008), Pardo *et al.*, 2008
2008	Puntos de cota	LIDAR	Más de 180.000 puntos de cota	Gracia Martínez (2008), Pardo *et al.*, 2008

Aunque siempre resulta complejo establecer cuál era la situación original, en este caso afortunadamente se dispone de fotografías aéreas (Fig. 6) que evidencian el completo arrasamiento de las dunas, dejando una superficie completamente llana. Por otra parte, durante los levantamientos de los perfiles topográficos de 1989, se localizaron en las dunas unos niveles de detritos (Fig. 8) que marcaban el nivel cero después del arrasamiento. Basándose en estos datos se hizo la primera cuantificación entre 1973 y 1989.

Cuando en 1997 se hicieron nuevos levantamientos topográficos mediante técnicas fotogramétricas, correspondientes a la situación de 1980 y 1994, se pudo comprobar que el incremento sedimentario se había acelerado sustancialmente respecto a los datos de 1989. En el trabajo de Pardo *et al.* (2005) se describe con detenimiento la metodología aplicada para calcular los volúmenes en cada fecha hasta 2001. El levantamiento de 2003 se fundamenta en los trabajos de Fons & Sánchez (2004), utilizando GPS-RTK, con lo que mejoró sustancialmente el nivel de precisión y la capacidad de observar detalles. Los datos posteriores se han obtenido a partir de dos levantamientos realizados mediante técnicas LIDAR, el primero en mayo de 2005 y el segundo en diciembre de 2007, con un dato por metro cuadrado y una precisión altimétrica de unos 15

cm. En estos casos, para hacer los cálculos se han tenido que realizar trabajos de edición orientados, fundamentalmente, a eliminar los registros correspondientes a zonas con vegetación (Gracia Martínez, 2008; Pardo *et al.*, 2008). En la figura 10 se muestra el balance sedimentario cuantificado para el sector de la Punta durante los últimos 35 años.

Figura 8. Nivel de detritos encontrado en las dunas de la Punta, que indicaba el nivel cero después del arrasamiento de las dunas de esa zona.

4.2. Claves básicas del proceso de regeneración dunar de la Punta

Después del aplanamiento artificial de La Punta en 1973, este sector ha evolucionado creando una nueva morfología dunar de modo natural, pero sustancialmente distinta a la existente con anterioridad a su destrucción (Figs. 1 y 2). En su evolución han intervenido dos grupos de procesos básicos que se han ido produciendo, con mayor o menor intensidad, a lo largo de estos años:

La movilización de parte del sedimento desde el interior del campo dunar hacia la playa, facilitando el desarrollo de la duna delantera. Aunque este proceso fue mucho más exagerado en los primeros momentos tras el arrasamiento cuando no había vegetación (Fig. 6), se ha seguido produciendo, pero con menor intensidad, hasta estos últimos años. Este modelo de cambio (descrito inicialmente por Sanjaume & Pardo, 1991) fue el principal responsable de la

regeneración de la morfología dunar. Posteriormente, la desigual distribución de la vegetación y de las incipientes morfologías dunares determinan que la configuración topográfica se vaya tornando cada vez más compleja, como puede verse en la Fig. 9 en la comparación de las topografías de 1980, 1994 y 2001 (Fig. 4).

La entrada en este sector de nuevo sedimento procedente de la reubicación de las arenas de los vertidos realizados para la regeneración artificial de las playas situadas al norte. Esto podría explicar el impresionante incremento del volumen de sedimentos que se ha producido, sobre todo, a lo largo de la década de los noventa (Fig. 10).

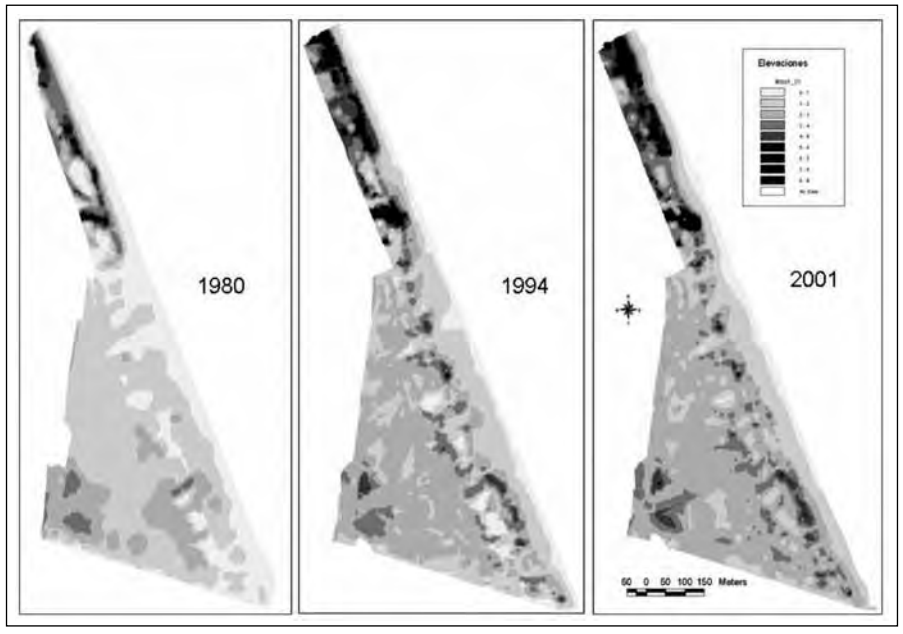


Figura 9. Comparación de las topografías existentes en 1980, 1994 y 2001 en la Punta.

4.2.1. Fase de desarrollo inicial

En 1980, empezaba a destacar una incipiente duna delantera paralela a la orilla, relativamente ancha y de poca altura alimentada por los vientos prevalentes de poniente. Asimismo, se apreciaba el desarrollo de dos calderas de abrasión muy amplias en la zona limítrofe con el campo de golf, así como una ligera depresión de deflación eólica (*swale*) por detrás de la *foredune*. En este momento los núcleos de mayor acumulación se localizaban en las proximidades de la gola del Perellonet, especialmente en la parte más interna, donde ya existían dos crestas de más de 3 m de altura. En 1989, la morfología dunar era más

compleja, aumentando ligeramente el volumen de material existente en la zona. Al contrario que las dunas originales, ahora la duna delantera presentaba una morfología transversal, de tipo inverso, ya que los vientos generadores habían sido bidireccionales levante-poniente (Sanjaume & Pardo, 1991).

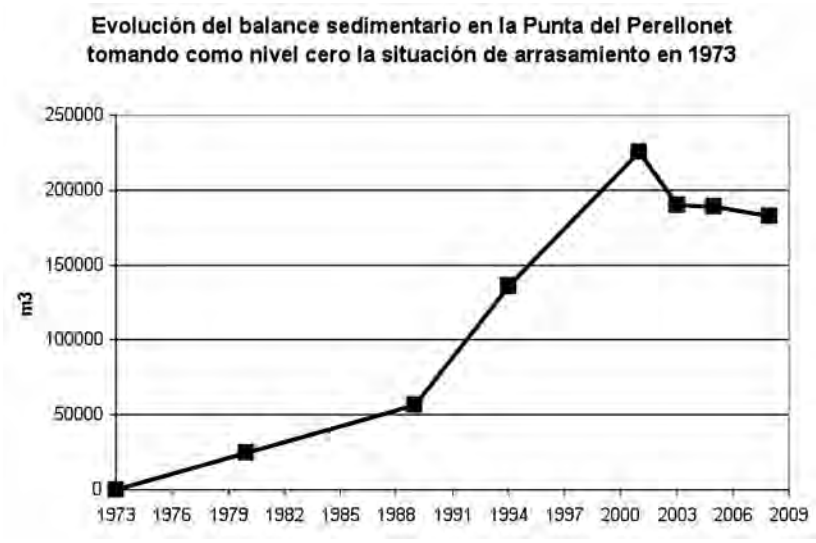


Figura 10. Variación del volumen de sedimentos dentro de las 28 ha que configuran la Punta del Perellonet entre 1973 (situación cero después del arrasamiento) y diciembre de 2007.

4.2.2. Fase de crecimiento acelerado

Cinco años más tarde, en 1994, se apreciaba que el incremento de las dunas había sido muy significativo. Se había desarrollado por completo la duna delantera, que aparecía estrecha y compartimentada, superando en amplias zonas los 4 m de altura, aunque había cotas puntuales superiores a los 6 m. Además, se había generado una segunda alineación por detrás de la depresión longitudinal de deflación eólica. Posteriormente esta *swale* ha perdido su continuidad y se ha transformado en una sucesión de *blowouts* de distintos tamaños y formas. Por otro lado, cabe señalar que las dunas situadas por delante del campo de golf habían experimentado también un notable incremento de altura.

Los valores obtenidos de los levantamientos fotogramétricos mostraban, además, un balance sedimentario muy positivo (Fig. 10). Por consiguiente, puede decirse que del cuasi autoabastecimiento interno se había pasado a un fuerte crecimiento, lo que implicaba que la Punta empezaba a actuar como sumidero de buena parte de los materiales transportados por la deriva litoral. El ritmo de

variación entre 1989 y 1994 se cifró en un incremento de 79.062 m³. Como puede observarse, se había producido una inflexión en la cantidad de suministro arenoso, ya que de los 3.526 m³/año de arena entre 1973 y 1989, se había pasado a unos 15.812 m³/año entre 1980 y 1994 (Pardo *et al.*, 2005).

La evolución del sector de la Punta hasta el año 2001 revela la paradoja del crecimiento que experimentan las dunas en un sector costero con graves problemas de erosión acelerada. En el mapa de elevaciones confeccionado en 2001 (Pardo *et al.*, 2005), así como en las observaciones de campo realizadas en esos años se constata que las dunas preexistentes seguían creciendo en altura, y no sólo de manera puntual como ocurría en el pasado. Ahora, la mayor parte de la primera alineación, en la que se funden la *foredune* y la duna posterior, ha experimentado un notable aumento, formado un conjunto con alturas entre 5 y 6,5 m. Son muy abundantes también los pasillos transversales que compartimentan las dunas y los *blowouts* (Fig. 11). Además, existen abundantes de dunas embrionarias alineadas por delante de la duna delantera, indicando su progradación por superávit sedimentario. Al mismo tiempo, también se han desarrollado algunos montículos por detrás de la segunda alineación. Este modelo de crecimiento pone en evidencia la fuerte alimentación experimentada por la playa de la Punta desde 1994 hasta el 2001.

Figura 11. Ejemplo de *blowout* existente en la Punta del Perellonet.

Para entender este súbito incremento en el volumen de materiales dentro de una célula sedimentaria con balances negativos (Sanjaume & Pardo, 2008) hay que tener en cuenta las distintas fases de vertidos artificiales de arena realizados por la Administración para regenerar las playas situadas al norte de la Punta. En total se han vertido en la zona septentrional del Saler 820.000 m³ de arena (Pardo *et al.*, 2005). Parte de este material, erosionado de su punto de vertido y trasladado por la deriva litoral, es el que con gran probabilidad ha llegado a la playa de la Punta, coadyuvando al crecimiento de sus dunas.

4.2.3. Ralentización del crecimiento y nuevo autoabastecimiento

Entre el 9 y el 16 de noviembre de 2001, el litoral valenciano (al igual que buena parte del litoral mediterráneo español) fue azotado por dos grandes temporales, consecutivos a lo largo de una misma semana. En estos temporales, la boya situada frente al puerto de Valencia registró olas superiores a los 4 m de altura significante y periodos de pico de más de 10 segundos. Como consecuencia, buena parte de los frentes dunares quedaron erosionados, y los levantamientos topográficos posteriores muestran un pequeño retranqueamiento del frente dunar. Esto explicaría la importante disminución experimentada en el volumen de material existente en la Punta, entre 2001 y 2003.

Los cambios posteriores aparentemente son menores, si bien tienen una ligera tendencia negativa. El análisis de fuentes sumamente detalladas (GPS-RTK y LIDAR) permite advertir que, en realidad, hay un cierto vaciamiento de materiales en la zona interior y en los fondos de las calderas de abrasión que se movilizan hacia la playa, con lo cual aumenta la altura de las dunas delanteras. Este hecho confirma la teoría inicial presentada por Sanjaume & Pardo (1991), a pesar de que se basaba en datos menos fiables, sobre el proceso de regeneración de la morfología dunar con materiales procedentes del interior de La Punta.

5. Evolución del resto de las dunas del Saler

Es evidente que el campo dunar del Saler, en su conjunto, ha experimentado grandes transformaciones a lo largo de las cuatro últimas décadas. En la figura 12 puede observarse que fueron relativamente pocas las zonas que se mantuvieron más o menos igual desde 1965 hasta 2001. Las mayores coincidencias se dan en el conjunto interno y en la segunda alineación del conjunto externo. Ha desaparecido la mayoría de las dunas de la primera alineación del conjunto externo, así como zonas puntuales del resto del tramo analizado. Queda patente, también, que la duna delantera se ha generado de nuevo después del arrasamiento.

En la mayor parte de las playas del Saler esta *foredune* se ha construido de modo artificial (con maquinaria pesada o con métodos menos agresivos, como se verá en el capítulo 26 de este libro) y ocupa una franja mucho más estrecha de lo que fue la antigua alineación exterior (Fig. 13). Por su parte, tal como se ha comentado, las dunas de la Punta se han regenerado de modo natural ocupando una superficie mucho más amplia (Pardo *et al.,* 2005b).

Las dunas originales y las de nueva creación han experimentado comportamientos bastante diferentes. La duna delantera del campo de golf, por ejemplo, ha crecido en altura sin experimentar ningún desplazamiento significativo hacia la orilla, mientras que las *foredunes* del resto de La Punta, aunque también han experimentada una cierta elevación, se han desarrollado principalmente en anchura, pasando de una única y amplia alineación inicial, cuya amplitud oscilaba entre 60 y 90 m, a dos o tres alineaciones paralelas mucho más estrechas, separadas por distintos tipos de calderas de abrasión. El rápido crecimiento experimentado por las dunas sugiere que la tasa de alimentación ha sido positiva, pero escasa, ya que como señala Psuty (2004), las dimensiones de la duna delantera son inversas a las tasas de acreción de la playa. Si las tasas de alimentación son muy elevadas la progradación de la playa es muy rápida y la *foredune* no puede crecer. Por el contrario si la progradación es lenta aumenta las posibilidades de que la arena llegue a la *foredune* y esta pueda incrementarse, tal como ocurre en la Punta (Pardo *et al*., 2005).

La erosión acelerada de las últimas décadas ha determinado un importante retroceso de la orilla (Sanjaume & Pardo, 2005), por lo que las dunas regeneradas artificialmente en primera línea y las pocas dunas originales que se conservan (parte externa del campo de golf) han quedado sometidas a la acción erosiva de las olas durante los temporales, lo que ha determinado la aparición de un pequeño escarpe en la parte basal de estas *foredunes* (Fig. 14).

Por el contrario, las dunas de nueva creación se han ubicado mucho más hacia el interior. Su situación refleja el punto de equilibrio entre la erosión marina y la acumulación eólica, la zona a la que no llegan siquiera los oleajes de tormenta. Se ha comprobado que el retranqueamiento natural de las dunas es, como mínimo, de unos 15 m respecto a la posición actual de la orilla (Fig. 15). Este hecho debería avisar a los gestores y a los técnicos responsables de la regeneración dunar para que sitúen las dunas artificiales a una distancia adecuada, si se trata de playas recesivas. Sólo de este modo las dunas podrán mantenerse sin verse erosionadas a los pocos años de su construcción (Pardo *et al*., 2005).

Figura 12. Coincidencias y diferencias en las posiciones de las dunas entre 1965 (anterior a los procesos de urbanización) y 2001 (una vez alterado el sector y realizadas múltiples actuaciones de regeneración). Tomado de Pardo *et al.*, 2005b.

Figura 13. Duna delantera regenerada en la zona central de la Devesa del Saler

Figura 14. Escarpe en la parte basal de la duna delantera durante el temporal del 12/10/2010, inmediatamente al sur de la Gola del Pujo Nou.

Figura 15. En esta imagen se aprecia el retranqueamiento que las dunas regeneradas naturalmente en la zona de la Punta tienen con respecto a las originales del exterior del campo del golf.

6. Conclusiones

El campo de dunas del Saler es, con diferencia, el mejor estudiado desde la perspectiva geomorfológica de toda la costa valenciana. Se trata de un campo dunar holoceno desarrollado a partir de los sedimentos aportados por el río Túria. Existen evidencias que sugieren la existencia de dos fases bien diferenciadas en su génesis, que han configurado dos conjuntos dunares distintos: el interior, más antiguo, de edad probablemente romana, y el exterior cuyo inicio se podría hacer coincidir con el periodo del domino islámico.

Las profundas alteraciones que el campo dunar sufrió como consecuencia del proceso de urbanización que se llevó a término a principio de la década de los setenta del siglo XX son otro rasgo llamativo en las características de este campo dunar. A partir de la década de los ochenta se ha desarrollado una política activa de recuperación del campo de dunas de forma que el actual paisaje debe mucho a los procesos de regeneración o reconstrucción desarrollados desde distintos organismos públicos (entre los que destaca la Oficina Técnica de la Devesa del Saler del Ayuntamiento de Valencia).

Mención especial merece la recuperación observada en el sector de la Punta del Perellonet, arrasada completamente a primeros de los setenta, y que de forma natural (sin intervención directa alguna) ha recuperado una morfología dunar bien desarrollada a pesar de encontrarse dentro de una célula sedimentaria fuertemente deficitaria. La realización de hasta siete levantamientos topográficos sucesivos desde finales de la década de los ochenta con sistemas de medición progresivamente más precisos (perfiles topográficos paralelos, fotogrametría analítica, GPS-RTK, LIDAR), ha permitido cuantificar y cartografiar la dinámica de este singular espacio y ha dado las claves para comprender los procesos que han ido interactuando para su desarrollo. Se ha verificado la existencia de procesos de autoalimentación dentro del campo dunar, con aportes (asociados a los fuertes y secos vientos del Oeste), desde la parte interior del campo a la parte costera que, si bien tras el arrasamiento y aplanamiento tuvo que ser sumamente eficiente, todavía hoy sigue existiendo y actuando, haciendo que se sobreeleven las dunas delanteras y se rebaje la cota de las dunas interiores y de los *blowouts*. A los aportes relacionados con este proceso se han sumado los llegados a través del transporte longitudinal, que han presentado súbitos aumentos tras los vertidos de arena que se han ido realizado con la intención de regenerar las playas situadas inmediatamente al Norte. Se ha podido comprobar, asimismo, que el advenimiento de temporales de gran magnitud (con alturas significantes superiores a los 4 m) puede provocar alteraciones sustanciales sobre las dunas, que permanecen en el tiempo debido al escaso volumen de material que se aporta al sistema de forma natural en régimen normal.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en parte gracias a las ayudas de los proyectos CGL2009-14220-C02-01 y CGL2009-14220-C02-02 (subprograma BTE).

Referencias

Díaz del Rio, V., Mateu, G. & Rey, J (1987). Inner continental shelf of Murcia (off Mar Menor), Alicante bay, gulf of Valencia and Palma Bay (Balearic Island), L.G.C.P. Unesco Project 200 Late Quaternary sea level changes. En: *Trabajos sobre Neógeono-Cuaternario* (C. Zazo, ed.). C.S.I.C, 177 – 196 + mapa.

Fons Ivars, D. & Sánchez Villamayor, S. (2004). *Levantamiento GPS de las dunas de la Punta (El Saler).* Proyecto Final de Carrera, ETSI Geodésica, Cartográfica y Topográfica, Universitat Politècnica de València 141 pp. + planos.

Gironés Sempere, M. J. & López Galera, N. (1997). *Estudio evolutivo del campo de dunas del Saler (zona de la Punta) entre los años 1980 y 1994*. Proyecto Final de Carrera ETSI Geodésica, Cartográfica y Topográfica, Universidad Politécnica de Valencia, 2 tomos.

González, V., de Felipe, G.; Guara, M., Mira, A., Morell, I., Navarro, V., Sanjaume, E. & Vizcaíno, A. (1981). *Estudios Previos para la Ordenación del Monte de la Devesa d El Saler*. Ayuntamiento de Valencia, Valencia, 93 pp.

Gracia Martínez, G. (2008). *Evaluación de las nuevas fuentes de información geográfica para la realización de estudios de evolución costera y dunar. (Propuesta para el empleo de datos LIDAR).* Proyecto Final de Carrera, ETSI Geodésica, Cartográfica y Topográfica, Universitat Politècnica de València, 151 pp.

Pardo Pascual, J.E., Sanjaume, E., Gironés, M.J. & López, M.N. (2005a). Análisis del proceso de regeneración natural de las dunas de la Punta del Perellonet entre 1973 y 2001. En: *Geomorfologia Litoral i Quaternari. Homenatge a V.M. Rosselló i Verger*. (E. Sanjaume. & J.F. Mateu, eds.). Servei de Publicacions de la Universitat de València, Valencia, 307 – 324.

Pardo Pascual, J.E., Palomar Vázquez, Sanjaume, E. & Recio, J. (2005b). Morphometrical analysis of the geomorphological changes of the Devesa del Saler disturbed dune field (Valencia, Spain): 1965-2001. *Abstracts volume 6th International Conference on Geomorphology. Geomorphology in regions of environmental contrasts*, p. 259. Zaragoza

Pardo Pascual, J.E., Ruiz-Fernández, L.A., Palomar-Vázquez, J.M., Calaf, X., Colmenárez, G.R., Almonacid, J. & Gracia, G. (2008). Teledetección, GPS y Lidar: Nuevas técnicas de análisis y evolución de la línea de costa y de los espacios playa-duna En: Actas *de las Jornadas Técnicas: Las nuevas técnicas de Información Geográfica al servicio de la gestión de zonas costeras: análisis de la evolución de playas y dunas.* (J.E. Pardo Pascual & L.A. Ruíz-Fernández, eds.). Valencia, Universidad Politécnica de Valencia. Publicación electrónica.

Psuty, N.P. (2004). The Coastal Foredune: A Model for Regional Coastal Dune Development. En: *Coastal Dunes, Ecology and Conservation,* (M.L. Martinez & N.P. Psuty, eds.), Berlín, Springer-Verlag, Ecological Studies, 171, 11 – 27.

Rosselló, V.M. (1979). Una duna fósil pleistocena en la restinga de la Albufera de Valencia. *Cuadernos de Geografía*, 25, 111 – 126.

Rosselló, V.M. (1995). *L'Albufera de València,* Publicacions de l'Abadia de Montserrat, 190 pp.

Sanjaume, E. & Carmona, P. (1995). L'Albufera de Valencia: rasgos geomorfológicos y evolución cuaternaria. En: *El Cuaternario del País Valenciano*. Universitat de València, Valencia, 155 – 162.

Sanjaume, E. & Pardo, J.E. (1991). Dune regeneration on a previous destroyed dune field: Devesa del Saler, Valencia, Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F., SupBd 81, 125 – 134.

Sanjaume, E. & Pardo, J.E. (1992). The dunes of the Valencian coast (Spain): Past and present. En: *Coastal dunes*, (R.W.G. Carter, T.G.F. Curtis & M.J. Sheehy-Skeffington, eds.), Balkema, Rotterdam, 475 – 486.

Sanjaume, E. & Pardo, J.E. (2005). Erosion by human impact on the Valencian coastline. *Journal of Coastal Research*, SI, 49, 76 – 82.

Sanjaume, E. & Pardo-Pascual, J.E. (2008). Cambios de tendencias recientes en la evolución costera del golfo de Valencia: análisis espaciales y sedimentológicos. En: Actas *de las Jornadas Técnicas: Las nuevas técnicas de Información Geográfica al servicio de la gestión de zonas costeras: análisis de la evolución de playas y dunas.* (J.E. Pardo-Pascual & L.A. Ruíz-Fernández, eds.). Valencia, Universidad Politécnica de Valencia. Publicación electrónica.

Sanjaume, E. (1974). El cordón litoral de la Albufera de Valencia: Estudio sedimentológico. *Cuadernos de Geografía*, 14, 61 – 96.

Sanjaume, E. (1985). *Las costas valencianas*. Servei Publicacions Universitat de València, Valencia, 505 pp.

Sanjaume, E. (1988). The dunes of Saler, Valencia, Spain. *Journal of Coastal Research*, SI, 3, 63 – 70.

11. Las dunas costeras de las Islas Baleares

J. Servera Nicolau[1], A. Rodríguez-Perea[1] y J.A. Martín Prieto[1]

1. Introducción a los campos de dunas de Baleares

El Archipiélago Balear se encuentra localizado en una posición central en el Mediterráneo Occidental, situado entre 1° 09' 30" y 4° 23' 46", con respecto a su latitud norte, y entre los paralelos 38° 38' 25" y 40° 05' 39" (Fig. 1). El conjunto isleño ocupa una superficie de 5.014 km^2, y está formado por tres islas mayores (Mallorca, Menorca e Ibiza), dos menores (Formentera y Cabrera) y numerosos islotes.

Los más de trenta campos de dunas litorales que encontramos en las Baleares se localizan en los principales entrantes de las costas insulares, íntimamente ligados a la existencia de una playa emergida en la línea de costa. El sedimento que los construye es mayoritariamente bioclástico y carbonatado. Las dunas que los conforman son mayoritariamente parabólicas, tanto simples como compuestas, y solo en su parte frontal encontramos algunos cordones transversales. Tanto unas como otras formas dunares se encuentran vegetadas en su práctica totalidad. Los sistemas dunares más extensos –algunos prácticamente desaparecidos bajo la presión urbanística relacionada con la actividad turística- se sitúan formando restingas de albufera de las principales bahías de las islas; mientras que en numerosas calas se encuentran sistemas dunares que, menores en extensión, presentan interesantes características tanto estructurales como dinámicas.

2. Investigación y conocimiento de los campos de dunas de las Baleares

2.1. El interés por la geomorfología litoral

Aunque el inicio formal de la geomorfología litoral en las Baleares puede cifrarse en el trabajo de Kart W. Bútzer, *Coastal Geomorphology of Majorca*, en 1962, existen con anterioridad descripciones correspondientes a naturalistas y viajeros ilustrados. Penk (1894) es posiblemente la primera referencia de ob-

1. Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears. Ctra. de Valldemossa, km 7.5, 07122 Palma (Illes Balears). *jaume.servera@uib.es*, *arperea@uib.es*, *josean33@gmail.com*.

servaciones científicas de carácter geomorfológico. Numerosos autores aportan posteriormente, de forma directa o indirecta, nuevos datos al conocimiento de nuestro litoral tal y como recogen Gómez-Pujol & Pons (2007). Durante el siglo pasado, las investigaciones se dedican mayoritariamente a los interesantísimos depósitos cuaternarios litorales, mientras que no es hasta la década de los ochenta que, a partir de la *Universitat de les Illes Balears*, se desarrollan investigaciones sobre la dinámica y la sedimentación actual, tanto en las costas arenosas como en los acantilados.

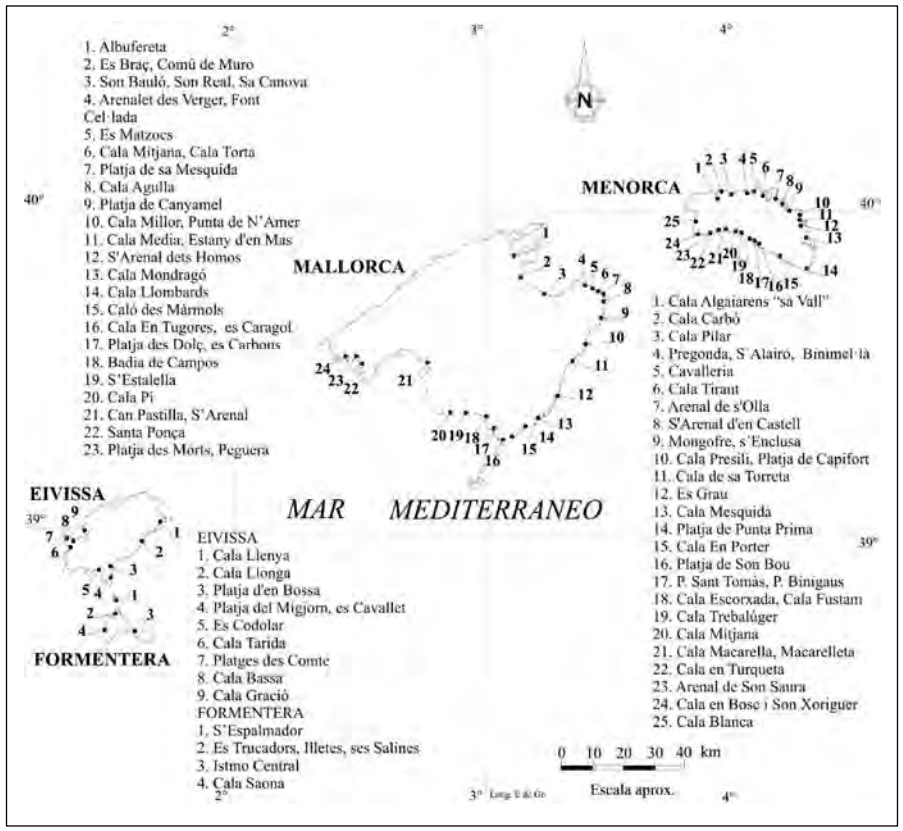


Figura 1. Localización de los actuales campos dunares de las Islas Baleares. Modificado de Servera & Estrany (2002).

2.2. Investigación y conocimiento de los campos de dunas

Los sistemas playa-duna litorales conforman la morfología de un amplio sector de la costa en las Baleares. Aunque la superficie ocupada por las formas más dinámicas es relativamente reducida, actualmente pueden encontrarse res-

tos de formaciones eólicas litificadas hasta las partes más internas de cada una de las Islas.

En Mallorca, Rosselló (1969) publica "El litoral de Es Trenc". Es este el primer trabajo que plantea de forma global y sistemática el estudio de la dinámica litoral y eólica y de los procesos geomorfológicos que se dan en un conjunto de playa-duna. Este mismo punto de vista se plantea en el año 1980, en que los geólogos Muntaner y Jaume, con motivo de la publicación *Estudio Ecológico de la Albufera de Mallorca*, hicieron una descripción geomorfológica y estratigráfica de la restinga dunar que cierra la Albufera de Mallorca. Tuvieron que pasar ocho años para que otros autores, Rita *et al*. (1988), realizaran una valoración global del estado de conservación de los diferentes campos de dunas de la isla de Menorca, donde se incluyen cartografías de vegetación, geomorfología y estado de conservación de cada uno de ellos.

Es a partir de la década de los noventa, que despegan de forma más decidida las aportaciones al estudio de dunas litorales en las Baleares. En este sentido hay que mencionar los trabajos de Corbí (1990) sobre la geomorfología del campo dunar de Cala Mesquida (Mallorca); Rodríguez-Perea *et al*. (1990) sobre el campo dunar de sa Canova de Artà (Mallorca); Rodríguez-Perea (1991) sobre el conjunto de campos de dunas de la bahía de Alcúdia y el de Servera & Grimalt (1994) sobre las formas dunares de Formentera y s'Espalmador. Más recientemente, cabe citar trabajos como los de Servera *et al.* (1994) y Servera & Martín (1996), que analizan las causas del retroceso y los métodos de regeneración utilizados en diferentes playas mallorquinas. Con respecto a los depósitos eólicos litorales de Baleares, cabe citar los trabajos de Servera & Rodríguez-Perea (1996) sobre la organización y distribución de formas parabólicas en estos ambientes, y el trabajo de Martín & Rodríguez-Perea (1996) sobre la participación de la vegetación en la construcción de las diferentes tipologías de formas dunares. Como trabajo global de las Baleares se presenta la tesis doctoral *Els sistemes dunars litorals de les illes Balears* de Servera (1997). En ese momento se inicia una etapa que dura hasta nuestros días y que ha presentado un importante incremento del número de investigadores en este ámbito y en el número y calidad de los trabajos y aportaciones presentadas.

3. Características de los campos de dunas de las Baleares

La peculiaridad más importante que establece diferencias entre los sistemas playa-duna litorales de Baleares y los del resto del Mediterráneo continental, es la composición mineralógica de sus arenas. El sedimento de la plataforma Balear presenta un mayor porcentaje de bioclastos (procedentes de la fragmentación de

las partes duras de organismos marinos) y con una baja proporción de litoclastos (Fornòs, 1987).

Este predominio bioclástico se explica por varios factores: Un primer factor y posiblemente el más importante, está relacionado con la poca y esporádica aportación de sedimentos que realizan las redes torrenciales, que además, cuando se produce es con una gran cantidad de limos respecto de los sedimentos más gruesos como arena. El segundo factor, lo constituye el hecho del aislamiento batimétrico en que se encuentran las islas respecto de las tierras continentales, que imposibilita la entrada de sedimentos de naturaleza exógena. En tercer lugar, la existencia de abundantes fondos de algas rojas y concreciones coralígenas (Fornòs, 1987; Delgado, 1989; Jaume & Fornòs, 1992). Finalmente, como cuarto factor, tenemos el hecho de que, mayoritariamente, las formaciones de playas arenosas están asociadas a depósitos de playas y dunas fósiles muy sujetas a la erosión marina.

3.1. Origen y fuente del sedimento eólico

La *Posidonia oceanica* es una planta autóctona mediterránea que coloniza los fondos marinos arenosos. Es una fanerógama marina con raíces, tallos, hojas, flores y frutos. Se encuentra en formaciones de praderas sumergidas, que en las Baleares, como especie fotolítica que es, se puede extender hasta una profundidad de 40 m (Romero & García, 1988), dependiendo de la claridad de las aguas y de su agitación (Boudouresque & Jeudy, 1983). Las praderas de *Posidonia* constituyen los ecosistemas marinos más importantes del Mediterráneo, por una doble razón: desde el punto de vista biológico, porque favorecen el asentamiento y colonización de numerosos organismos y especies, y desde el punto de vista dinámico y morfológico, porque constituyen una pieza clave en la producción de sedimento y la estabilización de los litorales.

La presencia de esta fanerógama da abrigo a un gran número de especies que al morir sus restos esqueléticos carbonatados pasan a incrementar el sedimento arenoso. La composición sedimentaria de las arenas de las playas y dunas de Baleares pueden alcanzar cerca del 89% de bioclastos. En las playas de Mallorca (Fig. 2) su composición la conforman los foraminíferos (12,6%), bivalvos (5%) y briozoos (2,3%), aunque la mayor fracción queda representada por bioclastos indiferenciados (65%). La fracción litoclástica (11%), está formada en un 10% de fragmentos de rocas calcáreas y en menor medida por granos de cuarzo (Jaume & Fornós, 1992). Esta facies sedimentaria es extrapolable a las Pitiüses (Servera, 1997) y en menor medida a la vertiente de Tramuntana de Menorca (Gómez *et al*. 2000).

Figura 2. Composición media de la facies sedimentaria de arenas bioclásticas en Mallorca (Jaume & Fornós, 1992).

Mineralógicamente, el contenido en $CaCO_3$ oscila en torno al 80%. Esta elevada proporción de carbonato en el sedimento que compone los campos de dunas repercute en una acelerada fase de fijación de los granos, ya que las arenas tienen un alto contenido de carbonato cálcico, lo que facilita en gran medida una cementación rápida (Calvet, 1979), favoreciendo los procesos de litificación.

3.2. Estructura y organización de los campos de dunas

La construcción de los campos de dunas durante el Holoceno se ha producido a partir de tres principales pulsaciones eólicas. Cada una de ellas hay que relacionarla con un periodo de bajada del nivel relativo del mar. Conocemos que el máximo Flandriense sucedió hace unos 6.500 años BP y que el nivel del mar se instaló por encima del actual. Además, según el registro sedimentario, desde el máximo Flandriense hasta la actualidad, han ocurrido dos oscilaciones más que han puesto el nivel del mar por encima del actual. Ambos fenómenos eustáticos, se han presentado en el tiempo con un rango de mayor a menor entidad, lo que ha permitido que las oscilaciones más recientes no hayan eliminado el registro sedimentario de sus antecesoras (Servera & Pons, 2007).

3.3. Distribución de los principales campos de dunas

En nuestro archipiélago, además del viento y la disponibilidad de sedimento, es también claramente decisiva la disposición estructural del sustrato que soporta la formación de los campos dunares actuales. En efecto, tanto los movimientos verticales de carácter neotectónico, como los relieves estructurales próximos a determinadas formaciones dunares, pueden tener un papel importante en su génesis o, cuando menos, en su grado de desarrollo.

La localización de los sistemas dunares litorales en las islas Baleares tiene como grandes rasgos comunes los siguientes:

1. - Se localizan principalmente en entradas abiertas y presentan una estrecha relación entre sus dimensiones y el grado de abertura al mar.
2. - Gran parte de los sistemas se encuentran asociados a zonas deprimidas, y los mayores se sitúan formando una restinga que aísla una zona húmeda o albufera.
3. - Frecuentemente se encuentran relacionados espacialmente con antiguas formaciones dunares de edad pleistocénica, relictas y/o fosilizadas y litificadas.
4. - Los mayores sistemas dunares actuales se localizan en la isla de Mallorca y en la de Formentera.

3.3.1. La isla de Mallorca

En esta isla se localizan un total de 24 campos dunares (Fig. 1). Los mayores se localizan en sus grandes depresiones centrales, asociadas a fenómenos de subsidencia durante el Pleistoceno (Fornós *et al.*, 1983). No obstante, fuera de tales depresiones principales, también encontramos otros campos de dunas de menores dimensiones.

3.3.2. La isla de Menorca

En Menorca se localizan 25 campos dunares principales y su localización y distribución viene dada por la contraposición entre la vertiente de Tramuntana y la de Migjorn. Mientras en la costa de Tramuntana se localizan 13 de los 25 sistemas menorquines, en la del Migjorn localizamos 12 más (Fig. 1). Cabe señalar que, aunque predomina la costa acantilada en ambas vertientes, también son numerosas las calas que en su fondo presentan alguna formación dunar tipo *foredune*.

3.3.3. Las Pitiüses (Eivissa y Formentera)

En la isla mayor de las Pitiüses tan sólo encontramos nueve campos dunares, de los cuales el más importante es el que hemos nombrado sistema dunar de Migjorn d'Eivissa (Fig. 1). En la isla de Formentera (Fig. 1) encontramos cuatro campos dunares, de los cuales dos presentan dimensiones importantes, siendo el de mayor tamaño el sistema dunar central de Formentera, localizado en el istmo que une el promontorio de la Mola -sector más oriental de Formentera- con el resto de la isla.

4. Tipología

Los campos dunares de las Baleares presentan bastantes similitudes con sus homónimos de latitudes similares del resto del mundo. No obstante, la singularidad y las restricciones que imponen las condiciones insulares han dejado, cuando menos, su huella en estos ambientes.

4.1. Estructura de los sistemas dunares

En las dunas correspondientes al último episodio eólico de las Islas Baleares pueden identificarse tres sectores: el cordón de *foredunes*, las dunas móviles o semiestabilizadas y las dunas estabilizadas (Fig. 3).

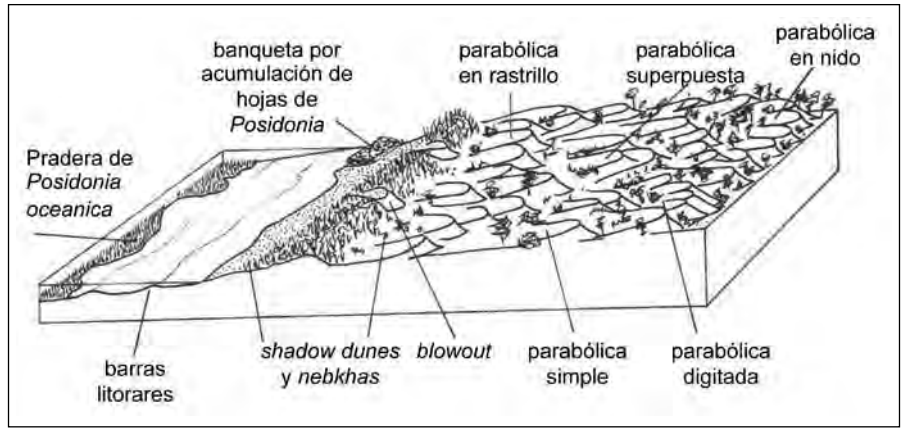


Figura 3. Estructura tipo de un sistema playa-duna de las Islas Baleares.

4.1.1. El cordón de foredunes

En la práctica totalidad de los sistemas playa-duna de las Baleares su parte frontal esta constituida por un cordón transversal más o menos continúo de *foredunes*. Las roturas de este cordón (*blowouts*) son más frecuentes cuanta mayor presión antrópica tiene la playa asociada (Gares, 1992). Su construcción se fundamenta en el buen estado de la vegetación psamófila que atrapa el sedimento procedente de la deflación de la playa seca.

4.1.2. Las dunas móviles o semiestabilizadas

Tras un interdunar más o menos marcado, las *foredunes* evolucionan hacia un sector de dunas parabólicas en las que alternan formas muy vegetadas y con poca movilidad, con otras mucho más dinámicas, producto y evolución de *blowouts* y canales de deflación. Se disponen en grupos a modo de oleadas que

avanzan hacia sotavento al tiempo que son fijadas por la presencia de vegetación cada vez de mayor porte.

4.1.3. Las dunas estabilizadas

En las partes más internas de los sistemas dunares se localizan dunas parabólicas con una dinámica muy ralentizada. Son formas muy suavizadas y con una cobertura vegetal, arbórea y arbustiva. En general, son parábolas compuestas con lóbulos frontales erosionados y brazos bien desarrollados.

4.2. Tipología y morfometría de las acumulaciones eólicas

4.2.1. Formaciones simples

Las cartografías realizadas han permitido reconocer una sucesión de formas presentes en las unidades de estudio.

Las *foredunes*, cuando están presentes, constituyen el primer cordón estable y se conforman en una o más alineaciones dunares continuadas dispuestas paralelamente a lo largo de la playa. Difícilmente diferenciables como dunas individuales, presentan una estructura interna casi simétrica, resultado de la acreción a partir de atrapar y retener los sedimentos provenientes tanto de las *nebkhas* como de las *shadow dunes*, situadas en lados opuestos de la *foredune*. Esta función, la realiza la vegetación de gramíneas que, en el caso de las Baleares, está constituida por la asociación vegetal *Ammophiletum arundinaceae*. Así, las *foredunes* presentan una íntima relación entre su desarrollo y el de la vegetación propia de esta zona. Actualmente y de forma general, las *foredunes* se encuentran muy alteradas por el hombre, lo que provoca fuertes desequilibrios en sus estructuras.

Las dunas *parabólicas simples* son las formas predominantes y están presentes en todos los sistemas dunares de Baleares. Su extensión fluctúa entre 70-80 m^2 y los 3.000 m^2 de superficie y aumentan sus dimensiones hacia el interior de los sistemas, al mismo tiempo que también presentan un mayor grado de alargamiento. Atendiendo al índice dimensional establecido por McKee & Breed (1974) encontramos dunas con una relación inferior a 0,4 que producen formas en media luna (*lunate*); también encontramos superiores a 3, que dan lugar a parabólicas alargadas (*elongate*); aunque la forma más abundante se encuentra entre 1 y 3, que corresponden a formas parabólicas lobuladas (*lobate*).

4.2.2. Formaciones complejas y compuestas

Las formas de este grupo resultan de la combinación de dunas individuales, básicamente, de parabólicas simples (Fig. 4). Las *dunas parabólicas compuestas*

presentan en la bahía de Alcúdia una anchura entre sus brazos que se oscila entre 400 y 600 m, y un eje central en torno a los 800 a 900 m. En los sistemas expuestos a vientos del Oeste, como es el caso de los sistemas dunares de Sa Ràpita-Es Trenc, o el sistema central de Formentera, estas dimensiones disminuyen y se sitúan entre los 100 y 150 m de anchura y entre 200 y 300 m de longitud, si bien el grado de alargamiento (longitud/anchura) es semejante.

En el sistema dunar de Ses Salines de Formentera, con vientos multidireccionales se registra una morfología dunar compuesta tipo *star* o estrella (Servera & Grimalt, 1994). Finalmente, como último tipo de depósito asociado a los campos dunares de Baleares, encontramos los *sand sheets*. A pesar de no presentar formas de acumulación regulares ni formas aparentes, estos responden a la deposición eólica de sedimento arenoso (Cooper, 1967).

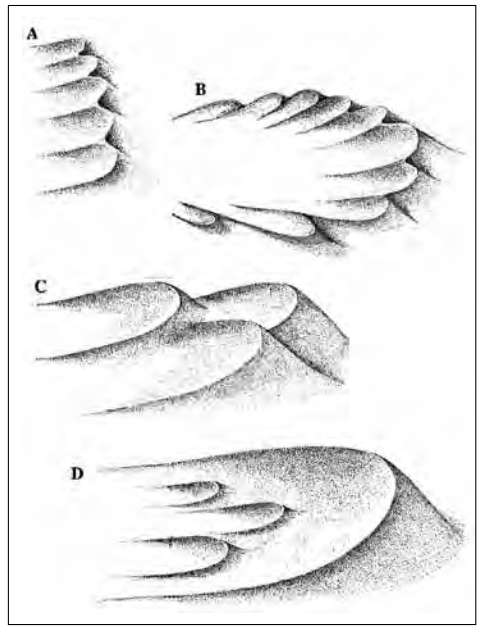


Figura 4. Dunas parabólicas compuestas. (A) *en-echelon o rake-like* "rastrillo"; (B) *digitate* "digitada", (C) *superimposed* "sobreimpuesta", (D) *nested* "anidada". Servera (1997).

4.3. Tipología y dimensiones de los campos de dunas

La organización interna de los campos de dunas de Baleares, se establece a partir de la distribución de formas, simples o compuestas, organizadas en sucesivos cordones, normalmente paralelos a la línea de costa. El efecto del relieve da lugar a cinco modelos de organización de los cordones dunares que forman los campos. Para describirlas hemos establecido tres modelos de organización de dunas:

4.3.1. Modelo sobre relieve plano o monoclinal

En este modelo no se producen distorsiones importantes en la dirección del viento, y las morfologías se organizan de forma paralela, en un mismo sentido de avance (Fig. 5a).

4.3.2. Modelo sobre relieve cóncavo

Este modelo muestra una concentración y aceleración del viento en su parte interna, más baja, con una tendencia a la divergencia hacia el exterior desde dicha zona más deprimida. En este caso, las dunas se organizan en forma de abanico o parábola a partir de la distribución radial del viento, con un mayor avance de las dunas centrales respecto de las laterales. (Fig. 5b).

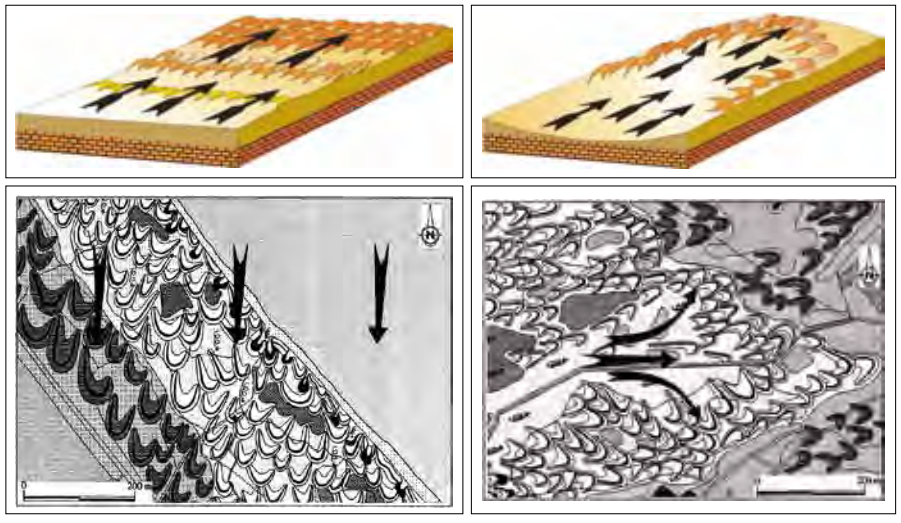


Figura 5. Izquierda: Bloque diagrama del modelo sobre relieve plano o monoclinal. Es Comú de Muro (Mallorca) Derecha: Bloque diagrama del modelo sobre relieve cóncavo. Sa Ràpita - es Trenc (Mallorca).

4.3.3. Modelo sobre relieve convexo

Este modelo se sitúa sobre un relieve positivo convexo, donde el viento converge desde las partes más bajas, a cada lado del relieve, hacia la cresta o parte superior. En este caso, las formaciones de cada vertiente de dicho relieve presentan direcciones de avance contrapuestas, de manera que en la parte superior del mismo, se encuentran formando una cresta central a partir del encaje de dunas formadas por vientos de diferentes direcciones (Fig. 6).

4.4. Modelos de organización a escala de sistema dunar

A partir del relieve de los sistemas analizados y según sea la disposición y la topografía, hemos definido 5 modelos básicos de organización de los sistemas dunares de Baleares.

4.4.1. Campos dunares en restingas de albuferas

Este modelo corresponde a litorales muy abiertos, contiguos a las cuencas subsidentes de las Baleares (Fig. 7). Se caracteriza por una organización de los cordones dunares paralela a la línea de costa que conforma diversas restingas de albufera. Ses Salines de Formentera y del Migjorn d'Eivissa, es Comú de Muro en Mallorca y Son Bou en Menorca son ejemplos destacados.

4.4.2. Campos dunares en litorales con rampa

Este modelo corresponde a litorales muy abiertos sobre una rampa topográfica con una pendiente muy suave (Fig. 8). Se caracteriza por una organización de los cordones dunares de forma paralela a la línea de costa y una mayor progradación hacia el interior. Son ejemplos de este modelo el sistema playa-duna Central de Formentera y el sistema dunar de sa Ràpita - es Trenc en Mallorca.

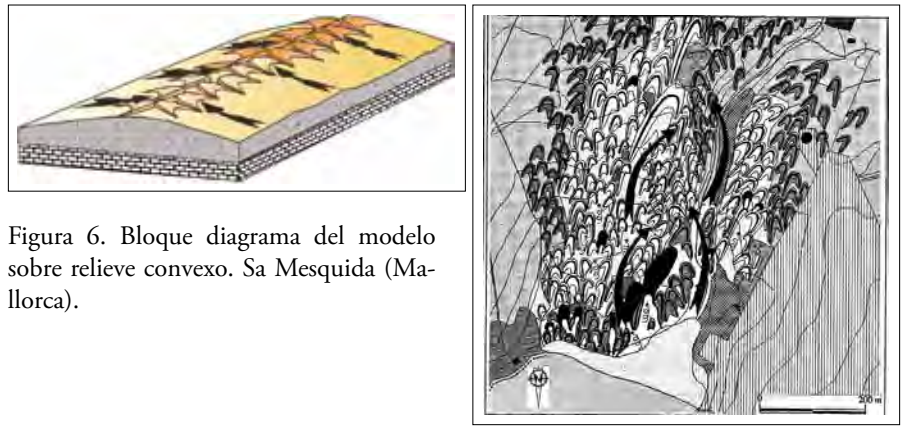


Figura 6. Bloque diagrama del modelo sobre relieve convexo. Sa Mesquida (Mallorca).

4.4.3. Campos dunares insertados en costas en escalón (*nip*)

Este modelo corresponde a litorales bastante abiertos, relacionados con costas que están en proceso de levantamiento (Fig. 9). Se caracteriza por una organización de los cordones dunares también paralela a la línea de costa y en forma de abanico abierto, más o menos alargado. Normalmente los sistemas que siguen este modelo están rodeados por formaciones dunares fósiles pleistocénicas.

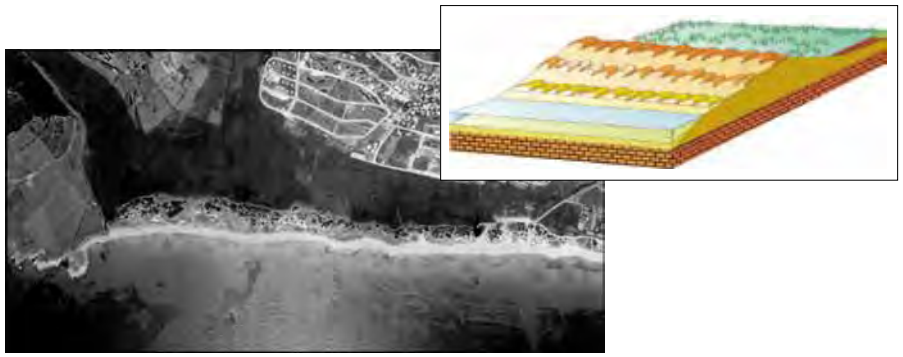


Figura 7. Fotografía aérea del sistema playa-duna de Son Bou (Menorca) y bloque diagrama del tipo de campos de dunas sobre restingas de albuferas.

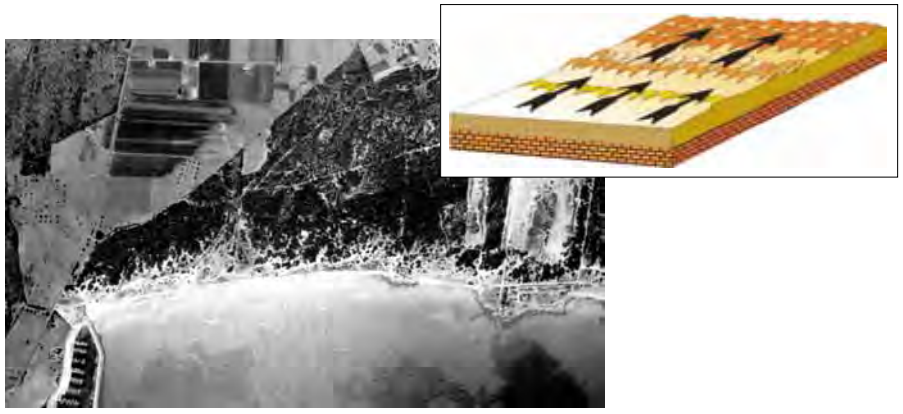


Figura 8. Fotografía aérea del sistema playa-duna de sa Ràpita (Mallorca) y bloque diagrama tipo de los sistemas dunares en litorales con rampa.

Son ejemplos de este modelo, los campos de dunas des Carbons, des Caragol y de la punta de n'Amer en Mallorca, y el de Son Saura de Ciutadella en Menorca.

4.4.4. Sistemas dunares de fondo de cala con relleno sedimentario

Este modelo (Fig. 10) se localiza en entrantes del mar tierra adentro, relacionados con costas de definición morfo-estructural y tectónicamente bastante estables. Se caracterizan por una organización poco definida de los cordones dunares, a causa de la aceleración que el viento sufre al penetrar hacia el interior entre los acantilados que configuran la costa a ambos lados de la playa. El resultado es que el campo dunar es mucho más ancho en la parte más interna que en las inmediaciones de la playa. Son ejemplos, de este modelo, el sistema dunar de s'Albufera des Grau, el de s'Olla y el de Cala Tirant en Menorca.

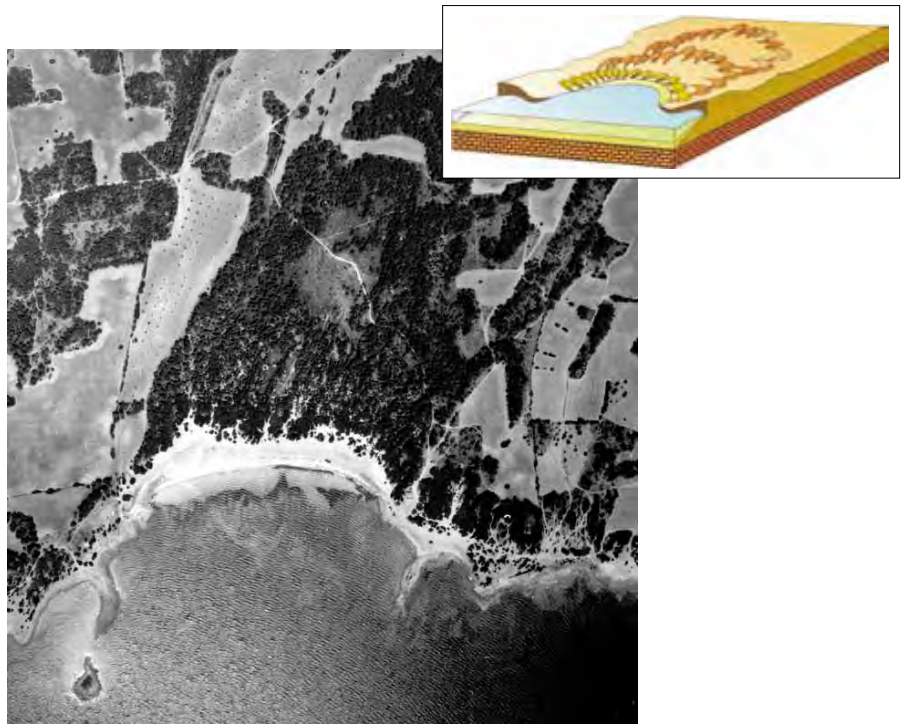


Figura 9. Fotografía aérea del sistema playa-duna des Caragol (Mallorca) y bloque diagrama tipo de los campos de dunas en costas en escalón (*nip*).

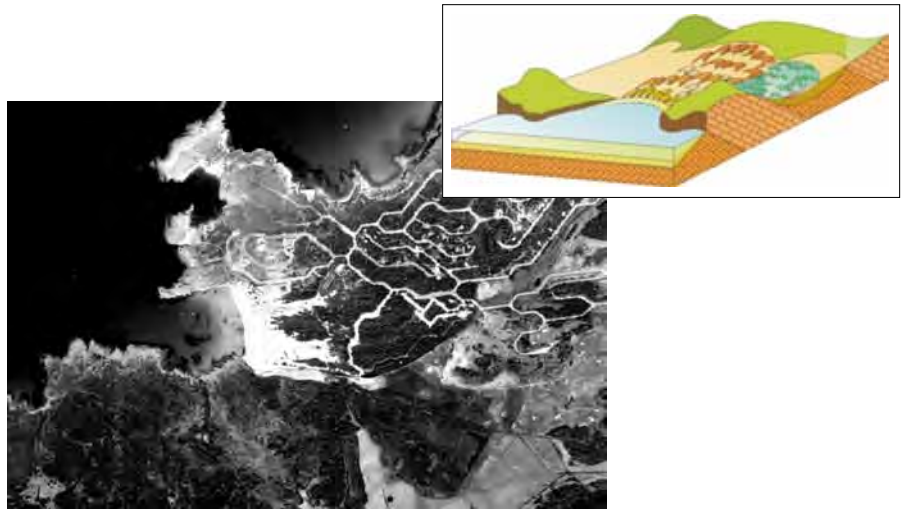


Figura 10. Fotografía aérea del sistema playa-duna de s'Olla (Menorca) y bloque diagrama tipo de los campos de dunas en fondos de cala con relleno sedimentario.

4.4.5. Sistemas dunares de fondo de cala sin relleno sedimentario

Este modelo (Fig. 11) se sitúa en entrantes similares a los anteriores. Se trata de estrechos valles, modelados por un torrente que, en ocasiones, tiene dificultades para drenar debido al desarrollo de un campo dunar en su desembocadura. El modelo se caracteriza por una organización de los cordones dunares todavía menos definida que en el modelo anterior. Aquí, las formas eólicas se organizan adaptándose caprichosamente a la topografía preexistente y que en algunos casos (cala Pilar en Fig. 11) incluso llegan a convertirse en remontantes. Son ejemplos, de este modelo, el sistema dunar de sa Mesquida y Cala Agulla en Mallorca, el de la cala de sa Torreta, Mongofre, s'Arenal d'en Castell, Caballería, Cala Pilar y Cala Macarelleta en Menorca.

A pesar de la presencia de los cinco modelos descritos, hay campos de dunas que responden a la combinación o transición entre un modelo y otro.

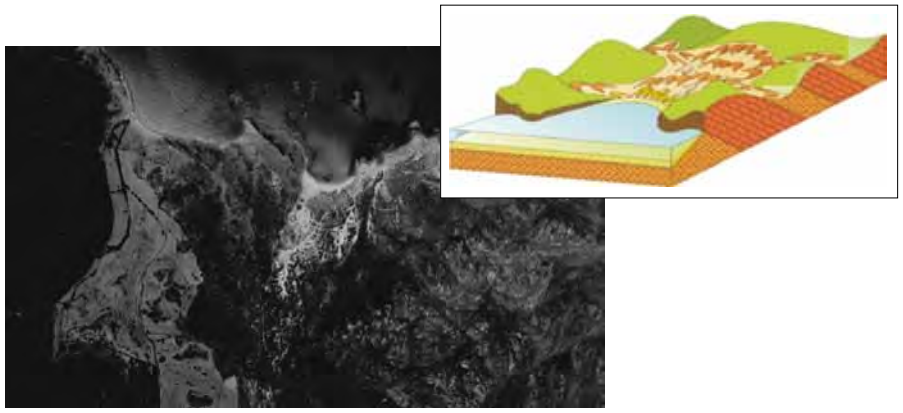


Figura 11. Fotografía aérea del sistema playa-duna de Cala Pilar (Menorca). Bloque diagrama de los campos de dunas en valles sin relleno sedimentario.

5. Dinámica actual de los sistemas dunares de Baleares

5.1. La disponibilidad de sedimento

Teniendo presente el comportamiento transgresivo del mar en el momento presente, la disponibilidad de sedimento es escasa, aunque cubre la demanda actual de los sistemas dunares. Así lo demuestran los sistemas sin alteraciones que presentan una estructuración de acuerdo con las condiciones dinámicas actuales. No obstante, gran parte de los sistemas dunares en Baleares, especialmente los más frecuentados, presentan sectores donde los procesos de deflación generan un paisaje de formas erosivas, con un claro balance negativo. Para explicarlo hemos de considerar el variado número de impactos antrópicos que actualmente

se producen de forma intensa y reiterada, en la zona de transferencia entre la playa y las *foredunes*.

Valga considerar, a modo de ejemplo, que en la playa de es Trenc, donde según datos de Blàzquez (1996) se reciben unos 600.000 visitantes a lo largo de la temporada alta, Servera (1997) estima que se produce una erosión antrópica de hasta 17 Tm/año que resulta comparable en magnitud con la producción de sedimento que alcanza la playa procedente de la pradera de *Posidonia oceanica* (< 26 Tm/año).

5.2. La deflación

Todos los campos de dunas muestran una gradación de los procesos de deflación de mayor a menor intensidad, desde la costa hacia el interior del campo, ya que estos disminuyen a medida que la cobertura vegetal va ganando densidad y un porte más arbóreo. Además, el tipo de sedimento carbonatado y con tendencia a las arenas finas que componen nuestras playas dificulta la deflación al incrementar considerablemente la velocidad crítica de puesta en movimiento de los granos. En tercer lugar, la intensidad del viento es mucho mayor en los campos dunares abiertos al Norte que en los orientados al Sur. Esto justifica el mayor desarrollo de los primeros, donde las dunas progradan con mayor efectividad hacia tierra. Un último factor que favorece la deflación es la topografía sobre la que se desarrollan las dunas: los campos más encajados canalizan el viento y lo aceleran ganando en efectividad los procesos de deflación. Un gran número de ejemplos de esta situación los tenemos en los sistemas del litoral norte de Menorca, aunque también los podemos encontrar en el resto de las islas.

5.3. La abrasión

De forma más localizada, podemos encontrar procesos de abrasión en cuerpos dunares antiguos con cierto grado de cementación. Las áreas donde se producen estos desmantelamientos de cuerpos dunares, están próximas a la línea de costa donde se dan vientos de alta energía y un buen ejemplo se encuentra en la parte meridional de la Bahía de Alcúdia, aunque también las formas resultantes (tipo *yardang*) están presentes en otros sistemas como el de ses Salines de Formentera o a algunos otros de Menorca.

5. 4. El transporte

Aunque en los sectores de playa-*foredunes* coexisten los tres tipos de transporte, reptación, saltación y suspensión, predominan los dos primeros sobre el de suspensión. A medida que pasamos al sector de dunas móviles y semiesta-

bilizadas, hay una disminución progresiva más importante de las dos primeras modalidades mientras que se mantiene la de suspensión. En el sector de dunas estabilizadas, el único transporte observado es el de suspensión, y éste se da únicamente en situaciones de eventos eólicos importantes, donde es retenido por la vegetación de porte arbóreo dando lugar a un proceso de sedimentación de tipo *grainfall*.

6. Estado de conservación de los campos de dunas

A pesar de que existen aún sistemas dunares relativamente bien conservados, hay que señalar la desaparición de muchos de ellos bajo la urbanización de la costa. En efecto, uno de los grandes sistemas playa-duna de Mallorca se encontraba en la Bahía de Palma, donde hoy su campo de dunas se encuentra totalmente desaparecido bajo edificios y calles. Otro tanto sucede en buena parte del campo dunar que recorría la Bahía d'Alcúdia y dicha situación también se repite en sistemas de Eivissa. Es por tanto la urbanización el principal impacto que ha venido afectando a los sistemas dunares de las Islas Baleares, si bien existen otros muchos que amenazan a las formas dunares aún no destruidas (García & Servera, 2003).

Parece ya difícil que se sigan urbanizando nuevas zonas dunares. No obstante, existen todavía impactos y amenazas que producen su degradación progresiva y que pueden favorecer a medio plazo su urbanización (Roig *et al.*, 2004, 2006a y b, Martín & Servera, 2006). Entre ellos destacan, además de la urbanización, la extracción de áridos, muy importante en el pasado y que aún estando prohibida, se sigue produciendo de forma localizada (Servera & Estrany, 2002), los impactos derivados de una gestión urbana de la playa que la desconecta del sistema dunar (Díaz-Palmer & Servera, 2004; Asensi & Servera, 2005), la elevada utilización de las zonas dunares por usuarios de la playa, especialmente sobre la vegetación de las *foredunes* y el tránsito tanto a pie como motorizado o en caballerías (Royo *et al.,* 2007).

7. Conclusiones

En las Islas Baleares se localizan más de treinta campos de dunas que se extienden sobre unas 3.500 Ha. Se sitúan en la mayoría de los entrantes costeros y a favor de los vientos dominantes que provienen del N y W en invierno, y del S y en régimen de brisas, durante el verano. La ausencia de marea y las extensas praderas de fanerógamas marinas (*Posidonia oceanica*) caracterizan la dinámica litoral de las Baleares. La escasa aportación de los litoclastos define el sedimento arenoso, que conforma tanto la playa como las dunas y que es mayoritariamente bioclástico.

Los cordones transversales de *foredunes* constituyen el elemento de conexión entre la playa seca y el sistema dunar propiamente dicho. Tras ellos, y a través de una depresión más o menos desarrollada, encontramos un primer sector dunar representado por dunas parabólicas, en general simples, móviles o semiestabilizadas y con cobertura arbustiva más o menos desarrollada. Su dinámica viene condicionada tanto por la cobertura vegetal como por la intensidad eólica, aún cuando en muchos casos se ve incrementada por las discontinuidades (*blowouts*) en el primer cordón dunar. La zona más interna, la menos dinámica, de los sistemas playa-duna de las Baleares está formada por un conjunto de dunas parabólicas estabilizadas por una cobertura arbórea y arbustiva prácticamente total. Son formas suavizadas, frecuentemente parabólicas complejas y con reducidos aportes sedimentarios, únicamente por suspensión. A menudo los sistemas playa-duna encierran tras de sí áreas endorreicas en las que se instalan humedales.

Los diversos sectores en que se subdividen los sistemas dunares de las Baleares, representan pulsos o eventos climáticamente significativos que reactivan la dinámica dunar que hoy se encuentra ralentizada. En algunos casos, como en el sistema dunar de es Trenc se reconocen hasta cuatro episodios holocenos, el más antiguo de los cuales correspondería a la regresión wurmiana.

Referencias

Asensi, M. & Servera, J. (2005). Composición de las acumulaciones antrópicas de *Posidonia oceanica* en una playa mediterránea (Bahía de Alcudia, Mallorca). En: *Tendencias actuales en Geomorfología Litoral* (L. Hernández, I. Alonso, J. Mangas & A. Yanes, eds.). Universidad de Las Palma de Gran Canaria, 49 – 52.

Blázquez, M. (1996). *Els usos recreatius turísitcs dels espais naturals públics. L'abast del lleure al medi natural*. Tesis Doctoral inédita. DTC, Universitat de les Illes Balears. Palma de Mallorca. 385 pp.

Boudouesque, C.F. & Jeudy, A. (1983). L'herbier à *Posidonia oceanica* en Méditerranée: les interactions entre la plante et le sédiment. *Journal Research Oceanography* . 8 (2-3), 99 – 122.

Butzer, K. W. (1962). Coastal Geomorphology of Majorca. *Annals Association American Geographers* 52, 191 – 212.

Calvet, F. (1979). *Evolució Diagenètica en els Sediments Carbonatats del Pleistocè Mallorquí*. Tesis de Licenciatura. Dept. de Petrología. Universitat de Barcelona. 312 pp.

Cooper, W. S. (1967). Coastal dunes of California. *Geological American Society* 104, 131.

Corbí, A. M. (1990). Geomorfología del sistema dunar de sa Mesquida (Capdepera) a l'illa de Mallorca. *II Jornades de Medi Ambient a les Balears*, Serv. Publ. UIB. Palma de Mallorca, 40 – 41.

Delgado, O. (1989). *Sistema carbónico-carbonatos en el Mediterraneo Noroccidental yrelación com las principales comunidades fitobentónicas productoras de carbonato*. Tesis Doctoral inédita. Universitat de Barcelona.

Díaz Palmer, A. & Servera, J. (2004). Cambios granulométricos y de composición del sedimento de playa como consecuencia de una regeneración artificial (Badía d'Alcúdia, Mallorca). En: *Contribuciones Recientes sobre Geomorfología* (G. Benito & A. Díez Herrero, eds.). SEG, CSIC-Centro de Ciencias Medioambientales, Madrid. Vol. 1, 365 – 374.

Fornós, J.J. (1987). *Les plataformes carbonatades de les Balears*. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona. 228 pp.

Fornós, J.J., Pomar, L. & Rodríguez-Perea, A. (1983). Las eolianitas del Pleistoceno de Mallorca y sus estructuras asociadas. En: *X Congreso Nacional de Sedimentología* (Obrador, A., ed.). Menorca, 190 – 193.

García, C. & Servera, J. (2003). Impacts of tourism development on water demand and beach degradation of the island of Mallorca (Spain). *Geografiska Annaler* 85A, 3-4, 287 – 300.

Gares, P. A. (1992). Topographic changes associated with coastal dune blowouts at Island Beach State Park, New Jersey. *Earth Surface Processes and Landforms* 17, 589 – 604.

Gómez-Pujol, Ll. & Pons, G. X. (2007). La geomorfología litoral de Mallorca cuarenta y cinco años después. En: *Geomorfología Litoral: Migjorn y Llevant de Mallorca* (J.J. Fornós, J. Ginés & Ll. Gómez-Pujol, eds.). Monografías de la Sociedad de Historia Natural de Baleares, 15, 17 – 37.

Gómez-Pujol, Ll., Balaguer, P., Mateu, J. & Roig, F. X. (2000). *SEDIPME 2000: Sedimentologia de les platges de Menorca*. Memoria inédita. Institut Menorquí d'Estudis, Consell Insular de Menorca, 52.

Jaume, C. & Fornós, J. (1992). Composició i textura dels sediments de platja del litoral mallorquí. *Bolletí Societat Història Natural de les Balears* 35: 93 – 110.

Martín, J.A. & Rodríguez-Perea, A. (1996). Participación vegetal en la construcción de los sistemas dunares litorales de Mallorca. En*: Actas de la IV Reunión Nacional de Geomorfología* (A. Grandal & L. Pagés, eds.). Cadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe. A Coruña, 21, 785 – 800.

Martín, J.A. & Servera, J. (2006). Erosión costera del sector comprendido entre s'Oberta del Gran Canal y el Puerto de Alcúdia (NE. Mallorca). En: *Geomorfología y Territorio* (A. Pérez Alberti & J. López Bedoya, eds.). Universidade de Santiago de Compostela, 433 – 442.

McKee, E.D. & C.S. Breed (1974). An investigation of major sand seas in desert areas throughout the world. *Third Earth Resources Technology Satellite-1 Symposium.* Washington, Natl. Aeronautics and Space Admin. Pub. NASA SP-351, 665 – 679.

Muntaner, A. & Jaume, J. (1980). Caracteres físicos. 2.1. Geología. En:, *Estudio Ecológico de la Albufera de Mallorca (Alcúdia, Muro y sa Pobla)* (B. Barceló & J. Mayol, eds.). Serv. Publ. Univ. Illes Balears, Palma de Mallorca, 27 – 46.

Penck, A. (1894). *Morphologie der Erdoberfläche*. Engelhorn. Sttutgart. 2 Vols.

Rita, J., Rodríguez, A. & Tébar, F.J. (1988). *Sistemas dunares de Menorca. Valoración Geoambiental y estado de conservación*. Documento Técnico Inédito, 2 vols. Univ. Illes Balears.

Rodríguez-Perea, A. (1991). Los sistemas dunares litorales de la Bahía de Alcudia. En: *Libro-Guía de las Excursiones de las VII Jornadas de Campo de Geogrfía Física* (A. Rodríguez-Perea & M. Grimalt, eds.). Dept. Ciències de la Terra, Univ. Illes Balears, 211 – 215.

Rodríguez-Perea, A., Corbí, A. & Servera, J. (1990). El sistema dunar de Sa Canova d'Artà. *1ª Reunión Nacional de Geomorfología*. SEG, Instituto de Estudios Tulorenses, Teruel, 365 – 374.

Roig, F. X., Comas, E., Rodríguez, A. & Martín, J.A. (2006a). Space-time analysis (1956-2004) of human use and management of the beach-dune systems of Menorca (Balearic Islands, Spain). *Journal of Coastal Research Sp.Iss*. 48, 107 – 112.

Roig-Munar, F.X., Martín-Prieto, J., Rodíguez-Perea, A. & Pons, G.X. (2006b). Valoración geoambiental y económica de diferentes técnicas de gestión de playas. *IX Reunión Nacional de Geomorfología*, Santiago de Compostela 457 – 469.

Roig-Munar, F.X., Rodríguez-Perea, A., Martín-Prieto, J. & Comas, E. (2004). Aproximació a la quantificació de la pèrdua de sediment de platja amb la retirada mecànica de les bermes vegetals de Posidonia oceanica. En: *IV Jornades de Medi Ambient de les Illes Balears* (G.X. Pons, ed.), Sociedad de Historia Natural de Baleares, Palma-Maó, 82 – 83.

Romero, J. & García, A. (1988). L'herbei de posidònia oceànica: Una comunitat típicament mediterrània. Una planta que provoca l'equívoc. Espais. *Revista del Departamento de Política Territorial i Obres Públiques, Generalitat de Catalunya*, Barcelona, 30 – 36.

Rosselló, V. M. (1969). El litoral de Es Trenc (Sur de Mallorca). *Annales de la Universidad de Murcia* 27, 223 – 246.

Royo, L., Traveset, A., Servera, J. & Rico, L. (2007). El sistema playa-duna en Es Comú de Muro (Parque Natural de s'Albufera): caso de estudio para una gestión integrada del medio costero. En: *Investigaciones recientes (2005-2007) en Geomorfología Litoral* (Ll. Gómez-Pujol & J.J. Fornós, eds). UIB, IMEDEA, SHNB. Palma de Mallorca, 129 – 132.

Servera, J. (1997). *Els sistemes dunars litorals de les Illes Balears*. Tesis Doctoral Inédita. Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears. 2 Vols.

Servera, J. & Estrany, J.J. (2002). *Catàleg dels Sistemes Platja-duna de les Illes Balears*. Documento tècnico inédito: 4 Volúmenes (Texto, Fitxas, Cartografía). Direcció General de Biodiversitat, Conselleria de Medi Ambient del Govern Balear.

Servera, J. & Grimalt, M. (1994). Los sistemas dunares de las Islas de Formentera y de s'Espalamador. En: *Geomorfología en España* (J. Arnaéz, J.M. García Ruiz & A. Gómez Villar, eds.). Sociedad Española de Geomorfología. Logroño, 1, 405 – 418.

Servera, J. & Martín-Prieto, J.A. (1996). Análisis y causas del retroceso de la línea de costa del arenal de sa Ràpita (Mallorca). En: *Actas de la IV Reunión Nacional de Geomorfología* (A. Grandal & L. Pagés, eds.). Cadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe, A Coruña, 877 – 890.

Servera, J. & Pons, G.X. (2007). Trets mineralògics i texturals dunars de la depressió de Campos (Mallorca). En: *Geomorfologia Litoral i Quaternari. Homenatge a Joan Cuerda Barceló* (G.X. Pons & D. Vicens, eds.). Monografías de la Sociedad de Historia Natural de Baleares, 14, 353 – 380.

Servera, J. & Rodríguez-Perea, A. (1996). Morfologías parabólicas de los sistemas dunares litorales de Baleares. En: *Actas de la IV Reunión Nacional de Geomorfología* (A. Grandal & L. Pagés, eds.). Cadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe, A Coruña, 645 – 658.

Servera, J., Martín-Prieto, J.A., Rosselló, J. & Rodríguez-Perea, A. (1994). Análisis de la regeneración de playas por medio de trampas-barrera en Cala Agulla (Mallorca). En: *Geomorfología en España. III Reunión Nacional de Geomorfología* (J. Arnaéz, J.M. García Ruiz & A. Gómez Villar, eds.). Logroño, SEG, 1, 419 – 429.

12. Eolianitas y dunas cuaternarias en las Islas Baleares

J.J. Fornós[1]

1. Introducción

En las zonas costeras continentales y muy especialmente en las de los medios insulares de latitudes medias son muy frecuentes los depósitos de origen eólico que presentan diverso grado de cementación carbonatada y que han sido formados por la acumulación de sedimentos, en su mayor parte biogénicos marinos, transportados por la acción del viento predominante que sopla en dirección a tierra. La interpretación de dichos depósitos, atribuidos al Cuaternario, suele relacionarse con la gran variabilidad climática que acontece en dicho periodo geológico y de forma paralela también con la oscilación del nivel del mar que lleva asociada. A las rocas consolidadas en dichos procesos se les denomina, no sin cierta falta de consenso y con algo de confusión, eolianitas (Fig. 1).

El objetivo del presente trabajo es esclarecer el significado histórico del término eolianita, definir sus principales características texturales y sedimentológicas, describir el ambiente o ambientes deposicionales que representan relacionándolos con otros tipos de depósitos con los cuales normalmente se encuentran asociados, con especial referencia en las zonas costeras, y estudiar sus características paleogeográficas y paleoambientales que representan dentro de la compleja evolución sedimentaria del Cuaternario, mostrando ejemplos de las Islas Baleares.

Aunque la bibliografía que hace referencia tanto a los sedimentos eólicos como a sus depósitos y sedimentología es relativamente abundante (Pye & Lancaster, 1993; Reading, 1996; Goudie *et al.*, 1999) así como los aspectos relacionados con la geomorfología y cuestiones ambientales (Perry & Taylor, 2006; Martínez & Psuty, 2007), en general son pocos los trabajos de síntesis que focalizan su atención en las eolianitas carbonatadas (McKee & Ward, 1983; Abegg *et al.*, 2001) o que las comentan tan solo de pasada (James & Clarke, 1997).

1. Karst and Littoral Geomorphology Research Group. Universitat de les Illes Balears. Crta. Valldemossa, km 7,5. 07122 Palma de Mallorca. *joan.fornos@uib.es.*

Los depósitos de eolianitas del Cuaternario están presentes tanto en la Península Ibérica como en Baleares y Canarias (Gutiérrez-Elorza *et al.*, 2002) pero sin duda alguna, los mejores y más representativos afloramientos de eolianitas cuaternarias se dan en la costa mediterránea, tanto en la continental como muy especialmente en la islas Baleares. Sobre todo en Mallorca, son bien conocidos en la literatura internacional los depósitos de dunas carbonatadas (Butzer & Cuerda, 1962; Clemmensen *et al.*, 1997, 2001; Rose *et al.*, 1999; Nielsen *et al.*, 2004, Silva *et al.*, 2005; Fornós *et al.*, 2009) y también en toda la costa valenciana hasta Almería (Goy & Zazo, 1986; Goy *et al.*, 1993; Riquelme, 1999). En las islas Canarias las eolianitas también cuentan con una buena representación (Hillaire-Marcel *et al.*, 1995; Damnati *et al.*, 2005). En el resto del litoral español se presentan de una forma muy puntual y en la mayoría de los casos se alejan de la composición carbonatada predominante en la definición de eolianita.

Figura 1. Las eolianitas son depósitos de origen eólico y composición carbonatada (Cala Figuereta, Santanyí, Mallorca).

2. Una cuestión terminológica y de definición

Las eolianitas pueden ser consideradas como depósitos de origen eólico (dunas), normalmente depositados en ambientes litorales y que presentan en su

mayor parte una composición carbonatada, habiendo sufrido un proceso de cementación carbonatada relativamente rápido, en diversos grados, teniendo en su mayor parte una edad que le ha sido atribuida al Cuaternario. Estas dunas se distinguirían de las dunas continentales no carbonatadas por su génesis, localización y características internas.

Sin embargo, desde su acuñación el término ha tenido diversas acepciones que han ido cambiando con el tiempo y según los grupos implicados en su estudio. La primera definición de eolianita (Sayles, 1931) incluía cualquier roca sedimentaria consolidada que hubiera sido depositada por el viento, aunque la base de su estudio fue una caliza cementada por calcita, a la que adjetivó como eolianita calcárea. Otras definiciones focalizaban su atención en aquellas acumulaciones litificadas de partículas carbonatadas de tamaño arena formando dunas y depositadas en la trasplaya (*backshore*) (Davis, 1983). Abegg *et al.* (2001) prefieren hablar de caliza eólica o eolianita carbonatada para todas aquellas rocas con una composición superior al 50% de componentes carbonatados para evitar la confusión con otras rocas eólicas.

En la actualidad, sin embargo tiende a entenderse la eolianita en sentido amplio como a una caliza, o calcarenita costera (Fig. 2), que registra el retrabajamiento de grandes cantidades de sedimento carbonatado marino somero (litoral y de plataforma) principalmente de origen biogénico, sin descartar los componentes inorgánicos, hacia las dunas costeras (Brooke, 2001). Esta roca debe tener una cementación carbonatada y ser depositada en un ambiente costero durante el Cuaternario (Fairbridge & Johnson, 1978). El término más simple sin embargo, sería el de la correspondencia con una calcarenita dunar (Fairbridge & Johnson, 1978) de edad cuaternaria (Gardner, 1983).

Las eolianitas son rocas relativamente populares, probablemente por su extensión superficial, localización y grado de cementación, lo cual les confiere una gran facilidad de extracción y de laboreo (Fig. 3). Esta puede ser la causa de que hayan sido utilizadas como piedra de construcción desde tiempos inmemoriales en los lugares donde aflora. De ahí también la gran cantidad de nombres populares que tiene a nivel regional. Al término inglés presente en la mayor parte de la literatura científica *aeolianite* (*eolianite* en inglés americano), hay que añadir los términos *kurkar* del Líbano, *ramleh* en Israel, *grès dunaire* del sur de Francia, el Magreb y Madagascar, *miliolite* del golfo pérsico, india o Arabia, *cay rock* de las Bahamas y Antillas, *dune rock* de Sudáfrica y Australia, *coastal limestone, consolidaed limestone* y *consolidated dunes* en Australia, *eolian calcarenite* en Estados Unidos y Australia (Fairbridge & Teichert, 1953; Bauer, 1961), *marès* o *pedra maresa* en Mallorca (Riba, 1997) y *pedra tosca* en la costa alicantina.

Figura 2. Eolianitas holocenas poco cementadas (Ses Arenes, Ciutadella, Menorca).

Figura 3. La facilidad de extracción permite el florecimiento de abundantes canteras de explotación de "*marès*" (S'Estret des Temps, Santanyí, Mallorca).

3. Localización y ambiente de depósito

Las eolianitas se disponen en medios insulares, litorales y áreas de plataforma de todo el mundo entre los 55º N y los 45º S, siendo muy abundantes en las zonas tropicales altas y subtropicales en regiones costeras áridas y/o semiáridas, con una escasa o nula presencia en zonas ecuatoriales (entre los 20º N y los 20º S). Estas áreas se caracterizan por ser zonas en donde soplan los vientos alisios y el clima es cálido. Las mayores acumulaciones se encuentran en las zonas subtropicales, especialmente cuando estas últimas están asociadas a amplias plataformas marinas. Los principales afloramientos se encuentran en la zona mediterránea, Sudáfrica, sur de Australia y el área del Caribe (Brooke, 2001), ligados a las provincias de mayor productividad carbonatada, sea de climas tropicales (Tucker & Wright 1990) o templados (James & Clarke, 1997).

Las mayores acumulaciones se dan en las zonas costeras, de forma primordial en la playa alta (*backshore*), donde los sedimentos arenosos se acumulan gracias a la deflación producida por el viento en la playa y en las arenas que son transportadas por los temporales más allá del nivel máximo de marea (Tucker & Wright 1990).

En costas bajas suelen formar cordones litorales que actúan como barreras en sistemas de drenaje que separan las albuferas o marismas. Presentan afloramientos que se extienden de forma general de 3 a 5 km hacia el interior y del orden de decenas de kilómetros en la dirección longitudinal a la costa con potencias que pueden exceder algunos centenares de metros, aunque lo normal es que sean tan solo de algunas decenas.

Aunque en casos extremos los sistemas de dunas litorales pueden migrar hacia el interior, o estar relacionadas con abanicos aluviales que les abastezcan de los sedimentos carbonatados (McKee & Ward, 1983), las eolianitas carbonatadas son muy extrañas fuera de los ambientes costeros.

4. Descripción petrológica y sedimentológica

4.1. Características texturales y de composición

Las características texturales y de composición de las eolianitas son muy similares a las que presentan la áreas fuente (normalmente playas) de las cuales derivan.

Desde un punto de vista petrológico químico la mayoría de eolianitas contienen más de un 50% de componentes carbonatados, en contra de lo que se podría denominar eolianita cuarzosa (<50% de $CaCO_3$).

Se trata de arenas de grano fino a grueso con una gran variabilidad y una clasificación en general buena aunque variable, con granos con índice de redondez de moderado a bueno y que presentan una textura *grainstone* (Fig. 4). Compa-

radas con otros depósitos eólicos silíceos suelen presentar un rango mayor en la variabilidad del tamaño de grano. Esta variabilidad viene condicionada por la variabilidad morfológica inicial de los componentes esqueléticos carbonatados, una densidad efectiva menor (condicionada por su porosidad intrapartícula y la microporosidad de cada bioclasto), así como también la morfología aplanada inicial de buena parte de ellos procedentes del retrabajamiento de las arenas de playa (que correspondería al área fuente).

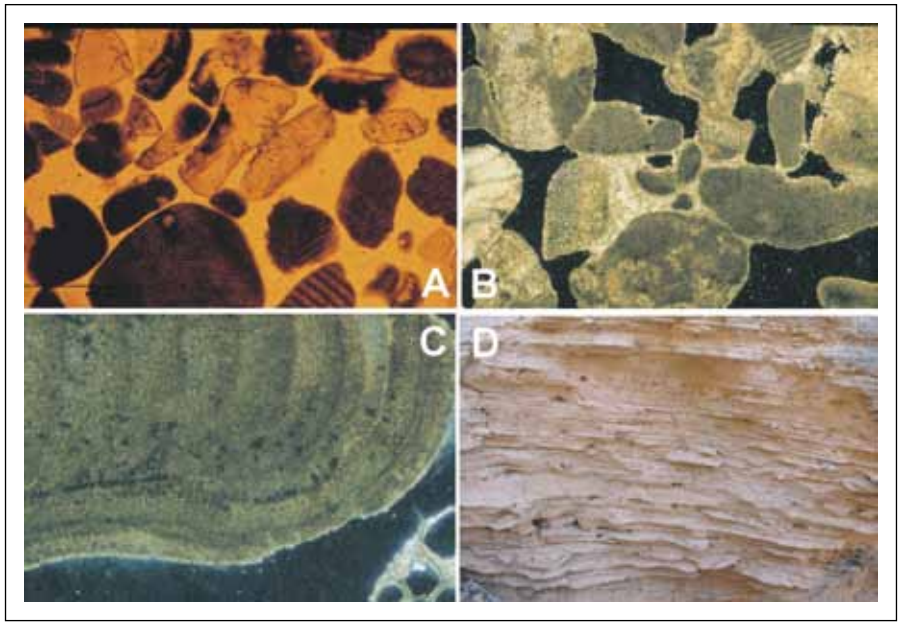


Figura 4. La textura de las eolianitas corresponde a arenas de grano fino a grueso (A), con diferentes grados de cementación generalmente de tipo vadoso (B), con una composición esencialmente bioclástica (C), y con grados de cementación diferente en función de las características texturales (D).

Los componentes mayoritarios de la roca son los granos esqueléticos (cuya composición dependerá de los organismos productores en las aguas marinas someras adyacentes y cuya proporción variará ampliamente de una localidad a otra). Entre sus componentes podemos destacar los fragmentos de algas coralináceas, moluscos y foraminíferos, los componentes carbonatados no esqueléticos, casi en exclusiva compuestos por los oolitos y los peloides, y otros elementos detríticos que dependerán de las características litológicas del área fuente, principalmente granos de cuarzo, u otros materiales de origen ígneo, así como componentes de eolianitas más antiguas. Es frecuente también la presencia de fragmentos de organismos terrestres como conchas de gasterópodos o incluso fragmentos de huesos de vertebrados. En todos los casos el cemento consiste en calcita.

No en todos los depósitos de dunas costeras predominan los componentes carbonatados. En realidad, en la mayor parte de áreas continentales, los vientos retrabajan los materiales aportados a la línea de costa por las corrientes fluviales, estando las dunas carbonatadas muy reducidas en extensión y limitándose a algunas bahías aisladas que reciben poco aporte sedimentario (Pye, 1993).

4.2. Sedimentología

Las eolianitas presentan una gran variedad de formas de dunas, que vienen controladas principalmente por el tipo de costa, baja o alta con la que se relacionan presentando dimensiones que fácilmente superan la decena de metros y con extensiones de orden kilométrico. Así, en costas bajas y relacionados con sistemas de playas barrera y cordones de dunas, son comunes los cuerpos arenosos lobulados que evolucionan por coalescencia a las características formas transversales. Son las más frecuentes en este tipo de costas, observándose en ellas fuertes pendientes de la morfología en dirección a tierra. Suelen evolucionar tierra adentro hacia dunas parabólicas que son las que predominan en el registro fósil (McKee & Ward, 1983), siendo especialmente abundantes en costas más entrecortadas y con el desarrollo de una vegetación más o menos incipiente. La estratificación cruzada es típicamente eólica (Fig. 5), planar tabular y en cuña, con ángulos máximos de buzamiento por encima de los 32º, aunque también es frecuente la laminación en surco (tipo *trough*) que forma las típicas secciones festoneadas. Las láminas de barlovento suelen presentar ángulos de buzamiento por debajo de los 10º (o 15º según los autores). También presentan laminación cruzada en surco (*trough cross-bedding*) y contorsionada. La curvatura de los *foresets* suele ser convexa, especialmente en relación a las dunas parabólicas. Las partes basales de las láminas (*foresets*) tienen una relación tangencial con la superficie basal debido a la gran cantidad de deposición por suspensión y carga.

Las laminación suele ser de orden milimétrico (de 2 mm a algunos cm) caracterizándose por pequeñas variaciones del tamaño de grano (variación estacional o del régimen de viento) y que suelen llevar parejo un diferente grado de cementación.

En la superficie de las láminas (Fig. 6) es posible observar en algunos casos *ripple marks* (con una característica orientación paralela a la dirección de buzamiento de las láminas de sotavento) y marcas de impacto de gotas de lluvia así como otras deformaciones en la laminación debidas a deslizamientos en las láminas con mayor pendiente. El espacio interdunar suele estar ocupado por la

acumulación de materiales finos y restos carbonosos debidos a la vegetación o depósitos de encharcamiento por la puntual inundación marina en momentos de temporal o marea alta.

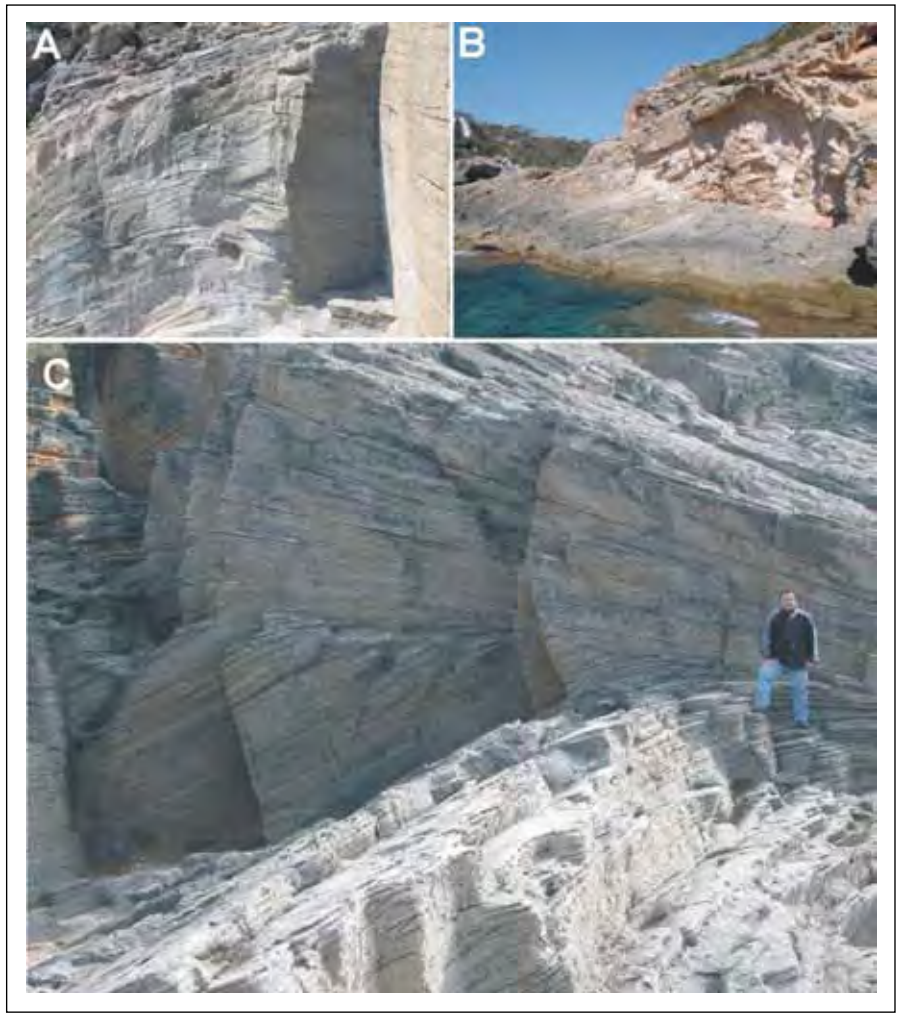


Figura 5. Los diversos tipos de laminaciones son claramente visibles gracias a las pequeñas variaciones texturales y a los tipos de duna. (A) estructura en *zig-zag* en la cresta de una duna eco; (B) laminación planar y contorsionada en una duna de obstáculo por la vegetación; (C) preservación de las láminas de barlovento y sotavento en una duna adosada a un acantilado. Diversas localidades del sureste de Mallorca.

La estructura básica, que consiste en una pendiente de bajo ángulo a barlovento y láminas con ángulo alto a sotavento que son las que quedan preservadas ante el avance de la duna, es totalmente diferente en las eolianitas relacionadas con costas altas y relacionadas con acantilados rocosos, donde el viento predominante en dirección a tierra sufre distorsiones que se reflejan en la estructuración de los depósitos eólicos que se adosan a su pie (Tsoar, 1983).

El resultado es una acumulación importante de arena que se traduce en un crecimiento vertical de las dunas (dunas eco), que suelen preservar tanto las láminas de barlovento como las de sotavento adquiriendo el buzamiento de dichas láminas ángulos críticos y con formación de estructura en *zig-zag* en las crestas (Fig. 5A), así como la alineación de las mismas de acuerdo con el trazado del acantilado (Clemmensen *et al.*, 2001). Una vez el relieve se suaviza, las dunas eco suelen evolucionar a dunas remontantes (Fig. 7) y ascendentes (*ascending and climbing dunes*), o en función de la pendiente a simples rampas arenosas con laminación plano-paralela (*sand ramps*).

Figura 6. Preservación de *ripples* en la superficie de las láminas (Cala Figuereta, Santanyí, Mallorca).

4.3. Otras características

4.3.1. Diagénesis

Las arenas carbonatadas eólicas sufren una cementación muy rápida por cemento carbonatado secundario, favorecida sin duda por la localización geográfica correspondiente a áreas con una clara estacionalidad con épocas de claro déficit hídrico o de extrema aridez. La cementación carbonatada formada por calcita puede, por este motivo, ser considerada como sindiagenética. Además, el grado de cementación se incrementa con su edad de forma progresiva, de modo que en algunos casos este aspecto ha sido utilizado para establecer una cronología relativa (Cuerda, 1989). La cementación da lugar a la disminución de la porosidad, que en los estadios iniciales puede llegar a superar el 35 %. También suele observarse un cambio progresivo en la mineralogía de los carbonatos, desde composiciones más aragoníticas y de calcita magnesiana (HMC), similares a las mineralogías de los sedimentos de las áreas fuente, hasta mineralogías carbonatadas más estables (Calvet & Esteban, 1977).

La cementación tiene lugar por aguas meteóricas en la zona vadosa (Ward, 1975) debido a la sobresaturación que se adquiere por la disolución parcial de los elementos aragoníticos y de calcita magnesiana, característicos de los componentes esqueléticos marinos. La cementación vadosa se caracteriza por el cemento de tipo menisco (en los contactos entre granos, Fig. 4B) y de tipo microestalactítico de composición casi siempre calcítica con bajo contenido en magnesio (LMC). También es frecuente la presencia de cementos fibrosos, formados por finas agujas de calcita o incluso envueltas micríticas de los granos que suelen relacionarse con raíces y niveles de paleosuelos (McKee & Ward, 1983). A pesar de ello se trata de rocas con una elevada porosidad primaria, lo que les confiere una gran permeabilidad.

4.3.2 Rizoconcreciones

Las rizoconcreciones son un elemento diagenético muy característico de las eolianitas. Se trata de concreciones carbonatadas formadas por la cementación preferente alrededor de las raíces de la vegetación de las dunas. Se caracterizan por presentar una orientación vertical (Fig. 8) y localmente con formas arborescentes con secciones que van desde milímetros hasta algunos centímetros de diámetro y en algunos casos de orden métrico en la vertical (Calvet *et al.*, 1975; Ward, 1975). La presencia de concreciones laminares (costras) y caliches (Klappa, 1978) relacionadas con paleosuelos son también muy frecuentes, destacando la presencia de una microestructura esférica formada por prismas radiales de calcita y producida por la calcificación de asociaciones de microrizas denominada *Microcodium* (Esteban & Klappa, 1983). La presencia masiva de todas estas estructuras puede llegar a obliterar en su totalidad la laminación del sistema dunar (el *dikaka* de Glennie & Evamy, 1968).

Figura 7. Las dunas remontantes y ascendentes son características de zonas costeras con acantilados rocosos bajos (Mal Pas, Alcudia, Mallorca).

4.3.3. Icnología

Dejando de lado la actividad correspondiente a los efectos de la vegetación, que ya se ha comentado y que son omnipresentes en la mayor parte de eolianitas, también han sido descritos algunos rastros de animales, estructuras poco comunes por la textura grosera de las eolianitas que no favorece su preservación y que además, en muchas ocasiones, son confundidas con estructuras de deformación físicas (Loope, 1986). Entre ellos destacan formas de habitación de características tubulares formadas por la acción de insectos y nidos de arácnidos (Fig. 9A), diversos tipos de bioturbaciones por la acción de abejas (Curran & White, 2001), pistas sinuosas por desplazamiento de organismos, galerías horizontales y redes arborescentes producidas por insectos (Fornós *et al.*, 2002) y muy especialmente pistas de vertebrados terrestres (Fig. 9B-D) que pueden llegar a concentrase en determinados niveles obliterando también en su totalidad la laminación de las dunas (Fornós *et al.*, 2002).

Figura 8. Las rizococreciones son los elementos diagenéticos más característicos de las eolianitas (Ses Arenes, Ciutadella, Menorca).

4.3.4. Desarrollo kárstico

Las formas "kársticas" por excelencia de los sistemas de dunas serían los caliches. Debido a su elevada porosidad primaria y a la poca potencia de los depósitos no se han descrito cavidades de importancia. También las típicas morfologías de lapiaz son poco frecuentes, localmente ha sido citado *rillenkarren*, en cambio sí que presentan un gran desarrollo todas aquellas formas relacionadas con el biokarst del lapiaz litoral (Gómez-Pujol & Fornós, 2008).

5. Depósitos asociados

Los depósitos asociados más característicos, y a la vez criterio para su reconocimiento en el registro fósil son los relacionados con la pedogénesis de los carbonatados, que dan como resultado horizontes con abundantes caliches y suelos ricos en arcillas, normalmente del tipo *terra rossa* (Carew & Mylroie, 2001), formando niveles resistentes que cubren las secuencias dunares y que permiten diferenciar los sistemas dunares depositados durante los diversos episodios de alto nivel del mar (*high-stands*). Estos paleosuelos forman capas dentro de las secuencias de eolianitas, con variados colores, rojos, marrones o parduzcos debido a los óxidos de hierro y con texturas predominantes limoso-arenosas (Fig. 10), y pueden ir acompañados de caliches (Esteban & Klappa, 1983). Dichos paleosuelos son el resultado de la variabilidad climática cuaternaria y podrían correlacionarse con episodios más húmedos y cálidos.

Figura 9. Las estructuras de origen biogénico son frecuentes en las eolianitas. (A) Pistas de insectos y nidos de arácnidos; (B) icnitas de vertebrados (*Myotragus* sp); (C) deformación de la laminación dunar por pisadas de vertebrados; (D) pistas de vertebrados.

Figura 10. La frecuente intercalación de paleosuelos entre eolianitas indica la variabilidad climática cuaternaria (Els Bancals, Llucmajor, Mallorca).

También se han descrito algunos ejemplos de interferencia con abanicos aluviales (Rose *et al.*, 1999) y depósitos coluviales que caracterizarían de nuevo claras alternancias de tipo climático con mayores aportes hídricos en sistemas fluviales más desarrollados (Fornós *et al.*, 2004). También puede darse la interferencia con depósitos de pie de talud y acantilados (Fig. 11), y depósitos asociados a costas rocosas (Clemmensen *et al.*, 2001). Debido a su relación con la oscilación del nivel marino y a su presencia en la zona costera, está clara también la alternancia e incluso la interdigitación con depósitos marinos coetáneos (Carew & Mylroie, 2001).

6. Eolianitas y Cuaternario

Las características diferenciales de las eolianitas y que permiten su reconocimiento son su asociación con paleosuelos y niveles con rizoconcreciones debidas a la calcificación de las raíces de la vegetación dunar. También sus características sedimentológicas marcadas por las estratificaciones cruzadas convexas de ángulos altos (por encima de los 32º) y la presencia de fósiles o icnofósiles terrestres puede ser un criterio de reconocimiento. Su desarrollo va ligado a: a) la presencia de una buena fuente de alimentación de arenas con elevado contenido en carbonatos que permite una rápida cementación, b) la presencia de vientos fuertes y persistentes en dirección a tierra, en general coincidentes con oscilaciones del nivel marino, y c) un clima semiárido estacional con alternancia de periodos secos con otros más húmedos. La aridez a su vez, implicaría en áreas continentales un menor aporte terrígeno fluvial hacia las zonas costeras y en consecuencia una sobrevaloración de la acumulación carbonatada biogénica. Estas características generales se dan en su máxima amplitud en los tiempos cuaternarios (Fig. 12).

Figura 11. En costas rocosas y acantiladas es frecuente la interacción entre los depósitos aluviales, coluviales, o de pie de acantilado y las eolianitas (La Victòria, Alcudia, Mallorca).

Las fluctuaciones más rápidas de tipo glacioeustático características del Cuaternario, inducidas por la variabilidad climática, han sido invocadas tradicionalmente en la génesis de dichas acumulaciones eólicas. Así como su origen

puede venir relacionado con la oscilación del nivel marino, su presencia puede ser indicadora de dichos fenómenos en tiempos geológicos pretéritos como por ejemplo el Paleozoico, aunque el mismo argumento ha sido utilizado de forma diferente con respecto a los ejemplos en eolianitas jurásicas y cretácicas (Abegg *et al.*, 2001).

Aunque se han descrito en el registro geológico algunos ejemplos con facies eólicas de composición carbonatada en el Carbonífero (Atchley & Loope, 1993) y también en el Mesozoico (Abegg *et al.*, 2001), no es muy frecuente su descripción en la literatura científica probablemente por su dificultad de reconocimiento. El mayor volumen de eolianitas descritas pertenecen al Cuaternario, aunque con algunos ejemplos podríamos alargar dicha presencia hasta el Plioceno (González-Hernández *et al.*, 2000) o incluso, al Mioceno (Malan, 1987).

A pesar de tener buenos afloramientos para su estudio y de estar bien establecida la curva de oscilación del nivel marino y su cronoestratigrafía, el origen de las eolianitas sigue siendo problemático debido probablemente a la variedad de modelos deposicionales, al contexto secuencial y estratigráfico y a los modelos que relacionan la deposición dunar con las áreas fuentes y de deflación (Abegg *et al.*, 2001).

En este sentido, la variabilidad de propuestas de la relación de las eolianitas con respecto al movimiento cíclico del nivel del mar es compleja, habiéndose descrito casi todas las posibilidades, siempre de acuerdo con la posible disponibilidad de una fuente de alimentación carbonatada bioclástica como es el caso de Baleares. Desde las correspondientes a fases regresivas, hasta las que se atribuyen a fases transgresivas (Carew & Mylroie, 2001), sin dejar de lado una conjunción de ambas (Fairbridge & Johnson, 1978), o incluso momentos de estabilización con un nivel del mar alto, y la formación de un sistema de dunas progradantes (James, 1997).

Relacionando la presencia de eolianitas con los diversos estadios isotópicos (Brooke, 2001), y por tanto con la oscilación del nivel marino se deduce que se encuentran eolianitas ligadas con los estadios interglaciales (nivel de mar alto) y periodos interestadiales; en este caso los paleosuelos podrían indicar momentos de bajada del nivel marino (Herwitz & Muhs, 1995). Los MIS (estadios isotópicos del oxígeno en depósitos marinos, *Marine Isotopic Stages*) 5a, 5e, 7, 9 y 11 presentan muchos ejemplos (Hearty & Vacher, 1994; Hearty & Kindler, 1993; entre otros). Por otro lado, también han sido citadas, aunque de forma no tan frecuente, eolianitas relacionadas con periodos fríos (Fumanal, 1995; Frenchen *et al.*, 2001; Clemmensen *et al.*, 2001; Fornós *et al.*, 2009, entre otros), que durante momentos más fríos y ventosos (Price *et al.*, 2001) retrabajarían los sedi-

Figura 12. Las eolianitas cuaternarias son unos depósitos muy abundantes en toda la costa mediterránea (Ses Penyes Rotges, Calvià, Mallorca).

mentos carbonatados producidos en periodos más cálidos, o incluso sedimentos de plataforma relictos menos litificados por las condiciones áridas glaciales. A destacar que también se han descrito eolianitas en la actualidad sumergidas y correspondientes a niveles bajos del nivel marino (James *et al.*, 1997).

La relación del perfil deposicional con el clima es otro aspecto que ha sido propuesto en la literatura. Así, podemos tener un depósito continuo en relación a la oscilación del nivel marino en los clásicos modelos de rampa carbonatada más característicos de zonas templadas (Fornós & Ahr, 2006), o sólo en momentos de nivel del mar alto dentro del modelo de plataforma estrecha y abrupta (*steep-rimmed platforms*), más característico de mares cálidos. En ambos casos el clima tan sólo afectaría al grado y velocidad de migración hacia el interior de los depósitos eólicos, o a su estabilización por la vegetación. Esta última se daría en periodos más húmedos, implicando también un mayor grado de cementación, en comparación con los más áridos, con menor cobertura vegetal y por tanto mayor facilidad de migración.

En relación con el registro geológico, dada la presencia de las eolianitas a una determinada latitud, su presencia podría ser indicadora no sólo de paleoclimas y paleocostas, sino también de paleolatitudes. Su significado paleoclimático viene además detallado por las características diferenciales de su diagénesis (tipos de cementos, presencia de rizoconcreciones, etc.) que se pueden relacionar con las diferentes fases climáticas del Cuaternario (Calvet, 1979; Harrison, 1975).

En resumen, el punto más sensible a la oscilación del nivel marino durante el Cuaternario es sin duda alguna la zona costera; será pues ésta la que refleje en mayor medida cualquier cambio de tipo climático que conlleva, tanto la oscilación del nivel del mar, como del aporte fluvial hacia las zonas costeras o la variación del régimen de vientos. La eolianitas han sido consideradas en este aspecto como las que registran la evolución de la producción carbonatada marina y el cambio costero ambiental (Vacher, 1997).

Una pequeña bajada del nivel marino no relacionada con una glaciación puede también producir una abundante removilización de los sedimentos relacionados con la línea de costa y por tanto puede influir en la formación de dunas. A otra escala, el mismo efecto lo podemos relacionar con las variaciones estacionales y barométricas.

En cualquier caso, los factores que parecen condicionar el desarrollo de la deposición eólica carbonatada son: una exposición subaérea, cambios glacioeustáticos del nivel del mar, aguas cálidas, poco o nulo aporte siliciclástico, clima árido y vientos litorales fuertes en dirección a tierra.

Agradecimientos

El presente trabajo es una contribución al proyecto de investigación financiado por el *Ministerio de Ciencia e Innovación* CGL2009-07392.

Referencias

Abegg, F.E., Harris, P.M. & Loope, D.B. (Eds.) (2001). *Modern and Ancient Carbonate Eolianites. Sedimentology, Sequence Stratigraphy, and Diagenesis*. SEPM Special Publication, 71, 207 pp.

Abegg, F.E., Loope, D.B., & Harris, P.M. (Eds.) (2001). Carbonate eolianites-Depositional models and diageneis. *SEPM Special Publication,* 71, 17 – 30.

Atchley, S.C. & Loope, D.B. (1993). Low-stand aeolian influence on stratigraphic completeness: upper member of the Hermosa Formation (latest Carboniferous), southeast Utah, USA. *Spec. Publ. International Association of Sedimentology*, 16, 127 – 149.

Bauer, F.H. (1961). Chronic problems of terrace study in Southern Australia. *Zeitschrift für Geomorpologie*, 3, 57 – 72.

Brooke, B. (2001). The distribution of carbonate eolianite. *Earth-Science Reviews*, 55, 135 – 164.

Butzer, K.W. & Cuerda, J. (1962). Coastal stratigraphy of southern Mallorca and its implications for the Pleistocene chronology of the Mediterranean Sea. *Journal of Geology*, 70, 398 – 416.

Calvet, F. & Esteban, M. (1977). Evolución diagenética en los sedimentos carbonatados marinos del Pleistoceno de Mallorca. *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*, 22, 96 – 118.

Calvet, F. (1979). *Evolució diagenética en els sediments carbonatats del Pleistocè mallorquí*. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona. Inédita.

Calvet, F., Pomar, L. & Esteban, M. (1975). Las rizocreciones del Pleistoceno de Mallorca. *Instituto de Investigaciones Geológicas,* Universidad de Barcelona, 30, 35 – 60.

Carew, J.L. & Mylroie, J.E. (2001). Quaternary carbonate eolianites of the Bahamas: useful analogues for the interpretation of ancient rocks? En: *Modern and Ancient Carbonate Eolianites. Sedimentology, Sequence Stratigraphy, and Diagenesis* (Abegg, F.E., Loope, D.B., & Harris, P.M. eds.), SEPM Special Publication, 71, 33 – 45.

Clemmensen, L.B., Fornós, J.J. & Rodríguez-Perea, A. (1997). Morphology and architecture of late Pleistocene cliff-front dune, Mallorca, Western Mediterranean. *Terra Nova*, 9, 251 – 254.

Clemmensen, L.B., Lisborg, T., Fornós, J.J. & Bromley, R. (2001). Cliff-front Aeolian and colluvial deposits, Mallorca, Western Mediterranean: a record of climatic and environmental change during the last glacial period. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 48, 217 – 232.

Cuerda, J. (1989). *Los tiempos cuaternarios en Baleares*. (2a edición). Dir. Gral. Cultura, Conselleria de Cultura, Eduació i Esports. Govern Balear. Mallorca, 305 pp.

Curran, H.A. & White, B. (2001). Ichnology of Holocene carbonate eolianites of the Bahamas. En: *Modern and Ancient Carbonate Eolianites. Sedimentology, Sequence Stratigraphy, and Diagenesis* (Abegg, F.E., Loope, D.B. & Harris, P.M., eds.). SEPM Special Publication, 71, 47 – 56.

Damnati, B., Maatouk, M., Meco, J. & Petit-Maire, N. (2005-*2006*). Sédimentologie et minéralogie de la séquence sédimentaire "Mala" située a Lanzarote (îles Canaries, Espagne): Les significations paléoclimatiques. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 18(3-4), 179 – 185.

Davis, R.A. Jr (1983). *Depositional Systems: A genetic approach to sedimentary geology: Englegwood Cliffs, New Jersey*. Prentice Hall, Inc., 669 pp.

Esteban, M. & Klappa, C.F. (1983). Subaerial exposure environment. En: *Carbonate Depositional Enironments* (Scholle, P.A., Bebout, D.G. & and Moore, C.H., eds.). Mem. American Association of Petroleum Geologists, 33, 1 – 54.

Fairbridge, R.W. & Johnson, D.L. (1978). Eolianite. En: *The Encyclopedia of Sedimentology* (Fairbridge, R.W. & Bourgeois, J., eds.). Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, PA, 279 – 282.

Fairbridge, R.W. & Teichert, C. (1953). Soil horizons and marine bands in the coastal limestones of Western Australia. *Journal of the Royal Society of New South Wales*, 86, 68 – 87.

Fornós, J.J. & Ahr, W.M. (2006). Present-day temperate carbonate sedimentation on the Balearic Platform, western Mediterraenan: compositional and textural variation along a low-energy isolated ramp. En: *Cool-water carbonates: Depositional systems and palaeoenvironmental controls* (Pedley, H.M. & Carannante, G., eds). Geological Society, London, Spec. Publ., 255, 71 – 84.

Fornós, J.J., Bromley, R.G., Clemmesen, L.B. & Rodríguez-Perea, A. (2002). Traces and trackways of *Myotragus balearicus* Bate (Artyodactyla, Caprinae) in Pleistocene aeolianites from Mallorca (Balearic Islands, Western Mediterranean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 180, 277 – 313.

Fornós, J.J.; Gómez-Pujol, L. & Clemmensen, L.B. (2004). Facies architechture of interbedded aeolianites and alluvial fans deposits: the Late Pleistocene of Pollença Bay (Mallorca Is., Western Meditterranean). *International Association of Sedimentology 23rd Meeting,* Coimbra. Portugal, Abstracts Book, p. 116.

Fornós, J.J., Clemmensen, L.B., Gómez-Pujol, L. & Murray, A.S. (2009). Late Pleistocene carbonate aeolianites on Mallorca, Western Mediterranean: a luminescence chronology. *Quaternary Science Reviews*, 28 (25-26), 2697 – 2709.

Frenchen, M., Dermann, B., Boenigk, W. & Ronen, A. (2001). Luminiscence chronology of aeolianites from the section at Gival Olga-Coastal Plain of Israel. *Quaternary Science Reviews (Quaternary Geochronology)*, 20, 805 – 809.

Fumanal, M.P. (1995). Pleistocene dune systems in the Valencian Betic cliffs (Spain). *INQUA Subcomission on Mediteranean and Black Sea Shorelines Newsleter*, 17, 32 – 38.

Gardner, R.A.M. (1983). Aeolianites. En: *Chemical sediments and geomorphology* (Goudie, A.S. & Pye, K., eds.). Academic Press. London, 265 – 300.

Glennie, K.W. & Evamy, B.D. (1968). Dikaka-plants and plant-root structures associated with Aeolian sand. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 23, 77 – 87.

Gómez-Pujol, L. & Fornós, J.J. (2009). Coastal karren in the Balearic islands. En: *Karst rock features, Karren sculpturing* (Ginés, A., Knez, M., Slabe, T. & Dreybrodt, W., eds.). Zalozba ZRC, Postojna, 487 – 502.

González-Hernández, F.M., Mörner, N.A., Goy, J.L., Zazo, C. & Silva, P.G. (2000). Resultados paleomagnéticos de los depósitos Plio-Pleistocenos de la Cuenca de Palma (Mallorca, España). *Estudios Geológicos*, 56, 163 – 173.

Goudie, A.S., Livingstone, I. & Stokes, S. (1999). *Aeolian environments, sediments and ladforms*. Wiley, Chichester, 325 pp.

Goy, J.L. & Zazo, C. (1986). Western Almería (Spain) coastline changes since the Last Interglacial. *Journal of Coastal Research*, 1, 89 – 93.

Goy, J.L., Zazo, C., Bardají, T., Somoza, L., Causse, C. & Hillaire-Marcel, C. (1993). Eléments d'una chronostratigraphie du Thyrrhénien des régions d'Alicante-Murcia, Sud-Est de l'Espagne. *Geodinamica Acta*, 6, 103 – 119.

Gutiérrez-Elorza, M. (Coord.) (2002). Quaternary. En: *The Geology of Spain* (Gibbons, W. & Moreno, T., eds.). Geological Society, London, 14, 335 – 366.

Harrison, R.S. (1975). Porosity in Pleistocene grainstones from Barbados: some preliminary observations. *Bulletin of Canadian Petrology and Geology*, 3, 383 – 392.

Hearty, P.J. & Kindler, P. (1993). New perspectives on Bahamian Geology: San Salvador Island, Bahamas. *Journal of Coastal Research*, 9(2), 577 – 594.

Hearty, P.J. & Vacher, H.L. (1994). Quaternary stratigraphy of Bermuda: A high resolution Pre-Sangamonian rock record. *Quaternary Science Reviews*, 13, 685 – 697.

Herwitz, S.R. & Muhs, D.R. (1995). Bermuda solution pipe soils: a geochemical evaluation of eolian parent materials. En: *Terrestrial and shallow marine geology of the Bahamas and Bermuda* (Curran, H.A. & White, B., eds.). Geological Society of America, Special Paper 300, Boulder, CO, pp. 311 – 324.

Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., Gariepy, C., Zazo, C., Hoyos, M. & Goy, J.L. (1995). U-series dating by the TIMS Technique of land snails from paleosols in the Canary Islands. *Quaternary Research*, 44, 276 – 282.

James, N.P. & Clarke, J.A.D. (Eds.) (1997). *Cool-water carbonates*. SEPM Special Publication, 56, Tulsa, 440 pp.

James, N.P. (1997). The cool-water carbonate depositional realm. En: *Cool-water carbonates* (James, N.P. & Clarke, J.A.D., eds.). SEPM Special Publication, 56, Tulsa, 1 – 20.

James, N.P., Bone, Y., Hageman, S.J., Feary, D.A. & Gostin, V.A. (1997). Cool-water carbonate sedimentation during the terminal Quaternary sea-level cycle: Lincoln shelf, Southern Australia. En: *Cool-water carbonates* (James, N.P. & Clarke, J.A.D., eds.). SEPM Special Publication, Tulsa, 56, 52 – 75.

Klappa, C.F. (1978). Biolithogenesis of *Microcodium*: elucidation. *Sedimentology*, 25, 489 – 522.

Loope, D.B. (1986). Recognizing and utilizing vertebrate traces in cross section: Cenozoic hoofprints from Nebraska. *Palaios*, 1, 141 – 151.

Malan, J.A. (1987). The Bredasdorp Group in the area between Gans Bay and Mossel Bay. *South African Journal of Science*, 83, 506 – 507.

Martínez, M.L. & Psuty, N.P. (2007). *Coastal dunes: ecology and conservation*. Springer, Berlin-Heidelberg, 388 pp.

McKee, E.D. & Ward, W.C. (1983). Eolian Environment. En: *Carbonate Depositional Environments* (Scholle, P.A., Bebout, D.G. & and Moore, C.H., eds.). Memories of the American Association of Petrology and Geology, 33, 132 – 170.

Nielsen, K.A., Clemmensen, L.B. & Fornós, J.J. (2004). Middle Pleistocene magnetostratigraphy and susceptibility stratigraphy: data from a carbonate Aeolian system, Mallorca, Western Mediterranean. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1733 – 1756.

Perry, Ch. & Taylor, K. (2006). *Environmental sedimentology*. Wiley, 460 p.

Price, D.M., Brooke, B.P. & Woodroffe, C.D. (2001). Thermoluminiscence dating of aeolianites from Lord Howe Island and south-west Western Australia. *Quaternary Science Reviews (Quaternary Geochronology)*, 20, 841 – 846.

Pye, K. & Lancaster, N. (1993). Aeolian sediments. Ancient and Modern. *Special Publications of the International Association of Sedimentology*, 16, 1 – 167.

Pye, K. (1993). Late Quaternary development of coastal parabolic megadune complexes in northeastern Australia. *Special Publications of the International Association of Sedimentology*, 16, 23 – 44.

Reading, H.G. (1996). *Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Wiley-Blackwell, Oxford. 704 pp.

Riba, O. (1997). *Diccionari de Geologia*. Institut d'Estudis Catalans. Enciclopèdia Catalana. Barcelona, 1407 pp.

Riquelme, J. (1999). Las eolianitas pleistocenas del litoral valenciano: un ensayo de síntesis. *Geoarqueologia i Quaternari litoral, Memorial M.P. Fumanal, València*, 419 – 427.

Rose, J., Meng, X. & Watson, C. (1999). Paleoclimate and paleoenvironmental responses in the western Mediterranean over the last 140 ka: evidence from Mallorca, Spain. *Journal of the Geological Society,* London, 150, 435 – 448.

Sayles, R.W. (1931). Bermuda during the Ice Age. *Proceedings of the American Academy of Arts and Sciences,* 66, 382 – 467.

Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Jiménez, J., Fornós, J.J., Cabrero, A., Bardají, T., Mateos, R.M., González-Hernández, F.M., Hillaire-Marcel, Cl. & Bassam, G. (2005). Mallorca Island: Geomorphological evolution and neotectonics. En: *Field Trip Guides. Sixth International Conference on Geomorphology* (Desir, G., Gutiérrez, F. & Gutiérrez, M., eds). International Association of Geomorphologists, Zaragoza, 433 – 472.

Tsoar, H. (1983). Wind tunnel modelling of echo and climbing dunes. En *Eolian sediments and processes* (Brookfield, M.E. & Ahlbrandt, T.S., eds.). Elsevier, Amsterdam, 247 – 259.

Tucker, M.E. & Wright, V.P. (1990). *Carbonate sedimentology.* Blackwell Scientific Publications, Oxford. 482 pp.

Vacher, H.L. (1997). Introduction: varieties of carbonate islands and historical perspective. En: *Geology and hydrogeology of carbonate islands* (Vacher, H.L. & Quinn, T.M., eds.). Developments in Sedimentology, Elsevier, Amsterdam, 54, 1 – 34.

Ward, W.C. (1975). Petrology and diagenesis of carbonate eolianites of Northeastern Yucatán Peninsula, Mexico. *American Association of Petroleum Geologists.* Studies in Geology, 2, 500 – 571.

13. Las dunas costeras del Presente y Último Interglaciar en Málaga, Almería y Murcia

T. Bardají [1], C. Zazo[2], J. Lario[3], J.L. Goy[4], A. Cabero[5], C.J. Dabrio[5] y P.G. Silva [6]

1. Introducción

La presencia de dunas costeras está relacionada con la suma de distintos factores de carácter sedimentario, geomorfológico y ambiental. En costas con influencia mareal, el aporte sedimentario puede obtenerse mediante la exposición periódica de la llanura intermareal. En costas sin mareas o micromareales, como es el caso de las costas mediterráneas de Málaga, Almería y Murcia, la propia playa es la principal fuente de aporte de estos sistemas dunares, formándose inicialmente *foredunes*, y si hay aporte sedimentario y espacio suficiente, campos de dunas asociados. En sistemas costeros, las *foredunes* actúan como reserva de arena para la playa, de forma que se produce un equilibrio estacional entre sedimentación y erosión. Cuando las playas están constituidas principalmente por gravas, como es el caso de muchas de las playas de Málaga y Almería, es más difícil asegurar la fuente de sedimento de carácter arenoso propio de los sistemas dunares. El segundo factor, el geomorfológico o morfosedimentario, está ligado a la pendiente o perfil de playa, así como al espacio de acomodación. Aquellas zonas con relieves acentuados cerca de la línea de costa o con playas de tipo reflectivo, con elevada pendiente tanto en el *foreshore* como el *shoreface*, presentan mayores limitaciones para el desarrollo de dunas costeras, ya que las olas rompen

1. Dpto. de Geología, Universidad de Alcalá. 28871-Alcalá de Henares (Madrid).
Email: *teresa.bardaji@uah.es*

2. Dpto. de Geología, Museo Nal. CC. Naturales, CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006-Madrid.

3. Dpto. de Ciencias Analíticas, Fac. Ciencias. Universidad Nacional de Educación a Distancia (UNED), 28040-Madrid.

4. Dpto. de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. 37008-Salamanca.

5. Dpto. de Estratigrafía, Facultad de CC. Geológicas. Insto. de Geología Económica CSIC. Universidad Complutense, 28040- Madrid.

6. Dpto. de Geología, Universidad de Salamanca, Escuela Politécnica Superior de Ávila. C/ Hornos Caleros, 50. 05003-Ávila.

prácticamente al llegar al *foreshore*, produciéndose la reflexión de la energía de nuevo hacia el mar. Pendiente y oleaje, además de un tamaño de grano grueso, dificultan el desarrollo de un *foreshore* amplio y la incorporación de sedimento a los sistemas de dunas asociados. Por el contrario, en playas con baja pendiente, de carácter disipativo, se favorece la formación de un *foreshore* amplio y bien desarrollado, que puede ayudar a la removilización de arena necesaria para la formación de dunas. Por último, es necesario que existan vientos persistentes perpendiculares u oblicuos a la línea de costa, que aseguren la movilización de los sedimentos arenosos y su incorporación a los sistemas dunares.

La suma de estos tres factores va a favorecer o dificultar el desarrollo de dunas costeras. Por lo tanto, si analizamos la incidencia de dichos factores en los litorales de Málaga, Almería y Murcia, podremos entender el diferente desarrollo de dunas costeras entre ellos y con respecto al resto de costas peninsulares.

2. Las dunas del presente interglaciar

2.1. El litoral de Málaga

El litoral de Málaga presenta unas características propias que dificultan enormemente el registro de sistemas de dunas costeras importantes. En primer lugar, la principal fuente de aporte a la costa malagueña son unos sistemas fluviales (ríos y ramblas) sin jerarquizar, torrenciales e irregulares, provenientes de las sierras cercanas, lo que determina, por lo general, una granulometría gruesa en las playas. Estos ríos y ramblas presentan además una notable reducción de aporte de sólidos en las últimas décadas debido a la retención de sedimentos finos vía creación de pantanos, embalses y otros tipos de intervenciones antrópicas. En segundo lugar, la presencia de sierras más o menos importantes muy cerca de la costa condiciona una llanura litoral estrecha y poco desarrollada, interrumpida por las desembocaduras de los sistemas fluviales principales y, por lo general, con una elevada pendiente que continúa en la plataforma continental, al menos entre los 0 y -55 m (Fig. 1), (Málvarez *et al.*, 1998; Martín-Serrano *et al.*, 2005; Vázquez, 2005).

La suma de estos dos factores es la responsable principal de que las playas a lo largo del litoral malagueño presenten un carácter reflectivo, acentuado en las últimas décadas por la elevada actividad antrópica (Málvarez *et al.*, 1998), con una granulometría gruesa y una elevada pendiente asociada. Todo ello contribuye de manera decisiva a dificultar el desarrollo de sistemas dunares costeros, independientemente de la dirección e intensidad de los vientos dominantes.

Paralelamente, la elevada presión urbanística del litoral malagueño, la mayor de toda Andalucía con casi un 60% de ocupación, dificulta tanto el desarrollo de

dunas costeras como su conservación. Algunos restos de cordones dunares más extensos que ocupaban parte del litoral antes de la gran expansión urbanística pueden todavía observarse, aunque en un estado muy degradado, en la parte alta de las playas del Alicate, La Víbora o Los Monteros, en Marbella, o en Estepona el sistema dunar de Matas Verdes, por poner algún ejemplo. El único caso relativamente bien conservado de dunas costeras en la provincia de Málaga son las dunas de Artola o Cabo Pino.

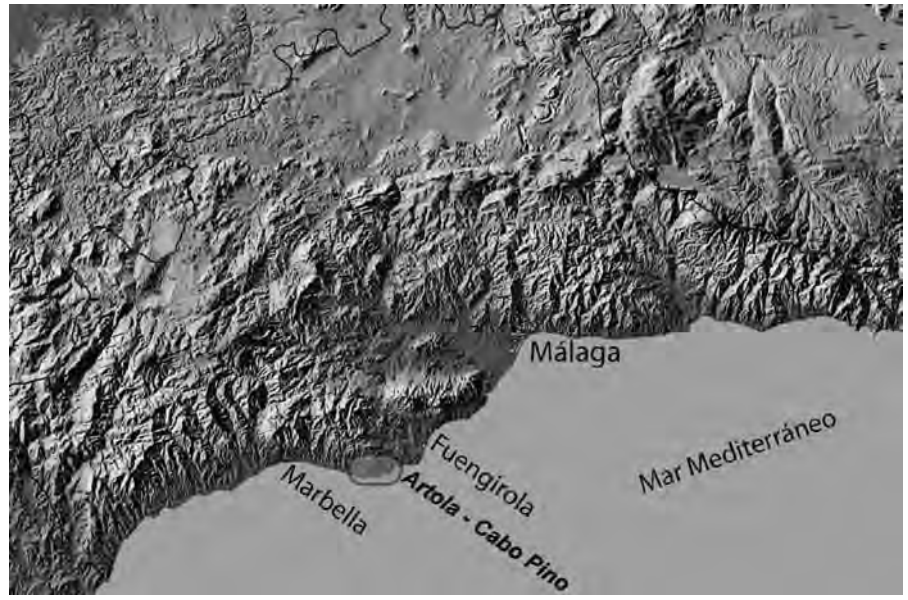


Figura 1. Litoral de Málaga con localización de los principales sistemas dunares.

2.1.1. El Complejo Dunar de Artola – Cabo Pino

Declarado Monumento Natural por la Junta de Andalucía en Septiembre de 2003, presenta 1 de los únicos 8 km de costa protegidos, de un total de 143 kilómetros lineales que tiene la costa malagueña, lo que ya nos habla de la fragilidad de este complejo dunar sometido a una importante presión antrópica. El Complejo Dunar de Cabopino (ver Fig. 1 para localización), también llamado Dunas de Artola, con sus casi 20 ha de extensión, constituye el único sistema dunar de cierta entidad de todo el litoral malagueño (Fig. 2) (Málvarez *et al.*, 1998).

La actividad eólica en esta zona de la Costa del Sol se encuentra intensificada por la presencia del Cabo de Calaburras hacia el Este, lo que aumenta la capacidad de transporte por la acción de los vientos predominantes en la zona (Poniente y Levante). Paralelamente, la orientación E-W de la línea de costa y la topogra-

fía de la plataforma en este sector han favorecido la creación de una importante corriente de deriva litoral hacia el Oeste (Málvarez *et al.*, 1998), que arrastra los materiales erosionados en la zona de Fuengirola, más expuesta a los vientos de levante y con aportes fluviales regulares de materiales finos. Según estos autores, todo esto hace que el sistema dunar de Cabopino haya encontrado una fuente constante de alimentación, que ha asegurado su creación y mantenimiento.

Figura 2. Monumento Natural de las Dunas de Artola o Cabopino (Imagen tomada de Google Earth, 2008).

Este complejo dunar está formado por dos sistemas de dunas, un sistema más antiguo y más alejado de la línea de costa, sin movilidad actual, cuyas arenas se encuentran fijadas por una vegetación compuesta por pinos, sabinas y monte bajo mediterráneo (Fig. 3). Hacia el mar se desarrolla, paralelamente a la línea de costa, un segundo sistema de dunas móviles, más activas según su cercanía a la playa, con vegetación psammófila especialmente adaptada a condiciones de intensa insolación (Red de Espacios Protegidos de la Junta de Andalucía, 2007).

Estado actual de conservación. Principales amenazas

La presencia de este complejo dunar está ligada, entre otros factores, a la exposición S y SW de la costa y a la geometría natural de la playa de tipo disipativo. La construcción del puerto deportivo en los años 70, alteró totalmente la dinámica litoral y la topografía infralitoral, comenzando así un período dominado por la erosión y pérdida de sedimentos que continúa en la actualidad. La interrupción del transporte sedimentario como consecuencia de la construcción del muelle de levante (Fig. 2), ha favorecido su acumulación aguas arriba de la

deriva litoral, con el consiguiente aumento de la pendiente en la zona de *surf* (Málvarez *et al.*, 1998), aumentando la reflectividad de la playa y con ello la pérdida de los materiales finos que alimentaban previamente al complejo dunar.

Como consecuencia de este proceso, la playa que protege al sistema dunar de Cabopino, sufre desde entonces un continuo proceso de erosión, que en determinados puntos ha provocado la desaparición total de la misma, empezando a evidenciarse procesos erosivos sobre las dunas. La radical transformación de aquellas condiciones naturales que favorecieron el desarrollo de este complejo dunar, han sido sustituidas por otras que no solo impiden el desarrollo sino que comienzan a destruir los sistemas dunares preexistentes.

Figura 3. Imagen del Complejo Dunar de Artola o Cabopino (MMAMRM, 2009).

2.2. El litoral de Almería

La actividad eólica es mucho más intensa en el litoral de la provincia de Almería que en Málaga. Las manifestaciones de actividad eólica no se limitan únicamente al desarrollo de sistemas dunares, fósiles y actuales o subactuales, sino que también es relevante la existencia de extensas superficies de deflación con desarrollo de ventifactos.

Por lo que respecta al registro dunar, gran parte del mismo ha desaparecido en esta provincia en los últimos años como consecuencia de la presión urbanística, tanto turística como agrícola (invernaderos). No obstante hemos seleccionado los cuatro sectores que consideramos más representativos de este litoral (Fig. 4): El sector occidental de Campo Dalías, entre Adra y Guardias Viejas; la Reserva Natural de Punta Entinas – El Sabinar; el sector litoral del Campo de Níjar, entre El Alquián y Cabo de Gata, y el Sector oriental de la provincia, entre el de Cabo de Gata y la provincia de Murcia.

Figura 4. Localización de los principales sistemas dunares del litoral occidental de Almería (Adra – Roquetas).

2.2.1. Adra – Guardias Viejas

En el sector occidental del Campo de Dalías han sido citados (Ovejero, 1969; Baena & Ewert, 1983) numerosos ejemplos de dunas rampantes o remontantes discontinuas, apoyadas sobre acantilados fósiles desde la zona de la Albufera de Adra hasta Guardias Viejas (Fig. 4). En esta última zona es donde presentan una mayor extensión, y en donde fosilizan sucesivos acantilados fósiles, alcanzando su mayor espesor y altura en la Punta de Culo de Perros (Fig. 5). No obstante, la urbanización de esta zona y principalmente la ocupación por invernaderos que ha transformado el paisaje en los últimos años, han hecho desaparecer muchos de estos enclaves.

Figura 5. Dunas rampantes ya desaparecidas en Punta de Culo de Perros (Ovejero, 1969).

La edad de estas formaciones puede establecerse, de manera relativa, en función de su posición con respecto a los acantilados sobre los que se apoyan. Estos acantilados se desarrollan sobre materiales marinos correspondientes al Último Interglaciar y sistemas aluviales del Último Período Glaciar (Goy & Zazo, 1986; Baena & Ewert, 1983). El desarrollo de estas dunas debió producirse por tanto entre el Óptimo Climático Holoceno y la actualidad, asociado con un nivel del mar en retroceso hasta su posición actual. La edad de esta alta posición del nivel del mar, asociada al Óptimo Climático Holoceno, ha sido establecida en 7.400 cal. BP en el S y SE de la Península Ibérica (Zazo *et al.*, 1994; Dabrio *et al.*, 2000; Goy *et al.*, 2003).

2.2.2. El Paraje Natural de Punta Entinas – El Sabinar

El Paraje Natural de Punta Entinas-Sabinar se extiende desde la urbanización de Almerimar hasta Roquetas de Mar, abarcando una superficie de unas 1.945 ha, dentro de la cual se ha declarado Reserva Natural, con una extensión de 785 ha, la zona comprendida entre Punta Entinas y Punta Sabinar (Figs. 4 y 6). Este Paraje incluye una serie de lagunas litorales (Las Entinas, los Cerrillos, Las Marinas) cerradas por el crecimiento de flechas litorales holocenas (*beach ridges*), a las que se asocian estos sistemas dunares (*foredunes*).

Todas estas unidades morfosedimentarias se encuentran encajadas y adosadas al pequeño paleoacantilado labrado durante una alta posición del nivel del mar durante el Holoceno. La edad y el inicio del desarrollo de los sistemas

dunares puede establecerse a partir del análisis de la evolución morfodinámica de este sector (Goy *et al.*, 2003).

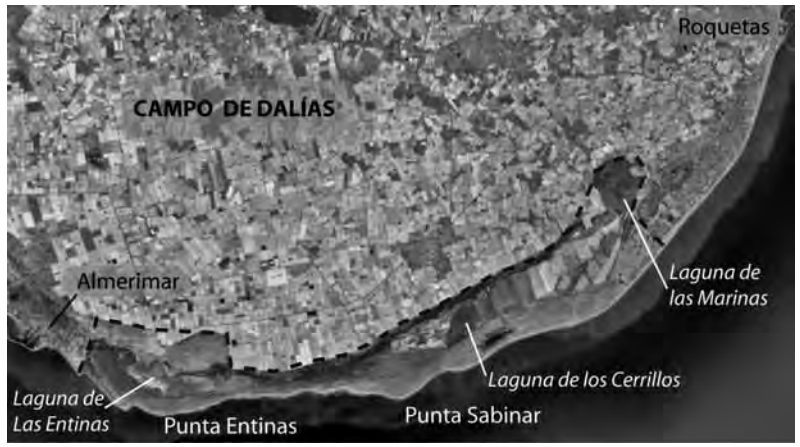


Figura 6. Límites del Paraje Natural de Punta Entinas – Sabinar (imagen tomada de Google Earth, 2008).

Tras el desarrollo de dicho paleoacantilado hace ca. 7.400 cal BP, comienza la progradación de hasta 6 sistemas de flechas litorales (H1 a H6 según Goy *et al.*, 2003) cuyo diferente desarrollo y distribución ha permitido reconstruir los cambios experimentados por el régimen de vientos a lo largo del Holoceno (Fig. 7). Según esta reconstrucción, durante gran parte de la historia deposicional de este sector (desde 7400 hasta 3000 cal BP) existía un equilibrio entre las corrientes de deriva litoral promovidas respectivamente por vientos del W y del E. Entre 2700 y 1900 cal BP (H4), se produce un cambio drástico en la dinámica litoral en este sector comenzando a predominar una deriva litoral dirigida por vientos dominantes del SW, con erosión de las unidades previas, condiciones que perduran en la actualidad.

Este cambio ambiental ocurrido hace ca. 2700 cal BP, se registra también en otros puntos del Sur de la Península Ibérica. Goy *et al.* (1998) encuentran que las acumulaciones eólicas holocenas en la zona de Cabo de Gata, comienzan hace ca. 2700 cal BP como consecuencia de una intensificación en los vientos del SW. Borja *et al.* (1999) también encuentran que el inicio de la acumulación de dunas en el Golfo de Cádiz comenzó hace ca. 2700 cal BP, bajo vientos dominantes del WSW. Registros polínicos en el Mediterráneo occidental, apuntan hacia una fase de mayor aridez hacia los 2780 cal BP (Jalut *et al.*, 2000).

Todos estos datos indican que el momento en que comienzan a desarrollarse los sistemas dunares puede correlacionarse con esta fase de mayor aridez y cambios en la dirección de los vientos dominantes.

En la actualidad se pueden distinguir dos sistemas dunares, uno móvil más cercano al litoral, y un segundo sistema de dunas semiestabilizadas por la vegetación hacia el interior. Ambos sistemas responden al mismo modelo genético, ya que en ambos casos se trata de *foredunes*, que se desarrollan en la parte más interna de la playa o de un *beach ridge*, como es nuestro caso. El sistema más antiguo, semiestabilizado por la vegetación, está constituido en realidad por las diferentes *foredunes* asociadas a los primeros sistemas de flechas litorales y *beach ridges* desarrollados entre los ca. 7000 cal BP y los ca.2700 cal BP, cuando existía un equilibrio entre los vientos del W y del E en todo este sector. Las dunas más cercanas al litoral son por tanto las *foredunes* de los sistemas de *beach ridges* más recientes, asociados a vientos del SW.

Estado actual de conservación: Principales amenazas

Este sistema dunar es uno de los mejor conservados de la Península Ibérica gracias a encontrarse incluido dentro del Paraje Natural de Punta Entinas – Sabinar (Ley 2/89, BOJA 25/07/89). El tramo central es el que presenta un mayor grado de conservación, ya que tiene el acceso restringido, lo que regula la entrada de visitantes. En la zona oriental, al Este de Punta Entinas se encuentran antiguos yacimientos de arena, actualmente fuera de explotación pero que contribuyen al estado degradado de las dunas, donde además se han creado numerosos caminos que facilitan la entrada y por lo tanto aumentan la vulnerabilidad. El tramo más degradado es la parte occidental del Paraje, ya que su cercanía a la urbanización de Almerimar concentra muchas entradas de visitantes, no controladas, habiéndose creado numerosos caminos y sendas en los cordones dunares, sobre todo en los más cercanos a la playa.

2.2.3. Sector Litoral del Campo de Níjar

A lo largo de todo el tramo costero comprendido entre El Alquián y el Cabo de Gata (Fig. 8), fueron descritas (Zazo, 1969) importantes acumulaciones eólicas de diferente morfología y extensión, hoy en día prácticamente desaparecidas o muy degradadas y estabilizadas.

Entre El Alquián y Rambla Amoladeras, todavía se conservan acumulaciones sin forma definida aunque ligeramente onduladas, y que se encuentran parcialmente fijadas por la vegetación (Fig. 9).

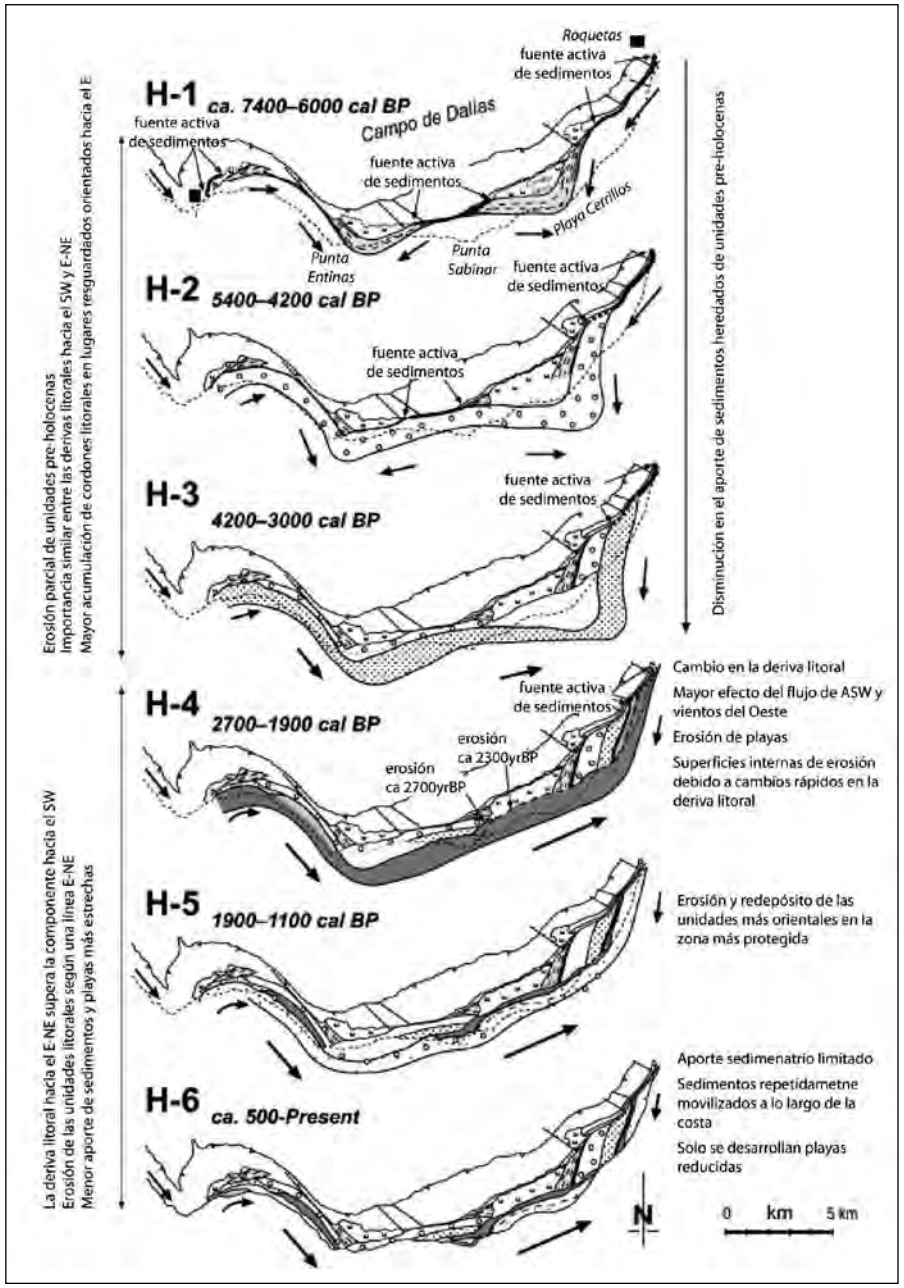


Figura 7. Evolución del sector costero entre Punta Entinas y Roquetas de Mar durante el Holoceno (según Goy *et al.*, 2003).

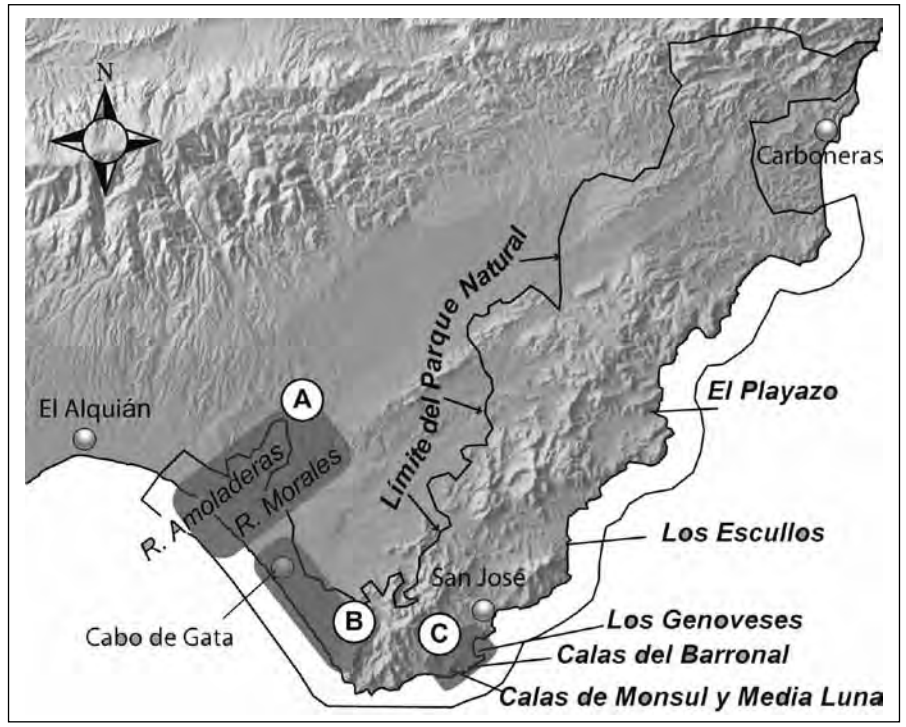


Figura 8. Localización de las principales unidades dunares en el sector El Alquián - Cabo de Gata y litoral de la Sierra de Gata (A, B y C: sectores descritos en el texto).

Figura 9. Imagen actual del campo de dunas que se sitúa entre El Alquián y El Tollo –Retamar.

Más hacia el Sur, desde el inicio del Parque Natural de Cabo de Gata hasta la Rambla Morales (A en Fig. 8), se extendía un campo de dunas móviles de más de 6 km^2 (Fig. 10), en el que podían diferenciarse cordones dunares lineales, más próximos al litoral, y barjanes hacia el interior. En la zona de Rambla Amoladeras es donde este campo de dunas penetra tierra adentro, alcanzando en su momento hasta 2 km de longitud, y en donde podían distinguirse arenas móviles, dunas lineales y barjanes activos. La dirección del viento dominante responsable de estas acumulaciones es del SW. En la actualidad la mayor parte de estas dunas se encuentra fijada por la vegetación, siendo muy puntuales y poco potentes las acumulaciones de dunas activas, que en muchos casos se concentran en las paredes de las ramblas encajadas. Las superficies más altas sobre las que se encajan las ramblas actuales, están constituidas por terrazas marinas pleistocenas sometidas a una intensa deflación.

Figura 10. Imagen de una de las dunas activas que se desarrollaban en los alrededores de Rambla Morales (Zazo, 1969).

Por último, tenemos los sistemas dunares que se desarrollan asociados al cordón de cierre de las Salinas de Cabo de Gata (B en Fig. 8), entre el propio pueblo de Cabo de Gata y la Almadraba de Monteleva (Fig. 11). En este sistema todavía se puede diferenciar el cordón correspondiente a las *foredunes* y las dunas traseras, más hacia el interior. No obstante, ambos tipos se encuentran poco desarrollados, bastante compactados y parcialmente fijados por la vegetación.

Estado actual de conservación: Principales amenazas

En general se puede decir que todo este tramo no presenta la elevada transformación antrópica que podemos observar en el resto del litoral, principalmente debido a que la mayor parte se encuentra dentro del espacio protegido del Parque Natural de Cabo de Gata. No existe una gran presión urbanística ni agrícola, de forma que la única alteración directa de todo este sistema la constituye la entrada de vehículos, con la consiguiente generación de caminos y sendas. No obstante, se observa una marcada tendencia hacia una menor disponibilidad de material sedimentario, así como a una mayor fijación por la vegetación en las últimas décadas.

Figura 11. Imagen del cordón de cierre de las Salinas de Cabo de Gata, donde puede apreciarse el estado actual de las dunas asociadas a dicho cordón.

2.2.4. Sistemas dunares de la Sierra de Cabo de Gata

En el litoral de la Sierra de Cabo de Gata son numerosos los ejemplos de dunas litorales desarrolladas en las diferentes calas y pequeñas playas que lo jalonan (Fig. 8). En la mayoría de los casos a los sistemas dunares holocenos se anteponen dunas fósiles correspondientes al Último Interglaciar, que comentaremos más adelante. La mayor parte de estos edificios dunares están constituidos por dunas remontantes que se van adaptando a la morfología del sustrato volcánico, aunque en los casos en que la orografía del terreno lo permite se llegan a desarrollar diferentes sistemas.

Entre San José y el propio Cabo de Gata, se pueden encontrar numerosos ejemplos de dunas desarrolladas en las pequeñas playas y calas (C en Fig. 8). Entre los ejemplos más bonitos y mejor desarrollados están las dunas de la pla-

ya de los Genoveses, donde se pueden identificar varios sistemas dunares del Último y Presente Interglaciares. Este amplio desarrollo se ha visto favorecido por la constante actividad eólica y la topografía relativamente plana a espaldas de la playa, permitiendo el avance de las *foredunes* hacia el interior. Estas dunas parecen deberse a vientos dominantes de componente NE tal y como se deduce de su distribución en la zona más meridional de la bahía, expuesta a vientos de dicho cuadrante (Fig. 12).

Figura 12. Bahía de los Genoveses. Se puede apreciar el desigual desarrollo de las acumulaciones dunares, entre el sector Norte (A) y Sur (B). Los vientos dominantes de componente NE favorecen la acumulación de dunas en este último sector.

Otros ejemplos son las dunas desarrolladas en las Calas de Monsul (Fig. 13) o de la Media Luna, más hacia el Sur, donde la actividad eólica se asocia a vientos de componente más merdional (S-SW), al igual que las dunas remontantes desarrolladas a espaldas de Cala del Barronal, Cala Grande y Cala Chica.

Figura 13. Dunas activas en la Cala de Monsul (Almería).

Estado actual de conservación. Principales amenazas

En general todas las dunas desarrolladas en este sector litoral presentan un grado de conservación excepcional, dado su alto grado de protección al estar situadas dentro del Parque Natural del Cabo de Gata, y también debido a la dificultad de acceso. Entre las que presentan un mayor grado de vulnerabilidad están las de Los Genoveses, Mónsul y la Media Luna, cercanas a San José, localidad de elevado interés turístico, y de fácil acceso para vehículos; de hecho, en algún caso el propio aparcamiento afecta a las dunas existentes.

2.3. El litoral de Murcia

El desarrollo de dunas en el litoral de Murcia durante el Presente Interglaciar, ha sido amplio e importante, aunque restringido a zonas concretas donde concurren los condicionantes idóneos para su desarrollo: viento, disponibilidad de sedimentos y espacio adaptativo. Independientemente de la presencia de *foredunes,* de escaso desarrollo en muchas de las playas arenosas de este litoral, existen tres enclaves que podemos considerar emblemáticos: las dunas del Parque Regional de Las Salinas y Arenales de San Pedro del Pinatar; La Manga del Mar Menor y el Parque Regional de Calblanque (Fig. 14). Cada uno de ellos caracterizados por un diferente desarrollo y grado de conservación, por lo que los trataremos por separado.

2.3.1. Las dunas del Parque Regional de San Pedro del Pinatar

Estos sistemas dunares también están considerados entre los mejor conservados del SE peninsular, y forman parte del Parque Regional de los Arenales y Salinas de San Pedro del Pinatar. Su génesis está ligada a la existencia de los persistentes vientos de Levante, muy activos en toda esta fachada mediterránea del litoral murciano. Estos sistemas de dunas se desarrollan sobre el inicio del cordón de cierre del Mar Menor, que en este sector ha sido explotado como salinas desde la Edad Media.

La cuenca del Campo de Cartagena - Mar Menor es una cuenca de carácter transpresivo (Silva *et al.*, 1993) que muestra una deformación E-W a gran escala, con la máxima subsidencia en el centro de la depresión, donde una importante deriva litoral hacia el Sur ha condicionado el crecimiento de sucesivos cordones de cierre a lo largo del Pleistoceno, la mayor parte de los cuales se encuentran sumergidos debido al carácter subsidente, siendo La Manga del Mar Menor el más reciente de todos ellos (Somoza, 1989). En San Pedro del Pinatar se encontraría por tanto el inicio de dicho cordón litoral, que crece a partir de las zonas más elevadas del borde de cuenca. Dada la edad de los afloramientos dunares

más antiguos encontrados en la Manga (Último Interglaciar), es muy probable que el desarrollo dunar en todo el sector se produzca también a partir de este momento. No obstante, no se han encontrado afloramientos de dicha edad en este tramo inicial de San Pedro del Pinatar, lo que también podría interpretarse como que el cordón del Último Interglaciar está aquí sumergido y lo que encontramos en superficie corresponde tan solo al Presente Interglaciar.

Figura 14. Localización de los principales sistemas dunares en la provincia de Murcia. A) Parque Regional de los Arenales y Salinas de San Pedro del Pinatar; B) La Manga del Mar Menor; C) Parque Regional de Calblanque.

En el Parque Regional de Los Arenales de San Pedro del Pinatar se pueden diferenciar distintos sistemas dunares de tipo transversal, más o menos fijados por la vegetación. La vegetación natural de estos sistemas consiste en un bosque bajo mediterráneo denso, con matorrales y arbustos. En el siglo XIX toda esta zona fue deforestada de manera que se disparó el movimiento de arena afectando a la explotación salinera, por lo que ya en el siglo XX se procedió a la reforestación pare evitar este transporte de arena hacia las salinas (Cavero, 1988).

Figura 15. *Foredunes* en el Parque Regional de San Pedro del Pinatar, con actuaciones de fijación y revegetación.

Las dunas más cercanas al litoral (*foredunes*) son dunas activas aunque las actuaciones del Parque, tendentes a la recuperación de la vegetación dunar, generan una fijación incipiente de las mismas, lo que impide su libre movimiento (Fig. 15). Hacia el interior, estos sistemas dunares fijados por la vegetación, alternan con surcos interdunares donde se desarrollan zonas húmedas, de mayor salinidad, y de alto valor ecológico (Fig. 16). En las crestas de estos sistemas dunares, se han descrito costras microbióticas de algunos centímetros de espesor formadas por micelios de hongos (Álvarez-Rogel *et al.*, 2007), que favorecen la aglutinación de las partículas de arena, contribuyendo así a la fijación y falta de

movilidad de las dunas. Estos mismos autores citan la presencia de *Posidonia oceánica* a profundidades de hasta 1 m en diferentes sondeos realizados en el campo dunar, lo que interpretan como un indicio del avance hacia el mar de la línea de costa en este sector y una progresiva acreción del sistema dunar.

Estado actual de conservación. Principales amenazas

Como ya hemos dicho, este sistema dunar es uno de los mejor conservados del litoral mediterráneo peninsular, gracias al hecho de formar parte de un Parque Regional. No obstante, consideramos que en algún caso la conservación puede llevar paradójicamente a la manipulación y eventual destrucción de un valor natural como son las dunas. En este caso, el avance de las dunas, empujadas por los vientos del Este, puede alterar la explotación salinera que también forma parte del Parque Regional, por lo que las medidas habituales son de fijación mediante la revegetación de las dunas. Por lo general, las medidas de conservación de los espacios naturales se encaminan hacia la conservación de flora y fauna, lo que quizás va en detrimento de la conservación de estos sistemas morfodinámicos tan activos.

Figura 16. Dunas fijas con surco interdunar en primer plano en el Parque Regional de San Pedro del Pinatar.

2.3.2. Las dunas de La Manga del Mar Menor

En realidad las dunas de La Manga del Mar Menor prácticamente ya no existen debido a la desorbitada presión urbanística que ha sufrido este cordón litoral. Las primeras obras urbanísticas en la Manga comenzaron en 1963 a partir de su entrada en el ámbito de la Ley de Centros de Interés Turístico, aprobándose definitivamente los planes de ordenación urbana en 1966 y 1968, lo que fue el inicio del fin de los sistemas dunares que se desarrollaban en La Manga (Fig. 17).

Figura 17. La Manga del Mar Menor en una imagen de 1964 vista desde el Monte Blanco hacia el Sur (www.marmenor.com).

La Manga del Mar Menor se encuentra abierta a la acción de los vientos dominantes de la región, Poniente y Levante. Su dinámica ligada a la deriva litoral asegura un aporte continuado de sedimentos cuyo retrabajamiento por el viento favorece el desarrollo de dunas. Esta era la situación antes del masivo desarrollo urbanístico, con unas arenas fácilmente removilizables, que se iban adaptando a los afloramientos volcánicos preexistentes. De hecho, hasta hace unos años todavía eran visibles restos de dunas semi-cementadas holocenas adosadas a los relieves volcánicos del Monte Blanco. En la actualidad, han desaparecido prácticamente todas las dunas, tan solo en aquéllos puntos todavía sin urbanizar pueden observarse pequeñas acumulaciones dunares, de poco espesor, muy de-

gradadas, como es por ejemplo el restringido campo de dunas que se desarrolla en el extremo más meridional, ya en su límite con Cabo de Palos. En otros puntos se pueden observar también pequeñas acumulaciones eólicas, adosadas a las edificaciones más cercanas a la playa.

Estado actual de conservación. Principales amenazas

Es obvio que el estado de conservación de las dunas costeras en La Manga es nulo, ya que prácticamente han desaparecido. Los únicos enclaves en los que todavía pueden observarse restos de estos sistemas naturales, desaparecerán sin duda víctimas también de la elevadísima presión antrópica. Aunque las dunas prácticamente ya no existan, lo que no ha desparecido en La Manga es el viento, por lo que éste se convierte en una de las principales amenazas y elementos de vulnerabilidad. La existencia de numerosos edificios de gran altura a lo largo de toda La Manga, genera corredores de viento que hacen aumentar enormemente la erosión por deflacción a la salida de dichos corredores, impidiendo por tanto el desarrollo de dunas, aunque sea incipiente.

2.3.3. Calblanque

En contraposición a la enormemente antropizada Manga del Mar Menor, tenemos a escasos kilómetros uno de los parajes naturales más impresionantes que todavía permanecen vírgenes en el litoral mediterráneo peninsular: el Parque Regional de Calblanque. En 1987 se aprobó el Plan Especial de Protección de Calblanque, que lo salvó de la especulación urbanística, siendo declarado Parque Regional gracias a la Ley 4/92 de Ordenación y Protección del Territorio de la Región de Murcia.

En Calblanque se desarrolla un cordón litoral que sirve de cierre a una pequeña laguna costera, antiguamente explotada como salinas, y en el que se han podido diferenciar cuatro sistemas de dunas solapados (Fig. 18; Baena *et al.*, 1981). El más antiguo corresponde a un cordón oolítico del Último Interglaciar, que será comentado más adelante, sobre el que se superpone un segundo sistema dunar, rico en conchuela, cuya edad podría corresponder a un episodio más reciente dentro del Último Interglaciar. A continuación se observa otro cordón dunar parcialmente cementado al que se superponen las dunas actuales móviles (Fig. 19). Por lo general estos sistemas corresponden a dunas de carácter transversal, aunque los más recientes van adaptándose progresivamente al espacio dejado por los sistemas previos.

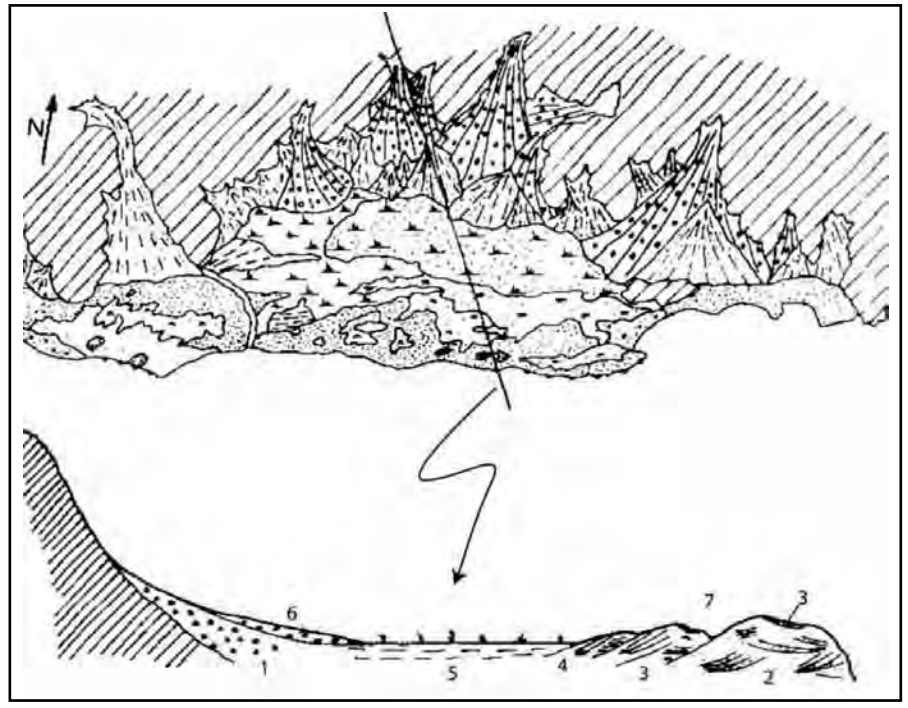


Figura 18. Esquema sintético donde se observa la distribución de unidades dunares correspondientes al cordón de cierre de la laguna litoral de Calblanque (Baena *et al.*, 1981). 1: Conos y abanicos aluviales antiguos; 2: Dunas oolíticas, 3: Dunas ricas en conchuela, cementadas; 4: Dunas parcialmente cementadas; 5: Depósitos de lagoon; 6: Conos y abanicos aluviales recientes; 7: Dunas móviles.

Figura 19. Sistemas dunares de Calblanque (Murcia).

3. Las dunas del último interglaciar

El desarrollo dunar en todo este sector del S y SE peninsular sigue unas pautas similares en el Presente y Último Interglaciar, aunque con algunas diferencias importantes en cuanto a su distribución.

En líneas generales, el registro dunar correspondiente al Último Interglaciar en la provincia de Málaga es muy escaso, así como en el litoral de Almería, entre Adra y Cabo de Gata. Por el contrario, donde encontramos un registro más completo de dunas asociadas al Último Interglaciar es en aquellos sectores costeros orientados hacia el Este, lo que hace intuir una mayor influencia de los vientos de Levante en ese momento (Bardají *et al.*, 2009), (Fig. 20).

Figura 20. Localización de los principales afloramientos de dunas del Último Interglaciar en el litoral mediterráneo español. Prácticamente en todas las localidades se registran tanto dunas oolíticas como siliciclásticas, excepto en Salou-Morro del Gos, donde tan solo se han citado dos sistemas dunares siliciclásticos superpuestos (modificado de Bardají *et al.*, 2009).

La mayoría de los depósitos marinos correspondientes al Último Interglaciar que han sido descritos en el litoral de Málaga (Lhenaff, 1977; Lario, 1996) constituyen playas de granulometría gruesa poco desarrolladas, habiéndose citado tan solo un afloramiento al Oeste del puerto de Marbella (Lhenaff, 1977), en

la actualidad desaparecido debido a la presión urbanística, en el que, sobre una calcarenita bioclástica, se describen unas arenas dunares ligeramente cementadas por nódulos calcáreos, siendo difícil precisar más su edad. Este mismo autor cita unos depósitos marinos (de +2 a +4 m) en Torre Bermeja (entre Málaga y Fuengirola, Fig. 1) que pasan en la vertical a arenas bien clasificadas, que podrían interpretarse como de origen eólico, y cuya edad por correlación con otros depósitos similares sería asimilable al Último Interglaciar sin poder precisar más.

En las provincias de Almería y Murcia, por el contrario, el registro dunar correspondiente al Último Interglaciar es mucho más completo. En general, el pico más antiguo y más cálido del Último Interglaciar (*Marine Isotopic Stage*, MIS, 5e), se registra en muchos puntos del litoral mediante el desarrollo de sistemas dunares de carácter oolítico. Es de resaltar que en tan solo dos puntos se ha identificado la playa oolítica (con *Strombus bubonius*) asociada a estas *foredunes* (El Playazo, Almería y Cope, Murcia). Se registra también en gran parte del litoral otro sistema dunar más reciente, en este caso más cuarzoso y de color amarillento, que por lo general se asocia o bien a un *highstand* más reciente dentro del MIS 5e, o bien al MIS 5c/5a (Fig. 21).

Figura 21. Dunas siliciclásticas amarillentas en Cala Dorada, en el extremo oriental del Parque Regional de Calblanque.

Los oolitos son pequeños granos esféricos de carbonato cálcico, formados por envueltas concéntricas de cristales fibrosos de aragonito dispuestos en este caso tangencialmente, lo que se relaciona con un medio de formación de energía relativamente alta (Loreau & Purser, 1973). Los requerimientos necesarios para la formación de oolitos son: a) plataforma costera de baja pendiente, amplia y somera; b) agua sobresaturada en $CaCO_3$, probablemente relacionado con calentamiento y evaporación en la plataforma costera; c) agitación persistente, ya sea por oleaje o por mareas, lo que facilita la pérdida de CO_2 y, consiguientemente, la precipitación de $CaCO_3$; y d) aporte continuado de $CaCO_3$ (Lloyd *et al.*, 1987; Wanless & Tedesco, 1993).

La presencia tan extendida de dunas oolíticas en esta zona, hace que podamos interpretar que durante el MIS 5e, las condiciones a lo largo de todo este litoral eran similares a las descritas, plataforma somera, agitada por el oleaje, alta concentración de $CaCO_3$ y una temperatura por encima de la actual (presencia de *Strombus bubonius* y fauna senegalesa). Por otro lado, la orientación preferentemente hacia el Este de los sectores litorales donde se desarrollan estas dunas, y su comparación con el patrón estacional de vientos en la actualidad, ayuda a interpretar una mayor incidencia de los vientos procedentes del Levante durante este período (Bardají *et al.*, 2009).

Entre los mejores afloramientos de dunas oolíticas de las provincias de Almería y Murcia podemos resaltar los siguientes: en la provincia de Almería, Bahía de los Genoveses (Fig. 22) y El Playazo, todos ellos en el litoral de la Sierra de Gata. En la provincia de Murcia destacan los cordones dunares de Cope (Fig. 23) y Calblanque (Fig. 24). En la Manga del Mar Menor, todavía pueden observarse restos de este cordón oolítico.

Figura 22. Dunas oolíticas muy cementadas de la bahía de los Genoveses, a las que se superponen las dunas móviles actuales.

Figura 23. Cordón dunar oolítico de Cope.

Figura 24. Dunas oolíticas de Calblanque, se puede ver también cómo las dunas más recientes semicementadas se adaptan a la morfología preexistente.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los Proyectos CGL2008-3998, CGL2008-04000 y GRACCIE-CSD-2007-00067. Así mismo es una contribución al IGCP495 (*Quaternary Land Ocean Interactions: Driving Mechanisms and Coastal Responses*); al Proyecto 0911-INQUA-CMP (*Decoding the Last Interglacial in Western Mediterranean*) y del Grupo de Trabajo de Paleoclimatología y Cambio Global (UCM 910198).

Referencias

Álvarez-Rogel, J., Carrasco, L., Marín, C.M. & Martínez-Sánchez, J.J. (2007). Soils of a dune coastal salt marsh system in relation to groundwater level, micro-topography and vegetation under a semiarid Mediterranean climate in SE Spain. *Catena*, 69, 111 – 121.

Baena, J. , Goy, J.L. & Zazo, C. (1981). El litoral de Almería. En: *Libro Guía Excursión Mesa-Redonda sobre el Tirreniense del Litoral Mediterráneo Español,* (Aguirre, E., coord.). INQUA Sucomm. Mediterranée-Mer Noir. Madrid-Lyon.

Baena, J. & Ewert, K. (1983). *Cartografía y Memoria Geológica. Hoja 1058 (22-44), Roquetas de Mar.* Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Plan Magna, 2ª Serie. IGME.

Bardají, T., Goy, J.L., Zazo, C., Hillaire-Marcel, C., Dabrio, C.J., Cabero, A., Ghaleb, B., Silva, P.G. & Lario J. (2009). Sea level and climate changes during OIS 5e in the Western Mediterranean. *Geomorphology*, 104, 22 – 37.

Borja, F., Zazo, C., Dabrio, C.J., Díaz del Olmo, F., Goy, J.L. & Lario J. (1999). Holocene aeolian phases and human settlements along the Atlantic coast of Southern Spain. *The Holocene,* 9, 333 – 339.

Cavero, L. (1988). *El Parque Regional de las Salinas y Arenales de San Pedro del Pinatar.* Consejería de Medio Ambiente, Agricultura y Agua de la Comunidad de Murcia. Murcia, Spain, 125pp.

Dabrio, C.J., Zazo, C., Goy, J.L., Sierro, F.J., Borja, F., Lario, J., González, J.A. & Flores, J.A. (2000). Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cádiz, southern Spain). *Marine Geology*, 162, 381 – 404.

Goy, J.L. & Zazo, C. (1986). Western Almería (Spain) coastline changes since the last Interglacial. *Journal of Coastal Research*, Spec.Iss. 1, 89 – 93.

Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J., Baena, J., Harvey, A.M., Silva, P., González, F. & Lario, J. (1998) Sea level and climate changes in the Cabo de Gata lagoon (Almería) during the last 6500 yr BP. *INQUA Subcommission on Mediterranean and Black Sea Shorelines (MBSS) Newsletter*, 20, 11–18.

Goy, J.L., Zazo, C. & Dabrio, C.J. (2003). A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean).*Geomorphology*, 50 (1-3), 251 – 268.

Jalut, G., Amat, A.E., Bonnet, L., Gauguelin, Th. & Fontugne M. (2000). Holocene climatic changes in the western Mediterranean, from south-east France to south-east Spain. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology,* 160, 255–290.

Lario, J. (1996). *Último y Presente Interglaciar en el área de conexión Atlántico – Mediterráneo: Variaciones del nivel del mar, paleoclima y paleoambientes*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 269 pp. (inédita).

Lhenaff, R. (1977). *Recherches geomorfologiques sur les Cordilleras Betiques centro-occidentalres (Espagne).* Tesis Doctoral. Université Paris-Sorbone, 713 pp (inédita)

Lloyd, R.M., Perkins R.D. & Kerr, S.D. (1987). Beach and shoreface ooid deposition on shallow interior banks, Turks and Caicos Islands, British West Indies. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57, 976 – 982.

Loreau, J.P. & Purser, B.H. (1973). Distribution and ultrastructure of Holocene ooids in the Persian Gulf. En: *The Persian Gulf* (Purser, B.H., ed.). Springer-Verlag, New York, 279–328.

Málvarez, G., Lario, J., Zazo, C., Goy, J.L. & Luque, L. (1998). Geomorfología litoral y cárstica en le Penibética malagueña. En: *Itinerarios geomorfológicos por Andalucía Oriental,* (Gómez, A., Salvador, F., Schulte. L. & García Navarro, eds.). Publicaciones de la Universidad de Barcelona, 9 – 28.

Martín Serrano, A., Maestro, A., Nozal, F., Salazar, A. & Suárez, A. (2005). *Mapa Geomorfológico de España y del margen continental, E. 1:1.000.000*. IGME, Madrid.

MMAMRM (Minist. Medio Ambiente, Medio Rural y Marino), (2009). *Guía de playas españolas*. http://www.mma.es/portal/secciones/aguas_marinas_litoral/guia_playas/

Ovejero, G. (1969). *Antiguas líneas de costa en el litoral comprendido entre Adra y Punta Culo de Perros (Almería)*. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias, Sección Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 152 pp. (inédita).

Red de Espacios Protegidos de la Junta de Andalucía (2007). *Ficha de declaración de Monumento Natural. Dunas de Artola o Cabopino*. http://www.juntadeandalucia.es/medioambiente/site/web/

Silva, P.G., Goy, J.L., Somoza, L., Zazo, C. & Bardají, T. (1993). Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, southeastern Spain. *Tectonophysics,* 224, 289–303.

Somoza, L. (1989). Estudio del Cuaternario litoral entre Cabo de Palos y Guardamar (Murcia-Alicante). *Las variaciones del nivel del mar en relación con el contexto geodinámico.* Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 352 pp.

Vázquez. J.T. (2005). El margen continental del Mar de Alborán. En: *Memoria del Mapa Geomorfológico de España y del margen continental, E. 1:1.000.000* (Martín Serrano, A., ed.). IGME, Madrid, 191-198.

Wanless, H.R. & Tedesco, L.P. (1993). Comparison of oolitic sand bodies generated by tidal vs. wind-wave agitation. En: *Mississippian oolites and modern analogs*, *AAPG Studies in Geology* (Keith, B.D. & Zuppman, C.W., eds.). American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 35, 199–225.

Zazo, C. (1969). *Antiguos niveles marinos Pleistocenos en el sector de costa comprendido entre El Alquián y el Cabo de Gata (Golfo de Almería)*. Tesis de Licenciatura, Fac. Ciencias, Sección Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. 143 pp. (inédita).

Zazo, C., Goy, J.L., Somoza, L., Dabrio, C.J., Belluomini, G., Improta, J., Lario, J., Bardají, T. & Silva, P.G. (1994) Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic–Mediterranean linkage coast. *Journal of Coastal Research*, 10, 933–945.

14. Las dunas del litoral gaditano

F.J. Gracia[1]; J. Benavente[1]; C. Alonso[2]; L. Del Río[1], J.M. Abarca[3], G. Anfuso[1] y J. García de Lomas[4]

1. Introducción

La costa suratlántica de la Península Ibérica presenta un notable desarrollo de edificios dunares costeros, asociados a las condiciones favorables que se dan en esta zona: amplias playas alimentadas por ríos importantes, un amplio rango de mareas y una moderada o escasa ocupación antrópica de la franja costera. Por otro lado, los fuertes vientos dominantes en los alrededores del Estrecho de Gibraltar favorecen la generación de edificios dunares de grandes dimensiones. Desde un punto de vista dinámico, la costa gaditana se caracteriza por un régimen de oleaje de energía media-baja y un rango de mareas de tipo mesomareal (en torno a 3 m), que da lugar a playas amplias de granulometría fina. El rango de mareas disminuye progresivamente hacia el Estrecho de Gibraltar (en torno a 1 m), para situarse por debajo de los 0,5 m en el litoral mediterráneo, donde las playas presentan anchuras menores y tamaños de grano más gruesos.

La costa gaditana presenta un clima mediterráneo, aunque su exposición atlántica hace que registre una mayor humedad atmosférica, mayor pluviometría y temperaturas máximas y mínimas más suaves que en otras zonas mediterráneas. La estación seca y cálida dura normalmente más que la estación húmeda y fría. La precipitación media anual ronda los 600 mm (Sánchez, 1988) y se distribuye básicamente en otoño-invierno. El verano se caracteriza por condiciones cálidas y secas, derivadas del fortalecimiento y extensión del Anticiclón de las Azores so-

1. Dpto. de Ciencias de la Tierra; Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Universidad de Cádiz. 11510 Puerto Real (Cádiz). E-mail: *javier.gracia@uca.es; javier.benavente@uca.es; laura.delrio@uca.es; giorgio.anfuso@uca.es*

2. Instituto Andaluz del Patrimonio Histórico. Consejería de Cultura, Junta de Andalucía. Avda. Duque de Nájera, 3. 11002 Cádiz. E-mail: *carlos.alonso@ono.es*

3. Demarcación de Costas de Andalucía Atlántico. c/ Marianista Cubillo, 1. Cádiz. E-mail: *jabarca@mma.es*

4. Area de Ecología, Dpto. de Biología, Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Universidad de Cádiz. 11510 Puerto Real (Cádiz). E-mail: *Juan.garciadelomas@uca.es*.

bre Europa central. Bajo estas condiciones los vientos secos de levante dominan en el Golfo de Cádiz, soplando desde el Mediterráneo. Cuando estas masas de aire pasan a través del Estrecho de Gibraltar, su canalización provoca una aceleración debido al efecto Venturi. Una vez en el Golfo de Cádiz, este viento diverge y afecta a la costa gaditana soplando fundamentalmente desde el SE (Fig. 1). Estos vientos tienen una frecuencia anual del 19,6%, que aumenta muchos en las épocas de sequía, y una velocidad media de 27,8 km/h en la Bahía de Cádiz, con rachas ocasionales que superan los 110 km/h (Sánchez, 1988), por lo que juegan un papel importante en los procesos de transporte eólico. En invierno, los núcleos ciclónicos del Atlántico Norte se hacen más fuertes, y pueden tomar trayectorias más meridionales y alcanzar el sur de España. Bajo estas circunstancias predominan los vientos húmedos atlánticos de poniente, procedentes del W y WNW (Fig. 1), que actúan con una frecuencia del 12,8% y una velocidad media de 15,8 km/h en la Bahía de Cádiz (Sánchez, 1988). Los vientos de levante y de poniente constituyen más del 50% del total de vientos que se registran en esta costa (Fig. 2). Otros vientos también significativos en esta zona proceden del SW, WSW y W, aunque en general todos estos vientos de componente Oeste se asocian con brisas marinas o bien con situaciones ciclónicas meso-atlánticas.

El clima del Golfo de Cádiz y su régimen de vientos están muy condicionados por la Oscilación del Atlántico Norte (NAO). Durante años con valores bajos o negativos del índice de la NAO, la presión atmosférica disminuye en la zona subtropical y el Anticiclón de las Azores se debilita, de modo que los ciclones atlánticos alcanzan con mayor facilidad la Península Ibérica causando intensas lluvias e incluso inundaciones. Por el contrario, durante años en los que se registra una fase positiva de la NAO (la presión aumenta sobre las Azores y disminuye en Islandia), se intensifican las condiciones de alta presión en el sector suroccidental de la Península Ibérica y los vientos del Este se hacen más fuertes (Hurrell, 1995). Esta situación puede bloquear la dinámica atmosférica de la zona, con vientos de levante soplando continuamente y que pueden prolongarse durante prácticamente todo el año. Durante el siglo XX, y especialmente durante las últimas décadas, se viene registrando una tendencia positiva del índice de la NAO en el sur de la Península Ibérica (Hurrell, 1995) y en las dos últimas décadas, el centro septentrional de la NAO (baja barométrica de Islandia) se ha desplazado a situaciones más próximas a Escandinavia, lo que podría ser una de las causas del descenso de la lluvia estacional en los últimos decenios (Trigo et al., 2004). Goodess & Jones (2002) compararon el índice NAO invernal y la precipitación de invierno en la Península Ibérica para los últimos 40 años; los resultados mostraron una buena correlación, especialmente para el Golfo de Cádiz y la Depresión del Guadalquivir (Aberg, 2005).

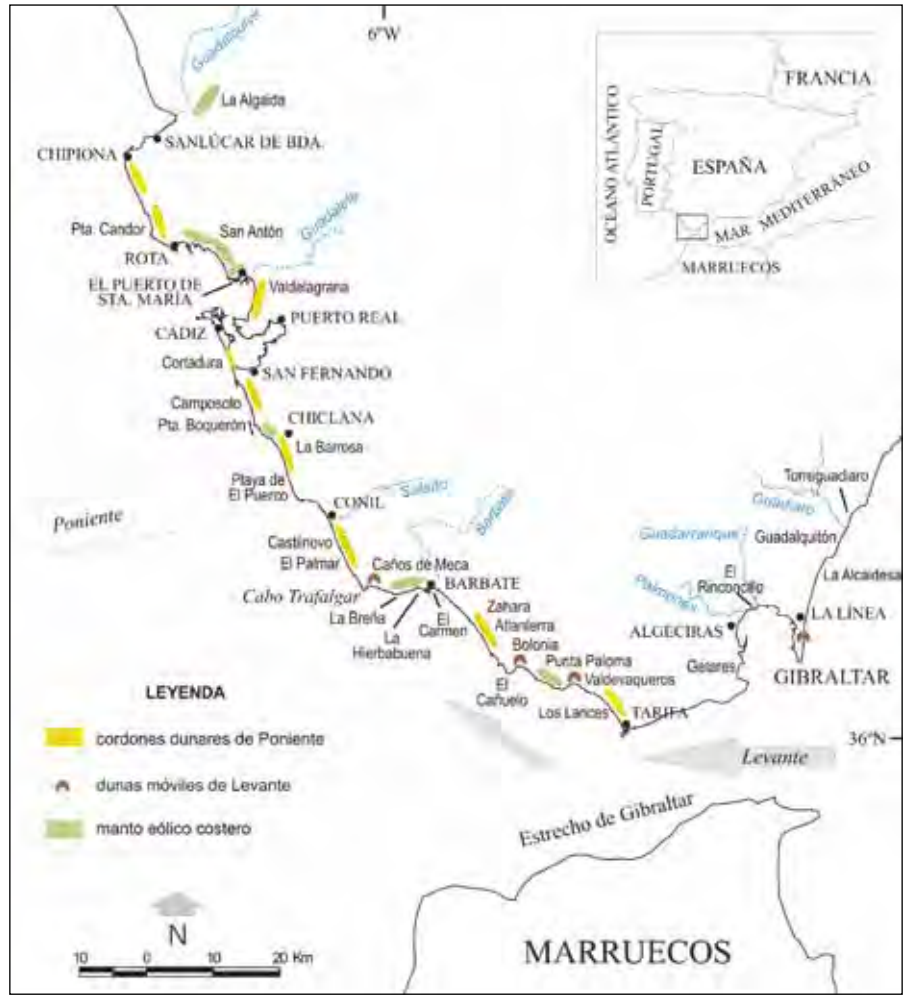


Figura 1. Mapa general de la provincia de Cádiz, con indicación de los principales topónimos utilizados en el texto.

En lo que respecta al potencial generador de sistemas dunares, los vientos de levante serían, teóricamente, los más importantes debido al bajo contenido en humedad de las masas de aire puestas en movimiento y a su alta velocidad. Sin embargo, en la mayor parte del litoral gaditano, especialmente en la fachada atlántica, orientada en general en dirección NW-SE, los vientos de levante soplan aproximadamente paralelos a la línea de costa, lo que impide que estos vientos generen cordones dunares continuos. Sólo en el litoral mediterráneo gaditano y en las bahías y ensenadas desarrolladas en el lado atlántico del Estrecho de

Gibraltar se alcanzan orientaciones costeras que permiten el desarrollo de dunas de levante, que habitualmente son grandes y móviles. En contraste, los vientos de poniente soplan según una dirección aproximadamente perpendicular a la línea de costa, aunque las masas de aire en movimiento poseen un elevado grado de humedad. En consecuencia, el transporte eólico está más limitado y estos vientos dan lugar a cordones dunares muy continuos, pero con un desarrollo vertical relativamente modesto, una cobertera vegetal mucho más importante y una movilidad muy baja o nula (Gracia *et al.*, 2006).

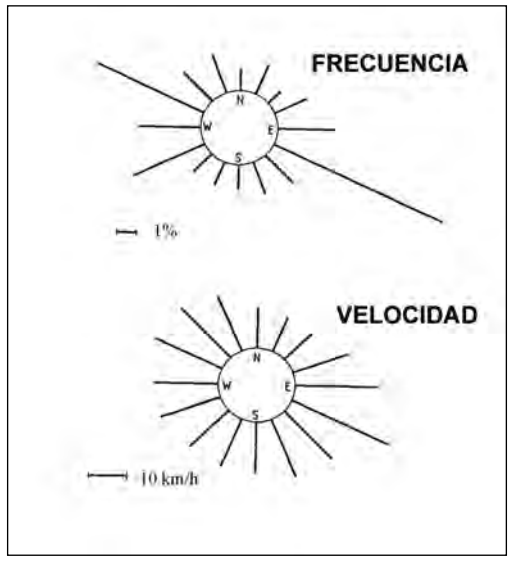


Figura 2. Rosa de vientos de la costa atlántica gaditana (Muñoz y Sánchez, 1994).

Por otro lado, el aporte sedimentario necesario para el desarrollo dunar proviene básicamente de las desembocaduras fluviales de la zona. El sector norte de la fachada atlántica alberga dos estuarios importantes, ligados a los ríos Guadalquivir y Guadalete, mientras que en el sector sur existe un cierto número de ríos de mucha menor entidad (ríos Salado de Conil, Barbate, etc.). La deriva litoral dominante, dirigida hacia el SE, distribuye estos aportes a lo largo de las playas de la provincia. No obstante, la regulación hídrica de algunos de los principales cauces fluviales (fundamentalmente Guadalquivir, Guadalete y Barbate en el lado atlántico, y en cierta medida el Guadiaro en el lado mediterráneo) ha reducido drásticamente los aportes de arena a la costa en los últimos 40 años, lo que ha conducido al déficit sedimentario de muchas playas, especialmente del

norte y SE de la provincia, con consecuencias negativas en los sistemas dunares conectados a ellas (Del Río *et al.*, 2008).

2. Evolución holocena e histórica

A lo largo de la costa gaditana existen algunos ejemplos aislados de eolianitas cuaternarias, fundamentalmente pleistocenas. De todos ellos destaca el del Cabo de Trafalgar (Fig. 3), compuesto por unos 15 m de arenas cuarzosas muy laminadas y cementadas por carbonatos, con abundantes rizoconcreciones. La inclinación de las láminas muestra un predominio de los vientos de levante en su génesis. La eolianita se encuentra asociada a una paleoplaya infrayacente, datada en 107 ± 2 ka por Zazo *et al.* (1999).

Durante épocas más recientes, del Holoceno y en tiempos históricos, se registraron varios periodos de eolización costera, muy probablemente relacionados con fluctuaciones climáticas y oscilaciones del nivel del mar. Borja *et al.* (1999) elaboraron una síntesis de las fases eólicas registradas a lo largo del Golfo de Cádiz y definieron tres sistemas principales: D1 (2700 cal BP a 2000 cal BP), D2 (siglos XIV a XVII) y D3 (siglo XVII). El máximo eustático Holoceno, que llegó hasta unos 2-3 m por encima del nivel del mar actual (Gracia *et al.*, 1999), se alcanzó en esta región aproximadamente entre 5300 y 6500 años BP (Zazo *et al.*, 1994; Gracia *et al.*, 2000). Desde ese momento, varios sistemas de flechas-barrera crecieron siguiendo la dirección de la deriva dominante (hacia el Sur, a ambos lados del Estrecho), cerrando o semicerrando estuarios y ensenadas, mientras que en costas abiertas estas fases acumulativas dieron lugar a sistemas de playa-duna.

Los estudios llevados a cabo por Zazo *et al.* (1994, 1996), Goy *et al.* (1996) y Dabrio *et al.* (2000) propusieron un conjunto de cuatro fases mayores de progradación, denominadas H1 a H4 por Zazo et al. (1994), y con las siguientes edades (cal Ka BP; Borja *et al.*, 1999): H1: 6,5-4,7; H2: 4,4-2,7; H3: 2,4-0,7 y H4: 0,5 a la actualidad. Parece evidente que el cordón litoral más antiguo, H1, comenzó durante el máximo eustático Holoceno, para dar paso posteriormente a varias fases de sedimentación en playas y predominio de la progradación. Los citados autores no identificaron ningún registro en superficie de la fase H1, ni otro depósito eólico o de playa asociado en todo el Golfo de Cádiz, lo que fue interpretado por Goy *et al.* (1996) y Dabrio *et al.* (2000) como una consecuencia del predominio de la agradación costera en relación a la progradación. Una gran parte de los aportes sedimentarios fluviales habría sido retenida en las cuencas estuarinas durante el máximo eustático. Estos autores tampoco encontraron ningún sedimento eólico entre 6500 y 2500 cal. BP en el Golfo de Cádiz.

Figura 3. Eolianitas pleistocenas en el Cabo de Trafalgar.

Varios estudios más recientes llevados a cabo en la Bahía de Cádiz (Gracia *et al.*, 2000, 2002; Gracia, 2008) muestran la existencia de depósitos de playas y dunas relacionados cronológicamente con épocas tempranas, muy poco después del máximo eustático Holoceno. Un kilómetro al NW del Hospital de Puerto Real, en el paraje conocido como "El Retamar", se localiza un yacimiento arqueológico del Neolítico incluido en un nivel de paleosuelo desarrollado en la base de un depósito de arenas eólicas de 1,5 m de espesor. La datación radiométrica por ^{14}C de semillas encontradas en el yacimiento aportó una edad de 7,2 – 6,8 ka BP (Stipp & Timers, 2002). El depósito forma parte de una duna remontante que cubre la ladera meridional de una colina suave, cuya cima alcanza los 20 m por encima del nivel del mar. El aporte sedimentario al depósito dunar está representado por una paleoplaya arenosa que se extiende a lo largo de una llanura costera, a unos 4 m sobre el nivel del mar y en la actualidad parcialmente cubierta de vegetación. La morfología y la orientación del cuerpo arenoso eólico indica que los vientos responsables de su acumulación procedían del SSE, levante (Gracia *et al.*, 2002).

Por otro lado, unos 3 km al SE de Puerto Real, en el interior de un pequeño entrante costero dentro del saco interno de la Bahía de Cádiz, Gracia *et al.*

(2000) identificaron una terraza marina a unos 3 m por encima del nivel medio del mar, compuesta por 1,5 m de arenas gruesas bioclásticas fosilizadas por arenas finas eólicas meteorizadas. La datación por radiocarbono del nivel inferior de playa proporcionó una edad de 5,3 – 4,8 ka BP, equivalente a la unidad morfosedimentaria regional H1 definida por Zazo *et al.* (1994). Dos kilómetros más al Sur, limitando la margen izquierda de la desembocadura del Arroyo Zurraque, se reconoce también este mismo nivel de terraza marina, que orla todo el borde oriental de la Bahía interna de Cádiz. La paleoplaya aparece fosilizada por un amplio depósito dunar de arenas blancas, densamente colonizado por vegetación arbustiva y arbórea. Las dunas, de varios metros de espesor, ocupan una franja de casi 1 km de anchura paralela a la orilla y han perdido ya su morfología original. Se trata de un depósito dunar que se desarrolló con posterioridad a la generación de la citada paleoplaya, en un momento en el que no se habían formado todavía las extensas marismas que cubren la Bahía interna de Cádiz y donde los aportes arenosos eran importantes, procedentes tanto del río Guadalete como del Arroyo Zurraque.

Todos estos hallazgos no contradicen la hipótesis del predominio de la agradación dentro de las bahías y estuarios durante las primeras épocas post-máximo eustático. Sin embargo, para ese momento una cierta cantidad de aportes sedimentarios fluviales muy probablemente fueron transportados fuera de los estuarios, especialmente durante los episodios de avenida fluvial, y posteriormente fueron distribuidos a lo largo de la costa por las corrientes de deriva litoral, dando lugar a playas en áreas resguardadas. Borja *et al.* (1999) indicaron que la acumulación del primer sistema eólico en el Golfo de Cádiz, D1, comenzó hace unos 2,5 ka BP, poco después de que existiera un substrato firme sobre el sistema costero H2. Obviamente, la duna remontante de El Retamar y el complejo dunar del Arroyo Zurraque sugieren que muy probablemente esta fase de acumulación dunar comenzó mucho antes, aunque quizá en estos momentos iniciales no se trataba de un proceso generalizado, sino más bien restringido a lugares favorables, cercanos a las principales desembocaduras fluviales.

Durante épocas históricas, después del siglo VIII a.C. muchos asentamientos fenicios fueron abandonados y cubiertos por potentes depósitos eólicos. Alrededor del siglo V a.C. tuvo lugar en la región un ligero cambio climático hacia condiciones más templadas y húmedas, representadas por un aumento de los aportes sedimentarios fluviales a la costa (Borja, 1992). Estas condiciones climáticas favorecieron el desarrollo de suelos orgánicos sobre los depósitos eólicos previos, que fueron ya ocupados por asentamientos humanos, incluso en superficies abiertas, durante toda la Época Romana (entre 2000 y 700 cal. BP;

Borja *et al.*, 1999). No obstante, en la génesis de estos mantos eólicos protohistóricos no hay que descartar el factor antrópico como desencadenante, mediante deforestación para la implantación de cultivos cerealistas, en épocas ya muy tempranas (Borja *et al.*, 1997).

Posteriormente, hacia el final del periodo cálido medieval, la zona costera del SW de España fue afectada una vez más por el desarrollo de amplios mantos eólicos, generados por vientos de levante. Muchos asentamientos romanos y de la alta Edad Media localizados en las laderas occidentales de las bahías a lo largo del litoral gaditano (Valdevaqueros, Bolonia, Barbate, Bahía de Cádiz, etc.) fueron cubiertos por potentes depósitos eólicos (Alonso *et al.*, 2004). Esta secuencia de episodios eólicos asociados a vientos de levante separados por periodos húmedos con desarrollo edáfico y asentamientos humanos aparece en diversas secciones estratigráficas a lo largo de diferentes puntos de la costa de Cádiz. Un ejemplo de esta secuencia se aprecia en la figura 4, donde se observa una sección de 9 m en una excavación realizada en el casco histórico de la ciudad de Cádiz, en una zona completamente expuesta a los vientos de levante.

Esta fase de sedimentación eólica probablemente se prolongó hasta el siglo XVII (Borja *et al.*, 1999). Durante la Pequeña Edad del Hielo (siglos XVII a XIX) predominaron los vientos húmedos de poniente que, unidos a un incremento en las precipitaciones y un descenso generalizado de las temperaturas, favorecieron una nueva fase de desarrollo edáfico. Finalmente, durante el siglo XX se instalaron nuevas condiciones de vientos de levante, llevando a la reactivación de las dunas móviles a lo largo de toda la costa gaditana, en una situación que se mantiene en la actualidad.

Después de su estudio regional, Borja *et al.* (1999) concluyeron que los sistemas eólicos históricos comenzaron a acumularse durante periodos de alto nivel del mar bajo condiciones ciclónicas de larga duración (bajas presiones atmosféricas, clima templado-húmedo). Sin embargo, estos autores señalan que el paleosuelo orgánico desarrollado durante la "Discontinuidad regional Romano-Medieval" (2000 cal. BP a 700 cal. BP), simultáneo con la formación de la unidad de flecha-barrera H3, imposibilita una correlación directa entre fases húmedas y fases de interrupción de la sedimentación costera. Los numerosos ejemplos de asociación histórica entre periodos con predominio de vientos de levante en condiciones cálidas y secas con la reactivación de dunas móviles, indican que esa supuesta relación simple no está todavía resuelta.

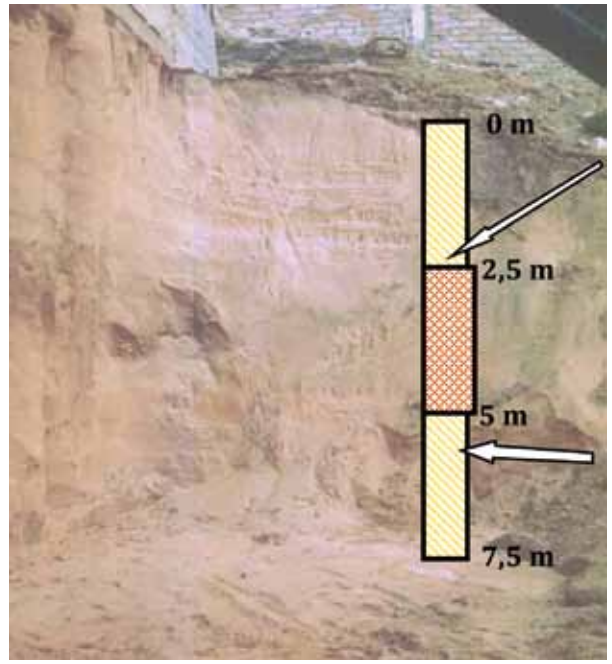


Figura 4. Sección estratigráfica de la calle Escalzo (ciudad de Cádiz), donde se identifican varios niveles deposicionales históricos de origen eólico, separados por paleosuelos.

3. Situación actual de los complejos dunares

Las características morfológicas y dinámicas de la costa gaditana determinan que los sistemas dunares muestren aspectos muy diferentes a lo largo de su litoral. Estos contrastes se acentúan si comparamos su evolución a lo largo de los últimos 50 años, a partir del análisis de fotografías aéreas. Por ello, dividiremos el presente apartado en tres epígrafes: dunas de la costa atlántica septentrional, de la costa atlántica meridional, y de la costa mediterránea gaditana.

3.1. Costa atlántica Norte

El sector septentrional de la costa gaditana se extiende desde la desembocadura del río Guadalquivir hasta el Cabo Trafalgar (Fig. 1). Se trata de una costa baja arenosa, mesomareal, expuesta a los vientos de poniente asociados a menudo a temporales atlánticos. La mayoría de las playas en este sector son amplias y de tipo disipativo. A esta zona llegan los aportes sedimentarios de ríos importantes, como el Guadalquivir y el Guadalete, así como el de otros cursos menores como el Salado de Rota, el Salado de Conil o el Barbate, que suministran sedimentos de grano fino. En torno a las principales desembocaduras se

forman importantes playas y notables sistemas dunares asociados; en el caso del Guadalquivir destacan en la orilla derecha del río las dunas de Doñana (que se tratarán en el capítulo 17), mientras que en su orilla izquierda sobre su correspondiente contraflecha se desarrolla un amplio conjunto de dunas fijadas por un bosque de pinos cerca del municipio de Bonanza (NE de Sanlúcar de Barrameda); se trata del Pinar de La Algaida, que forma parte del Parque Natural del Entorno de Doñana. Históricamente la margen izquierda del río Guadalquivir presentaba un desarrollo dunar importante, con extensos arenales, que han sido transformados en campos de cultivo de hortalizas (navazos).

Tras el brusco cambio de orientación de la costa que representa la punta del Perro en Chipiona (Fig. 1), las playas de Regla, Camarón y Tres piedras, disponían hasta hace algunas décadas de un notable sistema dunar, favorecido por la construcción histórica de corrales de pesca sobre la plataforma rocosa costera, que ayudaba a la retención de sedimentos en la playa durante las pleamares. Hoy día la costa está muy transformada por la actividad agrícola y urbanística, y sólo quedan dunas en el tramo central. Cerca de Rota, la suave topografía y el aporte de arena han llevado al desarrollo de mantos de arena y campos dunares de dimensiones considerables (hasta más de 10 m de altura), con dunas tanto móviles como estabilizadas por bosques de pinos, lentiscos y enebros, como en Punta Candor, zona costera también protegida por corrales de pesca (Fig. 5). Las dunas móviles en este sector llegan a presentar tasas de avance cercanas a 1 m/año.

Figura 5. Cordones dunares costeros entre Chipiona y Rota, fijados por vegetación (pinos de repoblación al norte de Rota en la imagen de la derecha). En ambos casos se observan corrales para pesca que protegen las respectivas playas.

Más al Sur se localiza el manto eólico de El Puerto de Santa María, el mayor de la provincia, que se extiende desde el municipio de Rota hasta la Bahía de Cádiz, y que fosiliza las espectaculares eolianitas pleistocenas de El Aculadero,

datadas en unos 63.000 años BP por Santonja & Pérez González (2010). En su mayor parte se trata de dunas históricas inactivas, fijadas por un pinar de repoblación, que forman acumulaciones que superan los 20 m de altura y que han perdido ya su forma original, por lo que resulta difícil atribuir su génesis a un régimen de vientos definido. Constituye el manto eólico litoral de Cantarranas-Valdelagrana, descrito por Borja *et al.* (1997). En la actualidad presenta tan sólo una cierta dinámica en la base naval de la OTAN en Rota, donde se pueden observar cubetas de deflación (Fig. 6) y algunos pequeños frentes parabólicos activos asociados a vientos de levante. En la Bahía de Cádiz también se reconocen dunas móviles en el extremo libre de la flecha de la Punta del Boquerón (Fig. 1), en una zona muy dinámica, exenta de vegetación debido a su alta exposición a los fuertes vientos de levante. Por otro lado, puntualmente aparecen dunas remontantes asociadas a acantilados bajos y medios, como en playa de Las Redes y en la Caleta del Agua, en El Puerto de Santa María, o en la playa de El Puerco, entre Chiclana y Conil de la Frontera (Fig. 7).

Figura 6. Corredor de deflación excavado en un manto eólico vegetado en la Base Naval de la OTAN en Rota.

Los sistemas dunares de este sector septentrional están amenazados en muchos lugares por una intensa presión antrópica. En este sentido, algunos antiguos

campos dunares y mantos eólicos que cubrían amplias áreas han sido destruidos por el desarrollo urbanístico durante los últimos 50 años. En el pasado la extracción de arenas llegó a ser frecuente, como la que se realizaba en las dunas de San Antón para abastecer una fábrica de vidrio. Sin embargo, el mayor impacto ha consistido en la construcción de edificaciones y paseos marítimos directamente sobre las dunas, especialmente durante la expansión urbanística ligada a la industria del turismo en las décadas de 1960 y 1970, que ha continuado hasta la actualidad aunque con menor intensidad. En esos años se construyeron la mayoría de los paseos marítimos y urbanizaciones costeras de este sector, como los complejos de Valdelagrana (El Puerto de Santa María) o La Barrosa (Chiclana de la Frontera) (Fig. 1). En el primero de ellos se destruyeron 160.000 m^2 de dunas entre 1956 y 1990, la mayor parte en los años 1970 y comienzos de la década de 1980. En la playa de La Barrosa durante los últimos 50 años se han destruido unos 190.000 m^2 de dunas y el 70% de los extensos mantos eólicos que se extendían tras ellas. A pesar de la renovada tendencia a la urbanización costera desde finales de la década de 1990, la entrada en vigor de la actual Ley de Costas en 1988 ha ayudado a frenar el avance de la construcción y ha permitido preservar cordones dunares en parajes como la playa de El Puerco, donde las nuevas instalaciones hoteleras se han ubicado detrás de los complejos dunares.

Fig. 7. Dunas remontantes en la playa de El Puerco (Conil de la Frontera)

Aparte del desmantelamiento de dunas para fines urbanísticos, los sistemas dunares de este sector están amenazados por procesos naturales intensificados por la acción humana. La erosión por el oleaje y la clara disminución de los aportes sedimentarios de los ríos han llevado a una práctica desaparición de las dunas embrionarias en la mayoría de los cordones dunares costeros, como en El Palmar (Vejer de la Frontera). En estas zonas la tendencia a la erosión costera viene marcada por escarpes abruptos en el lado hacia mar de las dunas y por la exposición de raíces de plantas. De hecho, en algunos lugares de la costa, como en Punta Candor, el retroceso costero reciente ha tenido como consecuencia la completa destrucción de cordones dunares en las últimas décadas (Domínguez *et al.*, 2004, 2005; Del Río *et al.*, 2005). La erosión costera está desencadenada fundamentalmente por una drástica reducción de los aportes sedimentarios a la costa debido a los numerosos embalses en las cuencas del Guadalquivir y Guadalete, funcionales desde la década de 1950, y en menor medida por la retención de arena por las estructuras portuarias (Gracia *et al.*, 2005).

A pesar de la pérdida de muchos campos dunares y de los daños en la mayoría de los que permanecen, existen todavía algunos sistemas dunares bien preservados en el sector septentrional de la provincia de Cádiz. La mayoría de ellos se conservan debido a la ausencia de desarrollo urbanístico o de erosión costera significativa, como las dunas de las playas de Cortadura-Torregorda (Cádiz) y Castilnovo (Conil de la Frontera) (Fig. 1), mientras que en otras zonas el estado de las dunas se ha mejorado mediante intervenciones del Ministerio de Medio Ambiente a través de la Demarcación de Costas en Andalucía-Atlántico, como en Camposoto, o al norte de la playa de El Palmar. En este último caso la revegetación de dunas, junto con la instalación de captadores de arena y cerramientos de protección, han estabilizado en gran medida las zonas dunares, favoreciendo un avance del pie de duna de hasta 20 m en algunos puntos durante las dos últimas décadas (Gómez Pina *et al.*, 2002).

3.2. Costa atlántica Sur

El sector meridional del litoral atlántico gaditano se extiende desde Cabo Trafalgar hasta la ciudad de Tarifa (Punta de Tarifa o Punta Marroquí). Aquí la proximidad del Estrecho de Gibraltar y el acusado estrechamiento de la plataforma continental dan lugar a una importante reducción del rango mareal. Esta costa está compuesta fundamentalmente por pequeñas ensenadas alimentadas por pequeños ríos con escaso aporte sedimentario (arroyos de la Jara, del Valle, etc.), así como playas en bolsillo entre promontorios, relativamente protegidas de los temporales de poniente y algunas más abiertas asociadas a las desembo-

caduras de los ríos de mayor entidad. Las playas son en general más estrechas y abruptas que en la costa Norte, y muestran perfiles reflectivos a intermedios, con mayor tamaño de grano lo que, a iguales condiciones de viento, limita el desarrollo dunar (Carter, 1988).

Como consecuencia de estas condiciones, escasean los cordones dunares paralelos a la costa, de los que destaca fundamentalmente el conjunto de cordones de Los Lances, en Tarifa, asociados a vientos de poniente y alimentados por una amplia playa que, cuando sopla el viento de levante, a su vez alimenta a la vecina playa de Valdevaqueros-Punta Paloma. La morfología costera y la gran intensidad de los vientos de levante, paralelos a la línea de orilla en este sector, dan lugar al desarrollo de grandes dunas remontantes móviles, no vegetadas, a sotavento de los promontorios. La mayoría de estas dunas ha crecido rápidamente en las últimas décadas debido a intervenciones humanas (Benavente *et al.*, 2005; Del Río *et al.*, 2008). Destaca el amplísimo conjunto dunar de la Breña de Barbate. Se trata de un sistema de dunas remontantes de levante, con abundantes formas barjanoides, que cubren las laderas y la cumbre de la Breña, un relieve estructural sobre calcarenitas miocenas al Oeste de la Ensenada de Barbate. La arena que cubre este relieve procede tanto del arrastre eólico desde las vecinas playas de La Hierbabuena y El Carmen (Barbate), como de la meteorización de las propias areniscas del substrato sobre el que se ubica. A mediados del s. XX todas estas dunas fueron fijadas por un pinar de repoblación, protegido en la actualidad como parque natural.

El Cabo de Trafalgar (Barbate) constituye uno de los lugares costeros con mayor abundancia y variedad de morfologías dunares de toda la costa gaditana (Fig. 8). Se trata de un Monumento Natural constituido por un doble tómbolo que une un afloramiento rocoso formado por las paleoplayas y eolianitas pleistocenas anteriormente mencionadas, con el continente. El espacio entre las dos barreras arenosas está ocupado por un área palustre hoy ya prácticamente colmatada de sedimentos. La barrera occidental, expuesta a los vientos de poniente, desarrolla un único cordón dunar de escasas dimensiones. Sin embargo, la barrera oriental, orientada N-S, intercepta de manera casi perpendicular los fuertes vientos de levante, dando lugar a un complejo dunar extenso y variado. Se reconocen dunas embrionarias, así como numerosas *nebkhas* y formas domáticas de grandes dimensiones (casi 2 m de altura) y abundantes *knobs* a sotavento de las anteriores, entre las que se desarrollan depresiones interdunares a menudo encharcadas. Más hacia el interior se extiende un amplio manto eólico que cubre parcialmente el área palustre inter-barreras (Fig. 8). El límite septentrional de este conjunto dunar está representado por una gran duna móvil no vegetada, de casi

20 m de altura y morfología a grandes rasgos parabólica, que se alimenta de la vecina playa de Caños de Meca (Barbate); su dinamismo, que afecta a la carretera de acceso al faro del cabo, obliga a intervenciones periódicas de captación y remoción de arena, que es posteriormente depositada en la playa que le sirve de origen.

Uno de los casos más espectaculares de duna remontante móvil se encuentra en la Ensenada de Bolonia (Tarifa), donde históricamente un corredor de deflación de unos 1500 m de longitud asociado a los vientos de levante conectaba esta playa con la de El Cañuelo (Fig. 1). Tras una plantación masiva de pinos sobre dicho corredor de deflación a mediados de los años 1950 para impedir la acumulación de arenas eólicas en una carretera (Menanteau *et al.*, 1983), el crecimiento vertical del sistema dunar de Bolonia debido a los vientos de levante superó rápidamente los 30 m. En la actualidad, el complejo dunar de Bolonia, en su mayor parte no vegetado, está formado por un gran cuerpo parabólico sobre el que desarrollan cubetas de deflación que dibujan formas barjanoides. El complejo cubre unos 92.000 m^2 (Fig. 9), y los frentes de avance de las dunas más adelantadas cubren los pinos con una velocidad de avance de 2 m/año. No obstante, dado que en la actualidad la carretera en cuestión ya no se encuentra amenazada por la sedimentación de arenas eólicas, apenas se aplican medidas de estabilización en este complejo dunar, que constituye una zona protegida bajo la figura de Monumento Natural y además se ubica en el Parque Natural del Estrecho.

Un proceso similar de crecimiento dunar inducido por la acción humana se localiza en la duna de Valdevaqueros-Punta Paloma (Tarifa). La plantación de pinos y eucaliptos sobre un anterior manto eólico entre las décadas de 1930 y 1960, llevó a la estabilización y revegetación del complejo dunar de Betis – Punta Paloma. Dicho complejo dunar se localizaba históricamente sobre un amplio corredor arenoso formado por dunas transversales y remontantes intercaladas por pasillos de deflación, que con unos 5500 m de longitud conectaba las ensenadas de Valdevaqueros y de Bolonia (Fig. 1). La reforestación de la zona se llevó a cabo con el objeto de proteger de las arenas eólicas el acceso al campamento militar de Punta Paloma. En tiempos más recientes hubo varios intentos de fijación dunar, incluyendo la remoción periódica de arena y la instalación de captadores de arena, que progresivamente han favorecido el crecimiento vertical del edificio dunar costero no vegetado, el cual cubre en la actualidad unos 152.000 m^2. A pesar de las medidas de control aplicadas en años recientes (Román Sierra *et al.*, 2004; Muñoz *et al.*, 2009), el frente dunar presenta más de 30 m de altura (Fig. 10) y ha avanzado unos 115 m durante los últimos 50 años, llegando a amenazar de nuevo a la carretera de acceso al campamento militar. No obstante, en las últimas décadas se observa una progresiva disminución del volumen de arena en este conjunto

dunar (Nuño, 2008), debida a una creciente falta de alimentación sedimentaria desde la vecina playa de Los Lances, donde la cada vez más extensa laguna que cubre la parte alta de la playa impide el transporte eólico de arena.

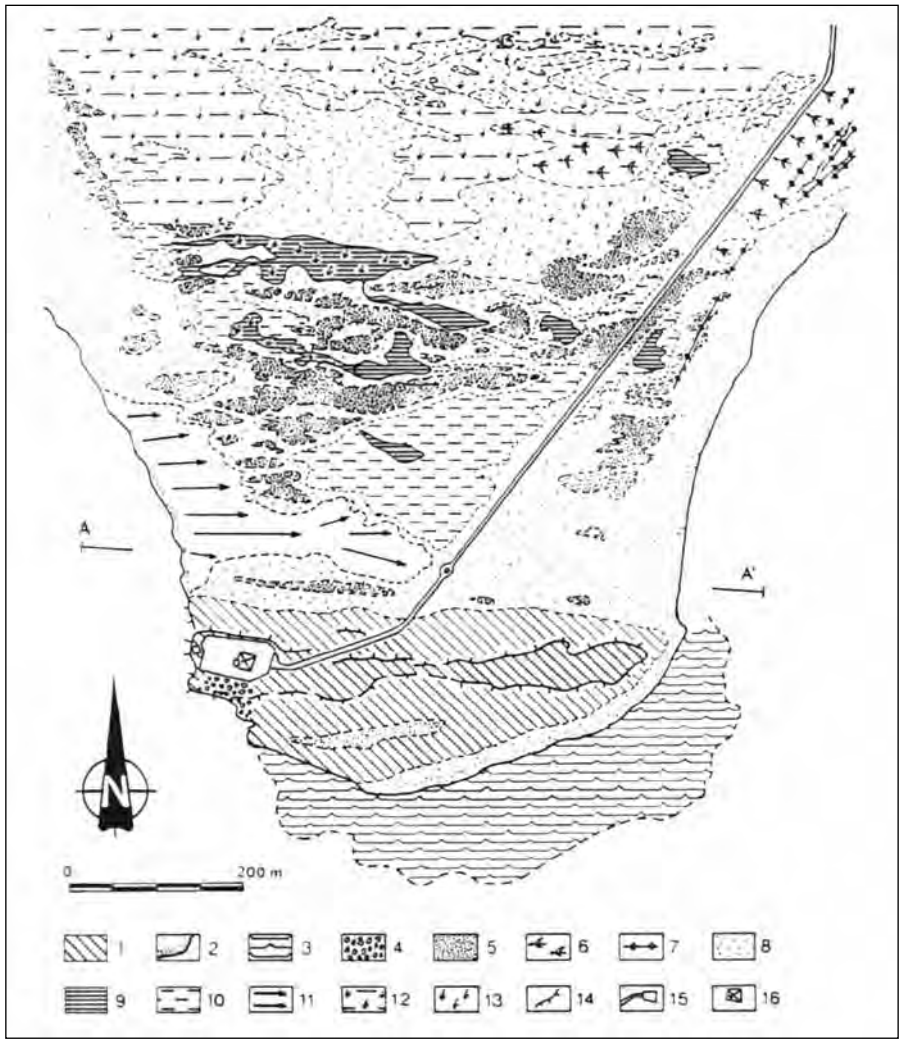


Figura 8. Mapa geomorfológico de las acumulaciones dunares del Cabo Trafalgar (Gracia & Benavente, 2000).). Simbología: 1. eolianitas pleistocenas; 2. playa; 3. plataforma de abrasión marina; 4. escollera de protección; 5. dunas fijadas con vegetación; 6. dunas móviles; 7. hileras de captadores de arena eólica; 8. cordones arenosos y manto eólico; 9. lagunas permanentes; 10. encharcamientos episódicos; 11. abanico de desbordamiento (*washover fan*); 12. laguna colmatada colonizada por vegetación; 13. cobertera vegetal; 14. escarpe; 15. carreteras y construcciones; 16. faro.

Figura 9. Gran duna remontante en la Ensenada de Bolonia (Tarifa).

Figura 10. Medidas de control (izquierda) y frente móvil (derecha) en la duna de Valdevaqueros (Tarifa).

Por otra parte, en algunos puntos a lo largo de la costa las condiciones locales de contorno han favorecido la formación de cordones dunares paralelos a la línea de orilla, generalmente estrechos. Es el caso del complejo dunar de la Ensenada de Los Lances (Fig. 1), que contiene dunas embrionarias y dunas primarias que se extienden a lo largo de casi 2 km de litoral. En la playa de Hierbabuena (Barbate, fig. 1), el bloqueo de la corriente de deriva litoral por el dique del puerto de Barbate, junto con la revegetación dunar llevada a cabo por la Dirección General de Costas, ha incrementado notablemente la superficie dunar. En 1956 la playa de Hierbabuena cubría un área de unos 47.000 m^2 y prácticamente carecía de dunas; cinco décadas después, el área total cubierta por el sistema playa/duna es de más de 192.000 m^2, la mayoría de ella (unos 110.000 m^2) ocupada por un campo de dunas bien desarrollado (Del Río, 2007).

El buen grado de preservación de las áreas dunares en este sector meridional del litoral atlántico gaditano se debe fundamentalmente a una menor ocupación humana de la costa, ya que buena parte del territorio costero se destina a usos militares o bien corresponde a diversas áreas naturales protegidas (P.N. de la Breña y Marimas de Barbate y P.N. del Estrecho), donde la urbanización costera no está permitida o bien está muy restringida. De hecho, las principales zonas dunares destruidas fueron desmanteladas antes de la entrada en vigor de la Ley de Costas en algunos puntos donde la urbanización de la costa no estaba tan limitada, como en la playa de Caños de Meca, donde alrededor de 50.000 m^2 de dunas fueron eliminadas para fines urbanísticos en los años 1960 y 1970. Otros casos puntuales más recientes de desarrollo urbanístico, como la playa de Atlanterra (Tarifa), se ubican detrás de las áreas dunares, tal y como prescribe la Ley de Costas.

Otro factor importante que contribuye a la preservación dunar en esta zona es la práctica ausencia de procesos de erosión costera, ya que la mayoría de las playas están asociadas a ríos no regulados, y la línea de costa se orienta en gran parte relativamente a resguardo de los oleajes erosivos de poniente (Del Río *et al.*, 2005). No obstante, se han identificado algunas excepciones a esta regla, como la playa de Caños de Meca, donde la línea de costa ha retrocedido entre 25 y 75 m en los últimos 50 años, llevando a la desaparición de las dunas embrionarias (Del Río, 2007).

3.3. Costa mediterránea

La costa mediterránea gaditana está representada por la Bahía de Algeciras y por un tramo de apenas una decena de kilómetros entre Gibraltar y el límite con la provincia de Málaga. Se trata de una costa micromareal que recibe los aportes de ríos de cierta entidad como el Palmones y el Guadarranque en la Bahía de

Algeciras, y especialmente el río Guadiaro al NE de Gibraltar. En torno a sus desembocaduras se desarrollan cuerpos sedimentarios litorales de carácter arenoso que contienen complejos dunares más o menos desarrollados. Así, la flecha litoral de El Rinconcillo, que limita la desembocadura del río Palmones, cerca de la ciudad de Algeciras, presenta varios cordones dunares con una secuencia de tipologías dunares bien preservada (Fig. 11). La zona está protegida bajo la figura de Paraje Natural, si bien se ve sometida a una fuerte presión antrópica por la alta densidad de asentamientos humanos en zonas circundantes. En los últimos años la ampliación de diques y dársenas del puerto de Algeciras ha provocado un cambio en la forma en planta de la playa, consistente en una acumulación de arena en su lado Sur y un retroceso en su zona central, en la que se ve afectado al sistema dunar asociado.

Figura 11. Playa del Rinconcillo (Algeciras).

La Ensenada de Getares tuvo en el pasado un complejo de dunas móviles bien desarrollado, que en las dos últimas décadas ha sido parcialmente destruido por el desarrollo urbanístico y la construcción de un paseo marítimo (García de Lomas *et al.*, 2001). En cuanto al tramo situado entre Gibraltar y el límite de la provincia de Málaga, destacan algunos conjuntos dunares en las playas de La Atunara-Torrenueva, La Sobrevela y La Hacienda (La Línea), Torreguadiaro y especialmente en la de Guadalquitón (San Roque). En casi todos los casos se trata de acumulaciones dunares generadas por los fuertes vientos de levante y muy

transformadas por la presión antrópica, sobre todo en Guadalquitón, donde la extracción indiscriminada de arena ha llevado a la destrucción de un extenso campo de dunas móviles parabólicas (Fig. 12; García de Lomas *et al.*, 2001).

Por último habría que citar el gran desarrollo de depósitos dunares del Peñón de Gibraltar, representados por acumulaciones de más de 10 m de espesor que forman mantos eólicos remontantes que cubren las laderas orientales del Peñón alcanzando cotas de varios cientos de metros. Su actividad actual es nula, ya que se trata de dunas relictas formadas, en su mayoría, durante el Pleistoceno Superior y que presentan un gran interés paleoambiental (Rodríguez Vidal *et al.*, 2010). La base del depósito ha sido explotada para la extracción de arenas, mientras que las zonas medias y altas fueron cubiertas casi en su totalidad a principios del siglo XX por placas artificiales para impedir la infiltración de agua de lluvia y facilitar su recolección y almacenamiento.

4. Consideraciones finales

La ubicación, desarrollo y evolución de los sistemas dunares costeros del litoral gaditano están muy condicionados por los factores meteorológicos y climáticos imperantes en la zona. Los cambios climáticos, incluso los más leves, que han tenido lugar a lo largo de tiempos históricos, han afectado a la localización de los sistemas de altas y bajas presiones atmosféricas del Atlántico Norte, y por tanto han controlado y controlan la dirección e intensidad de los vientos dominantes en el Golfo de Cádiz. Paralelamente, las fluctuaciones climáticas históricas también han tenido consecuencias sobre la cobertera vegetal, la producción de sedimentos en las cuencas fluviales y sobre la estabilidad de las playas y flechas litorales. La persistencia de determinadas condiciones atmosféricas durante suficiente tiempo probablemente condicionó la localización y la movilidad estacional de los sistemas ciclónicos y anticiclónicos atlánticos, y por tanto el valor de la NAO. Es razonable suponer que las fluctuaciones históricas de la NAO controlaron la persistencia de vientos de levante o de poniente en el Golfo de Cádiz durante diferentes periodos históricos. Como consecuencia de la tendencia positiva del índice de la NAO en los últimas décadas, los vientos de levante han favorecido el crecimiento y movilidad de las dunas costeras en las proximidades del Estrecho de Gibraltar, localmente acentuadas por las intervenciones humanas.

El estado actual de los sistemas dunares de la costa gaditana (Fig. 13) depende en gran medida de las tendencias al avance/retroceso de las playas de las que se alimentan. A su vez, la mayor parte de los sedimentos de las playas proceden de los aportes fluviales principales: Guadalquivir, Guadalete y, en menor

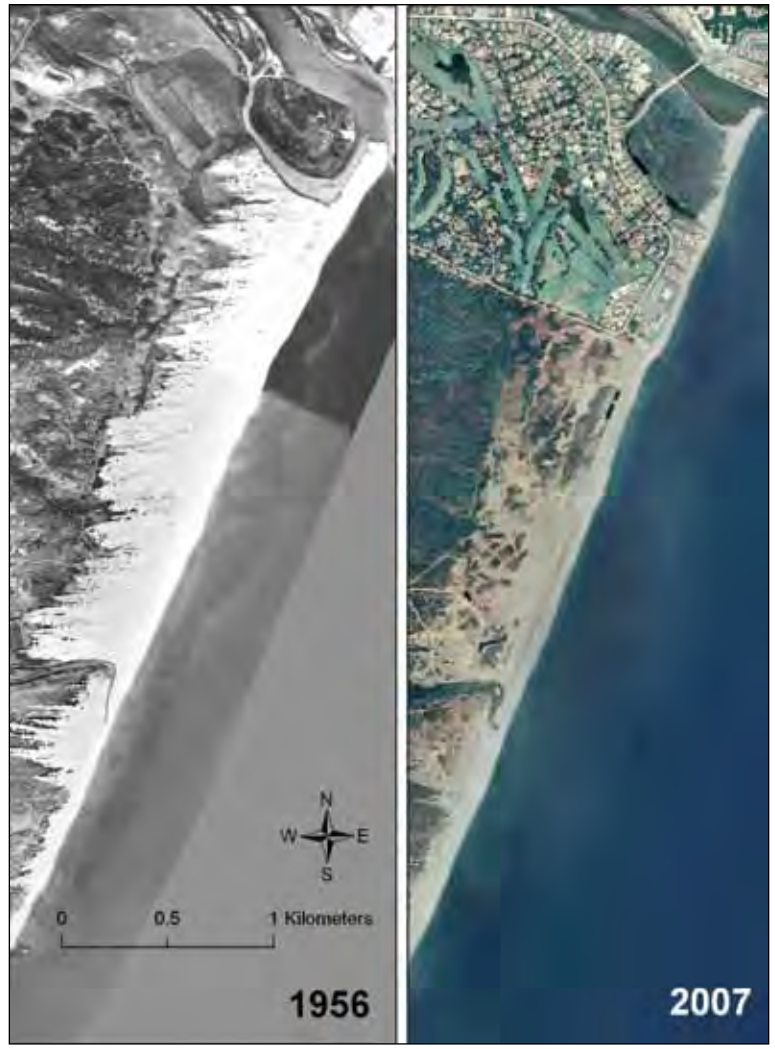


Figura 12. Transformaciones del campo dunar de Guadalquitón en los últimos 50 años (San Roque).

medida, Salado y Barbate. Los dos primeros están muy regulados por embalses, y la consiguiente disminución de los aportes sedimentarios fluviales durante las últimas décadas ha llevado a un continuo retroceso de las playas cercanas a sus desembocaduras, especialmente las ubicadas aguas abajo en sentido de la deriva litoral (Sanlúcar – Chipiona – Rota – Valdelagrana – Sancti Petri y La Barrosa; Fig. 1). La regulación más tardía de la cuenca del río Barbate está produciendo consecuencias similares al sur del municipio costero de Barbate.

Por otro lado, el sector septentrional de la provincia presenta una relativamente alta densidad de asentamientos humanos costeros, en los que la creciente urbanización ha llevado a la destrucción y ocupación de anteriores cordones dunares. En consecuencia, las dunas costeras entre Sanlúcar de Barrameda y Chiclana de la Frontera se encuentran muy degradadas y en muchas ocasiones completamente desmanteladas. No obstante, la inclusión expresa de los sistemas dunares en la actual Ley de Costas como bienes del Dominio Público Marítimo-Terrestre ha sido crucial para que los tramos no desmantelados estén protegidos y preservados para el futuro, como muestra de la morfología que presentó el litoral hasta el primer tercio del siglo XX.

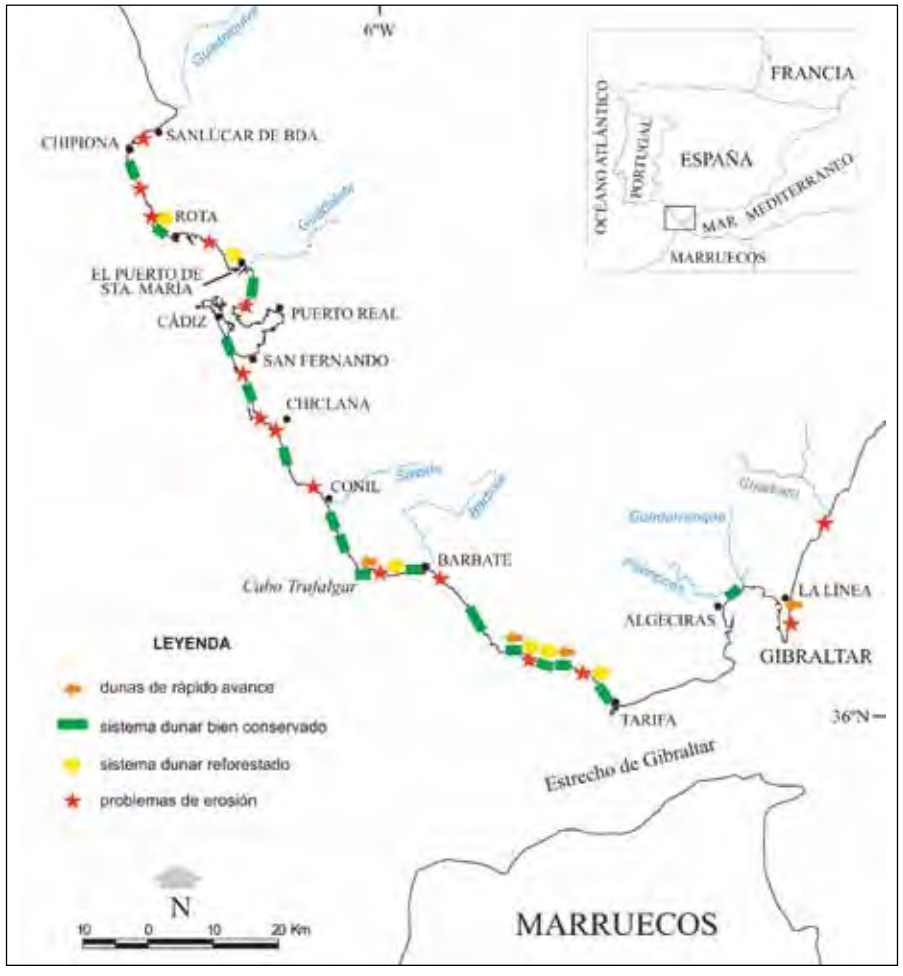


Figura 13. Estado actual de los sistemas dunares de la costa de la provincia de Cádiz (modificado de Gracia *et al.*, 2005).

Agradecimientos

Este trabajo es una aportación al grupo de investigación RNM 328 del Plan Andaluz de Investigación (Junta de Andalucía).

Referencias

Aberg, U. (2005). *Recent berm ridge development inside a mesotidal estuary: The Guadalquivir River mouth case*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Uppsala, Suecia. 62 pp. (inédito).

Alonso, C.; Gracia, F.J. & Benavente, J. (2004). Las marismas, alfares y salinas como indicadores para la restitución paleotopográfica de la Bahía de Cádiz durante la antigüedad. En: *XVI Encuentros de Historia y Arqueología*. Exmo. Ayto. de San Fernando, pp. 263 – 287.

Alonso, C.; Gracia, F.J. & Benavente, J. (2009). Evolución histórica del sector meridional de la Bahía Interna de Cádiz. *RAMPAS*, 11, 13 - 37.

Benavente, J.; Gracia, F.J.; Del Río, L. & Anfuso, G. (2005).- Morfologías dunares en la costa atlántica gaditana: evolución histórica y estado actual. En: *Tendencias actuales en Geomorfología Litoral* (Hernández, L., Alonso, I., Mangas, J. & Yanes, A. eds.). Actas de las III Jornadas de Geomorfología Litoral, Serv. Publ. Univ. Las Palmas de Gran Canaria, p. 97 – 100.

Borja, F. (1992). *Cuaternario reciente, Holoceno y periodos históricos del SW de Andalucía. Paleogeografía de medios litorales y fluvio-litorales en los últimos 30.000 años*. Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla, 520 pp. (inédita).

Borja, F.; Gutiérrez, J.M. & Díaz del Olmo, F. (1997). Fases de dunas durante el Holoceno Reciente en el litoral de El Puerto de Santa María (Cádiz). *Geogaceta*, 21, 39 - 42.

Borja, F.; Zazo, C., Dabrio, C.J.; Díaz del Olmo, F.; Goy, J.L. & Lario, J. (1999). Holocene aeolian phases and human settlements along the Atlantic coast of Southern Spain. *The Holocene*, 9 (3), 333 – 339.

Carter, R.W.G. (1988). *Coastal environments*. Academia Press, Nueva York, 617 pp.

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

Del Río, L. (2007). *La erosión costera en el litoral atlántico gaditano*. Tesis Doctoral, Universidad de Cadiz, 496 pp. (inédita).

Del Río, L.; Benavente, J.; Gracia, F.J.; Alonso, C.; Rodríguez Vidal, J. & Anfuso, G. (2008). Los espacios protegidos del litoral gaditano. En: *Geomorfología de los espacios naturales protegidos de la provincia de Cádiz* (Gracia, F.J., ed.). S.E.G. y Univ. de Cádiz, p. 103 – 195.

Del Río, L.; Gracia, F.J.; Benavente, J. & Anfuso, G. (2005). Alongshore variations in coastal erosion in the Atlantic side of Gibraltar Strait (SW Spain): causes and consequences. En: *6th Intern. Conference on Geomorphology*, Zaragoza. Abstract Vol., p. 247.

Del Río, L.; Benavente, J.; Gracia, F.J.; Alonso, C.; Rodríguez Vidal, J. & Anfuso, G. (2008). Los espacios protegidos del litoral gaditano. En: *Geomorfología de los espacios naturales protegidos de la provincia de Cádiz* (Gracia, F.J., ed.). S.E.G. y Univ. de Cádiz, p. 103 – 195.

Domínguez, L.; Anfuso, G. & Gracia, F.J. (2005).- Vulnerability assessment of a retreating coast in SW Spain. *Environmental Geology*, 47, p. 1037 – 1044.

Domínguez, L.; Gracia, F.J. & Anfuso, G. (2004). Tasas de avance-retroceso de la línea de costa mediante morfometría fotogramétrica en el sector Sanlúcar de Barrameda – Rota (provincia de Cádiz). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 17 (1-2), 71 – 86.

García de Lomas, J.; García, C.M.; Hernández, I.; Benavente, J.; Gracia, F.J. & López Aguayo, F. (2001). *Dunas y arenales del litoral de la provincia de Cádiz: Recomendaciones para su conservación y restauración*. Dirección General de Costas, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid. Informe inédito, 184 pp.

Gómez Pina, G.; Muñoz Pérez, J.J.; Ramírez, J.L. & Ley, C. (2002). Sand dune management problems and techniques, Spain. *Journal of Coastal Research*, SI 36, 325 – 332.

Goodes, C.M. & Jones, P.D. (2002). Links between circulation and changes in the characteristics of iberian rainfall. *International Journal of Climatology*, 22, 1593 – 1615.

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

Gracia, F.J. (2008). Geomorfología y estratigrafía del Pleistoceno y Holoceno en la banda atlántica de Cádiz. En: *La ocupación prehistórica de la campiña litoral y banda atlántica de Cádiz* (Ramos, J., ed.). Arqueología Monografías, Junta de Andalucía, Sevilla, p. 53 – 68.

Gracia, F.J.; Alonso, C.; Anfuso, G.; Benavente, J.; Del Río, L.; Domínguez, L. & Martínez, J.A. (2005).- Chapter IV: Historical evolution and erosion problems in the Cádiz Coast. En: *Geomorphology of the South-Atlantic Spanish Coast* (Gracia, F.J., coord.). Sixth Intern. Conf. on Geomorphology, Field trip guide A-4. Zaragoza, p. 40 – 58.

Gracia, F.J.; Alonso, C.; Benavente, J. & López Aguayo, F. (2000). Evolución histórica de la línea de costa en la Bahía de Cádiz. En: *Geomorfología litoral. Procesos activos* (De-Andrés, J.R. & Gracia, F.J., eds.). Instituto Geológico y Minero, Universidad de Cádiz, pp. 225 – 234.

Gracia, F.J.; Alonso, C.; Gallardo, M.; Giles, F.; Rodríguez, J.; Benavente, J. & López Aguayo, F. (1999). Aplicación de la Geoarqueología al estudio de cambios costeros postflandrienses en la Bahía de Cádiz. En: *Geoarqueologia i Quaternari litoral. Memorial María Pilar Fumanal*. (Rosselló, V., ed.). Serv. Publ. Univ. Valencia, p. 357 - 366.

Gracia, F.J. & Benavente, J. (2000). Geomorfología de la costa atlántica gaditana. En: *Geomorfología Litoral. Procesos activos* (De Andrés, J.R. & Gracia, F.J., eds.). Monogr. S.E.G. nº 7, ITGE y Serv. Publ. Univ. Cádiz, p. 235 - 255.

Gracia, F.J.; Benavente, J. & Martínez del Pozo, J.A. (2002). Geomorfología y emplazamiento. Enmarque holoceno de "El Retamar". En: *El asentamiento de "El Retamar" (Puerto Real, Cádiz)* (Ramos, J. & Lazarich, M., eds.), Universidad de Cádiz, pp. 27 – 36.

Gracia, F.J.; Del Río, L.; Alonso, C.; Benavente, J. & Anfuso, G. (2006).- Historical evolution and present state of the coastal dune systems in the Atlantic coast of Cádiz (SW Spain): Palaeoclimatic and environmental implications. *Journal of Coastal Research*, S.I. 48, p. 55 - 63.

Hurrell, J.W. (1995). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676 – 679.

Menanteau, L., Vanney, J.R. & Zazo, C. (1983). *Belo II: Belo et son environnement (Detroit de Gibraltar). Etude physique d'un site antique*. Publ. Casa de Velásquez, Serie Archeologie, 4. Ed. Broccard, Paris, 221 pp.

Muñoz, J.J.; Navarro, M.; Román, J.; Tejedor, B.; Rodríguez, I. & Gómez, G. (2009).- Long-term evolution of a transgressive migrating dune using reconstruction of the EOF method. *Geomorphology*, 112, 167-177.

Muñoz, J.L. & Sánchez, A. (1994). *El medio físico y biológico en la Bahía de Cádiz: Saco Interior*. Consejería de Agricultura y Pesca, Junta de Andalucía. Sevilla, 161 pp.

Nuño, T. (2008). *Estudio de la evolución morfológica de la duna de Valdevaqueros mediante técnicas de fotointerpretación y S.I.G.* Tesis de Master en *Gestión Integrada de Zonas Litorales*. Universidad de Cádiz, 61 pp. (inédita).

Rodríguez Polo, S.; Gracia, F.J.; Benavente, J. & Del Río, L. (2009). Geometry and recent evolution of the Holocene beach ridges of the Valdelagrana littoral spit (Cádiz Bay, SW Spain). *Journal of Coastal Research*, S.I. 56, p. 20 – 23.

Rodríguez Vidal, J.; Cáceres, L.M. & Martínez, A. (2010). Implicaciones paleoambientales del registro de arenas eólicas pleistocenas en el Peñón de Gibraltar. En: *Cuaternario y Arqueología. Homenaje a Francisco Giles Pacheco*. Servicio de Publ. de la Diputación Provincial de Cádiz. Cádiz, p. 93 – 100.

Román Sierra, J.; Navarro, M.; Muñoz Pérez, J.J., Gómez Pina, G. & Fages, G. (2004). Ecosistemas dunares en la provincia de Cádiz: estabilizaciones en Bolonia y Valdevaqueros, T.M. Tarifa. *Revista de Obras Públicas*, 151, 65 – 76.

Sánchez, J.L. (1988). *Estudio climatológico de la Bahía de Cádiz*. Instituto Hidrográfico de la Marina, Cádiz. Ministerio de Defensa, 150 pp.

Santonja, M. & Pérez González, A. (2010). Precisiones en torno a la edad y la industria lítica de El Aculadero (El Puerto de Santa María). En: *Cuaternario y Arqueología.*

Libro homenaje a Francisco Giles Pacheco. Diputación de Cádiz y Asociación Profesional del Patrimonio Histórico-Arqueológico de Cádiz, 19 – 26.

Stipp, J.J. & Timers, M.A. (2002). Detación radiométrica. En: *El asentamiento de "El Retamar" (Puerto Real, Cádiz)* (Ramos, J. & Lazarich, M., eds.), Universidad de Cádiz, pp. 169 – 172.

Trigo, R.M.; Pozo, D.; Osborn, T.J.; Castro, Y.; Gámiz, S. & Esteban, M.J. (2004). North Atlantic Oscillation influence of precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, 24, 925 – 944.

Zazo, C.; Goy, J.L.; Somoza, L.; Dabrio, C.J.; Belluomini, G.; Improta, S.; Lario, J.; Bardají, T. & Silva, P.G. (1994). Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast. *Journal of Coastal Research*, 10, 933 – 945.

Zazo, C.; Silva, P.G.; Goy, J.L.; Hillaire-Marcel, C.; Ghaleb, B.; Lario, J.; Bardají, T. & González, A. (1999). Coastal uplift in continental collision plate boundaries: data from the Last Interglacial marine terraces of the Gibraltar Strait area (South Spain). *Tectonophysics*, 301, 95 – 109.

15. Las dunas del litoral onubense

A. Rodríguez[1]

1. Introducción: el litoral onubense

Una de las características más notables del litoral onubense es su suave orografía y la sucesión de amplios entrantes marinos asociados a las desembocaduras de los ríos principales. El elevado dinamismo y la gran disponibilidad de materiales permiten que se desarrolle un litoral particularmente activo, con grandes formaciones arenosas en continua evolución.

La costa que tenemos hoy día es el resultado de la evolución eustática posglacial. El máximo nivel marino (transgresión Flandriense) se alcanzó en este sector en torno a los 6.500 años BP (Zazo *et al.,* 1994). Una vez alcanzado este máximo, han sido los agentes dinámicos externos (corrientes de deriva, oleaje, marea y viento en el mar y arroyada en la zona continental) los que han regulado de forma progresiva este tramo costero; todo ello favorecido por el lábil sustrato arenoso neógeno y cuaternario. De esta forma los salientes continentales retrocedieron por erosión mientras que en los estuarios se produjo una intensa sedimentación, formándose barreras arenosas, flechas, marismas y espectaculares sistemas dunares (Fig. 1).

En el sur de la Península Ibérica los estudios geomorfológicos han permitido diferenciar hasta cuatro fases de progradación litoral en los últimos 6000 años (Zazo *et al.*, 1994; Lario, 1996; Rodríguez Ramírez, 1996). La primera (H1) se establece a nivel regional entre el máximo Flandriense (6.900 años BP) y 4.500 años BP. La segunda (H2) entre 4.200 años BP y 2.600 años BP, la tercera (H3) entre 2.400 años BP y 700 años BP y la cuarta (H4), y última, entre 500 años BP y la actualidad, aunque en el litoral de Huelva no existen evidencias directas de edades anteriores a los 3000 años BP. Estas fases tienen gran importancia, ya que han regulado la configuración y extensión de los cuerpos sedimentarios, incluidos los eólicos.

1. Departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva, Campus El Carmen, 21071, Huelva, España. *arodri@uhu.es*

2. Factores condicionantes de la configuración del litoral

Varios son los factores que han condicionado la configuración actual de este sector costero y por consiguiente de sus sistemas dunares. El factor tectónico ha conformado aquellas áreas que hoy día actúan como sumideros de sedimentos (desembocaduras fluviales) y aquellas otras que actúan como áreas erosivas (interfluvios). Todo el tramo costero está conformado por bloques que basculan hacia el SE, de gran extensión en cuanto a la dimensión horizontal, y leves en cuanto al desnivel vertical (Flores, 1994). Estos conforman una costa con morfologías alternantes: frentes acantilados que disminuyen su altura hacia el E (interfluvios) para pasar a zonas deprimidas de intensa sedimentación , hasta encontrarse con la zona elevada del bloque siguiente.

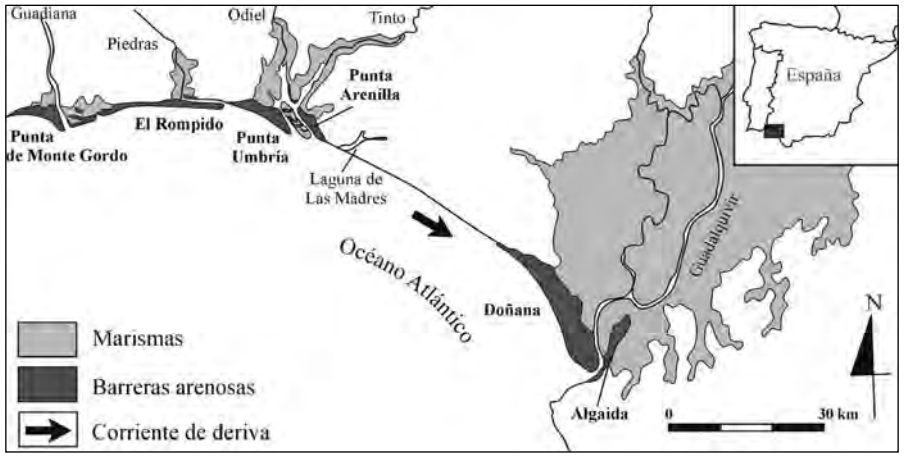


Figura 1. El litoral onubense

La marea va a determinar el modelado y relleno de las zonas protegidas del mar abierto (estuarios), así como la extensión de playas arenosas que potencialmente son expuestas a la acción del viento. Esta se propaga de Sur a Norte, originando una corriente de marea llenante que en la costa se desplaza de Este a Oeste. Con una velocidad de desplazamiento de unos 26.5 km/h (Borrego, 1992). El rango mareal medio para el sector de la costa que nos ocupa alcanza poco más de dos metros, con un diferencia extrema entre los niveles de marea alta viva equinoccial y marea baja viva equinoccial de 3.7 m y una diferencia mínima entre los niveles de marea alta muerta de solsticio y marea baja muerta de solsticio de 0,80 cm. Por tanto, dados estos rangos máximos y mínimos de mareas, la costa de Huelva se sitúa en la categoría de mesomareal.

El régimen de vientos es un factor especialmente importante, ya que condiciona la extensión y morfología de los sistemas eólicos. Estos reflejan una frecuencia mayoritaria del tercer cuadrante (SW), con el 22.5 % de los días del año (datos de la A.E.M.E.T., 1960-1996). De todas formas, hay que considerar el hecho de que este dominio frecuencial presenta variaciones estacionales importantes, dominando los del SW en verano, mientras que en invierno hay un mayor equilibrio (Rodríguez Ramírez *et al.*, 2003) (Fig. 2). Precisamente, los provenientes del tercer cuadrante, prevalentes en esta zona en otoño/invierno, están relacionados con los ciclones atlánticos y afectan de forma más agresiva al litoral.

Los datos del oleaje, tomados a partir de boyas situadas en el Golfo de Cádiz, reflejan igualmente esta variación estacional que marca el régimen eólico. En primavera-verano existe una predominancia de oleaje tipo "*swell*", con olas de altura significativa (Hs) de 0.70 m y 6 s. de periodo medio (Tp), mientras que en otoño-invierno se genera oleaje de tipo "*sea*" de más de 1.5 m (Hs) y 10 s (Tp) de media. En general, el Golfo de Cádiz posee un régimen bastante suave, con energía media a baja.

La corriente de deriva litoral es la que mayor influencia tiene en el transporte de material a lo largo del litoral. En el área de estudio, debido a los vientos del Oeste, se genera deriva hacia el Este. Se produce una componente neta de transporte litoral del orden de 180.000 a 300.000 m^3/año (Cuena, 1991).

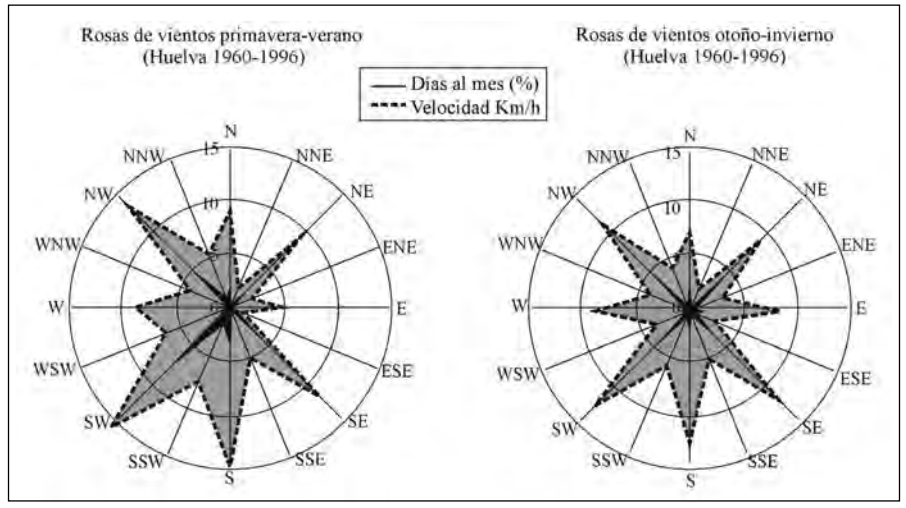


Figura 2. Rosas de vientos de Huelva capital.

Como suministradores de sedimentos a las zonas costeras la red fluvial se constituye como un factor importante. El Guadiana y el Guadalquivir son los

dos principales cursos fluviales, con una descarga sedimentaria media estimada en 144 m^3s^{-1} y 185 m^3s^{-1}, respectivamente (Vanney, 1970). En las últimas décadas, debido a los numerosos embalses construidos, el aporte sedimentario de estas redes fluviales ha decrecido enormemente.

Otro factor a considerar son las variaciones del nivel del mar, que condicionan la acción de la dinámica erosiva-sedimentaria a lo largo del tiempo, dando lugar a una mayor o menor proporción de plataforma emergida-sumergida.

3. Las dunas del litoral onubense

3.1. Introducción

El litoral de Huelva presenta unas condiciones idóneas para el desarrollo de los sistemas dunares y en consecuencia numerosos han sido los trabajos que han abordado su estudio: Menanteau (1979), Zazo (1979), Zazo *et al.* (1981, 2005), Flor (1990), García Novo et al. (1975), Ojeda (1988), Borja & Díaz del Olmo (1994, 1996), Borja (1992), Borja et al. (1999), Dabrio *et al.* (1996), Rodríguez Ramírez (1996, 1998) y Vallejo (2007), entre otros. Dos tipos de sistemas eólicos podemos diferenciar en el litoral onubense, los que están relacionados directamente con los sistemas de barreras arenosas del litoral y el manto eólico de El Abalario, en el interfluvio Tinto-Guadalquivir.

3.2. Sistemas dunares asociados a las barreras arenosas.

El tipo y la extensión de las dunas litorales dependen básicamente de la cantidad de suministro de arena y de su ritmo. Los sistemas dunares asociados al crecimiento de barreras arenosas de la costa de Huelva se inician con dunas incipientes (*foredunes*), formadas en la parte alta de la playa, en el límite de la acción de los temporales. Estas son de escaso desarrollo y dispuestas de forma paralela a la línea de costa y pueden estar fijadas por la vegetación.

En el litoral de Huelva nos podemos encontrar desde dunas primarias, de escasa evolución y muy ligadas a la progradación costera, hasta extensos campos de dunas de morfología transversal, que se desplazan hacia el interior (Doñana). En este sentido, Borja *et al.* (1999) establecen tres secuencias cronológicas asociadas a las fases progradantes H2, H3 y H4, apoyándose en datos arqueológicos e históricos: D1 (2700-2000 BP), D2 (siglo XIV-XVII) y D3 (XVII-actualidad). Si exceptuamos Doñana, donde se pueden diferenciar de forma clara dos sistemas dunares, establecer cartográficamente una secuencia genética de dunas dentro de este sistema no es fácil, dada la similitud de morfologías. Incluso en muchos casos se encuentran apiladas unas sobre otras, fosilizándose las más antiguas. Una de las opciones es relacionarlas con la fase progradante sobre la que se sitúan, aunque en algunos casos el propio desplazamiento de la duna puede dar lugar a confusiones (Punta Arenilla). Otro aspecto que dificulta la correlación es que cada ámbito sedimentario reúne sus propios factores condicionantes, incluso en estuarios próximos entre sí.

3.2.1. Sistemas dunares de la desembocadura del río Guadiana

La desembocadura del río Guadiana se caracteriza por un suave entrante, colmatado en la actualidad por un complejo progradante constituido por la flecha litoral de Montegordo (Portugal), las islas-barrera de Isla Canela e Isla Cristina, la contraflecha de Punta del Caimán y las marismas que se desarrollan al abrigo de estas formaciones arenosas. Su dinámica y evolución están controladas por la deriva litoral y las corrientes mareales, las cuales construyen barras de batida que constituyen, al acrecionar, los ganchos arenosos por efecto de la refracción de las olas (Morales, 1995). En cuanto a la evolución de este sector, los datos más antiguos corresponden al gancho situado más próximo a tierra firme, que está orientado hacia el NE (El Pinillo), con una edad de 2.740 $\pm$ 130 años B.P. (Lario, 1996), por tanto formado en la fase de progradación H2. El resto de formaciones corresponderían a las fases de progradación H3 y H4 (Fig. 3).

En cuanto a los sistemas dunares desarrollados, se encuentran asociados a las tres fases de progradación citadas (H2, H3 y H4). Se trata en general de dunas primarias de escaso desarrollo, presentando mantos de arena, cordones incipientes (*foredunes*) y sistemas transversales con algunas dunas parabólicas y superficies de deflación. Los sistemas correspondientes a la fase H2 presentan cordones de dunas incipientes que pueden evolucionar a dunas parabólicas en algunos sectores. En las formaciones arenosas situadas más al Sur y correspondientes a la fase H3 se pueden observar igualmente cordones de dunas incipientes de gran continuidad lateral. Atendiendo a evidencias arqueológicas, históricas y dataciones de C^{14}, la génesis de estas dunas no sería anterior al siglo X (Borja *et al.*, 1999). Los sistemas eólicos más recientes están constituidos por dunas incipientes, pobremente desarrolladas en sistemas transversales. Estas se desarrollarían en relación a la última fase de progradación litoral (últimos 500 años, H4). Actualmente el sistema está muy deteriorado por el intenso desarrollo urbanístico, así como por otras actividades antrópicas.

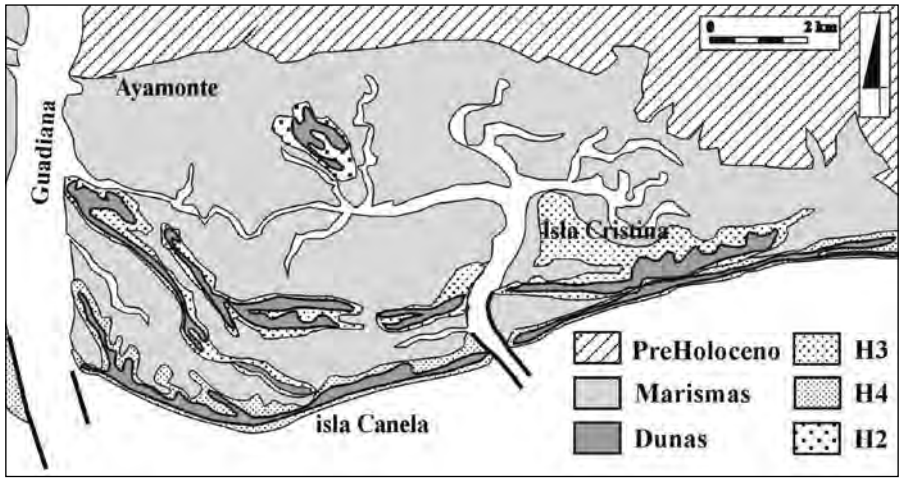


Figura 3. Esquema de los sistemas dunares y barreras arenosas de la desembocadura del Guadiana.

3.2.2. Sistemas dunares de la desembocadura del río Piedras

En la desembocadura del río Piedras se sitúa la flecha de El Rompido y una serie de contraflechas en la margen izquierda del interior del estuario. La flecha de El Rompido constituye una larga y estrecha barrera arenosa de 10 km de longitud que crece paralela a la línea de costa hacia el Este, gracias a la corriente de deriva. Esta formación forma parte de un antiguo sistema de islas-barrera, hoy unidas y adosadas al continente (Fig. 4).

Zazo *et al.* (1994) y Lario (1996) realizan dataciones de ^{14}C en estas flechas litorales, definiendo sus fases de progradación. Las dataciones en las contraflechas del margen izquierdo del estuario reflejan edades correspondientes a las fases H2 y H3, no más antiguas de 3000 años BP. En cuanto a la flecha de El Rompido, se establece su desarrollo en las fases progradantes más recientes H3 y H4, diferenciadas a nivel regional para el sur de la Península Ibérica. Las modificaciones mayores en el perfil de esta formación litoral tuvieron lugar en las últimas décadas (Borrego *et al.*, 1992).

La morfología dunar presenta escaso desarrollo. Los cordones situados en el interior del estuario muestran varios trenes incipientes transversales de muy escaso desarrollo en lo que parece ser las formas más antiguas. La morfología de la flecha, estrecha y de gran longitud, condiciona la existencia de un cordón dunar principal activo, de escasa altura, que se desarrolla a lo largo de toda su extensión, en el que se superponen los sistemas H3 y H4. Este cordón presenta formas transversales que evolucionan a dunas parabólicas, de dirección WSW.

La existencia del Parque Natural de la flecha de El Rompido ha permitido la buena conservación de los sistemas dunares de esta área; sin embargo, más allá de sus límites el deterioro dunar es importante dada la intensa presión urbanística y turística.

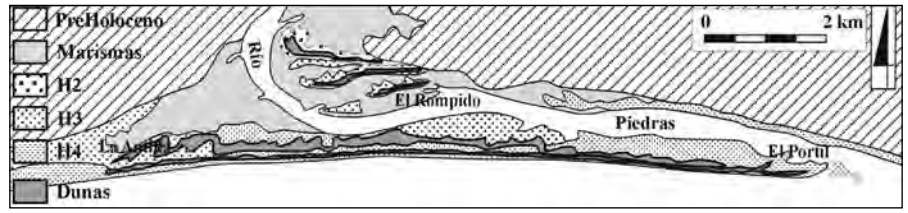


Figura 4. Esquema de los sistemas dunares y barreras arenosas de la desembocadura del río Piedras.

3.2.3. Sistemas dunares de la desembocadura de los ríos Tinto-Odiel

En la desembocadura del Tinto-Odiel se desarrolla la gran flecha litoral de Punta Umbría, cerrando el estuario por el Oeste, mientras que por el Este tenemos la contraflecha de Punta Arenilla y, entre ellas, el complejo de ganchos arenosos de Isla Saltés (Fig. 5). En estos tres sistemas se han realizado diversos trabajos arqueológicos y de dataciones (Lario, 1996; Almagro *et al.*, 1975; Bazana & Bedia, 1990; Amo, 1976; Carrero, 1979; Rubio *et al.*, 1985), de interés a la hora de establecer su evolución, lo que permite plantear una génesis relacionada con la fase de progradación H2, aunque siempre con edades más recientes a los 3000 años BP.

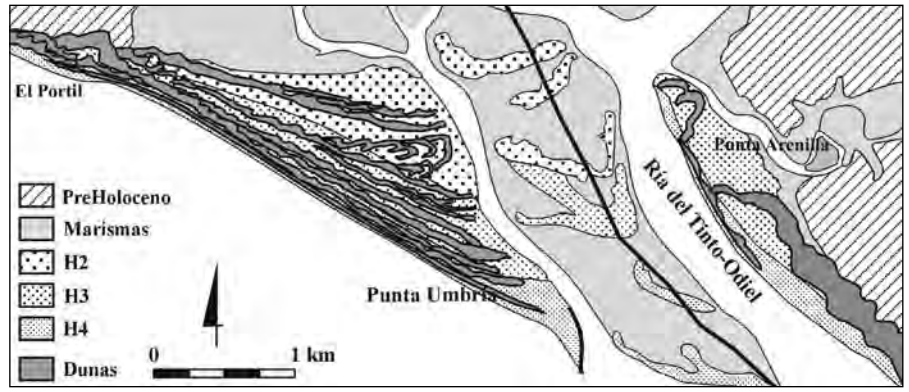


Figura 5. Esquema de los sistemas dunares y barreras arenosas de la desembocadura del Tinto-Odiel.

Su dinámica y evolución están condicionadas fundamentalmente por la deriva litoral, de forma que su crecimiento se ha producido por adosamiento de barras de batida, formadas y movilizadas oblicuamente a la línea de costa (Borrego, 1992). Toda esta evolución natural se ha visto fuertemente modificada por las actuaciones antrópicas posteriores (diques, urbanizaciones, etc.).

En cuanto a los sistemas dunares, en la flecha litoral de punta Umbría existen una serie de dunas transversas de pocos metros de altura (3-6 m) que han evolucionado a partir de dunas incipientes (Fig. 6). Se pueden contabilizar hasta unos 15 cordones sucesivos que marcan la progresiva progradación de la flecha hacia el Sur y Este. Las dunas asociadas a la fase de progradación H2 presentan un mayor desarrollo de dunas parabólicas, avanzando en la dirección WSW. Las dunas más jóvenes, asociadas a H3 y H4, se constituyen como cordones transversales con menor alteración en la continuidad de su cresta. Sin embargo, estas fases más recientes cambian radicalmente de morfología en la raíz de la flecha pasando a formas parabólicas muy desarrolladas, debido al solapamiento de los sucesivos cordones, dando lugar a una mayor imbricación de formas. En este punto las dunas han sobremontado el antiguo acantilado Flandriense, mientras que hacia el Este el sistema va desapareciendo situándose por debajo, en forma de un pequeño cordón con dunas tipo eco.

En Punta Arenilla se desarrolla un par de cordones transversales donde los sistemas más antiguos aparecen imbricados por los más recientes, con abundantes formas parabólicas y cubetas de deflación asociadas, sobremontando el acantilado Flandriense. Este complejo dunar, que se extiende desde la misma flecha hacia la localidad de Mazagón, se ha formado como consecuencia del ciclo evolutivo del delta mareal de la desembocadura del estuario (Fig. 7). La acción del oleaje de poniente, especialmente durante los temporales, da lugar al avance hacia la línea de playa del delta mareal de la desembocadura, cambiando el recorrido del canal principal de flujo-reflujo. Este proceso se produce de forma cíclica.

Hacia el Oeste este sistema desaparece situándose en la parte inferior del acantilado y adosado a éste. En cuanto a la edad de estos sistemas eólicos, su génesis empieza con las primeras fases de progradación litoral.

En la actualidad el sistema está muy alterado, tanto por la proliferación urbanística como por la expansión del polo industrial, especialmente en Punta Arenilla. Por otra parte, los sistemas dunares más recientes eran activos hasta los años 60 pero fueron fijados artificialmente por vegetación, perdiendo su dinámica natural. La construcción del espigón Juan Carlos I cortó el trasvase de sedimento hacia el Este, anulando la dinámica sedimentaria en este sector (Fig. 7C).

Figura 6. Regeneración artificial de dunas en la flecha de Punta Umbría. En primer término, *blowout* provocado por la afluencia de bañistas en verano.

3.2.4. Sistemas dunares de la desembocadura del río Guadalquivir

En el estuario del Guadalquivir se localiza uno de los complejos dunares más importantes de la Península Ibérica, asociado a los sistemas de flechas litorales de Doñana y La Algaida (Fig. 8).

La flecha litoral de La Algaida se localiza en la margen izquierda del estuario. Gracias al análisis geomorfológico, dataciones de ^{14}C (Rodríguez Ramírez, 1996), y datos relativos a restos arqueológicos (Menanteau, 1979; Esteve Guerrero, 1952), se pueden diferenciar con claridad varias fases progradantes en esa flecha litoral, correspondiendo la más antigua con H2. Los sistemas eólicos presentes en ella se caracterizan por mantos eólicos que recubren prácticamente en su totalidad la formación, con mayor potencia en formaciones correspondientes a H2, así como dunas parabólicas de escasa altura (10-15 m) que se desplazan en la dirección ENE, tanto sobre H2 como H3, con lo cual su génesis podría estar relacionada con esta última fase progradante (H3). Actualmente el sistema está fijado por la vegetación existente.

En la margen derecha del río se encuentra la flecha litoral de Doñana. Los estudios geomorfológicos y las numerosas dataciones de ^{14}C realizadas (Zazo *et*

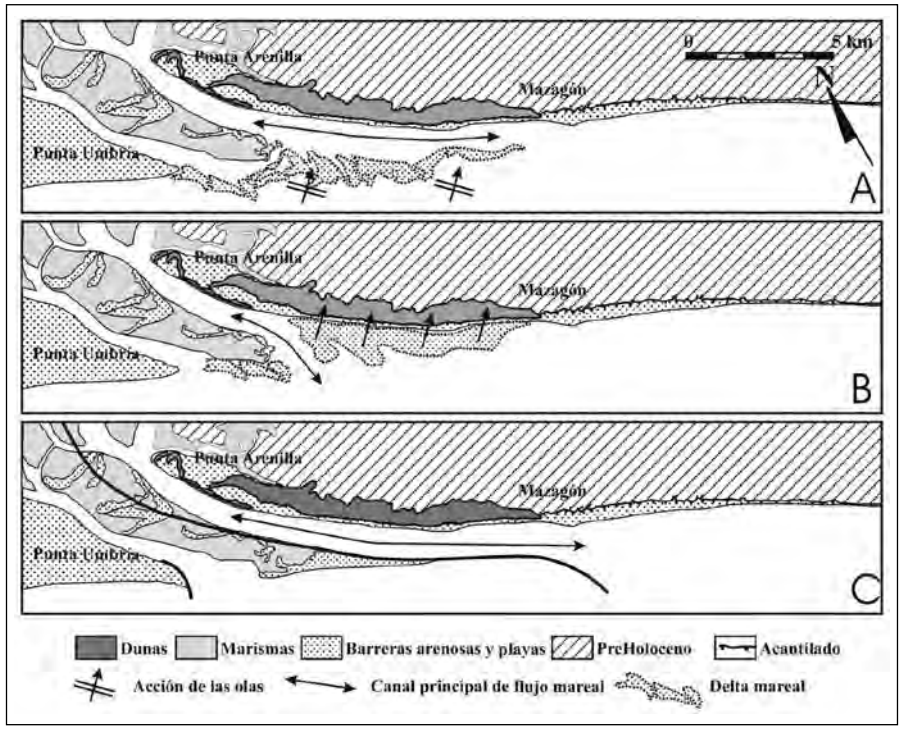


Figura 7. Génesis del sistema dunar de Punta Arenilla en relación a la dinámica del delta mareal de la ría del Tinto Odiel.

al., 1994; Rodríguez Ramírez *et al.*, 1996) ponen en evidencia la existencia de amplias formaciones correspondientes a las fases H2, H3 y H4, aunque las formaciones más antiguas (H2) estarían bajo los depósitos eólicos.

Los sistemas dunares en Doñana están muy desarrollados, con sucesivos trenes transversales de dunas activas, con una dirección de avance ENE. Estas dunas activas se dividen en dos subsistemas (Rodríguez Ramírez, 1996). El primero de ellos, y por tanto más antiguo, presenta unas alturas máximas del orden de 15 m y se sitúa sobre las fase progradante H2. Estudios arqueológicos los datan como post-romanas (Borja *et al.*, 1999). Está constituido por dunas parabólicas muy menguadas, semifijadas por la vegetación. Una de las características más peculiares de este sistema es la presencia de los "gusanos", que son unas estructuras subparalelas y alargadas situadas en las depresiones interdunares, como resultado del desplazamiento de la propia duna. (Fig. 9). Estos se producen por la fijación de la parte trasera de la duna por la vegetación, favorecida por un nivel freático alto, en momentos de un cese o menor desplazamiento de ésta (García Novo *et al.*, 1975).

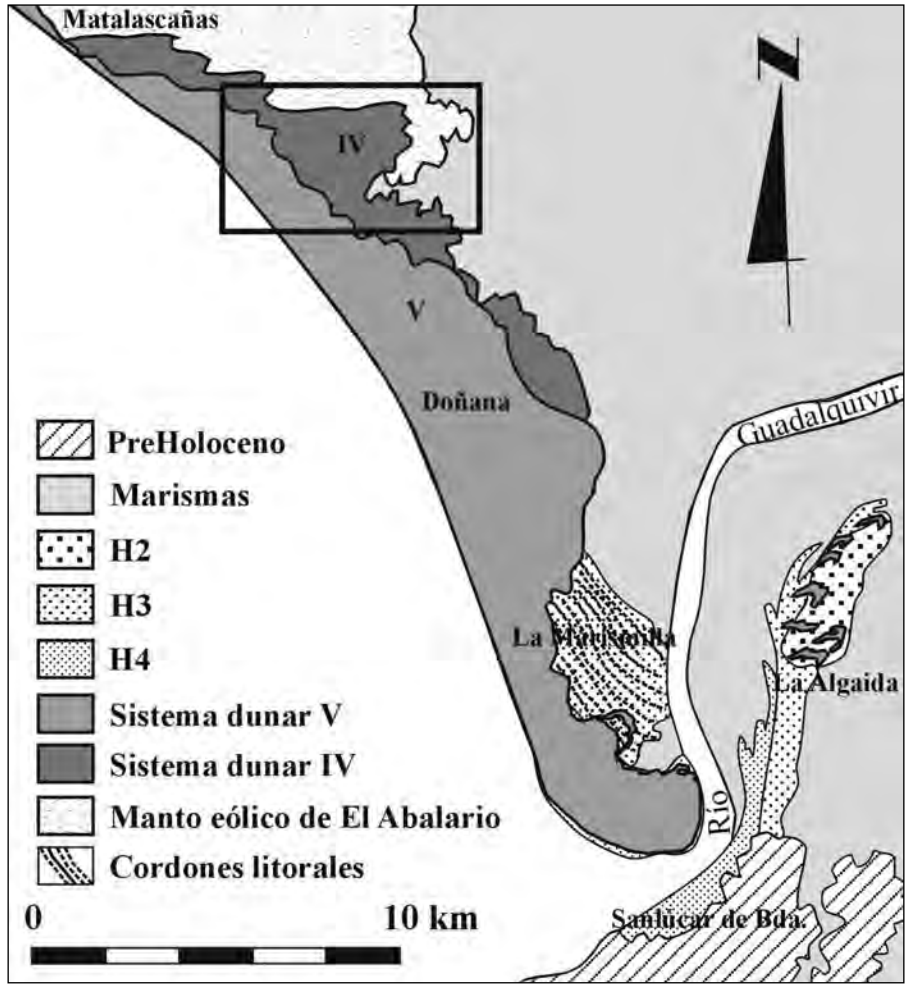


Figura 8. Sistemas dunares de la desembocadura del Guadalquivir y localización de figura 9.

El segundo subsistema es el más reciente, correspondiendo a las fases H3 y H4, que se extiende hasta la actualidad. Se disponen como trenes de dunas transversales de gran continuidad lateral y altura (30 m en el Cerro de los Ánsares), que avanzan hacia el ENE. Morfológicamente van desde cordones incipientes, en las proximidades de la línea de playa, hasta grandes trenes transversales de gran continuidad, con presencia de formas parabólicas y depresiones interdunares, llamadas "corrales" (Fig. 9).

En estos "corrales" el avance dunar ha dejado evidencia de su progresivo desplazamiento con una serie de estructuras llamadas localmente "gusanos". Son unos cordones estrechos y alargados, de escasa altura (0,5-1 m), subparalelos a la parte trasera de la duna. Se producen por la fijación de la parte trasera de la duna por la vegetación, favorecida por un nivel freático alto, en momentos de un cese o menor desplazamiento de ésta.

Al Sur, estos sistemas eólicos activos presentan menor extensión, ciñéndose a la franja más cercana a la costa. Hacia el interior, en la zona de La Marismilla, aparece un rosario de cordones litorales, correspondientes a las fases de progradación H2 y H3. Estos están constituidos por cordones dunares incipientes, de gran continuidad longitudinal y escasa altura (5-10 m), asociados a los extensos depósitos de playa de la zona. En algunos sectores estos depósitos pueden evolucionar a pequeñas dunas parabólicas . El desarrollo eólico es mayor en los cordones litorales más recientes (fase H3) y más cercanos a la línea de costa actual.

Esta actividad eólica se manifiesta en torno a la fecha de construcción de la torre de San Jacinto (torre vigía o torre de almenara costera), poniendo en evidencia un incremento de la actividad eólica en fechas muy recientes, a partir del siglo XVI aproximadamente (Rodríguez Ramírez, 1996; Borja *et al.*, 1999). Esta fase reciente de actividad eólica es la responsable de la reactivación de todo el sistema eólico de este tramo costero.

3.3. El manto eólico de El Abalario-Asperillo

El Abalario es una amplia extensión de terreno (~50.000 ha), de topografía suave y ligeramente ondulada, constituida en superficie por un extenso campo de dunas muy evolucionadas, que se adentran en el continente ("sistema interno" de Vanney & Menanteau, 1979; "manto eólico o dunas de la 1ª generación" de Zazo, 1979), en el que se pueden diferenciar varias secuencias (Fig. 10).

En la margen costera la erosión producida por la dinámica marina ha dado lugar a un amplio acantilado (Asperillo), que pone de manifiesto un importante retroceso en tiempos geológicos recientes y sobre el cual se sitúan las generaciones de dunas más recientes. Este acantilado se labra a partir de formaciones del Pleistoceno Superior-Tardiglaciar (Borja, 1992; Zazo *et al.*, 2005), con alternancia de niveles turbosos y paleosuelos, todo ello intercalado entre depósitos eólicos potentes, que ponen en evidencia la persistencia de los sistemas dunares en esta zona a lo largo del Pleistoceno Superior-Holoceno. Por encima de estos depósitos se sitúan toda una suerte de sistemas eólicos y lacustres, desarrollados a partir de los 5.000-4.000 años B.P. (Borja, 1992).

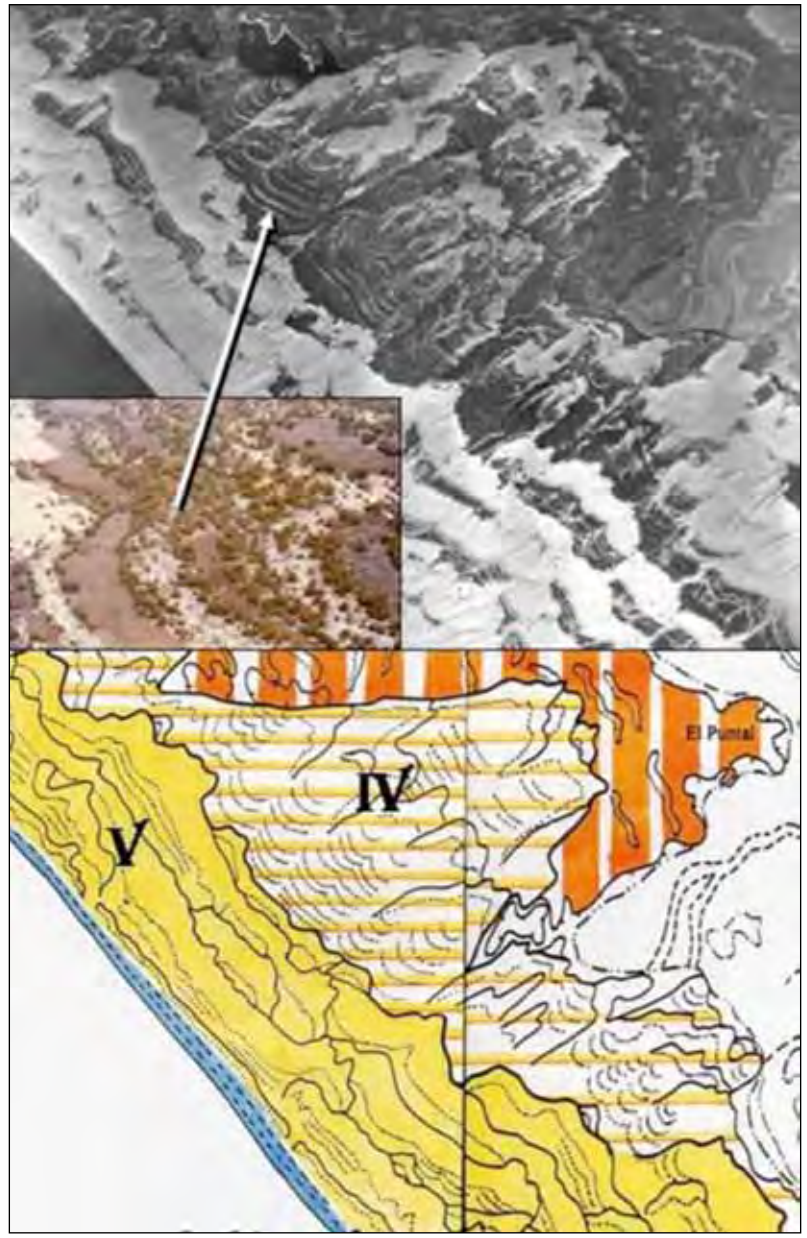


Figura 9. Foto área de los sistemas dunares activos de Doñana (IV y V) con localización de los "gusanos" y cartografía geomorfológica del área (Rodríguez Ramírez, 1998). Leyenda: Playa (azul), V Sistema Eólico (amarillo), IV Sistema eólico (rayas amarillas horizontales), Sistemas Estabilizados (rayas naranjas verticales), marisma (blanco).

En estos sistemas eólicos se diferencian dos formaciones arenosas en las dunas de la primera generación de Zazo *et al.* (1981): Un alto manto eólico y un bajo manto eólico (Borja, 1992). La cartografía geomorfológica en todo este sector de El Abalario-Asperillo permite diferenciar hasta 5 secuencias de dunas (Rodríguez Ramírez, 1996 y 1998) (Fig. 10). Tres antiguas y estabilizadas (I, II y III), que se extienden hasta más allá del arroyo de la Rocina, y las dos últimas (IV y V), situadas sobre el acantilado costero, dando alturas de hasta más de 100 m, equivalentes a los sistemas activos de Doñana (Fig. 11).

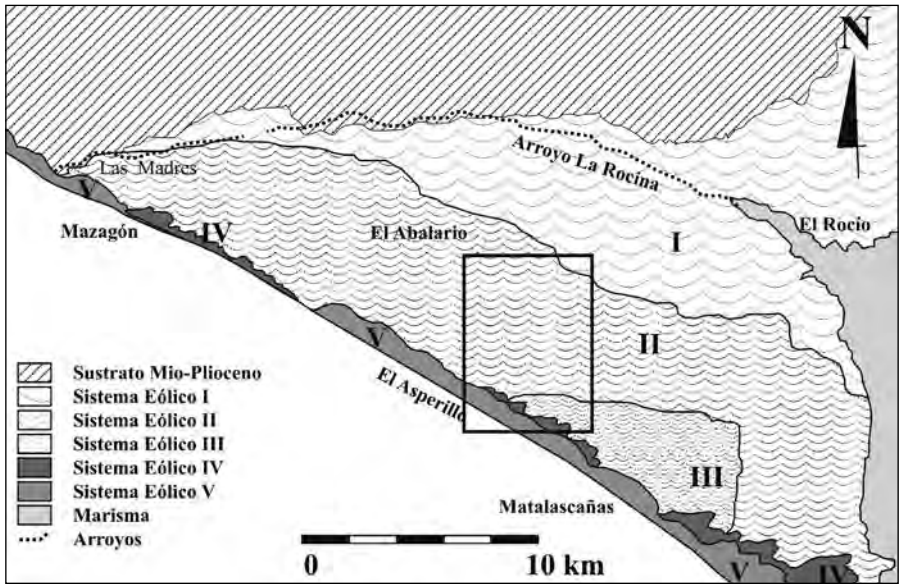


Figura 10. Manto eólico del Abalario-Asperillo y sistemas activos más recientes. Localización de la figura 11.

El primer sistema eólico (Fig. 12) se constituye como una superficie arrasada, adaptándose al relieve previo, donde pueden aparecer diseminadas algunas morfologías dunares de escaso desarrollo. En el segundo sistema eólico dominan las dunas de tipo transversal de crestas muy sinuosas, ligeramente parabólicas, avanzando en dirección E. El tercer sistema eólico está constituido por dunas transversas muy sinuosas, definiendo abundantes formas parabólicas de gran continuidad lateral, marcando una dirección de desplazamiento hacia el ENE. El cuarto sistema eólico está constituido por pequeñas dunas parabólicas imbricadas, con desplazamiento hacia el ENE, que se corresponden con el sistema activo más antiguo de Doñana. El quinto sistema eólico es un fenomenal complejo dunar llamado Arenas Gordas ("dunas estabilizadas del sistema externo"

de Vanney y Menanteau, 1979), que alcanza una cota máxima de 113 m en el Asperillo. Estas dunas remontantes cabalgan sobre los sistemas anteriores (Fig. 12). Se presentan imbricadas en cuatro episodios principales, en cada uno de los cuales se ha llevado a cabo un análisis estadístico de los ejes de dunas parabólicas, que es indicativo de la dirección de los vientos que las generaron. En el episodio I el viento dominante procedía del WSW, en el episodio II entre WSW y SW, y en los episodios III y IV del SO, tal como sucede en la actualidad; esto indica un cambio en la orientación del viento dominante en los dos últimos milenios (Rodríguez Vidal *et al.*, 1993), que estaría relacionado con ligeras modificaciones de la circulación atmosférica.

Figura 11. Sistemas dunares de El Abalario. Se aprecia el V sistema, con cotas de más de 100 m y ya estabilizado, avanzando sobre sus predecesores.

El estudio geomorfológico de detalle ha puesto de manifiesto que estos episodios principales están constituidos por un gran número de pequeñas dunas parabólicas muy imbricadas, que se solapan unas a otras. Este intenso solapamiento indica que el sistema dunar de Arenas Gordas se ha formado en un tramo costero en continuo y acentuado retroceso (retrogradación), simultáneamente con las formaciones dunares más recientes del tramo costero progradante que constituye la flecha litoral de Doñana.

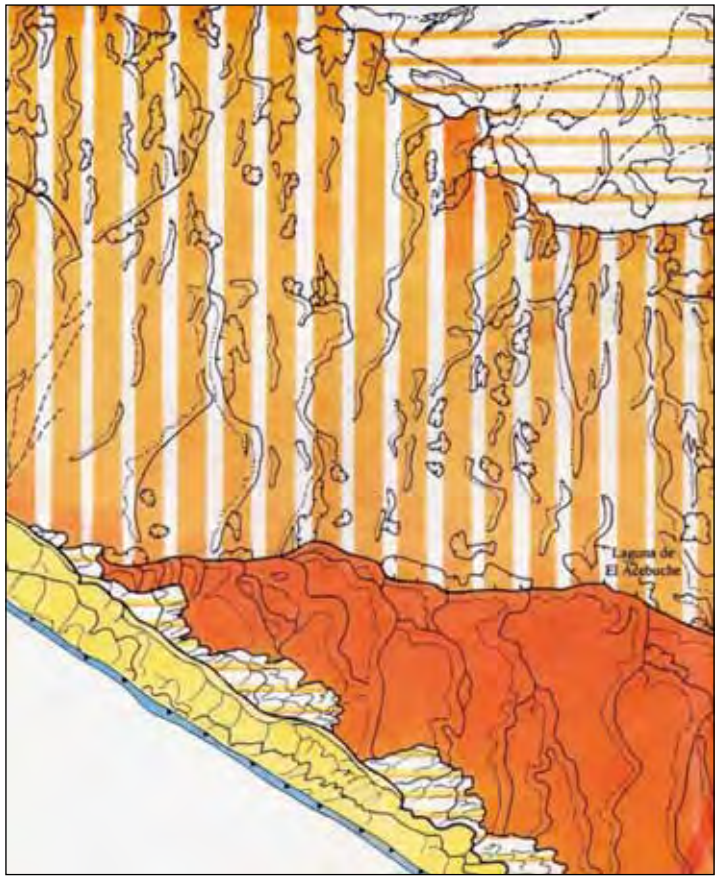


Figura 12. Fragmento de la cartografía geomorfológica de los sistemas dunares de El Abalario, donde se aprecia la morfología dunar (Rodríguez Ramírez, 1998). Playa (azul), V Sistema Eólico (amarillo), IV Sistema eólico (rayas amarillas horizontales), III Sistema Eólico (naranja), II Sistema Eólico (rayas naranjas verticales), I Sistema Eólico (rayas naranjas horizontales).

Referencias

Almagro, M., Amo, M., Beltrán, A., Blanco, A., Cerdán, C., Fernández, M., Garrido, J.P., Leisner, G., Luzón, J. & Orta, E.M. (1975). *Huelva. Prehistoria y Antigüedad*. Ed. Nacional, Madrid, 320 pp.

Amo, M. del (1976). Restos materiales de la población romana de Onuba. *Huelva arqueológica, II*, Ed. Museo Huelva e Inst. Padre Marchena. Excma. Diputación Provincial de Huelva, 200 pp.

Bazzana, A. & Bedia, J. (1990). Excavación de Saltés (Huelva). En: *Anuario arqueológico de Andalucía/1990. Actividades Sistemáticas. Informes y memorias*. Consejería de Cultura y Medio Ambiente de la Junta de Andalucía. Dirección General de Bienes Culturales, pp 252 – 257.

Borja, F. (1992). *Cuaternario reciente, Holoceno y periodos históricos del SW de Andalucía. Paleogeografía de medios litorales y fluvio-litorales de los últimos 30.000 años*. Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla, 520 pp., inédita

Borja, F. & Díaz del Olmo, F. (1994). El acantilado del Asperillo: Cuaternario reciente y fases históricas en el litoral de Huelva. *Geogaceta* 15, 101 – 104.

Borja, F. & Díaz del Olmo, F. (1996). Manto eólico litoral (MEL) del Abalario (Huelva, España): Episodios morfogenéticos posteriores al 22.000 BP. En: *Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios* (Pérez Alberdi, A., Martini, A.P., Chessworth, W. & Martínez Cortizas, A., eds.). Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, Spain, 375 – 390.

Borja, F., Zazo, C., Dabrio, C.J., Diaz del Olmo, F., Goy, J.L. & Lario, J. (1999). Holocene aeolian phases and human settlements along the Atlantic coast of southern spain. *The Holocene,* 9, 333 – 339.

Borrego, J. (1992). *Sedimentología del estuario del Río Odiel. Huelva. SW España*. Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla. 308 pp. Inédita.

Borrego, J., Morales, J.A. & Pendón, J.G. (1992). Efectos derivados de las actuaciones antrópicas sobre los ritmos de crecimiento de la flecha litoral de El Rompido, Huelva. *Geogaceta*, 11, 89 – 92.

Carrero, J. (1979). *Historia de Punta Umbría*. Imp. Jiménez S.L., Huelva, 178 pp.

Cuena, G. J. (1991). *Proyecto de regeneración de las playas de Isla Cristina*. Memorias del Ministerio de Obras Públicas y Transporte, Madrid, 48 pp.

Dabrio, C.J., Borja, F., Zazo, C., Boersma, R.J., Lario, J., Goy, J.L. & Polo, M.D., (1996). Dunas eólicas y facies asociadas pleistocenas y holocenas en el acantilado de El Asperillo (Huelva). *Geogaceta,* 20, 1089 – 1092.

De Mora Figueroa, L. (1981). *Torres de almenara de la costa de Huelva*. Excma. Diputación Provincial de Huelva. Instituto Padre Marchena, 19 pp.

Esteve Guerrero, M. (1952). Sánlucar de Barrameda (Cádiz). Fábrica de salazón romana en la Algaida. *Noticiario Arqueológico Hispánico*, 21, 126 – 133.

Flor, G. (1990). Tipología de las dunas eólicas. Procesos de erosión-sedimentación costera y evolución litoral de la provincia de Huelva (Golfo de Cádiz occidental, Sur de España). *Estudios Geológicos*, 46, 99 – 109.

Flores, E. (1993). *Tectónica reciente en el margen ibérico suroccidental*. Tesis Doctoral. Universidad de Huelva, 458 pp. Inédita.

Garcia Novo, F, Ramírez, L. & Torres, A. (1975). El sistema de dunas de Doñana. *Naturalia Hispánica*, 5, 56 pp.

Lario, J. (1996): *Último y Presente Interglacial en el área de conexión Átlántico-Mediterráneo (Sur de España). Variaciones del nivel del mar, paleoclima y paleambientes.* Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 269 pp. Inédita.

Menanteau, L. (1979*). Les Marismas du Guadalquivir. Exemple de transformation d'un paysage alluvial au cours du Quaternaire récent*. These 3e cycle, Universidad Paris-Sorbonne. 154 pp. Inédita.

Morales, J.A. (1995). *Sedimentología del estuario del río Guadiana*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Huelva, Asociación de Industrias Químicas y Básicas de Huelva, 323 pp.

Ojeda, J. (1988). *Aplicaciones de la teledetección espacial a la dinámica litoral (Huelva): geomorfología y ordenación litoral.* Tesis Doctoral. Facultad de Geografía e Historia. Universidad de Sevilla, 409 pp. Inédita.

Rodríguez Ramírez, A. (1996). *Geomorfología continental y submarina del Golfo de Cádiz (Guadiana-Guadalquivir), durante el Cuaternario reciente*. Tesis Doctoral. Universidad de Huelva. 370 pp. Inédita.

Rodríguez-Ramírez, A., Rodríguez Vidal, J., Cáceres, L., Clemente, L., Belluomini, G., Manfra, L., Improta, S. & De Andres, J.R. (1996). Recent coastal evolution of the Doñana National Park (S.Spain). *Quaternary Science Reviews*, 15, 803 – 809.

Rodríguez-Ramírez, A. (1998). *Geomorfología del Parque Nacional de Doñana y su Entorno*. Ministerio de Medio Ambiente (Organismo Autónomo de Parques Nacionales), Madrid, 146 pp.

Rodríguez Ramírez, A., Ruiz, F., Cáceres L.M., Rodríguez Vidal, J., Pino, R. & Muñoz, J.M. (2003). Analysis of the recent storm record in the south-western Spain coast: implications for littoral management. *The Science of the Total Environment,* 303, 189 – 201.

Rodríguez Vidal, J., Cáceres, L., Rodríguez Ramírez, A. & Clemente, L. (1993). Coastal dunes and postflandrian shoreline changes. Gulf of Cadiz (SW Spain). *Mediterranean and Black sea Shorelines (INQUA) Newsletter*, 15, 12 – 15.

Rubio, J.C., Figueroa, M.E., Fernández, J. & Clemente, L. (1985): Dinámica geomorfológica actual de las marismas del Odiel (Huelva). I: Tipología, desarrollo y evolución reciente. *I Reuniáo do Quaternário Ibérico*, Lisboa, 379 – 392.

Vanney, J.R. (1970). *L 'hydrologie du Bas Guadalquivir*. Publicaciones del Departamento de Geografía Aplicada, C.S.I.C., Madrid, 176 pp.

Vanney, J.R. & Menanteau, L. (1979). Tipes de reliefs littoraux et dunaires en Basse-Andalousie. (De Huelva à l'embouchure du Guadalquivir). *Mélanges de la Casa Velázquez*, 15, 5 – 52.

Zazo, C. (1979).El problema del límite Plio-Pleistoceno en el litoral S y SE de España. *Trabajos del Neógeno-Cuaternario*, 9, 65 – 72.

Zazo, C., Dabrio, C.J., Goy, J.L. & Menanteau, L. (1981). Torre del Oro. *Actas V Reunión G.E.T.C.*, Guía de la excursión: Litoral de Huelva. Sevilla, 356 – 361.

Zazo, C., Goy, J.L., Somoza, L., Dabrio, C.J., Belluomini, G., Impronta, S., Lario, J., Bardají, T. & Silva, P.G. (1994). Holocene secuence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast. *Journal of Coastal Research*, 10 (4), 933 – 945.

Zazo, C., Mercier, N., Silva, P., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Roquero, E., Soler, V., Borja, F., Lario, J., Polo, D. & Luque, L. (2005). Landscape evolution and geodynamic controls in the Gulf of Cadiz (Huelva coast, SW Spain) during the Late Quaternary. *Geomorphology,* 68, 269 – 290.

16. El complejo eólico de El Abalario (Huelva)

C. Zazo[1]; C.J. Dabrio[2]; J.L. Goy[3]; F. Borja[4]; P.G. Silva[5]; J. Lario[6]; E. Roquero[7]; T. Bardají[8]; A. Cabero[1]; M.D. Polo[2] y C. Borja[9]

1. Introducción

El área de El Abalario (Huelva) situada en la cuenca Neógena del Guadalquivir e incluida en parte dentro del Parque Natural de Doñana (Fig.1), constituye el sector litoral con el mayor y "más completo" registro de materiales eólicos aflorantes desarrollados desde el Pleistoceno Superior hasta la actualidad en la Península Ibérica. Numerosos trabajos han sido publicados desde los años setenta cuando Caratini y Viguier (1973) consideraron todos los depósitos aflorantes a lo largo del acantilado de El Asperillo (sector costero de El Abalario) como sedimentos eólicos de edad Holocena, en base a datos polínicos. Posteriormente, Zazo *et al.* (1981) distinguen próximos a la Torre del Loro, sedimentos fluviales y marinos en la base del acantilado y realizan las primeras dataciones de radiocarbono en los sedimentos fluviales. El estudio geomorfológico junto con la interpretación de numerosos sondeos llevados a cabo por el IGME en el área del Abalario llevan a Goy *et al.* (1994) a considerar esta área como una zona inestable sometida a una tectónica activa durante el Cuaternario.

No obstante, los materiales eólicos tanto del acantilado como del área de El Abalario captaron la atención de numerosos autores desde el trabajo de Vanney *et al.* (1979). Entre estos cabe destacar los de Vanney *et al.* (1985), Borja & Díaz

1. Dpto. de Geología, Museo Nal. CC. Naturales, CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006-Madrid. E-mail: *mcnzc65@mncn.csic.es*.

2. Dpto. de Estratigrafía, Facultad de CC. Geológicas. IGE- CSIC. UCM. 28040-Madrid.

3. Dpto. de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. 37008-Salamanca.

4. Area de Geografía Física, Facultad de Humanidades, Universidad de Huelva. 21007-Huelva.

5. Dpto. de Geología, Universidad de Salamanca, EPS de Ávila. 05003-Ávila.

6. Dpto. de Ciencias Analíticas, Fac. Ciencias. UNED. 28040-Madrid.

7. Dpto. de Edafología, ETS I. Agrónomos, UPM. 28040-Madrid.

8. Dpto. de Geología, Universidad de Alcalá. 28871-Alcalá de Henares (Madrid).

9. Dpto. de Geografía Física y A.G.R., Universidad de Sevilla, 41004-Sevilla

del Olmo (1996), Borja & Barral (2002), quienes incorporan nuevas dataciones de radiocarbono incluyendo en algunos casos cartografías y datos arqueológicos, históricos, etc. Cartografías sobre los mantos eólicos de El Abalario fueron llevadas a cabo por Rodríguez-Ramírez (1998), mientras que el modelo inicial sobre la sedimentación eólica de los sistemas fósiles de El Asperillo habia sido diseñado previamente por Dabrio *et al.* (1996).

Posteriormente, Zazo *et al.* (1999), en base a un estudio detallado sedimentológico y estratigráfico a lo largo del acantilado y con un mayor número de dataciones de radiocarbono, diseñan la historia evolutiva del área. No obstante, estos autores señalan claramente la controversia, en muchos casos, en las edades radiométricas, señalando la problemática de este método utilizado en los niveles arenosos ricos en materia orgánica. Dada esta problemática, Zazo *et al.* (2005) publican las primeras dataciones llevadas a cabo en el área utilizado el método de luminiscencia OSL (*Optically Stimulated Luminiscence*), junto con un modelo de la actividad tectónica. Recientemente se ha realizado un nuevo muestreo (OSL) en las unidades fósiles, semiestables y activas con el fin de obtener una cronología lo más ajustada posible.

2. Marco geológico y fisiográfico

El área de El Abalario (Fig. 2) se extiende desde el Arroyo de la Rocina hasta la línea de costa, sector conocido como El Asperillo o Arenas Gordas. Constituye un domo morfológico alargado en dirección NW-SE, cuya longitud media es de ~48-51 Km (eje mayor) y de ~12.5-16 Km (eje menor). La altura media a lo largo de la divisoria de aguas es de unos 70-75 m, pero la línea de cresta de este relieve se localiza próxima al acantilado, donde las dunas costeras alcanzan la altura máxima de 106 m.

El patrón del drenaje es asimétrico, con los arroyos más largos en el flanco NE, que vierten sus aguas en el Arroyo de la Rocina, y los más cortos, aunque profundos en algunos casos (ej. Arroyo del Loro), desembocan directamente en el mar, excepto en la zona próxima a Matalascañas donde quedan enterrados bajo las dunas mas recientes. El acantilado de El Asperillo disecta el domo en su borde occidental y constituye actualmente la línea de costa (Fig. 3). Dicho acantilado presenta una altura media entre 16-20 m y se extiende a lo largo de unos 28 Km, entre las localidades de Mazagón y Matalascañas.

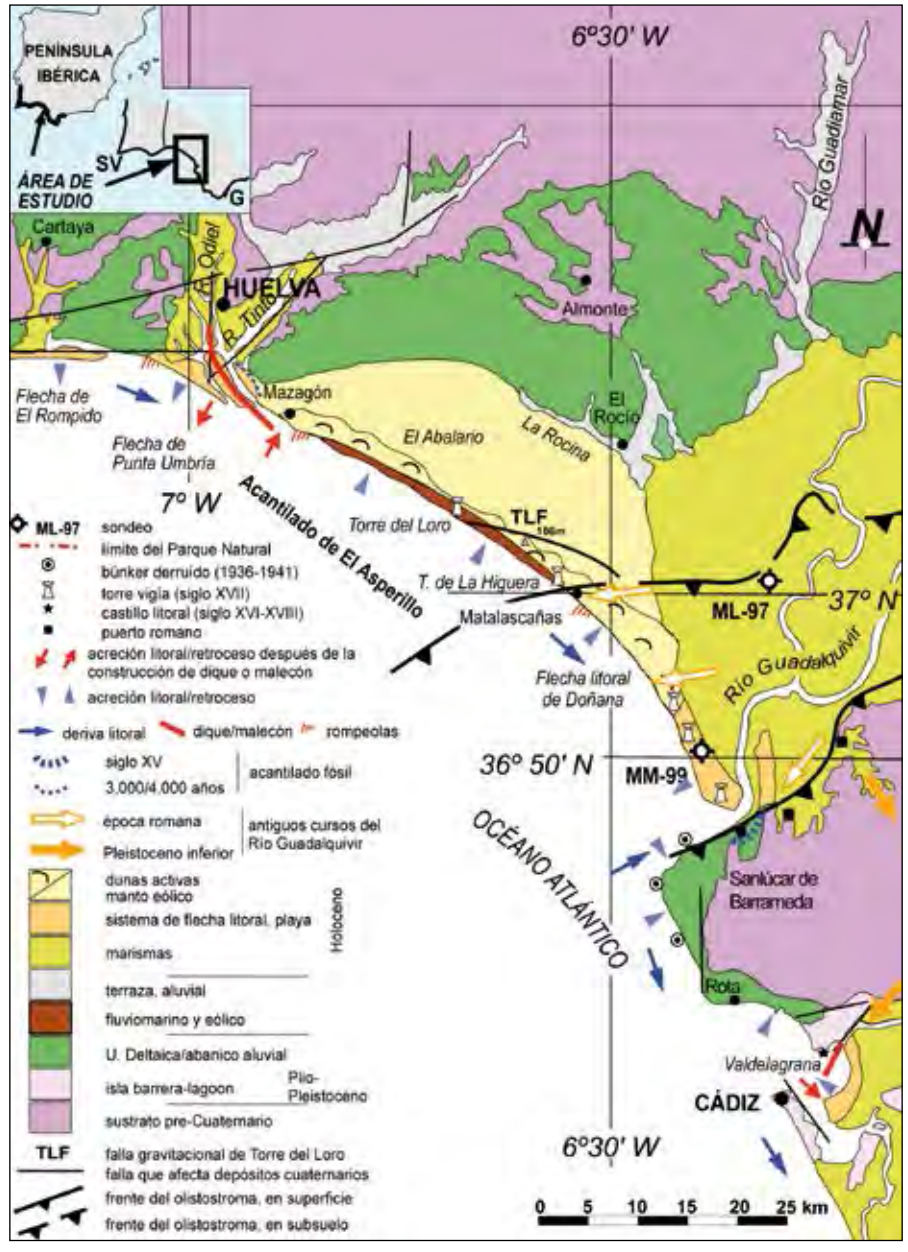


Figura 1. Mapa geomorfológico del entorno de El Abalario (Zazo *et al.*, 1992, modificado).

Figura 2. Mapa geológico y geomorfológico sintético del domo de El Abalario (Zazo et al., 2005, simplificado). Leyenda: (1) Red de drenaje subaéreo; (2) Líneas de drenaje en la plataforma; (3) Divisoria de drenajes en el techo del domo, con indicación de cotas; (4) Falla de Torre del Loro (FTL); (5) Zona de drenaje anómalo (ZDA); (6) lagunas someras y zonas encharcadas (7) Pozos de exploración de lignito; (8) Pozos de exploración hidrogeológica; (9) Pozos de exploración de petróleo; (10) Puntos geodésicos: el punto de 106 m corresponde a El Asperillo; (11) Depósitos Plio–Pleistocenos: delta; (12) Pleistoceno Superior-Holoceno: fluvial marino-dunar; (13) Holoceno: sistemas eólicos; (14) Dunas costeras activas en el acantilado; (15) Playa actual; (16) Marismas (en negro: arroyos, canales); (17) Localidades.

La presente estructura del domo de El Abalario, visible a lo largo del acantilado, se debe a una compleja interacción entre los procesos costeros y los cambios del nivel del mar, afectando a una llanura litoral sometida a un abombamiento (*upwarping*) de la secuencia deltaica Plio-Pleistoceno infrayacente. La "continua" elevación de esta área dio origen a fallas gravitacionales como la de Torre del Loro (FTL) en el flanco SW del domo. Dicha falla ha funcionado como mínimo desde el Ultimo Interglaciar, hasta el final del MIS 2 (*Marine Isotope Stage*) y probablemente durante el Holoceno inicial (Zazo et al., 2005, 2008). Se trata de una falla gravitacional que ejerce un control importante en la secuencia sedimentaria que aflora a lo largo del acantilado, separando dos dominios paleogeográficos diferentes: el "bloque levantado" que registra sedimentos

fluviales, marinos y eólicos, de base a techo, y el "bloque hundido", que actuó exclusivamente como trampa de sedimentos eólicos (Fig. 4).

En lo que respecta al clima, el área se localiza en el cinturón subtropical de altas presiones de las Azores. El clima del Golfo de Cádiz es de tipo Mediterráneo-Atlántico con una precipitación media anual de ~500 mm, concentrada especialmente en los meses de invierno, y la temperatura media anual próxima a los 17º C. Los vientos predominantes son los del SW, lo que favorece, dada la orientación NW-SE de la costa, una deriva litoral hacia el E, que es la responsable del crecimiento de numerosas flechas litorales (p.e. Doñana). El rango mareal medio es de unos 2 m.

Figura 3. Foto aérea oblicua de los sistemas eólicos de El Abalario. Dunas semiestables y *blowouts*.

3. El complejo eólico

Los depósitos eólicos constituyen el principal sedimento del domo y consisten en dunas estables fósiles, que son las que realmente constituyen el acantilado, y dunas semiestables y activas, que aparecen a techo del mismo como dunas colgadas o "*perched dunes*". La correlación entre las diferentes unidades del acantilado costero están sintetizadas en la Tabla 1.

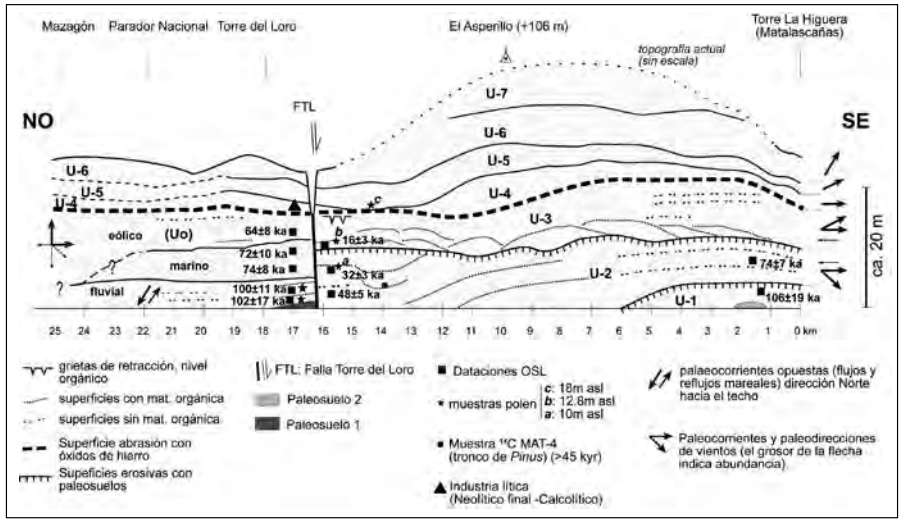


Figura 4. Distribución de las unidades sedimentarias a lo largo del acantilado de El Asperillo (Zazo *et al.*, 2005).

3.1. Las dunas estabilizadas o fósiles

Se observan a ambos lados de la FTL y aunque a primera vista parecen corresponderse, sin embargo, las paleodirecciones de viento son completamente diferentes a uno y otro lado de dicha falla. Se trata de un conjunto de unidades, constituidas por arenas muy ricas en cuarzo (~90%) y poco cementadas.

3.1.1. Unidad Eólica Uo

Se asienta sobre los depósitos marinos correspondientes a facies de playa (shoreface-foreshore, edad MIS 5e) que se extienden desde la Torre del Loro hasta Mazagón (Fig. 4). La estructura interna más destacable está formada por estratificación cruzada tabular de gran escala (1.5-2 m), con casi perfectas laminaciones paralelas en las secciones normales a los paleovientos, que a su vez incluyen laminaciones cruzadas típicas de las zonas interdunares. Asimismo se observan superficies con huellas de vegetación. La altura de los sets (~2 m), junto con las superficies de alteración asociadas, sugieren que se trata de dunas transversales migrando hacia el Norte bajo un viento predominante del Sur. Este dato es fundamental a la hora de distinguirlas de las acumulaciones eólicas que se observan en el bloque hundido de la falla. La edad de esta gran Unidad Eólica es difícil de determinar; tan solo hay una datación de la misma, en la base (64±8 Ka APOO-EL1), lo que sugiere que al menos su inicio se corresponde con el MIS 4.

Tabla 1. Resumen de datos estratigráficos y sedimentológicos registrados en el acantilado de El Asperillo (Zazo *et al.*, 2005, modificado).

	BLOQUE LEVANTADO	BLOQUE HUNDIDO
Holoceno		UNIDAD EÓLICA U.7 — dunas transversales
	S. XVII Torres vigía	UNIDAD EÓLICA U.6 — dunas transversales
	△ Restos romanos-medievales	△ UNIDAD EÓLICA U.5 — dunas parabólicas ▷
	▲ Talleres Neolítico-Calcolítico	▶ UNIDAD EÓLICA U.4 — dunas parabólicas ▶
	S.SUPERFICIE **SsFe**: superficie erosiva, nivelación de dunas, horizonte ferruginoso asociado. Clima fresco, con cierta humedad	
Pleistoceno	DUNAS EÓLICAS	UNIDAD EÓLICA U.3: Arenas con estratificación cruzada, horizontes bioturbados, y láminas ricas en mat. orgánica, condiciones húmedas, áridas hacia el techo
	? hiato erosivo, duración desconocida	S.SUPERFICIE erosión
		UNIDAD EÓLICA U.2: Arena fina-media con estratificación cruzada, lateralmente aparecen superficies de alteración ricas en hierro o en materia orgánica depósitos de campos de dunas e interdunas
	? ? ?	S.SUPERFICIE erosión
	UNIDAD EÓLICA Uo: Arena fina-media bien clasificada horizontes bioturbados Duna eólica transversal	UNIDAD EÓLICA U.1: Arena fina amarilla muy bioturbada ligera laminación paralela condiciones húmedas
	UNIDAD MARINA: Arenas con *Ophiomorpha* (escasa), estratificación cruzada hummocky, laminación cruzada, ripples de oleaje, shoreface-foreshore, línea de costa con tendencia E-W	PALEOSUELO **Ps 2**: Arena arcillosa con intensa bioturbación vertical, y signos de hidromorfía y procesos redox clima templado, con cierta humedad y con estación seca
	UNIDAD FLUVIAL: Arenas con estratificación cruzada, capas bioturbadas,morfologías de canales con flujo hacia el SW y evidencias de flujo inverso llanura costera pantanosa	depósitos eólicos (?) (no afloran)
	Escape de fluidos y volcanes de barro	
	Superposición de procesos Redox sobre suelo rojo Ps 1	
	Hiato sedimentario	
	PALEOSUELO **Ps 1**: Suelo rojo. Clima templado con cierta humedad y con estación seca	sin aflorar
Plio-Pleist.	Gravas y arenas ricas en hierro, deltaicas, llanura costera y eólica	

3.1.2. Unidad Eólica U-1

Se instala sobre un paleosuelo (Ps2, Fig. 4) tan solo visible en marea baja. Este perfil edáfico se compone de arenas arcillosas con segregaciones verticales de 10-20 cm de diámetro, relacionadas con raíces, que presentan estructura concéntrica con núcleo de tono amarillento pálido (2.5Y/4 m) que hacia la

periferia cambia a un intenso marrón (7.54YR5/8 m) y finalmente, al color rojo (2.5YR/6 m) del suelo original. La presencia de ferriargilanes sugiere una intensa iluviación de arcilla que eventualmente generó un horizonte argílico de potencia desconocida. Las características redoximórficas son similares a las del paleosuelo presente bajo los depósitos fluviales (Ps1, Fig. 4), aunque en el caso del Ps1 están más desarrolladas.

3.1.3. Unidad Eólica U-2

El contacto entre las U-1 y U-2 se produce de forma neta. Se trata de la unidad más desarrollada de toda la secuencia fósil y la mejor expuesta. Su estructura interna consiste en un apilamiento de depósitos correspondientes a campos de dunas y áreas interdunares, los cuales están limitados lateralmente por superficies continuas. Se pueden observar dos tipos de facies fundamentales: a) estratificación cruzada en la duna y, b) laminación paralela correspondiente a la facies de interduna. Ambas se relacionan lateralmente.

a. Sets de estratificación cruzada que presentan alturas de 1-4 m y estratificación en surco de tamaño más pequeño. En ambos casos las paleodirecciones dominantes sugieren vientos del Oeste. Se trata de dunas transversales o parabólicas acumuladas dentro del campo de dunas que migraban sobre áreas de interdunas (Fig. 5a).

b. Las facies de interdunas consisten en arenas con laminación paralela (Fig. 5b).

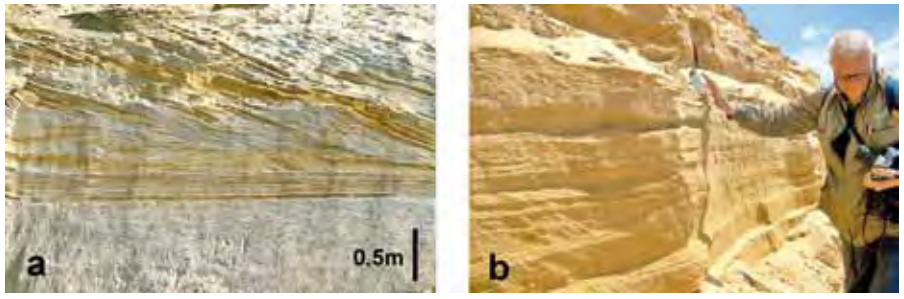


Figura 5. a) Unidad 2, facies- a. Dunas sobre paleosuelo. b) Unidad 2, facies- b. Interduna (Prof. J.R. Boersma).

Lo más característico en la U-2 son las superficies asociadas a planos erosivos; estos se desarrollan a techo de horizontes rojizos altamente bioturbados (paleosuelos), o bien a techo de capas lateralmente continuas de arenas negruzcas ricas en materia orgánica. En ambos casos los límites erosivos truncan el perfil de los paleosuelos. El primer tipo se observa hacia el SE entre el Km 0

y el Km 10 (Fig. 4), mientras que el segundo, se desarrolla hacia el NW, Kms 10-16. Algunas de estas superficies se pueden seguir durante más de 4 Km a lo largo del acantilado entre los Kms 10 y 16. Al menos cuatro de estas superficies pueden ser distinguidas hacia el SE, donde se fusionan dando origen a la super-superficie (Ss) que separa las unidades eólicas U-2 y U-3 (Fig. 6).

Figura 6. Contacto entre las unidades U-2 y U-3. Fusión de los niveles orgánicos formando una Super-superficie.

La parte superior de la U-2 entre los Km 13.5-16, se caracteriza por mostrar superficies irregulares que presentan una inclinación hacia el NW provocada por la actividad de la falla gravitacional (FTL). En conjunto estas superficies forman "paleovalles" con una anchura, en algún caso, de centenares de metros. El relleno basal de los mismos consiste en arenas muy orgánicas y troncos de árboles arrastrados (Fig. 7a y b), pero muy bien conservados, entre los que destacan *Pinus nigra* y *Pinus pinaster*. La presencia de especies micro y mesotérmicas coexistiendo sugieren al menos un clima más frío y húmedo que el actual (Postigo *et al.*,2010).

Dos edades OSL obtenidas sugieren que su sedimentación comenzó durante el MIS 4 (74±8 Ka, APOO-TH2) y continuó durante el MIS 3 (48±5 Ka, APOO-D3); edades radiocarbono de >45 Ka sobre un tronco de *Pinus* (MAT-4) y varias nuestras sobre un nivel orgánico (a, Fig. 4: 29.970±1490 – 17.720±400 Ka) resultan imprecisas para evaluar el final de la sedimentación de la U-3, pero por el momento es posible pensar que la sedimentación finalizase durante el MIS 2. Se ha vuelto a realizar un muestreo (OSL) más detallado a lo largo de dicha unidad.

Figura 7. Unidad 2. a) Relleno de paleovalle; b) Detalle del tronco de *Pinus* (MAT-4).

3.1.4. Unidad Eólica U-3

En ella se distinguen dos facies fundamentales: a) Arenas con estratificación entrecruzada con intercalaciones de niveles ricos en materia orgánica (Fig. 8), y b) Arenas amarillo-rojizas con laminación paralela dominante y horizontes bioturbados (Fig. 9). Las primeras son interpretadas como dunas desplazándose hacia el E y NE. Los horizontes bioturbados de las facies (b), son interpretados como paleosuelos desarrollados en un sustrato húmedo. Estos paleosuelos se extienden lateralmente a lo largo de más de 2 Km, y se fusionan hacia el NW con los niveles orgánicos negros (Km 5.2) en menos de 20 m. Debido a esto, las facies (b) se interpretan como la parte distal del campo de dunas, en la dirección del viento dominante, donde el sustrato más húmedo impide el avance de las mismas.

Figura 8. U-2 y U-3 (parte superior con niveles orgánicos). Facies a.

Las dataciones de radiocarbono sugieren edades que la situarían en el Tardiglaciar. La edad OSL (16±3 Ka) obtenida en la parte inferior de dicha unidad resulta coherente con los datos de radiocarbono. Con posterioridad a la sedimentación de la U-3 una fase erosiva da origen a una superficie que nivela parcialmente las irregularidades, dando origen a un paisaje aplanado a lo largo del acantilado. Asociada a dicha superficie se ha desarrollado una costra ferruginosa (Ss Fe, Fig. 10). Los análisis mineralógicos revelan el predomino del cuarzo (90-75%) y goetita (10-25%) como único óxido de hierro, un aspecto que es interpretado por algunos autores (Schwertmann y Taylor, 1989) como indicativo de un clima fresco y húmedo.

Figura 9. Super-superficie (Ss) que separa la U-2 de la U-3. Niveles de paleosuelos rojos de poco espesor. Facies b.

Dado el problema de las edades radiocarbono en los niveles orgánicos, dicha Unidad ha sido muestreada para nuevas dataciones por OSL, no sólo en el acantilado (Fig. 11a), sino también en la parte oriental del domo (Fig. 11b). En este caso, los resultados recientemente obtenidos (edades OSL) confirman que la U-3 constituye la unidad más antigua aflorante en superficie a lo largo del domo, tal como había sido sugerido previamente (Vanney *et al.*, 1979; Zazo *et al.*, 1981; Borja & Díaz del Olmo, 1996; Rodríguez Ramírez, 1998; Borja & Barral, 2002). En la actualidad esta zona se encuentra muy degradada y tan sólo se distinguen algunas morfologías de dunas parabólicas que señalan vientos dominantes del Oeste.

4. Unidades eólicas semiestables y activas (*perched dunes*)

La edad de la super-superficie de deflacción (SsFe en Fig. 4) que constituye el techo del acantilado, y sirve de límite entre las unidades estables (fósiles) y las semiestables/activas, es más antigua que la costra ferruginosa que se desarrolla sobre la misma, cuya evolución ha podido continuar durante más tiempo. Los datos más fiables que se han obtenido hasta el momento se corresponden con los talleres de industria lítica (Neolítico final-Calcolítico) desarrollado en esta área ~5 Ka (Borja *et al.*, 1993; Martín de la Cruz *et al.*, 2000), que se encuentran distribuidos sobre la SsFe a lo largo del acantilado, sin que esté muy claro con cuáles de las unidades semiestables pueda estar relacionada la industria (Fig. 12).

Figura 10. Super-superficie y "costra" ferruginosa (SsFe) muy degradada.

Dado que estas unidades se encuentran colgadas, su alimentación depende básicamente: a) de la creación de nuevas *foredunes*, tal como se observa en la zona del Parador de Mazagón, aguas abajo de la sombra sedimentaria que crea el dique de Huelva Juan Carlos I (Fig. 13), b) de la formación de conos arenosos creados por los pequeños barrancos que disectan el acantilado en detrimento de los sistemas estabilizados (Fig. 14), y c) por retroalimentación a partir de las dunas pre-existentes directamente relacionada con la actividad eólica (Fig. 3).

Figura 11. a) Muestreo para OSL en el acantilado. Unidad U-3. b) Muestreo para OSL en la zona interna (hacia tierra) de El Abalario. Oeste de la Mediana (Cota ~50m).

Figura 12. SsFe. Super-superficie sobre la que se encuentra industria lítica Neolítico final-Calcolítico, que separa las dunas estables de las semiestables (con escasa vegetación). Al fondo, dique de Juan Carlos I, desembocadura Odiel y Tinto.

Figura 13. *Foredunes* en primer término. Al fondo la localidad de Mazagón.

Dentro de la serie dunar más reciente, se han diferenciado cuatro unidades U-4, U-5, U-6, y U-7, considerando la distribución espacial, relaciones estratigráfica y direcciones de vientos (Fig. 4, Tabla 1).

5. Actividad eólica: clima-nivel del mar

Teniendo en cuenta los rasgos fundamentales que caracterizan al conjunto eólico fósil registrado a lo largo del acantilado de El Asperillo, entre ellos: dispositivo estratigráfico, paleosuelos, superficies erosivas, contenido micro y macro paleontológico, y dataciones de OSL y radiocarbono (estas últimas problemáticas en muchos casos, como señalamos previamente), podemos evaluar a grandes rasgos la historia evolutiva de este conjunto dunar (Tabla 1).

Al final del Último Interglaciar (MIS 5), sobre los sedimentos de una llanura deltaica Plio-Pleistocena, se desarrollaron paleosuelos rojos cuyas características sugieren una importante parada en la sedimentación. El área de El Asperillo comienza a elevarse de forma abombada, y el nivel del mar ocupa parte del sector de Torre del Loro, pero no el de Matalascañas. Durante el MIS 4, se desarrolla la unidad U-1, que en parte es contemporánea con la gran unidad que hemos denominado Uo, acumulada bajo vientos dominantes del S y del W. Sobre la unidad U-1 se desarrolla un potente suelo rojo. Una super-superficie erosiva creada durante un período de intensa deflacción separa la U-1 de la U-2.

Figura 14. Conos arenosos depositados por los estrechos barrancos del acantilado.

La Unidad U-2 es la más potente y compleja; con desarrollo de paleosuelos y paleovalles, y con una cronología que abarca prácticamente todo el período glaciar, con climas que irían desde períodos más húmedos (paleovalles y paleosuelos) a otros más áridos o al menos con mayor intensidad y velocidad de los vientos (pequeñas superficies erosivas de deflacción). La parte reciente de la misma sugiere un clima más frío que el actual, pero no árido, durante algunos periodos del MIS 3 (relleno de los paleovalles con restos de troncos de *Pinus pinaster* y *Pinus nigra*). La línea de costa durante el MIS 3, dada las variaciones del nivel del mar del orden de 20 m según varios autores (Sidall *et al*., 2008, Chapell, 2002) ocurridas a escala milenial, se desplazaría entre unos 8 Km (nivel del mar a -20 m) y 30 Km, (nivel del mar a ~ 75 m), mar adentro del actual acantilado de El Asperillo. Su situación dependería del *highstand* que consideremos. Teniendo en cuenta la edad radiocarbono (> 45 Ka) llevada a cabo sobre el tronco de *Pinus* (MAT-4 Fig. 4), la posición de la línea de costa estaría a unos 8 Km de la actual durante el *highstand* desarrollado entre los 49 y 52 Ka (Lambeck *et al*., 2002). En el Golfo de Cádiz otros autores también han sugerido posiciones altas del nivel del mar, aunque por debajo de la actual, durante el MIS 3 (Dabrio *et al*., 2000; Gracia *et al*., 2008). Los únicos datos polínicos con los que se cuenta hasta el momento son los obtenidos a partir del sondeo de Mari-López (ML-97), en las marismas de Doñana (Yll *et al*., 2003). Según estos autores el tránsito MIS 4

a MIS 3 se caracteriza por un cambio desde condiciones áridas a otras con mayor disponibilidad hídrica, pero sin implicar cambios en las condiciones de temperaturas. Las edades OSL (APOO-D3, 48±5 Ka; y APOO-D2, 32±3 Ka, Fig. 4) junto con varias edades de radiocarbono (nivel a, Fig. 4) sugieren que la parte superior de dicha unidad podría haberse desarrollado durante el inicio del MIS 2. Un paleosuelo rojo parcialmente erosionado por una Super-superficie erosiva marcaría el contacto entre las unidades U-2 y U-3. Es probable que tanto el paleosuelo como la superficie se desarrollaran entre el Último Máximo Glaciar (UMG) y el inicio de la deglaciación (~24 y los ~16 Ka), cuando el nivel del mar se situaba entre unos ~120 m (Hernández Molina *et al.*, 2002) y ~80 m (Lambeck *et al.*, 2002) repectivamente. Inicialmente, el clima fue similar al actual, según los datos de los sondeos marinos próximos a esta costa (Paillier & Bard, 2002); posteriormente pasó a ser más árido con una mayor intensidad y velocidad de los vientos, capaces de generar la super-superficie de deflacción, antes de la subida rápida del nivel del mar entre los 16 y 14 Ka (Lambeck *et al.*, 2002).

La Unidad U-3 refleja un cambio en las condiciones climáticas con un aumento de la humedad, al menos en el sustrato (mayor desarrollo de niveles orgánicos), en parte relacionado con la elevación del nivel del mar que haría subir el nivel freático. Los datos polínicos sugieren un clima templado y húmedo (*Alnus, Betula, Carpinus, Quercus*), que asociamos con el período Bølling-Allerød (Zazo *et al.*, 2008). El desarrollo de la U-3 comienza a los 16±3 Ka (edad OSL, APOO-D1) y continúa probablemente, durante el inicio del Holoceno (según edades radiocarbono).

La Super-superficie SsFe, separa los sistemas estables de los semiestables y activos. El comienzo del desarrollo de los primeros, según los datos actuales, parece estar relacionado con un cambio general hacia un período más árido que se registra en el Golfo de Cádiz hacia los 5 Ka. Los datos polínicos de la Unidad U-5, con altos contenidos de *Erica* y *Cistus*, señalan la degradación natural de la vegetación. El nivel del mar se situaba muy próximo al nivel actual, una vez que los estuarios ya habían registrado el *Maximum Flooding Surface* (~6.5 Ka), y comenzaba dentro de los mismos la fase de progradación que se acentuaría hacia los ~2.7 Ka, cuando se produce un gran avance de la línea de costa.

En el litoral portugués de El Algarve, los análisis polínicos llevados a cabo en el estuario del Guadiana (Fletcher *et al.*, 2007) registran episodios de extrema aridez caracterizados por la abundancia de los taxones *Juniperus* y *Artemisia*. Estos episodios tienen lugar al inicio del Holoceno y dentro del periodo de aridez generalizada que se produce en los últimos 5 Ka, y se han correlacionado con los eventos fríos Bond.

Por el momento en el área de El Abalario no contamos con suficientes datos ni polínicos ni cronológicos que permitan establecer los patrones de circulación atmosférica, a nivel regional, que controlan los mecanismos que activan y refuerzan los procesos de acumulación *versus* desplazamiento de las arenas en el área de El Abalario, ambos necesarios para el desarrollo de los campos de dunas que observamos en la actualidad.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los Proyectos CGL2008-04000, CGL2008-3998, OAPN-036/2008 y GRACCIE-CSD-2007-00067. Es una contribución al IGCP495 (*Quaternary Land Ocean Interactions: Driving Mechanisms and Coastal Responses*); al Proyecto 0911-INQUA-CMP (*Decoding the Last Interglacial in Western Mediterranean*) y al Grupo de Trabajo de la UCM-910198.

Referencias

Borja, F. (1992). *Cuaternario Reciente, Holoceno y Períodos Históricos del SW de Andalucía. Paleogeografía de medios litorales y fluvio-litorales de los últimos 30.000 años*. Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla, 520 pp. (Inédita).

Borja, F. (1997). Dunas litorales de Huelva (SW de España). Tipología y secuencia Pleistoceno superior-Holoceno. En: *Cuaternario Ibérico* (Rodríguez, J. ed.), Huelva, pp. 84 - 97.

Borja, F. & Díaz del Olmo, F. (1996). Manto eólico litoral (MEL) de El Abalario (Huelva, España): Episodios morfogenéticos posteriores al 22.000 BP. En: *Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios* (Pérez Alberti, A., Marini, P., Chesworth, W. & Martínez Cortizas, A., eds.). Univ. Santiago de Compostela, 375 – 390.

Borja, F., Zazo, C., Dabrio, C.J., Díaz del Olmo, F., Goy, J.L & Javier, L. (1999). Holocene aeolian phases and human settlements along the Atlantic coast of southern Spain. *The Holocene*, 9 (3), 333 – 339.

Borja, F. & Barral, M.A. (2002). Análisis sedimentario y caracterización morfodinámica del sector oriental del manto eólico litoral de El Abalario-Doñana (Parque Nacional de Doñana). En: *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del tercer milenio*, (Pérez-González, A., Vegas, J. & Machado, J., eds.).Publicaciones IGME, Serie Geología, nº1, pp. 159-165.

Borja, F., García J.M., Castiñeira, J., Gómez, F. & Campos, J.M. (1993). El litoral acantilado de El Asperillo (Huelva). Valoración paleogeográfica y análisis de yacimientos (Prospección Arqueológica Superficial). *Anuario Arqueológico de Andalucía, 1991*. Dirección General de Bienes Culturales, Consejería de Cultura, Junta de Andalucía. Sevilla. T. II, pp. 247 – 253.

Caratini, C. & Viguier, C. (1973). Etude palynologique et sédimentologique des sables holocènes de la falaise litoral d'El Asperillo (Province de Huelva). *Estudios Geológicos*, 29, 325 – 328.

Chappell, J. (2002). Sea level changes forced ice breakouts in the Last Glacial Cycle: New results from coral terraces. *Quaternary Science Reviews,* 21, 1229 – 1240.

Dabrio, C.J., Borja, F., Zazo, C., Boersma, R.J., Lario, J., Goy, J.L. & Polo, M.D. (1996). Dunas eólicas y facies asociadas pleistocenas y holocenas en el acantilado del Asperillo (Huelva). *Geogaceta*, 20, 1089 – 1092.

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

Fletcher, W.J., Boski, T. & Moura, D. (2007). Palynological evidence for environmental and climatic change in the lower Guadiana valley, Portugal, during the last 13000 years. *The Holocene*, 17, 481 – 494.

Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J. & Lario, J. (1994). Fault-controlled shifting shorelines in the Gulf of Cadiz since 20 Ky BP. *Abstracts Volume 1st Symposium Atlantic Iberian Continental Margin,* Lisboa, p. 24.

Gracia, F.J., Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L.M.; Belluomini, G.; Benavente, J. & Alonso, C. (2008). Diapiric uplift of an MIS 3 marine deposit in SW Spain: Implications for Late Pleistocene sea level reconstruction and palaeogeography of the Strait of Gibraltar. *Quaternary Science Reviews*, 27, 2219 – 2231.

Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Vázquez, J.T., Lobo, F.; Fernández-Puga, M.C., Llave, E. & Díaz-del-Río, V. (2002). Quaternary stratigraphic stacking patterns on the continental shelves of the southern Iberian Peninsula: their relationship with global climate and palaeoceanographic changes. *Quaternary International*, 92, 5 – 23.

Lambeck, K., Esat, T.M. & Potter, E.K. (2002). Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, 419, 199 – 206.

Martín de la Cruz, J.C., Delgado, M.R., Sanz, M.P. & Vera, J.C. (2000). Novedades en el conocimiento sobre el Neolítico y Calcolítico en Andalucía: panorámica de una década de investigaciones. *Trabalhos de Arqueologia*, 16, 215 – 241.

Paillier, D. & Bard, E. (2002). High frequency palaeoceanographic changes during the past 140 000 yr recorded by the organic matter in sediments of the Iberian Margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181, 431 – 452.

Postigo, J.M., Gómez Manzaneque, F., Morla, C. & Zazo, C. (2010). Palaeoecological significance of Late Pleistocene pine macrofossils in the lower Guadalquivir Basin (Doñana natural park, Southwestern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 295 (1-2), 332-343."

Rodríguez Ramírez, A. (1998). *Geomorfología del Parque Nacional de Doñana y su entorno*. Ministerio de Medio Ambiente, Organismo Autónomo Parques Nacionales, Madrid, 146 pp.

Schwertmann, U. & Taylor, R. (1989). Iron oxides. En: *Minerals in Soils Environments,* (Dixon, J.B. & Weed, S.B., eds.). SSSA Book Series, 1, 379 – 439.

Siddall M., Rohling, E.J., Thompson, W.G. & Waelbroeck, C. (2008). Marine isotope stage 3 sea level fluctuations: Data synthesis and new outlook. *Reviews of Geophysics,* 46, RG4003.

Vanney, J.R., Menanteau, L. & Zazo, C. (1979). Physiographie et evolution des dunes de basse andalousie (Golfe de Cádix, Espagne). *Actes de Colloques*, 9, 277 – 286.

Vanney, J.R., Menanteau, L., Zazo, C. & Goy, J.L. (1985). *MF02. Punta Umbría-Matalascañas. Mapa fisiográfico del litoral atlántico de Andalucía, E:1/50.000.* Junta de Andalucía, Consejería de Política Territorial, Agencia del Medio Ambiente. Sevilla, 1 mapa, 29 pp.

Yll, E.I., Zazo, C., Goy, J.L., Pérez-Obiol, R., Pantaleón-Cano, J., Civis, J., Dabrio, C.J., González-Delgado J.A., Borja, F., Soler, V., Lario, J., Luque, L., Sierro, F., González-Hernández, F.M., Lezine, A.M., Denefle, M. & Roure, J.M. (2003). Quaternary palaeoenvironmental changes in south Spain. En: *Quaternary climatic changes and environmental crises in the Mediterranean Region*, (Ruiz-Zapata, B., Dorado, M., Valdeolmillos, A., Gil, M.J., Bardají, T., de Bustamante, I. & Martínez Mendizábal, I., eds.), Servicio de Publicaciones de la Universidad de Alcalá de Henares, 201 – 213.

Zazo, C., Dabrio, C.J., Goy, J.L. & Menanteau, L. (1981). Torre del Oro. *Actas V Reunión Grupo Español de Trabajo de Cuaternario,* Guía Excursión: Litoral de Huelva. Sevilla, 356 – 361.

Zazo, C., Dabrio, C.J. & Goy, J.L. (1992). The evolution of the coastal lowlands of Huelva and Cadiz (South-west Spain) during the Holocene. En: *Impacts of sea-level rise on European coastal lowlands*, (Tooley, M.J. & Jelgersma, S., eds.). Blackwell, Oxford, 204 – 217.

Zazo, C., Dabrio, C.J., Borja, F., Goy, J.L., Lezine, A.M., Lario, J., Polo, M.D., Hoyos, M. & Boersma, J.R. (1999). Pleistocene and Holocene aeolian facies along the Huelva coast (southern Spain): climatic and neotectonic implications. *Geologie en Mijnbouw,* 77, 209–224

Zazo, C., Mercier, N., Silva, P.G., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Roquero, E., Soler, V., Borja, F., Lario, J., Polo, D. & Luque, L. (2005). Landscape evolution and geodynamic controls in the Gulf of Cadiz (Huelva coast, SW Spain) during the Late Quaternary. *Geomorphology*, 68, 269 – 290.

Zazo, C., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Lario, J., Cabero, A., Silva P.G., Bardají, T., Mercier, N., Borja, F. & Roquero, E. (2008). The coastal archives of the last 15 ka in the Atlantic-Mediterranean Spanish linkage area: Sea level and climate changes. *Quaternary International*, 181, 72 – 87.

17. El sistema de dunas activas del Parque Nacional de Doñana

I. Vallejo[1] y J. Ojeda[1]

1. Introducción

En el presente capítulo se analiza el sistema de dunas activas situado en el interior del Parque Nacional de Doñana. Tal como se recoge en capítulos anteriores, el sistema de dunas que aquí se describe constituye el último de los episodios eólicos que se reconocen en este tramo final de la costa de Huelva, siendo el único que puede catalogarse como plenamente activo en el momento actual (Borja & Díaz del Olmo, 1996). Diferentes particularidades hacen de este conjunto dunar un caso único a nivel nacional y europeo. Entre estas particularidades debe aludirse a su extensión, ya que el conjunto supera los 60 km^2. Asimismo, es especialmente destacable al carácter móvil de estas formaciones dunares, máxime si tenemos en cuenta la zona bioclimática en la que se sitúan, donde la vegetación suele ganar la partida a la acción eólica a través de la fijación de las dunas; aquí, por el contrario, viento y vegetación se constituyen en los agentes básicos de una riquísima variedad morfológica, en un equilibrio que todavía permite unos espectaculares desplazamientos dunares.

A nivel nacional, sólo los ejemplos de Canarias, en un entorno bioclimático bien distinto, ofrecen casos de grandes complejos de dunas móviles, si bien en ellos la vegetación suele jugar un papel menos relevante. Por último, frente a un contexto generalizado de alteración y destrucción a lo largo de las costas españolas, el estado de conservación de las dunas de Doñana puede considerarse como un caso realmente excepcional que debe vincularse a su inclusión en una zona protegida de la máxima importancia internacional; a pesar de ello, no debe pensarse en ningún momento que nos hallamos ante un sistema ajeno a las intervenciones humanas, puesto que el propio carácter activo de las dunas puede estar en relación con múltiples acciones que tuvieron lugar en un pasado nada remoto (Granados, 1987; Borja *et al.*, 1999).

1. Grupo de Investigación: Ordenación Litoral y Tecnologías de Información Territorial
Departamento de Geografía Física y AGR. Universidad de Sevilla. Calle María de Padilla s/n.
41004 Sevilla. Email: ivallejo@us.es; zujar@us.es

Pese a estas singularidades, ampliamente reconocidas a nivel nacional e internacional, resulta sorprendente la escasez de estudios de que ha sido objeto este conjunto dunar. Mayoritariamente, su tratamiento se ha limitado a su inclusión como unidad particular en diversas sectorizaciones que afectan, como mínimo, al conjunto del Parque Nacional de Doñana; entre éstas destacan en número las de corte ecológico (Valverde, 1958; Allier *et al.*, 1974; Clemente *et al.*, 1997; Montes *et al.*, 1998), mientras que son más escasas las que presentan una aproximación fundamentalmente geomorfológica, ya sea desde un enfoque más cuaternarista (Borja & Díaz del Olmo, 1996), o como estudios sobre las formaciones actuales (Vanney & Menanteau, 1979; Rodríguez, 1998).

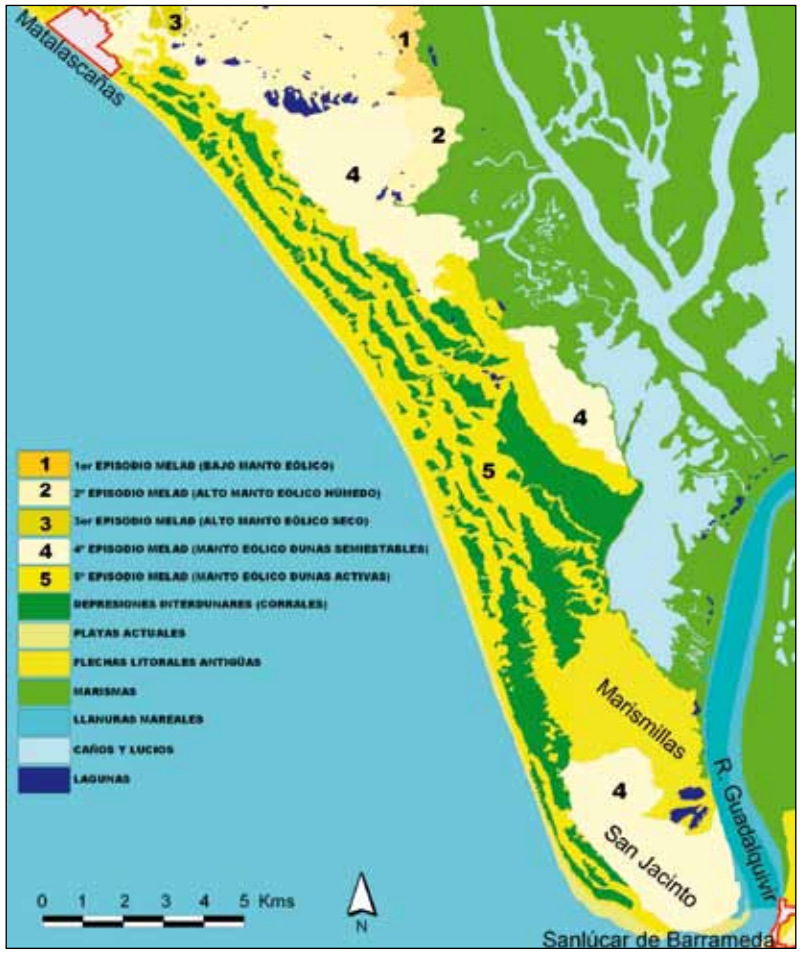


Figura 1. Localización del sistema de dunas activas de Doñana en el contexto del manto eólico litoral del Abalario-Doñana (MELAD).

Mención aparte merecen los trabajos desarrollados por el equipo dirigido por el profesor García-Novo (Torres, 1975; García-Novo *et al.*, 1975), en los que al margen del establecimiento de sectores y unidades, se llevan a cabo las primeras investigaciones respecto a la movilidad de las dunas de Doñana. A pesar del tiempo transcurrido y de las limitaciones técnicas con que se desarrollaron estos valiosos estudios, no han existido hasta fechas muy recientes otras referencias respecto a la velocidad de avance de estas formaciones, a pesar de que, tal como se ha comentado, es este uno de los aspectos que mayor singularidad le confiere a este sistema dunar (Vallejo, 2007).

Basándonos principalmente en el último de los trabajos citados, el presente capítulo realiza un primer análisis del contexto dinámico de la costa de Doñana, para dar paso seguidamente a una descripción de las principales unidades de sistema dunar y de sus elementos más característicos; para finalizar, el capítulo se cierra con un estudio sobre los principales aspectos evolutivos de las formaciones dunares en el último medio siglo.

2. Dinámica litoral y acción eólica en la costa de Doñana

Se hará mención en este apartado a aquellos aspectos de la dinámica litoral que afectan de forma exclusiva al sector de la costa del Parque Nacional de Doñana. En este sentido, por su especial incidencia en los procesos de formación y desarrollo de los complejos dunares se ha prestado especial atención a las tendencias de la línea de costa, así como al potencial eólico de la zona.

2.1. La tendencia progresiva de las playas

La primera de las condiciones que explican este impresionante complejo dunar de Doñana es la existencia de una significativa y continuada fuente de sedimentos, que en este caso toma la forma de 26 km de playa con una clara tendencia progradante entre la localidad de Matalascañas y la desembocadura del Guadalquivir. Este crecimiento continuo es fruto de la recepción de los aportes de una deriva neta hacia el Este, que domina todo el litoral onubense. El carácter progradante de las playas de Doñana muestra evidencias históricas, como el internamiento respecto a la costa de las torres almenaras presentes en la zona (Carbonero, Zalabar y San Jacinto), y sigue mostrándose activo cuando se recurre a datos más actuales obtenidos mediante la comparación de líneas de costa extraídas de ortofotografías. A partir de dos de ellas, correspondientes a 1956 y 2001, la figura 2 permite estimar una anchura media de la playa alta actual de más de 60 m, mientras que los cambios brutos entre ambas líneas de costa muestran un claro balance positivo, con una progresión casi constante desde Matalascañas a la desembocadura del Guadalquivir.

A estas condiciones favorables de las playas de Doñana se suman otros dos aspectos esenciales en su consideración como fuentes de sedimentos eólicos. En primer lugar, una caracterización granulométrica adecuada a los parámetros de potencial eólico, ya que se trata de arenas de grano medio con tamaños modales en torno a 0,25 mm, y, en segundo lugar, una orientación general NNW-SSE que garantiza la máxima eficacia de los vientos predominantes del SW.

2.2. Potencial eólico

Los rasgos climáticos del entorno de Doñana coinciden con los de un tipo climático mediterráneo oceánico de la costa atlántica (Pita López, 2003); éste vendría caracterizado por una precipitación media entre 500 y 600 mm anuales, concentrada fundamentalmente en invierno, una sequía estival típicamente mediterránea y un suavizamiento de las temperaturas debido a la influencia oceánica, que en este caso se pone de manifiesto por la inexistencia de medias mensuales inferiores a 10º.

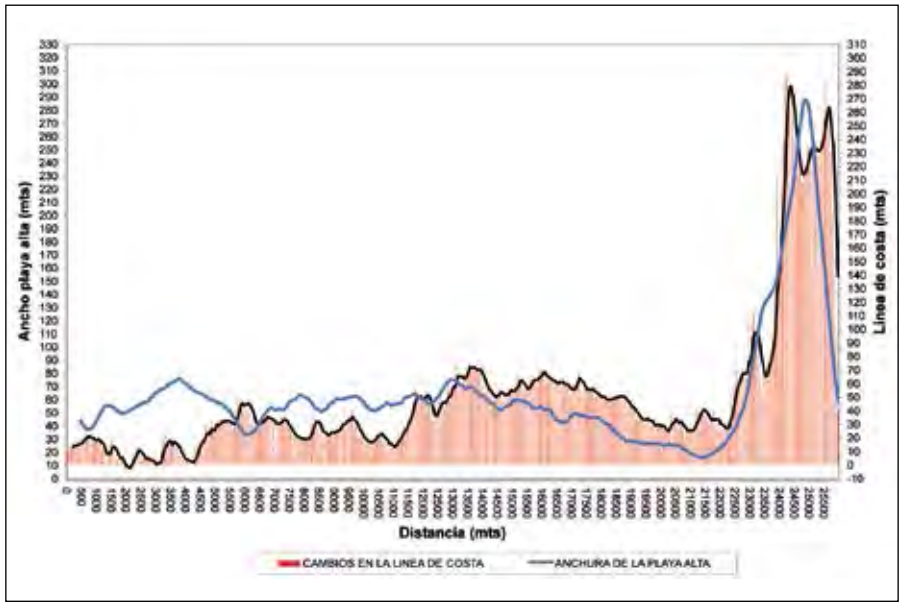


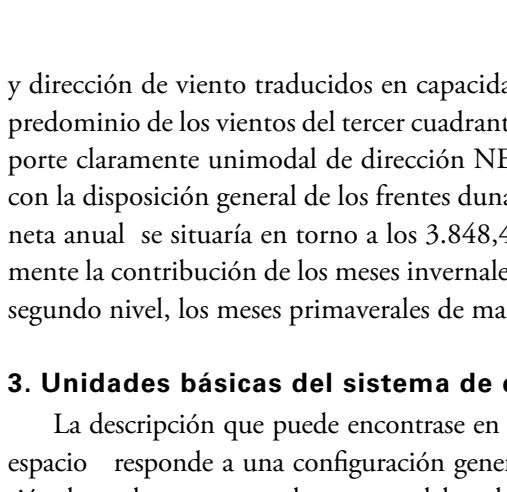
Figura 2. Anchura de la playa alta en 2001 y cambios en la línea de costa entre 1956 y 2001 en la costa de Doñana (medidas tomadas para transectos trazados cada 50 m).

Junto a estos rasgos climáticos generales, la acción del viento ha sido caracterizada a partir de datos procedentes de la estación de El Arenosillo, situada en esta misma costa, a unos 20 km al NW de Doñana. Los datos de intensidad

y dirección de viento traducidos en capacidad de transporte muestran un claro predominio de los vientos del tercer cuadrante y, por tanto, un régimen de transporte claramente unimodal de dirección NE que concuerda significativamente con la disposición general de los frentes dunares (NW-SE). Por su parte, la tasa neta anual se situaría en torno a los 3.848,4 kg/m/año, destacando estacionalmente la contribución de los meses invernales, entre noviembre y enero y, en un segundo nivel, los meses primaverales de marzo y abril (Fig. 3).

3. Unidades básicas del sistema de dunas activas de Doñana

La descripción que puede encontrase en las diferentes aproximaciones a este espacio responde a una configuración general relativamente sencilla: una sucesión de cordones o trenes dunares paralelos a la línea de costa (cordones transversales), separados entre sí, de forma más o menos nítida, por una serie de depresiones interdunares que localmente reciben el nombre de corrales. Estas mismas aproximaciones suelen coincidir a la hora de señalar la existencia de dos grandes complejos que se establecerían por su proximidad a la línea de costa, hablándose así, por ejemplo, de un "tren de dunas litorales" y de unos "trenes internos" (Garcia-Novo *et al.*, 1975). La sectorización que aquí se sigue está basada en anteriores trabajos (Montes *et al.*, 1998; Vallejo, 2007) y se muestra en la figura 4.



	DP	RDP	RDP/DP	RDD
AÑO	4715,9	3848,4	0,82	41,4
ENE	871,7	733,4	0,84	37,1
FEB	326,2	262,8	0,81	49
MAR	440,8	380,4	0,86	33,7
ABR	579,3	455,4	0,79	54,5
MAY	309	250,4	0,81	48,4
JUN	127,1	113,3	0,89	70,1
JUL	59	49,4	0,84	61,7
AGO	60,9	58,7	0,96	76
SEP	160,2	136,1	0,85	47,2
OCT	377,2	311,2	0,82	29
NOV	579,3	486,1	0,84	41,3
DIC	825,2	677,5	0,82	31,6

Tasas de transporte mensuales en Kg/m/mes; Tasas de transporte anuales en Kg/m/año
DP: Tasas brutas; RDP: Tasas netas; RDD: Dirección del transporte neto; RDP/DP: Régimen de transporte

Figura 3. Rosa de arena anual y parámetros del transporte eólico según la nomenclatura de Fryberger & Dean (1979) para la estación de El Arenosillo (Huelva).

3.1. El complejo costero

En este conjunto quedan integradas tanto la playa como una primera banda de dunas que se extiende hacia el interior unos 350 m de promedio. Aunque con excepciones a lo largo de la costa, este complejo puede describirse como una sucesión de tres bandas paralelas que se describen a continuación:

La primera está constituida por la playa (Fig. 4. A1), que suele presentar una serie de formaciones dunares incipientes o embrionarias en su zona alta. Normalmente se trata de elementos efímeros, pues pueden desaparecer durante los temporales, y se presentan en sus formas típicas de cordones, rampas o terrazas (Hesp, 2002). Dada su localización y la influencia marina, la colonización por la vegetación es muy escasa y se limita a agrupaciones dispersas de diferentes especies pioneras.

En segundo lugar (Fig. 4. A2) se dispone la duna costera consolidada (Hesp, 2002) o duna primaria (Psuty, 2004), con una gran continuidad lateral a lo largo de toda la costa, aunque con un amplísimo rango de configuraciones y morfologías (cordón unitario, cordones paralelos, agrupación de montículos, etc.). Los rasgos más característicos de esta unidad están constituidos por un perfil disimétrico de mayor pendiente hacia la playa y menor hacia el interior, y una colonización vegetal muy intensa dominada por barrón (*Ammophila arenaria*). De esta segunda característica se deriva la terminología de duna costera consolidada, ya que esta intensa colonización respondería a una vocación de mayor permanencia y estabilidad. Al mismo tiempo, el término de duna primaria se aplica en alusión a su activa conexión sedimentaria con la playa, que la convierte en el primer estadio o fase de incorporación de sedimentos al sistema dunar.

Por último, la duna costera evolucionada o duna secundaria (Psuty, 2004) representa una fase más avanzada en la que una antigua duna primaria ha sufrido una migración hacia el interior, quedando ahora separada de la actual duna primaria por una incipiente depresión interdunar. La duna secundaria suele presentarse en forma de cordón transversal más o menos continuo, o bien como una sucesión de varios lóbulos de depósito asociado a *blowouts*. En todos los casos suele tratarse de una duna de perfil disimétrico, suave en su cara de barlovento y muy abrupto en su cara de sotavento que se define en un típico frente de avance subvertical. La zona de separación entre la duna primaria y secundaria resulta de un intenso proceso de deflación eólica y puede ser considerado como un corral incipiente; en determinadas zonas esta intensa deflación hace aflorar el nivel freático, lo que facilita la colonización de estos espacios por diferentes especies hidrófilas (*Juncus acutus*). Este corredor intermedio presenta en algunos tramos una gran continuidad lateral, separando de forma muy clara las dos uni-

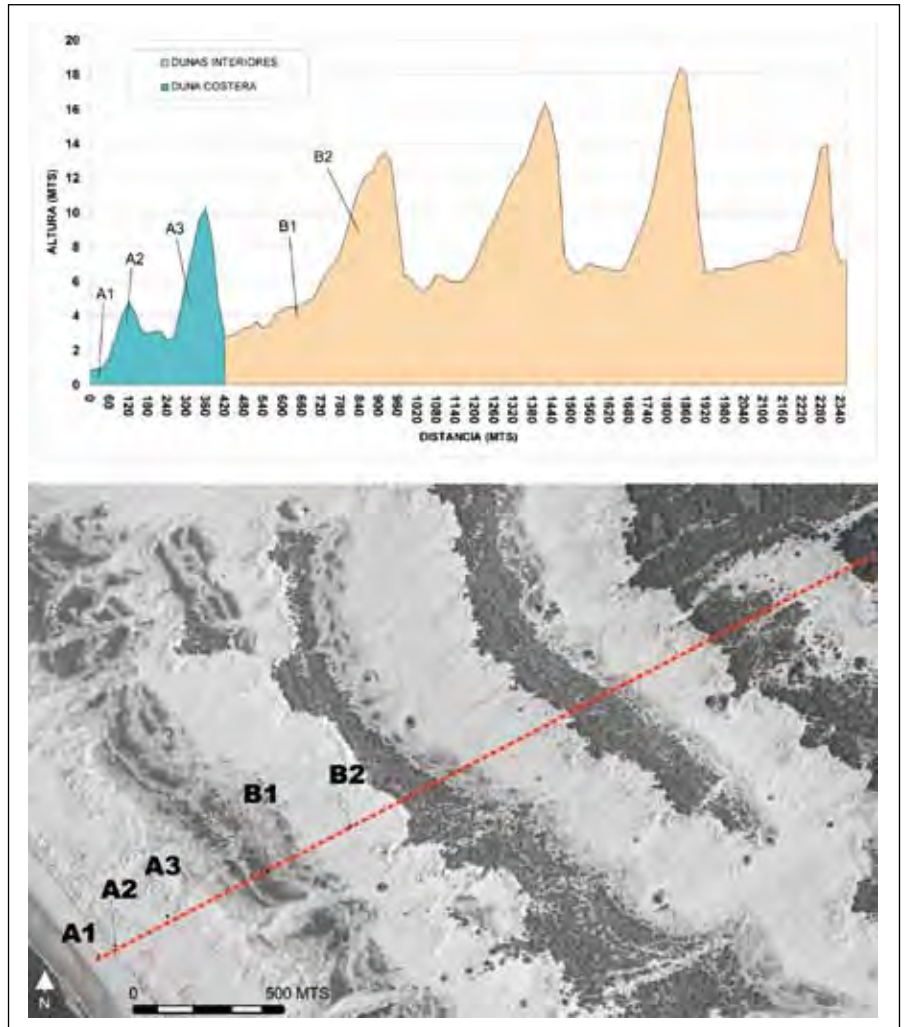


Figura 4. Sectorización del sistema de dunas activas de Doñana (A.- complejo costero: A1.- playa; A2.- duna primaria; A3.- duna secundaria. B.- complejo interior: B1.- depresión interdunar; B2.- dunas interiores).

dades dunares primaria y secundaria; en otros casos, sin embargo, aparece interrumpido por diferentes elementos residuales, bien en forma de agrupaciones de dunas monticulares, bien como formas longitudinales que en su mayor parte representan paredes laterales de *blowouts.* En todos estos casos la protección que ejerce la duna primaria respecto a la influencia marina facilita la aparición de otras especies de porte leñoso como *Armeria pungens, Artemisia christmifolia* o

Helychrisum picardii y, con un carácter más limitado a determinados tramos, enebros (*Juniperus oxicedrus*). En este último caso, los tramos de la duna costera donde aparece esta especie presentan una enorme singularidad y podrían representar los únicos vestigios de la formación dunar original del entorno.

3.2. El complejo interior

Con alguna excepción a lo largo de la costa, la duna secundaria termina en forma de frente de avance sobre una primera depresión interdunar o corral. A partir de este contacto se inicia el complejo de dunas interiores, que estaría constituido por una sucesión de corrales y cordones de dunas transversales, cuyo número varía a lo largo del sistema con un máximo de 6 cordones sobre una extensión de más de 4 km hacia el interior. Estos cordones o trenes de dunas presentan un marcado carácter móvil y, consecuentemente, aparecen sin apenas cobertura vegetal. La morfología de estos cordones es la típica de las formaciones transversales, donde las pendientes más suaves corresponden a la cara de barlovento, en la que raramente se alcanzan los 10º, mientras que a sotavento aparece un típico frente de avance con pendientes cortas y más abruptas, donde son frecuentes los desniveles superiores a 30º (Fig. 5).

Aunque la continuidad lateral de estos cordones es muy significativa, su configuración en planta está lejos de ser rectilínea; más bien, suele responder a un modelo en el que se suceden tramos barjanoides y parabólicos, que dan a los frentes un claro trazado ondulante y que, en última instancia, son indicativos de diferencias en la velocidad de avance a favor de los primeros. Esta mayor movilidad se refleja de forma clara en los perfiles correspondiente de cada tramo, más extenso en los barjanoides y más apuntado en los parabólicos (Fig. 5). En ciertos casos, algunos de estos tramos consiguen aislarse de los cordones en los que se integraban, dando lugar a dunas barjanoides o parabólicas individualizadas, algo que resulta mucho más frecuente en el caso de las segundas (Fig. 5 P-B).

Frente a este dominante patrón transversal, hay que referirse a la presencia de diferentes formaciones dunares de disposición longitudinal, esto es, alineadas de forma paralela a la dirección del viento. Las formas longitudinales en Doñana son de dos tipos, ya reconocidos y brevemente descritos en los trabajos pioneros antes citados (García-Novo *et al*., 1975).

El primer tipo de duna longitudinal es el más conocido y se vincula a la fijación por la vegetación de los sectores laterales o brazos menos activos de las dunas parabólicas. Estos brazos suelen quedar aislados entre dos cordones transversales, mientras que el sector central al que estaban unidos progresa a mayor velocidad. Por tanto, en numerosas ocasiones aparecen como morfologías

residuales, rompiendo de forma puntual la continuidad lateral de los corrales. El segundo tipo, en lugar de una duna aislada, se presenta como una serie de formaciones paralelas que se disponen de forma perpendicular sobre el propio cordón transversal. Su presencia es especialmente evidente en los trenes de dunas más internos, así como en aquellos otros localizados en las zonas más al Sur; en definitiva, en ambos casos su ocurrencia parece asociarse a cordones de dunas con menor actividad transgresiva. Estas morfologías longitudinales suelen presentar anchuras por debajo de los 80 m, y alturas que raramente superan los 3 m; aparecen separadas por una serie de corredores o acanaladuras que surcan la duna transversal de cola a frente (Fig. 6).

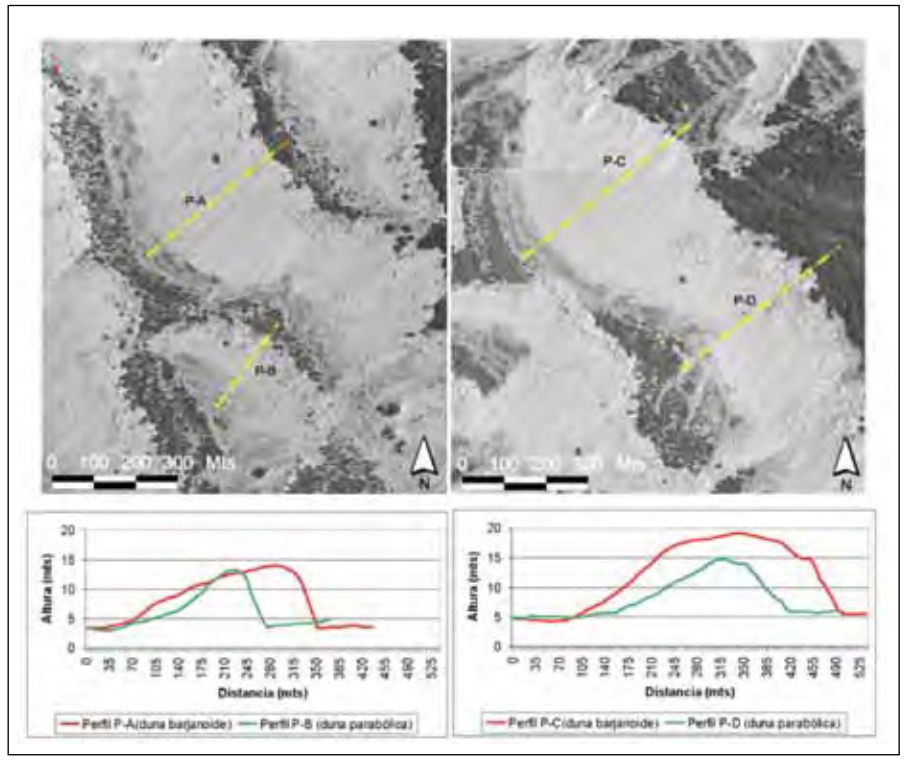


Figura 5. Planta y perfil de tramos barjanoides y parabólicos a lo largo de los cordones de dunas transversales.

Por lo que se refiere a las depresiones interdunares o corrales, ocuparían una superficie de 23,5 km^2 y se distinguen de forma nítida por su topografía deprimida respecto a las formaciones dunares que los circundan, así como por la abundante vegetación que sobre ellos se instala. Dependiendo de la profundidad

del nivel freático se diferencian entre corrales húmedos y secos, con predominio de matorral de monte negro o monte blanco, respectivamente, y, en ambos casos, con una importantísima presencia de pinos introducidos por el hombre desde el siglo XVIII (Garcia Novo *et al.*, 2007).

La formación de estas extensas depresiones se debe a la acción generalizada de la deflación eólica sobre las colas de los distintos trenes de dunas. Este proceso actúa rebajando la topografía de la duna en este sector de la cola, lo que termina provocando un acercamiento del nivel freático a la superficie; con ello se consigue un mayor grado de humedad en las arenas, cuya compactación inhibe en gran medida la erosión eólica, al tiempo que se facilita la instalación de la vegetación. Así pues, el crecimiento de un corral se hace a costa de la retirada de un tren de dunas, en su parte de barlovento, mientras que su progresiva desaparición se produce por el cubrimiento al que se ve sometido por el avance del siguiente frente dunar a sotavento.

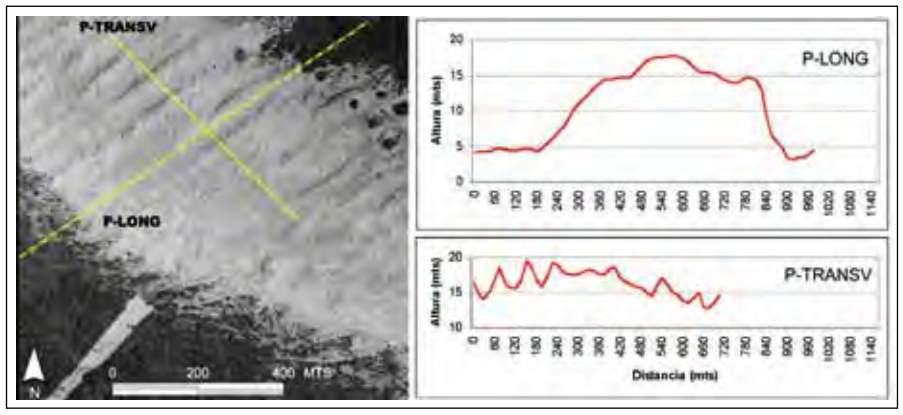


Figura 6. Planta y perfil de dunas longitudinales sobre un cordón transversal.

En el marco de estas depresiones interdunares pueden apreciarse dos características formaciones dunares que presentan una naturaleza residual. La primera de ellas consiste en una serie cordones paralelos entre sí y respecto a la cola de la duna que los antecede; las dimensiones de estos cordones no suele superar el metro de altura y han sido denominados "contradunas" o "gusanos" (García-Novo *et al.*, 1975). Estas contradunas representarían marcas de sucesivas posiciones de la cola de un tren dunar transversal en su proceso de avance. Su formación ha sido vinculada a momentos de menor actividad eólica en los que la vegetación es capaz de colonizar este sector de la cola de la duna debido a la proximidad del nivel freático; en el siguiente momento de actividad, la deflación

se iniciaría tras este cordón fijado, que quedaría como una formación residual. (Fig. 7.1).

La segunda formación residual consiste en un tipo de duna cuya morfología es piramidal o cónica, y que se presenta aislada tras el paso de un cordón transversal. Esta formación, descrita en otros ámbitos y denominada *remnant knob* (Hesp & Thom, 1990), se forma por la resistencia a la deflación eólica que presentan ciertos sectores de las dunas transversales, gracias a la presencia de importantes ejemplares de vegetación arbórea (pinos) o arbustiva (enebros, sabinas). Así pues, en la primera fase de su formación este tipo de duna se localiza sobre la cara de barlovento de la propia duna transversal, para ir quedando paulatinamente integrada en el corral a medida que se produce el avance de la misma (figura 7.2).

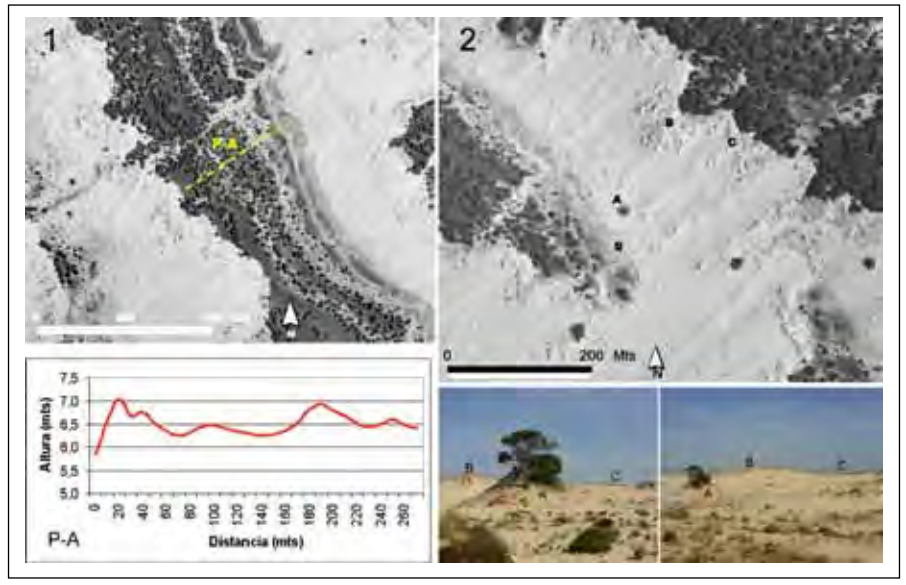


Figura 7. Formas dunares residuales integradas en los corrales: contradunas o gusanos (1) y dunas piramidales (2).

4. Pautas evolutivas del sistema dunar en los últimos 50 años

El carácter móvil de las dunas de Doñana hace especialmente interesante su seguimiento, tanto para su propia descripción, como por las implicaciones que las tendencias y cambios detectados puedan tener como indicadores de cambios ambientales de mayor amplitud. Sin embargo, tal como se adelantaba en la introducción, los estudios sobre este particular se limitaban a las mediciones realizadas a finales de la década de los 70 por el equipo dirigido por el profesor

García-Novo; reiterando la valía de estos estudios, no cabe duda de que en lo referente a las mediciones del avance dunar son diversas las limitaciones que se deben tener en cuenta, por lo que no se establecerán comparaciones entre dichas medidas y las que se derivan de otros trabajos más recientes (Vallejo, 2007).

En estos últimos estudios se han utilizado tres ortoimágenes pertenecientes a los años 1956, 1977 y 2001, además de los tres modelos digitales de elevaciones (MDEs) que se emplearon para su extracción a partir de los correspondientes vuelos fotogramétricos. Los principales resultados obtenidos se exponen a continuación para los complejos costero e interior.

4.1. El complejo costero

La evolución del complejo costero, lógicamente, está estrechamente ligada a la de la propia playa; así, es importante retomar lo dicho anteriormente en relación al carácter progradante de la costa de Doñana (Fig. 2), donde entre 1956 y 2001 se ha producido un crecimiento medio de más de 50 m. Teniendo presente que la línea de costa considerada coincide con el arranque de las primeras dunas, esto supone, en primera instancia, un ensanchamiento de estas formaciones dunares. Sin embargo, tal como se deduce de la figura 8, este ensanchamiento implica importantes modificaciones en la dinámica dunar que se traducen en una intensificación de la deflación eólica tras el obstáculo inicial que representa el primer frente dunar (duna primaria); ello posibilita la formación de *blowouts* o la generación de marcadas superficies de deflación que sirven, a su vez, para alimentar un segundo frente dunar (duna secundaria). Esta segunda formación vendría a suponer, por tanto, una unidad transicional entre los complejos costero e interior, y puede ser considerada como la fase inicial de un nuevo cordón transversal que terminará incorporándose a la sucesión de cordones dunares interiores.

4.2. El complejo interior

El análisis de los aspectos evolutivos del complejo interior se apoya en tres aproximaciones diferentes; una primera que muestra los cambios experimentados por las superficies de dunas y corrales en las distintas fechas de referencia, así como los intercambios que entre ambas unidades se producen en los dos periodos que dichas fechas permiten definir (1956-1977 y 1977-2001); una segunda que se centra en la estimación de las tasas de avance de los frentes dunares en estos mismos períodos, y una tercera que para estos mismos intervalos estudia los cambios topográficos y volumétricos que se dan en los cordones dunares.

Respecto a la primera cuestión, la figura 9 muestra las superficies que representan dunas y corrales en cada uno de los años estudiados. Como puede

apreciarse se detecta una clara tendencia a la disminución de la extensión de las dunas, mientras que, lógicamente, las superficies de los corrales experimentan un incremento.

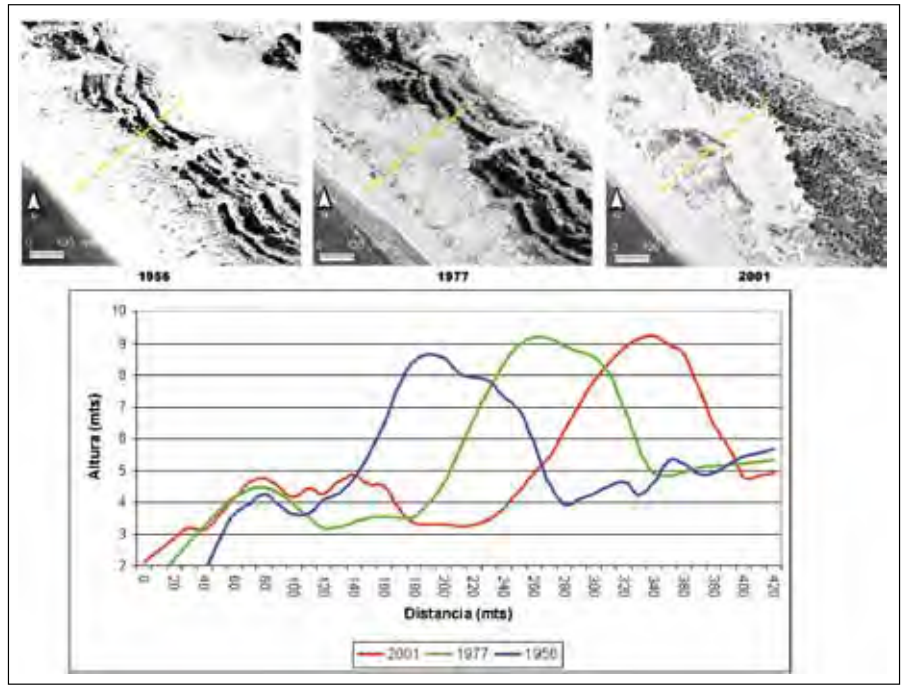


Figura 8. Evolución de una tramo de la duna costera entre 1956 y 2001.

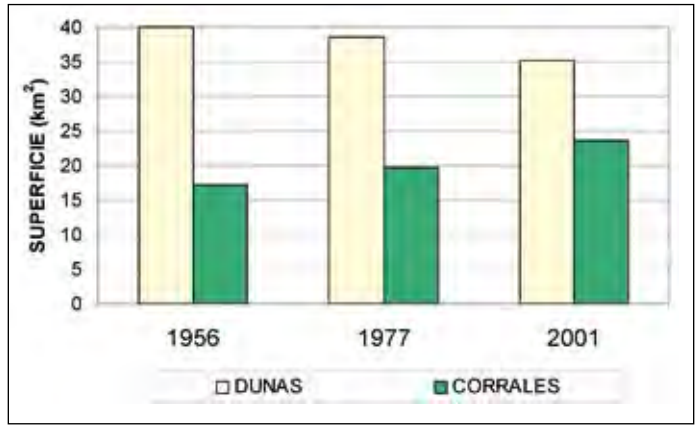


Figura 9. Superficies ocupadas por dunas y corrales en las tres fechas de referencia.

En términos de intercambio entre unidades en los dos períodos de referencia (Fig. 10), el proceso anterior se vincula a un descenso en el segundo período (1977-2001) de las superficies que pasan de corrales a dunas (avance de los frentes dunares sobre los corrales) y a un cierto mantenimiento de aquellas que implican la transformación de dunas en corrales (retirada de la cola de un cordón dunar y colonización de la zona por la vegetación).

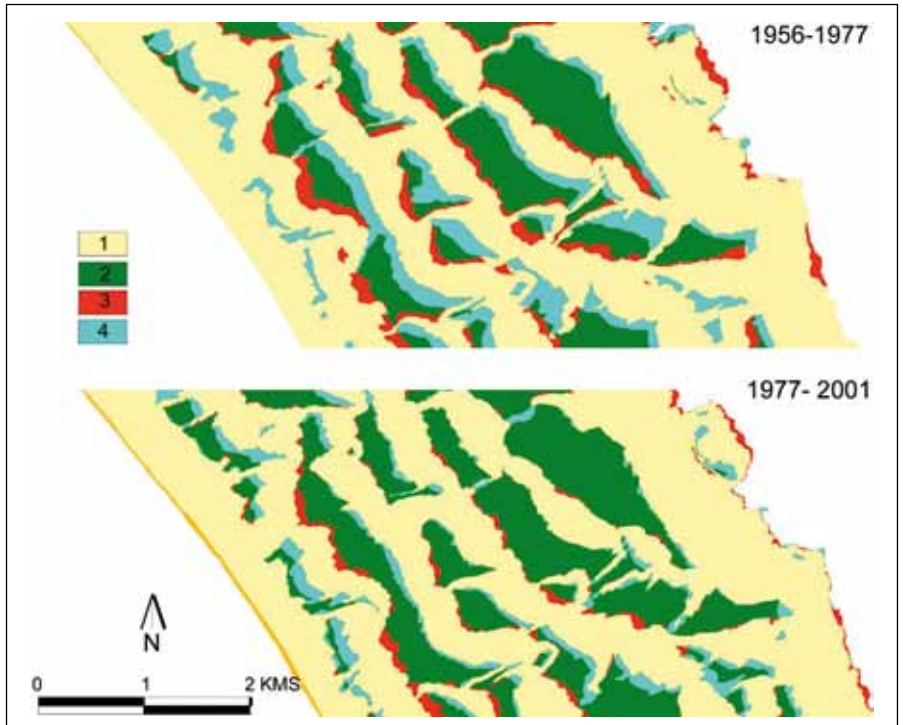


Figura 10. Intercambio entre superficies de dunas y corrales en un sector de las dunas activas: 1. Sin cambio (duna-duna); 2. Sin cambio (corral-corral); 3. Avance de duna (corral-duna); 4. Nuevo corral (duna-corral).

La segunda cuestión se centra en el cálculo de las tasas de avance de los frentes dunares, deducido de los desplazamientos que estos experimentan a lo largo de las tres fechas de referencia. En este caso, los desplazamientos han sido medidos en 1250 puntos repartidos a lo largo de todo el sistema dunar, con muestras de actividad en los dos periodos de referencia (Fig. 11). En términos de tasas medias anuales, al periodo 1956-1977 le corresponden 2,37 m/año, mientras que para el periodo 1977-2001, esta tasa baja a 1,27 m/año, lo que concuerda

con los citados cambios obtenidos a nivel de superficies y que, en definitiva, denotan una cierta ralentización de los frentes de avance en el periodo 1977-2001.

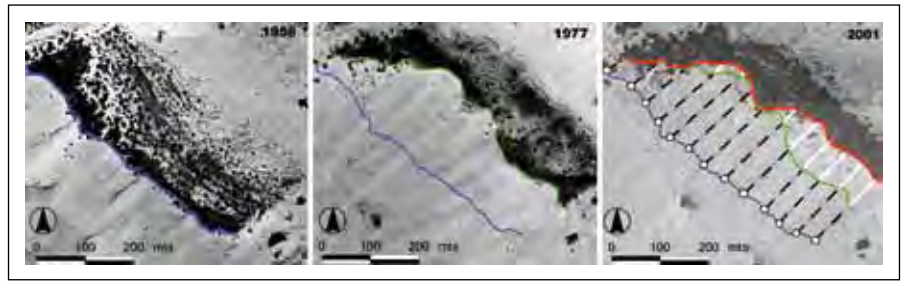


Figura 11. Ejemplo de cálculo de las tasas de avance de los frentes dunares

La última de las cuestiones tratadas complementa los análisis anteriores y se refiere a la evolución de los cordones dunares desde un punto de vista volumétrico. Para abordarla se han realizado dos diferencias de modelos digitales de elevaciones (MDE) para los dos periodos de referencia. Como se aprecia en la figura 12, los principales cambios en el patrón espacial de los procesos de deflación y acumulación entre ambos periodos consisten en una reducción superficial de las zonas de acumulación, que es compensada por una sobreelevación o apuntamiento de estas mismas dunas. Asimismo, cabe señalar una mayor formación de células deflación-acumulación que actuarían, de forma más o menos individualizada, para crear un mayor número de sectores parabolizantes a lo largo de los cordones dunares (Tsoar & Blumberg, 2002, Vallejo, 2007).

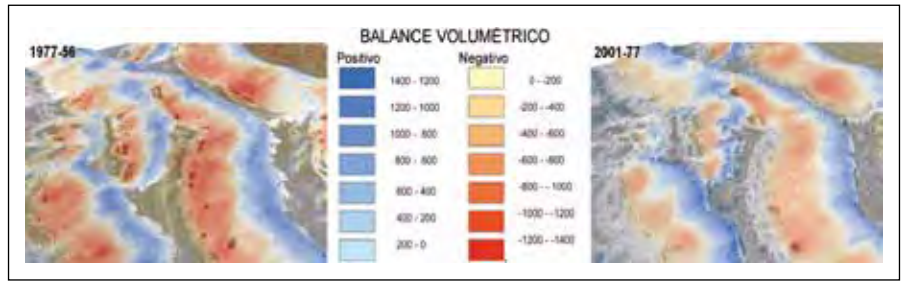


Figura 12. Balance volumétrico (m^3) en un sector de las dunas activas.

La figura 13 viene a sintetizar los diferentes aspectos tratados. Como puede apreciarse en ella, la caída de la velocidad de avance implica un estrechamiento de los cordones dunares, que apuntan sus crestas manteniendo el volumen que representan. A su vez, el perfil de barlovento adquiere un trazado más convexo,

indicativo de una mayor deflación. Esta misma figura sirve para ilustrar una evidente tendencia a la progresiva desaceleración de los frentes de avance. Este hecho permite apuntar dos hipótesis de trabajo de significación bien distinta (Vallejo, 2007). La primera de ellas contemplaría un comportamiento cíclico de avance de las dunas, al que le faltaría aún la vuelta a la situación de los perfiles del tipo de 1956, a partir de cuyo momento volvería a iniciarse el ciclo. La segunda, por el contrario, plantea que la desaceleración es un preludio de la potencial estabilización de las dunas, en la misma línea de lo que han apuntado otros autores para ámbitos similares de dunas litorales mediterráneas (Tsoar & Blumberg, 2002; Levin & Ben-Dor, 2004).

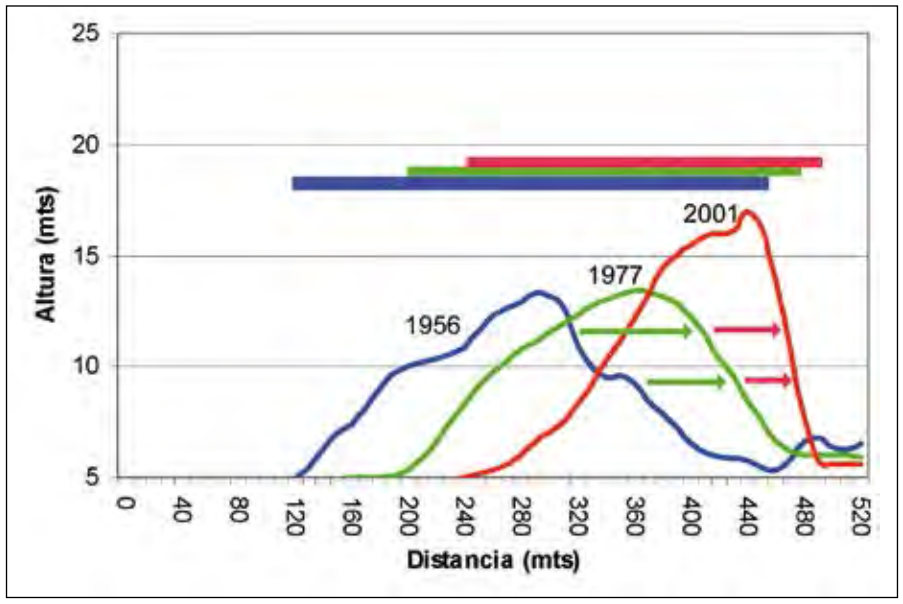


Figura 13. Perfiles tipo mostrando la evolución de un cordón dunar.

En estos casos, las razones que se proponen para explicar esta estabilización pasan por una expansión generalizada de la vegetación, que se asocia a la supresión de diferentes actividades antrópicas que limitaban su desarrollo (pastoreo, ganadería), lo cual supondría una disminución en las tasas de suministro sedimentario. Esto, a su vez, vendría como consecuencia de la aplicación de políticas de protección ambiental en los ámbitos dunares. Verificar hasta qué punto este modelo puede estar reproduciéndose en Doñana constituye una línea de trabajo de gran interés para los próximos años, máxime cuando es evidente que su declaración como Parque Nacional en 1969, constituye un hito en la culminación de un proceso de progresivo abandono de prácticas como el arranque y la tala de vegetación (para construcción y calefacción), la ganadería, o la pesca artesanal (Ojeda, 1987), todas ellas inhibidoras de la expansión de la vegetación.

Referencias

Allier, C., Gonzalez Bernaldez, F. & Ramirez Diaz, L. (1974). *Mapa ecológico 1/10.000 de la Reserva Biológica de Doñana*. Memoria. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Sevilla.

Borja, F. & Díaz del Olmo, F. (1996). Manto eólico litoral (MEL) del Abalario (Huelva, España): Episodios morfogenéticos posteriores al 22.000 BP. En: *Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios* (Pérez Alberti, A., Martini, A.P., Chessworth, W. & Martínez Cortizas, A., eds.). Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, 375 – 390.

Borja, F.; Zazo, C.; Dabrio, C.J.; Díaz del Olmo, F.; Goy, J.L. & Lario, J. (1999). Holocene aeolian phases and human settlements along the Atlantic coast of southern Spain. *Holocene* 9, 333 – 339.

Clemente, L.; Siljeström, P. & Rodríguez, A. (1997). Relación suelo-geomorfología en el Parque Nacional de Doñana. *Cuaternario y Geomorfología*, 11(1-2), 33 – 42.

Fryberger, S.G. & Dean, G. (1979). Mechanisms for the formation of aeolian sand seas. En: *A Study of Global Sand Seas* (McKee, E.D., ed.). United States Geological Survey, Professional Paper, Vol. 1052, 137 – 169.

García-Novo, F.; Ramírez, L. & Torres, A. (1975). El sistema de dunas de Doñana. *Naturalia Hispánica*, 5, 56 pp.

García-Novo, F.; Martín Vicente, A. & Toja Santillana, J. (2007). *La frontera de Doñana*. Universidad de Sevilla, Sevilla, 317 pp.

Granados, M. (1987). *Transformaciones históricas de los ecosistemas del Parque Nacional de Doñana*. Tésis doctoral, Universidad de Sevilla, 485 pp.

Hesp, P.A. (2002). Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, 48, 245–268.

Hesp, P.A. & Thom, B.G. (1990). Geomorphology and evolution of transgressive dunefields. En: *Coastal dunes. Form and processes* (Nordstrom, K.F.; Psuty, N.P. & Carter, R.W.G., eds.). John Wiley & Sons, Chichester, 253 – 287.

Levin, N. & Ben-Dor, E. (2004). Monitoring sand dune stabilization along the coastal dunes of Ashdod-Nizanim, Israel, 1945–1999. *Journal of Arid Environments*, 58, 3, 335–355.

Montes, C.; Borja, F.; Bravo, M.A. & Moreira, J.M. (1998). *Doñana. Una Aproximación Ecosistémica*. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Sevilla, 311 pp.

Ojeda Rivera, J.F. (1987). *Organización del territorio en Doñana y su entorno próximo (Almonte). Siglos XVIII-XX*. ICONA, Madrid, 459 pp.

Pita López, M.F. (2003). El clima de Andalucía. En: *Geografía de Andalucía* (A. López Ontiveros, ed.). Ariel, Barcelona, 137 – 173.

Psuty, N.P. (2004). The coastal foredune: A morphological basis for regional coastal dune development. En: *Coastal dunes. Ecology and conservation* (Martínez, M.L. & Psuty, N.P., eds.). Springer, Berlín, 11 – 27.

Rodríguez-Ramírez, A. (1998). *Geomorfología del Parque Nacional de Doñana y su Entorno*. Ed. Ministerio de Medio Ambiente (Organismo Autónomo de Parques Nacionales). 146 pp.

Torres Martínez, A. (1975). *Estudio ecológico cuantitativo de los sistemas de dunas y marismas de la Reserva Biológica de Doñana*. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias. Universidad de Sevilla. 303 pp.

Tsoar, H. & Blumberg, D.G. (2002). Formation of parabolic dunes from barchan and transverse dunes along Israel's mediterranean coast. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, 1147–1161.

Vallejo Villalta, I. (2007). *Caracterización geomorfológica y análisis de la evolución reciente del sistema de dunas activas del P.N de Doñana (1956-2001)*. Tesis doctoral. Universidad de Sevilla. 468 pp.

Valverde, J. A. (1958). An ecological sketch of the Coto Doñana. *British Birds*, 51, 1 – 23.

Vanney, J.R. & Menanteau, L. (1979). Tipes de reliefs littoraux et dunaires en Basse-Andalousie. (De Huelva à l'embouchure du Guadalquivir). *Mélanges de la Casa Velázquez*, 15, 5 – 52.

18. Origen y formación de los depósitos eólicos en Canarias

C. Criado[1], A. Yanes[1], L. Hernández[2] e I. Alonso[3]

1. Introducción

Las formas de acumulación no son elementos sobresalientes del modelado litoral de Canarias, considerando que las playas sólo ocupan el 17% de los 1553,9 km de su perímetro, mientras que acantilados, costa rocosa baja y obras artificiales suponen el 66,9 %, 11 % y 5,1 % del mismo, respectivamente. En este contexto, el desarrollo espacial de los campos de dunas es exiguo a escala regional, ante la preponderancia de los cantiles marinos y sucesión de salientes costeros, que interrumpen la deriva de sedimentos; a ello se une que las insulares son, en un alto porcentaje, playas pequeñas de cantos y arenas medias y gruesas, que se reducen con frecuencia a una franja cubierta por la pleamar diaria o mareas muy vivas. No obstante, las diferencias entre las islas son notables, pues, frente a la profusión y continuidad de los acantilados en las islas occidentales, los sistemas eólicos gozan de entidad en las orientales.

El interés geomorfológico y ambiental que concitan tales sistemas es indudable, tanto si se trata de depósitos antiguos consolidados, como de acumulaciones actuales de arenas sueltas. Los primeros se reconocen en todas las islas del Archipiélago, siendo, por lo general, dunas de areniscas cementadas, que hoy sólo son objeto de procesos de meteorización de intensidad variable según las condiciones climáticas reinantes. Pertenecientes a sistemas eólicos originados en condiciones diferentes a las actuales, su pervivencia contribuye al conocimiento de los cambios climáticos y del nivel del mar acontecidos en la historia geológica insular. Las segundas ocupan tramos costeros más o menos amplios de Gran Canaria, Fuerteventura y Lanzarote, donde sobresalen los campos de dunas de Corralejo (Fuerteventura) y Maspalomas (Gran Canaria) por el volumen de ma-

1. Departamento de Geografía, Universidad de La Laguna, *ayanes@ull.es, ccriado@ull.es*

2. Departamento de Geografía, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, *lhernandez@dgeo.ulpgc.es*

3. Departamento de Física, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, *ialonso@dfis.ulpgc.es*

teriales transportados. Menor protagonismo cabe a los de El Jable (Lanzarote) y Jandía (Fuerteventura), pues, a pesar de su extensión, el transporte sedimentario es reducido en ellos, lo que en parte puede deberse a intervenciones antrópicas. A estas formaciones se suman las existentes en los islotes de Alegranza, La Graciosa y pequeñas acumulaciones arenosas en enclaves puntuales de Tenerife, La Gomera, El Hierro y Lobos (Fig. 1).

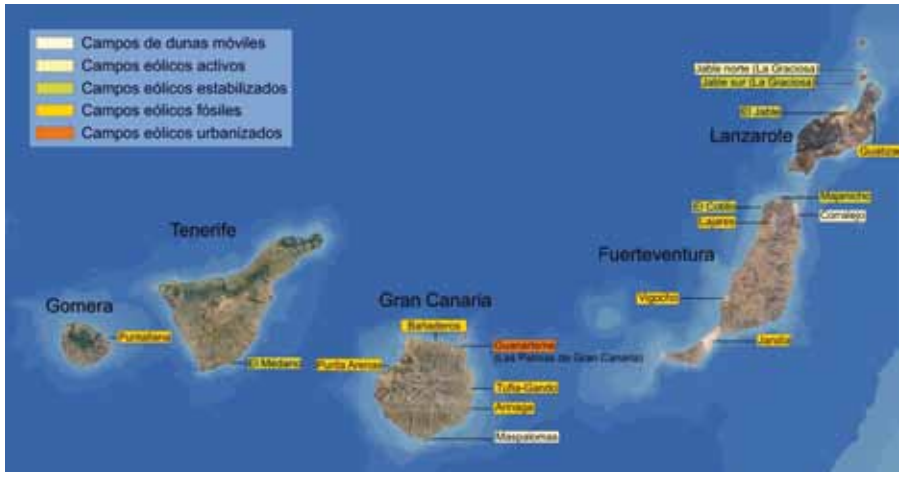


Figura. 1. Mapa de localización de los principales depósitos eólicos de Canarias (imagen de fondo modificada de http://mapa.grafcan.com/Mapa/)

Pese a los valores naturales que la legislación territorial les reconoce en la actualidad, el deterioro de los complejos dunares ha sido importante, aunque variable en el tiempo. En la sociedad agraria tradicional que fue Canarias hasta 1960, la construcción de muros de contención o la extracción de áridos, ante las escasas posibilidades que ofrecía la reforestación, han sido prácticas habituales en la lucha contra la invasión de parcelas de cultivo por arenas en espacios llanos costeros. Pero es la sobrevaloración actual del litoral insular, fruto del modelo de desarrollo urbano-turístico imperante desde 1960-1970, la que ha acrecentado la fragilidad y vulnerabilidad de tales complejos. El uso de playas y dunas como reclamo del turismo de masas ha supuesto la proliferación de edificaciones y equipamientos turísticos y la construcción de parte de la red viaria en la misma zona de rompientes, con la alteración consiguiente de las condiciones geomorfológicas y ambientales de muchos campos de dunas (Pérez-Chacón *et al.,* 2008).

2. Factores y procesos que intervienen en la génesis y evolución de los sistemas eólicos

Son múltiples los factores y procesos que, operando a ritmos temporales diferentes, condicionan la formación y progreso de los sistemas eólicos insulares. Unos y otros remiten, en lo fundamental, al origen volcánico de Canarias, a la escasez de materiales de procedencia marina y terrestre susceptibles de transporte y acumulación en el frente costero y a la dinámica de un sistema sedimentario de rasgos específicos.

2.1. El contexto geomorfológico

La emersión de las islas del fondo del océano, por superposición de coladas y de materiales de proyección aérea, hace que lo esencial de su relieve resulte de la ubicación en la franja litoral de construcciones volcánicas de envergadura, extensión superficial, constitución interna y cronologías variables. Las olas labran en ellas una costa abrupta y rocosa, donde se suceden desde acantilados de 500 ó más metros de altura sobre complicadas estructuras (*complejo basal*, *macizos antiguos* y *dorsales*), a cantiles con desniveles entre 5-15, 30-50 y 80-100 metros por denudación de unidades simples (*conos piroclásticos, hidromagmáticos, domos*, *coladas*…). Son importantes asimismo las formas de modelado, ligadas, en gran medida, a las crisis climáticas pliopleistocenas. Destacan sobremanera profundas incisiones torrenciales y depósitos de barranco y vertiente, cuyo tramo final presenta a veces un fuerte acantilamiento, acentuando el carácter escarpado del contorno insular (Yanes, 1991).

Esta configuración explica, en gran medida, el reducido protagonismo de las formaciones sedimentarias en el conjunto del Archipiélago. Abunda en ello la existencia de grandes profundidades a escasa distancia de la línea de costa, ya que las islas son edificios volcánicos independientes que se elevan, a modo de monolitos, desde 3.000 ó 4.000 metros de profundidad. Fuerteventura y Lanzarote son una excepción, pues constituyen una estructura volcánica única, al mediar entre ellas un estrecho de menos de 40 metros de calado (Fig. 2).

Debido a su origen volcánico ligado a la existencia de un punto caliente, así como a su relativa juventud geológica, las costas insulares no cuentan con una superficie bajo las aguas de cierto desarrollo. Su plataforma litoral es, por lo común, estrecha y discontinua, siendo frecuente que el veril de 40 metros se localice a 400 ó 500 metros de la orilla; a veces incluso a menos de 100 metros si el litoral está integrado por coladas muy modernas que se adentran en el mar.

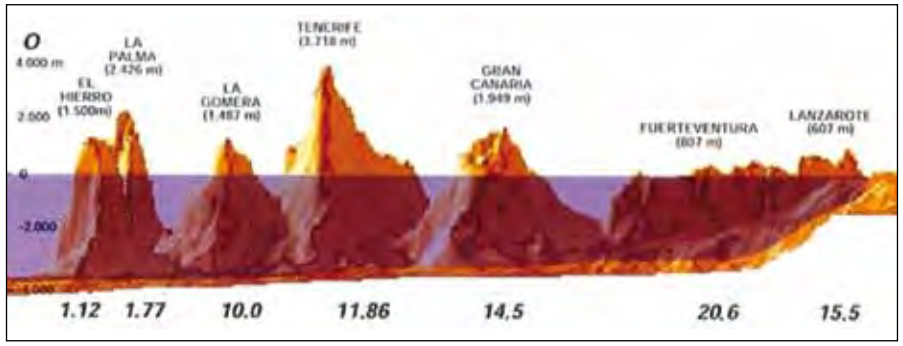


Figura 2. El entorno oceánico de Canarias y edad del volcanismo emergido más antiguo (en millones de años) (Modificado de Carracedo *et al.*, 1998).

Esta configuración general varía localmente en función de dos factores: uno cronológico, pues desde el inicio de la actividad magmática en Canarias, hace unos 30-35 m.a., hasta 1971, fecha de la última erupción registrada (Teneguía, La Palma), los distintos episodios volcánicos que conforman su relieve no tienen igual edad en todas las islas y, además, el volumen de materiales emitidos difiere mucho de unas a otras. Por otro lado, el carácter intermitente de los episodios eruptivos comporta constantes interferencias entre fases de emisión y etapas de predominio erosivo. El resultado de ello es la coexistencia de tramos litorales cuya morfología, respondiendo a iguales presupuestos, muestra rasgos propios. Son, unas veces, sectores que, localizados en áreas de eruptividad reciente e histórica, conservan la fisonomía volcánica original. Su significación es notable en las islas occidentales, debido a la mayor pervivencia y desarrollo superficial del volcanismo, a excepción de La Gomera, donde éste no se registra desde finales del terciario. En otros casos, se trata de ámbitos cuyas estructuras construidas han sido muy desmanteladas por la erosión marina, experimentando su litoral un fuerte retroceso. Presentes en los territorios más antiguos de cada bloque insular, su importancia es manifiesta en Fuerteventura y Lanzarote, en las que el volcanismo ha comenzado y cesado muy tempranamente. La existencia de una plataforma en general homogénea, bien desarrollada y con escasa pendiente, fruto de la duración y persistencia de las acciones erosivas, es frecuente en tales territorios. Muestra de su entidad es el alejamiento de la isobata de 40 metros entre 0,6 y 1,5 km de la orilla, haciéndolo la de 100 hasta 3 ó 4 km de la misma, allí donde coincide con la desembocadura de los principales barrancos y se han producido avalanchas de mayor o menor envergadura (NNW de La Palma, N de La Gomera).

2.2. Los aportes sedimentarios

La presencia de una plataforma litoral desarrollada es, posiblemente, el punto de partida de unos aportes sedimentarios marinos significativos, por cuanto podría haber sido o ser hábitat de una abundante fauna malacológica. Apunta en este sentido el hecho de que las dunas canarias están constituidas no solo por fragmentos líticos volcánicos, sino también por un alto porcentaje de *jable*, denominación popular con que se hace referencia en la mayoría de las islas a arenas organógenas integradas principalmente por fragmentos de mallas de algas calcáreas, conchas y foraminíferos. Por tanto, granos bioclásticos dispuestos en el *foreshore*, evidencian la disponibilidad de sedimentos en el *nearshore* y fondos antelitorales próximos, desde donde son removilizados por el oleaje. No debe olvidarse, sin embargo, que la desagregación de dunas y conglomerados playeros relictos constituye una fuente de alimentación no despreciable en algunas de estas acumulaciones arenosas.

A esos aportes se suman los de origen terrestre, de relevancia indudable en los tramos costeros carentes en la práctica de plataforma litoral. Su volumen es fruto de la remodelación de los acantilados y actividad de los barrancos. La escasa aportación de los primeros resulta de la lenta respuesta de los materiales volcánicos a la acción erosiva de las olas, máxime cuando muchos de los fenómenos capaces de ocasionar movimientos en masa, aun siendo de alta intensidad, son de baja frecuencia e incidencia local. La contribución de los segundos tampoco es destacada. Aunque las islas están surcadas, en general, por cursos estrechos y profundos, éstos permanecen secos durante prolongados períodos de tiempo. La dinámica torrencial que los caracteriza es casi nula, toda vez que las escorrentías son intermitentes, en relación con precipitaciones mediocres y en extremo irregulares. Además, se ha de tener en cuenta que los materiales terrígenos más finos suelen ser evacuados mar adentro por oleajes enérgicos, sobre todo en momentos de temporal. Su retorno a la orilla es imposible, al quedar retenidos de forma permanente en el fondo oceánico, ante la estrechez o total ausencia de la plataforma continental.

2.3. La dinámica del sistema sedimentario

La constitución y desarrollo de las formaciones dunares del archipiélago dependen no sólo del volumen de arenas disponibles, sino también de su tránsito a lo largo del frente marino por deriva litoral. En efecto, el desplazamiento de los sedimentos está condicionado por la mayor o menor articulación del perímetro insular (Fig. 3). Así, el trazado irregular de una buena parte del contorno de las islas occidentales determina derivas cortas. Debido a una actividad eruptiva

reciente y continuada, los entrantes y salientes se suceden con gran profusión, modificando la incidencia de las olas, de modo que la circulación de las partículas se limita al espacio comprendido entre los salientes costeros. Por el contrario, una erosión prolongada en ámbitos volcánicos antiguos y un menor volumen de materiales emitidos determinan el trazado más rectilíneo de amplios sectores marinos de las islas orientales. Ello favorece la deriva litoral y, por tanto, un transporte longitudinal de las arenas completo y libre (Yanes, 1991). Una vez depositadas en la orilla, el viento, la vegetación y la topografía local determinan su acumulación en el *backshore* y, en ocasiones, su eventual avance hacia el interior de la isla.

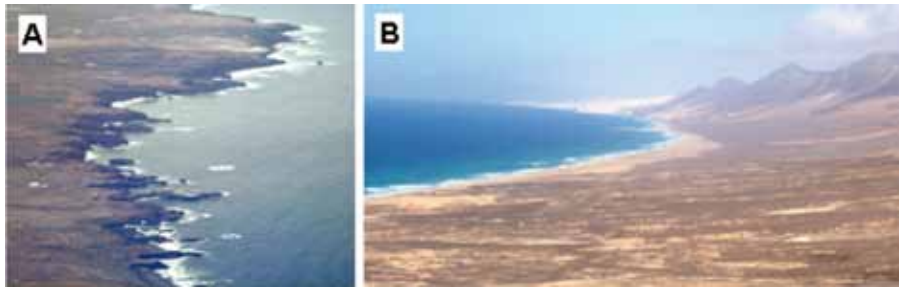


Figura. 3. La identación de la costa norte de El Hierro, por avance diferencial de las coladas, limita la deriva litoral (imagen A, C. Díaz, 2006). La ausencia de accidentes costeros propicia la deriva litoral en una costa de trazado rectilíneo como la suroeste de Fuerteventura (imagen B, A. Yanes, 2006).

En el ambiente semiárido de las áreas costeras canarias, la formación de las dunas está ligada a los vientos alisios, que abordan las islas con una componente NNE. Su velocidad, con valores medios anuales entre 18 y 22 km/h, y su constancia, junto a lluvias que a veces no superan los 100 mm y a una elevada insolación, determinan la existencia de una cobertera vegetal de porte reducido, disposición achaparrada y carácter abierto. De ahí que su papel sea poco destacado en la fijación de las dunas, hasta el punto que sus arenas pueden alejarse mucho del *backshore*, posibilitando una importante extensión de los campos eólicos. Sucede cuando una topografía muy poco contrastada permite que las arenas avancen en paralelo a la dirección de los vientos efectivos, que constituyen variaciones locales de los alisios.

La importancia de ese transporte es manifiesta si no en la actualidad, sí en el pasado, pues tramos costeros muy alejados de áreas de aprovisionamiento han recibido aportes de materiales que crean o mantienen algunas playas.

La consecuencia es la conformación de un sistema sedimentario integrado por playas que actúan como sectores de entrada de la arena y playas que lo hacen de salida. Muestra de ello es el Jable de Lanzarote, donde la zona de aportes es la playa de Famara, al norte de la isla. Desde allá las arenas eran transportadas por el viento a lo largo de unos 20 km y salían nuevamente al mar por la costa sur. Análogo proceso tiene lugar en Maspalomas, en el sur de Gran Canaria, en cuanto sus sedimentos recorren de NE a SW el *fan-delta* en el que se asientan. Esta dinámica sedimentaria es extensible a pequeños campos dunares, como los de Tufia-Gando y Arinaga, en el E y SE de Gran Canaria, Corralejo en Fuerteventura (Criado *et al.*, 2010) y El Médano, en el S de Tenerife. En estos casos, la deriva litoral transporta las arenas hasta que lo impide algún obstáculo, que suele ser, por lo general, un cono volcánico que avanza en el mar. A partir de ese momento, se originan depósitos eólicos cuyas partículas transporta el viento hasta alcanzar el flanco opuesto de ese obstáculo, donde de nuevo quedan a expensas de la dinámica marina.

Varios de los sistemas eólicos insulares han conocido y conocen cambios en su dinámica sedimentaria. Los impactos más severos son debidos al desequilibrio entre el uso y el abuso del medio costero por actividades turísticas y portuarias. En este sentido, el desarrollo urbano comporta, a veces, cambios tan drásticos como es la extinción de todo un campo de dunas. Ejemplo de ello es lo ocurrido en el existente hasta la década de 1960 en el istmo de Guanarteme, que une el conjunto volcánico de La Isleta a la ciudad de Las Palmas de Gran Canaria (Fig. 4). El levantamiento en el mismo de un "murallón" de edificaciones implicó el cese de los procesos eólicos y, por tanto, del aporte de arenas desde la playa de Las Canteras. Se asiste, desde entonces, a una progresiva colmatación de esta playa, que cada vez es más amplia debido a la progresiva acumulación de sedimentos en el *foreshore.* Por el contrario, el campo de dunas desapareció completamente bajo la ciudad (Alonso *et al.*, 2000).

3. Paleoformas dunares insulares

La existencia de paleoformas dunares es un hecho que ha quedado eclipsado por otros aspectos más relevantes de la Geología y Geomorfología de las islas, como es el caso de las manifestaciones volcánicas. Sin embargo, sus aspectos geológicos, geomorfológicos y paleoambientales hacen de ellas objeto de interés.

3.1. Rasgos generales

Existen restos de paleoformas dunares en todas las islas a excepción de El Hierro, aunque abundan más en las islas orientales que en las occidentales. Esta

Figura 4. El campo de dunas de Guanarteme en 1900 estaba formado por enormes dunas que atravesaban el istmo "de mar a mar" (A). En 1962 ya está totalmente rodeado por la ciudad (B), y en la actualidad ha desaparecido por completo (C).

situación replica lo que se observa con los sistemas eólicos actuales, de lo que se deduce que los factores que condicionan la formación de sistemas dunares costeros son los mismos hoy que en el pasado. El relieve submarino bien surtido de arenas, el relieve subaéreo y el régimen de vientos dominantes han tenido y tienen un papel determinante en la génesis de estas formas de relieve.

El papel del relieve submarino parece determinante. La existencia de plataformas continentales de relativa amplitud (a escala de las islas) propicia la aparición de áreas con intensa sedimentación biogénica que, en momentos de regresión marina, suponen la presencia de amplias zonas de suave topografía recubiertas por masas de arena, susceptibles de ser eolizadas invadiendo los relieves insulares y generando amplios depósitos eólicos.

Esta misma fuente de áridos explica un rasgo mineralógico común a la mayoría de las paleoformas: su carácter bioclástico. Un alto contenido en carbonatos constituye la característica esencial de casi todas ellas, con valores que en

ocasiones alcanza en torno al 90% y con porcentajes variables de granos volcánicos; los análisis mineralógicos (DRX) muestran la presencia de calcita, aragonito y calcita magnésica que se mezclan con augita y magnetita. Así las paleoformas muestran tonalidades claras que permiten identificarlas con suma facilidad. Sin embargo, las islas occidentales tienen ciertas especificidades, como que en la mayor parte de las paleoformas la mayoría de los granos son de origen volcánico y los carbonatos rara vez superan el 15%, lo que le da a las formaciones un marcado tono oscuro que las hace más difíciles de distinguir en el terreno.

Los relieves insulares tienen también una marcada influencia en el desarrollo de las paleoformas dunares. Los suaves relieves litorales de las islas orientales han permitido el avance de las arenas eolizadas tierra adentro, formando amplios campos dunares reconocibles en el paisaje o visibles en los cortes naturales producidos por la erosión torrencial. Todas las evidencias apuntan a una marcada influencia de las formaciones dunares de naturaleza bioclástica en la génesis de calcretas (Meco et *al.*, 2008); el examen al microscopio de láminas delgadas de éstas ha mostrado esqueletos de foraminíferos (Torres, 1995), lo que sería indicativo de que la alimentación en carbonatos de estas costras (a relativa distancia de la costa) es en buena medida resultado de la disolución y precipitación de estos carbonatos de origen marino.

En las islas occidentales, el carácter rocoso y acantilado de las costas impide un desarrollo notable de las formaciones dunares; éstas, cuando existen, se restringen a algunas localizaciones favorables, normalmente bajo la forma de dunas rampantes (*climbing-dunes*), casi siempre imbricadas con depósitos sedimentarios gravitacionales o torrenciales.

3.2. El problema de las dataciones

Como en otros aspectos del estudio del Cuaternario, uno de los problemas más importantes con los que se tropieza a la hora de establecer una cronoestratigrafía precisa es, sin duda, la dificultad de datación de las paleoformas dunares. No siempre resulta posible establecer su edad absoluta. En Canarias se han podido datar algunas utilizando diferentes métodos al uso.

Así, se han podido obtener edades de ^{14}C en Gran Canaria y Fuerteventura (Criado, 1990; Criado & Hansen, 1994; Criado et *al.*, 1998; Criado et *al*, 2004), con la limitación de que el método sólo es útil cuando existen restos orgánicos (normalmente conchas de gasterópodos terrestres) y cuando las dunas tienen una antigüedad de menos de 40 ka. La racemización de aminoácidos ha sido aplicada por Ortiz et *al.* (2006) y Mangas et *al.* (2008) en varios conjuntos de las islas orientales. Algunas veces la imposibilidad de datar los restos hace ne-

cesario acudir a la confección de una cronoestratigráfia basándonos en las edades de las formaciones volcánicas que sirven de muro y techo; éstas son datables por criterios de polaridad paleomagnética ó con más exactitud por Ar/K. Este método ha permitido precisar la formación de algunas de estas paleoformas en Fuerteventura (Criado *et al*., 2004). Por último se han hecho algunos intentos con TL (Petit-Maire *et al.,* 1987) y OSL (Bouad & Lamothe, 1997), pero, por desgracia, se trata de experiencias aisladas y los resultados aún no pueden considerarse concluyentes.

3.3. Los paleosuelos intercalados

Una interpretación, a nuestro juicio errónea, es la que se da a los horizontes de coloración marrón clara y relativa riqueza en fracción menor de 63 µm, siendo múltiples las publicaciones que clasifican estas capas como *paleosuelos*. Los análisis mineralógicos realizados descansan básicamente en el estudio de la fracción arcilla y en ella aparece, de forma predominante, illita y caolinita y, en menor medida, esmectita. Ello lleva a plantear un origen alóctono de las dos primeras, transportadas eólicamente desde la vecina África Occidental. No obstante, si atendemos a la mineralogía de las fracciones limosas, resulta que hay una marcada presencia de cuarzo de indudable procedencia sahariana. Estamos, por tanto, ante capas donde se mezclan las arenas carbonatadas de origen local y los minerales alóctonos africanos (cuarzo, illitas y caolinitas).

En otras ocasiones la presencia de esta materia fina alóctona se sugiere como resultado de una prevalencia de los vientos saharianos en fases de clima marcadamente árido. Pero ¿es posible pensar que el archipiélago haya tenido climas más áridos que los que hoy afectan a los sectores costeros de las islas más orientales? Hay que tener en cuenta la actual escasez de precipitaciones (~ 100 mm/año) y la fuerte variabilidad interanual (CV= 55,1%; Dorta, 2005), para que sea difícil admitir que la aridez durante el Pleistoceno haya sido mayor que la actual. Además, estas capas ricas en cuarzo en la fracción limosa siempre están acompañadas por abundantes conchas de gasterópodos pulmonados, nidos de himenópteros y en ocasiones raíces calcretizadas, que señalan la presencia de una biomasa vegetal, de mayor entidad que la actual, sobre la que vivirían dichos invertebrados (Fig. 5). En nuestra opinión tales niveles se han producido en forma de *lluvias de sangre* (*blood rains*), las cuales se producen cuando borrascas muy profundas que viniendo del Atlántico Norte pasan al sur de Canarias y, penetrando en Mauritania y Sáhara Occidental, producen un flujo masivo de polvo (*dust*) que es decantado por intensas lluvias (Criado & Hansen, 2000; Criado & Dorta, 2003).

De esta forma, la presencia de estos niveles de polvo o *paleosuelos* supone, en nuestra opinión, fases de inactividad de los complejos dunares, con un recubrimiento vegetal que dificultaría el tránsito de las arenas. Por el contrario, las capas de arena casi pura, mostrando a veces estructuras sedimentarias características de las formaciones de origen eólico (*cross-bedding*), manifestarían una marcada funcionalidad de los procesos eólicos tal y como ocurre aún hoy en amplias áreas de las Canarias orientales.

Figura 5. Detalle de uno de estos niveles, mal llamados “paleosuelos”. Obsérvese la coloración ocre y la gran abundancia en caparazones de gasterópodos y nidos de himenópteros.

3.4. El problema de los paleovientos

Otro problema referido a las paleoformas dunares es la posible existencia de paleovientos dominantes soplando en una dirección diferente a la de los vientos actuales. El resultado ha sido la construcción de modelos de circulación atmosférica en el Pleistoceno que con toda probabilidad nunca han existido (Rognon & Coudé-Gaussen, 1987, 1992).

Todos los antiguos campos dunares se localizan en áreas afectadas por el soplo de los alisios (Fig. 1). Incluso aquellos que aparecen hoy a sotavento en

realidad son efecto de los alisios que, tras haberse visto condicionados por la topografía local, han modificado su dirección original (esto podría explicar los paleovientos del cuarto cuadrante observados en Tufia por Alonso-Zarza *et al.* 2008). En muchos sectores coexisten las paleoformas dunares (de amplio desarrollo, al haberse elaborado durante estadios marinos regresivos) con formas actuales (El Jable, Corralejo, Jandía, El Médano, etc.). En otros, la inexistencia de procesos eólicos activos, derivada de la presencia de costas rocosas, ha llevado a suponer la existencia de paleovientos de diferente dirección a la del alisio dominante. Sin embargo, la posición de las paleodunas guarda estrecha relación con la existencia de paleovientos del primer cuadrante, en un contexto geomorfológico caracterizado por amplias plataformas litorales emergidas y bien surtidas de arenas bioclásticas.

3.5. Los conjuntos a nivel insular

Como se indicó al comienzo de este apartado las paleoformas dunares están ausentes de las dos islas más occidentales (La Palma y el Hierro) y escasamente representadas en La Gomera y Tenerife.

3.5.1. Archipiélago Chinijo

El conjunto denominado Archipiélago Chinijo, localizado en el extremo nororiental del archipiélago canario, aparecen paleoformas dunares en las islas de Montaña Clara, Alegranza y La Graciosa (De la Nuez *et al.*, 1997; Ortiz *et al.*, 2006). Se trata de potentes acumulaciones, incididas por la erosión torrencial, formadas por la acumulación eólica de arenas bioclásticas. La presencia de intercalaciones de *paleosuelos* (sic) ha permitido obtener fechas que van desde los 38 ka a los 11 ka BP (Ortiz *et al.,* 2006).

3.5.2. Lanzarote

En Lanzarote las paleoformas dunares se localizan en áreas de evidente afección por los alisios. El extenso campo dunar del Jable, con una dinámica actual claramente residual, muestra evidencias de un mayor desarrollo y grado de actividad en el pasado. Así, en canteras de *lapilli* es posible observar cómo éstos fosilizan importantes masas de arena bioclástica. En otros puntos de la periferia del Jable se observan capas de arena eólica recubriendo formaciones coluviales que incluyen cerámica aborigen (Criado & Atoche, 2004). Todo ello nos indica una gran amplitud del área activa durante el Pleistoceno y un incremento relativo en fechas próximas, como máximo posteriores al siglo XV. La cantera de

Mala es otro punto de interés, ya que la actividad extractiva de áridos ha dejado al descubierto un profundo corte en que se reconocen los citados *paleosuelos*, con un rango de edades de entre 40 ka a 29 ka BP (Ortiz *et al.*, 2006).

3.5.3. Fuerteventura

Fuerteventura es una isla que, tanto por su geomorfología litoral como por su clima, es proclive al desarrollo de formaciones dunares. Su parte norte está dominada por paleoformas dunares y formas volcánicas (Plio-Pleistoceno). Existe una bella imbricación de formas eólicas y volcánicas (Fig. 6). En Corralejo, las paleodunas se apoyan sobre el flanco norte de Montaña Roja (~ 1,7 Ma) y desbordan hacia el interior, generando un gran campo dunar cuyos restos se reconocen en el área denominada El Jablito. La erupción de Montaña Pajarita provoca la fosilización de parte de este jable y el avance hacia el Norte de la línea de costa hace unos 400 ka (Coello *et al.,* 1992; Criado *et al.,* 2004). A ello se añadirá más tarde la erupción de Los Apartaderos (173 ka, Criado *et al.,* 2004). En la parte próxima a Corralejo hemos obtenido dos dataciones de ^{14}C sobre conchas de caracoles terrestres (16,9 ka y 14,8 ka)**.** Hacia el Oeste un extenso campo de dunas que iba desde Montaña Roja hasta las proximidades de El Cotillo quedará aislado del mar tras la enorme erupción de Bayuyo acaecida hace 134 ka (Meco *et al.*, 2002) y abarcando una superficie de 110 km^2 (Cendrero, 1966). Esta interrupción explica la inactividad de todo el conjunto del Barranco de Los Enamorados y de la zona de la Costilla; en la primera localidad Rognon & Coude-Gauseen (1987) encuentran *paleosuelos* fechados en 3 ka, mientras que en la Costilla (o Rosa Negra) los resultados de las dataciones de OSL y ^{14}C son contradictorios, ya que las primeras nos sitúan en periodos anteriores a 300 ka (Bouab & Lamothe, 1997) y las de ^{14}C en momentos posteriores a 35 ka (Petit-Maire *et al.,* 1987). Por nuestra parte, el último nivel rico en limos y gasterópodos, descansando sobre un depósito de abanico aluvial, lo hemos datado por ^{14}C en 26 ka (Criado, 1991). Estas diferencias obligan a efectuar nuevos estudios de campo y laboratorio.

Hacia el Sur, en Pozo Negro, un antiguo campo dunar, con edades que oscilan entre 10-15 ka (TL) o en 26 ka por ^{14}C (Petit-Maire *et al.*, 1987), está fosilizado por las coladas basálticas pleistocenas de Malpaís Grande.

La costa de barlovento es más rica en paleoformas dunares, si bien a excepción del Jable de Vigocho y áreas próximas a Los Molinos, aparecen casi siempre imbricadas con abanicos aluviales. La cronología es aún poco precisa pero todo apunta a un abanico de edades que abarca desde el Plioceno Superior al Pleistoceno Superior.

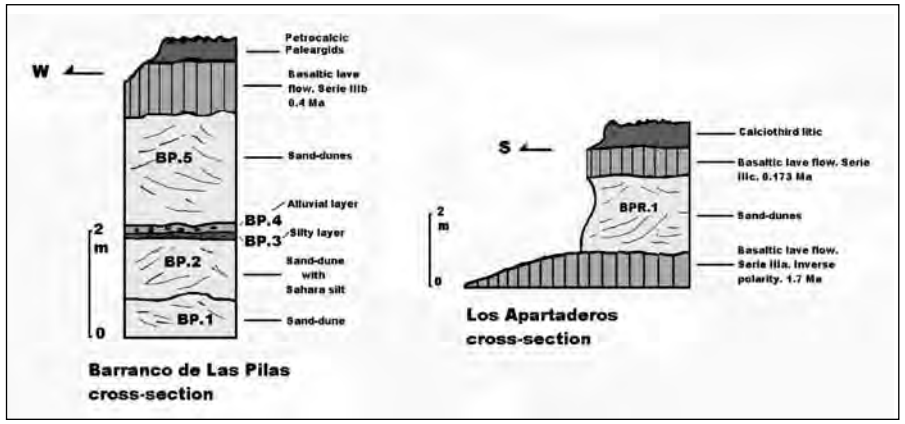


Figura 6. Columnas de los barrancos de Las Pilas y Los Apartaderos, Corralejo, donde se aprecia la imbricación de procesos eólicos y volcánicos. (Tomado de Criado *et al.*, 2004).

El área de Jandía es rica en paleoformas dunares. Todo el conjunto del istmo de la Pared no es otra cosa que una importante acumulación de eolianitas que casi llegan a enmascarar el sustrato volcánico mioceno subyacente. La amplitud de la paleoforma denota su carácter poligénico**.** Trabajos previos han datado dos niveles con fauna de gasterópodos y nidos calcretizados de himenópteros en 13,8 ka y 9,8 ka (Rognon *et al.,* 1989; Petit-Maire *et al.,* 1987). Hay otras paleoformas, ya dentro de lo que es la península; así, aparecen restos de dunas rampantes adosados al pie de los paleoacantilados. En la vertiente norte, hacia Cofete, abunda este tipo de dunas, imbricadas con formaciones de ladera y torrenciales de edad aún por determinar.

3.5.4. Gran Canaria

En Gran Canaria, las paleoformas son abundantes en la costa oriental, abierta al alisio y con una geomorfología submarina con amplias plataformas continentales. En la propia ciudad hay citas de antiguas dunas, con funcionalidad hasta hace pocas décadas. También es posible reconocer paleoformas dunares en Bañaderos (Arucas). Más al Sur, en la desembocadura del barranco de Jinamar, era posible observar un conjunto de dunas organógenas descansando bajo una serie aluvial de edad Holocena; el techo de la duna lo constituía una capa rica en limos saharianos y con abundante fauna datada por ^{14}C en 9,3 ka (Criado y Hansen, 1994). Más al Sur, en Tufia, el amplio jable que separaba la pequeña península del resto de la isla era también poligénico; la capa superior era claramente posterior a 30 ka (Criado & Hansen, 2000), lo que confirma las edades

obtenidas por Mangas *et al.* (2008) mediante racemización de aminoácidos (entre 31.2±6.2 y 39±8.8 ka).

En Gando hay grandes paleodunas aún por estudiar, mientras que en Arinaga éstas prácticamente han desaparecido como consecuencia de la actividad extractiva. El último conjunto destacable es la denominada Punta de Las Arenas, localizada entre Agaete y la Aldea de San Nicolás. Se trata de un conjunto de dunas rampantes poligénicas, intercaladas con depósitos de abanicos aluviales. El origen de esta anomalía en una costa marcadamente rocosa y acantilada (con los mayores acantilados del archipiélago canario) hay que buscarlo en un proceso de *debris-avalanche* que movilizó 0,7 km^3 de material rocoso y creó un área llana sobre la que se asentaron las arenas movilizadas desde una plataforma amplia en momentos de regresión marina. La única fecha obtenida en la zona nos sitúa en un momento anterior a 40 ka (Criado *et al.,* 1998).

3.5.5. Tenerife

En Tenerife, las paleoformas están poco representadas. En Anaga (Taganana, Antequera, Igueste y San Andrés) es posible reconocer pequeñas dunas rampantes, de arena esencialmente volcánica, e intercaladas entre formaciones de ladera; no se dispone de fechas y no hay criterios cronoestratigráficos fiables. En la costa norte (Tejina y Bajamar), hay paleodunas organógenas fosilizadas por coladas basálticas Pleistocenas (polaridad positiva Brunhes, < 0,78 Ma), lo que abre la posibilidad de fecharlas por Ar/K; son muy ricas en carbonatos (entre 40 y 70%) y de gran interés paleontológico (Criado & Yanes, 1990).

En el Sur hay retazos de paleoformas dunares en la playa del Socorro (Güimar), Montaña Escachada, el flanco oriental de Montaña Roja (El Médano) y Montaña Amarilla (Yanes, 1991). Ricas en arena biogénica, nos evidencian una formación en fases de regresión marina, con un aporte masivo de restos orgánicos marinos desde una plataforma emergida y con un paleoviento de dirección similar al alisio actual, pero alcanzando quizás mayores velocidades.

Mención especial merecen las dunas que se localizan en Las Cañadas del Teide, por encima de los 2.000 m de altitud. Aquí los factores climáticos han favorecido la génesis de pequeñas dunas rampantes resultado de la eolización de arenas de origen volcánico transportada a los fondos de depresiones endorreicas por acciones torrenciales (Criado et *al.*, 2009).

3.5.6. La Gomera

En La Gomera la única paleoforma dunar reconocible se encuentra en la localidad de Punta Llana (Arozena & Yanes, 1987); ésta aparece imbricada con

formaciones derivadas de procesos torrenciales y de vertiente; por el momento no se dispone de edades absolutas ni datos sedimentológicos.

4. Conclusiones

Las paleoformas dunares están presentes en la mayor parte de las áreas litorales del archipiélago canario con una mayor relevancia en las islas orientales y Gran Canaria. Existen múltiples trabajos parciales, pero por desgracia aún se carece de una auténtica sistematización de estas paleoformas, enfocada tanto desde un punto de vista geomorfológico como cronoestratigráfico, sedimentológico y paleoclimático. No obstante hay estudios de carácter paleontológico, publicados y en realización, que empiezan a aportar datos relevantes en estos campos.

Sería deseable abordar en un amplio estudio la totalidad de las paleoformas de las islas, utilizando una metodología homogénea, tanto en lo que se refiere a la cartografía de las paleoformas, como a su análisis sedimentológico y su estudio cronológico.

Referencias

Alonso, I., Vilas, F. & Alcántara-Carrió, J. (2000). Importancia de la escala temporal en estudios de dinámica litoral. En: *Geomorfología litoral. Procesos activos* (De Andrés, J.R. & Gracia, F.J. eds.). ITGE, SEG y UCA, Cádiz, 31 – 43.

Alonso-Zarza, A.M., Genise, J.F., Cabrera, M.C., Mangas, J., Martín-Pérez, A.; Valdeolmillos, A. & Dorado-Valiño, M. (2008). Megarhizoliths in Pleistocene aeolian deposits from Gran Canaria (Spain): Ichnological and palaeoenvironmental significance, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 265 (1-2), 39 – 51.

Arozena, M.E. & Yanes, A. (1987). Aproximación a la evolución morfoclimática de Puntallana (La Gomera). *Revista de Geografía de Canarias***,** 2, 9 – 28.

Bouab, N. & lamothe, M. (1997). Geochronological framework for the Quaternary Paleoclimatic record of the Rosa Negra section (Fuerteventura-Canary Islands, Spain). En: *Climates of the Past* (Meco, J. & Petit-Maire, N., eds.). Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 37 – 42.

Carracedo, J.C., Day, S.J., Guillou, H., Rodríguez, E., Canas, J.A. & Pérez, F. (1998). Origen y evolución del volcanismo de las Islas Canarias. En: VV.AA. *Ciencia y cultura en Canarias.* Ed. Museo de La Ciencia y El Cosmos y Cabildo de Tenerife, Santa Cruz de Tenerife, 73 – 83.

Cendrero, A. (1966). Los volcanes recientes de Fuerteventura. *Estudios Geológicos***,** 22, 201 – 226.

Coello, J., Cantagrel, J.M., Hernán, F., Fúster, J.M., Ibarrola, E., Ancochea, E., Casquet, C., Jamond, C., Díaz de Terán, J.R. & Cendrero, A. (1992). Evolution of Eastern Volcanic Ridge of the Canary Islands based on new K-Ar data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53*,* 251 – 274.

Criado, C. (1990). Dinámica de dunas, paleosuelos y torrencialidad en el Pleistoceno reciente y Holoceno de Fuerteventura (Islas Canarias). En: *I Reunión Nacional de Geomorfología.* (Gutiérrez, M., Peña J.L. & Lozano, M.V., eds), SEG e Instituto de Estudios Turolenses, Teruel. 245 – 254.

Criado, C. (1991). *La evolución del relieve de Fuerteventura.* Cabildo Insular de Fuerteventura. 317 pp. + mapas.

Criado, C. & Atoche, P. (2004). ¿Influyó la ganadería de los Mahos en el deterioro medioambiental de Lanzarote? *Tenique,* 6, 137 – 158.

Criado, C. & Dorta, P. (2003). An unusual “blood rain” over the Canary Islands.The Storm of January 1999. *Journal of Arid Environments,* 55, 765 – 783.

Criado, C. & Hansen, A. (1994): Morfogénesis litoral, torrencial y volcánica durante el Pleistoceno final y Holoceno en Jinamar (Gran Canaria). En: *Geomorfología en España,* (Gómez, A., García, J.M. & Arnáez, J.,eds) tomo I, SEG-CSIC-IER-UR. La Rioja, 369 – 390.

Criado, C. & Hansen, A. (2000). Depósitos dunares y periodos de estabilización en las Canarias Orientales durante los últimos 30.000 años. *X Reunión Nacional de Geomorfología*, Libro de Resúmenes, SEG. Madrid, p. 76.

Criado, C. & Yanes, A. (1990). Paleodunas organógenas de la costa NE de Tenerife (Islas Canarias). *I Reunión Nacional de Geomorfología.* (Gutiérrez ,M., Peña J.L. & Lozano, M.V., eds), SEG e Instituto de Estudios Turolenses. Teruel. SEG, 329 – 340.

Criado, C., Hansen, A. & Martín, A. (1998). Imbricación de procesos de vertiente, torrenciales y eólicos en el oste de Gran Canaria: la génesis de la Punta de las Arenas. En: *Investigaciones recientes de la geomorfología española* (Gómez, A. & Salvador, F., eds.). SEG y Universitat de Barcelona, 357 – 366.

Criado, C., Guillou, H., Hansen, A., Lillo, P., Torres, J.M. & Naranjo, A. (2004). Geomorphological evolution of parque natural dunas de Corralejo (Fuerteventura, Canary Islands). En: *Contribuciones recientes sobre geomorfología* (Benito, G. & Díez Herrero, A., eds.). SEG y CSIC. Toledo, 291-297.

Criado, C., Machado, C. & Afonso, J. (2009). Geomorfología eólica en el Parque Nacional del Teide Tenerife. En: *Homenaje al Dr. Wolfredo Wildpret* (Beltrán, E., Afonso-Carrillo, J., García, A., & Rodríguez, O., eds.). Instituto de Estudios Canarios. La Laguna, 685 – 705.

Criado C., Guillou, H., Hansen, A., Hansen, C., Lillo, P. Torres, J.M., Bethencourt, J.F. & Naranjo, A. (2010). Mapa Geomorfológico del Parque Natural de las

Dunas de Corralejo (Fuerteventura). *XIII Jornadas de Estudio sobre Lanzarote y Fuerteventura,* tomo 2, 397 – 427.

De La Nuez, J., Quesada, M.L. & Alonso, J.J. (1997). *Los Volcanes de los Islotes al Norte de Lanzarote*. Fundación César Manrique. Arrecife, 223 pp. + 2 mapas.

Dorta, P. (2005). El Clima. En: *Patrimonio Natural de Fuerteventura*. Cabildo de Fuerteventura, Gobierno de Canarias y CCCP, 81 – 90.

Mangas, J., Menéndez, I., Ortiz, J.E. & Torres, T. (2008). Eolianitas costeras del Pleistoceno Superior en el "Sitio de Interés Científico de Tufia" (Gran Canaria): sedimentología, petrografía y aminocronología. *Geotemas*, 10, 1405 – 1408.

Meco, J., Guillou, H., Carracedo, J.C., Lomoschitz, A., Ramos, A.J. & Rodríguez-Yanes, J.J. (2002). The maximun warmings of the Pleistocene world climate recorded in the Canary Islands. *Palaeogeography, Paleoclimatology and Palaeocology,* 185, 197 – 210.

Meco, J., Betancort, J.F., Ballester, J., Fontugne, M., Guillou, H., Scaillet, S., Lomoschitz, A., Cilleros, A., Carracedo, J.C., Petit-Maire, N., González, A.J., Perera, M. A., Soler-Onís, E., Montesinos, M. & Meco, J. M. (2008). *Historia geológica del clima en Canarias.* Joaquín Meco (editor), Las Palmas de Gran Canaria, 296 pp (pdf).

Ortiz, J.E., Torres, E., Yanes, Y., Castillo, C., De La Nuez, J., Ibáñez, M. & Alonso, M.R. (2006). Climatic cycles inferred from the aminostratigraphy and aminochronology of Quaternaire dunes and palaeosols from the eastern island of the Canary Archipelago. *Journal of Quaternary Science*, 21 (3), 287 – 306.

Pérez-Chacón, E., Hernández, L., & Yanes, A. (2008). L'impact des aménagements sur les Iles Canaries. En: *Les littoraux volcaniques: une approche environnementale* (Etienne, S. & Paris, R., eds.). Presses Universitaires Blaise-Pascal, Coll. Volcaniques, Clermont-Ferrand, 173 – 191.

Petit-Maire, N., Rosso, J.C., Delibrias, G., Meco, J., & Pomel, R.S. (1987). Paleoclimats de l'île de Fuerteventura (archipel canarien). *Palaeocology of Africa,*18, 351 – 356.

Rognon, P. & Coudé-Gaussen, G. (1987). Reconstitution paléoclimatique à partir des sédiments du Pleistocene supérieur et de l´Holocène du nord de Fuerteventura. *Zeitscrift für Geomorphologie N.F.* 31 (1), 1 – 19.

Rognon, P. & Coudé-Gaussen, G. (1992). Reconstitution des circulations atmosphériques du Pléistocene terminal et de l'Holocene au large de l'Afrique entre 15º et 35º N. *Palaeocology of Africa*, 23, 1 – 25.

Rognon, P., Coudé-Gaussen, G., Le Coustumer, M.N., Balouet, J.C. & Occhietti, S. (1989). Le massif dunaire de Jandia (Fuerteventura, Canaries): Ëvolution des paléoenvironements de 20000 BP à l'actuel. *Bulletin de l'Assocation française pour l'étude du Quaternaire* 1, 31 – 37.

Torres J.M. (1995). *El suelo como recurso natural: Procesos de degradación y su incidencia en la desertificación de la isla de Fuerteventura*. Tesis doctoral. Departamento de Edafología y Geología de la Universidad de La Laguna, 560 pp.

Yanes, A. (1991). *Morfología litoral de las Islas Canarias Occidentales*. Secretariado de Publicaciones de la Universidad de La Laguna, 208 pp.

19. Los grandes campos de dunas actuales de Canarias

I. Alonso[1], L. Hernández[2], J. Alcántara-Carrió[3], L. Cabrera[1] y A. Yanes[4]

1. Introducción

Las formaciones eólicas de mayor envergadura de Canarias se localizan en las islas orientales. Gran Canaria contaba hasta hace unas décadas con dos campos de dunas móviles: Maspalomas y Guanarteme, situados en el sur y nordeste de la isla respectivamente. El primero de ellos es un campo de dunas funcional, a pesar de estar sometido a importantes cambios que afectan sustancialmente a su propia existencia, como se verá en el apartado correspondiente. Por el contrario, el campo de dunas de Guanarteme ha desaparecido por completo como consecuencia de la construcción de la ciudad de Las Palmas de Gran Canaria.

Fuerteventura cuenta con dos campos de dunas: Jandía y Corralejo. El primero de ellos se localiza en el istmo de Jandía, en la costa meridional de la isla. Es un área que enlaza los macizos de Betancuria y Jandía, con los que limita por el NE y SW respectivamente. En su mayor parte se trata de un sistema eólico fósil sobre el que se identifica una cierta dinámica eólica actual, si bien de carácter residual. Corralejo, por el contrario, es un campo de dunas móviles que se extiende en el extremo nordeste de la isla (Fig. 1).

Lanzarote también cuenta con un sistema eólico denominado El Jable. Se trata de un corredor de arenas que, impulsadas por los vientos alisios, atravesaban la isla de Norte a Sur. Hoy día este corredor ya no es funcional, salvo en el extremo NE, donde aún quedan algunas morfologías dunares.

El interés paisajístico, geológico y geomorfológico de estas formaciones es patente, como lo demuestra el hecho de que todos estos espacios (excepto ló-

1. Departamento de Física, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, *ialonso@dfis.ulpgc.es*, *lcabrera@becarios.ulpgc.es*

2. Departamento de Geografía, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, *lhernandez@dgeo.ulpgc.es*

3. Facultad Ciencias Experimentales, Universidad Católica de Valencia, *javier.alcantara@ucv.es*

4. Departamento de Geografía, Universidad de La Laguna, *ayanes@ull.es*

gicamente el de Guanarteme) están íntegra o parcialmente protegidos por la legislación territorial. Así, la Ley 12/1987, de 19 de junio, de Declaración de Espacios Naturales de Canarias, declaró las Dunas de Maspalomas como Paraje Natural de Interés Nacional, mientras que Corralejo, Jandía y Famara (extremo NE de El Jable) fueron declarados Parques Naturales en el ámbito de la Comunidad Autónoma Canaria. Esta Ley fue derogada por la Ley 12/1994, de 19 de diciembre, de Espacios Naturales de Canarias, la cual establece para Maspalomas la categoría de Reserva Natural Especial, mientras que Corralejo, Jandía y el norte de El Jable han mantenido la categoría de Parque Natural. Todos estos espacios son considerados, además, áreas de sensibilidad ecológica.

Por otra parte, la Decisión de la Comisión de 28 de diciembre de 2001 (DOCE 9/1/2002) por la que se aprueba la lista de Lugares de Importancia Comunitaria de la región macaronésica, integra los cuatro enclaves mencionados en la citada lista con las siguientes denominaciones: ES7010007, ES7010032, ES7010033 y ES7010045 para Maspalomas, Corralejo, Jandía y Archipiélago Chinito (integrando este último la zona norte de El Jable), respectivamente. La reciente actualización de la citada lista (Decisión de la Comisión de 25 de enero de 2008, DOCE 5/2/2008) mantiene estos cuatro enclaves.

Figura 1. Localización de los cuatro grandes sistemas eólicos actuales de Canarias en Gran Canaria (A), Fuerteventura (B) y Lanzarote (C). (Imágenes base tomadas de https://mapa.grafcan.es).

2. El campo de dunas de Maspalomas (Gran Canaria)

Maspalomas es el único campo de dunas móviles activo de Gran Canaria. Se ubica en el sur de la isla, en un ambiente cálido, seco y con un alto porcentaje de días soleados, como corresponde a un territorio a sotavento del mar de nubes del alisio. Ocupa una superficie de unos 3.5 km^2, colonizada por una vegetación fundamentalmente xerófila, halófila y psammófila. El campo de dunas se asienta en la desembocadura del barranco de La Data-Fataga (o de Maspalomas en su tramo final), que constituye su borde occidental; el oriental y meridional están

integrados por una playa de 6 km de desarrollo continuo. No obstante, en su sector de exposición sur la misma es conocida como Playa de Maspalomas y en el oriental como Playa del Inglés, mientras el espacio que media entre ambas se denomina Punta de La Bajeta. Por último, el área dunar se extiende hacia el interior hasta contactar con las urbanizaciones de El Inglés y Campo Internacional, que son el límite septentrional de esta formación (Fig. 2).

2.1. Caracterización geomorfológica

Maspalomas es un sistema muy complejo en razón de la confluencia de una gran variedad de medios, desde marino y eólico a lacustre y, ocasionalmente, fluvial. Desde un punto de vista geomorfológico, esa complejidad deriva de la presencia de terrazas y depósitos aluviales, laguna litoral, estructuras sedimentarias del campo de dunas y playas actuales y depósitos marinos fósiles.

Entre las geoformas señaladas sobresalen, en primera instancia, las plataformas sedimentarias que circundan dicho sistema. Una primera se sitúa en su flanco oeste y corresponde a un *fan-delta* recubierto en parte por sus arenas. De edad holocena, su origen remite a la actividad de la red de drenaje del barranco de La Data-Fataga, que evacua las aguas de una de las mayores cuencas hídrica de Gran Canaria. A este cono aluvial se asocia una laguna litoral permanente. La Charca o El Charco, como así se designa, se distingue en especial por su interés biótico, pues es lugar de refugio de distintas especies de aves, debido a la presencia de vegetación hidrófila en su entorno. A la terraza considerada se suman, por el Norte, otras dos pleistocenas dispuestas a 4-6 y más de 20 metros sobre el cero marino, según se trate de la Terraza Baja o de la Terraza Alta (Terraza del Inglés), respectivamente. Esta última destaca sobremanera por sus dimensiones y por el hecho de que su sector meridional se adentra en el campo de dunas en forma de cuña. Hasta 1965 la práctica ausencia de actividad turística en los alrededores del campo de dunas permitía que las arenas remontaran el obstáculo que supone la Terraza Alta, garantizando el necesario aporte sedimentario hacia el interior del sistema. Con independencia de su emplazamiento y cronología, las tres terrazas están integradas por sedimentos aluviales, cuya fracción gruesa está constituida principalmente por fragmentos de rocas volcánicas diferenciadas. Fruto de manifestaciones mio-pliocenas, su área fuente se sitúa aguas arriba de la cuenca hídrica de Fataga (Hernández & Mangas, 2004).

Por lo que respecta al campo de dunas actual, su origen se encuentra en un evento puntual acaecido hace unos 200 años (entre 1785 y 1838), que supuso la llegada masiva de un considerable volumen de arenas (MMA, 2008). Desde ese momento este complejo ha estado sometido a un constante proceso de pérdida

natural de sedimentos, que la acción humana ha acelerando. Las geoformas sedimentarias dominantes son dunas barjanas y cordones transversales (Martínez *et al.*, 1986). Las primeras se localizan en las proximidades del litoral, surgiendo a partir de dunas embrionarias por retención de arena a sotavento de la vegetación. Los segundos lo hacen en el interior de la franja costera, por acumulación de arenas a más de un centenar de metros de distancia del *backshore*. Con alturas entre 6 y 12 metros, su existencia denota un importante volumen sedimentario en tránsito, aunque en claro retroceso. De ahí que muchas dunas experimenten en la actualidad una disminución de su altura, al tiempo que el conjunto de estos cordones adquiere rasgos barjanoides y, en algunos enclaves, patrón en *aklé* (Hernández, 2006). Se constata, además, un incremento del número y dimensión de los espacios interdunares existentes entre ellos.

Figura 2. Vista general del campo de dunas de Maspalomas.

En cualquier caso, el origen eólico de estas geoformas es indudable, como evidencia la granulometría de sus arenas. En efecto, éstas son finas, moderadamente bien clasificadas y simétricas, aunque con leve tendencia a asimetrías negativas; a ello se une su distribución unimodal. La naturaleza del 60% de las mismas es, por término medio, carbonatada, correspondiendo su mayor parte a mallas de algas coralináceas (75%), mientras que el resto a moluscos (24%) y

foraminíferos y briozoos (1%). Los componentes terrígenos se reparten entre un 27% de fragmentos de rocas sálicas y un 8% de básicas, además de minerales ferromagnesianos (33%), leucocratos (11%) y vidrio volcánico y minerales opacos (21%) (MMA, 2008).

El medio marino se hace presente en el interior del campo de dunas a través no sólo del encharcamiento periódico de los espacios interdunares, con ocasión de temporales del SW, sino también de la existencia de depósitos fósiles. Se trata de cordones de cantos, en su mayoría fonolíticos, que afloran en los espacios interdunares de la mitad sureste de dicho campo. Se corresponden con paleobarras indicativas de niveles marinos holocenos (Fig. 3A). También en la playa de Maspalomas aparecen depósitos sedimentarios marinos, en los que la presencia de fósiles de *Strombus bubonius* ha permitido datar este nivel en el Último Interglaciar (Meco *et al.*, 2006; figura 3B).

2.2. Dinámica sedimentaria

Las relaciones entre el viento, el oleaje, las plataformas sedimentarias, el barranco y las propias arenas de las dunas, así como sus variaciones espacio-temporales, están en el origen de diversos procesos recientes y actuales en los que reside el peculiar funcionamientote este sistema.

La actividad del viento es determinante en la dinámica sedimentaria de Maspalomas. Por su situación geográfica al sur de Gran Canaria, los alisios, flujos del NNE dominantes durante la mayor parte del año, han de rodear la isla para acceder al campo de dunas. Como consecuencia de ello, presentan un rumbo ENE y otro W, componentes opuestas aunque equilibradas en cuanto a su dominio porcentual. No obstante, dado que las velocidades de los vientos procedentes del E-ENE son mayores, el movimiento efectivo de las dunas se produce hacia el Oeste (Pérez Chacón *et al.*, 2007).

Por lo que respecta al oleaje, principal responsable de la morfología de las playas, cabe diferenciar entre el más frecuente del NE y el más energético asociado a temporales del SW. El primero se refracta por la batimetría de la zona, incidiendo con mayor altura de ola en la Punta de la Bajeta que en las playas aledañas. En estas ocasiones, esa punta se erosiona de forma considerable, desplazándose los sedimentos tanto hacia la playa del Inglés mediante una corriente por gradiente de sobreelevación, como hacia la de Maspalomas por deriva litoral (MMA, 2008; figura 4A).

El segundo comporta una fuerte denudación de esta última playa y de las dunas más próximas, al tiempo que determina el recrecimiento de la Punta de la Bajeta. A pesar de los aportes recibidos por el Oeste y del transporte de un

cierta cantidad de arenas hacia el Norte, el oleaje evacua durante los episodios de temporal un volumen apreciable de ellas hacia el talud existente frente a dicha punta (MMA, 2008; figura 4B). Tal pérdida supera con creces los aportes, de modo que el balance sedimentario neto es claramente deficitario. Este hecho se ha comprobado observando los cambios experimentados en la zona emergida mediante modelos digitales de elevaciones. Así, entre 1987 y 2003, el campo de dunas perdió aproximadamente 700.000 m^3, cifrándose la tasa anual en unos 44.000 m^3 (MMA, 2008).

Figura 3. Paleobarras holocenas (A) y nivel marino pleistoceno (B), indicativos de actividad marina en la zona de Maspalomas.

De la acción conjunta de viento y oleaje resulta, en última instancia, que la playa del Inglés constituye el área de entrada de las arenas en el sistema dunar. Las partículas, una vez secas, quedan a merced de los vientos efectivos, aunque los obstáculos humanos (hamacas, sombrillas y kioscos) y las labores de mantenimiento de la playa alteran la dinámica eólica, impidiendo la constitución de geoformas significativas. No obstante, en el *backshore* surge una *foredune* por la alineación de ejemplares de *Traganum moquinii*, especie propia de un matorral halófilo característico de estas latitudes. Ello posibilita la génesis y progresión de estructuras mayores, que dan paso a dunas barjanas hacia el interior del sistema.

Ahora bien, en el subsector norte de este sistema, las edificaciones turísticas construidas en la Terraza Alta o del Inglés impiden el avance de las dunas, al tiempo que modifican el flujo eólico. El mismo redirige la arena hacia el Sur, al tener que contornear el obstáculo que es en sí misma la terraza en cuestión. En cualquier caso, en su avance hacia el interior, las dunas barjanas originales se presentan coalescentes y conformando cordones barjanoides, que migran con velocidades entre 1 y 19 metros de avance anual, según sectores (Pérez-Chacón *et al.*, 2007), hasta su salida de nuevo al mar por La Charca y playa de Maspalomas. Este esquema es extensivo al subsector sur hasta el *backshore*, donde el porte más reducido y la mayor separación de los ejemplares de *Traganum moquinii* imposibilitan en la práctica la formación de la *foredune*. Estos hechos determinan una menor retención de arena y la constitución de geoformas de entidad más reducida. Se trata, por lo común, de láminas de arena y pequeñas dunas barjanas en torno a 1 metro de altura, que avanzan a una velocidad media de 14 m/año (si bien se han observado avances puntuales superiores a 34 m/año) sobre amplias áreas de deflación, caracterizadas por la presencia de arenas humedecidas o encostradas en superficie (Pérez-Chacón *et al.*, 2007). Estos depósitos terminan configurando un cordón de acumulación de unos 6 metros de altura media (MMA, 2008), cuyo frente de avance se desplaza a una velocidad de 11 m/año, alejándose exponencialmente del *backshore* (Hernández *et al.*, 2007). Los cordones interiores se unen a los provenientes del subsector norte y se desplazan hasta alcanzar la playa de Maspalomas, por donde las arenas son devueltas al mar.

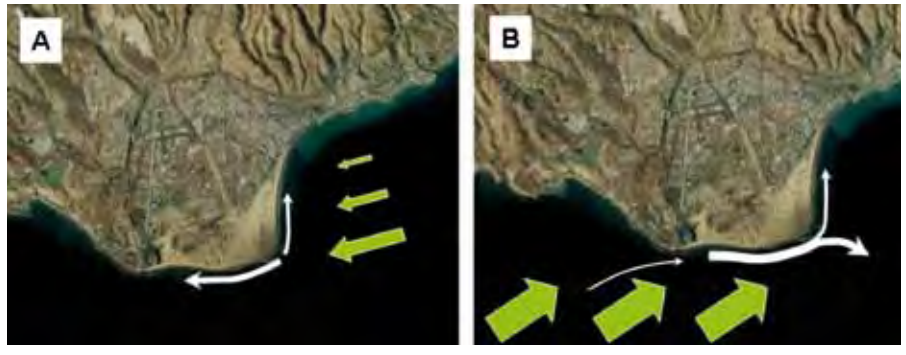


Figura 4. Funcionamiento de la dinámica litoral en la zona de Maspalomas en situación de alisios (A) y temporales del SW (B). Las flechas verdes indican la dirección e intensidad del oleaje y las blancas el transporte de sedimentos asociado.

En este contexto, la dinámica sedimentaria litoral puede alterarse, además, cuando el barranco de Maspalomas recobra su actividad. Este hecho acontece con ocasión de lluvias de gran concentración horaria que generan una escorrentía más o menos considerable. En estas ocasiones, el frente de La Charca suele abrirse mediante medios mecánicos, con el fin de proteger a los hoteles cercanos de las más que probables inundaciones (Mayer & Pérez-Chacón, 2006). La eliminación total o parcial de algunos depósitos dunares cercanos a la playa, reactiva el antiguo papel del barranco como límite occidental del campo de dunas.

2.3. Evolución natural y cambios de usos del suelo

Considerando el funcionamiento global del sistema dunar y el papel que desempeña la Terraza Alta o del Inglés en la dinámica de sus arenas, son tres las grandes áreas que se pueden distinguir en su seno (Fig. 5). La primera es la interior (sector C en la figura 5), ubicada a sotavento de la Terraza Alta, donde es claro el predominio de las dunas estabilizadas por la vegetación. En ella la dinámica sedimentaria es residual, pues, salvo en puntos aislados, la carencia de vientos efectivos ha conllevado el cese de la actividad eólica; hecho que ha facilitado, a su vez, la colonización vegetal y, por tanto, una estabilización mayor si cabe de las dunas. La evolución del complejo de dunas en las últimas décadas evidencia que la paralización de las geoformas de esta unidad es consecuencia, fundamentalmente, del efecto de sombra eólica generado por las urbanizaciones construidas sobre la Terraza del Inglés (Hernández, 2006; Hernández-Cordero *et al.*, 2006; MMA, 2008), así como del incremento de aportes de agua dulce procedentes del campo de golf y urbanizaciones colindantes.

La segunda área (Fig. 5, sector B) es la localizada en la zona intermedia del sistema eólico. La ausencia de aportes arenosos, aunque no de vientos efectivos, es su rasgo más destacado. Puede considerarse, por tanto, como un amplio *blowout*, cuyo origen está relacionado con el vértice sur de la Terraza del Inglés, si bien se amplía siguiendo la dirección marcada por los vientos efectivos. Las geoformas móviles aquí existentes se limitan a rizaduras y a algunas dunas con cierta actividad, dado el proceso colonizador que se está desarrollando en la unidad. En su avance, las arenas dejan al descubierto tras de sí los materiales sedimentarios que integran el basamento del sistema.

La última de estas áreas corresponde al ámbito de dunas móviles y playas (figura 5, sector A), integradas por los sedimentos que acceden al campo dunar por la playa del Inglés y retornan al mar por la de Maspalomas y La Charca, como ya se ha referido. Al igual que en las anteriores, la afectación de esta unidad por la urbanización de la Terraza del Inglés es significativa, porque, al acelerarse el

viento, la tasa de transporte eólico supera con creces a la de entrada de arenas por la playa del Inglés. Se comprende, entonces, que el primer cordón de acumulación se aleje exponencialmente del *backshore* (MMA, 2008).

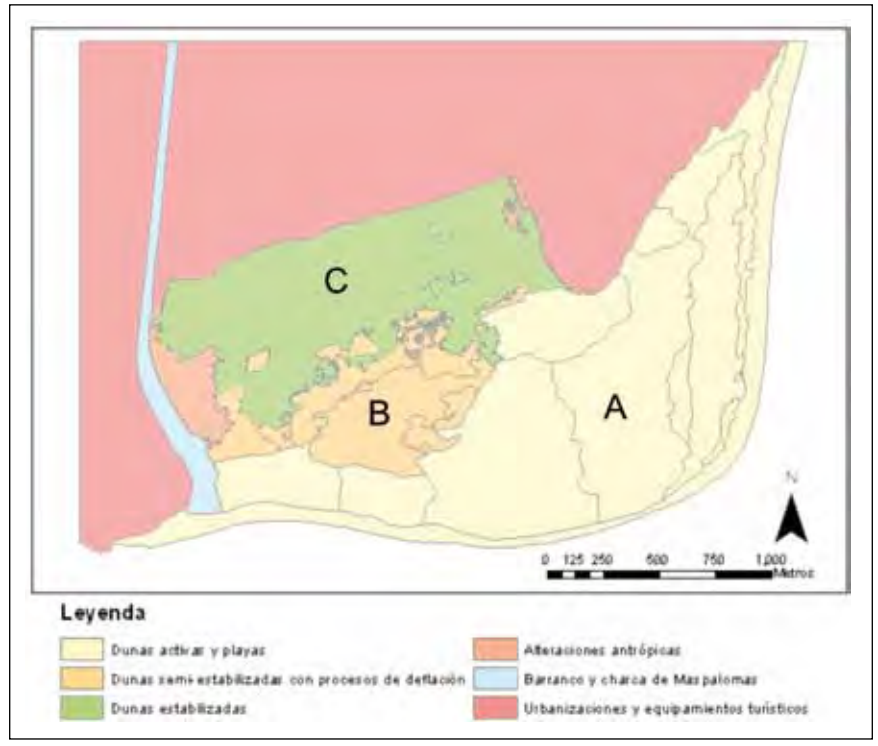


Figura 5. Sectorización del sistema de dunas en función de la dinámica eólica, las características de la vegetación y los usos del suelo.

Los hechos expuestos reflejan el protagonismo de la intervención antrópica en la actual configuración del complejo arenoso de Maspalomas. Se debe tener en cuenta, no obstante, que su papel ha variado de modo sustancial a lo largo del tiempo, en la medida en que han cambiando los usos del suelo. En efecto, el interés inicial se limitó en el pasado, fundamentalmente, al aprovechamiento de sus recursos hídrico y maderero. Por su parte, la cría de ganado en régimen de suelta, sobre todo dromedarios para labores agrícolas, fue habitual en la superficie dunar, mientras que el cultivo de cereales ocupó hasta mediados de 1950 a la mayor parte de los habitantes de la zona, allí donde los recursos hídricos de los alrededores y de suelos en las terrazas aluviales pleistocenas lo hicieron posible.

Los cambios realmente trascendentes en Maspalomas son los acontecidos a partir de la década de 1960, cuando se materializó uno de los mayores proyectos turísticos de Canarias, que se desarrolló tanto en sus inmediaciones como en el interior del propio campo de dunas. La proliferación de la actividad urbanizadora en la periferia de este espacio ha supuesto la alteración del régimen de vientos, proceso que ha incidido directamente sobre el transporte eólico, y por ello sobre la evolución de las geoformas, que han acelerado su tránsito por el campo de dunas. Fruto de todo ello es el déficit sedimentario que actualmente padece el sistema.

Las actividades de ocio y esparcimiento que tienen lugar en el marco de las playas y dunas de Maspalomas también inciden en la dinámica sedimentaria. En este sentido, la formación de dunas es inhibida en cierta medida por las labores de mantenimiento que se efectúan en las playas y por la ubicación de equipamientos diversos (kioscos, hamacas y sombrillas), que dificultan la normal circulación de los sedimentos (Fig. 6A). La construcción de estructuras cortaviento (*goros*) por parte de los usuarios para protegerse del viento y de la arena interfiere asimismo en la dinámica eólica, al originar pasillos de deflación a sotavento de tales obstáculos (Fig. 6B). Los impactos se acrecientan a partir del empleo de individuos de *Traganum moquinii* como elementos de apoyo en la construcción de tales estructuras. Pero es más: las condiciones naturales en que se desarrollan estos ejemplares vegetales son alteradas cada vez en mayor medida por otras prácticas llevadas a cabos por los usuarios, como la micción y pisoteo de plántulas. Estos especimenes, que desempeñan un papel fundamental en el sistema eólico y en la protección del campo de dunas de la erosión marina, precisan, por todo ello, de una intervención que posibilite su permanencia y desarrollo. Por su parte, las áreas más estabilizadas del interior del campo de dunas vienen siendo objeto también de agresiones diversas por parte de los visitantes, con repercusión negativa sobre su flora, fauna y dinámica de las arenas. Destaca entre ellas la dispersión de semillas de *Neurada procumbens*, planta norteafricana introducida por los dromedarios que realizaban labores agrícolas en el entorno de Maspalomas y que en la actualidad son utilizados como atractivo turístico.

En este contexto, la interacción entre las actividades antrópicas y la dinámica sedimentaria era inevitable, y, en consecuencia, el campo de dunas ha experimentado importantes transformaciones. En la actualidad la totalidad del sistema se encuentra en un momento crítico debido a la pérdida de sedimentos, proceso que ha marcado parcialmente muchos de los trabajos científicos recientes, que se han focalizado en determinar el volumen de arena que hay en el sistema. Así, Ojeda *et al*. (2007) dan el valor de 26,5 x10^6 m^3 de sedimentos totales utilizando datos de un vuelo LIDAR y tomando como base la cota 0 m. Fontán

et al. (2007) calculan 18,64 x10^6 m^3 de arena entre el basamento no arenoso (determinado mediante ensayos geofísicos de sísmica de refracción y tomografía eléctrica) y el techo de las mismas, obtenido mediante un MDE de detalle, realizado con base en un vuelo fotogramétrico. Por último, Pérez-Chacón *et al.* (2007) calculan en 5.56 x10^6 m^3 el volumen de arenas móviles, tomando como base la altura de los espacios interdunares y como techo un MDE calculado mediante estereocorrelación asistida. Basado en estas cifras, y considerando la evolución del volumen de materiales en el sistema, se ha estimado la práctica desaparición del campo de dunas móviles en menos de cien años (MMA, 2008). En su lugar se dibuja un escenario en el que el basamento del sistema irá quedando exhumado progresivamente, al tiempo que la vegetación experimentará un notable incremento, paralizando con ello los cada vez más escasos depósitos eólicos móviles. Además, la playa de Maspalomas pasará a ser de cantos y bloques debido a la práctica eliminación de los aportes de arena que hoy recibe.

Figura 6. La disposición de lotes de hamacas es prácticamente contínua a lo largo de la playa de El Inglés (A). Imagen de las estructuras cortavientos (*goros*) que hacen los usuarios para resguardarse del viento y la arena (B).

Si bien el campo de dunas, La Charca y la vegetación asociada a la desembocadura del barranco de La Data-Fataga tienen desde 1982 la consideración de Espacio Natural Protegido, el conflicto entre la conservación y el desarrollo ha exigido la adopción de medidas que hagan frente al panorama descrito. En la actualidad, las administraciones competentes en la gestión de este sistema se plantean la combinación de intervenciones de carácter estructural, como es la realización de aportes de arenas, y otras más blandas, desde el desarrollo de un proyecto específico para la protección y extensión de *Traganum moquinii*, hasta el control de los accesos al campo de dunas, pasando por la reducción de las hamacas y un cambio de usos de la maquinaria pesada en la limpieza de las playas (BOC, 2004; Pérez-Chacón *et al.*, 2007; MMA, 2008).

3. El depósito eólico de Jandía (Fuerteventura)

3.1. Características geográficas

El istmo de Jandía constituye unos de los ambientes eólicos más extensos de Canarias, con una superficie es de 54,2 km^2, cifrándose su longitud media en 10,5 km y su anchura entre 4,2 y 6,5 km (Fig. 7). A pesar de las transformaciones antrópicas que el turismo incrementa en las últimas décadas, este espacio muestra un marcado carácter natural, en el que destaca lo poco accidentado de su topografía, en comparación con la de los macizos de Betancuria y Jandía situados al NE y SW respectivamente, donde las alturas rondan los 700 m. Por el contrario, en el istmo de Jandía la altura media es de tan sólo 130 metros, limitándose la máxima altitud registrada a 322 metros (Lomas Negras). El relieve se caracteriza por el predominio de formas alomadas entre las que se intercalan valles cortos, poco encajados y no funcionales, siendo la Cañada del Río el paso más deprimido y estrecho entre sus vertientes costeras de barlovento y sotavento. El sustrato volcánico tan sólo aflora en los acantilados de la primera de esas vertientes y en algunas lomas del interior del istmo. La mayor parte de su superficie está recubierta por arenas biogénicas de origen marino, retrabajadas por el viento a partir de depósitos dunares antiguos, a techo de los cuales se han formado importantes costrones calcáreos.

El clima del istmo de Jandía puede calificarse de desértico cálido con tendencia a la aridez, debido a la escasez e irregularidad de las lluvias, que, con menos de 100 mm de media anual, se concentran en muy pocos días entre noviembre y febrero. Contribuyen a esa tendencia la fuerte insolación y la intensidad y persistencia de los alisios, que favorecen una alta evaporación. Estos vientos presentan un marcado comportamiento estacional. En efecto, su predominio es manifiesto entre los meses de abril y septiembre, siendo abordado

este sector de Fuerteventura por flujos con una componente NNW debido al efecto orográfico que imponen los macizos de Betancuria y Jandía. Durante el resto del año, los vientos son de mayor velocidad y una acentuada variabilidad direccional (Alcántara-Carrió *et al.*, 1996b). Por todo ello, la escasa vegetación está constituida, en lo esencial, por especies psammófilas y halófilas en las áreas litorales. Por acción del pastoreo, los matorrales xerófilos de sustitución no son desconocidos, aunque la existencia de un importante número de especies endémicas es notable.

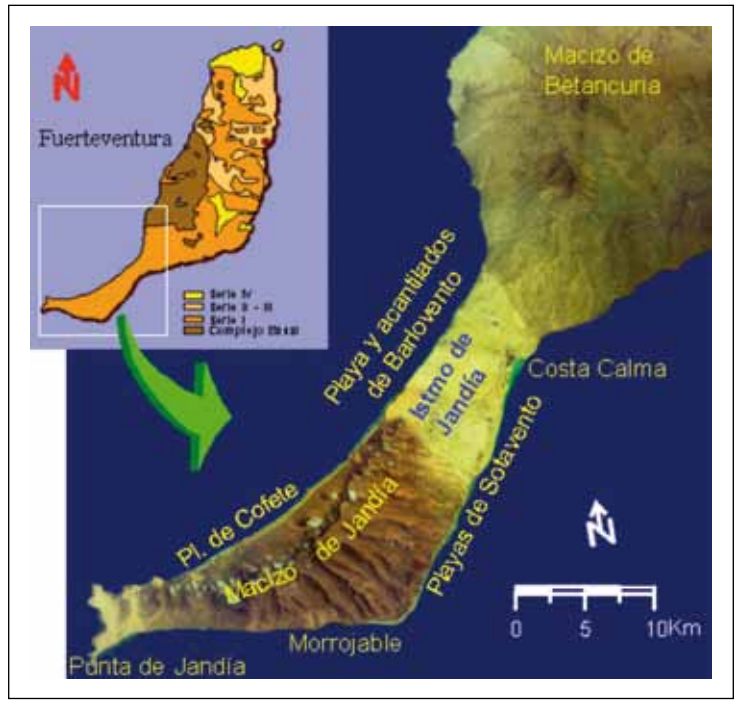


Figura 7. Localización del Istmo de Jandía en la isla de Fuerteventura.

3.2. Evolución reciente y unidades de paisaje

El análisis de fotografías aéreas de 1963 y 1992 y el diseño de un SIG han permitido elaborar el mapa de unidades de paisaje del istmo de Jandía (Fig. 8 y Tabla 1), así como identificar los cambios habidos entre ambas fechas (Alcántara-Carrió *et al.*, 1996a; Alcántara-Carrió, 2003). Según dichos autores, este gran sistema eólico de aparente homogeneidad se encuentra formado por una gran variedad de ambientes. Entre ellos destacan los depósitos de arenas superficiales, que suponen el 40.1% de su extensión total. Están asociados a la ya residual

dinámica sedimentaria actual y por lo general se limitan a mantos eólicos, al ser reducida la disponibilidad de arenas en relación con el intenso viento. A ello se suma que más de la mitad de estos depósitos están estabilizados por la vegetación.

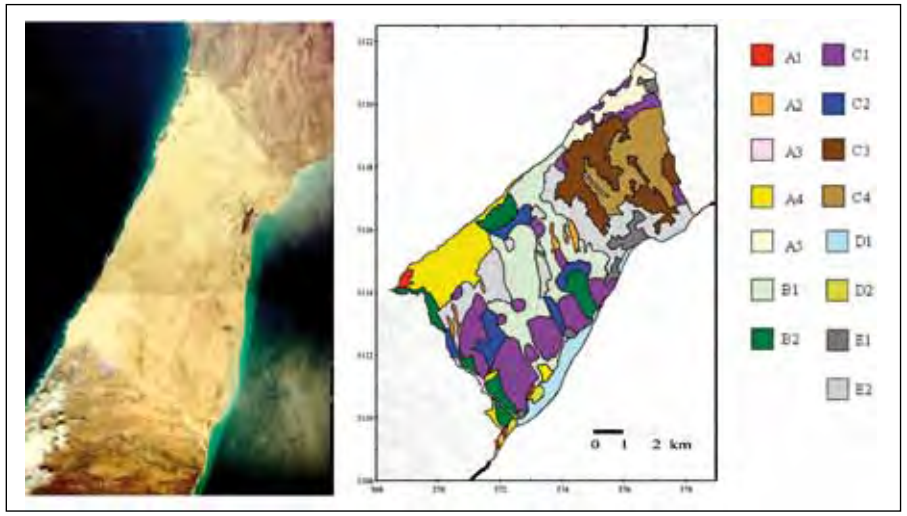


Figura 8. Fotografía aérea y mapa de unidades de paisaje del Istmo de Jandía (1992). Los códigos de la escala corresponden a los de la tabla 1 (Modificado de Alcántara-Carrió, 2003).

Las geoformas que los integran son de diverso tipo: hay dunas de sombra asociadas a la vegetación, una duna reversible en el límite sur de la vertiente de barlovento, y dos extensas dunas de caída en la de sotavento (Alcántara-Carrió, 2003), si bien éstas últimas están a punto de desaparecer (Alonso *et al.*, 2006). La granulometría de sus sedimentos revela la existencia de depósitos unimodales, propios de arenas móviles, pero también bimodales e incluso polimodales, característicos de áreas de deflación o de escasa movilidad eólica. En cuanto a su composición, las partículas muestran un contenido muy elevado en carbonatos y, aunque hay también fragmentos de basaltos, los materiales más densos sólo son significativos en las fracciones más finas.

Un segundo grupo de unidades está integrado por distintos tipos de afloramientos rocosos, que representan el 39.56 % de la zona, y el tercero en importancia son las unidades ligadas a la gran presencia antrópica, toda vez que ya en 1992 el 15,4% de este territorio reflejaba claros síntomas de alteración; en un principio, por las extracciones de áridos, escombreras y apertura de numerosas

Tabla 1. Superficie de las categorías cartográficas y unidades de paisaje de Jandía (1992)

Unidades de Paisaje	Superficie	
	km²	%
A. Depósitos eólicos de arenas móviles		
A1. Dunas litorales	0,58	1,07
A2. Superficies de pendientes suaves con arenas móviles	0,63	1,16
A3. Fondos de barranco con acumulaciones de arenas móviles	0,40	0,74
A4. Superficies de pendiente acusada y arenas móviles	4,91	9,06
A5. Acumulaciones de arenas móviles en vertientes alomadas	1,90	3,50
SUBTOTAL	8,42	15,53
B. Depósitos eólicos de arenas estabilizadas por la vegetación		
B1. Superficies de pendiente suave y arenas estabilizadas por la vegetación	9,62	17,74
B2. Laderas de pendiente acusada con arenas estabilizadas por la vegetación	3,72	6,86
SUBTOTAL	13,34	24,60
C. Sustratos rocosos		
C1. Afloramientos volcánicos con incisiones rellenas por arenas eólicas	7,50	13,83
C2. Lomas y laderas con encostramientos de carbonatos, paleosuelos y arenas compactadas	2,53	4,67
C3. Plataformas de carbonatos encostrados (caliches)	6,00	11,07
C4. Microcuencas encajadas en costra de caliche con barranqueras y arenas estabilizadas por la vegetación.	5,42	10,00
SUBTOTAL	21,45	39,56
D. Zonas intermareales		
D1. Llanura de marea y barra arenosa	2,20	4,06
D2. Saladar	0,44	0,81
SUBTOTAL	2,64	4,87
E. Ambientes antrópicos		
E1. Extracciones y/o desmontes sobre superficies de pendientes suaves y arenas estabilizadas por la vegetación.	7,09	13,08
E2. Urbanizaciones, edificaciones aisladas y parque eólico	1,28	2,36
SUBTOTAL	8,37	15,44
TOTAL	**54,22**	**100**

pistas y, de forma más reciente, por edificaciones y usos turísticos que han continuado expandiéndose hasta la actualidad, sobre todo en el flanco de sotavento del istmo. Consecuencia inmediata de esta situación es la importante alteración de la dinámica sedimentaria de este sector de Fuerteventura, como ha quedado de manifiesto en numerosos estudios. En este sentido, el medio físico sobre el que se asienta la industria turística del sur de la isla (las playas de sotavento), se dirige hacia una inestabilidad sedimentaria muy acusada y en la que cobra un protagonismo cada vez mayor la disminución, cuando no cese, de los aportes eólicos procedentes del istmo (Fernández, 1990; Alcántara-Carrió, 2003; Alonso *et al.*, 2006).

Ahondando en ello, la cartografía sedimentaria de Jandía pone de manifiesto la variabilidad espacial y estacional de los sedimentos superficiales. Los compuestos por arena media o fina, bien seleccionados, con asimetría positiva y elevado contenido en carbonatos, son los más susceptibles de ser removilizados por el viento (Alcántara-Carrió & Alonso, 2001). Aunque se han localizado en el área central del istmo, la mayor parte de estos sedimentos se encuentra en su extremo suroccidental, donde se asocian a las dunas más importantes en ambas vertiente costeras (Fig. 9).

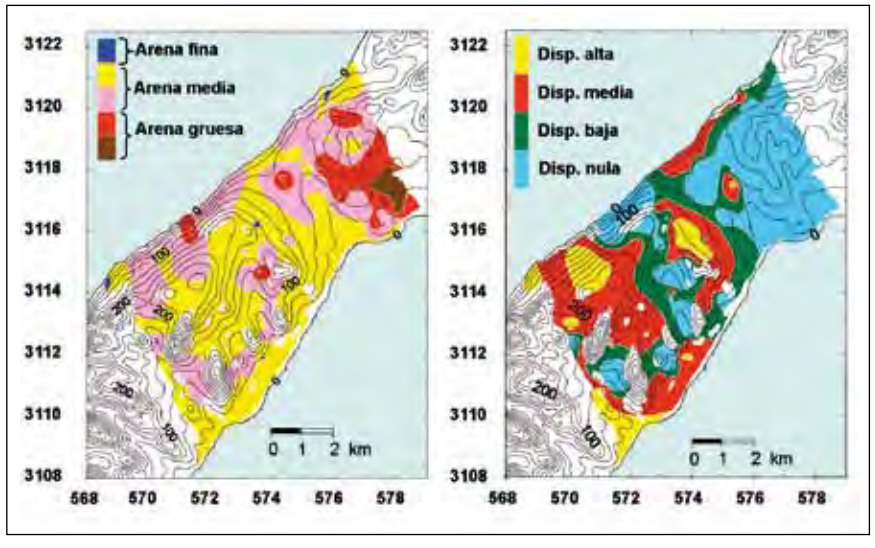


Figura 9. Distribución superficial del tamaño medio de grano (izda.) y disponibilidad de sedimentos susceptibles de ser transportados por el viento (dcha.).

3.3. Dinámica eólica

El estudio del contenido en foraminíferos, muy abundantes en las partículas eólicas actuales y antiguas, así como los análisis mineralógicos mediante difracción de rayos X (SEM), han permitido deducir que la fuente de sedimentos para la dinámica eólica actual es la erosión de los depósitos eólicos pleistocenos que recubren la superficie interior del istmo. De igual manera, Alcántara-Carrió (2003) determinó que no existen aportes desde las playas ni de los depósitos dunares que afloran en los acantilados de la fachada de barlovento.

En cuanto a la intensidad del transporte eólico, se ha procedido a su cuantificación a partir de mediciones simultáneas con una torre de anemómetros y trampas de sedimentos y evaluando diferentes ecuaciones que incluyen el efecto de la vegetación y la pendiente topográfica. Por último, con la ecuación que mejor se ajusta a los datos empíricos, considerando la granulometría del sedimento y partiendo de correlaciones estadísticas para predecir el viento a lo largo de todo el año en diferentes enclaves del istmo, así como otros factores ambientales, se han determinado las rosas de arena y el diagrama de flujos de transporte para el año 1998 (Fig. 10). Se advierte que el transporte hacia el SSE, en relación con los alisios, es predominante en la vertiente de sotavento del istmo. Por el contrario, en la de barlovento, con una fuerte pendiente, se genera un intenso transporte hacia el W debido a la mayor intensidad de esos vientos en invierno (Alcántara-Carrió & Alonso, 2002).

Desde hace una decada, la proliferación de las edificaciones turísticas en la costa de Sotavento ha anulado por completo el transporte eólico existente desde la zona central del istmo hacia las playas de Sotavento. Asimismo, la casi total desaparición de las dunas de caída en las últimas décadas, tal como ya alertó Höllermann (1990), pone de manifiesto que el flujo en el extremo sur es también nulo en la práctica. Ello puede deberse, con mucha probabilidad, al efecto de las intensas extracciones en la Degollada de Mojones y la obstrucción de la carretera. El aumento generalizado de la cobertura vegetal en todo el istmo es causa también del descenso del transporte de sedimentos por el viento. En definitiva, las playas de Sotavento han dejado de ser alimentadas por los aportes eólicos procedentes del istmo de Jandía (Alonso *et al.*, 2006, 2007).

4. El campo de dunas de Corralejo

4.1. Principales rasgos geográficos, geológicos y geomorfológicos

El complejo de dunas de Corralejo, ubicado en el extremo NE de la isla de Fuerteventura, ocupa una extensión de 17,7 km^2. Se trata de una franja costera

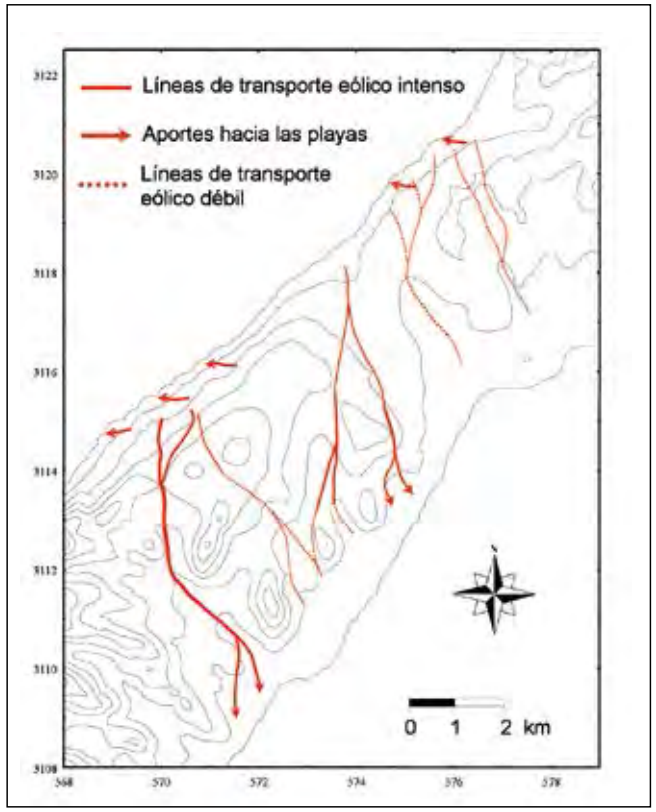


Figura 10. Líneas de flujos eólicos en el istmo de Jandía (1998).

de unos 8 km de largo por 2 km de ancho orientada prácticamente en sentido N-S. Los límites occidental y meridional son materiales volcánicos, al N y NW se encuentra la urbanización de Corralejo y todo el límite oriental está ocupado por la costa, en la que cabe diferenciar un sector norte con amplias playas, solo interrumpidas por un saliente rocoso sobre el que se asienta un complejo hotelero, un sector central donde hay pequeñas playas encajadas entre materiales rocosos, y un sector meridional donde la costa es rocosa (Fig. 11).

El campo de dunas en sí cuenta con diferentes ambientes contrastados. Entre ellos sobresale el integrado por arenas y dunas móviles, aunque apenas ocupa la mitad de la superficie total del mismo. El resto está constituido por áreas de arenas prácticamente estabilizadas por la vegetación y sectores donde afloran acumulaciones de areniscas de coloración rojiza y cierta consolidación, que constituyen lo que se denomina el *jable antiguo*. Con menor cobertura espacial se identifican asimismo zonas donde una fina capa de sedimentos eólicos recubre coladas próximas, espacios interdunares colonizados por la vegetación, así como playas y áreas adyacentes. Completa este corolario, por último, una urbanización turística y una carretera que atraviesa en sentido longitudinal este complejo dunar.

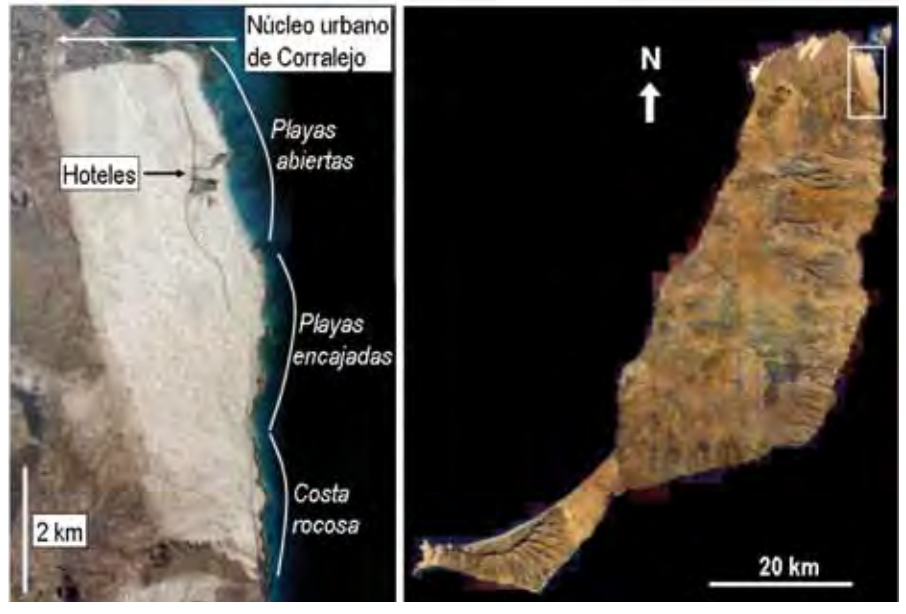


Figura 11.- Mapa de localización y vista general del campo de dunas de Corralejo.

Un valor adicional que concurre en Corralejo deriva de la existencia de depósitos marinos antiguos. En algunos tramos de su costa sur, asoman sobre basaltos del Pleistoceno Inferior fragmentos de un conglomerado marino con restos de *Patella*. Aparecen recubiertos en parte por coladas del Pleistoceno Superior y se relacionan con los depósitos del estadio isotópico 5e, que han sido datados en Matas Blancas (Jandía, sur de Fuerteventura) en 125 ka (Meco *et al.*, 1987). Además, en la costa norte, cerca de Punta Tivas, se han reconocido depósitos marinos holocenos (estadio isotópico 1), con una edad entre 3640±100 BP (Meco *et al.*, 1987) y 1770±70 (Criado *et al.*, 2004).

Desde un punto de vista geomorfológico, las dunas móviles de Corralejo son, en su mayor parte, de tipo barjana, aunque existen algunas dunas transversales y otras de frente sinuosos por coalescencia de barjanas. Todas ellas están integradas por arenas bioclásticas marinas, procedentes, sin duda, de la plataforma litoral que se extiende al norte y noreste de Fuerteventura. Una vez que el oleaje y corrientes costeras las depositan en las playas, los alisios las trasladan hacia el Sur formando las dunas, proceso que ha tenido lugar en distintas épocas del

Cuaternario (Criado *et al*., 2004). Es característica de estas dunas cierta variabilidad en su orientación, aunque la preferente es hacia el Sur, dado el predominio en este ámbito de los vientos del Norte. Variable es también su tamaño, pues si bien su altura media es de 6,7 m, pueden superar en ciertos casos los 17 m (Hidtma-Iberinsa, 2005). En cuanto a su tasa de desplazamiento, se calcula en 5,8 m/año de media (Jiménez *et al.*, 2006), siendo de 11,4 m/año el valor máximo medido. El sentido de su avance es hacia el Sur, tapizando de modo progresivo el malpaís del volcán de Los Apartaderos. Con todo, una gran cantidad de arena se pierde por el extremo sureste del campo dunar, al caer a la costa.

Junto a estas arenas móviles, el complejo dunar de Corralejo está integrado, además, por areniscas de colaboración terrosa, debido a su alto porcentaje de limos y arcillas. Estas areniscas constituyen el ya citado *jable antiguo*, que cuenta con una gran abundancia de fragmentos de gasterópodos terrestres y nidos de himenópteros, por lo que su distribución granulométrica es típicamente polimodal. El análisis granulométrico de sedimentos de las dunas actuales, del *jable antiguo* y de las playas contiguas evidencia que la fuente de la que derivan las arenas constitutivas de las primeras es la erosión de ese *jable antiguo* (Jiménez *et al.*, 2006).

4.2. Evolución del campo de dunas

En relación con la actual alimentación del campo dunar hay que considerar la incidencia del desarrollo turístico del núcleo urbano de Corralejo en las dos o tres últimas décadas (Fig. 12). Las transformaciones experimentadas en su límite septentrional evidencian, por un lado, que sus aportes sedimentarios se localizaban en la plataforma litoral adyacente y, por otro, que la expansión de la construcción es responsable de la pérdida de una parte importante de los mismos. No obstante, Jiménez *et al*. (2006) apuntan que la menor llegada de arenas se debe también al agotamiento de las fuentes de sedimentos marinos.

En esta línea, el estudio de Hidtma-Iberinsa (2005) pone de manifiesto que, a lo largo de la costa noreste de Fuerteventura, apenas hay bancos de arenas sumergidas que puedan alimentar al campo dunar. La disminución reciente de los aportes y la continuidad del movimiento de las dunas explican la pérdida de sedimentos del tercio septentrional del complejo eólico. Lo característico en él es un manto eólico estabilizado por la vegetación, en el que aflora el *jable antiguo* (Fig 13a), mientras que las dunas móviles comienzan a reconocerse aproximadamente al sur de las instalaciones hoteleras (Fig 13b).

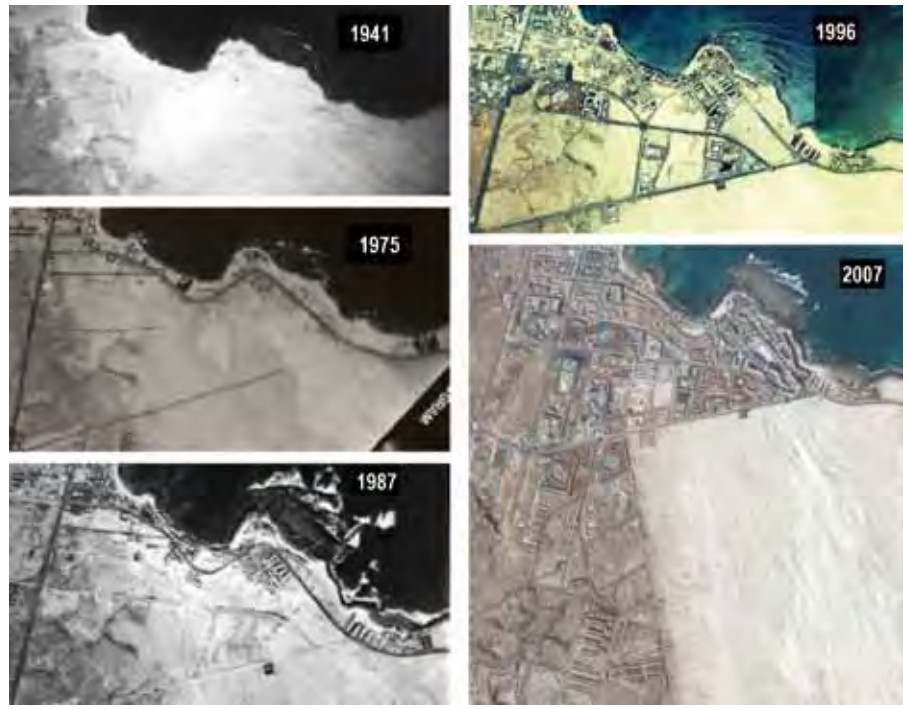


Figura 12. Desarrollo urbanístico del núcleo de Corralejo y su afección al campo de dunas.

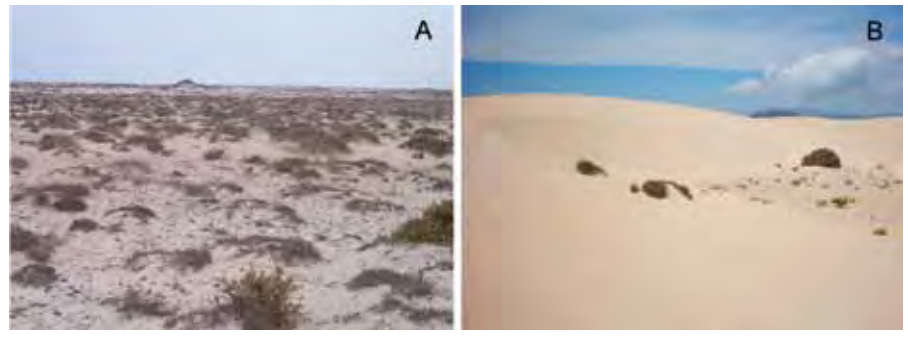


Figura 13. Vista del manto eólico recubierto de vegetación que ocupa el tercio norte del campo de dunas (A) e imagen de una de las dunas que caracterizan el resto del espacio (B).

Los estudios realizados sobre la evolución del campo de dunas hasta la fecha (Criado, 1990 y Jiménez *et al*., 2006) concluyen que el sistema sedimentario de Corralejo tiende a la desaparición progresiva de las dunas. En este sentido, Criado (1990) pone de manifiesto que entre 1975 y 1987 el ámbito ocupado por

las arenas móviles disminuyó en 125 ha, a costa de un incremento considerable de la superficie de arenas estabilizadas por la vegetación y de los enclaves en los que asoma el *jable antiguo*. Jiménez *et al.* (2006) apuntan, por su parte, que el ámbito ocupado por las dunas entre 1987 y 2002 ha crecido en 42 ha, debido sobre todo a su avance hacia el Sur. El desplazamiento medio sobre el malpaís inmediato es de unos 80 metros, equivalente a 5,3 m/año, valor muy similar a la tasa de desplazamiento media reseñada con anterioridad. No obstante, estos autores coinciden al señalar que "el aumento de superficie no puede ser considerado como una mejora de las condiciones del campo, ya que se trata de un crecimiento a partir del sedimento disponible y no de una entrada de nuevo material en la zona. Es decir, nos encontramos con un proceso de redistribución del material" (Jiménez *et al.*, 2006).

5. El sistema eólico de El Jable (Lanzarote)

De todos los grandes sistemas eólicos de Canarias, El Jable de Lanzarote es el que mejor refleja, con probabilidad, el estadío final de lo que fue hasta hace pocas décadas un importante campo de dunas. Con un área total en la actualidad de 90 km^2 y una anchura que varía entre 10 km en su límite septentrional (entre Caleta del Caballo y Caleta del Sebo-Playa de Famara, en el entorno de los Riscos de Famara, en el NW de la isla) y 4 km en el meridional (entre las playas encajadas de Matagorda, Playa Honda, de La Concha y del Cable, en el SSE), esta formación es un pasillo en el que se produce el transporte de arenas a lo largo de los 21 km que median entre ambos extremos de Lanzarote (Fig. 14).

Figura 14. Localización de El Jable de Lanzarote y de los sistemas de dunas.

5.1. Caracterización geomorfológica y dinámica sedimentaria

El primer rasgo a destacar en El Jable es la escasa energía del relieve que presenta el basamento en el que se asienta, al estar integrado por amplias superficies de 1,2º de pendiente y altura máxima de 200 metros. En ellas sobresalen localmente, sin embargo, algunos edificios volcánicos, de cuyos productos resulta la formación de ese basamento. En efecto, la mayor parte de su extensión es fruto de la acumulación de coladas emitidas en el Pleistoceno Inferior por los volcanes en escudo de Mozaga, Guanapay y Lomo de San Andrés; a ellas se suman, en el Superior, las procedentes de Monte Mina y de Soo y, en período histórico, un brazo de lava de la erupción del Timanfaya (1730-1736) (Carracedo & Rodríguez Badiola, 1993).

Su caracterización geomorfológica exige distinguir, en segundo lugar, entre depósitos eólicos cementados, sólo susceptibles en la actualidad de procesos de meteorización, y acúmulos de arenas sueltas, cuyo avance hacia el interior de la isla es prueba de su funcionalidad, aún cuando ésta ha disminuido con el tiempo. En el caso de aquéllos, se trata de dunas de arenisca biogénica de color claro e intensa consolidación, entre las que se intercalan, en mayor o menor medida, materiales aluviales y/o coluviales y suelos muy encostrados con abundantes restos de moluscos terrestres y nidos de antophoras. Unas y otros constituyen el *jable antiguo*, al que recubre en gran medida un manto eólico de potencia variable, integrante, por su parte, del jable actual. Sus sedimentos son, en un alto porcentaje, arenas orgánicas marinas constituidas, en lo esencial, por algas calcáreas y fragmentos de conchas y foraminíferos; con ellas se mezclan pequeños aportes fruto de la erosión de los paleosuelos en áreas de deflación y sedimentos transportados en suspensión desde África (Cabrera *et al.*, 2005 y 2006). También se reconocen fragmentos líticos de origen volcánico, resultantes de la alteración de coladas submarinas, pero sobre todo de coladas y piroclastos de volcanes cercanos y de la erosión de los Riscos de Famara. En cualquier caso, predominan las arenas medias y finas, cuyo grado de selección es de moderado a bueno en su mitad septentrional y pobre en la meridional, salvo en las inmediaciones de su litoral, donde es bueno (Cabrera *et al.*, 2006). El contenido en carbonatos varía también localmente, pues, si bien en su extremo noroeste oscila entre 75 y 90%, decrece de forma gradual hacia el Este, debido a la menor cantidad de carbonato de los aportes marinos actuales y a la presencia de terrígenos fruto de la erosión de los Riscos de Famara. Hacia el Sur, la concentración de carbonatos es tan sólo del 20-25 %, lo que parece estar relacionado con el intenso uso agrícola a que ha estado sometida esta zona.

Las morfologías reconocibles en este ámbito son diversas, una vez que las arenas son retenidas por la vegetación, pudiendo tratarse de ejemplares de *Traganum moquinii* en el frente costero, sustituidos hacia el interior por individuos de *Launaea arborescens*, que, por su menor porte, origina geoformas de tamaño más reducido. Así, a lo largo de la costa norte de El Jable existen dos campos de nebkas, con marcadas diferencias entre sí. El ubicado cerca de la playa de Famara ocupa una suave depresión, desde la que los sedimentos marinos procedentes de esa playa penetran hacia el interior, alimentando a las formas eólicas que se encuentran hacia el Sur. Con un área aproximada de 0,45 km^2, las dunas que lo integran tienen de 1 a 15 m de ancho y, en ocasiones, hasta 3,5 m de alto. Allí donde la acumulación de arenas es mayor, se advierte la existencia de un cordón de dunas. Por su parte, el campo de nebkas localizado al norte de los volcanes de Soo tiene una superficie de 3,5 km^2, pero la escasa significación de los aportes de sedimentos marinos determina el pequeño tamaño de sus dunas y su práctica estabilidad (Fig. 15).

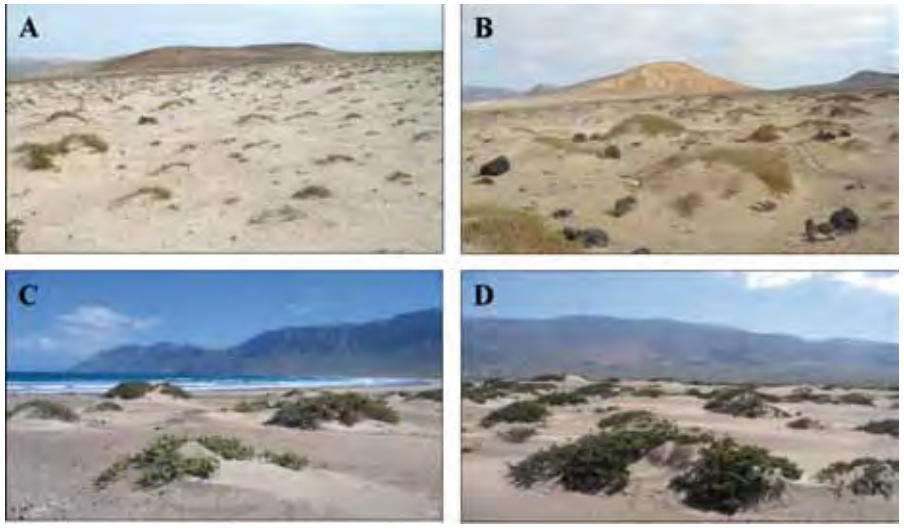


Figura 15. Nebkhas en la costa norte (A y B) y en las proximidades de la Playa de Famara (C y D).

A ambos campos se suman tres dunas aisladas de morfología barjana, situadas a 3 km al sur de la playa de Famara. Alineadas de NE a SW y con una distancia entre ellas de 1 km, tienen un tamaño medio de 70x40 m y una altura de entre 4 y 5 m. Es de destacar, asimismo, que en su entorno se forman pequeñas nebkas, que se nutren de los sedimentos procedentes de las mismas (Fig. 16).

Sobre la dinámica de estas dunas cabe resaltar su alta tasa de movilidad, ya que se desplazan a razón de 23 m/año, aunque las fluctuaciones al respecto son notables en respuesta a la estacionalidad de los alisios (Cabrera & Alonso, 2006). Dado el predominio de estos vientos de primavera a otoño, con una velocidad media de 20 km/h, que en ocasiones puede llegar a 60-70 km/h, el desplazamiento de las dunas se incrementa de forma apreciable en verano, mientras permanecen estables el resto del año, sobre todo en invierno debido a las variaciones de intensidad y dirección de dichos vientos.

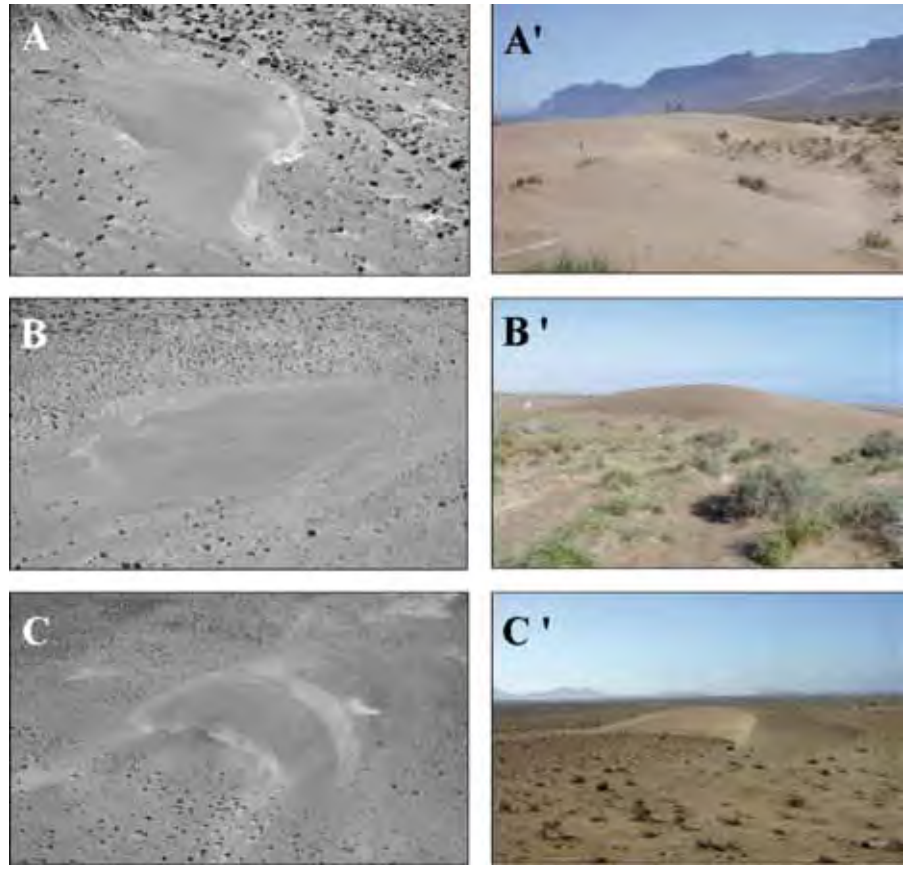


Figura 16. Imágenes de las tres dunas barjanas al sur de la Playa de Famara: fotografías aéreas (A, B y C) y desde tierra (A', B' y C').

5.2. Evolución histórica

La formación de concreciones calcáreas y paleosuelos, la disposición de productos volcánicos sobre potentes depósitos eólicos y la vegetación explican la

estabilización del campo de dunas, que debió formarse en Lanzarote durante el Pleistoceno Medio (Meco *et al.*, 2006). Sin embargo, no puede entenderse la situación actual de El Jable sin considerar los grandes cambios históricos experimentados en función de actividades agrarias y extractivas, como consta en diversos documentos de los siglos XVII, XVIII y XIX. Lejos quedan relatos como el del obispo Murga, cuando en el siglo XVII decía que *"en aquella isla hay unos grandísimos montones de arena que van corriendo entre dos mares y es tan grande la altura de la arena que se podrían hundir a partes seis hombres"* (Perera, 2004). En sentido similar puede valorarse la información aportada, por Hernández-Pacheco, quien en 1907 describía El Jable como *"…una ancha banda blanquecina que partiendo de la Bahía de Penedo avanza hacia el Sur hacia la costa de levante, a perderse en el mar por bajo de Arrecife"*; o al señalar en la misma cita la existencia de una duna de 100 m de longitud, de entre 14 y 16 m de altura en la carretera de Arrecife a Yaiza, en la zona sur de El Jable, a la vez que apunta que la anchura de éste último es de 5 km. (Hernández Pacheco, 2002).

A pesar de la importancia del cultivo de cereales, leguminosas y tubérculos y el desarrollo de una ganadería caprina en régimen extensivo, la extracción de áridos ha sido la práctica más agresiva de las llevadas a cabo históricamente. Habitual en la mitad septentrional de este campo dunar, sus impactos sobre su manto eólico y paleodunas subyacentes son notables, considerando que el volumen de arenas extraídas es de unos 2.000.000 m^3 y algunas de las excavaciones efectuadas tienen una media de 5 metros de profundidad, caso de las existentes al sur de los volcanes de Soo (Fig. 17).

Lesiva ha sido, también, la tala de vegetación en el norte de El Jable, hasta el punto de casi desaparecer entre 1800 y 1830, período en el que se recurre a ella ante la escasez de combustible para los hornos de cal. El arranque de los arbustos ocasionó, entonces, la desestabilización del sustrato, el transporte de arenas hacia el Sur y la esterilidad de las vegas de los pueblos de los alrededores, hasta el punto que, en 1822, los ayuntamientos de San Bartolomé y Teguise emitieron ordenanzas para impedir que *"el río de arena"* siguiera haciéndose cada vez más ancho (Perera, 2004).

Frente a estas actividades, hoy predominan las residencial y turística, concentradas en la costa norte y sur de El Jable. En el primer caso, en el entorno del pequeño núcleo urbano de La Caleta de Famara y de la urbanización Famara, localizados ambos muy próximos a la playa del mismo nombre. En el segundo, el continuo urbano que se extiende desde el aeropuerto internacional de Lanzarote a las urbanizaciones turístico-residenciales de Playa Honda, La Concha y El Cable. A éstas siguen, a distancia, la agricultura, hoy en retroceso pues en el municipio de Teguise, que engloba la mayor parte de El Jable, la superficie cultivada ha pasado de 999 ha, en 1968, a poco más de 100 ha, en 1990 (Betancort & González, 1990); también, la ganadería, aunque en el centro de este ámbito dunar se encuentra el complejo agroindustrial de Teguise y la quesería El Faro.

Figura 17. Zona de extracciones al NW de El Jable. El círculo rojo señala un camión dedicado al transporte de áridos, que sirve de escala.

Por todo ello la situación de nebkas y dunas de El Jable actual es crítica, puesto que los aportes no son suficientes para mantener el equilibrio sedimentario, a lo que se suma la falta de una gestión ambiental eficiente. Confirma este particular su evolución desde 1966, año a partir del que se dispone de fotografías aéreas, hasta la actualidad. La consulta de los fotogramas de ese primer vuelo permite identificar diecinueve dunas barjanas, que en 1998 se reducen a tres. Se observa, además, que ya en 1966 no aparecen más dunas móviles en el resto de El Jable, salvo dos aisladas a 1,5 km hacia el sur de las anteriores. En esos momentos, los materiales acumulados durante el Pleistoceno prácticamente se han agotado, al tiempo que la irrelevancia de los nuevos aportes es manifiesta, debido en parte a la existencia de una urbanización en el entorno de la playa de Famara, que actúa como pantalla eólica. La menor llegada de arenas acentúa el retroceso de las barjanas, que de forma "natural" van perdiendo su volumen. A este hecho contribuyen, por un lado, la existencia de un barranco en las inmediaciones de la barjana más septentrional, que es erosionada durante episodios lluviosos, y, por otro, la retención de arenas por la vegetación de los alrededores y el obstáculo que supone a la dinámica eólica los restos de una urbanización frustrada.

Referencias

Alcántara-Carrió, J. (2003). *Dinámica sedimentaria eólica en el Istmo de Jandía (Fuerteventura). Modelización y cuantificación del transporte*. Ed. Cabildo de Gran Canaria, 288 pp.

Alcántara-Carrió, J. & Alonso, I. (2001). Aeolian sediment availability in coastal areas defined from sedimentary parameters. Application to a case study in Fuerteventura. *Scientia Marina,* 65 (Suppl. 1), 7 – 20.

Alcántara-Carrió, J. & Alonso, I. (2002). Measurement and prediction of aeolian sediment transport at Jandia isthmus (Fuerteventura, Canary Islands). *Journal of Coastal Research*, 18(2), 300 – 315.

Alcántara-Carrió, J., Alonso, I., Hernández, L., Pérez-Chacón, E. & Romero, L.E. (1996a). Landscape evolution and human alterations of the aeolian dynamics in the Jandía Isthmus (Fuerteventura, Spain). En: *Partnership in Coastal Zone Management* (Taussik, J. & Mitchell, J., eds.). Samana Publishing Ltd., Cardigan, 283 – 290.

Alcántara-Carrió, J., Alonso, I., Ojeda, M.A., Hernández, L., Pérez-Chacón, E. & Romero, L.E. (1996b). Estudio del campo de vientos y del transporte eólico de sedimentos en el Istmo de Jandía (Fuerteventura). *Geogaceta*, 20 (2): 300 – 302.

Alonso, I., Jiménez, J.A. & Valdemoro, H.I. (2006). *Estudio del estado actual de los sistemas dunares de Corralejo y Jandía (Fuerteventura). Identificacion de problemas y propuestas de actuación. Informe II, Jandía.* Dirección General de Costas, Ministerio de Medio Ambiente.

Alonso, I., Cabrera, L., Jiménez, J.A., Valdemoro, H.I. & Sánchez, I. (2007). Ejemplo de evolución de una costa con barrera litoral e intenso transporte longitudinal: las playas de sotavento en Fuerteventura. En: *Investigaciones recientes (2005-2007) en geomorfología litoral* (Gómez-Pujol, L. & Fornós, J.J., eds.). Universidad de las Islas Baleares, IMEDEA, SHBN, SEG. Palma de Mallorca, 51 – 54.

B.O.C. (2004). Plan Especial de las Dunas de Maspalomas. *Boletín Oficial de Canarias*, 245, 20 de diciembre de 2004.

Betancort, A.R. & González A. (1990). Evolución reciente y estado actual de las estructuras agrarias de la isla de Lanzarote. *II Jornadas de Historia de Lanzarote y Fuerteventura***.** Cabildo Insular de Lanzarote. Tomo II, 49 – 86.

Cabrera, L.L., Alonso, I. & Alcántara-Carrió, J. (2005). Caracterización sedimentológica de "El Jable", Lanzarote. En: *Tendencias actuales en Geomorfología Litoral* (Hernández, L, Alonso, I., Mangas, J. & Yanes, A., eds.). Las Palmas de Gran Canaria, Ed. ULPGC, 137 – 141.

Cabrera, L. & Alonso, I. (2006). Geomorfología eólica del sector NE del Jable de Lanzarote: pasado y presente. En: *III Jornadas canarias de Geología* (Mangas, J., Lomoschitz, A. & Yepes, J. eds.). Libro de Resúmenes y Guía de las excursiones. Univ. Las Palmas de Gran Canaria, 21 – 37.

Cabrera, L.L., Alonso, I. & Alcántara-Carrió, J. (2006). Spatial changes in surface sediments derived from the different sediment sources and land uses at "El Jable" (Lanzarote, Spain). *Journal of Coastal Research***.** Spec. Iss. 48, 28 – 34.

Carracedo, J.C. & Rodríguez Badiola, E. (1993). Evolución geológica y magmática de la isla de Lanzarote (Islas Canarias). *Revista de la Academia Canaria de las Ciencias*, 5 (4), 25 – 58.

Criado, C. (1990)**.** Dinámica de dunas, paleosuelos y torrencialidad en el Pleistoceno reciente y Holoceno de Fuerteventura (Islas Canarias). *I Reunión Nacional de Geomorfología.* (Gutiérrez, M., Peña J.L. & Lozano, M.V., eds), SEG e Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 245 – 254.

Criado, C., Guillou, H., Hansen, A., Lillo, P., Torres, J.M. & Naranjo, A. (2004). Geomorphological evolution of parque natural dunas de Corralero (Fuerteventura, Canary Islands). En: *Contribuciones recientes sobre geomorfología* (Benito, G. & Díez Herrero, A., eds.). SEG y CSIC, 291 – 297.

Fernández, J. (1990). *Informe sobre el transporte eólico de arenas a través del Istmo de Jandia y su relación con la formación de playas en la costa de Sotavento (Fuerteventura).* Demarcación de Costas de Canarias. MOPU. 9 pp + planos.

Fontán, A., Alcántara-Carrió, J., Poveda, J.M. & Peña, M.A. (2007). Aplicación de técnicas de GPS diferencial, fotogrametría y geofísica a la cuantificación de procesos erosivos y balances sedimentarios en playas y dunas costeras. *Actas del XII Congreso de la Asociación Española de Teledetección.* Mar del Plata (Argentina).

Hernández, L. (2006). *Diagnóstico sobre la evolución del sistema de dunas de Maspalomas (1960-2000)*. Ed. Cabildo de Gran Canaria, 361 pp.

Hernández, L. & Mangas, J. (2004). Caracterización de los materiales sedimentarios aflorantes en el sistema de dunas de Maspalomas (Gran Canaria, Islas Canarias). En: *Procesos geomorfológicos y evolución costera* (Blanco, R., López, J. & Pérez, A., eds.). Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, 67 – 81.

Hernández, L., Alonso, I., Sánchez-Pérez, I., Alcántara-Carrió, J. & Montesdeoca, I. (2007). Shortage of sediments in Maspalomas dune field (Gran Canaria, Canary Islands) deduced from analysis of aerial photographs, foraminiferal content and sediment transport trends. *Journal of Coastal Research*, 23(4), 993 – 999.

Hernández-Cordero, A., Pérez-Chacón, E. & Hernández, L. (2006). Vegetation colonisation processes related to a reduction in sediment supply to the coastal dune field of Maspalomas (Gran Canaria, Canary Islands, Spain). *Journal of Coastal Research,* Spec. Iss. 48, 69-76.

Hernández-Pacheco, E. (2002). *Por los campos de lava.* Ed. Fundación César Manrique, Lanzarote, 337 pp.

Hidtma-Iberinsa (2005). *Estudio ecocartográfico del litoral de la isla de Fuerteventura*. Dirección General de Costas, Ministerio de Medio Ambiente.

Höllermann, P. (1990). Zur geoökodinamik von dünen: eine fallstudie aus süd-Fuerteventura (Kanarische Inseln). *Geoökodinamik*, 11 (2-3), 213 – 240.

Jiménez, J.A., Valdemoro, H.I. & Alonso, I. (2006). *Estudio del estado actual de los sistemas dunares de Corralejo y Jandia (Fuerteventura). Identificación de problemas y propuestas de actuación. Informe I: Corralejo.* Informe técnico. Dirección General de Costas, Ministerio de Medio Ambiente.

Martínez, J., Carpio, P., Gómez, M., Hernández, T. & Mena, A. (1986). *Las Dunas de Maspalomas: Geología e impacto del entorno*. Ed. Cabildo de Gran Canaria y Universidad Politécnica de Canarias, 151 pp.

Mayer, P. & Pérez-Chacón, E. (2006). Tourist activity and floods on the southern coast of Gran Canaria. An induced risk?. *Journal of Coastal Research,* Spec. Iss. 48, 77 – 80.

Meco, J., Pomel, R.S., Aguirre, E. & Stearns, C.E. (1987). The recent marine Quaternary of the Canary Islands. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, CSIC, Madrid, 10, 283 – 305.

Meco, J., Ballester, J., Betancort, J.F., Cilleros, A., Scaillet, S., Guillou, H., Cariacedo, J.C., Lomoschitz, A., Petit-Maiere, N., Ramos, A.J.G., Perera, N. & Meco, J.M. (2006). *Paleoclimatología del Neógeno en las Islas Canarias***.** Ministerio de Medio Ambiente, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 204 pp.

Ministerio de Medio Ambiente (2008). *Estudio integral de la playa y dunas de Maspalomas*. Informe Técnico. Dirección General de Costas, Madrid, 698 pp.

Ojeda, J., Vallejo, I. & Hernández, L. (2007). Utilidades de la tecnología LIDAR en la caracterización morfométrica de sistemas dunares: El caso de Maspalomas (Gran Canaria, Islas Canarias). En: *Investigaciones recientes (2005-2007) en geomorfología litoral* (Gómez-Pujol, L. & Fornós, J.J., eds.). Universidad de las Islas Baleares, IMEDEA, SHNB, SEG. Palma de Mallorca, 113 – 117.

Perera, F.M. (2004). Aportación al problema de El Jable a principios del siglo XIX. En: *X Jornadas de Historia sobre Lanzarote y Fuerteventura.* Ed. Cabildo Insular de Lanzarote y Cabildo Insular de Fuerteventura I, 205 – 212.

Pérez-Chacón, E., Hernández, L., Hernández, A., Mayer, P., Romero, L., Alonso, I., Mangas, J., Menéndez, I., Sánchez, I., Ojeda, J., Ruiz, P. & Alcántara, J. (2007). *Maspalomas: claves científicas para el análisis de su problemática ambiental.* Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Las Palmas de Gran Canaria, 38 pp.

IV. DUNAS Y DEPÓSITOS EÓLICOS CONTINENTALES EN ESPAÑA

20. Los sistemas eólicos del interior de España: Geomorfología eólica del Pleistoceno Superior y del Holoceno de Tierra de Pinares y de la Llanura Manchega

M. Bernat Rebollal[1], A. Pérez-González[2], J. Rodríguez García[3] y M. D. Bateman[4]

1. Introducción

Los depósitos eólicos del sureste de la Cuenca del Duero junto con los asociados al río Guadiana en Extremadura y los situados en la Llanura Manchega, forman los tres complejos eólicos (Fig. 1) del Cuaternario reciente más importantes del interior peninsular (Borja Barrera & Pérez-González, 2001). Asimismo, en la Cuenca de Almazán también existen numerosas aunque no muy extensas formas de erosión y acumulación de origen eólico, localizadas esencialmente en el corredor central de la cuenca terciaria definido por el eje del río Duero (Rodríguez García, 2008). En este trabajo se realiza un análisis geomorfológico de los depósitos eólicos situados en el sureste de la Cuenca del Duero, en la denominada comarca de Tierra de Pinares (en adelante TP) y en la Llanura manchega, mediante la caracterización e interpretación de las distintas morfologías de acumulación y deflación eólicas. Además, también se caracteriza el ambiente de formación y la cronología de estos depósitos eólicos continentales.

A las extensas acumulaciones de arena de TP, conocidas desde mediados del siglo XIX (Prado, 1854, 1862; Cortázar, 1891), se les atribuía un origen fluvial pero es Hernández Pacheco (1923a, b), quien asigna inequívocamente al viento su formación. Años más tarde, Bravard (1965), reconoce también la

1. Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas, 23, 28003-Madrid, España. E-mail: *m.bernat@igme.es*

2. Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CNIEH), Avda. de la Paz, Nº 28, 09004-Burgos, España.

3. Instituto Geológico y Minero de España. C/ La Calera, 1, 28760-Tres Cantos, Madrid, España.

4. Sheffield Centre for International Drylands Research, Department of Geography, University of Sheffield, Winter Street, Sheffield S10 2TN, UK.

capacidad de deflación y transporte por el viento de las arenas. A partir de los años 70, se inician trabajos sedimentológicos sobre estos depósitos (Aleixandre *et al.*, 1971; Casas *et al.*, 1972; Alcalá del Olmo, 1972, 1974), siendo los estudios de Alcalá del Olmo los que aportaron las mayores precisiones texturales y mineralógicas. Pérez-González (1982a) también estudia el origen de los depósitos eólicos y de las cubetas de deflación sobre el substrato terciario como la de Nava del Rey. Las cartografías geomorfológicas del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (Del Olmo Zamora & Gutiérrez Elorza, 1982; Portero García & Gutiérrez Elorza, 1982; Portero García, *et al.*, 1982; Olivé Davo & Gutiérrez Elorza, 1982; Carreras Suárez & Gutiérrez Elorza, 1982; Fernández *et al.*, 1991a y b; Cabra Gil, 1993) han mejorado los límites conocidos y la posición geomorfológica de las dunas y mantos eólicos en la cuenca del Duero, pero siempre con escasas precisiones cartográficas en cuanto a las morfologías eólicas. Sobre las interpretaciones sedimentológicas y dataciones de las acumulaciones eólicas de la parte centro-oriental de Tierra de Pinares, hay que tener en cuenta los trabajos de Temiño *et al.* (1997), Díez-Herrero & Bateman (1998), Bateman & Díez-Herrero (1999, 2001), Díez-Herrero *et al.* (2002) y García Hidalgo *et al.* (2002, 2007). Los trabajos de Desir *et al.* (2003) y Gutiérrez-Elorza *et al.* (2005) sobre el origen y evolución de playas en TP, ponen de manifiesto la responsabilidad del viento en la excavación inicial de la cobertera aluvial cuaternaria y la posterior profundización del fondo de las playas por deflación. Recientemente, se han realizado estudios geomorfológicos detallados de los mantos eólicos y de los principales campos de dunas de la cuenca del Duero (Bernat Rebollal *et al.*, 2003; Bernat Rebollal & Pérez-González, 2005, 2008) que incluyen clasificaciones morfodinámicas e interpretaciones sobre las formas de acumulación y de deflación eólicas, y en los que también se aborda el marco ambiental y cronológico de los depósitos eólicos.

En cuanto a la Llanura manchega, el estudio y cartografía de estos depósitos eólicos y sus morfologías tienen una referencia principal en Pérez-González (1982 b), quien además, da a conocer y aborda la problemática de las dunas arcillosas de la llanura aluvial de San Juan (Pérez-González *et al.*, 1983). También hay que resaltar las aportaciones en cartografía geomorfológica del Mapa Geológico Nacional (Pérez-González & Piles Mateo, 1985; Pérez-González & Cabra Gil, 1985; Portero & Ramírez, 1985; Cabra Gil, 1988) y del mapa geomorfológico del entorno de la Tablas de Daimiel elaborado por Rodríguez García (1998), que han ampliado la extensión de los depósitos eólicos, tanto por la zona oriental hasta las proximidades del río Júcar (Fig. 3, zona 3) como por la zona occidental a sotavento de las Tablas (Fig. 3, zona 4). Igualmente, tienen importancia por su

singularidad los trabajos mineralógicos realizados por Aleixandre *et al.* (1977), mientras que la cronología de los depósitos eólicos ha sido estudiada más recientemente por Rendell *et al.* (1994, 1996) mediante técnicas de termoluminiscencia. Ya más recientemente, Bernat Rebollal & Pérez-González (2006a, b) han estudiado y caracterizado los procesos de erosión eólica en las tierras de cultivo de la Llanura manchega establecidas sobre los depósitos eólicos.

2. Marco regional

Los mantos eólicos y campos de dunas de TP son los de mayor extensión de la Península Ibérica, ocupando centenares de kilómetros cuadrados, desde los sectores centrales de la cuenca hasta casi el pie del Sistema Central y recubriendo tanto las zonas de campiña como los altos páramos Miocenos del interior de la cuenca. Los arenales de origen eólico de TP se encuentran recubriendo terrazas y superficies de erosión plio-cuaternarias, sedimentos terciarios de distinta naturaleza (facies conglomeráticas, arenosas, limosas y margosas) y materiales mesozoicos y paleozoicos de los macizos satélites del Sistema Central. Entre estos depósitos se distinguen una serie de campos de dunas entre los que desatacan el de La Parrilla y Montemayor de Pililla (Fig. 2: Dfs-4), Arévalo (Fig. 2: Df-1), Cantalejo (Fig. 2: Df-3) y Sanchonuño-Lastras de Cuéllar-Arévalo (Fig. 2: Df-2), siendo este último, con 77 Km^2, el de mayor extensión (Bernat Rebollal & Pérez-González, 2005).

En La Mancha, la acción del viento ha modelado un paisaje compuesto por mantos eólicos y dunas que se extienden desde las Tablas de Daimiel (Fig. 3, zona 4), al Oeste, hasta la margen izquierda del río Júcar (El Picazo) al Este (Fig. 3, zona 3), con una longitud máxima de 145 km y una anchura de 8 km en la llanura aluvial de San Juan (Fig. 3, zona 1). Estos depósitos recubren fundamentalmente un substrato cuaternario formado por las terrazas de los antiguos sistemas aluviales del Guadiana y Júcar.

Las características climáticas presentes, determinan en ambos dominios geográficos un clima de tipo mediterráneo continental con veranos secos y calurosos, siempre más cálidos en La Mancha, con 24-25º C de media en el mes de Julio, mientras que los inviernos son más fríos en Tierra de Pinares, con 2-3º C de media en el mes de Enero, habiéndose registrado frecuentemente temperaturas extremas en ambas zonas tanto en verano como en invierno, con mínimas de hasta –15 º C y máximas de 40ºC. Las lluvias más abundantes son en otoño y primavera, oscilando la precipitación media en ambos casos entre los 500 y 300 mm dependiendo del lugar considerado, lo cual sitúa a ambos dominios geográficos en el límite de las condiciones semiáridas. En cuanto a los vientos

prevalentes, en la actualidad son los procedendes del Oeste y del Suroeste. El paisaje vegetal de TP se caracteriza por la presencia más o menos continua de una masa forestal de pino resinero (*Pinus pinaster*) y en menor medida de pino piñonero (*Pinus pinea*). La existencia de estos pinares se remonta por lo menos hasta los últimos 9000 años según los estudios palinológicos recientes llevado a cabo en la Laguna del Carrizal (Franco-Múgica *et al.*, 2005), pero tuvieron una gran expansión con las repoblaciones iniciadas en la segunda mitad del siglo XIX (Cortázar, 1877 y 1891) y sobre todo a partir de los años 40 del siglo XX (ICONA, 1995) para la industria resinera y la fijación de dunas. Por el contrario el paisaje vegetal de La Mancha está dominado por cultivos de vid y en menor medida olivar, con alguna pequeña mancha de pinar de repoblación en la zona más oriental (Peinado & Martínez, 1985).

Figura 1. Mapa de la Península Ibérica con la situación de las tres zonas con depósitos eólicos interiores: 1. Tierra de Pinares (SE Cuenca del Duero); 2. Llanura manchega; 3. Tierra de Barros (río Guadiana en Extremadura).

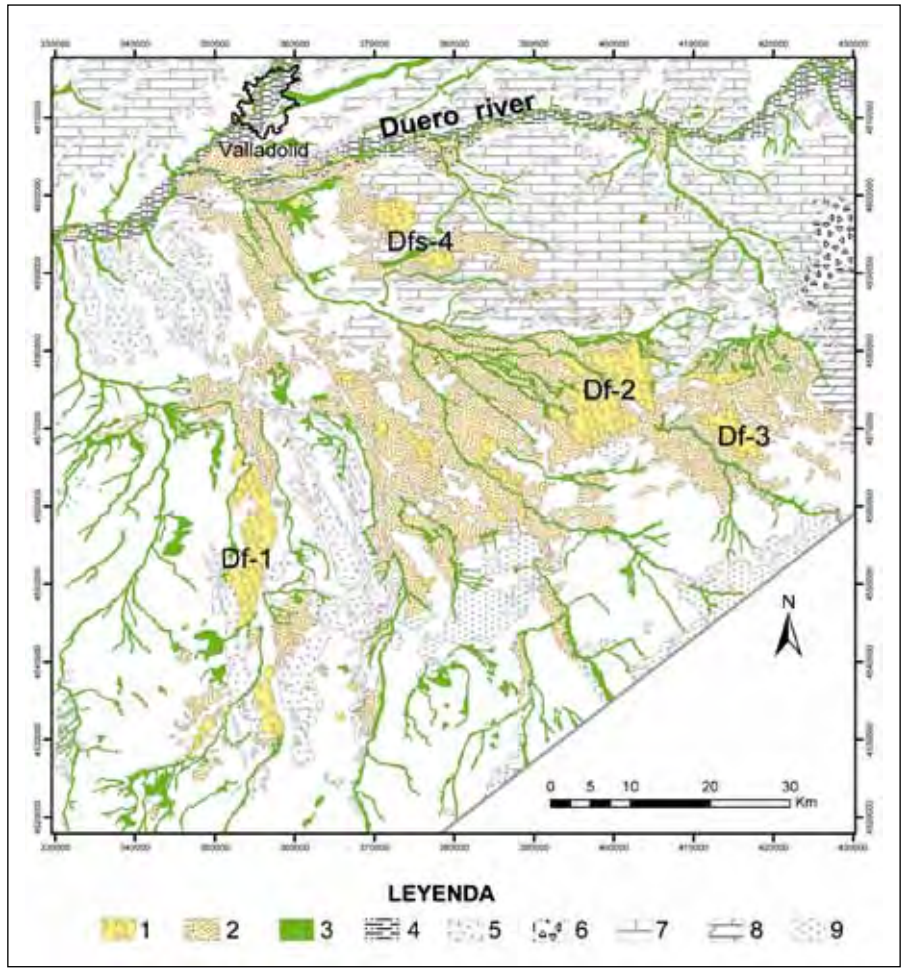


Figura 2. Mapa geomorfológico de síntesis de Tierra de Pinares en el sureste de la Cuenca del Duero con los principales campos de dunas estudiados: Df-1: Arévalo, Df-2: Sanchonuño-Lastras de Cuéllar, Df-3: Cantalejo, Dfs-4: Campos de dunas de los Páramos.

Leyenda: 1.Campos de dunas; 2. Mantos eólicos; 3. Llanuras de inundación y áreas lacustres; 4. Llanuras de inundación y terrazas bajas del río Duero y Pisuerga; 5. Terrazas fluviales; 6. Depósitos de *pediment*; 7. Páramos y replanos estructurales; 8. Macizo Mesozoico de Sepúlveda; 9. Substrato Mesozoico y Paleozoico: superficies de erosión y formas de relieve residuales.

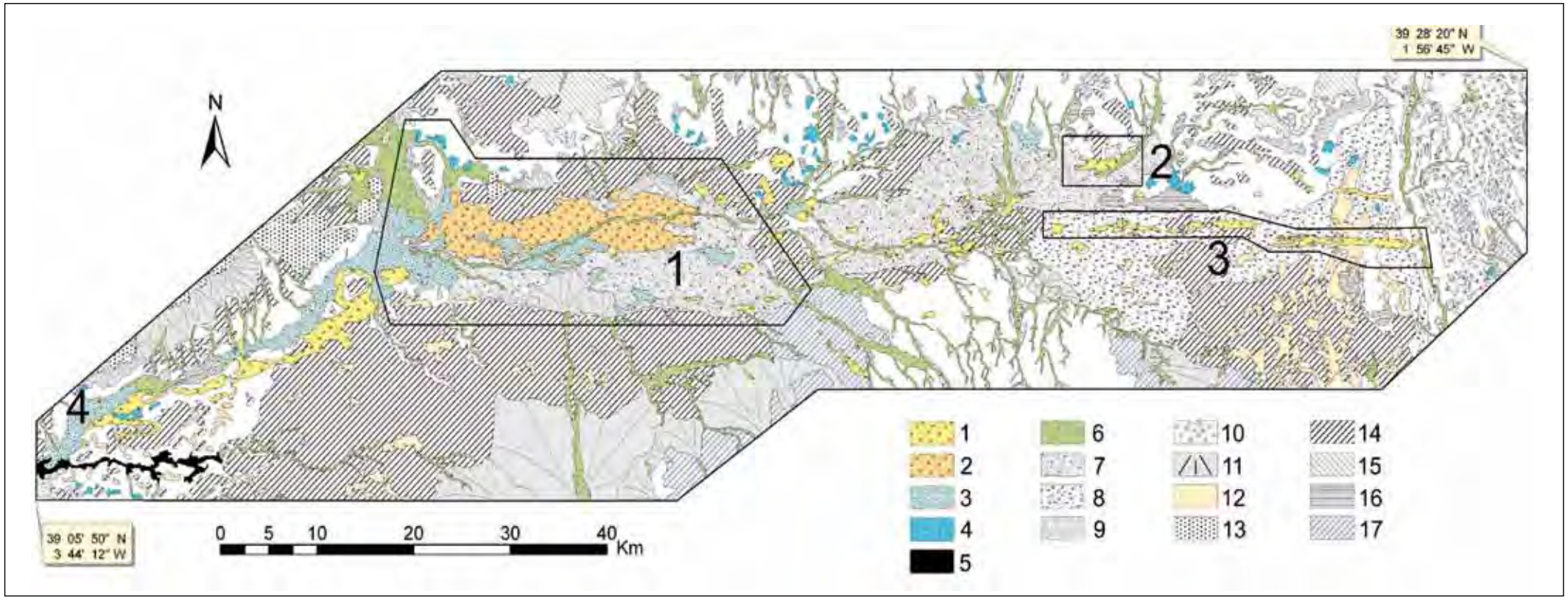


Figura 3. Mapa geomorfológico de síntesis de la Llanura Manchega con las zonas de estudio: 1. Llanura aluvial de San Juan; 2. San Clemente; 3. Corredor de Casas de Haro-Júcar; 4. Tablas de Daimiel.

Leyenda: 1. Dunas arenosas y mantos eólicos; 2. dunas arcillosas y mantos eólicos; 3. Playas; 4. Lagos y navas; 5. Turberas; 6. Llanuras de inundación y fondos de valle; 7. Sistema aluvial del río Guadiana; 8. Sistema aluvial del río Rus; 9. Sistema aluvial del río Júcar; 10. Depósitos aluviales de Casas de Ibáñez; 11. Abanicos aluviales. 12. Formas kársticas; 13. Relieves residuales paleozoicos; 14. Superficies erosivas de la llanura manchega; 15. Superficies erosivas sobre el substrato mesozoico; 16. Superficies-replanos estructurales; 17. Glacis.

3. Mineralogía y características texturales

En la Llanura Manchega se distinguen dos facies granulométricas principales (Pérez-González, 1982b, Bernat Rebollal & Pérez-González, 2008): una limo-arcillosa (*clay-dunes*), casi exclusiva de la llanura aluvial de San Juan (Fig. 3, zona 1) y con contenidos en limo y arcilla superiores al 8% y que frecuentemente superan el 30%, y otra arenosa, correspondiente al resto de las formaciones eólicas, en las que los contenidos de limo más arcilla son inferiores al 5%. Las facies arenosas concentran sus tamaños en los intervalos de arena fina y media (0,125-0.5 mm), mientras que sus contenidos en arenas muy gruesas o gránulos (2-4 mm) son prácticamente inexistentes. Los análisis de la fracción limo-arcillosa en las dunas arcillosas (*clay-dunes)* se caracterizan por un claro predominio de la arcilla frente al limo. Así, el contenido medio de la fracción limosa se aproxima al 12 % mientras que el contenido medio de arcilla es del 32%. Por otro lado, las arenas eólicas asociadas al sistema aluvial del Júcar tienen un contenido en limo y arcilla siempre inferior al 4,5 %.

La composición mineralógica (Aleixandre *et al.*, 1977) de estos depósitos es esencialmente de granos de cuarzo (80-90%), junto con feldespatos y fragmentos de caliza en proporciones similares como segundos minerales. En la fracción pesada, la asociación turmalina (60%), circón (16.5%) y estaurolita (10.5%) supone alrededor del 88% de ésta. En cuanto a su morfología, predominan los granos subredondeados mates, lo cual indicaría un escaso transporte desde el área fuente.

Las características composicionales y la morfología de grano de las arenas eólicas en La Mancha denuncian un origen cercano, localizado principalmente en los sistemas aluviales del Guadiana y Júcar, en los abanicos aluviales, algunos fondos endorreicos y en el Plioceno detrítico de la Mancha. Así, las acumulaciones de arenas y dunas más occidentales (Fig. 3, zona 4) se encuentran a sotavento del humedal de las Tablas de Daimiel (Rodríguez García & Pérez-González, 2002), mientras que en los sectores orientales (Fig. 3, Zona 3) las acumulaciones arenosas tienen su origen en los procesos de deflación de una amplia terraza elevada del río Júcar que representa un sistema fluvial que drenaba hacia el Oeste (Pérez-González, 1982b). En oposición a estos conjuntos de dunas de arenas de cuarzo, con bajos contenidos en limo + arcilla (<5%), en la llanura aluvial de San Juan (Fig. 3, zona 1) se ha acumulado una gran extensión de manto eólico y dunas limo-arcillosas entre Arenales de San Gregorio y Alcázar de San Juan. Igualmente, en las proximidades de San Clemente (Fig. 3, zona 2) los depósitos eólicos presentan unos contenidos elevados (8.7%) en limo y arcilla.

En TP sólo se ha determinado una única facies eólica arenosa (Bernat Rebollal & Pérez-González, 2008), con tamaño de arena variable de manera que las características texturales de los depósitos dependen fundamentalmente de sus áreas madre; así, las arenas procedentes de los depósitos fluviales están mejor clasificadas y se acumulan en tamaños de arena media-fina (0.125-0.5 mm), mientras que las de origen principal en las facies arcósicas terciarias están poco clasificadas y tienen sus tamaños medios más gruesos. Los depósitos eólicos con granulometría más gruesa (gránulos: 2-4 mm y micro cantos: 4-8 mm) predominarían en las zonas occidentales y suroccidentales donde aflora con más frecuencia el substrato terciario arcósico. Por el contrario las arenas eólicas con granulometría más finas se encuentran principalmente en las zonas orientales donde el substrato fluvial es más extenso, mientras que en los depósitos eólicos sobre los páramos Miocenos, la mayor lejanía del área fuente y el efecto topográfico de las *cuestas* que tienen que superar las arenas producen una mayor clasificación de las mismas (Bernat Rebollal & Pérez-González, 2005)

Las arenas eólicas de TP tienen una composición media de minerales ligeros formada por un 62.5% de cuarzo, un 35% de feldespatos y un 2.5% de fragmentos de rocas y micas, mientras que la fracción de minerales pesados está definida por la asociación turmalina-granate-andalucita, con una composición media del 35, 25 y 12% respectivamente (Alcalá del Olmo, 1972, 1974).

4. Formas eólicas

Morfológicamente, en la Llanura Manchega (Fig. 4) se pueden distinguir, mantos eólicos, dunas parabólicas en U y V de tipo simple y compuesto, "transversas", "longitudinales", dunas trepadoras, dunas irregulares y dunas arcillosas semejantes a *lunettes* (Fig. 9), como las descritas por primera vez en Australia (Hills, 1940) a sotavento de playas arcilloso-salinas. También existen formas eólicas erosivas destructoras-constructoras como *blowouts y* surcos de deflación *(wind-furrows)*. Las alturas máximas de las dunas se registran en la llanura aluvial de San Juan con 10-12 m, aunque lo normal es que sus crestas no sobrepasen los 4-5 m de alto.

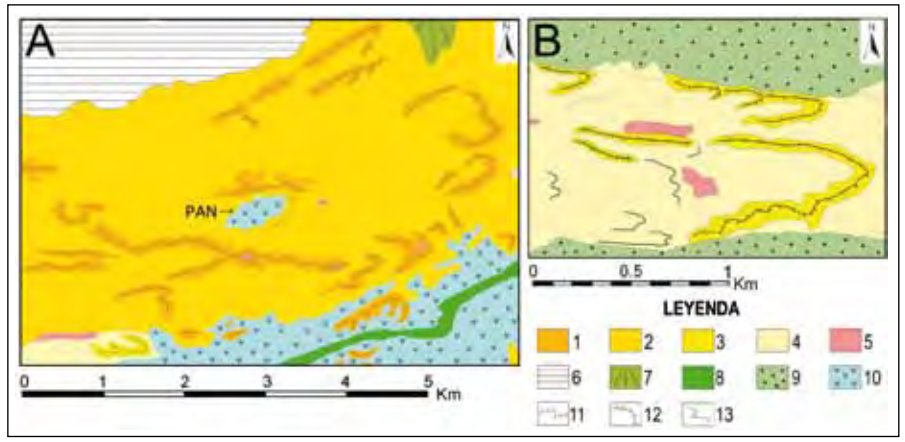


Figura 4. Dos áreas representativas de la Llanura Manchega con formas eólicas. A: Dunas arcillosas de la llanura aluvial de San Juan. B: Dunas arenosas del corredor Casas de Haro-río Júcar.

Leyenda: 1. Dunas arcillosas; 2. Manto eólico y áreas interdunares entre dunas arcillosas; 3. Dunas arenosas; 4. Manto eólico arenoso y zonas interdunares; 5. *Blowouts* y surcos de deflación; 6. Superficie estructural; 7. Depósitos de abanico aluvial; 8. Llanura de inundación y fondos de valle del río Záncara; 9. Depósitos aluviales del río Júcar (terrazas); 10. Playas secas-húmedas y lagunas; 11. Cresta dunar; 12. Cresta dunar con indicación de la cara de avalancha; 13. Crestas indiferenciadas de dunas y *blowouts*.

Las formas eólicas de acumulación más características en TP (Fig. 5) son los mantos eólicos y las dunas parabólicas tanto simples como compuestas. También se reconocen dunas transversas, barjanas, domos y formas longitudinales, así como formas de destrucción-construcción eólica como son los *blowouts* y *wind-furrows*. Los cuerpos dunares con mayores dimensiones los encontramos en el campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar (Fig. 5: B y C) con

dunas de hasta 24 m de altura, longitudes kilométricas y anchuras de centenares de metros, sin embargo, en general la altura media de las dunas es de unos 7-8 m, con anchuras de decenas de metros y longitudes que no suelen sobrepasar los 500 m. El campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar (Fig. 5: B y C) también destaca por presentar la mayor variedad y complejidad morfológica de toda TP, siendo frecuentes las superposiciones y obliteraciones entre los diferentes cuerpos dunares que lo componen.

5. Interpretación y discusiones sobre las principales formas eólicas de la Cuenca del Duero y la Llanura Manchega

5.1. Mantos eólicos

Los mantos eólicos o "*sand sheets*", con unos 1500 y 400 Km^2 de extensión en TP y La Mancha respectivamente, son las formaciones eólicas predominantes. Debido a las labores agrícolas y forestales sus topografías superficiales se encuentran bastante alteradas. Se trata de acumulaciones de arena (con limo y arcilla en San Juan en la Mancha) de morfologías planas o ligeramente onduladas que recubren las irregularidades del substrato con espesores que oscilan entre los pocos centímetros hasta los 4-5 m en el Duero y entre los 20-30 centímetros hasta los 1,5 m en La Mancha. En ambos casos contienen cuerpos dunares aislados con morfología poco significativa o sin caras de avalancha definidas, así como depresiones de deflación de tamaño variable. Únicamente se han localizado afloramientos en los mantos eólicos de TP, en ellos se observan *sets* de arenas gruesas y muy gruesas e incluso con gránulos y micro-cantos de hasta 8 mm de diámetro; estos depósitos se interpretan como *zibars* (Cooke *et al.*, 1973; Kocurek & Nielson, 1986) que son dunas sin caras de avalancha y construidas por partículas muy gruesas.

Según Kocurek & Nielson (1986), hay un conjunto de factores que condicionan la formación de los mantos de arena. La presencia de vegetación dispersa reduce el movimiento y crecimiento de las dunas, favoreciendo la acreción de láminas de arena horizontales. Esta circunstancia de vegetación clareada se da frecuentemente en los márgenes de los desiertos y en las zonas semiáridas esteparias. También, si el nivel freático es superficial o se producen inundaciones periódicas o estacionales, se dificulta o impide la formación de las dunas. Igualmente, el control más importante en la formación de extensas áreas de mantos eólicos en zonas desérticas del Sahara y de Arabia es el elevado tamaño de grano de los sedimentos movilizados por el viento (Breed *et al.*, 1987; Khalaf, 1989), factor también citado en el Ártico Canadiense (Mckenna-Neuman & Gilbert, 1986), en el desierto Mojave (Kocurek & Nielson, 1986) y en Australia (Mab-

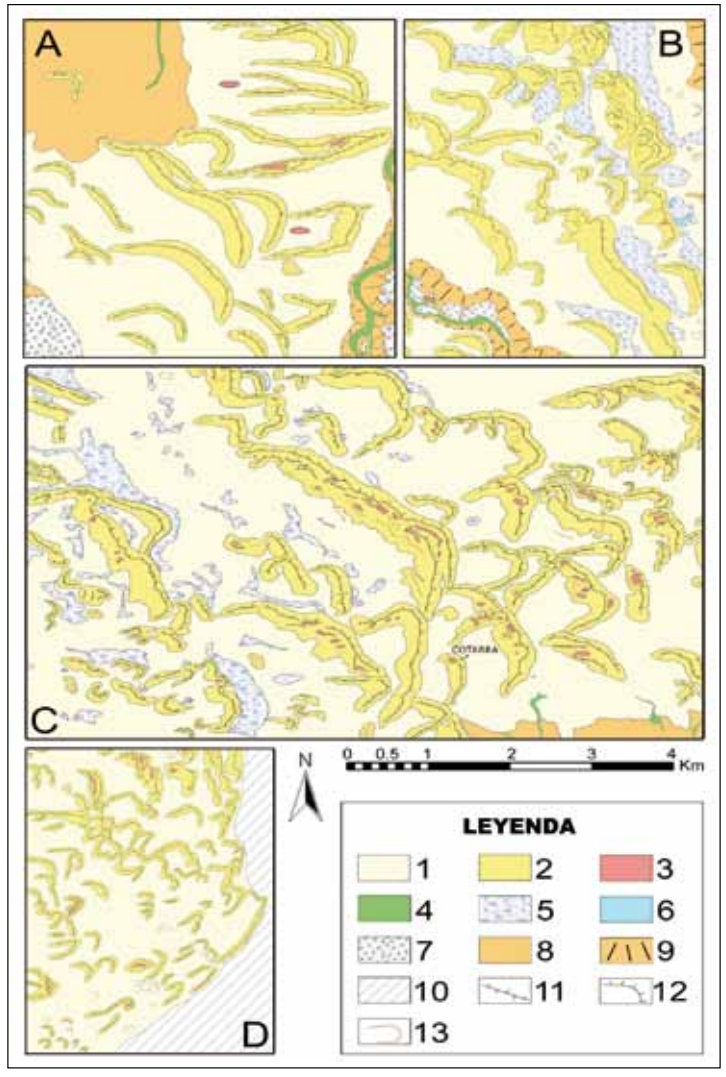


Figura 5. Cuatro zonas representativas con campos de dunas de TP en el SE de la Cuenca del Duero. A: *Arévalo* (Fig. 1: Df1); B: NE del Campo *Sanchonuño-Lastras de Cuéllar* (Fig. 1: Df-2); C: Zona SO y central del campo *Sanchonuño-Lastras de Cuéllar* (Fig. 1: Df-2); D: Páramo de *La Parrilla* (Fig. 1: Dfs-4).

Leyenda: 1. Manto eólico y zonas interdunares; 2. Dunas; 3. *Blowouts*, surcos de deflación y depresiones dunares; 4. Llanura de inundación o fondo de valle; 5. *Nava* (área endorreica deprimida con inundaciones intermitentes); 6. Lagunas; 7. Terrazas; 8. Substrato terciario (calizas y arcosas); 9. Pendientes en el substrato terciario; 10. Superficies del páramo en calizas del Mioceno; 11. Cresta dunar; 12. Cresta dunar con indicación de la cara de avalancha; 13. Crestas indiferenciadas de dunas y *blowouts*.

butt, 1980). En Tierra de Pinares y La Mancha concurren tres factores fundamentales que habrían propiciado la formación de los mantos eólicos: la cantidad elevada de partículas de tamaño medio y grueso de las áreas fuente, la presencia en algunas zonas de niveles freáticos superficiales y una cubierta vegetal de tipo abierto o estepario en las épocas de mayor actividad eólica (Rendell *et al.*, 1994, 1996; Bateman & Díez-Herrero, 1999, 2001; Díez-Herrero *et al.*, 2002).

5.2. Dunas parabólicas

Dunas parabólicas como las descritas en Tierra de Pinares y La Mancha se han localizado en diferentes ambientes: climas fríos, tanto del pasado como del presente (Filion & Morisset,1983; Castel *et al.*,1989), en climas templados y costas húmedas tropicales (Cooper, 1958, 1967; Story, 1982; Pye, 1982a; Flor, 1983, 1992) y en los límites de los desiertos cálidos, tanto activas como estabilizadas (McKee, 1966; Bowler & McGee, 1978; Lancaster, 1983). En todos estos lugares existe un cierto grado de colonización vegetal de las dunas, lo cual demuestra que ésta debe jugar un importante papel en su formación, protegiendo los brazos menos móviles contra la acción eólica y permitiendo que la parte central avance. Sin embargo, su formación está también influenciada por la humedad de la arena y la presencia de láminas de agua o interfases vadosas cercanas a la superficie (David, 1981). También la velocidad del viento es determinante, ya que son necesarios fuertes vientos para vencer la resistencia de la vegetación (McKee, 1966).

En TP y La Mancha, los análisis SIG sobre los tipos dunares dan como resultado que existe un predominio de las formas parabólicas (Figs. 4, 5, 7 y 8), tanto simples (Fig. 7) como compuestas y complejas, con un 74 % del total de las formas dunares. Las formas parabólicas compuestas, son más abundantes en TP y las formas complejas exclusivas de este dominio geográfico. Estas dunas, suelen mostrar cierta asimetría con mayor desarrollo (en la mayoría de los casos) del brazo o los brazos situados al N o NW de la depresión central y que se relaciona con diferencias en el aporte de sedimento debido a modificaciones en la dirección del viento constructor. En cuanto a su estructura interna, en TP se observa un predominio de la estratificación cruzada planar (Fig. 6) a gran escala (de ángulo bajo, medio y alto), con variaciones del espesor de las laminaciones desde millímetros a centímetros y planos de inclinación que indican direcciones de transporte coincidentes con los paleovientos deducidos de las morfologías dunares. Por el contrario, en La Mancha sólo se han observado arenas con estratificación horizontal-subhorizontal en afloramientos del sector de San Clemente, mientras que en el resto únicamente se observan arenas masivas sin estratificación.

Figura 6. Detalle de laminaciones milimétricas con arenas de tamaño medio y fino formando en conjunto una estratificación cruzada planar de alto ángulo con sentido de transporte de Oeste a Este. Duna parabólica del campo dunas de Mudrián (TP).

En TP y La Mancha, la génesis de las dunas parabólicas a partir de *blowouts* ha dejado señales inequívocas en los diferentes campos de dunas estudiados (Figs. 4-B, 5-A y 5-C), como son las depresiones de deflación a barlovento (W y SE) y en el surco central de las dunas parabólicas, en algunos casos ocupadas por láminas de agua temporales o permanentes. Otro rasgo que nos remite al origen de las dunas parabólicas son los cinturones de arenas que rodean estas depresiones erosivas, como en el caso de la zona de Cotarra de Alba (campo de dunas de Sanchonuño en TP, Fig. 5-C, centro-sur), donde se observa una gran depresión rodeada por un potente cinturón de arenas cuya expansión y avance hacia sotavento (Este) está formando una incipiente duna parabólica. En cuanto al régimen de vientos, los muy unidireccionales producen dunas parabólicas de tipo alargado (Pye, 1982b, 1993; Filion & Morisset, 1983; Gaylord & Dawson, 1987; Short, 1988) como las descritas en Arévalo y los páramos en TP (Fig. 5:

A y D) y en la zona oriental de la TP (Fig. 4-B), mientras que bajo vientos más variables tienden a formarse dunas con brazos más cortos de tipo semicircular y en media luna *(*Pye, 1993) como las presentes en la mayoría de los campos de dunas estudiados de TP (Fig. 5). Las morfologías de las dunas compuestas y complejas con rasgos de "adhesión-superposición" (Fig. 5: B y C) indican que se habrían formado por coalescencia y amontonamiento de dunas simples con distintas velocidades de movimiento, aunque en algún caso podrían ser el resultado de ala evolución de un único cuerpo con movimiento desigual en distintas partes de sus brazos debido por ejemplo al efecto de frenado causado por la vegetación. Un caso especial de dunas parabólicas son las rampas parabólicas complejas (García Hidalgo *et al.*, 2002), muy abundantes en la parte nordeste (sotavento) del campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar (Fig. 5-B, noroeste) y que consisten en cuerpos parabólicos con frentes más o menos lobulados, sin depresión interna y con el flanco a barlovento muy tendido en el que se desarrollan dunas parabólicas, transversas y *blowouts*. Por otro lado, las dunas parabólicas compuestas de tipo alargado, muy abundantes en el campo de dunas de Arévalo en TP (Fig. 5-A) y también observadas en la zona oriental de La Mancha (Fig. 4-B) se formarían por evolución de un único cuerpo que se estiraría en la dirección del viento dominante y cuyos brazos principales se bifurcarían a su vez mediante profundos surcos de deflación en varios brazos paralelos o subparalelos; en este sentido, todavía se aprecian brazos en un estado de separación incipiente e igualmente con surcos de deflación o *wind-furrows* muy alargados (Fig. 5-A, centro-norte).

5.3. Dunas transversas

Los análisis SIG sobre las formas dunares señalan que las dunas transversas (Fig. 9) representan únicamente el 15 % de las formas cartografiadas en TP y aproximadamente el 9 % en La Mancha. En los campos de dunas estudiados en TP, la sinuosidad natural de las dunas transversas que les confiere un aspecto linguoide-barjanoide (Cooke *et al.*, 1993) puede llegar a estar muy acentuada, e incluso tender hacia formas parabólicas compuestas en escalera (Fig. 5-D, centro). Esta elevada sinuosidad de algunas dunas transversas sugiere un papel activo de la vegetación en la formación de estas morfologías, ya que su presencia en las zonas a sotavento de las dunas, produciría el frenado y el movimiento desigual de los frentes de avance dunar. En el caso de La Mancha, este tipo de dunas presentan un trazado más recto.

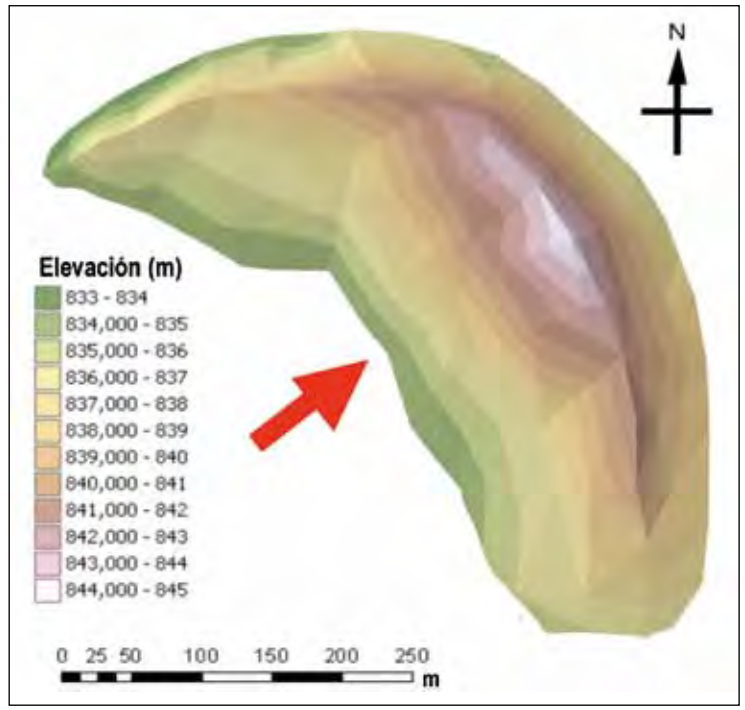


Figura 7. Modelo Digital de Elevaciones de duna parabólica simple en media luna, morfología muy frecuente en Tierra de Pinares.

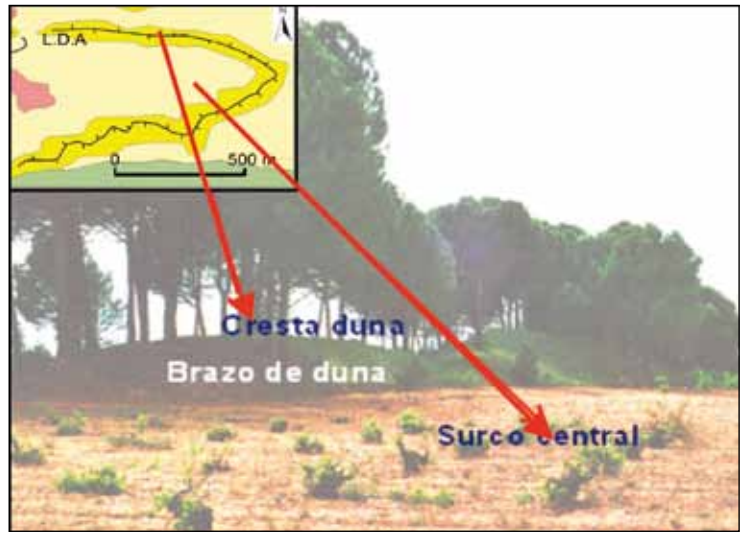


Figura 8. Foto del brazo de una duna parabólica alargada en la zona oriental de La Mancha.

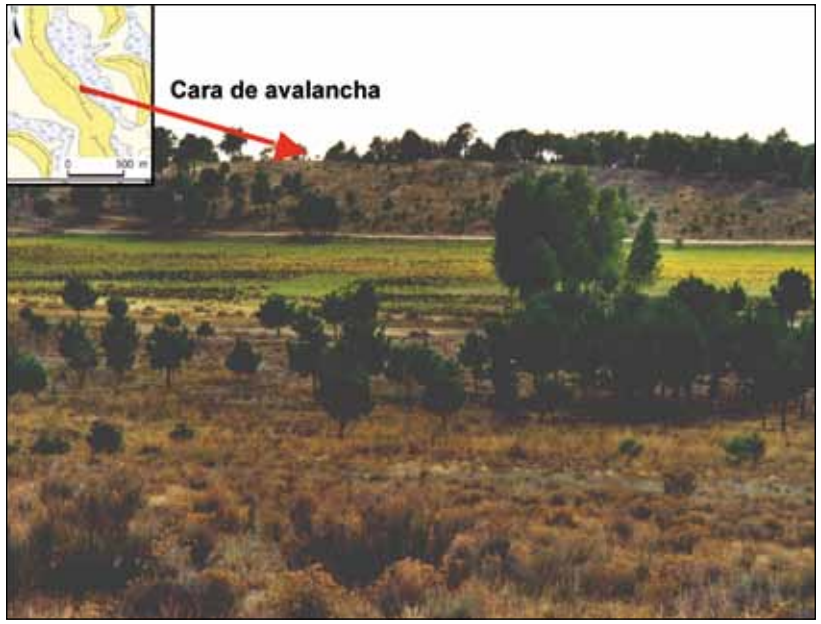


Figura 9. Cara de avalancha con inclinación de 15-20º de una duna transversa con 20 m de altura. Se aprecia un área interdunar húmeda con desarrollo de nava. Se observa la cara a barlovento con inclinaciones de 3-6º de una duna parabólica degradada, que cierra por el NW el área interdunar. Campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar (Tierra de Pinares).

5.4. Dunas de tipo longitudinal

Son escasas en las dos áreas geográficas analizadas, siendo en apariencia más abundantes y con mayor desarrollo en altura y longitud (hasta 2 Km de longitud y 10-12 m de altura) en La Mancha (Fig. 4-A). Estas morfologías se podrían clasificar como *sand ridges* o *vegetated linear dunes* (Tsoar & Møller, 1986), originadas por vientos con una dirección principal y en las que la vegetación interviene como elemento activo en la formación dunar. Pero la disposición y relación de algunas de estas morfologías con otras formas dunares (Fig. 5-D, sureste del campo de dunas) también sugiere que son el producto de la degradación de dunas parabólicas alargadas por avance y deflación del frente convexo mientras que los brazos fijados por la vegetación se transformarían en dunas de aspecto longitudinal (Bernat Rebollal & Pérez-González, 2005).

5.5. Dunas arcillosas y *lunettes*

Los estudios texturales para las dunas limo-arcillosas de la llanura aluvial de San Juan (M) junto con las observaciones morfológicas han permitido caracterizar

formas similares a *lunettes* a sotavento de playas arcilloso-salinas como las descritas por Hills (1940), Bowler & McGee (1978) y Holliday (1997), y al igual que otras *clay-dunes* (Huffman & Price, 1949; Price, 1963), estas se habrían formado por la exposición a los vientos prevalentes de playas estacionales con sedimentos salinos y arcillosos (Fig. 10). Estas morfologías serían exclusivas de esta mancha limo-arcillosa de La Mancha (Fig. 3, 1). Su propia naturaleza arcillosa hace que tengan una movilidad limitada y permanezcan prácticamente fijadas desde su formación. En cuanto al resto de morfologías, es posible que los productos arcillosos originados por deflación de las playas actuales cubriesen dunas y mantos arenosos ya existentes, de la misma manera que arenas recientes cubren topografías arcillosas en el borde sur de la gran mancha limo-arcillosa de San Juan (Fig. 5-A, extremo suroeste).

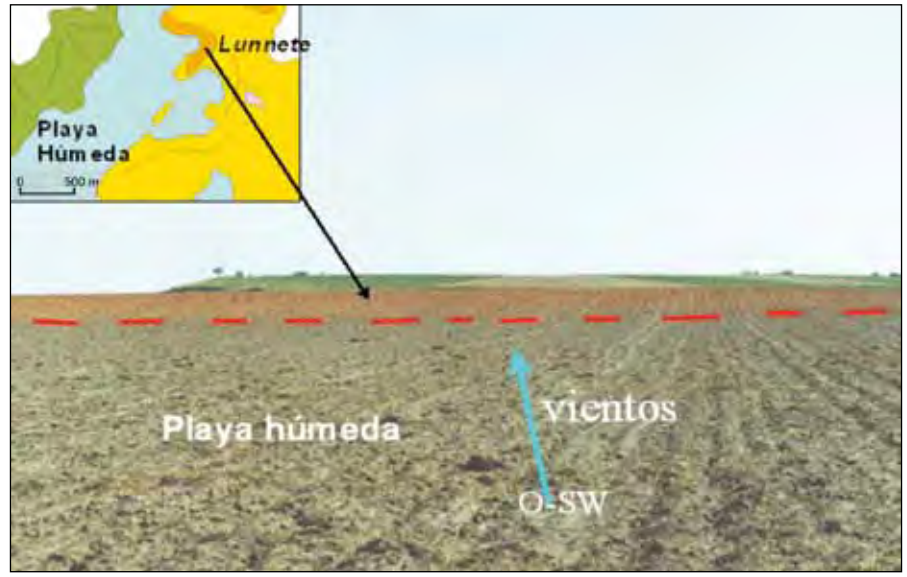


Figura 10. *Lunette* (forma de media luna) con depósitos de playa (en la actualidad seca) a barlovento en el límite occidental de la llanura aluvial de San Juan (La Mancha).

5.6. Barjanes, domos y dunas en estrella

En Tierra de Pinares, las dunas barjanoides son muy escasas, de pequeño tamaño y siempre se encuentran en los márgenes a barlovento de los campos de dunas (Fig. 5-C, extremo suroeste) por lo que parecen estar asociadas a zonas con un menor aporte de arena y muy expuestas a la acción del viento que dificultarían la permanencia de los granos de arena y su acumulación. En la Llanura Manchega no se han descrito ni observado dunas de este tipo. Asimismo, en las áreas a barlovento de los campos de dunas de la Cuenca del Duero, también se observan

formas en domo de pequeñas dimensiones y sin caras de avalancha definidas. Según García Hidalgo *et al.* (2002), estas formas en domo podrían constituir fases iniciales de la construcción dunar que posteriormente evolucionarían hacia formas barjanoides y transversas. Por el contrario las dunas en "estrella" sólo se han reconocido en La Mancha, se trata de formas pequeñas, de escasa altura (1-3 m) y similares a colinas de cimas más o menos redondeada con brazos irregulares que irradian desde un punto central. Han sido identificadas al sur de Alcázar de San Juan asociadas a formas cónicas, mientras que al este de Casas de Don Enrique estarían asociadas a formas parabólicas. En general estas dunas indican momentos con una elevada variabilidad del régimen de vientos que contrastaría con la fuerte unidireccionalidad detectada en el Corredor Casas de Haro-Río Júcar, reflejada en las dunas parabólicas construidas por los vientos del Oeste.

5.7. Depresiones erosivas (*Blowouts* y surcos de deflación)

En TP y en La Mancha, las depresiones de deflación se encuentran tanto en el manto eólico como en las caras a barlovento y crestas de las formas dunares. El desarrollo de formas erosivas eólicas está relacionado con la cubierta vegetal, de modo que su pérdida produce un descenso de la rugosidad superficial y como consecuencia se incrementa el transporte por el viento de las partículas del suelo (Gutiérrez-Elorza, 2001, 2005). La vegetación de las partes superiores de las dunas tiende a clarear al sufrir los efectos de períodos de sequía acentuada por el eficiente drenaje de la arena, por lo que la deflación con formación de *blowouts* se produce preferentemente en estas áreas (Rutin, 1983; Ahlbrandt *et al.*, 1983; Thom *et al.*, 1994). Morfométricamente, tenemos *blowouts* métricos y decamétricos, siendo los más característicos los *saucer-blowouts* con relaciones ancho-largo de 1:2 a 1:3 y los *trough-blowouts* con relaciones de 1:4. En algunos casos su evolución a sotavento produce *blowout dunes* con formas parabólicas, mientras que en algunos *trough-blowout* la concentración de la erosión en el final del área a barlovento (Hesp, 2002) produce que estos se alarguen o migren hacia sotavento produciendo largos surcos de deflación o *wind-furrows* (Fig. 11), tal y como se aprecia en numerosos depresiones de deflación de las zonas de estudio que presentan formas elípticas con el eje mayor muy alargado (hasta decenas de metros) en la dirección SW-NE y W-E determinada por los vientos dominantes (SW y W) capaces de producir deflación eólica.

6. Características de los espacios interdunares

Los campos de dunas contienen espacios interdunares que son zonas de bajo relieve y topográficamente deprimidas situadas entre las dunas con la misma naturaleza morfológica y sedimentológica que los mantos eólicos, y que dependiendo de la presencia o no de zonas con encharcamientos temporales o permanentes se definen como áreas interdunares húmedas o secas. En TP, los campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar (Figs. 2:Df-2, 5-B y 5-C) y el de Cantalejo (Fig. 2: Df-3) contienen excelentes ejemplos de áreas intedunares húmedas con formación de navas y lagunas como las de Navalayegua, Navalagrulla, Tenca y el Carrizal. Por el contrario, los campos de dunas desarrollados sobre los páramos (Figs. 2: Dfs-4 y 5-D) y la parte occidental de la campiña (Figs. 2: Dfs-1 y 5-A) carecen de ellas. Las morfologías de algunas de las depresiones húmedas con navas o lagunas en TP sugieren que pudieran ser producto de la deflación eólica ya que tienen claramente un eje mayor en la dirección de los vientos dominantes del SW o del W en concordancia con las formas dunares y estructuras sedimentarias analizadas. Algo similar sucedería en La Mancha, en el sector de dunas arcillosas de San Juan (Fig. 3, zona 1), donde destacan depresiones interdunares de tipo húmedo con formación de playas salinas, algunas de las cuales tienen forma elíptica con el eje mayor en la dirección de los vientos dominantes y un anillo dunar a sotavento, por lo que podrían llegar a considerarse como auténticos *pans* (Fig. 4-A, centro). Por otra parte, la presencia de láminas de agua en algunas zonas de los sistema eólicos de TP y La Mancha podría haber condicionado los períodos de deflación y acumulación eólica (estabilización eólica con freáticos altos) tal y como proponen García Hidalgo *et al.* (2002, 2007) para la zona oriental de TP.

Figura 11. Surco de deflación o *wind-furrow* sobre arenas eólicas en el Corredor Casas de Haro-Río Júcar de la Llanura manchega oriental (Fig. 3, zona 3).

7. Cronología y marco ambiental de los depósitos eólicos

En cuanto a las cronologías, en ambos dominios geográficos existen datos obtenidos mediante técnicas de termoluminiscencia (TL) y luminiscencia estimulada ópticamente (OSL) (Rendell *et al.* 1994 y 1996, Díez-Herrero & Bateman, 1998; Bateman & Díez-Herrero,1999 y 2001, Díez-Herrero *et al.*, 2002). En TP también hay dataciones calibradas (Temiño *et al.*, 1997; García Hidalgo *et al.*, 2002 y 2007; Bernat Rebollal & Pérez-González, 2008) mediante análisis de ^{14}C convencional y espectometría de masas (^{14}C-AMS) de momentos de estabilización eólica con formación de horizontes A de suelos. En las investigaciones de Bernat Rebollal & Pérez-González (2005, 2008), también se han obtenido dataciones por TL-OSL de muestras tomadas en depósitos dunares de La Mancha y TP. En este trabajo se incluyen seis nuevas dataciones realizadas mediante OSL en el *Sheffield Centre for International Drylands Research* de muestras recogidas en La Mancha. Para analizar todos estos datos en conjunto, se han representado gráficamente las 71 dataciones realizadas hasta la fecha en las dos zonas de estudio (Fig. 13), 51 por TL-OSL y 20 mediante ^{14}C convencional o espectometría de masas (^{14}C-AMS), de manera que comparando estos datos con los eventos paleoclimáticos del Cuaternario reciente y Holoceno es posible proponer con cierta aproximación los períodos de actividad y estabilización eólica en el interior peninsular.

Figura 12. Horizonte A de suelo de color negro desarrollado entre secuencias de arenas eólicas, y datado con ^{14}C-AMS en alrededor de 1 ka. Campo de dunas de Cantalejo (TP).

En general, las cronologías de los depósitos eólicos (Fig. 13) apuntan a su formación durante el período de transición Tardiglaciar-Holoceno, al igual que otros depósitos eólicos del centro y norte de Europa (Castel *et al.*, 1989; Kasse, 2002). Este período tuvo una alta variabilidad climática definida isotópicamente en la secuencia GRIP (Walker *et al.*, 1999), también reflejada en los sondeos marinos de Alborán, el Golfo de Cadiz y el margen del noroeste Ibérico (Cacho *et al.*, 2001; Sánchez-Goñi *et al.*, 2002; Sánchez-Goñi & D'Errico, 2005; Moreno *et al.*, 2007; Fletcher & Sánchez-Goñi, 2008) y estaría caracterizada por la ciclicidad natural de los eventos *Heinrich* (HE's) y las oscilaciones *Dansgaard-Oescher* (D-O), de manera que los períodos más "cálidos" o interestadiales quedarían enmarcados por períodos fríos de mayor duración e intensidad, conocidos como estadiales. Así, el centro de cada evento *Heinrich* (cuando la producción de hielo cargado de sedimentos del casquete canadiense es máxima) y el máximo de los estadiales D-O se correspondería con períodos fríos y áridos en el interior peninsular (Sánchez-Goñi *et al.*, 2002; Sánchez-Goñi & D'Errico, 2005; Fletcher & Sánchez-Goñi, 2008), hecho también demostrado mediante estudios palinológicos y de estratigrafía de eventos en el centro peninsular (Ruiz Zapata *et al.*, 2000, 2003a, b; Vegas, 2007; Vegas *et al.*, 2003 y 2008). De acuerdo con estos estudios, los cambios en la vegetación se realizarían como respuesta casi simultánea a las oscilaciones climáticas, tanto en las áreas montañosas como en zonas de baja altitud, de manera que durante los períodos fríos se limita el desarrollo del bosque y se produce un aumento de la vegetación herbácea y arbustiva de tipo esteparia. Además, al igual que el final del Pleistoceno Superior, el Holoceno también estaría caracterizado por la sucesión de cambios climáticos rápidos (Mayewski *et al.*, 2004) que se reflejarían sobre la vegetación (Fletcher & Sánchez-Goñi, 2008) y en consecuencia sobre la actividad de los sistemas eólicos.

Las dataciones por lumininiscencia (TL-OSL) de las dunas arenosas en TP y en la zona oriental de La Mancha (Fig. 13, amarillo) indican que el principal desarrollo dunar tuvo lugar entre los 13.5 y 7 ka BP coincidiendo con la fase frías y árida del estadial GS-1 (Younger Dryas: 12.6-11.5 ka BP) y el período de enfriamiento que tuvo lugar en el Holoceno temprano-medio entre los 9 y 8 ka BP (Walker *et al.*, 1999; Cacho *et al.*, 2001; Mayewski *et al.*, 2004), intervalo este último que supuso un enfriamiento generalizado en las latitudes medias-altas pero con retraimiento de los glaciares en zonas como los Alpes debido al incremento de la aridez (Mayewski *et al.*, 2004), disminución de la humedad ambiental que también parece registrarse en zonas lacustres del noroeste del Sistema Ibérico (Vegas *et al.*, 2003; Vegas, 2007). Además, en La Mancha se registra actividad eólica con formación de dunas arenosas durante el intervalo 17-14.5

ka BP que coincidiría aproximadamente con momentos de mayor enfriamiento asociados a los eventos *Heinrich* HE-1 y *Oldest Dryas* (GS-2a), este último definido entre los 15.5-14.7 ka BP en el interior peninsular e interrumpido por un interestadial más cálido y húmedo denominado GI-1 (*Bölling-Allerød*). Este interestadial GI-1 aconteció entre los 14.7 y 12.8 ka BP en la Península, donde se detectan claramente dos pulsos cálidos (GI-1e, GI-1a) y una fase fría intercalada (*Older Dryas:* GI-1d) entre 14 y 13.5 ka BP (Ruiz Zapata *et al.*, 2000, 2003a, b; Vegas *et al.*, 2003; Vegas, 2007).

En cuanto a las dunas arcillosas de La Mancha (Fig. 13, naranja claro), estas se acumularon principalmente entre los 29.5 y 15 ka BP, coincidiendo en el tiempo con el final del evento HE-3, los eventos HE-2 y HE-1 y con el estadial GS-2 (subestadiales GS-2c, GS-2b y GS-2a: *Oldest Dryas*). Tras una breve interrupción durante los 15-14 ka BP (GI-1e: *Bölling*) se vuelven a formar dunas arcillosas, probablemente en el breve *Older Dryas* (GI-1d), durante el estadial GS-1 (YD) e igualmente con el período de enfriamiento del Holoceno temprano-medio entre los 9 y 8 ka BP (Walker *et al.*, 1999; Cacho *et al.*, 2001; Mayewski *et al.*, 2004). Hay que señalar que la formación de las dunas arcillosas coincide entre los 15.5 y 7 ka BP con la generación de dunas arenosas, de las que curiosamente no se encuentran depósitos anteriores a los 17 ka BP en ninguna de las dos zonas de estudio, este hecho podría deberse a la alta erodibilidad y movilidad de las arenas que habría impedido la conservación de dunas arenosas anteriores a estas fechas, al contrario que las dunas con altos contenidos en arcillas (baja erodibilidad y movilidad) que estarían prácticamente fijadas desde el momento de su formación. Aparentemente, a partir de los 6.5 ka BP no se forman más dunas arcillosas, coincidiendo con una condiciones climáticas de mayor humedad en el interior del continente europeo (Mayewski *et al.*, 2004), tendencia también observada en zonas lacustres del oeste de la Península Ibérica (Wanner *et al.*, 2008) y que podría haber alterado las condiciones hídricas de las playas salinas (generadoras de las partículas arcillosas) de La Mancha.

En ambos dominios geográficos, las dataciones por TL-OSL indican que hay un nuevo período de actividad eólica con formación de dunas arenosas en el Holoceno reciente, con actividad eólica entre los 5 y 2 ka BP. Durante este intervalo de tiempo se detectan avances generalizados de los glaciares en todo el mundo y la variabilidad climática es la tónica general pero con una clara tendencia hacia las condiciones actuales (Wanner *et al.*, 2008), por lo que la influencia climática en estas reactivaciones es incierta. Sin embargo, este período de actividad eólica sí coincide con los cambios en los usos del suelo que tuvieron lugar durante el período Neolítico, Edad de los Metales e inicios de la romanización

en la Península Ibérica entre el 5 milenio y el siglo I a.C. (Arribas, 1967; Fortea Pérez & Oliver Martí, 1977; Guiliane, 1980), que en La Mancha se refleja en los numerosos asentamientos ya fortificados desde la Edad del Bronce, relacionados con explotaciones agrícolas intensivas de tipo mediterráneo (Martín *et al.*, 1993; Nájera & Molina, 2004; Molina *et al.*, 2005).

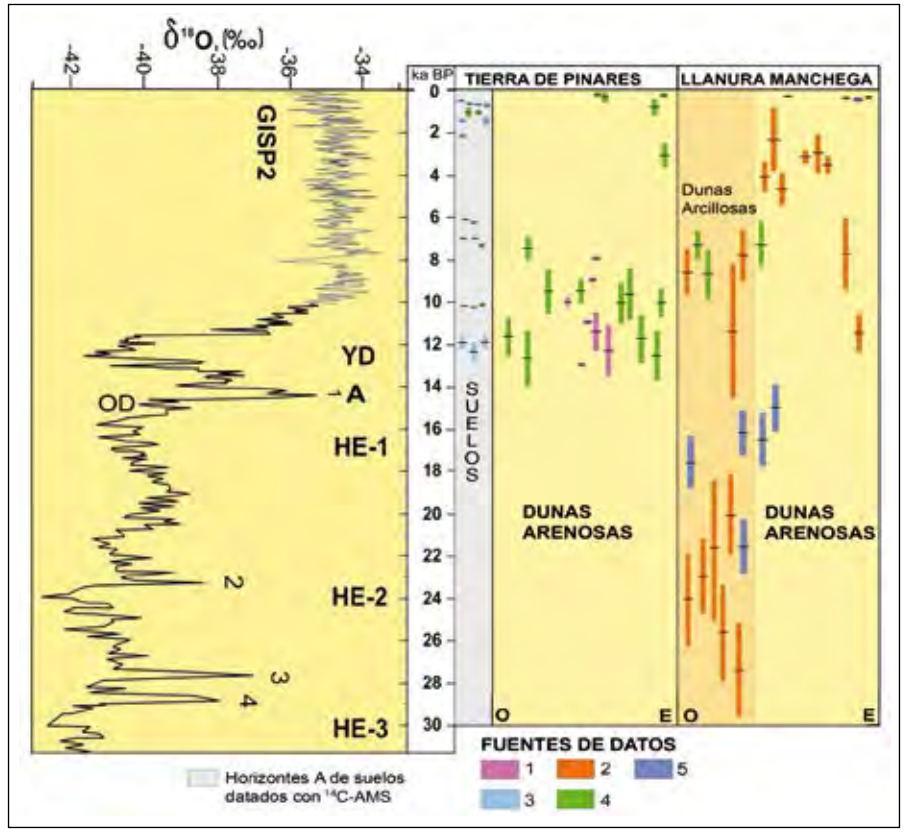


Figura 13. Cronologías de los depósitos eólicos y suelos asociados de Tierra de Pinares y La Mancha. Fuentes de datos: 1, Díez-Herrero & Bateman, 1998; Bateman & Díez-Herrero, 1999 y 2001; Díez-Herrero *et al.*, 2002; 2, Rendell *et al.*, 1994, 1996; 3, Temiño *et al.*, 1997 y García-Hidalgo *et al.*, 2007; 4, Bernat Rebollal & Pérez-González (2005 y 2008); 5, Bernat Rebollal *et al.* (Datos inéditos). Las líneas verticales de colores muestran el rango de valores de las dataciones. La curva GISP2 representa la variación isotópica $\delta^{18}O$ del hielo en sondeos de Groenlandia (Walker *et al.*, 1999). HE: Eventos Heinrich; A: interestadial GI-1 (*Bölling-Allerød*); OD: estadial GS-2a (*Oldest Dryas*); YD: estadial GS-1 (*Younger Dryas*). Los números 1, 2, 3 y 4 señalan los interestadiales (momentos más cálidos) durante el final del Pleistoceno Superior.

Finalmente, la última reactivación eólica de consideración se produce entre los 0.5-0.150 ka BP coincidiendo con la Pequeña Edad del Hielo registrada en Europa entre los siglos XV y XVIII (Crowley & Kim, 1999; Crowley & Lowery, 2000; Jones *et al.*, 1998; Mann *et al.*, 1998 y 1999), intervalo de tiempo con avance generalizado de los glaciares en el hemisferio Norte y caracterizado por una variabilidad climática mayor que ninguna otra del Holoceno (Mayewski *et al.*, 2004) y que en el interior de la Península Ibérica además del descenso medio de las temperaturas supuso un período de frecuentes e intensas sequías sobre todo desde el siglo XVI hasta el siglo XVIII (Domínguez-Castro *et al.*, 2008). Esta reactivación eólica supuso la movilización de dunas arenosas formadas anteriormente y la formación de nuevas formas dunares de menores dimensiones tanto en la zona oriental de La Mancha como en Tierra de Pinares.

Por otra parte, el análisis cronológico de los horizontes A de suelos desarrollados entre secuencias de arenas eólicas en TP (Figs. 12 y 13), permite apuntar hasta once interrupciones en la actividad eólica desde los 12.5 ka BP hasta la actualidad, la mayor parte de ellas coincidentes con momentos más "cálidos" (variación isotópica positiva $\delta^{18}O$) de la curva GISP2 (Fig. 13), entre ellos destacan las interrupciones alrededor de los 11.8, 10.2, 7, 6.2, y 1 ka BP. La interrupción del 11.8 ka BP coincide con el cambio a una segunda etapa dentro del *Younger Dryas* de menor frío y mayores precipitaciones (Ruíz Zapata *et al.*, 2000, 2003a y b; Vegas *et al.*, 2003; Vegas, 2007), mientras que la interrupción de la actividad eólica alrededor de los 10.2 podría obedecer a la transición climática del límite Pleistoceno-Holoceno hacia unas condiciones más húmedas y que supuso un cambio del desarrollo vegetal (Fletcher & Sánchez-Goñi, 2008), detectándose en medios interiores de montaña un aumento de la vegetación forestal y un descenso acusado del estrato herbáceo y arbustivo (Vegas, 2007).

A continuación, se reanudaría la actividad eólica quizás debido a unas condiciones de menor humedad ambiental en el interior peninsular (Vegas, 2007), pero produciéndose varias interrupciones de la misma con formación de suelos al final de este período, destacando los parones de 7 y 6.2 ka BP, coincidiendo este último con el denominado Óptimo Climático Holoceno en el que se detecta de nuevo el establecimiento de una cobertera forestal en el interior de la Península (Ruíz Zapata *et al.*, 2000, 2003a y b). A partir de 6.2 ka PB la actividad eólica en TP sería escasa, reanudándose en torno al 3.8 ka PB (en La Mancha parece reanudarse a partir de los 5 ka BP) según las dataciones por TL (Fig. 13). Posteriormente, vuelve a producirse un nuevo momento de estabilización eólica alrededor de 1 ka BP coincidiendo con el Óptimo Climático Medieval (Crowley & Lowery, 2000; Crowley, 2000) entre el año 800 y 1300 DC, este último aparentemente relacionado con un máximo de la actividad solar (Bond *et al.*, 2001). A partir de este momento y hasta la actualidad, los momentos con actividad eólica y de estabilización son frecuentes, de manera que en conjunto caracterizaran este período de variabilidad climática acentuada durante la Pequeña Edad del Hielo.

En cuanto al régimen de vientos que intervinieron en la construcción dunar en TP, las morfologías dunares observadas en los diferentes campos de dunas y las estructuras sedimentarias de estos depósitos eólicos indican que los vientos responsables de los procesos de acumulación eólica serían principalmente los de componente oeste y suroeste, con una alternancia entre vientos muy unidireccionales que favorecerían la formación de dunas parabólicas alargadas y vientos más variables que serían los responsables de las formas parabólicas más abiertas (semicirculares y *lunate*). Por otro lado, los vientos que intervinieron en la construcción dunar, en La Mancha serían principalmente los de componente W, NW y en menor medida del SW. Vientos procedentes de los cuadrantes occidentales también se han inferido para el *Younger Dryas* en el centro y norte de Europa a partir de registros eólicos (Bateman & Díez-Herrero, 2001, Kasse, 2002) y simulaciones numéricas con un modelo general de circulación atmosférica (Isarin *et al.*, 1997). La estacionalidad de los paleovientos durante este período es muy difícil de deducir, aunque algunos autores (McKenna-Neuman, 1993; Koster, 1995) sugieren que los procesos de deposición eólica habrían sido más intensos en invierno, tal y como sucede en medios periglaciares actuales (McKenna-Neuman, 1989 y 1990). Además, los estudios sobre las conexiones climáticas durante el último ciclo glaciar en el mar de Alborán (Moreno *et al.*, 2007) están permitiendo deducir los escenarios climáticos durante los eventos fríos y cálidos de los ciclos D-O, de manera que los períodos fríos (eventos *Heinrich* y estadiales) se caracterizarían por una intensificación de los vientos occidentales y un aumento de la aridez en el continente europeo, favoreciéndose la formación de dunas, mientras que durante los eventos cálidos (interestadiales) los vientos occidentales se debilitarían y aumentaría la humedad en el continente, esto último también en concordancia con los momentos de estabilización eólica y desarrollo de suelos planteados en este trabajo.

8. Procesos eólicos actuales

En Tierra de Pinares y en La Mancha se observan procesos eólicos actuales con formación de *ripples* eólicos, *nebkhas y blowout dunes* (Fig. 14) en arenales sin protección frente a la acción del viento. En TP, también se observa el movimiento superficial y esporádico de arena en las caras de avalancha próximas al equilibrio de dunas poco degradadas, mientras que en las zonas más orientales

de La Mancha se produce el avance de W a E de frentes longitudinales de hasta 2 m de altura que llegan a cubrir algunos pinares de repoblación situados a sotavento de mantos eólicos cultivados (Fig. 15). Los vientos responsables de estos procesos, tanto en TP como en La Mancha proceden del W y SW, con mayor frecuencia de velocidades capaces de movilizar arena desde finales de invierno hasta la mitad del verano (Bernat Rebollal & Pérez González, 2005 y 2006a, b).

Figura 14. Depresión erosiva activa (3 x 7 m) formada por vientos del SW y arenas acumuladas con forma parabólica (duna *blowout*). Campo de dunas de Sanchonuño (TP, Fig. 2: Df-2).

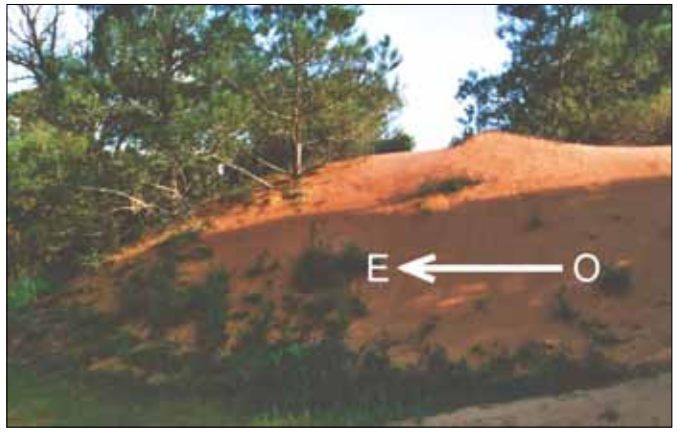


Figura 15. Frente longitudinal avanzando sobre pinar y cubriendo ejemplares jóvenes de *Pinus pinaster* de aproximadamente 3 m de altura. Arenales eólicos de la zona oriental de La Mancha (Fig. 3, zona 3), cerca de Casas de Guijarro y en las proximidades del río Júcar.

9. Conclusiones

En las dos zonas estudiadas con depósitos eólicos continentales predominan la dunas parabólicas, tanto simples como compuestas, las primeras de ellas formadas a partir de la evolución de *blowouts* y las segundas por la unión-superposición de varios cuerpos simples con distintas velocidades de desplazamiento. El predominio de los mantos eólicos y dunas parabólicas, así como la presencia de dunas transversas de cresta sinuosa y posiblemente de *"vegetated linear dunes"* señalan el papel activo de una cubierta vegetal poco densa y de tipo arbustivo en la formación de estos sistemas eólicos.

Las observaciones morfológicas y texturales de las dunas arcillosas de la Llanura Manchega indican que se habrían formado por la exposición a los vientos prevalentes en fondos lacustres estacionales con sedimentos salinos y arcillosos, destacando las dunas arcillosas con formas en media luna. Además, en algunos casos es posible que los materiales limo-arcillosos originados por deflación de las playas cubran dunas arenosas previas, de diferentes morfologías, formadas por la deflación eólica de las arenas del substrato cuaternario del Sistema Aluvial del Guadiana.

La recopilación y representación gráfica de todas las dataciones existentes hasta la fecha en las dos zonas de estudio y su comparación con eventos paleoclimáticos del Cuaternario reciente y Holoceno a nivel local y global, ha permitido correlacionar y establecer con cierta aproximación los momentos de actividad y estabilización eólica de los dos sistemas eólicos. Las dataciones por luminiscencia de los depósitos dunares indican que la actividad eólica con formación de dunas en TP y La Mancha tuvo lugar principalmente durante las etapas frías del Cuaternario reciente (eventos *Heinrich* y estadiales de los ciclos D-O) y del Holoceno temprano-medio, coincidiendo con una mayor aridez ambiental. Los estudios palinológicos y de estratigrafía de eventos del centro peninsular indican que durante estos períodos fríos el desarrollo arbóreo era limitado, mientras que se aprecia un incremento de la vegetación esteparia, acorde con las condiciones medioambientales necesarias para la formación de los mantos eólicos y dunas observadas. De acuerdo con estas dataciones, la formación de las dunas arenosas en TP y La Mancha tuvo lugar principalmente entre el 13.5 y 7 ka BP, durante el estadial GS-1 (*Younger Dryas*) y durante el Holoceno temprano-medio coincidiendo con el episodio frío entre los 9 y 8 ka BP. Además, en la Llanura Manchega también se registra formación de dunas arenosas durante el intervalo 17-14.5 ka BP, que coincidiría aproximadamente con los momentos de mayor enfriamiento asociados a los eventos *Heinrich* HE-1 y *Oldest Dryas* (GS-2a). En cuanto a las dunas arcillosas de La Mancha, se habrían formado principalmente

entre los 29.5 y 7 ka BP con una breve interrupción en el intervalo 15-14 ka BP ka BP (GI-1e, *Bölling*), de manera que la acumulación eólica coincide principalmente con los eventos HE-2 y HE-1, los estadiales GS-2 y GS-1 (YD), así como con el citado episodio frío del Holoceno temprano-medio. Una mayor humedad ambiental y en consecuencia el cambio en las condiciones hídricas de las playas de La Mancha central habría detenido la formación de dunas arcillosas a partir del 6.5 ka BP.

En ambos dominios geográficos hay una reactivación eólica de algunos depósitos arenosos en el Holoceno superior con máxima actividad entre los 5 y 2 ka BP y en el intervalo 0.5-0.15 ka BP, coincidiendo la primera de estas reactivaciones con los cambios en los usos del suelo que tuvieron lugar durante el período Neolítico, Edad de los Metales e inicios de la romanización en la Península Ibérica, mientras que la actividad eólica más reciente (0.5-0.15 ka BP) coincide con la Pequeña Edad del Hielo, período de alta variabilidad climática con frecuentes e intensas sequías en el centro peninsular que habría propiciado la formación de dunas en Tierra de Pinares y La Mancha.

Por otro lado, también se observan períodos de estabilización eólica bien identificados en Tierra de Pinares a través del desarrollo de horizontes A de suelos entre secuencias de arenas eólicas. Estos períodos de estabilización sin actividad eólica se corresponden en su mayoría con "óptimos climáticos" (mayor temperatura y precipitaciones) reflejados en variaciones positivas del $\delta^{18}O$ en la curva GISP2 (Walter et al., 1999). Entre estos momentos de estabilización destacan las interrupciones alrededor de los 11.8, 10.2, 6.2, y 1 ka BP. La primera de ellas (11.8) coincide con un momento de "bonanza" climática dentro del *Younger Dryas*, la segunda (10.2) con el cambio de las condiciones climáticas en la transición Pleistoceno superior-Holoceno, la tercera (6.2) con el óptimo climático del Holoceno y la última alrededor del 1.0 ka BP con el Óptimo Climático Medieval.

En Tierra de Pinares, los vientos constructores de las formas dunares fueron los procedentes del W y SW, mientras que en La Mancha predominaron los del W y NW. Estos vientos también fueron los responsables de los procesos de erosivos con formación de *blowouts* y surcos de deflación. Además, morfologías similares a *pans* en La Mancha y algunos fondos húmedos de Tierra de Pinares tienen sus ejes principales alargados en la dirección de los vientos dominantes, lo cual sugiere la importancia de la deflación eólica en la construcción de estas formas.

La acción del viento ha sido el principal agente modelador de los paisajes de Tierra de Pinares y La Mancha en el pasado, y aunque mucho más atenuada, sigue vigente en la actualidad. De esta manera, los procesos eólicos actuales tienen

lugar sobre arenales de zonas deforestadas o terrenos de cultivo abiertos como es el caso de los viñedos, es decir, sobre suelos desprotegidos y con una elevada susceptibilidad a la erosión eólica.

Referencias

Ahlbrandt, T.S., Swinehart, J.B. & Maroney, D.G. (1983). The dynamic Holocene dunefields of the Great Plains and Rocky Mountains basins, U.S.A. En: *Eolian Sediments and Processes* (Brookfield, M.E. & Ahlbrandt, T.S., eds.), Elsevier, Amsterdam, 379–406.

Alcalá del Olmo, L. (1972). Estudio sedimentológico de los arenales de Cuéllar (Segovia). *Estudios Geológicos*, 28, 345–358.

Alcalá del Olmo, L. (1974). *Estudio edáfico-sedimentológico de los arenales de la Cuenca del Duero*. Tesis doctoral inédita. Universidad Complutense de Madrid, Madrid.

Aleixandre, T., Benayas, J. & Guerra, A. (1971). Procesos de movilización del hierro en algunos suelos de la región central española. *Anales de Edafología y Agrobiología*, 30,1095–1111.

Aleixandre, T., Pinilla, A. & Pérez-González, A. (1977). Caracterización mineralógica de las dunas continentales de la Llanura manchega. *Actas III Reunión Grupo de Trabajo del Cuaternario*. Instituto de Geología Aplicada, Madrid, 281–289.

Arribas, A. (1967). La edad de bronce en la Península Ibérica. En: *Las raíces de España* (Gómez Tabanera, J.M., ed.).Instituto español de antropología aplicada, Madrid, 85-108.

Bateman, M.D. & Díez-Herrero, A. (1999). Thermoluminiscence dates and palaeoenvironmental information of the late Quaternary sand deposits, Tierra de Pinares, Central Spain. *Catena*, 34, 277–291.

Bateman, M.D. & Díez-Herrero, A. (2001). The timing and relation of aeolian sand deposition in central Spain to the aeolian sand record of NW Europe. *Quaternary Science Reviews*, 20, 779–782.

Bernat Rebollal, M., Pérez-González, A. & Iglesias López, A. (2003). Una aproximación a la distribución de dunas y mantos eólicos de Tierra de Pinares (sureste de la Cuenca del Duero). En: *Actas de la XI Reunión Nacional de Cuaternario* (Flor, G., ed.), Oviedo, 111–116.

Bernat Rebollal, M. & Pérez-González, A. (2005). Campos de dunas y mantos eólicos de Tierra de Pinares (sureste de la Cuenca del Duero, España). *Boletín Geológico y Minero*, 116, 23–38.

Bernat Rebollal, M. & Pérez-González, A. (2006a). Procesos de erosión eólica en la Llanura manchega. *Tierra y Tecnología*, 28, 47–56.

Bernat Rebollal, M. & Pérez-González, A. (2006b). Actividad eólica actual y procesos erosivos en la Llanura manchega. En: *Geomorfología y Territorio: Actas de la IX*

Reunión Nacional de Geomorfología (Pérez Alberti, A. & López Bedoya, J., eds.). Cursos e Congresos da Universidade de Santiago de Compostela, vol. 171, 147–162.

Bernat Rebollal, M. & Pérez-González A. (2008). Inland aeolian deposits of the Iberian Peninsula: Sand dunes and clay dunes of the Duero Basin and the Manchega Plain. Palaeoclimatic considerations. *Geomorphology*, 102, 207–220.

Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffman, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I. & Bonani, G. (2001). Persistant solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 294, 2130-2136.

Borja Barrera, F. & Pérez-González, A. (2001). Formas y procesos eólicos. En: *Evolución reciente de la geomorfología española* (Goméz-Ortíz, A. & Pérez-Gonzalez, A., eds.). Ed. Rueda, Barcelona-Madrid, 289–318.

Bowler, J.M. & McGee, J.W. (1978). Geomorphology of the Mallee region in semi-arid northern Victoria and western New South Wales. *Proceedings of the Royal Society of Victoria*, 90, 5–21.

Bravard, Y. (1965). Notas morfológicas sobre Tierra de Pinares segoviana. *Estudios Geográficos*, 27, 107–124.

Breed, C.S., McCauley, J.F. & Davis, P.A. (1987). Sand sheets of the eastern Sahara and ripple blankets on Mars. En: *Desert sediments: ancient and modern* (Frostick, L.E. & Reid, I., eds.). Blackwell Scientific, Oxford, 337–360.

Cabra Gil, P. (1988). *Mapa Geomorfológico de España escala 1:50.000, Hoja de San Clemente (716).* Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Cabra Gil, P. (1993). *Mapa Geomorfológico de España escala 1:50.000, Hojas de Cuéllar (401), Olombrada (402), Navas de Oro (429) y Cantalejo (430).* Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Sbaffi, L., Nick, J., Shackleton, N.F., Schönfeld, J. & Zahn, R. (2001). Variability of the western Mediterranean Sea Surface temperature during the last 25 000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. *Paleoceanography*, 16, 40–52.

Carreras Suárez, F. & Gutiérrez Elorza, M. (1982). *Mapa Geomorfológico de España escala 1:50.000, Hoja de Nava de Arévalo (481).* Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Casas, J., Leguey, S. & Rodríguez, J. (1972). Mineralogía y sedimentología de los arenales que recubren el Terciario entre los ríos Pirón y Voltoya (Segovia). *Estudios Geológicos*, 28, 287–296.

Castel, I.Y., Koster, E. & Slotboom, R. (1989). Morphogenetic aspects and age of Late Holocene eolian drift sands in Northwest Europe. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 33, 1–26.

Cooke, R.U.,Warren, A. & Goudie, A.S. (1973). *Geomorphology in deserts*. Baxford Ltd, London, 394 pp.

Cooke, R.U., Warren, A. & Goudie, A.S. (1993). *Desert Geomorphology*. University College Press, London, 526 pp.

Cooper, W.S. (1958). *Coastal Sand Dunes of Oregon and Washington*. Geological Society of America, 72, 169 pp.

Cooper, W.S. (1967). *Coastal Sand Dunes of California*. Geological Society of America, 104, 131 pp.

Cortázar, D. (1877). *Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Valladolid*. Memoria de la Comisión del Mapa Geológico de España. Ed. Imprenta y Fundición de Manuel Tello, Madrid. 211 pp.

Cortázar, D. (1891). *Descripción física y geológica de la provincia de Segovia*. Memoria de la Comisión del Mapa Geológico de España. Ed. Imprenta y Fundición de Manuel-Tello, Madrid. 234 pp.

Crowley, T.J. & Kim, K.Y. (1999). Modeling the temperature response to forced climate change over the last six centuries. *Geophysics Research Letters*, 26, 1901–1904.

Crowley, T.J. & Lowery, T. (2000). How warm was the Medieval warm period? *Ambio*, 29, 51–54.

Crowley, T.J. (2000). Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*, 289, 270-277.

David, P. (1981). Stabilized dune ridges in northern Saskatchewan. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 286–310.

Del Olmo Zamora, P. & Gutiérrez Elorza, M. (1982). *Mapa Geomorfológico de España escala 1:50.000, Hoja de Valladolid (372).* Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid

Desir, G., Gutiérrez-Elorza, M. & Gutiérrez Santolalla, F. (2003). Origen y evolución de playas en una zona semiárida con arenas eólicas (región de Coca, Cuenca del Duero, España). *Boletín Geológico y Minero*, 114, 395–407.

Díez-Herrero, A. & Bateman, M.D. (1998). Interpretación paleoambiental y datación mediante luminiscencia del manto arenoso de Tierra de Pinares oriental (Segovia). *Geogaceta*, 24, 107–110.

Díez-Herrero, A., Bateman, M.D., López Sáez, J.A. & Vegas, J. (2002). Procesos eólicos tardiglaciares en la submeseta septentrional: cronología del manto arenoso de Tierra de Pinares oriental. En: *Aportaciones a la geomorfología de España en el inicio del tercer milenio* (Pérez-González, A., Vegas, J. & Machado, M.J., eds.). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 167-175.

Domínguez-Castro, F., Santisteban, J. I., Barriendos M. & Mediavilla, R. (2008). Reconstruction of drought episodes for central Spain from rogation ceremonies recorded at the Toledo Cathedral from 1506 to 1900: A methodological approach. *Global and Planetary Change*, 63 (2-3), 230-242.

Fernández, P., Centeno, J.D., Sanz, M.A. & Bardaji, T. (1991a). *Mapa Geomorfológico de España escala 1:50.000, Hoja de Turégano (457).* Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Fernández, P., Centeno, J.D., Bardaji, T. & Pedraza, J. (1991b). *Mapa Geomorfológico de España escala 1:50.000, Hoja de Valverde del Majano (482).* Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Filion, L. & Morisset, P. (1983). Eolian landforms along the eastern coast of Hudson Bay,Northern Québec. En: *Tree-line ecology*. (Morisset, P. & Payette, S., eds.). Proceedings Northern Québec treeline conference, Nordicana (Centre d'Études nordiques, Université Laval), vol. 47, 73–94.

Fletcher, W.J. & Sánchez-Goñi, M.F. (2008). Orbital and sub-orbital-scale climate impacts on vegetation of the western Mediterranean basin over the last 48,000 yr. *Quaternary Research*, 70, 451-464.

Flor, G. (1983). El complejo de dunas eólicas de la playa de Frouxeira (Meiras-Valdoviño, La Coruña). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 6, 155–187.

Flor,G. (1992). Tipología, catalogacióny tendencias de los procesos de erosión/sedimentación en los campos dunares de la costa de Galicia (NWde España). *Thalassas*, 10, 9–39.

Fortea Pérez, J. & Oliver Martí, B. (1977). Cuestiones sobre la Neolitización en la Península Ibérica. *Revista de Occidente*, 19, 2-7.

Franco-Múgica, F., García-Antón, M., Maldonado-Ruiz, J., Morla-Juaristi, C. & Sainz-Ollero, H. (2005). Ancient pine forest on inland dunes in the Spanish northern Meseta. *Quaternary Research*, 63, 1-14.

García-Hidalgo, J.F., Temiño, J. & Segura, M. (2002). Holocene eolian sediments on the southern border of the Duero basin (Spain): origin and development of an eolian system in a temperate zone. *Journal of Sedimentary Research*, 72, 30–39.

García-Hidalgo, J.F., Temiño, J. & Segura, M. (2007). Holocene eolian development in Central Spain; chronology, regional correlations and causal processes. *Quaternary Science Reviews*, 26, 2661-2673.

Gaylord, D.R. & Dawson, P.J. (1987). Airflow–terrain interactions through a mountain gap, with an example of aeolian activity beneath an atmospheric hydraulic jump. *Marine Geology*, 15, 789–792.

Guiliane, J. (1980). La Chronologie du Néolithique iberique. *Travaux de l'Institut d'Art Phéhistorique*, vol. XXII, pp. 231–244.

Gutiérrez-Elorza, M. (2001). *Geomorfología climática*. Ed. Omega. Barcelona. 642 pp.

Gutiérrez-Elorza, M. (2005). *Climatic Geomorphology*. Developments in Earth Surface Processes. Elsevier, Amsterdam. 774 pp.

Gutiérrez-Elorza, M., Desir, G., Gutiérrez-Santolalla, F. & Marín, C. (2005). Origin and evolution of playas and blowouts in the semiarid zone of Tierra de Pinares (Duero Basin, Spain). *Geomorphology*, 72, 177–192.

Hernández Pacheco, F. (1923a). Las arenas voladoras de la provincia de Segovia. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 23, 211–216.

Hernández Pacheco, F. (1923b). Sobre médanos en Segovia. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 23, 217.

Hesp, P. (2002). Foredunes and blowout: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, 48, 245–268.

Hills, E.S. (1940). The lunette, a new landform of aeolian origin. *Australian Geographer*, 3,1–7.

Holliday, V.T. (1997). Origin and evolution of lunettes on the High Plains, United States. *Geological Society of America Bulletin*, 108, 953–965.

Huffman, G.G., Price, W.A. (1949). Clay dune formation near Corpus Christi, Texas. *Journal of. Sedimentary Petrology,* 19, 118—127.

ICONA (1995). *Segundo Inventario Forestal Nacional (1986–1995).* Castilla y León: Segovia. Ed. Ministerio de Agricultura Pesca y Alimentación, Madrid. 245 pp.

Isarin, R.F.B., Rensen, H. & Koster, E.A. (1997). Surface climate during the Younger Dryas in Europe as inferred from aeolian records and model simulations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 134, 127–148.

Jones, P.D., Briffa, K.R., Barnett, T.P. & Tett, S.F.B. (1998). High-resolution palaeoclimatic records for the last millennium: interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control run temperatures. *The Holocene*, 8, 455–471.

Kasse, C. (2002). Sandy aeolian deposits and environments and their relation to climate during the last Glacial Maximum and Lateglacial in northwest and central Europe. *Progress in Physical Geography*, 26, 507–532.

Khalaf, F.I. (1989). Textural characteristics and genesis of eolian sediments in the Kuwait desert. *Sedimentology*, 36, 253–271.

Kocurek, G. & Nielson, J. (1986). Conditions favourable for the formation of warn-climate eolian sand sheets. *Sedimentology*, 33, 795-816.

Koster, E.A. (1995). Progress in cold climate aeolian research. *Quaestiones Geographicae*, 4, 155–163.

Lancaster, N. (1983). Controls on dunemorphology in theNamib sand sea. En: *Aeolian Sediments and Processes* (Brookfield,M.E. & Ahlbrand, T.S., eds.). Elsevier, Amsterdam, 261–290.

Mabbutt, J.A. (1980). Some general characteristics of the aeolian landscapes. En: A*eolian Landscapes in the Semi-arid Zone of South Eastern Australia* (Storrier, R.R. & Stannard, M.E., eds.). Australian Society of Soil Science, Inc., Riverina Branch, 1–16.

Mann, M.E., Bradley, R.S. & Hughes, M.K. (1998). Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature*, 392, 779–787.

Mann, M.E., Bradley, R.S. & Hughes, M.K. (1999). Northern hemisphere temperatures during the past millennium: inferences, uncertainties, and limitations. *Geophysics Research Letters*, 26, 759–762.

Martín, C., Fernández Miranda, M., Fernández Pos, M.D. & Gilman, A. (1993). The Bronze Age of La Mancha. *Antiquity*, 67, 23–45.

Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Curt Stager, J., Karlén. W., Maasch, K.A, Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., Kreveld, S. van, Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Roqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R. & Steig, E.J. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62, 243-255.

McKee, E.D. (1966). Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico (and a comparison with structures of dunes form other selected areas). *Sedimentology*, 7,1–69.

Mckenna-Neuman, C. (1989). Kynetic energy transfer through impact and its role in entrainment by wind particles from frozen surfaces. *Sedimentology*, 36, 1007–1015.

Mckenna-Neuman, C. (1990). Role of sublimation in particle supply for aeolian transport in cold environments. *Geografiska Annaler*, 72A, 329–335.

Mckenna-Neuman, C. (1993). A review of aeolian transport processes in cold environments. *Progress in Phisical Geography*, 17, 137–155.

Mckenna-Neuman, C. & Gilbert, R. (1986). Aeolian processes and landforms in glaciofluvial environments of southeastern Baffin Island, NWT. En: *Aeolian Geomorphology* (Nickling, W.G., ed.), Allen and Unwin, Boston, 213–235.

Molina, F., Nájera, T., Aranda, G., Sánchez, M. & Haro, M. (2005). Recent fieldwork at the Bronze Age fortified site of Motilla de Azuer (Daimiel, Spain). *Antiquity 79, Project Gallery*. http://antiquity.ac.uk/projgall/aranda/index.html.

Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J.O., Sánchez-Goñi, M.F. & Sierro, F.J. (2007). Conexiones climáticas de escala milenaria entre procesos oceánicos y atmosféricos durante el último ciclo glaciar: Estudio multidisciplinar de un sondeo del mar de Alborán (Mediterráneo Occidental). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20 (1-2), 31-52.

Nájera, T. & Molina, F. (2004). La edad del Bronce en la Mancha: problemática y perspectivas de la investigación. En: *La Edad del Bronce en tierras levantinas y zonas limítrofes* (Hernández, L. & Hernández, M., eds.). Ayuntamiento de Villena, Alicante, 531–540.

Olivé Davo, A. & Gutiérrez-Elorza, M. (1982). *Mapa Geomorfológico de España escala 1:50.000, Hoja de Arévalo (455).* Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Peinado, M. & Martínez, J.M. (1985). *El paisaje vegetal de Castilla-La Mancha*. Ed. Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha, Toledo, 230 pp.

Pérez-González, A. (1982a). El Cuaternario de la región central de la cuenca del Duero y sus principales rasgos geomorfológicos. *1ª Reunión sobre la Geología del Duero*. Instituto Geológico y Minero de España, Salamanca, 717–740.

Pérez-González, A. (1982b). *Neógeno y Cuaternario de la Llanura manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo*. Tesis doctoral, 179/82. Universidad Complutense de Madrid, 787 pp.

Pérez-González, A., Aleixandre, T., Pinilla, A. & Gallardo, J. (1983). El paisaje eólico de la llanura aluvial de San Juan. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 5, 631–656.

Pérez-González, A. & Cabra Gil, P. (1985). *Mapa Geomorfológico de España escala 1:50.000, Hoja de La Roda (742).* Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Pérez-González, A. & Piles Mateo, P. (1985). *Mapa Geomorfológico de España escala 1:50.000, Hoja de Villarta de San Juan (738).* Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Portero García, J. M. & Gutiérrez Elorza, M. (1982). *Mapa Geomorfológico de España escala 1:50.000, Hoja de Portillo (400).* Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Portero García, J.M., Carreras Suárez, F., Olivé Davo, A. & Gutiérrez Elorza, M. (1982). *Mapa Geomorfológico de España escala 1:50.000, Hoja de Olmedo (428).* Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Portero García, J. M. & Ramírez Merino, J.I. (1985). *Mapa Geomorfológico de España escala 1:50.000, Hoja de Daimiel (760).* Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Prado, C. (1854). Note sur la constitution géologique de la province de Segovie. *Bulletin de la Sociètè geòlogique de France*, XII, 330–338.

Prado, C. (1862). *Reseñas geológicas de la provincia de Ávila y de la parte occidental de la de León*. Junta general de Estadística. Comisión del Mapa Geológico de España. Madrid: Imprenta Nacional. 14 pp.

Price, W.A. (1963). Physicochemical and environmental factors in clay dune genesis. *Journal of Sedimentary Petrology*, 31, 245–255.

Pye, K. (1982a). Morphological development of coastal dunes in a humid tropical environment, cape Bedford and cape Flattery, North Queensland. *Geografiska Annaler*, 64A, 212–227.

Pye, K. (1982b). Morphology and sediments of the Ransay Bay sand dunes, Hinchinbrook Island,North Queensland. *Proceedings of the Royal Society of Queensland*, vol. 93, 31–47.

Pye, K. (1993). Late Quaternary development of coastal parabolic megadune complexes in northeastern Australia. *Sedimentology*, vol. 16. Spec. Publs. Int. Ass., 23–44.

Rendell, H.M., Calderón, T., Pérez-González, A., Gallardo, J., Millán, A. & Townsend, P.D. (1994). Thermoluminiscence and optical simulated luminiscence dating of Spanish dunes. *Quaternary Geochronology (Quaternary Science Reviews),* 13, 429–432.

Rendell, H.M., Pérez-González, A., Calderón, T. & Benítez, P. (1996). Late Quaternary aeolian activity in the Manchega plain, Central Spain. *8th International Conference of Luminiscence and Electron Spin Resonance Dating*. Canberra, Australia, 220–221.

Rodríguez García, J. (1998). *Geomorfología de las Tablas de Daimiel y del endorreismo manchego Centro-Occidental.* Tesis de licenciatura inédita, Dto. Geodinámica, Univ. Complutense, 164 pp.

Rodríguez García, J. & Pérez-González A. (2002). Geomorfología de las Tablas de Daimiel y su entorno. En: *Aportaciones a la geomorfología de España en el inicio del tercer milenio* (Pérez-González, A., Vegas, J. & Machado, M.J., eds.). Ed. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 465-473.

Rodríguez García, J. (2008). *Geomorfología de un sector de la cuenca de Almazán (Soria): Evaluación de procesos de erosión de suelos y planteamiento de escenarios ante el cambio climático.* Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 390 pp. http://eprints.ucm.es/8136/1/T30512.pdf.

Ruíz Zapata, M.B., Pérez-González, A., Dorado Valiño, M., Valdeolmillos Rodríguez, A., de Bustamante, I. & Gil García, M.J. (2000). Caracterización de las etapas áridas del Pleistoceno superior en la Región Central Peninsular. *Geotemas*, 1, 273–278.

Ruíz Zapata, M.B., López Saéz, J.A., Vegas, J., López García, M.J., Pérez González, A., Gil García, M.J., Dorado Valiño, M.Y. & Valdeolmillos, A. (2003a). Environmental changes during the Late Glacial–Holocene transition in Sierra de Neila (Laguna Grande Lacustrine record, Spain). En: *Quaternary climatic changes and environmental crises in the Mediterranean Region* (Ruíz Zapata, B., Dorado, M., Valdeolmillos, A., Gil García, M.J., Bardají, T., Bustamante, I. & De Martínez Mendizábal, I., eds.). Servicio de Publicaciones de la Universidad de Alcalá. Alcalá de Henares, 139–147.

Ruíz Zapata, M.B., Gil García, M.J., Dorado Valiño, M., Valdeolmillos Rodríguez, A., Vegas, J. & Pérez-González, A. (2003b). Caracterización palinológica de los últimos grandes eventos fríos del último Máximo Glaciar en secuencias de la Península Ibérica. *Actas del II Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología*,*Tucumán*. Editorial Magna, Argentina, 165–176.

Rutin, J. (1983). *Erosional processes on a coastal sand dune, De Blink Noordwijkerhout, The Netherlands.* Physical and Soils Laboratory, University of Amsterdam, vol. 35, 144.

Sánchez-Goñi, M.F. & D'Errico, F. (2005). *La historia de la vegetación y el clima del último ciclo climático (OIS5-OIS1, 140.000-10.000 años BP) en la Península Ibérica y su posible impacto sobre los grupos paleolíticos.* Ed. Museo de Altamira, Santander. Monografía 20, 115–129.

Sánchez-Goñi, M.F., Cacho, I., Turon, J.L., Guiot, J., Sierro, F.J., Peypouquet, J.P., Grimalt, J.O. & Shackleton, N.J. (2002). Synchronicity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. *Climate Dynamics*, 19, 95–105.

Short, A.D. (1988). Holocene coastal dune formation in South Australia: a case of study. *Sedimentary Geology*, 55, 121–143.

Story, R. (1982). *Notes on parabolic dunes, winds and vegetation in northern Australia*. CSRIO, Division of Water and Land Resources, Technical Paper, 43 pp.

Temiño, J., García-Hidalgo, J.F. & Segura, M. (1997). Caracterización y evolución geológica del sistema dunas-humedales de Cantalejo (Segovia). *Estudios Geológicos*, 53, 135–143.

Thom, B.G., Hesp, P.A. & Bryant, T. (1994). Last glacial "coastal dunes" in Eastern Australia and implications for landscape stability during the Last Glacial Maximum. *Palaeo*, 111, 229–248.

Tsoar, H. & Møller, J.T. (1986). The role of vegetation in the formation of linear sand dunes. En: *Aeolian Geomorphology* (Nickling,W.G., ed.). Allen and Unwind, London, 75–95.

Vegas, J., Pérez-González, A., Ruiz Zapata, M.B., Gil-García, M.J., Dorado, M., Valdeolmillos, A. & López García, M.J. (2003). The GS-1/Younger Dryas event in the Laguna Grande Lacustrine record. Late Glacial–Holocene transition in the NW Iberian Range, Spain. En: *Limnogeology in Spain* (Valero-Garcés, B., ed.). Colección Biblioteca de Ciencias, CSIC, Ecología y Medio Ambiente, Zaragoza, 238–304.

Vegas, J. (2007). Caracterización de eventos climáticos del Pleistoceno superior-Holoceno mediante el estudio sedimentológico de la Laguna Grande (Sierra de Neila, NO Sistema Ibérico). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20 (1-2), 53-70.

Vegas, J., Ruiz Zapata, B., Ortiz, J., Galan, L., Torres, T., García-Cortes, A., García, M., Pérez-González, A. & Gallardo-Millán, J. (2008). Identification of

arid phases during the last 50 ka cal BP from the Fuentillejo maar lacustrine record (Campo de Calatrava Volcanic Field, Spain). *Journal of Quaternary Science*, In Press.

Walker, M.J.C., Björcket, S., Lowe, J.J., Cwynar, L.C., Johnsen, S., Knudsen, K.L. & Wohlfarth, B. (1999). Isotopic events in the GRIP ice core: a stratotype for the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews*, 18, 1143–1150.

Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goose, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan J.O., Küttel, M., Müller, S.A., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T., Tarasov, P., Wagner, M. & Widmann, M. (2008). Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 27, 1791-1.

21. Las acumulaciones loéssicas de la Submeseta Sur

R. García Giménez[1] y J.A. González[2]

1. Introducción

Las acumulaciones loéssicas conforman los depósitos continentales más extensos del planeta y cubren más de 10 millones de km^2 en regiones de Asia, América, África, Nueva Zelanda y Europa. Prueba de su importancia es la enorme bibliografía multidisciplinar existente y generada desde hace casi un siglo. Estas acumulaciones, esencialmente constituidas por limos eólicos, se han desarrollado durante los tres últimos millones de años bajo condiciones paleoclimáticas caracterizadas por el frío y/o la aridez. La cartografía de los loess en el Hemisferio Norte ha permitido establecer dos grandes dominios con limos de distinto origen. Por un lado, los loess de la actual franja templada acumulados en ambientes periglaciares (sin *"permafrost")* y no periglaciares desarrollados en ámbitos de estepa muy seca y, generalmente, fría. Por otro, los bordes peridesérticos ubicados en ambos flancos del Trópico de Cáncer. En ellos, el material fino provendría de los sistemas dunares desérticos, del fondo de sus *"ouads"* o de las depresiones salobres; incluso de la combinación de los efectos de la alteración salina y la termoclastia.

A finales de la década de 1970 se estableció el vínculo cronológico que unía a las etapas loéssicas acontecidas en las regiones templadas y a los Estadios Isotópicos del Oxígeno (O.I.S.) advirtiéndose (Kukla, 1977) la magnífica correlación existente entre las fases de su desarrollo y los ciclos glaciares (O.I.S pares). De modo inverso, los múltiples paleosuelos detectados en su seno tanto en Europa como en América y, sobre todo, en Asia (China), habrían evolucionado durante las etapas interglaciares (O.I.S impares). Su asimilación cronológica constituyó un enorme logro geomorfológico al permitir establecer posibles correlaciones entre secuencias separadas por miles de km.

1. Dpto. de Geología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. U.A.M. 28.049 Madrid. *rosario.garcia@uam.es*

2. Dpto. Geografía. Facultad de Filosofía y Letras. U.A.M. 28.049 Madrid

Los paisajes loéssicos son especialmente raros en los dominios mediterráneos constituyendo las acumulaciones emplazadas en la Submeseta Sur uno de los enclaves más importantes de la Península Ibérica. La localización de los loess en su territorio sugiere la existencia de diversas fluctuaciones ambientales desarrolladas en varias etapas del Cuaternario. Constituyen depósitos pulverulentos que fueron transportados por el viento en momentos con cubiertas vegetales y edáficas fuertemente degradadas debido a una notable sequedad y a unos ambientes más fríos que los actuales. Con frecuencia, su presencia geomorfológica en el seno de estos valles se detecta atendiendo a la verticalidad de sus afloramientos y a las tonalidades que ofrecen en el paisaje: la coloración amarillenta o pardo-amarillenta de sus limos resalta sobre los colores grises y blanquecinos de los yesos pertenecientes al substrato mioceno en el que la erosión fluvial ha labrado los corredores por donde circulan los cursos del Tajo y de sus tributarios. Culturalmente, no deja de ser interesante que los ribereños de estos valles apliquen a los suelos loéssicos el nombre de "*amarillales*", la misma denominación ("tierra amarilla", "*huang-tu*") con la que, desde hace siglos, designan a este tipo de formaciones los habitantes de las zonas rurales de la Meseta del Ordos, en China, donde recubren más de medio millón de km^2.

2. Antecedentes

En España, el término loess fue vinculado, a mediados del siglo XX, a determinadas acumulaciones finas de origen incierto (García Sainz, 1944) distribuidas por diversas regiones del centro peninsular. Unos años después (1957), la preparación de las excursiones programadas para el V Congreso del INQUA, en Madrid, implicó el estudio de múltiples secuencias estratigráficas cuaternarias donde se advirtió la presencia de coberteras limosas que fueron catalogadas presumiblemente como loess aunque no fueron analizadas sus texturas. Así, cerca de Barcelona se advirtió una acumulación loéssica (<1 m) recubriendo la terraza rissiense del río Llobregat (Solé Sabarís *et al.,* 1957). También entre los aluviones del Tajo, en Toledo, fueron identificados otros loess (Alía & Riba, 1957; Benayas & Riba, 1961) en una terraza baja asimilada al Würm (Riba, 1957).

En las décadas posteriores, algunos investigadores detectaron nuevas cubiertas loéssicas en otras regiones peninsulares: limos de naturaleza yesífera fueron localizados en el valle del Ebro (Llamas, 1962; Torras & Riba, 1968; Riba *et al.,* 1971) donde, además, se estableció un origen eólico a la morfología disimétrica ofrecida por algunos valles de este sector (Mensua & Ibáñez, 1975; Bommer, 1978; Van Zuidam, 1980). Coetáneamente, acumulaciones catalogadas como

"loess diluviales" y "loess no típicos", fueron detectadas en parajes del País Valenciano y de Andalucía (Brunnacker, 1969a y b; Brunnacker & Lözek, 1969; Cuenca & Walker, 1974, 1976; Dumas, 1977). Por otro lado, sedimentos que "*pueden ser considerados de carácter loessico"* yacen en el fondo del Mediterráneo occidental como se puso de manifiesto mediante sondeos: procederían del norte de África y su edad sería de unos 18.000 B.P. (Eriksson, 1979).

En la Submeseta Sur, limos del tipo "*loess like*" recubrían las estribaciones orientales de los Montes de Toledo y su cronología se asimiló al Würm (Pérez González, 1982). Se vincularon a las acciones de deflación desarrolladas sobre las llanuras aluviales limo-arcillosas y, a veces, salinas, de los ríos Cigüela y Guadiana. Limos movilizados por el viento, y de constitución mineralógica compleja (incluyendo abundante proporción de yeso), fueron identificados al S y SW de Aranjuez (González & Asensio, 1983) siendo catalogados, más tarde, como *"loess"* (García *et al.,* 1998; García Giménez, 2004). También, depósitos de loess han sido reconocidos sobre la Mesa de Ocaña (Ruiz Zapata *et al.,* 2000) y sobre las terrazas del río Tajo en Toledo (Pérez González *et al.,* 2004). Al Este de Puente del Arzobispo (Toledo), limos eólicos se insertan en la estratigrafía de un importante yacimiento paleolítico (Rodríguez de Tembleque *et al.,* 2005). En los confines surorientales de la Meseta, conjuntos limosos fueron descritos en el valle del Júcar en la comarca de la Manchuela (Fernández, 1996).

Acumulaciones loéssicas (10 m de espesor máximo), *"muy semejantes a las europeas",* han sido estudiadas a una altitud de 500-900 m en la cuenca de Granada y asignadas al Pleistoceno reciente (Günster *et al.,* 2001). De características muy similares son las lutitas y arenas finas eólicas identificadas en algunas calas del litoral de Mallorca. Por su edad (67.000-45.000 B.P.) pertenecerían a la crisis climática asociada al OIS 4 (Rose *et al.,* 1999). Recientemente, en la Cuenca del Ebro se ha advertido la presencia de loess en diversos parajes de Navarra, de la Rioja, de Tarragona y de la Sierra de Alcubierre. Ofrecen espesores de 4-7 m y proceden de la meteorización acontecida en los afloramientos yesíferos terciarios de esta cuenca. Pertenecerían al *"Pleistoceno tardío-Holoceno inicial"* y se acumularían en un ambiente de gran sequedad, catalogado como "*desértico*" (Iriondo & Kröhling, 2004), bajo la acción de vientos del Oeste procedentes del Anticiclón de las Azores (Iriondo & Kröhling, 2007). Por último, los loess no están ausentes en el dominio de la alta montaña pirenaica. Así lo atestiguan los depósitos de *"mountain loess"* (<4 m) que yacen sobre algunas laderas (1800-2300 m) del Macizo de Monte Perdido-Marboré (García Ruiz & Arbella, 1981).

3. Extensión y características geomorfológicas de las acumulaciones loéssicas de la Submeseta Sur

Múltiples depósitos loéssicos, pertenecientes a diversas edades cuaternarias, han sido localizados en la Submeseta Sur. Concretamente han sido identificados en el valle medio del Tajo entre Toledo y la Sierra de Altomira, en las cuencas bajas de sus afluentes Tajuña y Jarama, en los territorios aledaños de la Mesa de Ocaña –Tarancón, en el sector noroccidental de la Mancha y en ciertos parajes del valle del Júcar en Albacete. En todos ellos, la pluviometría actual es muy moderada dado que se encuentran rodeados por la isoyeta de 400 mm. El sector mejor conocido es el localizado en el valle del Tajo y páramos circundantes (Fig. 1), donde se han analizado 57 perfiles loéssicos y casi un centenar de muestras recogidas en su seno (García Giménez, 2004; García & González, 2006). Con su estudio se ha establecido cómo en esta área peninsular se han generado "loess primarios" (*true loess) y* "secundarios" (*loess like).* Los primeros se habrían acumulado por la acción del viento en etapas paleoclimáticas con cubiertas vegetales muy enrarecidas por efectos de la sequedad y del frío. Los segundos se sedimentaron por procesos hídricos que retomaron los limos pertenecientes a las formaciones eólicas originarias.

3.1. Los "loess primarios"

Conforman acumulaciones que, como se abordará en el apartado textural, están constituidas por limos eólicos de carácter masivo y, por tanto, sin síntoma alguno de estratificación. Presentan cierta cohesión y consistencia que se incrementa conforme se envejece la edad de los depósitos dentro del Cuaternario. Por lo general se disponen en afloramientos discontinuos de escasa potencia (<3 m). Los espesores más notables superan los 8-10 m entre las localidades de Noblejas y Ontígola (Toledo, Fig. 2A) y tienden a disminuir de modo progresivo hacia el Este, desapareciendo hacia el borde de la Sierra de Altomira. Los depósitos loéssicos ofrecen secuencias muy simples y uniformes y sólo de modo muy esporádico puede advertirse una mayor complejidad estratigráfica. Ésta coincide a veces con la presencia de algún delgado paleosuelo (horizontes Bw, Bt o Cca) y fosilizado por posteriores limos eólicos; en otras ocasiones coincide con la existencia de materiales aluviales intercalados entre acumulaciones loéssicas.

Esta simplicidad de la mayoría de las secuencias motiva que, frente a los loess de otras regiones del planeta, con continuas y potentes secuencias, los ubicados en el valle medio del Tajo sólo tengan un reducido valor estratigráfico y local. No obstante, se debe constatar su excepcional interés paleoclimático al constituir una de las regiones loéssicas más meridionales del continente europeo y donde sus limos representan crisis ambientales aún por caracterizar con precisión en la evolución morfoclimática de la Submeseta Sur. Curiosamente, las cubiertas eólicas son más frecuentes y espesas en su vertiente meridional, donde alcanzan mayor continuidad y una potencia de 3-5 m (Fig. 2B), que en la septentrional. Los motivos se vinculan a:

- una diferente susceptibilidad a la hora de propiciar los procesos de acumulación eólica. Así, la vertiente sur presenta una morfología tendida coincidente con extensos y prolongados glacis cuya superficie se halla incidida por profundas vallonadas excavadas por los innumerables cauces esporádicos tributarios del Tajo. Tanto su encajamiento como su trazado S-N han actuado como auténticas trampas en la captación de los loess.
- la distinta inclinación de sus pendientes donde la vertiente norte, al ofrecer mayores valores, ha propiciado la posterior acción desmanteladora de las arroyadas.
- la existencia de numerosos espolones en el techo de la Mesa de Ocaña – Tarancón que avanzan perpendicularmente hacia el valle del Tajo y conforman parajes muy protegidos a sotavento de los vientos del W.

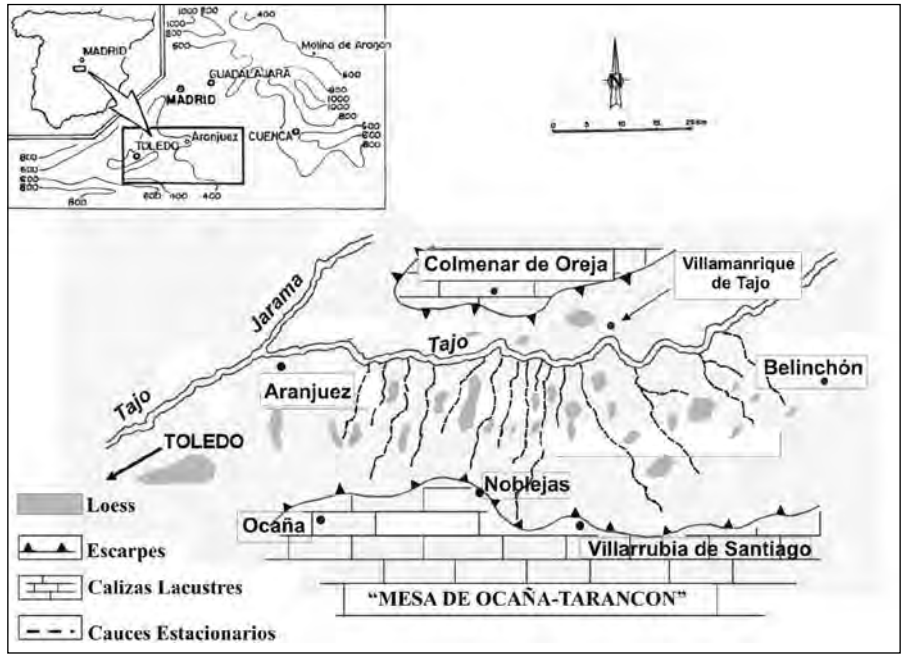


Figura 1. Esquema de situación de las acumulaciones loéssicas y pluviometría del sector.

Las diferentes posiciones de los loess, fosilizando formas y acumulaciones del Pleistoceno Superior, evidencian el carácter relativamente reciente de algunas de

estas manifestaciones eólicas. No obstante, en ciertas ocasiones determinados conjuntos ofrecen una edad más notable mostrando síntomas diagenéticos de mayor o menor consideración (cementación por precipitación de carbonatos en sus poros, edafización, etc.). Apoyados en datos geomorfológicos existen al menos tres generaciones loéssicas: la más antigua puede asociarse al Pleistoceno Medio, la intermedia al Pleistoceno Superior y la última, al tránsito Pleistoceno Superior-Holoceno. En el momento de la publicación de este trabajo se están efectuando dataciones absolutas en una decena de depósitos loéssicos en el Laboratorio de Datación y Termoluminiscencia de la U.A.M.

3.1.1. Generación del Pleistoceno Medio

Sus testigos loéssicos son muy escasos en el área y se hallan muy degradados por la erosión. Suelen ocupar los segmentos superiores de antiguos glacis detríticos cuya cabecera se apoya sobre el reborde de la Mesa de Ocaña – Tarancón y que fueron modelados con niveles de base locales superiores a + 60 m sobre el cauce actual del Tajo. La edad de los loess es más o menos coetánea a la elaboración de las rampas: en su relicta superficie, depósitos del tipo *loess like* (Fig. 2C*)* están incluidos en el seno de acumulaciones arrastradas por las aguas de arroyada, responsables del modelado de la topografía tendida del glacis. Sus limos manifiestan importantes síntomas edáficos al contener abundante arcilla; no obstante, reaccionan al ácido clorhídrico, lo que sugiere que el lavado de carbonatos fue incompleto. Estos niveles podrían estar asociados a auténticos paleosuelos que intentaremos estudiar en un próximo futuro.

3.1.2. Generación del Pleistoceno Superior

Sus cubiertas limosas son muy abundantes y ofrecen espesores medios de 3-6 m (Fig. 2D) recubriendo un modelado de disección previo (Fig. 3). En ellas, por lo general, no se advierten rastros de evolución edafogenética ni importantes cambios texturales. Una datación efectuada por TL en un conjunto loéssico ha determinado una edad de unos 42.730 ± 4.000 años. Su cronología coincide con los datos de campo obtenidos en el área: los loess instalados en las vertientes del páramo, o a su pie, se encuentran recubiertos por los derrubios crioclásticos puestos en marcha en fechas próximas a 18.000 B.P. (González *et al.*, 2000). Además, allí fosilizan, a su vez y en ciertos parajes, a depósitos crioclásticos würmienses anteriores; no obstante, hay que señalar cómo sus limos nunca pasan lateralmente a estos testigos coluvionares. Desde el punto de vista cartográfico, los afloramientos se enrarecen tanto hacia el borde occidental como hacia el oriental, desapareciendo en ambas direcciones. La sedimentación de sus materiales fue determinada por los vientos del W, a la vista de la disposición de sus múltiples depósitos ocupando las vertientes occidentales de los numerosos valles emisarios que con un trazado S-N confluyen en el Tajo (Fig. 2E).

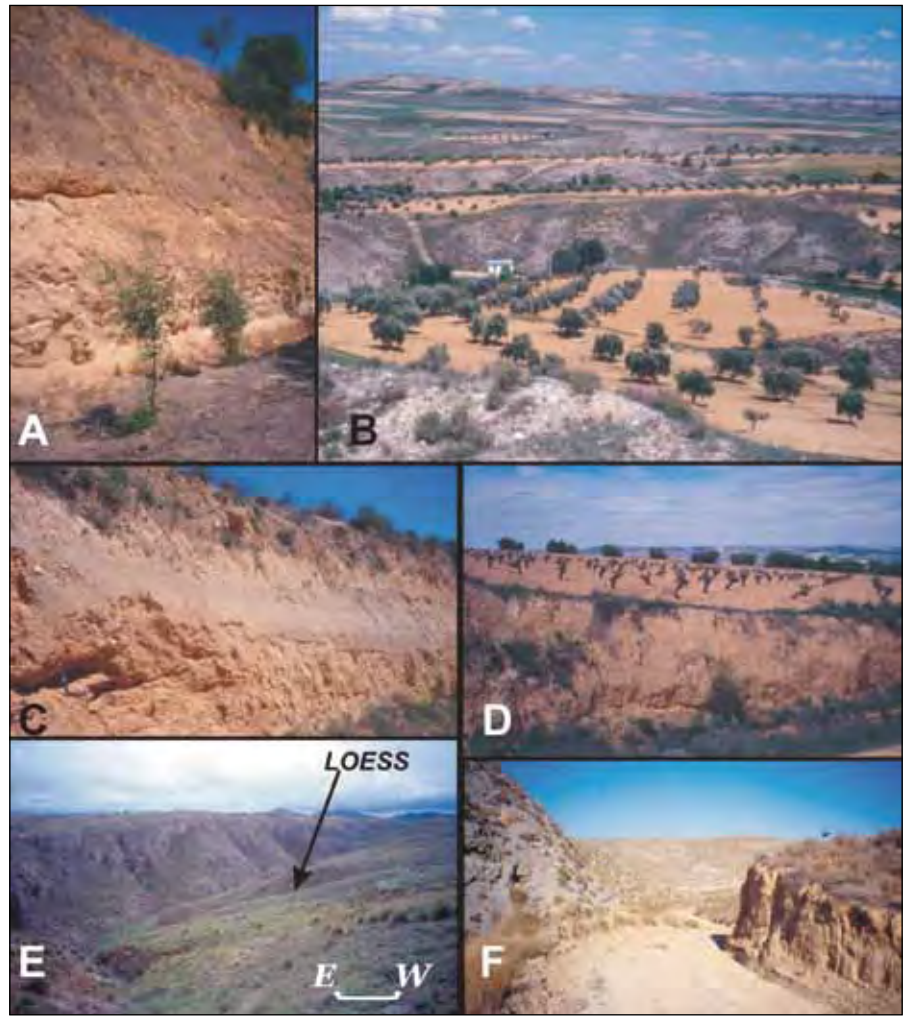


Figura 2. Loess en el valle medio del Tajo (Aranjuez-Fuentidueña de Tajo). Fig. 2A: Sección de Noblejas con loess primarios apoyados en yesos de la "Unidad Inferior". Fig. 2B: Vista de las acumulaciones loéssicas en los alrededores de Santa Cruz de la Zarza en la vertiente meridional del Tajo. Fig. 2C: Cubiertas de *"loess-like"* incluidos en los sedimentos de un glacis detrítico del Pleistoceno Medio. Fig. 2D: Taludes loéssicos al NE de Villarrubia de Santiago. Fig. 2E: Mantos de loess primarios alojados en la vertiente occidental en las inmediaciones del camino de Villarrubia a Colmenar de Oreja. Fig. 2F: Loess holocenos en las inmediaciones del Arroyo del Charco (Santa Cruz de la Zarza).

3.1.3. Generación más reciente

Sus loess se pusieron en marcha en el tránsito Pleistoceno Superior-Holoceno y en el Holoceno. Conforman depósitos relativamente esporádicos menos potentes (Fig. 2F) que los pertenecientes a la generación anterior. Esta cronología se apoya en varios hechos:

(a) Coincide con la datación efectuada por TL en un depósito estudiado palinológicamente (y emplazado sobre la Mesa de Ocaña) al que se atribuyó una edad asimilada al *Dryas* reciente (Ruiz Zapata *et al.*, 2000). Semejante posición cronológica ofreció, por IRSL, un conjunto de limos eolícos apoyados en la terraza del Tajo donde se ubica el yacimiento toledano de Pinedo (Pérez González *et al.,* 2004).

(b) Estos loess fosilizan formas y acumulaciones extraordinariamente recientes pues, en ocasiones, yacen en las márgenes de la vega del río Tajo recubriendo los sedimentos vinculados a su antigua llanura de inundación. De igual modo descansan, también, en el fondo de los valles de ciertos barrancos. Fuera de estos emplazamientos tan específicos, la diferenciación entre los loess del Pleistoceno Superior y los de esta generación ofrece una enorme dificultad debido a que, sin duda, estos últimos se han formado a partir de los primeros: por eso exhiben el mismo color e idénticas características granulométricas y mineralógicas.

(c) Cronológicamente podrían asociarse a la etapa loéssica detectada en el valle del Ebro y ubicada en el Pleistoceno tardío-Holoceno inicial (Iriondo & Kröhling, 2004).

3.2. Los loess "secundarios"

Se localizan en las laderas donde han sido retomados por procesos de ladera como la arroyada, la sufosión y la solifluxión (cuando tienen cierta cantidad de arcilla). Pero esencialmente se alojan en los continuos rellenos aluviales holocenos que colmatan el fondo plano de los barrancos del área. En su mayor parte provienen del posterior desmantelamiento de los extensos loess "primarios" instalados en sus vertientes. Ello explica las enormes cantidades de loess retrabajados insertos en los rellenos aluviales (5 -10 m), donde se acumulan ingentes cantidades de limos. Aquí, casi siempre, muestran estructuras en las que dominan los lechos de naturaleza plana y estratificaciones curvas asociadas a algún canal. La acumulación de materiales finos en los fondos de los valles pudiera sugerir la existencia de condiciones climáticas semiáridas con débiles lluvias y largas estaciones secas. No obstante, en algunos parajes y de modo puntual, aparecen en

su interior niveles con limos masivos de idénticas características a la de los loess primarios. No se descarta la posibilidad de un cierto funcionamiento concomitante de los procesos aluviales y los eólicos.

4. Características sedimentológicas de los loess "primarios"

Dado el objetivo de esta Monografía, destinada al análisis de las formas y de los depósitos eólicos, sólo se abordarán aquí las peculiaridades de los *"loess primarios"*.

4.1. Granulometría

Tradicionalmente, los loess constituyen depósitos porosos donde predominan (30%-60%) los materiales pulverulentos (0.05-0.001 mm; Popov, 1972). Otras aproximaciones, menos exigentes a la hora de determinar el diámetro de grano, establecen que las formaciones loéssicas deben contener más de un 50% de partículas con diámetros comprendidos entre 0.05 y 0.005 mm (Morozov, 1962). Estos umbrales permiten clasificar a las acumulaciones finas del área de estudio como loess compuestos por porcentajes muy elevados de limos gruesos (25%-56%) y cierta cantidad de arenas (Fig. 4). Por norma general, el tamaño de sus elementos es algo mayor que el de los loess de las cuencas europeas (Fig. 4) y bastante semejante al de los emplazados en el N. de África. En nuestra opinión, los motivos que explican la textura más gruesa de los limos del centro peninsular con respecto a la de los loess europeos, no coinciden con factores dinámicos (velocidad del viento) o estáticos (rugosidad, etc.). Creemos que se debe, sobre todo, al origen próximo de los sedimentos retomados, a la escasa clasificación motivada por un recorrido tan corto y, especialmente, a la enorme variedad de afloramientos geológicos batidos por el viento y suministradores del material fino. También debe mencionarse la existencia de una cierta dispersión textural provocada más por la incidencia de factores edáficos que coetáneos a los eventos de sedimentación. En efecto, aquéllos son responsables de las elevadas proporciones de arcilla ofrecidas por ciertos conjuntos loéssicos.

4.2. Mineralogía

Se incluye aquí una breve síntesis de las características mineralógicas de los loess a partir de un extenso trabajo anterior (García Giménez, 2004) donde, con el fin de precisar el origen y las fuentes que alimentaron de material fino a las acumulaciones eólicas, se estudiaron las asociaciones mineralógicas globales, las de minerales pesados y las de la fracción de arcilla de un extenso conjunto

de formaciones superficiales (glacis, terrazas, conos, coluviones, sedimentos de márgenes palustres) y, también, de los diferentes substratos geológicos aflorantes en la zona ("*Unidad Inferior*", "*Intermedia*", "*Red Fluvial Intramiocena*", etc.).

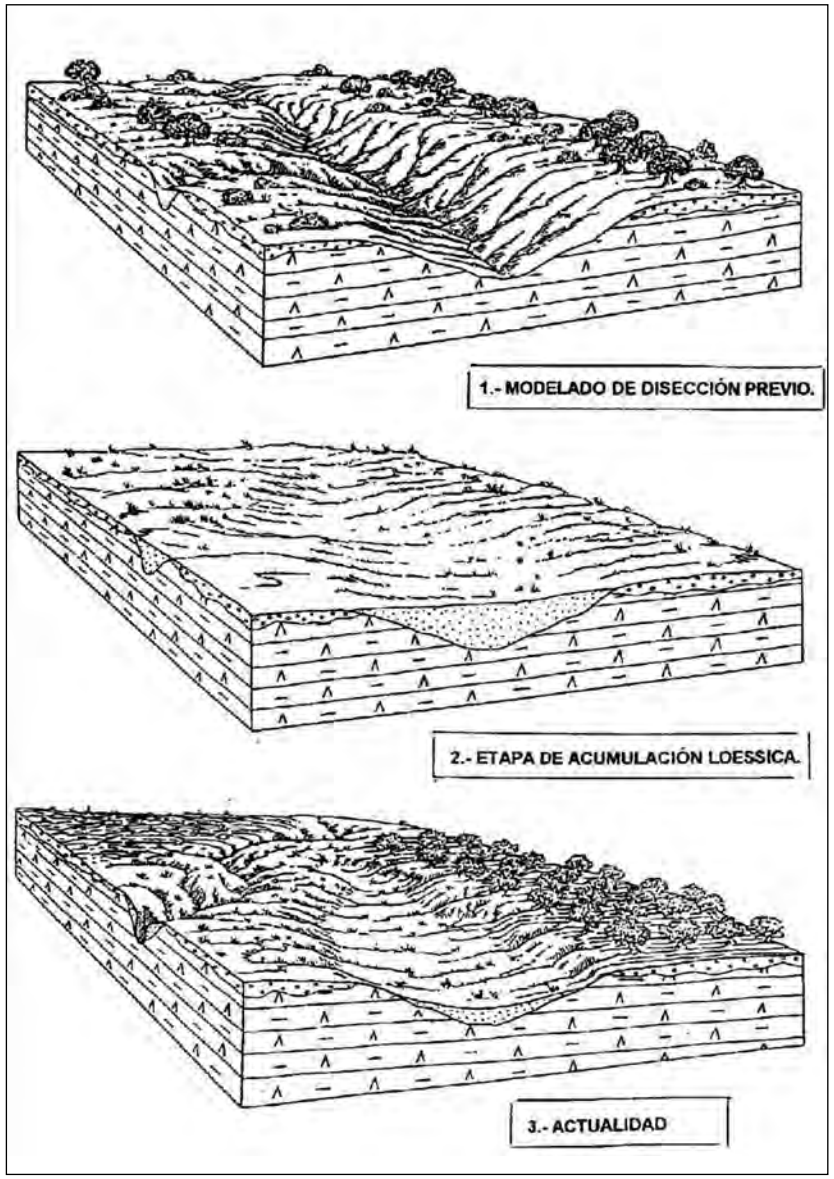


Figura 3. Bloques-diagrama representando la sucesión de acontecimientos morfogenéticos previos y posdeposicionales a la acumulación de los loess del Pleistoceno Superior en las inmediaciones de Ontígola (Toledo).

4.2.1. Composición mineralógica global

Atendiendo a la naturaleza mineralógica de los materiales finos, se puede apuntar que los loess del valle medio del Tajo muestran una composición *"estándar"* respecto a la de otros del planeta: cuarzo, feldespato, filosilicatos, carbonato (calcita y dolomita) y yeso. La variabilidad mineralógica de los loess de la Submeseta Sur está controlada por la composición original de los aportes puestos en marcha por cada evento eólico y por algunos procesos diagenéticos acaecidos tras su sedimentación. Este hecho explica la extraordinaria diversidad de los porcentajes en estos elementos, incluso para depósitos emplazados en distintas posiciones estratigráficas de un mismo perfil. Como testigos, a la hora de reconocer la naturaleza alóctona o autóctona de las cubiertas detríticas limosas, debe destacarse el papel jugado por los cuarzos y los feldespatos: su existencia en loess apoyados sobre substratos yesíferos, refuerza y confirma el carácter de independencia mineralógica y, por tanto, la naturaleza eólica de su sedimentación. Los limos proceden, sobre todo, de las extensas cubiertas detríticas aluviales emplazadas en los valles del Tajo y del Jarama. También pueden haber sido removilizados a partir de los sedimentos fluviales neógenos. Sin embargo, las pequeñas superficies de sus afloramientos, confinadas en las laderas de los páramos, ha limitado las posibilidades de retoma eólica.

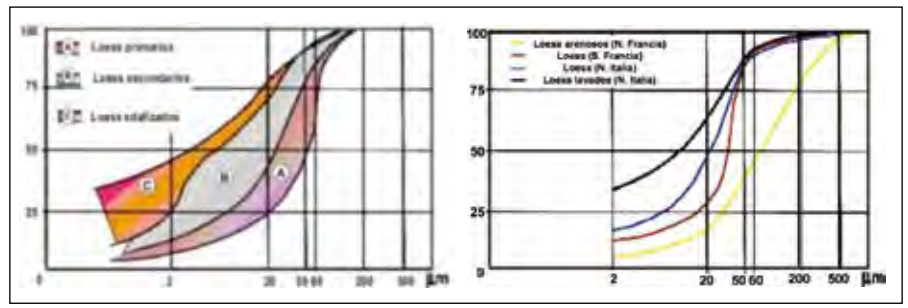


Figura 4. Curvas granulométricas acumulativas correspondientes a los depósitos de loess "primarios", "secundarios" y "edafizados" en el área de estudio (izquierda) y su comparación con las curvas correspondientes a los loess de otras regiones periglaciares europeas.

Mayores dudas ofrece la interpretación de los porcentajes de filosilicatos y de carbonatos. Estos últimos, siempre con valores muy variables, están además influenciados por el mayor o menor lavado edáfico desarrollado en algunos perfiles loéssicos, donde los carbonatos se concentran en pequeños nódulos o de modo masivo en niveles cercanos al muro. Tanto en forma calcítica (5-40%) como dolomítica (2-17%), provienen de los aluviones calizos transportados por

el Tajo, de los carbonatos lacustres miocenos (Unidades "*Intermedia"* y *"Superior")* y de las calcretas que coronan los páramos circundantes. Sus valores son típicos en los loess de los dominios calizos de diversos continentes. Así, en Europa y Asia pueden fluctuar entre 25-35%, mientras que en las regiones mediterráneas se han detectado contenidos de hasta 40% (Brunnacker, 1980; Nahon & Trompette, 1982).

Por el contrario, a nivel mundial, la presencia de yeso en las formaciones loéssicas no es muy frecuente salvo en el valle del Rhin (donde las facies triásicas del Keuper han alimentado los limos eólicos), en Ucrania o en las inmediaciones de Praga (Chequia). Sin embargo, en la Península Ibérica, los loess de la cuenca del Ebro ofrecen limos donde la naturaleza yesífera es casi exclusiva (Iriondo & Kröhling, 2004). De igual manera acontece en el valle del Tajo, aunque con menor proporción. En sus limos los porcentajes son muy variables (3 - 25%) de unos lugares a otros, e incluso entre acumulaciones agrupadas en un mismo perfil loéssico.

4.2.2. Minerales pesados

El examen de las múltiples acumulaciones estudiadas en los loess muestra una amplia variedad de asociaciones. El elemento responsable tiene que ver con el hecho, ya apuntado, de que los vientos han retomado materiales sobre un amplio mosaico de afloramientos neógenos y cuaternarios, lo que introduce un factor de incertidumbre a la hora de establecer la procedencia del limo. Así pues, el análisis de los minerales pesados no se ha traducido en las precisas consideraciones y en la importancia demostrada en otros muchos estudios en Europa, Asía y América a la hora de determinar el origen del material y la dirección de los paleovientos.

4.2.3. Mineralogía de arcillas

Su análisis merece el mismo comentario que el efectuado en el apartado de las asociaciones de minerales pesados. Una gran diversidad de afloramientos geológicos, la escasa evolución geoquímica de los loess (debido a su carácter reciente) y unas condiciones climáticas relativamente secas acontecidas tras su sedimentación, son responsables de una composición muy genérica con minerales de la arcilla muy comunes y, en algunos casos, de claro carácter heredado. En efecto, la fracción arcilla es rica en illita con concentraciones que alcanzan hasta el 60%, apareciendo junto a ella la caolinita (2-20%) y la esmectita (<5%). De ello se deduce que los datos ofrecidos en otros muchos trabajos referentes a este tipo de análisis, no han dado, tampoco, espectaculares resultados acerca de

la evolución geoquímica y de la procedencia del material en los loess de otros dominios cercanos. Examinemos algunas asociaciones:

- en Centroeuropa, en el valle del Rhin, la composición de arcillas detectada en sus loess ha sido de illita, esmectita, caolinita y clorita mientras que en los loess eslovacos se ha apreciado illita, esmectita (montmorillonita) y caolinita.
- asociaciones no muy diferentes aparecen en el oeste de Europa (Bretaña) con illita, caolinita, clorita e interestratificados clorita/vermiculita, y en la Italia septentrional, con illita, vermiculita y clorita.
- por su parte, en el norte de África (Túnez), y con unos ambientes geoquímicos bien diferentes, la asociación es illita (30%), esmectita (25%), caolinita (15%), clorita (15%) y attapulgita. En síntesis, los loess del otro lado del Mar Mediterráneo son mineralógicamente muy semejantes a los europeos, pero se distinguen por la presencia de attapulgita, planteando esta última el problema de identificar su carácter alóctono o autóctono (Coudé - Gaussen, 1991). También, en estos loess se ha encontrado paligorskita, procedente del polvo sahariano.

4.3. Microscopía

Son muy numerosos los autores que señalan cómo la mayoría de los granos de cuarzo loéssico tienen morfoscopía angular o subangular. En los loess de Moravia, los cuarzos angulosos rebasan el 90%. Otros, alimentados por la deflación en llanuras aluviales, ofrecen cuarzos bastante más redondeados, como en Bohemia. Ambas variedades morfoscópicas pueden apreciarse en las imágenes tomadas con lupa binocular y microscopio en muestras de la Cuenca del Tajo (García Giménez, 2004). Vistos al Microscopio Electrónico de Barrido (MEB), la superficie de los granos de cuarzo ofrece, con relativa frecuencia, las típicas marcas triangulares provocadas por el impacto de los granos. Es posible que estos pequeños defectos hayan podido ser aprovechados para liberar cierta cantidad de partículas nuevas durante el transcurso del proceso de transporte eólico (Fig. 5).

5. Estado de conservación de las cubiertas loéssicas

Su naturaleza limosa, su porosidad (permitiendo el paso fácil del agua, así como de los nutrientes disueltos) y un cierto contenido en materia orgánica son responsables de la especial fertilidad de estos suelos de secano frente a otros cercanos y desarrollados sobre los improductivos substratos yesíferos del área. Ello motivó que, desde los tiempos protohistóricos, distintas culturas hayan aprovechado este recurso natural para las prácticas agrícolas y ganaderas, lo que

consiguientemente ha degradado sus cubiertas edáficas. A los tiempos del Bronce puede remontarse posiblemente la primera gran ruptura de fitoestabilización acaecida en los loess de esta zona. En la actualidad, los agricultores siguen beneficiándose de las buenas cualidades de estos suelos, aunque su puesta en cultivo para cereal, vid y olivo supone fuertes acciones erosivas, incrementadas por la aplicación de nuevas y agresivas técnicas agrícolas. Con ello, los loess muestran hoy síntomas de avanzado estado de degradación, sobre todo en los parajes con cierta pendiente donde, en ocasiones, han perdido 3-5 m de espesor. Son responsables de su vulnerabilidad ante los procesos de erosión los siguientes factores:

- su composición limosa, con estructura masiva pero exhibiendo una notable porosidad (30 y 40%).
- la inestabilidad de las pendientes loéssicas, produciendo movimientos en masa.
- la notable pérdida de compactación cuando los limos se empapan de agua y una elevada propensión a la erosión por aguas de arroyada.
- la tendencia a la subsidencia y al hundimiento, lo que genera numerosos inconvenientes agrarios.

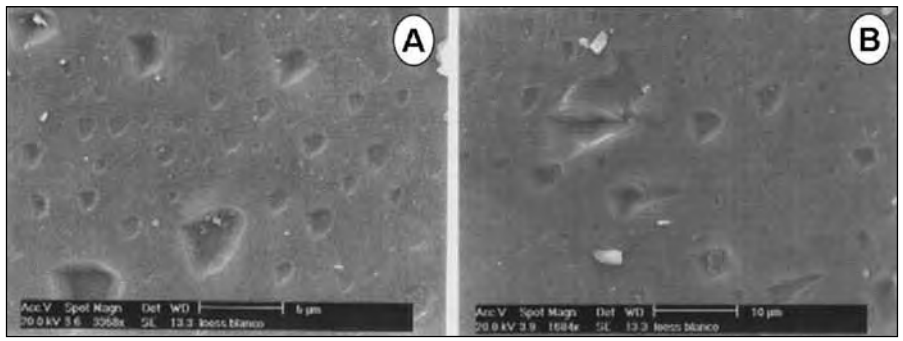


Figura 5. Detalle de la observación por MEB de la superficie de los granos de cuarzo en los loess.

6. Consideraciones genéticas

Los loess de la cuenca del Tajo tienen un origen muy diferente al de los ubicados en los dominios periglaciares. Sus materiales finos, desde luego, no provienen de la eficaz abrasión glaciar ni tampoco de los numerosos ciclos hielo/deshielo que se registran en aquellas regiones. La cartografía y los perfiles geomorfológicos levantados ponen de manifiesto la importancia que los vientos del W y la topografía local han tenido en la sedimentación loéssica. Así lo atestigua la presencia de abundantes cubiertas de loess en numerosos valles disimétricos, siempre localizadas en las vertientes occidentales.

La existencia de notables contenidos yesíferos en los loess permite establecer dos hechos. Por un lado, que provienen de zonas inmediatas: los extensos afloramientos de yesos miocenos que sólo asoman en el centro de la Cuenca de Madrid. Así pues, estamos ante una variedad loéssica que, en lo que respecta al trayecto recorrido por sus limos, no tiene nada que ver con los loess, tanto de los dominios periglaciares como de los peridesérticos. En los primeros es frecuente que hayan recorrido distancias de algunas centenas de kilómetros (Simonson & Hutton, 1954), mientras que en los segundos su procedencia es mucho más lejana al emplazarse sus áreas-madre a más de mil kilómetros (McTainsh, 1987). Por otro lado, parte del material fino ha sido generado por procesos fisicoquímicos de meteorización o *loessificación*. Éstos han convertido, sobre todo, los estratos yesíferos (aflorantes en amplios espacios abiertos) en un producto limoso y, por tanto, en una importante fuente de material pulverulento. Condiciones de cierta humedad anteriores al desarrollo de los eventos eólicos, más o menos semejantes a las actuales, originaron perfiles de alteración que liberaron una notable cantidad de limos. Es posible que la meteorización prosiguiera durante otras etapas algo más secas con procesos vinculados a la meteorización salina, dadas las notables cantidades de sal incluidas en las eflorescencias que cubren los extensos yesos de la *"Unidad Inferior"*. Establecer de modo riguroso el posible papel de transformación de los diversos afloramientos evaporíticos en polvo, bajo la acción de procesos de alteración y edáficos, es una de las cuestiones a resolver en próximos trabajos.

Otra importante cantidad de material provendría de la deflación efectuada por el viento en las terrazas y en las antiguas llanuras de inundación del Tajo y del Jarama aguas abajo de su confluencia. Así lo atestigua la presencia en los loess más próximos de minerales metamórficos, que se enrarece hacia el Este. La abundancia de materiales finos en la superficie de aquellos conjuntos aluvionares y su notable amplitud les convirtió en una de las unidades geomorfológicas más aptas para que las acciones eólicas pudieran retomar gran cantidad de material. Además, su eficacia se vería favorecida por la canalización del viento al fluir por un gran corredor como el del valle del Tajo con un trazado general W-E. Quizás este hecho sea uno de los principales factores comunes que ofrece el loess del centro peninsular con respecto a los de otros dominios: la interacción "gran valle"/"depósito loéssico" es muy frecuente en numerosos dominios continentalizados (Mississippi, Rhin, Danubio, Ródano, Po, etc.; Smalley, 1971).

El transporte de los loess en la Submeseta Sur ha sido efectuado por vientos que circulaban cerca de la superficie. Apoyan esta hipótesis, por un lado, datos experimentales y por otro, las observaciones efectuadas en el reconocimiento de campo. Los primeros indican que el transporte eólico no elevó a gran altura los limos debido a su naturaleza granulométrica. De acuerdo con algunas conclusiones establecidas (Liu *et al.*, 1985), la presencia de arenas finas y de limos gruesos favorecería, mayoritariamente, los procesos de saltación, mientras que otros finos, menos cuantiosos y de tamaño inferior a 0.01 mm, pudieron ser elevados más arriba y viajar en suspensión. Las segundas, apoyadas en criterios geomorfológicos, confirman también esta hipótesis experimental: sólo vientos soplando cerca de la superficie podrían haber acumulado los loess en las vertientes a sotavento de los valles locales y en las laderas protegidas de algunos relieves. Este transporte eólico cercano al suelo descarta la pretérita influencia de vientos provocados por profundas depresiones convectivas, ya que éstas elevan los limos a notable altura, favorecen su dispersión y determinan por tanto bajas tasas de sedimentación loéssica. Es más plausible la existencia de vientos de superficie muy uniformes como responsables de la movilización y desarrollados en situaciones meteorológicas de cierta inversión térmica. Como se ha señalado (Pye, 1995), aquéllas favorecen el depósito de los limos al evitar que adquieran gran altura, y facilitan la sedimentación provocada por las rugosidades topográficas y la presencia de cubiertas vegetales discontinuas.

Sin embargo, la uniformidad ofrecida por la granulometría de los limos de la mayoría de los perfiles estratigráficos estudiados, implica la existencia de unos procesos eólicos discontinuos pero con energía muy constante, con tasas de sedimentación que sólo pueden ser abordadas de modo muy impreciso debido a la ausencia de dataciones. Llama la atención la homogénea intensidad con la que el viento ha soplado a lo largo del tiempo. Sobre todo si se tiene en cuenta que salvo una sola excepción (un depósito localizado al este de Ontígola), los flujos jamás lograron poner en marcha acumulaciones de tipo arenoso, tan frecuentes en otras áreas de Submeseta Norte (Tierra de Pinares) y de la Sur (La Mancha).

En ninguna ocasión en las vertientes de los páramos del sector se ha podido constatar un cambio lateral entre los depósitos de ladera würmienses, con facies tipicamente crioclásticas, y los depósitos eólicos: éstos aparecen encima o debajo de aquellas formaciones coluvionares. La cronología absoluta, realizada en una acumulación de loess primario, ha establecido una edad würmiense emplazada en los límites de uno de los momentos de cierta suavización climática, a nivel mundial, como fue el Estadio Isotópico 3. Esta circunstancia y las observaciones de campo sugieren que, dentro del mundo mediterráneo, la acumulación de

los loess del Tajo coincidiría con las etapas típicas de sedimentación en Europa y regiones del Mediterráneo septentrional. Por tanto, no se ajustaron temporalmente a las etapas loéssicas norteafricanas. Mientras los loess europeos se desarrollaron en condiciones más secas y frías que las actuales, los tunecinos, por ejemplo, se acumularon en los momentos caracterizados por una mayor humedad que la actual.

El hecho de que los depósitos loéssicos se localicen envueltos por la actual isoyeta de 400 mm es un claro indicador de que su puesta en marcha fue influenciada por ambientes de sequedad. No obstante, éstos fueron auxiliados por la presencia de los importantes dispositivos aluviales y por la extensión de los afloramientos yesíferos y su aptitud a la *loessificación.* En el momento actual, con precipitaciones ligeramente superiores a los 400 mm/año, los loess no son funcionales en el valle del Tajo. Ni siquiera durante los ciclos recientes de fuerte sequía y con condiciones altamente favorables vinculadas al estado de total ruptura de fitoestabilización que padecen los campos loéssicos a consecuencia de las labores agrícolas realizadas por el hombre. Todo ello hace suponer que los loess del centro peninsular se pusieron en marcha durante fases donde las precipitaciones fueron bastante inferiores, dando paso a ambientes secos y de estepa donde soplaba un viento relativamente uniforme. Es posible, tal y como se ha demostrado en China, que los loess se desarrollasen bajo ambientes pluviométricos comprendidos entre los 200-300 mm (Kemp & Derbyshire, 1998). Estas etapas, en algunos momentos, pudieron conocer también el frío. No obstante, los procesos de gelifracción no fueron muy funcionales a causa de la propia falta de humedad de los ambientes, o por la inexistencia de un adecuado número de ciclos de hielo/deshielo con intensidades suficientes para fracturar los afloramientos calizos. Así pues, nos inclinamos a pensar que los loess no se generarían durante los Estadios Isotópicos del Oxígeno impares (5 y 7) que, en la Península y en numerosos sectores kársticos de la Submeseta Sur, se manifestaron con un nítido carácter húmedo como atestiguan la formación de suelos (a) y, sobre todo, la edificación de importantes conjuntos tobáceos (b), claro reflejo de notables procesos de disolución en un marco de muy activa fitoestabilización. Tampoco sería un depósito correlativo de las etapas más frías que ocasionaron ingentes masas de gelifractos, reconocidas en el área y en otras muy próximas, como la Alcarria.

El progresivo cese de los procesos de acumulación durante el Holoceno parece haber coincidido con cambios en el régimen hidrológico y en las tasas de sedimentación arrastradas por el río Tajo, Jarama y afluentes. Ello se vincula a una suavización climática que fitoestabilizó las vertientes de los valles e impidió la llegada

masiva de sedimentos a los fondos de los valles. La convergencia de ambos factores fue la responsable de la progresiva paralización de los procesos eólicos.

Referencias

Alía, M. & Riba, O. (1957). *Livret - Guide de l'excursion centre C4. Manzanares et Tolede.* V Congrés International (INQUA), Madrid - Barcelona, 7 pp.

Benayas, J. & Riba, O. (1961). Caracterización de un depósito cuaternario de tipo loess en Toledo, *Actas de la II Reunión Nacional de Sedimentología*, Sevilla, 135-153.

Bommer, B. (1978). *La bassin de l'Ebre et ses bordures montagneuses. Étude geomorphologhique.* Thèse Doctoral, 602 pp., Resumen en Mediterranée, 36(3) 96-97.

Brunnacker, K. (1969a). Observations en Espagne et en Grèce. En: *La stratigraphie des loess d'Europe*. Supp. Bulletin Association Francais Etude Quaternaire, 67-69.

Brunnacker, K. (1969b). Affleurements de loess dans les régions nord-méditerranéennes, *Revue de Geographie Physique et Geologie Dynamique*, 2(11), 3, 325-334.

Brunnacker, K. (1973). Einiges über Löss-Vorkommen in Tenesien. *Eiszeit. u. Gegenwart*, 23-24, 89 - 99.

Brunnacker, K. (1980). Young Pleistocene loess as an indicator for the climate in the Mediterranean area. En: *Sahara and surrounding Seas, Palaeontology of Africa (*M. Sarnthein, E. Seibold y P. Rognon, eds.), 12, Balkema, Rotterdam, 99-113.

Brunnacker, K. & Lözek, V. (1969). Lössorkanmen in Südostspanien, *Zeitschrift für Geomorphologie*, NF, 13, 297-316.

Coudé-Gaussen, G. (1991). *Les poussières Sahariennes*, John Libbey Eurotext, 485 pp.

Cuenca, A. & Walker, M.J. (1974). Comentarios sobre el Cuaternario continental en el centro y sur de la provincia de Alicante (España). *Actas de la 2ª Reunión Nacional del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario*, Madrid, 15-38.

Cuenca, A. & Walker, M.J. (1976). Pleistoceno final y Holoceno en la cuenca del Vinalopó (Alicante), *Estudios Geológicos*, 32, 95-104.

Dumas, B. (1977). *Le levant espagnol. La genèse du relief*. Thesis, Univ. Paris- Sorbonne. Val de Marne (Paris XII) et C.N.R.S., París, 520 pp.

Eriksson, K.G. (1979). Saharan dust sedimentation in the western Mediterranean sea. En: *Saharan Dust* (Morales, C., ed.). Whiley and Sons, Chichester, 197-210.

Fernández Fernández, A. (1996). *Geomorfología del Cañón del río Júcar en la comarca de La Manchuela (Albacete)*. Tesis Doctoral, Facultad de Geografía e Historia, Universidad Complutense de Madrid, 721 pp.

García, R., Vigil, R. & González, J.A. (1998). Periglacial loess fields in the Tajo River Valley, Spain, *Abstract 17 th. General Meeting International Mineralogical Association*, Toronto, Canadá, 59-60.

García Giménez, R. (2004). *Loess y otras acumulaciones en el valle medio del río Tajo y en sus páramos calizos. Sector Aranjuez-Tarancón*. Tesis doctoral. Universidad Autónoma de Madrid, 963 pp.

García Giménez, R. & González Martín. J.A. (2006). Los loess del Valle medio del río Tajo (Villarrubia de Santiago-Yepes, España). *Boletín Real Sociedad Española Historia Natural* (Sec. Geol.) 101, 51-78.

García Ruiz, J.M. & Arbella, M. (1918). Modelos de erosión en el piso subalpino: la degradación de los loess del macizo de Monte Perdido (Pirineo Central español). *Pirineos*, 114, 35-58.

García Sainz, L. (1944). Las formaciones rojas loéssicas-fluviales del norte de España: su origen y semejanza. *Estudios Geográficos*, 15, 247-347.

González, J.A. & Asensio, I. (1983). Estudio geomorfológico de las terrazas fluviales cuaternarias del valle del Tajo (sector Aranjuez-Toledo), *Actas VI Reunión Grupo Español de Trabajo de Cuaternario,* Santiago, 485-517.

González, J.A., Asensio, I., Fernández, A., García, R., González Amuchastegui, M.J., Guerrero, L. & Rubio, V. (2000). Acumulaciones de origen frío en el modelado de los paisajes de la Rama castellana del Sistema Ibérico y de la Submeseta sur. En: *Procesos y Formas Periglaciares en la Montaña Mediterránea*, (Peña, J.L., Sánchez, M. & Lozano, M.V., eds.). Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, pp. 149-160.

Günster, N., Eck, P., Skowronek, A.& Zöller, L. (2001). Late Pleistocene loess and their paleosols in the Granada Basin, Southern Spain, *Quaternary International*, 76/77, 241-245.

Iriondo, M.H. & Kröhling, D.M. (2004). Loess yesífero en el Cuaternario Superior de la cuenca del Ebro: características generales, En: *Homenaje a Emiliano Aguirre, Geología y Paleontología* (Baquedano, E. & Rubio, S., ed.), Museo Arqueológico Regional de Alcalá de Henares, nº 4, Vol. I, 9 pp.

Iriondo, M.H. & Kröhling, D.M. (2007). Non classical types of loess, *Sedimentary Geology*, 202 (3), 352-368.

Kemp, R.A. & Derbyshire, E. (1998). The loess soils of China as records of climatic change, *European Journal of Soil Sciences*, 49, 525-539.

Kukla, G.J. (1977). Pleistocene land - sea correlations. 1. Europe. *Earth Science Reviews*, 13, 307–374.

Liu, T.S., An, Z., Yuan, B. & Han, J. (1985). The loess-paleosol sequence in China and climatic history, *Episodes*, 8, 21-28.

Llamas,M. (1962). *Estudio geologico-técnico de los terrenos yesíferos de la cuenca del Ebro y de los problemas que plantean en los canales*. 12, Servicio Geológico de O.P., Madrid, 192 pp.

McTainsh, G.H. (1987). Desert loess in northern Nigeria, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 31 (2), 145 - 165.

Mensua, S. & Ibáñez, M.J. (1975). Alvéolos en la depresión del Ebro. *Cuadernos de Investigación,* 2, 3-14.

Morozov, S.S. (1962). The loess soils classification. *Proceedings of the meeting on the engineering properties of rocks and methods of their study.* Ministerio de Construcción de Polonia, Varsovia, pp. 12–18.

Nahon, D. & Trompette, R. (1982). Origin of siltstones: glacial grinding vs weathering, *Sedimentology,* 29, 25 - 35.

Pérez González, A. (1982). *Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo*, Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 787 pp.

Pérez González, A., Silva, P.G., Roquero, E. & Gallardo, J. (2004). Geomorfología fluvial y edafología del sector meridional de la cuenca de Madrid (Toledo- Madrid), En: *Itinerarios geomorfológicos por Castilla la Mancha* (Benito, G., & Díez Herrero, A., eds.). Sociedad Española de Geomorfología, Madrid, 13-48.

Popov, A.I. (1972). Les loess et dépôts loessoïdes, produit des processus cryolithogènes*, Biul. Perygl.*, 21, 193-200.

Pye, K. (1995). The nature, origin and accumulation of loess, *Quaternary Science Reviews*, 14 (7-8), 653-667.

Riba, O. (1957b). *Terrasses du Manzanares et du Jarama aux environs de Madrid, Livret guide de l'excursion C2*. V Congrès International. I.N.Q.U.A., Madrid, Barcelona, 53 pp.

Riba, O., Maldonado, A., Puigdefabregas, C. Quitantes, J. & Villena, J. (1971). *Memoria del Mapa Geológico 1:200.000. Zaragoza*. IGME, Madrid, 33 pp.

Rodríguez de Tembleque, J.M., Santonja, M. & Pérez González, A. (2005). Puente Pino: un yacimiento achelense en Alcolea de Tajo (Toledo, España), En: *Geoarqueología y Patrimonio en la Península Ibérica y el entorno mediterráneo*, (Santonja, M., Pérez González, A. & Machado, M.J., eds.). Adema, Soria, 283-295.

Rose, J., Meng, X. & Watson, C. (1999). Paleoclimate and paleoenvironmental responses in the western Mediterranean over the last 140 ka. Evidence from Mallorca, Spain, *Journal of the Geological Society*, 156 (2), 435-448.

Ruiz Zapata, M.B., Pérez González, A., Dorado, M., Valdeolmillos, A., Bustamante, I. & Gil, M.J. (2000). Caracterización climática de las etapas áridas del Pleistoceno superior en la región central peninsular. *Geotemas,* 1, 4, 273-278.

Simonson, R.W. & Hutton, C.E. (1954). Distribution curves for loess*, American Journal of Science*, 252, 99-205.

Smalley, I.J. (1971). "In situ" theories of loess formation and the significance of the calcium carbonate content of loess, *Earth Science Reviews*, 7, 67-85.

Solé Sabarís, L., Porta, J. de, Solé, N., Cuerda, J., Muntaner, A. & Colom, G. (1957). *Livret guide de l'excursion L : Levant et Majorque*, 5ème, Congrès Intern., INQUA, Madrid - Barcelona, 53 pp.

Torras, A. & Riba, O. (1968). Contribución al estudio de los limos yesíferos del centro de la Depresión del Ebro, *Breviaria. Geologica Asturica*, Oviedo, 11, 125-137.

Zuidam, R. Van (1980). Un levantamiento geomorfológico de la región de Zaragoza, *Geographicalia,* 6, 103-134.

22. Las formas y depósitos eólicos de la Depresión del Ebro

G. Desir[1], M. Gutiérrez Elorza[1], F. Gutiérrez Santolalla[1] y C. Marín[1]

1. Introducción

La gran mayoría de los depósitos y acumulaciones de origen eólico documentados en España se concentran en las zonas litorales y en las grandes cuencas terciarias. Tanto en Tierra de Pinares, dentro de la Cuenca del Duero (Molina & Pérez González, 1989; García Hidalgo *et al.*, 2002; Martín Escorza, 2004; Bernat & Pérez González, 2005; Gutiérrez *et al.*, 2005a, entre otros), como en la Cuenca del Tajo (Pérez-González, 1982; García Giménez & González Martín, 2006, entre otros), se han identificado acumulaciones eólicas importantes. Sin embargo, en la Depresión del Ebro, a pesar de presentar mayor aridez y vientos más persistentes e intensos, la presencia de acumulaciones eólicas es substancialmente menor, limitándose a dunas de escasa entidad y con una distribución espacial muy limitada. Por el contrario, la acción erosiva del viento queda reflejada en agrupaciones de *yardangs* desarrollados en el centro de la Depresión del Ebro (Gutiérrez *et al.*, 2002, 2005b), siendo éstos los únicos documentados en el territorio español hasta la fecha.

2. Marco geográfico y geológico

La Depresión del Ebro, en buena medida coincidente con la Cuenca terciaria del Ebro, presenta una geometría en planta triangular y se encuentra orlada por cadenas montañosas; los Pirineos al Norte, la Cordillera Ibérica al Suroeste, y la Cadena Costero Catalana al Sureste. Gran parte de los sedimentos terciarios del relleno de la cuenca fueron depositados en sistemas de abanicos aluviales que daban paso hacia el depocentro a sistemas lacustres evaporíticos y carbonatados (Riba *et al.*, 1983; Pardo *et al.*, 2004).

Además de la litología, otros factores como el clima, el relieve, la vegetación o los usos del suelo ejercen un control muy importante en el desarrollo de los procesos de erosión y acumulación eólica (Gutiérrez & Peña, 1994). Con re-

1. Dpto. Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza. *gdesir@unizar.es*

lación al clima de la Depresión del Ebro, conviene destacar su acusada aridez, producto de la escasez e irregularidad de las precipitaciones, una elevada evapotranspiración potencial favorecida por los fuertes y persistentes vientos y las altas temperaturas estivales.

2. Características del viento

En la Depresión del Ebro actúan dos tipos de viento principales; uno de componente NW y WNW, localmente llamado "cierzo", y otro de menor intensidad que proviene del SE-ESE denominado "bochorno" (Cuadrat, 2004). La topografía ejerce un control importante en la dirección de los vientos, los cuales tienden a canalizarse en la dirección del valle del Ebro. La figura 1 ilustra la relación existente entre la dirección de los vientos dominantes, las formas eólicas y la orientación del corredor del Ebro.

El cierzo se caracteriza por ser un viento racheado que sopla con mayor frecuencia e intensidad en los meses de invierno y primavera, de diciembre a abril. Su actividad está relacionada con situaciones meteorológicas caracterizadas por la presencia de un anticiclón en el Golfo de Vizcaya y una borrasca centrada en el Mediterráneo occidental (Cuadrat, 2004). Como consecuencia del gradiente barométrico se estable un flujo de aire desde las altas hacia las bajas presiones que se canaliza por el valle del Ebro, aumentando su velocidad debido al efecto de embudo que ejerce la topografía. En el sector central de la Depresión se han medido rachas sostenidas superiores a los 100 km/h, siendo el máximo absoluto de 160 km/h, registrado en julio de 1954. Las rachas superiores a los 100 km/h tienen una frecuencia de 8 días al año y un 40% de las rachas alcanzan una velocidad media de 30 km/h (López Martín *et al.*, 2007).

El viento es, después del agua, uno de los agentes de transporte más importantes en la Depresión del Ebro. Una vez que las partículas son puestas en movimiento por el viento, la turbulencia de éste tiende a mantenerlas en suspensión, especialmente a las de tamaño limo y arcilla. El resultado es la formación de nubes de polvo que pueden alcanzar cientos de metros de altura y desplazarse distancias considerables (Fig. 2). En la Depresión del Ebro este fenómeno no es inusual habida cuenta de la disponibilidad en superficie de partículas tamaño limo y arcilla (Iriondo & Kröhling, 2004) y de vientos de elevada energía (Puicercús *et al.*, 1994). Estas tormentas de polvo constituyen un riesgo meteorológico de cierta entidad, aunque raras veces pueden causar efectos negativos en la seguridad vial.

Figura 1. Distribución de las formas y acumulaciones eólicas en la Depresión del Ebro y diagramas de frecuencia de direcciones del viento, tomadas de Cuadrat (2004) y López Martín *et al.* (2007).

Figura 2. Tormenta de polvo de escasa magnitud desencadenada el día 14 de Noviembre de 2007 en el área de las Bardenas Reales (Navarra).

Otra característica climática reseñable es la acusada aridez del sector central de la Depresión del Ebro. López Martín *et al.* (2007), en su división climática diferencian, dentro del sector central de la Depresión del Ebro, zonas con un clima mediterráneo continental y áreas en las cuales domina un clima seco estepario. La marcada aridez del área viene determinada por la escasez de precipitaciones, en torno a 350 mm de media anual, y la elevada evapotranspiración, con una media de 2100 mm, estando ésta favorecida por las altas temperaturas estivales y los fuertes vientos (Cuadrat, 2004). López Martín *et al.* (2007) señalan que casi el 70% del territorio aragonés está dentro de la categoría de semiárido, con zonas en las que el índice de aridez (UNEP, 1992) está por debajo de 0,3. Esta aridez, junto con la elevada evapotranspiración, determina la existencia de una vegetación rala y escasa y de suelos con bajos contenidos de humedad y baja cohesión, circunstancias que favorecen la erosión eólica.

3. El papel del viento en la generación de formas y depósitos

La Depresión del Ebro, con una aridez acusada y vientos fuertes y persistentes, debiera ser una zona especialmente propicia para el desarrollo de formas y depósitos eólicos. Sin embargo, a juzgar por la bibliografía existente, las evidencias geomorfológicas y estratigráficas de la acción eólica en el pasado y en la actualidad parecen limitadas. Llamas (1962), Torras & Riba (1968) y Torras (1974) citan depósitos de limos yesíferos dentro del sector central de la Depresión del Ebro con un posible origen eólico. En Villanueva de Gállego, Mensua & Ibáñez (1975) reconocen acumulaciones de limos eólicos en las partes bajas de laderas orientadas a sotavento. Bomer (1978) y Van Zuidam (1976) describen acumulaciones de tipo loess en los márgenes de los barrancos de fondo plano, las cuales alcanzan mayor potencia en las laderas situadas al abrigo de los vientos dominantes. Algunos autores (Torras, 1974, Iriondo & Kröhling, 2004 y 2007) restringen la acción del viento a las formaciones de yesos terciarios, señalando éstas como área fuente de los materiales de tamaño limo que posteriormente son exportados por el viento y depositados a modo de loess

Otros estudios ponen de manifiesto la existencia de diferentes formas eólicas, tanto acumulativas como erosivas, en determinados puntos de la Depresión del Ebro. Mensua & Ibáñez (1977) citan la presencia de cantos ligeramente afacetados pertenecientes a la terraza más alta del Ebro, a unos 10 km al SW de Pedrola. Por otro lado, Pueyo (1978-79) describe *nebkhas* de orden decimétrico en los márgenes de las "saladas" de Bujaraloz. En la zona de Quinto de Ebro, Artieda y Herrero (1997) y Artieda (2004) estudian la formación actual y desarrollo posterior de pequeñas acumulaciones eólicas generadas durante un episodio

de fuertes vientos. Estos autores relacionan la formación de estos depósitos con determinadas prácticas de laboreo sobre suelos de tipo limoso. Por otro lado, Sancho & Belmonte (2000) y Sancho *et al.* (2004), en sus trabajos sobre los Torrollones de Gabarda, señalan la presencia de depósitos eólicos puntuales y los relacionan con la meteorización de las areniscas terciarias de la zona. Diversos autores ponen de relieve el papel que juegan los procesos de deflación eólica en el desarrollo de depresiones endorreicas en distintos tipos de litologías y contextos geomorfológicos (Ibáñez, 1975; Pueyo, 1978-1979; Sánchez *et al.*, 1989, 1998). Por otra parte, en las "saladas" de la Plataforma de Bujaraloz, Gutiérrez *et al.* (2002; 2005b) señalan la existencia de diferentes tipos de acumulaciones eólicas restringidas a los márgenes de las playas y ponen por primera vez de manifiesto la existencia de *yardangs* desarrollados en los sectores de sotavento de los lagos salados.

4. Formas eólicas erosivas

Además de su papel como agente modelador, el viento ejerce un papel primordial como exportador del material procedente de la alteración y meteorización de las formaciones terrígenas presentes en la Depresión del Ebro. Así, la génesis, crecimiento y desarrollo de las formas menores de meteorización como *gnammas*, *tafonis* y alveolos están controlados parcialmente por el viento y la precipitación (Gutiérrez & Ibáñez, 1979, Rodríguez & Navascués, 1982; Sancho & Benito, 1990; Sancho *et al.*, 2004).

Las formas eólicas erosivas identificadas en la Depresión del Ebro se pueden englobar en dos grandes tipos: un modelado de tamaño mayor constituido por playas y *yardangs* (Gutiérrez *et al.*, 2002; 2005b) y otro, menor, representado por los cantos afacetados y *regs* desarrollados en depósitos de glacis, terrazas y superficies estructurales expuestas a los vientos dominantes (Mensua & Ibáñez, 1977, Longares, 2004).

Las formas menores debidas a la erosión del viento son modeladas con una distribución de carácter puntual, que no llegan a desarrollar, salvo alguna excepción, superficies continuas. Las principales formas descritas son los ventifactos, identificados principalmente en la superficie de depósitos aluviales. Mensua & Ibáñez (1977) ponen de manifiesto la existencia puntual de depósitos afectados por abrasión eólica en la superficie de algunas terrazas del río Huerva. Longares (2004) describe al sur del valle del Ebro, entre las localidades de Mediana de Aragón y Belchite, la existencia de ventifactos. Estas morfologías aparecen de manera dispersa, no llegando a conformar grandes *regs* elaborados sobre relieves residuales. Por otro lado, también se ha observado la existencia de un *reg* inci-

piente en la superficie de un nivel de glacis alto situado en la margen derecha del valle del Río Huerva.

Las formas erosivas identificadas en el sector meridional del valle del Ebro corresponden a los *yardangs*. *Yardang* es un vocablo turco que fue introducido por Hedin en 1903 (Goudie, 2007), y hace referencia a crestas rectilíneas labradas sobre materiales cohesivos por la erosión del viento. Las formas descritas en la Depresión del Ebro representan la presencia más septentrional de este modelado dentro del continente europeo. Los *yardangs* descritos en el área de Bujaraloz están integrados en sistemas playa-yardang, en los que el origen y la evolución de los lagos salados y de los *yardangs* están íntimamente ligados (Figs. 3 y 4). Así, la distribución de los *yardangs* en ese área queda circunscrita a los sectores de sotavento de las principales playas o saladas (Gutierrez *et al.*, 2002, 2005b). Otra peculiaridad de estas formas, características de medios áridos e hiperáridos, es su desarrollo bajo un clima semiárido. Por otro lado, son muy pocos los trabajos que describen estas morfologías en litologías yesíferas (Whitney & Reynolds, 2007).

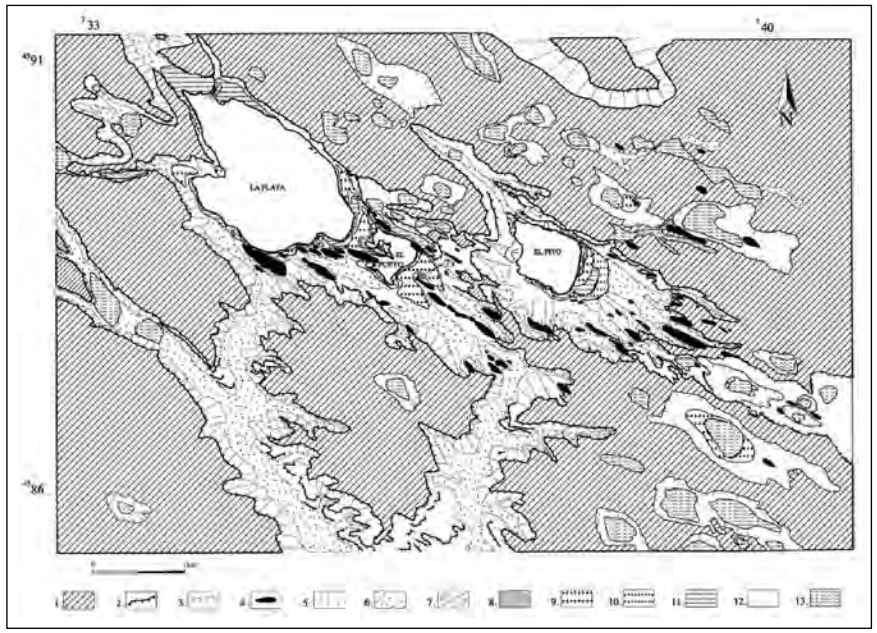


Figura 3. Esquema geomorfológico de la Plataforma de Bujaraloz en el que manifiestan las relaciones del sistema morfogenético playa- *yardangs*. 1: Plataforma estructural; 2: Escarpes; 3: Márgenes de las depresiones cerradas; 4: *Yardangs*; 5: Depósitos de ladera; 6: Corredores y valles de fondo plano; 7: Abanicos aluviales y *gullies*; 8: Terraza lacustre T_3; 9: Terraza lacustre T_{2a}; 10: Terraza lacustre T_{2b}; 11: Terraza lacustre T_1; 12: Fondo de las playas; 13: Dolinas en cubeta. (Gutiérrez *et al.*, 2002).

Numerosos estudios sobre el origen de los *yardangs* revelan que su génesis es producto de la acción combinada de procesos como la meteorización, abrasión, deflacción eólica, incisión, y movimientos de ladera (McCauley *et al.*, 1977; Whitney, 1985; Laity, 1994; Goudie, 1999). El desarrollo de *yardangs* está condicionado por la interacción de factores de carácter intrínseco (litología y estructura) y de factores extrínsecos (vientos unidireccionales, sistemas de flujo que rodean los *yardangs* y abrasión del viento) (Greeley & Iversen, 1985). Goudie (2007), en su estudio sobre la distribución global de *yardangs*, señala que el desarrollo de mega-*yardangs* (>1.000 m) está ligado principalmente a zonas hiperáridas con precipitaciones por debajo de 50 mm, mientras que los *yardangs* de menor tamaño aparecen fundamentalmente en zonas semiáridas y frecuentemente asociados a playas o *pans*. En la plataforma de Bujaraloz existe una clara relación espacial entre los *yardangs* y las depresiones cerradas, que evidencia una vinculación genética entre ambos modelados (Figs. 3 y 4). Todos los *yardangs* descritos aparecen desarrollados en las orillas de sotavento de las playas de mayor tamaño (La Playa, El Pito y El Pueyo). Esta asociación revela que para la generación de los *yardangs* y los corredores acompañantes es necesario tener una fuente de partículas capaces de conferir al viento un alto poder abrasivo. En el complejo endorreico de Bujaraloz la práctica totalidad de los *yardangs* son de tipo rocoso, y están labrados sobre yesos y calizas terciarias (Gutiérrez *et al.*, 2002) (Fig. 5), y pueden clasificarse como meso- y mega-*yardangs* (Cooke *et al.*, 1993; Livingstone & Warren, 1996; Goudie, 2007). En los afloramientos presentes en la zona y especialmente en los márgenes de los lagos salados, se observa cómo estos materiales están fuertemente meteorizados, presentando en superficie un material granular poco cohesivo. Este regolito, en buena medida producto de procesos de meteorización salina, es fácilmente erosionable por el viento, especialmente el cierzo cargado de partículas procedentes de la superficie de las playas (Gutiérrez *et al.*, 2002).

El origen de las depresiones cerradas de la plataforma de Bujaraloz es producto de la actuación combinada de procesos de karstificación y erosión eólica (Sánchez *et al.*, 1998; Gutiérrez *et al.*, 2002, 2005b). En un estadio inicial, el rebajamiento diferencial de la superficie de la plataforma por procesos de corrosión kárstica controlados estratigráfica y estructuralmente, da lugar a la generación de dolinas de disolución (*solution dolines*). Como consecuencia de la profundización de estas depresiones por corrosión en la zona epifreática, el fondo de éstas eventualmente intercepta el nivel freático, lo que conlleva su inundación periódica. Una vez que la zona saturada queda expuesta en superficie, se produce una intensa evapotranspiración estableciéndose células de flujo subterráneo que

descargan en el fondo de las depresiones. Estos flujos ascendentes provocan la disolución del sustrato y el aporte de salmueras a las playas, cuya evaporación desemboca en la acumulación de sales. Durante las épocas húmedas la presencia de una lámina de agua impide la deflacción eólica predominando la agradación. Por el contrario, en épocas secas en las que el fondo de las playas queda desprovisto de agua durante intervalos de tiempo más amplios, prevalecen los procesos de deflacción produciéndose el encajamiento del sistema. La alternancia de periodos en los que domina la acumulación y la erosión eólica en estas depresiones queda registrada mediante secuencias de terrazas lacustres (Fig. 6).

Figura 4. Vista aérea de las mayores depresiones cerradas de la Plataforma de Bujaraloz. La Playa y el Pueyo al fondo y El Pito en primer plano. En el ángulo superior derecho de la fotografía se observan los *yardangs* a sotavento de la Depresión de La Playa.

Cuando las playas se encuentran desprovistas de agua, el viento procedente del WNW se carga de partículas aumentando su poder abrasivo y ejerciendo una importante labor erosiva a sotavento de las depresiones, donde el flujo experimenta un aumento de velocidad al comprimirse las líneas de flujo. Esto explica la estrecha correlación existente entre la dirección del cierzo (WNW-ESE) y la orientación de las depresiones y los *yardangs* (Fig. 7).

Figura 5. *Yardangs* rocosos labrados en materiales yesíferos y calizos terciarios sobre la depresión de La Playa (Bujaraloz). Los sedimentos de los corredores entre los *yardangs* enlazan con los depósitos de los niveles altos de las terrazas lacustres.

Por otra parte, los barrancos situados en los extremos SE de las depresiones son ensanchados y profundizados por la erosión eólica, dando lugar a corredores asimilables a valles de fondo plano (Laity, 1994; Breed *et al.*, 1997), mientras que los situados a barlovento están muy desdibujados (Ward & Greeley, 1984). La compresión de las líneas de flujo dentro de los corredores favorece la erosión de las paredes y el fondo (Blackwelder, 1934). La evolución de los corredores causa la compartimentación de los *yardangs* en formas de dimensiones menores (Halimov & Fezer, 1989).

En el área de Bujaraloz el desarrollo de formas tipo *yardangs* está condicionado por varios factores limitantes. Por un lado, la existencia de playas lo suficientemente grandes como para propiciar un aumento significativo del poder abrasivo del viento, poniendo a su disposición partículas deflactables. Gutiérrez *et al.* (2002) ponen de manifiesto que sólo se han observado *yardangs* en las playas con una superficie superior a 0.14 km^2. Por otra parte, el tiempo de permanencia de la lámina de agua y la cohesión de los sedimentos situados en su superficie determina la cantidad de partículas que pueden ser puestas en movimiento por el viento. Obviamente, las etapas de mayor erosión eólica corresponden con períodos secos, durante los que se modelan los *yardangs* y los corredores y se produce el encajamiento de las depresiones. Numerosos investigadores indi-

can que la generación de los *yardangs* requiere climas extremadamente áridos, un mínimo desarrollo de suelos y vegetación, una dirección predominante del viento y una escasa presencia de arena (McCauley *et al.*, 1977; Whitney, 1983, 1985; Ward & Greeley, 1984; Halimov & Fezer, 1989; Laity, 1994; Breed *et al.*, 1997; Goudie *et al.*, 1999).

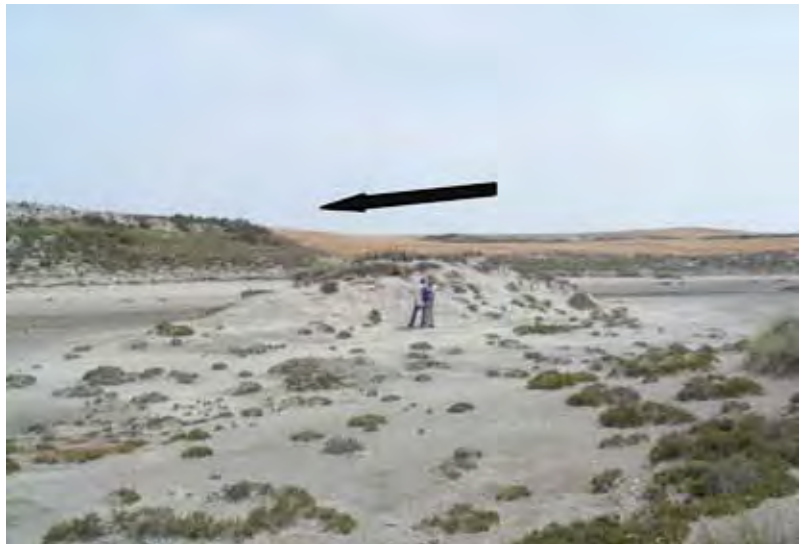


Figura 6. *Yardang* en quilla desarrollado sobre los depósitos de la terraza T_2 del complejo de La Playa y El Pueyo.

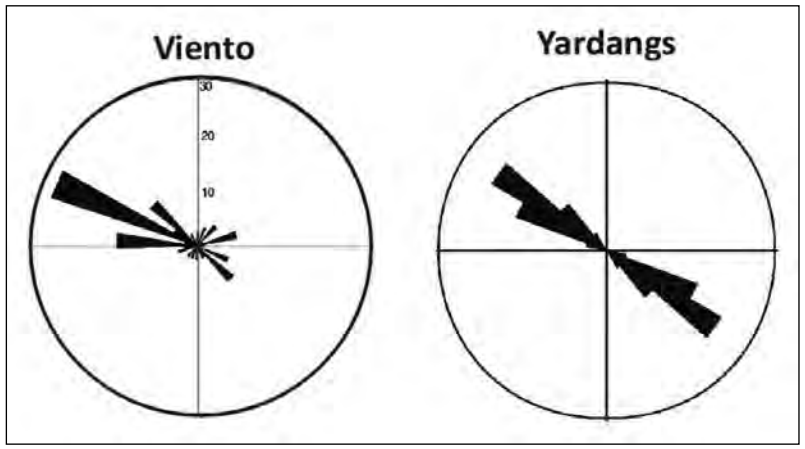


Figura 7. Rosas de distribución de las direcciones del viento y los *yardangs* en el área de Bujaraloz (Gutiérrez *et al.*, 2002).

En el área de Bujaraloz se han reconocido hasta un total de 50 *yardangs* (Fig.3). La mayoría, 44 en total, aparecen desarrollados sobre los sedimentos yesíferos terciarios, mientras que los 6 restantes han sido esculpidos en depósitos lacustres no consolidados. Los *yardangs* rocosos suelen presentar morfologías condicionadas por la estructura del substrato y son los que presentan mayores dimensiones longitudinales. Los del segundo grupo presentan una morfología característica en quilla y unas dimensiones más reducidas, habiéndose desarrollado únicamente sobre los depósitos de los dos niveles de terraza lacustre más antiguos de la salada de El Pueyo (Fig. 6). No se encuentra una relación clara entre la orientación de los *yardangs* y el patrón del diaclasado medido. Sin embargo, varios autores ponen de manifiesto el importante papel desempeñado por las fracturas de dirección NW–SE en la morfogénesis del sector central de la Depresión del Ebro (Quirantes, 1965; Gutiérrez & Peña, 1994; Gutiérrez *et al.*, 1994; Arlegui & Soriano, 1998; Arlegui & Simón, 2001; Gutiérrez *et al.*, 2005b).

Los *yardangs* rocosos se caracterizan por presentar morfologías mayoritariamente tabulares, debido a que el sustrato está constituido por rocas sedimentarias con una disposición subhorizontal. Su superficie se encuentra colonizada por una vegetación de tipo xérico en la que dominan las especies *Rosmarinus officinalis*, *Genista scorpius* y *Thymus vulgaris*. Los flancos de sus laderas presentan suaves rupturas de pendiente con acumulaciones de limos yesíferos procedentes de la alteración de los yesos del substrato. Se han identificado varias formas dominantes: éstas son en mesa, en quilla, dentada e incipiente (Halimov & Fezer, 1989; Gutiérrez *et al.*, 2002). La morfología más frecuente es en mesa, como consecuencia de la disposición de los estratos. La morfología dentada corresponde con los *yardangs* de mayor longitud y puede ser consecuencia de la acción de la escorrentía superficial. Por el contrario, los que presentan las dimensiones más reducidas son los de morfología en quilla. Finalmente, se ha señalado un último grupo de *yardangs* que no llegan a estar independizados de la plataforma y que serían designados como *yardangs* incipientes. La máxima longitud, anchura y altura de los *yardangs* cartografiados son de 264, 40 y 17 m, respectivamente (Gutiérrez *et al.*, 2002) y el promedio de longitud/anchura/altura es de 4:1:1. Estas proporciones son concordantes con las obtenidas en estudios experimentales en túneles de viento (Ward & Greeley, 1984). Las laderas de barlovento y sotavento de los *yardangs* de la zona de Bujaraloz presentan ángulos de unos 31 y 6º, respectivamente. En los flancos de los *yardangs*, principalmente en los rocosos, aparecen evidencias de la actuación de procesos de meteorización y erosión como socavaciones basales, vuelcos, caídas de bloques, y procesos relacionados

con la erosión hídrica. En los *yardangs* rocosos de La Playa se observa cómo los flancos conectan físicamente con los depósitos de las terrazas más altas.

Los corredores, con una dirección principal WNW-ESE, presentan una anchura promedio de 48 m y una pendiente media de 4º, estando inclinados hacia las playas. En la depresión de La Playa el fondo de los corredores enlaza con la superficie de la terraza lacustre T_2. Los corredores presentan un relleno constituido fundamentalmente por limos yesíferos y cantos dispersos englobados en el depósito, consecuencia de la caída y vuelco de bloques de los flancos de los *yardangs*. Otra característica es la presencia en algunos corredores de depresiones cerradas de bordes difusos (dolinas en cubeta) que pueden estar relacionadas con procesos de disolución del substrato evaporítico y/o de deflación eólica.

5. Acumulaciones eólicas

Los loess son sedimentos eólicos de baja cohesión y textura abierta formados mayoritariamente por partículas de tamaño limo (Tsoar & Pye, 1987; Pye, 1995). Tradicionalmente su origen y distribución se relacionaba con áreas glaciares y periglaciares (Pye, 1995; Iriondo & Kröhling, 2007). Sin embargo, las acumulaciones de loess se encuentran en numerosos contextos geomorfológicos (Whrigt *et al.*, 1998), siendo las zonas áridas y semiáridas las que reúnen unas condiciones más favorables para transportar sedimentos en suspensión (Iriondo & Kröhling, 2007).

En el sector central de la Depresión del Ebro son frecuentes las acumulaciones de limos yesíferos procedentes de los afloramientos yesíferos. Estas acumulaciones son especialmente frecuentes en el relleno de las vales o barrancos de fondo plano, en abanicos aluviales, y en laderas yesíferas, alcanzando generalmente una mayor potencia en las vertientes orientadas a sotavento. Las acumulaciones de limos yesíferos se caracterizan por presentar una textura laxa susceptible de experimentar procesos de hidrocompactación o colapso (Faraco, 1975). Este autor estudia las propiedades geotécnicas de los limos yesíferos del sector central de la Depresión del Ebro y los asemeja, atendiendo a su granulometría y comportamiento mecánico, a los depósitos de loess. Quirantes (1978) aduce como argumento para justificar el origen eólico de los limos yesíferos su presencia localmente en cotas superiores a las de los materiales terciarios de los que proceden. Según diversos autores, los depósitos de loess yesífero de la Depresión del Ebro presentan un recubrimiento discontinuo y se emplazan sobre terrazas fluviales, glacis y abanicos aluviales (Riba *et al.*, 1971; Torras & Riba, 1968; Torras, 1974; Quirantes, 1978; Mensua e Ibáñez, 1977; Iriondo & Kröhling, 2004, 2007).

En algunos de los primeros trabajos sobre las acumulaciones cuaternarias de la Depresión del Ebro se atribuye a los limos yesíferos un posible origen eólico. Así, Torras (1974) y Arauzo & Gutiérrez (1994) diferencian varios tipos de limos yesíferos en la Depresión del Ebro, unos de origen eólico y otros fluviales. Iriondo & Kröhling (2004), en su estudio de los depósitos de tipo loess de la Depresión del Ebro, señalan que su distribución espacial está asociada a zonas en las que afloran los yesos terciarios. Dataciones realizadas por termoluminiscencia en las áreas de Carcar y Gandesa indican que la acumulación de estos sedimentos se produjo entre ca. 12 y 7 ka (Pleistoceno Superior- Holoceno Inferior) (Iriondo & Kröhling, 2004).

En el valle del Gállego, concretamente en la zona de Villanueva de Gállego, Mensua & Ibáñez (1977) señalan una acumulación de limos yesíferos en las laderas orientadas a sotavento de posible origen eólico.

Las formas de acumulación eólica dentro de la Depresión del Ebro no están restringidas únicamente a depósitos de tipo loess. En zonas puntuales como los márgenes de depresiones cerradas y playas, se generan pequeñas dunas de obstáculo o *nebkhas* a sotavento de plantas como la *Salicornia*. Generalmente, en el lado de barlovento de estas *nebkhas* hay una acumulación de pequeños cantos de caliza y yeso con el eje mayor orientado en la dirección perpendicular del viento. Por el contrario, en la parte de sotavento el depósito está formado por limos y por pequeños cristales lenticulares de yeso (Fig. 8). En los márgenes de los lagos también se reconocen trenes de *nebkhas* que localmente forman cordones alineados (*ribbons*) de varias decenas de metros de largo. En esta misma línea, pero desarrollados sobre superficies estructurales al sur del valle del Ebro, Artieda & Herrero (1997) describen la formación y evolución actual de pequeñas dunas tipo *nebkha*. En los fondos de las saladas, cuando la lámina de agua desaparece, las partículas detríticas y las sales generadas por la evaporación de las salmueras, son movilizadas por el viento dando lugar a dunas de desarrollo longitudinal de hasta orden decamétrico (Fig. 9).

Finalmente, también se localizan otros tipos de aparatos dunares dentro de la Depresión del Ebro. Sancho & Belmonte (2000) y Sancho *et al.* (2004) describen en su trabajo sobre los Torrollones de Gabarda la presencia de acumulaciones de depósitos limosos que atribuyen a polvo eólico o depósitos de tipo loess procedentes de la meteorización de las formaciones areniscosas terciarias de la zona.

Figura 8. *Nebkhas* en la Laguna La Playa (Bujaraloz).

6. Discusión y conclusiones

La Depresión del Ebro, a pesar de presentar un clima semiárido y fuertes vientos de dirección WNW-ESE, apenas presenta formas y depósitos eólicos. Entre las formas de origen eólico identificadas se encuentran las agrupaciones de *yardangs*, pequeñas dunas, ventifactos y *regs*, presentando siempre una distribución espacial muy restringida.

La práctica ausencia de acumulaciones dunares debe estar relacionada, al menos en parte, con la limitada disponibilidad de arena. Por una parte, en el sector central de la Cuenca del Ebro las facies de areniscas son muy escasas. Por otra parte, la carga sedimentaria de los sistemas aluviales actuales y cuaternarios, una de las principales áreas fuente de arena en medios continentales, está dominada por partículas tamaño grava. Estas circunstancias no favorecen el desarrollo de campos de dunas, al contrario de lo que se observa en las Depresiones del Duero (Tierra de Pinares) y del Tajo, en las que los sedimentos terciarios y cuaternarios contienen una proporción de partículas tamaño arena muy superior.

Finalmente, los limos de tipo loess se han reconocido principalmente (Iriondo & Kröhling, 2004) en el relleno de valles de fondo plano (vales), y en acu-

mulaciones de laderas orientadas a sotavento. Estimamos que la sedimentación de los loess se produce parcialmente por tormentas de polvo que acumulan su carga sólida preferentemente en las laderas abruptas de valles asimétricos de direcciones norteadas.

Las morfologías de *yardangs* se han reconocido recientemente (Gutiérrez *et al.*, 2002) en el centro de la Depresión del Ebro, en relación con grandes depresiones kársticas. Se hace necesario continuar con investigaciones de detalle de los loess y *yardangs* para conocer el verdadero influjo de la actividad eólica en el modelado de esta Depresión.

Figura 9. Duna con desarrollo longitudinal sobre el fondo de la salada de Alcañiz.

Referencias

Arauzo, T. & Gutiérrez, M. (1994). Evolución de los valles de fondo plano del centro de la Depresión del Ebro. En: *Estudios de Geomorfología en España* (Arnáez-Vadillo, J.; García-Ruiz, J.M. & Gómez Villar, A., eds.). III Reunión de Geomorfología. Sociedad Española de Geomorfología. Logroño, 277-290.

Arlegui, L.E. & Soriano, M.A. (1998). Charaterizing lineaments from satellite images and field studies in the central Ebro basin. *International Journal of Remote Sensing*, 19, 3169-3185.

Arlegui, L. & Simón, J.L. (2001). Geometry and distribution of regional joint sets in a non-homogeneous stress field: case study in the Ebro basin (Spain). *Journal of Structural Geology*, 23, 293-313.

Artieda, O. (2004). *Materiales parentales y geomorfología en la génesis de Aridisoles en un sector del centro del Valle del Ebro. Vol. I*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. 567 pp. (Inédita).

Artieda. O. & Herrero. J. (1997). Depósitos eólicos actuales en el valle del Ebro. ¿Degradación o casualidad? *Boletín de la Sociedad Española de la Ciencia del Suelo*. nº 3-2. 291-299

Bernat, M. & Pérez-González, A. (2005). Campos de dunas y mantos eólicos de Tierra de Pinares (Sureste de la Cuenca del Duero). *Boletín Geológico y Minero*, 116, 23-38.

Blackwelder, E. (1934). Yardangs. *Geological Society America Bulletin*, 45, 159-166.

Bomer, B. (1978). *La bassin de l'Ebre et ses bordures montaigneuses. Etude geomorphologique*. These Doctorat, inédita, 3 vol. 602 pp. (Inédita).

Breed, C.S., Mc Cauley, J.E., Whitney, M.I., Tehakarian, V.P. & Laity, J.E. (1997). Wind erosion in drylands. En: *Arid Zone Geomorphology. Process, Form and Change in Drylands* (Thomas, D.S.G., ed.). Wiley. Chichester, 437-464.

Cooke, R., Warren, A. & Goudie, A. (1993). *Desert Geomorphology*. UCL Press. London, 526 pp.

Cuadrat, J.M. (2004). El Clima de Aragón. En: *Geografía Física de Aragón, Aspectos Generales y Temáticos* (Peña, J.L.; Longares, L.A. & Sánchez, M., eds.). Universidad de Zaragoza e Institución Fenando el Católico. Zaragoza, 15-26.

Faraco, C. (1975). Estudio del colapso de la estructura de los limos yesíferos. *Revista de Obras Públicas*. Madrid, 775-790.

García Giménez, R. & González Martín, J.A. (2006). Los loess del Valle Medio del río Tajo (Villarrubia de Santiago-Yepes España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geología)*, (1-4), 51-78.

García Hidalgo, J.F., Temiño, J. & Segura, M. (2002). Holocene eolian sediments on the Suthern border of the Duero Basin (Spain): origin and development of an eolian system in a temperate zone. *Journal of Sedimentary Research*, 72(1), 30-39.

Goudie, A.S. (1999). Wind erosional landforms: Yardangs and Pans. En: *Aeolian Environments, Sediments and Landforms* (Goudie, A.S., Livingstone, I. & Stokes, S., eds.). Wiley, Chichester, 167-180.

Goudie, A. (2007). Mega-Yardangs: A global analysis. *Geography Compass*, 1(1), 65-81.

Goudie, A., Stokes, S., Cook, J., Samieh, S. & El-Rashidi, O.A. (1999). Yardangs landforms from Kharga Oasis, south-western Egypt. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband* 116, 97-112.

Greeley, R. & Iversen, J.D. (1985). *Wind as a Geological Process on Earth, Mars, Venus and Titan*. Cambridge University Press, Cambridge, 333 pp.

Gutiérrez, F., Arauzo, T. & Desir, G. (1994). Deslizamientos en el escarpe en yesos de Alfajarín. *Cuaternario y Geomorfología*, 8 (1-2), 57-69.

Gutiérrez, M & Ibáñez, M.J. (1979).Las gnammas de la región de Alcañiz. *Estudios Geológicos*, 35, 193-198.

Gutiérrez, M. & Peña, J.L. (1994). Depresión del Ebro. En: *Geomorfología de España* (Gutiérrez, M., coord.). Ed. Rueda. Madrid, 305-349.

Gutiérrez, M., Desir, G. & Gutiérrez, F. (2002) Yardangs in the semiarid central sector of the Ebro Depression (NE Spain). *Geomorphology*, 44, 155-170.

Gutiérrez, M., Desir, G., Gutiérrez, F. & Marín, C. (2005a). Origen and evolution of playas and blowouts in the semiarid zone of Tierra de Pinares (Duero Basin, Spain). *Geomorphology*, 72, 117-192.

Gutiérrez, M., Desir, G., Gutiérrez, F., Sánchez, J.A., Castañeda, C. & Lucha, P. (2005b). Aeolian landforms and saline lakes (Central Ebro Basin). *Sixth International Conference on Geomorphology. Field Trip Guides*, vol.1, 145-227. Zaragoza.

Halimov, M. & Fezer, F. (1989). Eight yardang types in Central Asia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 33, 205-217.

Ibáñez, M.J. (1975). El endorreísmo del sector central de la Depresión del Ebro. *Cuadernos de Investigación,* Mayo-1975, 35-48.

Iriondo. M. & Kröhling, D. (2004). Loess yesífero en el Cuaternario superior de la Cuenca del Ebro: características generales. En: *Miscelánea en Homenaje a Emiliano Aguirre, Vol 1: Geología y Paleoecología* (Rubio, S., ed.). Zona Arqueológica, Museo Arqueológico Regional de Alcalá de Henares, 44-50.

Iriondo. M. & Kröhling, D. (2007). Non-classical types of loess. *Sedimentary Geology*, 202, 352-368.

Laity, J.E. (1994). Landforms of aeolian erosion. En: *Geomorphology of Desert Environments* (Abrahams, A.D. & Parsons, A.J., eds.). Chapman and Hall, London, 506-537.

Livingstone, I. & Warren, A. (1996). *Aeolian Geomorphology: An Introduction*. Longman, Harlow, Essex, 211 pp.

Longares, L.A. (2004). Planas y estepas del sector meridional del valle del Ebro. En: *Geografía Física de Aragón, Aspectos Generales y Temáticos* (Peña, J.L.; Longares, L.A. & Sánchez, M., eds.). Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico. Zaragoza, 275-287.

López Martín, F.; Cabrera, M. & Cuadrat, J.M. (Coord.) (2007). *Atlas Climático de Aragón*. Departamento de Medio Ambiente del Gobierno de Aragón y Unión Europea, 222 pp.

Llamas Madurga (1962). *Estudio geológico-técnico de los terrenos yesíferos de la cuenca del Ebro y de los problemas que plantean en los canales*. Servicio Geológico de Obras Públicas, 12, Madrid. 192 pp.

Martín Escorza, C. (2004) Distribución de las arenas eólicas de la Cuencas del Duero (Meseta Ibérica). En: *Miscelánea en Homenaje a Emiliano Aguirre. Vol 1. Geología y*

Paleoecología, (Rubio, S., ed.). Zona Arqueológica, Museo Arqueológico Regional de Alcalá de Henares, 84-91

McCauley, J.F., Grolier, M.J. & Breed, C.S. (1977). Yardangs. En: *Geomorphology in Arid Regions* (Doehring, D.O., ed.). Allen & Unwin, London, 233-269.

Mensua, S. & Ibáñez, M.J. (1975). Alveolos en la Depresión del Ebro. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 2, 3-14

Mensua, S. & Ibáñez, M.J (1977). Sector central de la Depresión del Ebro. Mapa de terrazas fluviales y glacis de la Depresión del Ebro. *3ª Reunión Nacional del Grupo de Trabajo del Cuaternario*. Zaragoza. 18 pp.

Molina, E. & Pérez González, A. 1989. Depresión del Duero. En: *Mapa del Cuaternario de España. E: 1.1000000* (Pérez González, A. Cabra, P. & Martín Serrano, A., eds.). Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 153-161.

Pardo, G., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Muñoz, A., Pérez, A., Pérez, F.J., Vázquez, M. & Villena, J. (2004). La Cuenca de la Ebro. En: *Geología de España* (Vera, J.A., ed.). Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 533-543.

Pérez González, A. (1982). *Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo*. Tesis Doctorales. Universidad Complutense Madrid. 787 pp.

Pueyo, J. J. (1978-79). La precipitación evaporítica actual en las lagunas saladas del área de Bujaraloz, Sástago, Caspe, Alcañiz y Calanda (provincias de Zaragoza y Teruel). *Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas de la Diputación Provincial de Barcelona*, 33, 56 pp.

Puircercús, J.A., Valero, A., Navarro, J., Terrén, R., Zubiaur, R., Martín, F. & Iniesta, G. (1994). *Atlas eólico de Aragón*. Gobierno de Aragón. Zaragoza, 127 pp.

Pye, K. (1995). The nature, origin and accumulations of loess. *Quaternary Science Reviews*, 14, 653-667.

Quirantes, J. (1965). Nota sobre las lagunas de Bujaraloz-Sástago. *Geographica,* 12, 30-34.

Quirantes, J. (1978). *Estudio Sedimentológico del Terciario Continental de los Monegros*. Instituto Fernando el Católico, Zaragoza. 200 pp.

Riba, O.; Reguant, S. & Villena, J. (1983). Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. *Libro Jubilar J.M. Rios, II,* IGME. Madrid. 131-159.

Riba, O., Maldonado, A., Puigdefábregas, C., Quirantes, J. & Villena, J. (1971). *Mapa Geológico 1:200.000. Zaragoza.* Memoria explicativa. IGME, Madrid, 33 pp.

Rodriguez, J. & Navascues, L. (1982). La tafonización de las areniscas miocenas en los alrededores de Huesca. *Tecniterrae*, 49, 7-12.

Sánchez, J.A., Martínez Gil F.J., de Miguel Cabeza, J.L. & San Román, J. (1989). Hidrogeoquímica de la zona endorreica de las lagunas de Monegros, provincias de Zaragoza y Huesca. *Boletín Geológico y Minero*, 100, 876-885.

Sánchez, J.A., Pérez, A., Coloma, P. & Martínez Gil, J. (1998). Combined effects of groundwater and aeolian processes in the formation of the northernmost closed saline depressions of Europe: north-east Spain. *Hydrological Processes*, 12, 813-820.

Sancho, C. & Benito, G. (1990). Factors controlling tafoni weathering in the Ebro Basin, (NE, Spain). *Zeitschrifft für Geomorphologie*, 34, 165-177.

Sancho, C. & Belmonte. A. (2000). Bases geológicas, geomorfológicas, paisajísticas y arqueológicas para el aprovechamiento cultural de la Plana de Mobache y los Torrollones de Gabarda (Monegros, Huesca). *Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón. Series Investigación*, 24. 128 pp.

Sancho, C., Peña, J.L., Belmonte, A., Souza, V., Fort, R., Longares, L.A. & Sopena, M.C. (2004). El modelado de los Torrollones de Gabarda (Monegros, Huesca). En: *Geografía Física de Aragón, aspectos generales y temáticos* (Peña, J.L.; Longares, L.A. & Sánchez, M., eds.). Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico. Zaragoza, 330-343.

Torras, A. (1974). *Sedimentología de los limos yesíferos de la Depresión Media del Ebro*. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. 219 pp. Inédita.

Torras, A. & Riba, O. (1968). Contribución al estudio de los limos yesíferos del centro de la Depresión del Ebro. *Brevaria Geológica Astúrica*, 11, 125-137.

Tsoar, H. & Pye, K. (1987). Dust transport and the question of desert loess formation. *Sedimentology*, 34, 139-153.

UNEP (1992). *World Atlas of Desertification*. Arnold. London. 69 pp.

Ward, A.W. & Greeley, R. (1984). Evolution of the yardangs at Rogers Lake, California. *Geological Society of America Bulletin,* 95, 829-837.

Whrigt, J.S., Smith, B.J. & Whalley, W.B.(1998). Mechanisms of loess-sized quartz silt production and their relative effectiveness: laboratory simulations. *Geomorphology*, 23, 15-34.

Whitney, M.I. (1983). Eolian features shaped by aerodynamic and vorticity processes. En: *Eolian Sediments and Processes* (Brookfield, M.E. & Ahlbrandt, T.S., eds.). Elsevier, Amsterdam, 223-245.

Whitney, M.I. (1985). Yardangs. *Journal of Geological Education*, 33, 93-96.

Whitney, J.W. & Reynolds, R.L. (2007). *Yardang evolution in Mesquite Lake Playa, Mojave Desert, California*. Geological Society of America (GSA). Denver Annual Meeting, paper 53-43.

Zuidam, R.A. Van (1976). *Geomorphological Development of the Zaragoza Region, Spain*. Tesis Doctoral. Universidad de Utrecht. ITC-Publication, 211pp.

V. ASPECTOS MEDIOAMBIENTALES

23. Las dunas como hábitats de interés comunitario. Problemas de conservación

J. García de Lomas[1], F.J. Gracia[2] y C. M. García[1]

1. Introducción

Las dunas costeras constituyen un recurso natural de enorme importancia. Su influencia determinante en la estabilidad sedimentaria de playas, su papel como acuíferos costeros, su interés biológico y ecológico, su relevancia en la edafogénesis de áreas costeras, así como sus valores paisajísticos, turístico-recreativos y educativos, hacen que la gestión y conservación de estos sistemas naturales sea en la actualidad una de las prioridades ambientales a nivel nacional e internacional (Bonnet, 1989).

Las dunas y tierras bajas costeras están probablemente entre los ambientes más amenazados del planeta. Tres factores explican esta afirmación: ocupan una franja muy estrecha del territorio, lo que apoya en parte su consideración de hábitats de interés comunitario; tienen una elevada presión antrópica, debida a la creciente concentración de la población en zonas costeras y la demanda de suelo para diferentes usos (Hoozemans *et al.*, 1993; Gommes *et al.*, 1997); y, en tercer lugar, se verán gravemente afectadas por la previsible subida del nivel del mar como consecuencia del calentamiento global (Houghton *et al.*, 1996; Warrick *et al.* 1996). A estos factores hay que sumar que la velocidad esperada de los cambios (con un incremento medio del nivel del mar entre 0,5 y 1 m para 2100) sería mayor a la registrada en el pasado reciente (Overpeck *et al.* 2006), lo que reduciría la capacidad de adaptación de los organismos, máxime cuando la migración natural de los ambientes costeros debida a los cambios en el nivel del mar está seriamente mermada debido al grado de transformación y ocupación actual. Dicho de otro modo, hay poco espacio *libre* tierra adentro para albergar dunas cuando suba el nivel del mar, aspecto éste fundamental para la futura preservación de los hábitats dunares, y que sin embargo no recibe atención en la vigente Ley de Costas.

1. Area de Ecología, Dpto. Biología. Fac. de Ciencias del Mar y Ambientales, Universidad de Cádiz. *juan.garciadelomas@uca.es*, *carlos.garcia@uca.es*

2. Dpto. de Ciencias de la Tierra, Grupo de Geología y Geofísica Litoral y Marina; Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Universidad de Cádiz. *javier.gracia@uca.es*

La conjunción de problemas en una porción tan estrecha de territorio plantea un verdadero reto en la conservación de las dunas como paisaje, ecosistema o fuente de servicios, ya que no se puede olvidar que las playas y dunas suponen una importante fuente de ingresos en España, con un promedio (1995-2009) del 4,5% del PIB (MEH, 2010). Por ello, en este capítulo se aborda, en primer lugar, una descripción de los hábitats dunares considerados de interés comunitario y, a continuación, algunos problemas básicos que afectan a la conservación de los mismos. Se aporta además un elenco de soluciones encaminadas a prevenir, minimizar o corregir los principales efectos que comprometen su conservación.

2. Hábitats de interés comunitario

En España, la Ley 42/2007 de Patrimonio Natural y de la Biodiversidad establece el régimen jurídico básico para la conservación, uso sostenible, mejora y restauración del patrimonio natural, así como las Administraciones competentes que garanticen su gestión. En su artículo 2 la citada Ley indica que uno de sus principios es la conservación de la biodiversidad y de la geodiversidad. Esta última está incorporada, de manera general, en grandes unidades geológicas representativas (que incluyen, por ejemplo, los depósitos y formas de modelado costeros y litorales), así como en los contextos geológicos de España de relevancia mundial (donde se incluyen las costas bajas de la Península Ibérica; Gracia, 2008).

La catalogación de hábitats y espacios del patrimonio natural está contemplada por dicha Ley a partir del Catálogo Español de Hábitats en Peligro de Desaparición, de los espacios naturales con alguna figura de protección, los espacios protegidos de la Red Natura 2000 y otros espacios protegidos por otras directivas internacionales. De todos ellos, destaca el listado de Hábitats de Interés Comunitario, derivado de la Red Natura 2000 y publicado en la Directiva 92/43/CEE relativa a la conservación de los hábitats naturales y de la fauna y flora silvestres. Esta Directiva, conocida como "Directiva Hábitats", es uno de los pilares de la protección de la naturaleza en Europa, ya que permite identificar aquellas zonas que son particularmente valiosas por sus características naturales intrínsecas (Carcavilla *et al.*, 2008), así como por la presencia de especies particularmente importantes. Esta normativa introduce el concepto de hábitat, frente a la concepción tradicional que centraba la protección únicamente en la conservación de las especies (Bartolomé *et al.*, 2005). El listado incluye 116 hábitats de interés comunitario (HIC´s), de los cuales 11 corresponden a sistemas dunares.

2.1. Definición de los hábitats dunares de interés comunitario

El criterio básico de la Directiva Hábitats para la clasificación de hábitats dunares es fundamentalmente fitosociológico, tomando las asociaciones vegetales como indicadoras de distintos HIC's. La clasificación de dunas costeras propuesta por la Directiva diferencia entre dunas atlánticas (grupo de hábitats 21) y dunas mediterráneas (grupo de hábitats 22). Los hábitats que los conforman y cuya presencia en España está reconocida oficialmente (Bartolomé *et al.*, 2005) son:

21 Dunas marítimas de las costas atlánticas, del mar del Norte y del Báltico

- 2110 Dunas móviles embrionarias
- 2120 Dunas móviles del litoral con *Ammophila arenaria* (dunas blancas)
- 2130 Dunas costeras fijas con vegetación herbácea (dunas grises)
- 2150 Dunas fijas descalcificadas atlánticas (*Calluno-Ulicetea*)
- 2190 Depresiones intradunales húmedas

22 Dunas marítimas de las costas mediterráneas

- 2210 Dunas fijas de litoral del *Crucianellion maritimae*
- 2230 Dunas con céspedes del *Malcomietalia*
- 2240 Dunas con céspedes del *Brachypodietalia* y de plantas anuales
- 2250 Dunas litorales con *Juniperus* spp.
- 2260 Dunas con vegetación esclerófila de *Cisto-Lavanduletalia*
- 2270 Dunas con bosques de *Pinus pinea* y/o *Pinus pinaster*

Las definiciones de los hábitats aparecen en la citada Directiva, si bien para el caso español han sido modificadas ligeramente y adaptadas a las tipologías que se reconocen en nuestro país (Gracia *et al.*, 2009):

Dunas móviles embrionarias (2110): Acumulaciones arenosas incipientes de escasa altura que representan los primeros estadios de construcción dunar, localizadas en la playa alta y en transición al primer cordón dunar, habitualmente colonizadas por plantas pioneras (Fig. 1A). Otras denominaciones utilizadas para describir este hábitat son (Vallejo, 2007) *duna costera incipiente, dune élémentaire, avant-dune, dune d'estran o duna efímera*. Este hábitat se recoge como tal en la inmensa mayoría de las clasificaciones dunares. Benavent *et al.* (2004) las denominan *primer cordón dunar*, asignación que no compartimos ya que, por definición, estas primeras acumulaciones no forman todavía un cordón morfológicamente bien constituido. No obstante, proponemos respetar el término dunas primarias, para evitar confusiones con las clasificaciones ecológicas tradicionales de este tipo de hábitats.

Dunas móviles del litoral con *Ammophila* arenaria (dunas blancas) (2120): Según la Directiva Hábitats se trata de dunas móviles que forman el cordón o cordones dunares más externos (hacia mar) de las costas. Este hábitat corresponde a la segunda banda del sistema dunar o primer cordón dunar totalmente desarrollado (dunas secundarias o dunas blancas), formado por dunas móviles (Fig. 1B). En general incluye a las dunas móviles costeras colonizadas por *Ammophila arenaria* ("barrón").

Dunas costeras fijas con vegetación herbácea (dunas grises) (2130): Dunas estabilizadas por pastizales y céspedes más o menos densos de plantas perennes (Fig. 1C), especialmente comunes en la fachada atlántica peninsular (Galicia y Golfo de Cádiz), denominadas "dunas grises termo-atlánticas" por Caldas & Honrado (2001). Se trata de la tercera banda del gradiente dunar de las costas atlánticas, que incluye *Euphorbio Helichrysion* y *Crucianellion maritimae*.

Dunas fijas descalcificadas atlánticas (*Calluno-Ulicetea*)(2150): Dunas evolucionadas bajo ambientes climáticos húmedos, que favorecen el lavado y lixiviación de bases en el suelo (especialmente calcio) y su consiguiente acidificación, lo que permite el desarrollo de brezales acidófilos. La comunidad de plantas característica contiene: *Calluna vulgaris, Carex arenaria, C. trinervis, Erica ciliaris, E. cinerea, E. scoparia, Festuca vasconcensis, Pseudoarrhenatherum longifolium (Arrhenatherum thorei), Ulex australis.*

Depresiones intradunales húmedas (2190): Depresiones interdunares (Fig. 1D), desarrolladas entre cordones dunares o entre edificios dunares individuales, afectados por el ascenso del nivel freático durante los periodos húmedos, en los que se llega a un encharcamiento temporal o permanente.

Dunas fijas de litoral del *Crucianellion maritimae* (2210): Dunas fijas o semifijas, terciarias o grises de las costas mediterráneas centrales y occidentales, colonizadas por una vegetación de porte bajo de *Crucianella maritima* y *Pancratium maritimum* que no evoluciona hacia otra de mayor estatura y madurez por la influencia persistente del viento marino.

Dunas con céspedes del *Malcomietalia* (2230): Comunidades vegetales anuales de desarrollo primaveral efímero, de pequeño porte, que ocupan los claros y depresiones secas existentes entre otros conjuntos de dunas fijas o semifijas, con *Malcolmia lacera*, *M. ramosissima*, *Evax astericiflora*, *E. lusitanica*, *Anthyllis hamosa* o *Linaria pedunculata.*

Figura 1. Ejemplos de hábitats dunares de interés comunitario en la costa gaditana. A: Dunas embrionarias en Conil. B: Dunas móviles con barrón (*Ammophila arenaria*) en Castilnovo, Conil. C: Dunas costeras con vegetación herbácea y arbustiva (Artola, Marbella). D: Depresión interdunar húmeda en Zahara.

Dunas con céspedes del *Brachypodietalia* y de plantas anuales (2240): Comunidades vegetales anuales y céspedes de desarrollo primaveral efímero, que colonizan los claros y depresiones secas existentes entre otros conjuntos de dunas fijas o semifijas, desarrollados sobre arenas que provienen de la erosión de materiales básicos, frecuentemente calcáreos, con especies pertenecientes al *Brachypodium*.

Dunas litorales con *Juniperus* spp. (2250): Dunas estabilizadas del interior del sistema dunar, cubiertas con matorrales de vegetación madura de porte arbustivo alto dominada por enebro marítimo (Fig. 2) y sabina (*Juniperus turbinata, J. macrocarpa, J. naviculatis, J. oxycedrus, J. communis*), típicos de la costa termoatlántica y de algunos sectores del litoral mediterráneo.

Dunas con vegetación esclerófila de *Cisto-Lavanduletalia* (2260): Matorrales esclerófilos o laurifolios de los cordones dunares más estabilizados de la parte interna de las dunas grises o de los claros de enebrales, sabinares y pinares.

Dunas con bosques de *Pinus pinea* y/o *Pinus pinaster* (2270): Dunas estabilizadas del interior del sistema dunar, cubiertas con vegetación madura de

porte arbóreo dominada por pinos termófilos, como *Pinus pinea*, *P. pinaster* o *P. halepensis*, a menudo procedente de repoblaciones antiguas. Es un tipo de hábitat que se distribuye en algunos sectores costeros mediterráneos y del suroeste peninsular (Fig. 2).

Figura 2. Otros ejemplos gaditanos de hábitats dunares de interés comunitario. Izda.: Dunas litorales fijadas con enebros en la playa de La Barrosa (Chiclana). Dcha.: Dunas costeras fijadas por pinos de repoblación en el Monte Betis (Tarifa).

2.2. Distribución de hábitats dunares en España

La distribución de los citados hábitats en las costas españolas aparece representada en la Tabla I. Dicha tabla fue elaborada en el marco del proyecto *Bases ecológicas para la gestión de los tipos de hábitat de interés comunitario en España (Directiva 92/43/CEE)*, financiado por el Ministerio de Medio Ambiente en los años 2007 y 2008.

Tabla I. Hábitats dunares costeros de interés comunitario presentes en España (simplificado y modificado de Gracia *et al.*, 2009)

Sistemas dunares	2110	2120	2130	2150	2190	2230	2240	2250	2260	2270
Ecorregión atlántica										
1. Zarautz (SS)	*	*	*							
2 a 4. Laredo – Somo - Liencres (S)	*	*	*							
5. Oyambre (S)	*	*	*							
6 a 8. Xagó – Salinas - Bayas (O)	*	*	*							
9 a 11 Barayo– Frejulfe– Navia (O)	*	*	*							
12. Viveiro (LU)	*	*	*							
13. Barquero (LU)	*	*								
14 - 15. Ortigueira – Cedeira (C)	*	*	*							
16. Vilarrube – Pantín (C)	*	*	*							
17 - 18. Frouxeira – Santa Comba (C)	*	*	*			*			*	
19 - 20. San Jorge - Doniños (C)	*	*	*			*			*	
21. Baldaio (C)	*	*	*			*				
22 a 24. Lage – Daloris - Traba (C)	*	*	*			*			*	
25 - 26. Trece - Rostro (C)	*	*	*			*			*	
27. Carnota (C)	*	*	*							
28 - 29. Basoñas – Corrubedo (C)	*	*	*			*				
30. La Lanzada (PO)	*	*	*			*				
31. Islas Cíes (PO)	*	*	*			*			*	
32. Samil (PO)	*									
33. Ayamonte - Isla Cristina (H)	*	*	*	*		*				*
34. La Antilla - El Rompido (H)	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
35-36. Punta Umbría – El Abalario (H)	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
37. Doñana (H)	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
38. Chipiona-Punta Candor (CA)	*	*			*			*		*
39. San Antón–Valdelagrana (CA)	*	*	*							*
40. El Chato–Sancti Petri (CA)	*	*			*					*
41. La Barrosa - Roche (CA)		*						*	*	*
42. El Palmar (CA)		*								
43 - 44. Trafalgar - Hierbabuena (CA)	*	*	*		*	*		*	*	*
45. Zahara – El Cañuelo (CA)	*	*			*			*		*
46. Bolonia (CA)	*	*						*		*
47. Betis - Valdevaqueros (CA)	*	*	*		*	*		*	*	*
48. Los Lances (CA)	*	*	*		*	*		*	*	*
Sistemas dunares	2110	2120	2130	2190	2210	2230	2240	2250	2260	2270
Ecorregión mediterránea										
49. Bahía de Rosas (GE)	*	*		*	*					
50 - 51. Pals (GE) – Castelldefels (B)	*	*		*	*					*
52. Torredembarra (T)	*	*		*	*		*	*		

53. Cambrils (T)				*	*			*		
54. El Fangar (T)	*	*			*	*				
55. La Banya (T)	*	*		*	*	*				
56. El Serradal (CS)	*				*	*				
57. Torre la Sal (CS)	*	*			*	*		*	*	
58. Moncófar-Almenara (CS)	*				*	*				
59. Canet (V)	*	*			*	*			*	
60. Devesa del Saler (V)	*	*		*	*	*	*	*	*	*
61. Oliva - Pego (V)	*	*			*	*	*			
62. Jávea (A)	*	*			*	*			*	
63. El Campello (A)	*	*			*	*	*			
64. Serra Gelada (A)					*	*		*	*	
65. Santa Pola – El Pinet (A)	*	*			*	*	*		*	
66. Guardamar (A)	*	*			*	*	*		*	*
67. Pilar de la Horadada (A)	*	*			*	*	*			
68. La Manga (MU)	*	*			*	*	*	*	*	
69. Calblanque (MU)	*	*			*	*	*			
70. Cabo de Gata (AL)	*	*			*	*			*	
71. Punta Entinas–Sabinar (AL)	*	*		*	*	*	*	*	*	
72. Cabopino (MA)	*	*			*	*		*		
73. La Línea-Torreguadiaro (CA)	*	*		*		*			*	
74. Palmones (CA)	*	*								
75. Cala Tirant (N Menorca)	*	*		*	*		*	*	*	
76. Es Grau (NE Menorca)		*		*	*		*	*	*	
77. Son Bou (S Menorca)	*	*			*			*		
78. Bahía de Alcudia (Mallorca)	*	*		*	*	*	*	*	*	*
79. Ses Salines (SE Mallorca)	*	*		*	*	*	*	*	*	*
80. Ses Salines (S Ibiza)	*	*		*	*	*	*	*		
81. Formentera	*	*		*	*	*	*	*		

Sistemas dunares	2110	2120	2130	2190	Dunas móviles no vegetadas (1)	Dunas costeras con Traganum moquinii (1)	Mantos eólicos (1)
Ecorregión macaronésica							
82. Alegranza (Lanzarote)							*
83. La Graciosa	*					*	*
84. Caletón Blanco (Lanzarote)							*
85. Famara (Lanzarote)					*	*	*
86. Montaña Roja (Lanzarote)							*
87. Tostón (Fuerteventura)						*	*
88. Corralejo (Fuerteventura)			*		*	*	
89. Jandía (Fuerteventura)					*		*
90. Punta Jandía (Fuerteventura)							*
91-92. Majanicho–Lajares (Fuert.)							*
93. Isla Lobos (Fuert.)							*
94. Jable de Vigocho (Fuert.)							*
95. Maspalomas (GC)			*	*	*	*	
96. Punta de las Arenas (GC)							*
97-99. Tufia-Gando-Arinaga (GC)							*
100. El Médano (TF)						*	*
101. Puntallana (Gomera)							*

(1) Nuevos tipos de HIC propuestos.

La diferenciación de los hábitats dunares españoles por parte de la Comisión Europea presenta alguna dificultad para una inmediata interpretación. Tal y como puede deducirse de la Tabla I, la diferenciación entre los dos grandes grupos de hábitats, dunas atlánticas y mediterráneas, resulta problemática, ya que la distribución geográfica realizada de cada uno de los hábitats no se ajusta a dicha clasificación general. Los hábitats 2110, 2120 y 2190 se encuentran presentes en la costa mediterránea y suponen más del 80% del conjunto de las dunas costeras mediterráneas. Por otra parte, el hábitat 2270 tiene una relativamente escasa representación en la costa Mediterránea y, paradójicamente se ha adjudicado en exclusiva a los hábitats mediterráneos, cuando presentan su mayor desarrollo

y mejor estado de conservación en la costa suratlántica española, si bien esta última puede considerarse como de clima mediterráneo o al menos como un área de transición entre la ecorregión mediterránea y la atlántica propiamente dicha. Con excepción del hábitat 2210, todos los demás (2110, 2120, 2230, 2240, 2250, 2260 y 2270) podrían adscribirse a ambas zonas (atlántica y mediterránea). Por otro lado, las depresiones interdunares (2190) sólo se han adscrito al grupo atlántico, y prácticamente todos los conjuntos dunares mediterráneos presentan estas depresiones.

Las dunas estuarinas constituyen una modalidad digna de ser considerada de forma específica, aún cuando no tengan una representación muy numerosa ni ocupen superficies muy amplias. Se trata de campos singulares cuya colonización vegetal se lleva a cabo por especies halófilas en las áreas bañadas por las mareas (Fig. 3), pasando paulatinamente hacia topografías más elevadas a otras especies subhalófilas e incluso dulceacuícolas (Flor, 1980). Por otro lado, las especiales características climáticas y geomorfológicas de las Islas Canarias hacen que los sistemas dunares y sobre todo las especies vegetales asociadas a ellos presenten unas particularidades que no se dan en los litorales europeos. La escasez de hábitats dunares de la Red Natura 2000 en el archipiélago se ve compensada por la presencia de otros hábitats dunares específicos, de enorme interés ecológico y no contemplados por la Directiva Hábitats. Se trata de las dunas con *Traganum moquinii* (Fig. 3), equivalente macaronésico de la *Ammophila arenaria*, o los extensos mantos eólicos cubiertos por comunidades arbustivas específicas de la región.

Figura 3. Hábitats dunares no incluidos en la Directiva Hábitats. Izda: Dunas estuarinas en la bahía de Misiego (Villaviciosa), colonizadas por *Halimiones portulacoides*. Forman un cordón dunar incipiente con pasillos de deflación (Fotografía: Germán Flor). Dcha: Dunas móviles con *Traganum moquinii*, en Gran Canaria (Fotografía: Luis Hernández Calvento).

Por otro lado, hay que nombrar las dunas continentales, no ligadas directamente a medios costeros, y que no han sido incluidas en el listado de hábitats de la Red Natura 2000. En España existen diferentes tipos de dunas continentales, de entre las que destacan los espectaculares campos de dunas fijadas por pinos de la provincia de Segovia (región de Arévalo). La Directiva Hábitats reconoce un conjunto de hábitats de dunas continentales ("*Inland dunes, old and decalcified*"), que engloba los hábitats 2310, 2320, 2330 y 2340, aunque la mayoría de ellos se refieren a sistemas dunares antiguos originados en ambientes fríos; ninguno incluye dunas continentales mediterráneas fijadas por pinares.

Por último, desde el punto de vista geomorfológico, y pensando en sistemas dunares costeros no vegetados, hay que indicar que no son claramente hábitats o biotopos, al no ser sustento o estar definidos por una comunidad biológica diferenciada. No obstante, tienen un valor paisajístico propio, y podría pensarse en la adición de una catalogación de morfologías singulares que añadan una valoración paralela de la geodiversidad del territorio. En ese caso, cabría añadir formas como las dunas transversales, inversas, en domo, en estrella, barjanes, dunas parabólicas, remontantes, fósiles, residuales, etc. De hecho, algunas de ellas alcanzan un desarrollo muy espectacular en España, especialmente en sus costas atlánticas (duna de Corrubedo, en La Coruña; dunas de Trafalgar, Bolonia y Valdevaqueros, en Cádiz), aunque también aparecen en las costas mediterráneas (dunas de Sant Pere Pescador, Bahía de Pals, siendo especialmente importantes en l'Altet, al sur de Alicante).

3. Problemas de conservación

La actividad del hombre en el litoral puede generar una serie de impactos variables en calidad y cantidad. En general, la alteración ecológica y morfológica de las dunas costeras conduce no sólo a la pérdida de las dunas como hábitats y soporte vital de organismos, sino a la pérdida de procesos naturales de los que se beneficia el ser humano directa o indirectamente. Por ello, el diagnóstico de los principales impactos que afectan a las dunas es un paso esencial para frenar o detener la pérdida del hábitat dunar. Fruto de la acción directa del ser humano sobre las costas, se han perdido o alterado numerosos complejos dunares. A nivel europeo, las dunas costeras representan actualmente un 75% del área existente hace tan sólo un siglo. De ellas, alrededor de un 45% permanecen intactas de forma natural, cifra que en el Mediterráneo se reduce al 25% (Salman & Kooijman, 1998). En España, con una longitud de costa de unos 7.880 km, la proporción que corresponde a dunas es de un 40%, y alrededor de un 45% de los sistemas dunares permanece natural (Ley *et al*. 2007).

La desaparición de dunas supone también la pérdida de un importante recurso generador de desarrollo económico y empleo. Por ejemplo, la pérdida de las dunas por ocupación de infraestructuras altera la dinámica y el equilibrio sedimentarios de las playas, ocasionando no sólo la desaparición directa de superficie natural, sino también un incremento de los gastos debidos a regeneración artificial, lo que a su vez implica impactos añadidos sobre los ambientes sumergidos. Por todo ello, la conservación de los sistemas dunares en España es una necesidad de primer orden.

La figura 4 muestra las principales causas y consecuencias de alteración dunar, la mayoría de las cuales serán tratadas en detalle en el capítulo siguiente de esta monografía. En el presente capítulo se apuntan algunas soluciones generales para prevenir o corregir las causas de degradación ecológica de hábitats dunares y favorecer con ello una conservación a largo plazo. Algunos efectos de la alteración dunar están ligados o actúan de manera sinérgica, lo que pone de manifiesto (al igual que pasa con las redes tróficas) que la afección a un elemento del complejo dunar puede tener consecuencias sobre el resto.

3.1. Degradación de la vegetación de los cordones dunares

3.1.1. Usos recreativos

El turismo, y en general las actividades de ocio en las playas, suponen una degradación de la vegetación dunar (y en consecuencia del resto de la red trófica) motivada por el tránsito de personas (Fernandes & Neves, 1997), vehículos (motocicletas y todoterrenos) (Williams *et al.*, 1997) y aparcamientos incontrolados. Estos usos reducen la cubierta vegetal y su capacidad de regeneración, aumentan la inestabilidad dunar, alteran el perfil de la duna y contribuyen a la compactación del terreno (Gómez-Pina *et al.* 2002), que dificulta en gran medida posteriores labores de revegetación. Estas actividades provocan la mortalidad de insectos errantes (como coleópteros) por su reducida capacidad de huida. Además, dan lugar al incremento de vertidos (basuras) que provocan, en un medio naturalmente pobre en nutrientes, el asentamiento de especies de flora y fauna nitrófilas y oportunistas o, cuando menos, un incremento de poblaciones de plantas o animales escasamente representados inicialmente (Escarré *et al.*, 1989), modificando la estructura y composición de especies de la comunidad. Hay que tener en cuenta también que las plantas más características que identifican al sistema dunar son plantas perennes cuyas raíces se extienden por áreas mayores a las que una inspección superficial podría hacer pensar y que constituyen el armazón de la duna como sistema vivo, siendo su regeneración más lenta y difícil de lo que unas meras plantas anuales en un medio favorable puedan hacer prever.

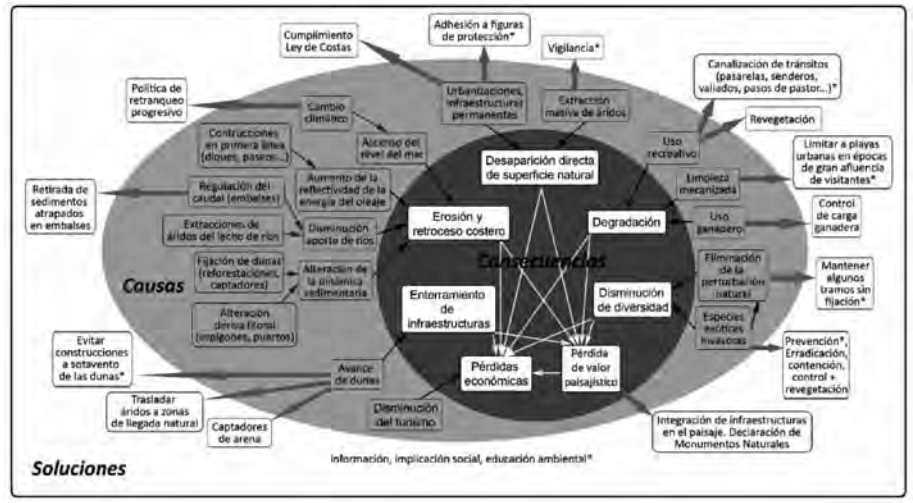


Figura 4. Esquema sinóptico de los problemas relacionados con la conservación del medio natural dunar. Se indican las causas y posibles soluciones preventivas (con asterisco) y correctoras (el resto) para cada caso.

Los usos recreativos obligan a canalizar el acceso de personas mediante diferentes soluciones (pasarelas de madera, vallas, pasos de pastor, etc.). Aquellos casos que hayan sufrido erosión y/o pérdida de cubierta vegetal deben recuperarse siguiendo el siguiente orden: en primer lugar retener arena en la zona erosionada, mediante la colocación de captadores como tablestacados o mimbreras (Fig. 5) y, en segundo lugar, proceder a la revegetación. Se debe utilizar semillas o plantones de especies representadas en las dunas de la zona (nunca foráneas), recogidas de poblaciones próximas a la zona a revegetar, con adaptaciones a las condiciones climáticas locales. Los propágulos deberán ser tomados del mayor número de padres posible para maximizar la variabilidad genética (Montalvo, 1996). Finalmente, una vez preparados los plantones, es recomendable colocarlos de manera desordenada, es decir, evitando estructuras rectilíneas o equidistantes que puedan resultar artificiales y que son más propias de campos de cultivo que de sistemas naturales, en los que la heterogeneidad es la nota dominante.

3.1.2. Limpieza mecanizada

Mientras que en ocasiones una acumulación excesiva de basuras puede suponer un impacto sobre el sistema, especialmente por la introducción de nutrientes, la retirada de éstas puede producir también impacto. Así, la limpieza mecanizada de las playas impide el desarrollo de las dunas embrionarias o

primarias, al retirar los nuevos plantones (Fig. 6). El papel de estas dunas es fundamental para el crecimiento de nuevas dunas, la estabilización natural de la arena y el mantenimiento de la biodiversidad en la zona más dinámica. Las plantas pioneras de las dunas embrionarias anclan la arena gracias a sus extensos sistemas de raíces y sirven de "guardería" al retener las semillas transportadas por el viento y crear condiciones favorables para el desarrollo de otras plantas que pueden colonizar la duna y, por tanto, estabilizarla.

Figura 5. Mimbreras de retención de arena en las dunas de Rota (Cádiz).

Más abajo en dirección a las orillas, muchas especies del intermareal arenoso se han adaptado a lo largo de la evolución a nutrirse de la producción marina depositada por el oleaje y mareas. Estos restos orgánicos también son de vital importancia para las comunidades vegetales dunares (Ranwell, 1972; Holton, 1980), al constituir el abono natural que proporciona los nutrientes necesarios para el desarrollo de las plantas dunares. Por todo esto, se recomienda la utilización de métodos de limpieza de la zona adyacente de playa más selectivos, como por ejemplo, la limpieza manual, evitando retirar elementos orgánicos o inorgánicos de forma mecanizada, que sean propiamente naturales de las playas. Para minimizar sus efectos negativos, la limpieza mecanizada debería restringirse a zonas urbanas y durante periodos de alta afluencia de visitantes.

Figura 6. Eliminación de plantones por la limpieza mecanizada de la playa alta. Playa de la Atunara, La Línea de la Concepción.

3.1.3. Pastoreo

Las incursiones del ganado en las dunas (pastoreo) también contribuyen a la pérdida de plantas anuales de las que se alimenta (Fig. 7), reduciendo la cubierta vegetal. Una carga ganadera elevada contribuye igualmente al incremento de los excrementos, que producen efectos similares a los ocasionados por las basuras de origen antrópico (Escarré *et al.*, 1989; Aldeguer *et al.*, 1997). No obstante, una herbivoría (natural o ganadera) moderada, puede potenciar la heterogeneidad en mosaico y puede mantener un porcentaje de la comunidad en fases más iniciales de la sucesión, lo que puede ser una buena herramienta para mantener una diversidad mayor en la cubierta vegetal.

3.2. Pérdida de diversidad

Todas las causas de alteración comentadas hasta ahora se asocian también a una pérdida de superficie natural o degradación de las dunas existentes, por lo que redundan en una pérdida de diversidad de los sistemas dunares. Además de ellas pueden incluirse las siguientes causas específicas de pérdida de diversidad:

Figura 7. Ganado pastando sobre la vegetación dunar. Playa de los Lances (Tarifa).

3.2.1. Plantas exóticas

La proliferación de plantas exóticas invasoras es un problema acuciante en numerosos cordones dunares (Fig. 8), ya que desplazan al resto de especies autóctonas y reducen la diversidad total del sistema, llegando a alterar la propia identidad del lugar hasta el punto de que se identifiquen como elementos emblemáticos del sistema (caso, por ejemplo, de las pitas en las costas de Almería). Las especies invasoras son numerosas y han llegado a los sistemas dunares debido a escapes de zonas ajardinadas, fijación de taludes u otras causas desconocidas. Entre las especies más abundantes en dunas cabe citar la uña de león (*Carpobrotus* spp), onagra (*Oenothera* spp), galenia (*Galenia pubescens*), chumberas (*Opuntia* spp), acacias (*Acacia* spp), pitas (*Agave* spp), hierba de la Pampa (*Cortaderia selloana*), etc. (e.g. Campos *et al.*, 2004; García de Lomas *et al.*, 2010). Estas plantas se han establecido con éxito por su elevada capacidad competitiva, su rápido crecimiento y la ausencia de depredadores.

En general, la estrategia de gestión viable dependerá de cada especie, de la zona invadida y de los recursos disponibles, debiendo decidirse si es viable la erradicación (eliminación completa de toda la población de la localidad), o bien la contención o el control poblacional por debajo de un umbral de impacto. Los métodos de eliminación también dependen de la especie, recomendándose en general los métodos selectivos (p.ej. retirada manual), frente a los tratamientos

químicos con herbicidas inespecíficos. Especialmente graves son los casos de especies que modifican el hábitat, como las plantas fijadoras de nitrógeno (leguminosas como *Acacia* spp), que conllevan un mayor impacto y largos periodos de tiempo hasta recuperar las condiciones iniciales del sistema. Las actuaciones de gestión de especies invasoras deben hacerse de forma interactiva, es decir, haciendo un seguimiento paralelo del grado de eficacia de las mismas y el análisis de indicadores de la estructura y composición de la comunidad vegetal.

Figura 8. Plantas exóticas invasoras colonizando dunas costeras. En la imagen se puede apreciar en primer plano uña de león (*Carpobrotus acinaciformis*) y pita (*Agave americana*) y más al fondo yuca (*Yucca aloifolia*), cañas (*Arundo donax*) y algunas acacias (*Acacia saligna*).

3.2.2. Eliminación de la perturbación natural

La propia esencia de los sistemas dunares es su dinamismo, con transporte constante de arena y, por tanto, con enterramiento. De esta manera, podemos pensar en una alta frecuencia de perturbaciones que tienden a interrumpir la marcha de la sucesión ecológica. Las perturbaciones en ecología son sucesos que rompen el equilibrio y devuelven el sistema a un estado en el que el recurso vuelve a ser abundante, generalmente con la desaparición de organismos perte-

necientes a especies típicas de situaciones de equilibrio. En este caso, el movimiento de arenas determina una renovación constante del sustrato, a la vez que puede ir sepultando a especies de ciclo de vida largo que no pueden adaptarse (García de Lomas *et al*., 2001).

Las especies adaptadas a las duras condiciones de la duna se organizan así en franjas que se van estabilizando conforme se alejan de la influencia marina (véase capítulo 1 de este libro). Los cordones dunares son, por tanto, sistemas que comprenden especies adaptadas a las perturbaciones, así como otras más propias de zonas más estables en las que aumenta la diversidad y el recubrimiento. Tras las perturbaciones, hay un nivel alto de colonización de plantones. Las especies vegetales de la duna en ese aspecto se caracterizan por un gran número de semillas y gran capacidad de dispersión y colonización, pero también una alta mortalidad de juveniles por enterramiento y otros factores adversos. Esto nos da una imagen muy dinámica del funcionamiento de la fracción viva del cordón dunar.

La gestión exclusivamente dirigida a potenciar la fijación y estabilización de las dunas mediante reforestaciones masivas (por ejemplo pinos; Viles & Espencer, 1995; Sanjaume & Pardo, 2005), puede acarrear como resultado paralelo una reducción de la diversidad al intervenir sobre la dinámica natural, seleccionando sólo especies propias de ambientes menos móviles y pudiendo reducir peligrosamente la extensión ocupada por especialistas propios de la primera línea con arenas mucho más móviles (es decir, que se tendería a un dominio de hábitats de arenales estabilizados como el 2270 en detrimento de los hábitats descritos 2110 y 2120 relacionados con cierta inestabilidad del sustrato). Estos hechos han llevado a algunos autores como Ritchie (1993) a reflexionar sobre la conveniencia de mantener la dinámica natural de perturbaciones en tramos de costa con menor densidad de infraestructuras, que puedan destinarse a un uso más dirigido a la conservación de la biodiversidad. Una acertada política de conservación debería mantener un cierto nivel de perturbación en primera línea, para ir frenando y fijando sólo las arenas más interiores en las que la colonización vegetal pasará entonces a ser de mayor porte, diversidad y recubrimiento, respetando así toda la gama de situaciones que aportan riqueza al sistema completo, es decir a potenciar la diversidad de hábitats frente a la homogenización. La medida anterior puede complementarse con la adhesión de zonas cuya restauración o conservación interese a las figuras de espacio natural protegido (ENP) ya existentes.

Por otro lado, cualquier tipo de actuación que afecte al cordón dunar tiene una repercusión sobre otros subsistemas del litoral arenoso. El intermareal arenoso o las depresiones interdunares (en las que el nivel freático de agua pluvial

a veces aflora dando lugar a lagunas temporales) son, como se ha indicado en el presente capítulo, hábitats de alto interés, que albergan todo un colectivo de especies a veces poco conocidas y que han sufrido una importante regresión durante la segunda mitad de siglo XX.

3.3. Pérdida de valor paisajístico

Las características paisajísiticas de los sistemas dunares como pueden ser su luz, su color, la grandeza, la composición de formas y tonalidades, el movimiento, su vida, las formas de su horizonte, el olor o el rumor del mar y del viento, son elementos que confieren a los sistemas dunares un valor estético que debe también tenerse en cuenta a la hora de gestionar este espacio. El alto valor natural de algunos enclaves dunares (o colindantes a sistemas dunares) motiva una mayor afluencia de personas (Carter & Chance, 1997). El valor paisajístico está integrado por la suma de todas sus partes y elementos que componen la duna y se verá por tanto negativamente afectado por cualquiera de los impactos anteriormente citados, destacando aquellos elementos irreversibles (construcciones) que incrementan el grado de antropización o que contribuyen a la degradación.

Estos aspectos han motivado la declaración de monumento natural de algunos de estos enclaves dunares, como es el caso de la duna de Bolonia (Tarifa) y del tómbolo de Trafalgar (Barbate) en 2001, o de las dunas de Artola en Marbella (Málaga) en 2003.

Todos los aspectos ecológicos citados sugieren que la restauración de zonas degradadas debe considerarse a nivel de ecosistema o de paisaje (Aronson & Le Foc´h, 1996). Este planteamiento es necesario si queremos que la restauración alcance el éxito a largo plazo, debiéndose tener en cuenta la diversidad de usos que convergen en estos sistemas. En definitiva, debe integrarse la compleja realidad, llevando como estandartes el principio de sostenibilidad y durabilidad (Barragán, 1997).

Una adecuada conservación de los sistemas dunares a largo plazo no es posible sin contar con la implicación social. Los recursos de la Administración son limitados y aunque tienen competencias en autorizaciones, concesiones y desarrollo de infraestructuras, muchas otras fuentes de alteración están en manos de la sociedad en su conjunto. Es preciso pues seguir desarrollando medidas y actuaciones de puesta en valor de los sistemas dunares y sus implicaciones socioeconómicas a través de campañas de sensibilización y fomento de usos respetuosos.

Referencias

Aldeguer, M., Martín, A., & Seva-Román, E. (1997). Background and perspectives in the management of the coastal dunes of Alicante province. En: *The Ecology and Conservation of European Dunes* (García Novo, F., Crawford, R.M.M. & Díaz Barradas, M.C., eds.). Universidad de Sevilla, pp. 335 – 342.

Aronson J & Le Foc´h E. (1996). Restauración y rehabilitación de ecosistemas y paisajes degradados: ¿En qué dirección la provincia de Alicante?. En: *Restauración de la cubierta vegetal en ecosistemas mediterráneos* (Pastor-López, A & Seva-Román, E., eds.). Instituto de Cultura Juan Gil-Albert. Diputación Provincial de Alicante.

Barragán, J.M. (1997). *Medio ambiente y desarrollo en las áreas litorales. Guía práctica para la planificación y la gestión integradas*. Oikos Tau, Barcelona, 160 pp.

Bartolomé, C.; Alvarez, J.; Vaquero, J.; Costa, M.; Casermeiro, M.A.; Giraldo, J. & Zamora, J. (2005). *Los tipos de hábitat de interés comunitario en España*. Dir. General para la Biodiversidad, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 283 pp.

Benavent, J.M., Collado, F., Martí, R.M., Muñoz, A., Quintana, A., Sánchez, A. & Vizcaíno, A. (2004). *La restauración de las dunas litorales de la Devesa de l'Albufera de Valencia*. Excmo. Ayto. de Valencia, 87 pp.

Bonnet, J. (1989). Aspects of conservation and management of the sand-dune areas in Spain. En: *Perspectives in coastal dune management: Towards a dynamic approach* (Meulen, F. van der; Jungerius, P.D. & Visser, J.H., eds.). SPB Academic Publ., La Haya, pp. 269-275.

Caldas, F.B. & Honrado, J.J. (2001). Flora and vegetation of the Atlantic dunes of the Northwest coast of Portugal. En: *Coastal dune management* (Houston, J.A., Edmondson, S.E. & Rooney, P.J., eds.). Shared experience of European conservation practice. Liverpool University Press, pp. 336 – 342.

Campos, J.A., Herrera, M., Biurrun, I., & Loidi, J. (2004). The role of alien plants in the natural coastal vegetation in central-northern Spain. *Biodiversity and Conservation,* 13, 2275-2293.

Carcavilla, L.; De la Hera, A.; Durán, J.J.; Gracia, F.J.; Pérez Alberti, A. & Robledo, P.A. (2008). El papel de la geología y la geomorfología en la Directiva Hábitats de la Unión Europea. En: *Trabajos de Geomorfología en España, 2006-2008* (Benavente, J. & Gracia, F.J., eds.). S.E.G. y Univ. de Cádiz, pp. 431 - 434.

Carter, R.W.G. & Chance, S. (1997). Integrated management of coastal dunes in Ireland: assessment and example. En: *The Ecology and Conservation of European dunes* (García Novo, F., Crawford, R.M.M. & Díaz Barradas, M.C., eds.). Universidad de Sevilla, pp. 301-312.

Escarré, A., Martín, J., & Seva, E. (1989). *Estudios sobre el medio y la biocenosis en los arenales costeros de la provincia de Alicante*. Patrimonio 9. Instituto de Cultura Juan Gil-Albert. Diputación provincial de Alicante. 131 pp.

Fernandes, J.J. & Neves, M.R. (1997). The impact of tourism on the sand dune system of the Ria Formosa Natural Park. The case of Ancao Peninsula. En: *The Ecology and Conservation of European dunes* (García Novo, F., Crawford, R.M.M. & Díaz Barradas, M.C., eds.). Universidad de Sevilla, pp. 321-333.

Flor, G. (1980). Las dunas costeras de Cantabria: valores singulares geológicos. *Actas de la I Reunión de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio*. Universidad de Cantabria. Santander. 22 pp.

García-de-Lomas, J., Cózar, A., Dana, E.D., Hernández, I., Sánchez-García, I., & García, C.M. (2010). Invasiveness of Galenia pubescens (Aizoaceae): A new threat to Mediterranean-climate coastal ecosystems. *Acta Oecologica* 36, 39-45.

García-de-Lomas, J, García, C.M., Hernández, I., Benavente, J., Gracia, F.J., & López-Aguayo, F. (2001). *Dunas y arenales del litoral de la provincia de Cádiz. Recomendaciones para su conservación y restauración*. Informe para la Demarcación de Costas Andalucía-Atlántico. Ministerio de Medio Ambiente. 187 pp.

Gómez-Pina, G., Muñoz-Pérez, J.J., Ramírez, J.L., & Ley, C. (2002). Sand dune management problems and techniques, Spain. *Journal of Coastal Research*, 36, 325-332.

Gommes, R., du Guerny, J., Nachtergaele, F. & Brinkman, R. (1997). *Potential impacts of sea-level rise on populations and agriculture*, FAO, sd-Dimensions, Rome, special-1997.

Gracia, F.J. (2008). Costas bajas de la Península Ibérica. En: *Contextos geológicos españoles. Una aproximación al patrimonio geológico español de relevancia internacional* (García-Cortés, A., Agueda, J., Palacio, J. & Salvador, C.I., eds.). Instituto Geológico y Minero de España, pp. 192-199.

Gracia, F.J., Hernández, L., Hernández, A.I., Flor, G., Gómez, M.A. & Sanjaume, E. (2009). 2 Dunas marítimas y continentales. En: *Bases ecológicas preliminares para la conservación de los tipos de hábitat de interés comunitario en España* (Hidalgo, R., Bermejo, E., Melado, F. & Simón, J.C., coords.). Dirección General de Medio Natural y Política Forestal. Ministerio de Medio Ambiente, y Medio Rural y Marino. Madrid, 106 pp.

Holton, B. (1980). *Some aspects of the nitrogen cycle in a Northern California coastal dune beach ecosystem with emphasis on Cakile maritima*. PhD dissertation. University of California, Davis, CA.

Hoozemans, F.M.J., Marchand, M., & Pennekamp, H.A. (1993). *A Global Vulnerability Analysis: Vulnerability Assessment for Population, Coastal Wetlands and Rice Production on a Global Scale*. 2nd Edition, Delft Hydraulics, Delft, 184 pp.

Houghton, L.G., Meira Filho, L.G., & Callander B.A. (1996). *Climate Change 1995: The Science of Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 236 – 245.

Ley, C., Gallego-Fernández, J.B., & Vidal, C. (2007). *Manual de restauración de dunas costeras*. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid. 258 pp.

MEH. (2010). Síntesis de indicadores económicos. Secretaría de Estado de Economía. Ministerio de Economía y Hacienda. Disponible en web: http://serviciosweb.meh.es/apps/dgpe/default.aspx

Montalvo, A.M. (1996). Restauración de hábitats con plantas nativas: consideraciones genéticas que afectan a la viabilidad de la población. En: *Restauración de la cubierta vegetal en ecosistemas mediterráneos* (Pastor-López, A. & Seva-Román, E., eds.). Instituto de Cultura Juan Gil-Albert. Diputación Provincial de Alicante, pp. 179-192.

Overpeck, J.T., Otto-Bliesner, B.L., Miller, G.H., Muhs, D.R., Alley, R.B, & Kiehl, J.T. (2006). Paleoclimatic Evidence for Future Ice-Sheet Instability and Rapid Sea-Level Rise. *Science*, 311, 1747-1750.

Ranwell, D.S. (1972). *Ecology of salt marshes and sand dunes*. Chapman & Hall, 258 pp.

Ritchie, W. (1993). Coastal sand dunes: natural stability and artificial stabilisation. En: *Scottish Geographical Studies* (Dawson, A.H., Jones, H.R., Small, J. & Soulsby, J.A., eds.), Universities of Dundee and St Andrews, pp. 73-87

Salman, A.H.P.M. & Kooijman, M. (1998). *Loss and decline of coastal habitats*. EUCC, Leiden.

Sanjaume, E. & Pardo, J.E. (2005). Erosion by human impact on the Valencian coastline (E of Spain). *Journal of Coastal Research*, 49, 76-82.

Vallejo, I. (2007). *Caracterización geomorfológica y análisis de la evolución reciente del sistema de dunas activas del Parque Nacional de Doñana (1956 – 2001).* Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla, 468 pp.

Viles, H. & Spencer, T. (1995). *Coastal Problems*. Edward Arnold, London, 350 p.

Warrick, R.A., Oerlemans, J., Woodworth, P.L., Meier, M.F. & le Provost, C. (1996). Changes in sea level. En: *Climate Change 1995: The Science of Climate Change* (Houghton, J.T., Meira Filho, L.G. & Callander, B.A., eds). Cambridge University Press, Cambridge, pp. 359-405.

Williams, A.T., Randerson, P. & Sothern, E. (1997). Trampling and vegetation response on sand dunes in South Wales, U.K. En: *The Ecology and Conservation of European dunes* (García Novo, F., Crawford, R.M.M. & Díaz Barradas, M.C., eds.). Universidad de Sevilla, 287-300.

24. Degradación de sistemas dunares

E. Sanjaume[1] y J.E. Pardo-Pascual[2]

1. Introducción

Los procesos naturales y los inducidos por el hombre se combinan para crear una amplia gama de problemas costeros, la mayoría de los cuales no se producen aislados, sino que están ampliamente interrelacionados. En las costas de latitudes medias, la degradación de los sistemas dunares es uno de los muchos problemas que la acción antrópica está provocando en el medio ambiente. En el sistema litoral las modificaciones antrópicas se manifiestan por las alteraciones que experimenta el sistema sedimentario, especialmente en las entradas de materiales y energía (déficit de sedimentos y cambios en los parámetros de la dinámica marina, sobre todo en la corriente de deriva). Como consecuencia se ha intensificado la erosión costera y se ha incrementado el riesgo de inundación en las zonas litorales, que puede verse coadyuvado por el aumento del nivel del mar o por incrementos locales de subsidencia, debido a las extracciones de agua, petróleo y otros fluidos. Del mismo modo, se está produciendo también una fuerte alteración de la ecología costera por cambios de usos del suelo y por bonificación (desecación y aterramiento) de zonas húmedas. A esto habría que añadir los problemas de contaminación. Las zonas costeras especialmente vulnerables a todos estos problemas son: estuarios, deltas y costas bajas. Las costas del Mediterráneo, Báltico, Mar del Norte y Bangladesh son especialmente vulnerables debido a las altas concentraciones de población que experimentan (Goudie & Viles, 1997).

Las dunas litorales se han generado en las playas que presentan o presentaban superávit de material arenoso. La mayoría de los campos dunares se localizan en las inmediaciones de las desembocaduras de ríos que transportan mucha carga sólida (Nilo, Po, Ródano, Ebro, Garona, Rin, etc.), o cuando menos que la transportaban antes de que los caudales de los ríos hayan sido regularizados por embalses dedicados a diferentes tipos de usos. Los sistemas dunares litorales con predominio de morfologías transversales suelen estar relacionados

1. Departamento de Geografia. Universitat de València. *Eulalia.Sanjaume@uv.es*

2. Grupo de Investigación Cartografía GeoAmbiental y Teledetección. Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodesia y Fotogrametría. Universitat Politècnica de València. *jepardo@cgf.upv.es*

con ambientes morfo-sedimentarios tipo: estuario (costas cantábrica, gaditana y onubense), delta (Ebro), restinga (Devesa del Saler), flecha litoral (dunas del Rompido), etc. Las actividades humanas están provocando modificaciones muy importantes en el equilibrio sedimentario y ecológico de los sistemas dunares.

2. Alteración de los sistemas dunares

La mayor parte de las dunas litorales, especialmente en la costa mediterránea española, han desaparecido como consecuencia del "boom" turístico y de la presión urbanizadora que ha azotado nuestro país (Fig. 1). Las dunas han sido destruidas para dejar paso a edificios, carreteras, paseos marítimos, aparcamientos, etc., sin tener en cuenta que las dunas influyen en el equilibrio dinámico de las playas reteniendo o cediendo sedimentos. Por otra parte, la disminución del ritmo de entrada de sedimentos en el sistema costero, en buena parte por la regularización de los ríos, está provocando que la corriente de deriva litoral movilice un menor volumen de sedimentos. En consecuencia, las dunas no sólo no pueden crecer, sino que se encuentran en un estado de equilibrio muy precario. Por tanto, las dunas tampoco pueden contribuir a paliar el déficit de sedimentos que presenta el sistema sedimentario litoral, por lo que no es de extrañar que se incrementen los procesos erosivos litorales y, sobre todo, que se constaten recesiones de cierta envergadura en playas que anteriormente se habían considerado como estables.

Figura 1. El campo de dunas de l'Altet (Alicante) queda abruptamente interrumpido por urbanización.

La alteración o destrucción de los sistemas dunares se puede producir de manera directa por el desarrollo de actividades humanas sobre las dunas, así como también de manera indirecta pero, en este caso, tanto por causas naturales como antrópicas. Entre las causas indirectas naturales podríamos citar la disminución de aportes sólidos al sistema sedimentario litoral y la subida del nivel del mar. En los últimos siglos, sin embargo, la incidencia de estos fenómenos naturales está aumentando por causas puramente antrópicas. La elevada concentración de asentamientos urbanos e industriales, las facilidades de transporte y el desarrollo del turismo (Fig. 2) suponen una enorme presión para las zonas costeras, que termina con incrementos de la erosión por causas antrópicas (Nordstrom, 1994). Con todo, poco a poco, la población y las distintas administraciones van adquiriendo conciencia del alto valor ecológico y estético de las dunas, así como de su papel defensivo ante la posible subida del nivel del mar y la erosión costera (Psuty & Ofiara, 2002).

Figura 2. El espectacular desarrollo urbanístico ligado fundamentalmente a usos residenciales y turísticos ha elevado sustancialmente la presión sobre los espacios costeros.

2.1. Cambios en el sistema sedimentario litoral por causas naturales

Las causas naturales que pueden alterar los *inputs* y *outputs* en el sistema litoral son los cambios climáticos. Las variaciones del clima afectan a la producción y transporte de materiales. En la producción de sedimentos los cambios de temperatura pueden ser muy importantes ya que determinan la eficacia de los

distintos procesos de meteorización. Del mismo modo, los cambios en las precipitaciones son importantes en la meteorización y, sobre todo, son fundamentales para el aumento o disminución de la competencia de transporte y de las tasas de transporte de sedimentos. Por otra parte, los cambios climáticos a más largo plazo también determinan las oscilaciones del nivel del mar que pueden: destruir totalmente dunas existentes, modificarlas parcialmente, o crear dunas completamente nuevas, al compás de la recesión o progradación de la playa. Estos cambios actúan de manera indirecta ya que, según sea la tendencia del cambio, pueden contribuir a un mayor desarrollo de las dunas o pueden impedir que el sistema sedimentario presente el excedente de material arenoso suficiente para mantener o seguir con el desarrollo de los sistemas dunares. Además, los cambios climáticos pueden también generar un incremento en la frecuencia de los temporales marinos y, de este modo, de la fuerza erosiva ejercida por las olas. En estos casos las dunas delanteras pueden ser erosionadas y, de continuar esta tendencia, también las dunas de alineaciones más internas podrían experimentar procesos de erosión y ser destruidas (Fig. 3).

Figura 3. *Foredune* erosionada por oleajes de tormenta en una playa recesiva en la actualidad. Término municipal de Cullera (Valencia).

2.1.1. Disminución de aportes sólidos por cambios climáticos

Los cambios climáticos, que son muy complejos, se han producido a lo largo de toda la historia de la Tierra. Si nos limitamos a los últimos 2,6 Ma el número de oscilaciones significativas, relacionadas con los cambios de temperaturas experimentados por el sistema climático terrestre (definidas por las ratios entre el O^{16} y O^{18} identificadas en los sedimentos de los sondeos oceánicos), son muy numerosas, superando el centenar de estadios isotópicos (Shackleton, 1987; Shackleton & Opdyke, 1976). Las causas de estas fluctuaciones han estado sometidas a numerosas especulaciones. Hoy en día se acepta que el principal desencadenante de los cambios climáticos está ligado a factores astronómicos: excentricidad de la órbita terrestre; oblicuidad del eje de la Tierra con respecto al plano de la eclíptica; y precesión equinoccial. Los principales elementos adicionales en la ecuación climática que sirven para atenuar o amplificar los efectos de las variables astronómicas serían: situación de las masas continentales (tectónica de placas); actividad tectónica (formación del relieve); mecanismos de realimentación provocados por la circulación oceánica y las oscilaciones del nivel del mar; por cambios en la extensión espacial de los casquetes de hielo y del albedo superficial; o por variaciones en los componentes de la atmósfera, especialmente CO_2, metano y cenizas volcánicas (Lowe & Walker, 1998; Williams, *et al.*, 1998).

2.1.2. Subida del nivel del mar

A lo largo de los tiempos geológicos, el nivel medio del mar ha variado enormemente, alcanzando niveles de 300 m por encima del nivel actual (Lowe & Walker, 1984) y 100 m por debajo (Lamb & Sington, 1998). Las causas que pueden provocar estos cambios son: movimientos corticales de tipo vertical (isostasia); cambios en el volumen o masa de agua (eustasia); tectónica de placas (que determina el tamaño y forma de las cuencas oceánicas (Dawson, 1992), su capacidad volumétrica e influye en la temperatura de sus aguas por geotermia); el comportamiento reológico de la corteza terrestre (que se deforma según la presión y la temperatura determinando, según Mörner, (1980), cambios en el geoide); el inestable movimiento rotacional del planeta (excentricidad de la órbita terrestre, oblicuidad de la eclíptica y precesión equinoccial), así como la propia dinámica de las cuencas oceánicas (las fluctuaciones en el volumen de agua**,** la composición y salinidad del agua oceánica, así como las diferencias en el intercambio de calor entre el océano y la atmósfera, pueden alterar la dinámica de la masa de agua, cambiando el movimiento y el modelo de las corrientes oceánicas).

Durante el último siglo el nivel del mar ha ido subiendo paulatinamente en latitudes templadas. Los datos de Pirazzoli (1986), utilizando registros de mareógrafos, sugerían una tendencia positiva en el Mediterráneo occidental de 1,5 mm/año. Los resultados de Pardo (1989), analizando los registros del mareógrafo de Alicante, mostraban también una tendencia positiva pero de tan sólo 0,88 mm/año. Los datos de los mareógrafos, sin embargo, no son totalmente fiables, dado que la red de los mismos no es completa y, sobre todo, por la ubicación física de los medidores. El lugar donde se instala el mareógrafo se ve afectado por condiciones locales, regionales o globales (Pirazzoli, 1993), que pueden producir distorsiones en los datos proporcionados, según se encuentre en una zona costera subsidente o de emersión (isostática o tectónica). Más recientemente, el IPCC (2007) ha cuantificado en 1,8 mm/año el ritmo de subida a escala mundial desde 1961 hasta 2003, si bien advierte que si el análisis se ciñe al periodo 1993-2003, la tasa media de crecimiento mundial sería de 3,1 mm/año. Estos últimos datos no proceden del análisis de series mareográficas sino de datos globables adquiridos mediante sistemas de medición láser desde satélite, con lo que su nivel de fiabilidad es mucho más alto.

2.2. Cambios en el sistema sedimentario litoral por actividades humanas

En la actualidad, no existen cambios climáticos naturales suficientemente importantes para provocar variaciones en la tasa de sedimentos transportados al mar, o si los hay sus efectos son todavía poco perceptibles. Sin embargo, hay en el presente (y también en el pasado) acciones humanas que han cambiado sustancialmente el volumen de entradas de materiales en el sistema costero. En algunos casos estas intervenciones han supuesto un incremento de la carga sólida. Es el caso, por ejemplo, del llamativo desarrollo de algunos deltas mediterráneos andaluces en los últimos siglos, debido a la deforestación realizada en las cuencas a causa de la introducción de determinados cultivos (Senciales & Malvárez, 2002). En otros casos el incremento de carga se produce por vertidos industriales, como ha ocurrido con las escorias de los Altos Hornos de Sagunto (Fig. 4), o como está sucediendo con las regeneraciones artificiales de las playas (Fig. 5). Con todo, en la mayor parte de los casos, las alteraciones antrópicas conducen a la disminución de aportes sólidos. Frecuentemente, las variaciones en la tasa de sedimentos se producen por factores tales como: la extracción de áridos de los ríos, de las propias playas, o la construcción de pantanos, que determinan el déficit de suministro arenoso que padecen muchas de las playas mundiales y que contribuyen al incremento de la erosión acelerada que presentan. El río Brazos (Texas, EE.UU.) aporta unos 860.000 m^3/año de sedimentos al mar, pero es

sólo un 30% de lo que aportaba antes de la construcción de pantanos en su cuenca (Viles & Spencer, 1995).

Figura 4. Perspectiva tomada al sur del puerto de Sagunto en el que se acumulan materiales arenosos cementados formando microacantilados. Esta cementación se ha producido debido al contacto de las escorias procedentes del proceso de transformación fundición del hierro en los Altos Hornos con el agua. El vertido sistemático de las escorias al sur del puerto y su arrastre por el transporte longitudinal ha alterado sustancialmente la morfología y dinámica de estas playas.

Figura 5. Ejemplo de vertido artificial de arenas con la finalidad de recuperar la playa.

La construcción de obras artificiales dentro de las células sedimentarias costeras (puertos, diques, espigones, escolleras, etc.) es una medida frecuente que altera, a escala local, el transporte de sedimentos, generando zonas de acumulación y de erosión inducidas (Fig 6). En Gran Bretaña, la alimentación de las playas y las dunas ha disminuido debido a que algunos acantilados han sido protegidos de la erosión y proporcionan menos suministro. En Japón la mayor parte de los ríos están regularizados y se produce, además, una acusada subsidencia a lo largo de la costa por la sobreexplotación de los acuíferos costeros (Walker & Mossa, 1986). La zona de East Anglia, por ejemplo, está artificializada en un 60% (Goudie & Viles, 1997) y en la costa de Aruba (Antillas Holandesas) la erosión de las playas está afectando al turismo. La artificialización de la costa es también muy importante en las costas mediterráneas, en donde baterías de espigones pueden seguirse a lo largo de muchas decenas de kilómetros. En Italia, por ejemplo, el 35% de los 3.250 km de playa están siendo erosionados por causas antrópicas (Caputo *et al.*, 1991). Por último, la subida del nivel del mar actual (relativamente escasa, pero constante) también está relacionada con la actividad humana, debido al incremento de la temperatura global.

Figura 6. Pequeño espigón transversal a la costa.

2.2.1. Sedimentos que no llegan al mar por extracción en cauces fluviales

El impacto de la extracción de materiales de los cauces es indirecto, puesto que las repercusiones de esta actividad se manifiestan en una reducción de la carga sedimentaria potencial que llegaría al mar y, en consecuencia, en un menor volumen de carga sólida para la deriva litoral. La extracción de sedimentos de los cauces fluviales provoca una ruptura en el perfil longitudinal del río, con lo cual el río se ve obligado a depositar sus sedimentos, frenando de este modo su avance hacia la desembocadura y el mar, para redibujar un nuevo perfil de equilibrio (Coltori, 1997). Las extracciones determinan, también, cambios en la geometría de los canales fluviales, eliminando barras de los canales y ensanchando los cauces. Estas modificaciones repercuten en la dinámica hidráulica del tramo afectado por las extracciones aumentando, en muchos casos, la rugosidad y el rozamiento, y favoreciendo una disminución de la velocidad del flujo de agua y, en consecuencia, el depósito de la mayor parte de los materiales que, de este modo, quedan almacenados en el propio río y no llegan al mar. De los ríos se extraen cantos, gravas y arenas que se utilizan como material para la construcción, para el relleno de campos de cultivo, y para la industria cerámica. Las extracciones han sido muy importantes en muchas playas mediterráneas españolas desde los años 60, ligadas al crecimiento urbanístico de las ciudades y a la proliferación de residencias secundarias (Fig. 7). Según Pardo (1991), en los ríos y barrancos que vierten al Golfo de Valencia los sedimentos extraídos con permiso de la Confederación Hidrográfica del Júcar, entre 1980 y 1988, superaron los 2.500.000 m^3. A esta cantidad habría que añadir las extracciones ilegales. En la actualidad esta práctica está totalmente prohibida.

2.2.2. Regularización de los sistemas fluviales

El impacto de los pantanos también es indirecto y su acción es doble: además de suponer una barrera para los sedimentos fluviales que quedan retenidos en el vaso del pantano y no llegan al mar, el propio pantano evita las crecidas del río, tan típicas y recurrentes, en el mundo mediterráneo, con lo cual disminuye también la capacidad de transporte del río aguas abajo del pantano. Además de laminar crecidas, los embalses pueden construirse para regular las aguas para irrigación, para usos urbanos o para aprovechamiento hidroeléctrico. Sea cual sea la finalidad del pantano, el resultado es el mismo: la retención de agua y sus sedimentos, que no llegarán al mar. Los efectos de estas retenciones se han constatado con toda claridad en algunas áreas, como por ejemplo en el delta del Nilo, después de la construcción de la presa de Asuán (terminada en 1964), en donde se ha detectado un importante retroceso de la orilla del delta. Entre 1970

y 1987 las tasas de retroceso en la zona de Rosseta Point fue de 80-120 m/año (Sestini, 1992). Ahora el Nilo transporta aguas abajo de la presa sólo un 8% de la carga que transportaba anteriormente. Un retroceso similar se está produciendo en los últimos años en las playas del delta del Ebro, especialmente después de la construcción del pantano de Mequinenza, de tal manera que el 96% de su carga sedimentaria queda retenida en los embalses sin llegar al delta (Goudie & Viles, 1997). Los ríos Brazos, San Bernardo, Colorado y Río Grande, que desembocan en el Golfo de Méjico, transportaron en la década 1961-1970 una quinta parte de la carga solida aportada en el periodo 1931-1940 (Hails, 1977). Por su parte, el Ródano sólo transporta un 5% de la carga transportada en el siglo XIX, mientras que en Asia, el Indo transporta un 20% menos de carga sólida después de la construcción de pantanos en su cuenca en la segunda mitad del siglo XX (Milliman, 1990). Otros muchos ríos están transportando aguas abajo de los pantanos entre un 8% y un 50% menos de carga sólida de la que transportaban antes de su regularización. Un caso extremo es el del río Colorado que se encuentra regularizado por varios pantanos. Entre los más importantes están el Hoover y el Glenn Canyon con presas de más de 200 m de altura. Antes de 1930 el río Colorado transportaba a su delta, que desemboca en el Golfo de California, entre 125 y 130 millones de toneladas de carga en suspensión. Ahora el río Colorado no lleva ni agua, ni sedimentos (Goudie & Viles, 1997). En el Golfo de Valencia, dos tercios de la cuenca vertiente de los ríos se encuentra totalmente regularizada por la acción de los embalses, algunos de los cuales, como el pantano de María Cristina en la rambla de la Viuda, se encuentran casi completamente colmatados por sedimentos (Pardo, 1991), con lo que han perdido la principal finalidad de su construcción, que era embalsar agua. Entre 1945 y principios de los 70 se construyeron en el mundo más de 36.000 pantanos, entre ellos algunos de los de mayor capacidad (Owen Falls en Uganda, Bratsk en la antigua Unión Soviética, Asuán en Egipto, Akosombo en Ghana, Daniel Johnson en Canadá, Guri en Venezuela, etc.). A finales de los 80 se construyeron otros enormes pantanos con más de 150 m de altura de presa (Goudie & Viles, 1997) y en épocas más recientes han seguido construyéndose como, por ejemplo, la presa de las Tres Gargantas en China.

2.2.3. Cambios sedimentarios en las propias playas

El aprovechamiento industrial y agrario de los sedimentos playeros es una práctica relativamente antigua y muy extendida. Se produce en buena parte de las costas del planeta y muchos investigadores han señalado el problema que estas extracciones plantean tanto a los sistemas dunares como a la propia estabilidad de las playas. El tiempo necesario para poder observar las repercusiones de estas extracciones depende de las tasas de extracción, del tamaño de la célula litoral en la que se produce la extracción, así como también de la eficacia de los procesos en ese tramo playero (Sanjaume & Pardo, 2005). En algunos casos los efectos pueden ser instantáneos y en otros pueden pasar años antes de que se noten las consecuencias, que suelen traducirse en un incremento de la erosión playera. Ese sistema de proceso-respuesta inducido por acción antrópica se ha podido observar en la mayor parte de las costas (Carter, 1988; Guilcher & Hallégouët, 1991; Paskoff, 1993; Ricketts & Andries, 1986).

Figura 7. Residencias secundarias en la zona de Calp (Alicante).

En Inglaterra, se extrajeron en 1887 más de 660.000 toneladas de grava de la playa de Hallsands, en Devon, para contribuir a la construcción de los muelles de Plymouth. La playa perdió la protección de la grava y los acantilados situados por detrás de la misma retrocedieron 6 metros entre 1907 y 1957. La población de Hallsands empezó a ser erosionada por las olas y en la actualidad se encuentra en ruinas (Goudie, 2000).

En ocasiones la extracción de arena es accidental, como ocurrió en las costas de California cuando se retiraron las acumulaciones de *kelp* (restos de algas pardas) de la playa (Hotten, 1988). En Namibia las extracciones están relacionadas con la búsqueda de diamantes (Earney, 1990). La utilización de arenas para uso agrícola en la huerta valenciana, por ejemplo, se remonta a finales del siglo XVIII (Pardo, 1991). A principios del siglo XX, en la zona de l'Horta Nord de Valencia se llegaron a extraer hasta 500 carros diarios de arena de la playa (Durán, 1913). En la década de los 30, los directores del puerto de Valencia señalaban el perjuicio que tales extracciones (estimadas en 300.000 m^3) provocaban en la línea de costa (Vilar, 1934). Esta actividad siguió siendo muy intensa hasta la década de los 70. La arena tenía un doble uso: en principio se utilizaba como cama para el ganado y, posteriormente, mezclada con el estiércol producido por los animales se esparcía como abono natural en los campos de hortalizas (Pardo, 1991). En la actualidad la comercialización de estos sedimentos, al igual que la de los materiales extraídos del dragado de los puertos, está totalmente prohibida en España, lo cual no significa que no se produzcan extracciones ilegales. Con todo, muchas veces es la propia Administración la que realiza las extracciones para regenerar artificialmente (Fig. 8) las zonas con problemas de recesión (Sanjaume & Pardo, 2005).

Figura 8. Ejemplo de playa con elevada presión turístico-residencial con problemas erosivos.

En muchas playas de las islas Baleares, especialmente en las de mayor demanda turística, los cambios sedimentarios se producen por la limpieza sistemática de los restos de *Posidonia oceánica* que se acumulan, transportadas por las olas, en grandes masas en las inmediaciones de la orilla. El papel protector de los restos de esta fanerógama marina ha sido señalado por Servera *et al.* (2000, 2007), lo que implica que su retirada artificial favorece la penetración del oleaje hasta el pie de la duna. Asimismo, con la eliminación de estos restos se detrae un volumen considerable de material arenoso del sistema costero. En la bahía de Alcudia, el contenido sedimentario del material que se había retirado se cuantificó en un 23% (Asensi & Servera, 2004). Por su parte, Roig *et al.* (2004), al analizar directamente los depósitos retirados de las bermas de *Posidonia oceánica* en la isla de Mallorca, establecieron pérdidas volumétricas de sedimentos que oscilan entre 2 y 5%.

2.2.4. Infraestructuras artificiales en el sistema costero

Las alteraciones más importantes las producen los espigones perpendiculares a la costa, debido a las alteraciones que producen en la dinámica marina, especialmente porque suponen una barrera a los sedimentos que transporta la corriente longitudinal. De este modo, los espigones (o cualquier obra perpendicular a la costa) provocan una acumulación inducida de sedimentos a un lado del obstáculo y una erosión acelerada al otro lado (Fig. 9), puesto que la corriente longitudinal tiene que recuperar la carga sólida perdida, para mantener su equilibrio dinámico. La magnitud de la respuesta está en función de factores tales como: configuración y orientación de la playa, textura de los sedimentos y orientación del obstáculo. Por este motivo, son las grandes obras portuarias las que han provocado las mayores alteraciones, aunque no por ello debe descartarse la acción que pequeños espigones (Fig. 10) pueden tener en determinados sectores playeros (Sanjaume & Pardo, 2005).

Para paliar las repercusiones negativas de las infraestructuras artificiales deben construirse nuevas obras, que trasladan el problema a las zonas inmediatas. De este modo se consiguen baterías de espigones que se extienden a lo largo de muchos kilómetros de costa. La densidad de espigones varía de unos países a otros. Así, la parte central de Holanda presenta 158 espigones en 48 km de costa (Short, 1992); en el golfo de Gaeta (Italia) se localizan 14 espigones en solo 2 km (Cocco *et al.*, 1994); y en Japón se localizan más de 10.000 espigones a lo largo de 32.000 km. La estabilidad de un tramo de playa está en función del equilibrio entre los aportes transportados por las corrientes litorales y los sedimentados por las olas. Cuando se rompe este equilibrio (por construcción de

cualquier obstáculo), la respuesta es inmediata y en pocos meses o años se nota la disminución de la anchura de la playa. Por ejemplo, en la playa de Moncofa (Castellón) se construyó en 1973 un espigón de 150 m que provocó una acumulación inducida de 100 m y una erosión inducida de 200 m (Pardo, 1991), destruyendo campos de cultivo, algunas casas y patrimonio cultural, como la Torre Vigía del siglo XVI, que en 1956 se encontraba a 175 m de la orilla y que en 1991 quedó sumergida en el mar (Sanjaume *et al.*, 1996).

Figura 9. Cullera (Valencia). Desembocadura del río Xúquer. Se aprecia perfectamente la acumulación inducida por los espigones al Norte y la erosión acelerada al Sur de los mismos.

Por su parte, los espigones paralelos no producen alteraciones tan significativas, puesto que dejan pasar los sedimentos, por lo menos al principio. Pero con el tiempo, la refracción y difracción de las olas provoca una fuerte sedimentación en la zona de sombra del oleaje, en donde se va generando una pequeña barra que llega a conectar con la orilla convirtiendo el espigón en un pequeño tómbolo. A partir de aquí la corriente de deriva se ve también interrumpida, con lo que el espigón-tómbolo se comporta respecto a la dinámica marina como si fuera un obstáculo perpendicular a la costa. En algunos casos tienen que ser dragados para seguir siendo efectivos (Viles & Spencer, 1995).

Finalmente, las defensas longitudinales de escollera son también obras rígidas, que si bien no alteran la dinámica de las corrientes litorales, sí que modifican substancialmente el perfil de la playa. Las olas, cuando chocan contra la escollera provocan una importante remoción de sedimentos que va socavando la base

de la misma, incrementando la pendiente de la playa sumergida con lo cual, al disminuir el rozamiento, las olas llegan todavía con mayor energía a la orilla provocando mayor zapa basal y mayor erosión, por lo que a la larga no proporcionan una protección duradera (Bruun, 1985). En el cabo Bayou Laforche de Louisiana (Estados Unidos) se construyó en 1986 una defensa de 1,8 km para proteger una zona costera sometida al paso de huracanes. Al cabo de dos años y tras el paso de dos huracanes ese tramo había experimentado una erosión muy superior a la de las zonas libres de su protección (Nakashima & Mossa, 1991). Hay otros muchos ejemplos en Estados Unidos, Inglaterra, Sudáfrica, Japón, etc.

Figura 10. Detalle de la erosión provocada por los espigones en la zona del Brosquil de Cullera.

2.2.5. Subida del nivel del mar

Desde principios de la década de los 80 se ha producido una gran preocupación por el posible ascenso del nivel del mar provocado por el recalentamiento atmosférico como consecuencia de la exacerbación del efecto invernadero, con trabajos tan relevantes como los de Warrick & Farmer (1990) o Wigley & Raper (1992), entre otros. Si se cumplen las predicciones, la subida del nivel del mar afectaría a todas las comunidades costeras mundiales suponiendo problemas para más de 800 millones de habitantes (Houghton, 1997; Viles & Spencer, 1995), ya que una elevación mantenida del nivel del mar provocaría una intensificación de los procesos erosivos derivados del oleaje y aumentaría las posibi-

lidades de inundaciones costeras. French *et al.*, (1995) señalaban que según los distintos modelos utilizados, la temperatura del planeta a lo largo del siglo XXI podría aumentar entre 1,2º (en las previsiones más optimistas) y 4,5º (en las más exageradas). Además, la modificación del balance térmico anual produciría algunos procesos-respuesta que se realimentarían a sí mismos (incremento de la evaporación, fusión de parte de hielo existente en la superficie terrestre, menos precipitaciones nivosas y, por tanto, disminución del albedo, etc.), contribuyendo al aumento de la temperatura.

Como no se conoce con exactitud el grado de aumento de las temperaturas, tampoco se puede establecer la correlación exacta con la subida del nivel del mar. Por ello se utilizan diferentes posibilidades o escenarios basados en el comportamiento de: emisiones de CO_2; proporción de CO_2 retenido en la atmósfera; concentración de otros gases con efecto invernadero; sensibilidad climática; expansión térmica de los océanos y contribución de la fusión del hielo. Se han realizado multitud de predicciones sobre la magnitud y tasas de la elevación del nivel del mar, sintetizadas por French *et al.*, (1995). Como los resultados de los modelos dependen de los parámetros que se introducen, algunas de las predicciones eran alarmistas, suponiendo una subida del nivel del mar para 2100 de 367 cm (Hoffman *et al.*, 1986). A finales del siglo pasado, otros trabajos más conservadores aceptaban una elevación de 50 cm entre 2000 y 2100 (Wigley & Raper, 1993), como escenario más probable, a razón de 5 mm/año de media (Watson *et al.*, 1996). Finalmente, las predicciones realizadas por el IPCC (2007) para el 2100 indican que las subidas del nivel medio del mar oscilarían entre 18 y 59 cm, dependiendo de los escenario tomados en consideración en los distintos modelos.

Para Carter (1988), las principales causas de los cambios del nivel del mar a corto plazo son: recalentamiento global; retroceso de los glaciares; cambios en la circulación oceánica y subsidencia provocada por las extracciones de agua, petróleo y otros fluidos. Las dos primeras causas se consideran las de mayor importancia. El informe del IPCC (2007) reconoce, sin embargo, que no se conocen con precisión los factores concretos implicados en el aumento observado, ni los procesos específicos que influirán en la evolución inmediata. En estos momentos, la constatada elevación del nivel del mar se está produciendo principalmente por expansión térmica del agua marina. Con todo quedan algunas dudas de cómo afecta el ciclo del carbono en las masas oceánicas y, también, del volumen de aporte que supone la ablación de los hielos de Groenlandia. El comportamiento de los casquetes de Groenlandia y la Antártida no está tan claro. En los casquetes relativamente cálidos, como Groenlandia, el aumento global de la

temperatura produciría un ligero predominio de las pérdidas (ablación), por lo que se daría un descenso en el balance de masa que contribuiría al aumento del nivel del mar. Por el contrario, en la Antártida, un incremento de la temperatura supondría un incremento de la acumulación, por aumento de las precipitaciones nivosas (Oerlemans, 1993). El cambio de la temperatura del agua del mar puede, además, alterar el funcionamiento de las corrientes oceánicas, que supondrán un proceso de realimentación positiva para alterar el clima a distintas latitudes.

2.3. Alteraciones directas sobre los sistemas dunares

Las dunas están presentes en la mayor parte de las costas del mundo y a todas latitudes, incluyendo zonas tropicales como la zona septentrional de Queensland (Pye, 1983) y las costas árticas (Sanjaume & Tolgensbakk, 2005) (Fig. 11), alcanzando, en ocasiones, alturas y envergaduras impresionantes. En Australia hay dunas de más de 100 m de altura. En el W de Estados Unidos, las dunas de Coos Bay presentan 72 km de largo y 50 m de altura (Goudie & Viles, 1997). En Europa, la gran duna de Pilat o Pyla, situada en la bahía de Arcachón, en la desembocadura del Garona, se extiende sobre una longitud de más de 5 km y presenta una altura que oscila entre 80 y 107 m. En España, las dunas del Asperillo (Huelva) alcanzan 113 m de altura. Por su papel protector de la costa, su mantenimiento y cuidado han empezado a ser de gran importancia, especialmente en las zonas costeras que están sufriendo erosión (Sanjaume & Pardo, 1991).

A principios del siglo XX la mayor parte de las dunas de Europa y América del Norte habían sido transformadas en dunas móviles por pastoreo y deforestación, suponiendo una amenaza para la agricultura y los asentamientos humanos (Goudie, 2000). Pero el problema de la reactivación de las dunas no es nuevo. La lucha por evitar el avance de las dunas en la península de Jutlandia (Dinamarca) se conoce desde 1539. Por otra parte, el sistema de fijación de las dunas litorales mediante reforestación también se conoce desde hace siglos: desde el siglo XVII en Japón, y de principios del XVIII en las Landas (SW de Francia).

En zonas templadas la estabilización de las dunas se produce con distintas variedades de pinos y plantas resistentes a elevadas concentraciones de sal en el suelo y al enterramiento en la arena (Ranwell & Boar, 1986). La máxima actividad en cuanto a la fijación de las dunas se produce en el siglo XIX (SW de Francia, Escocia y España). De hecho, en España los primeros intentos de estabilización de dunas se realizaron en Doñana en 1737 y tuvieron continuidad a partir de 1850, empleándose pinos piñoneros (Granados *et al.*, 1984, 1988). En tierras valencianas las dunas de Guardamar (Fig. 12) fueron fijadas en 1906

mediante la plantación de pinos y eucaliptos para evitar que las dunas invadieran la población (Sanjaume, 1985). Otro interesante ejemplo de evolución es el observado en las dunas del Macizo de Begur (Costa Brava). Aquí se pasó de un dominio de arenas móviles de tonalidades amarillentas a un paisaje de tonos verde oscuro dominado por una masa forestal de uso turístico (Pintó *et al.*, 1997).

Figura 11. Dunas de Komagvaer en las costas árticas de la península de Varanger (Noruega).

La escasa o nula apreciación social que las dunas han tenido a lo largo de la historia (tradicionalmente han sido consideradas como eriales o espacios improductivos, cuando no directamente insalubres) ha permitido que muchas zonas dunares fueran literalmente eliminadas. Así, en la restinga interna situada entre la desembocadura del río Xúquer y la desembocadura del río Vaca, al sur de Cullera (Valencia), se localizan campos de naranjos que se ubican sobre depósitos dunares subactuales, como han demostrado los análisis sedimentológicos realizados en la zona. Morfológicamente la duna no se aprecia, aunque un análisis detallado de la configuración topográfica de la zona (Fig. 13) evidencia la existencia de llamativas sobreelevaciones del terreno, relacionadas con la antigua morfología dunar (Sanjaume & Pardo, 2003).

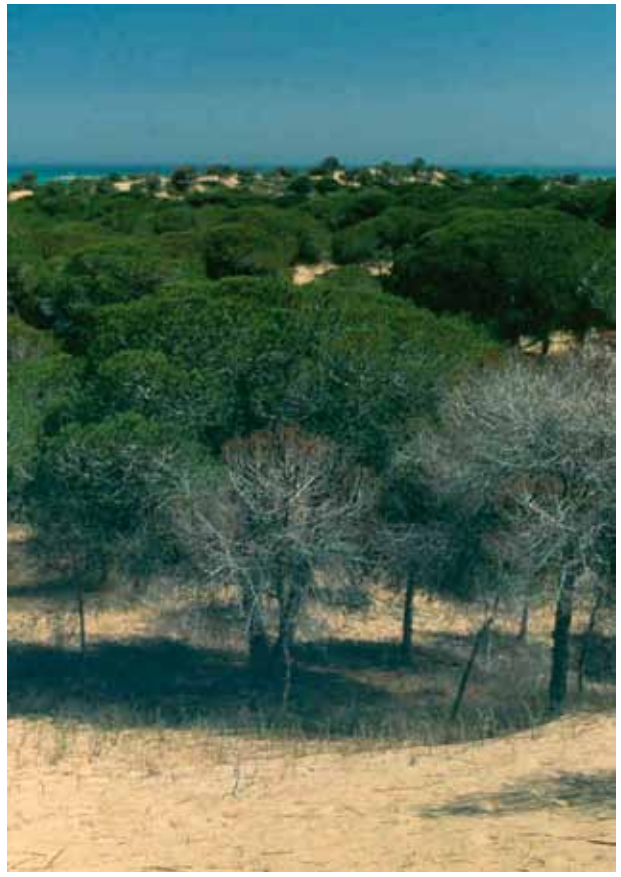


Figura 12. Dunas de Guardamar.

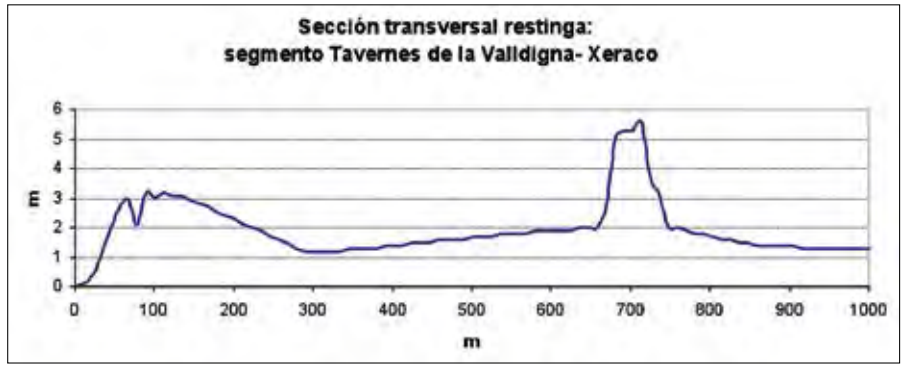


Figura 13. Sección transversal perpendicular a la orilla en la que se aprecia una súbita elevación, que en algunos lugares alcanza casi 6 m sobre el nivel marino, formado por arenas eólicas actualmente cultivadas.

Las transformaciones agrarias ocuparon no sólo las alineaciones internas sino incluso, en muchas ocasiones, la propia *foredune*. En estos casos, dada la necesidad de proteger los cultivos del viento salobre, de la penetración de las olas durante los temporales y para evitar la invasión de arena en los campos de cultivo, se hicieron motas artificiales (Fig. 14) que jugaban el mismo papel que las dunas primitivas (Sanjaume & Pardo, 1992).

Figura 14. Viñas plantadas sobre antiguas áreas dunares en el municipio valenciano de Xeraco. Para proteger los cultivos del efecto nocivo de la sal y separar el campo de la zona de playa se mantiene una pequeña mota con cañas.

En las últimas décadas, sin embargo, el mayor impacto sobre las distintas alineaciones dunares ha estado relacionado con las actuaciones urbanísticas. Son muchos los lugares de la costa mediterránea española en los que sencillamente se han arrasado las dunas para construir paseos marítimos o edificaciones de primera línea de playa. Las playas de la comarca valenciana de la Safor son un claro ejemplo (Fig. 15), pero podrían citarse muchísimos más como se ha visto a lo largo de este libro. Esta forma de actuar, introduciendo elementos rígidos dentro de la zona de intercambio sedimentario, ha provocado fuertes desestabilizaciones de las playas, lo que se ha convertido en un problema social y económico de primera magnitud.

Otro impacto particularmente importante en las dunas es el asociado con la alteración de sus ecosistemas, especialmente el vegetal. La introducción de

plantas exóticas provoca el desplazamiento de los taxones autóctonos y puede llegar a transformar la composición y la fisonomía de las formaciones vegetales preexistentes. La abusiva expansión del *Carpobrotus* sobre muchas dunas y playas arenosas sería un buen ejemplo. Se han realizado inventarios de especies neófitas en los taxones exóticos que invaden el litoral vasco y cántabro que dan idea sobre las dimensiones que alcanzan estos tipos de alteración (Cadiñanos *et al.*, 1997). En muchas ocasiones los cambios no son sólo cualitativos (variación de especies), sino también cuantitativos (densidad de la vegetación). En este sentido es muy llamativo cómo el acceso indiscriminado de la gente a pie, en bici, a caballo y, sobre todo, la motorizada (motocicletas, quads y coches) a las dunas puede provocar una reducción sustancial de la cubierta vegetal. En estas circunstancias se producen cambios significativos en la dinámica de evolución, facilitando la movilización de mayor volumen de arena y favoreciendo la génesis y desarrollo de *blowouts*. Por otra parte, la permisividad en la utilización de las áreas inmediatas a las dunas como zonas de aparcamiento provocaría cambios en la vegetación que tendrían las mismas consecuencias.

Figura 15. Ejemplo de construcción de un paseo marítimo sobre las alineaciones dunares y los efectos de la rigidización. Fotografía tomada en la playa de Bellreguard (Valencia) en 1991.

En otros ámbitos, por ejemplo en Holanda, las dunas (gracias a la porosidad de sus sedimentos y a la escasa evaporación que se produce en esta costa) recargan

los acuíferos de los que se deriva el agua potable. En este caso la desaparición de las dunas, además del impacto ecológico, supone una pérdida de almacenamiento de agua. El amplio sistema dunar situado entre Liverpool y Southport (Inglaterra) sería un buen ejemplo de erosión de las dunas por acciones directas tales como: construcción de una vía de ferrocarril, carreteras, industrias, campos de golf, un aeropuerto y edificaciones (Doody, 1989). En otros casos, las acciones antrópicas pueden fosilizar las dunas, o como mínimo impedir su normal dinamismo, como ocurre con la vegetación de los campos de golf. Además de todas las transformaciones mencionadas, hay otra serie de usos que producen impacto directo sobre las dunas: construcción de invernaderos; repoblación vegetal; extracción de arena de las propias dunas; pastoreo de animales domésticos o salvajes (puesto que también destruyen la vegetación); cañerías, cloacas y otras obras de infraestructura, así como los usos militares: bombas, vehículos pesados, soldados de maniobras, etc. (Ranwell & Boar, 1986; Goudie & Viles, 1997; Ley *et al.*, 2007).

3. Ejemplos de destrucción directa

Aunque la destrucción directa suele hacerse con maquinaria pesada (para urbanizar, obras de infraestructura o extracciones de arena), el campo dunar de Braunton Burrows, en North Devon, fue arrasado por acciones militares durante la II Guerra Mundial ya que era un campo de entrenamiento por el que circulaban vehículos pesados del ejército y se manejaban gran cantidad de explosivos (Kidson & Carr, 1960). Las dunas pueden ser destruidas en cuestión de horas, pero la regeneración natural (sin utilización de maquinaria pesada), al igual que la propia génesis de las dunas, es lenta.

La evolución de las alineaciones dunares o de los campos de dunas que han experimentado procesos de degradación es muy distinta:

En muchos casos la destrucción es irreversible, puesto que han sido arrasados y se ha construido por encima de las dunas preexistentes. Los ejemplos son numerosos como ha quedado patente en anteriores capítulos de este libro. Así, las dunas de la Bahía de Palma y de la Bahía de Alcudia (Baleares); las dunas del istmo de Guanarteme en Las Palmas de Gran Canaria; las del campo de dunas de la Devesa del Saler; las del Mar Menor de Murcia, al igual que muchas dunas en las costas de Almería, Málaga y Cádiz han desaparecido bajo los efectos de la urbanización, sin posibilidad de regeneración. Aunque en proporciones algo inferiores, el fenómeno también es conocido en las costas del Cantábrico (Gijón, Ribadesella, Laredo, Zarauz, Bilbao, etc.).

En otros casos, las dunas degradadas han experimentado proyectos de regeneración forzada mediante actuaciones antrópicas (Fig. 16). La metodología

utilizada para las regeneraciones de los sistemas dunares arrasados o sumamente degradados es variada como puede comprobarse en los capítulos 25 y 26 de este mismo libro. Hay algunos ejemplos en las playas cantábricas y en las mediterráneas. En las dunas de la Devesa del Saler, la Oficina Técnica Devesa-Albufera ha acumulado una gran experiencia en sistemas de regeneración, como se verá más adelante. En todo caso, las múltiples experiencias de restauración están permitiendo disponer de un bagaje de conocimiento tanto teórico como aplicado orientado a la restauración de los paisajes dunares costeros (Ley *et al.*, 2007).

Finalmente, son muy pocos los campos arrasados que han podido experimentar una regeneración completamente natural después de su arrasamiento. Esto es lo que ha ocurrido en una pequeña parte de la Devesa del Saler, la zona de la Punta, que ha sido un laboratorio natural en el que se ha podido investigar la recuperación y evolución de las dunas en una costa con tendencias erosivas inducidas por acción antrópica. Los resultados obtenidos en el análisis y seguimiento de la evolución que han tenido las dunas de neoformación de este tramo ya han sido expuestos en el capítulo dedicado a las dunas de la costa valenciana, por lo que no vamos a insistir en el tema.

Figura 16. Dunas regeneradas por la Oficina Técnica Devesa-Albufera en el campo de dunas del Saler (Valencia).

4. Ejemplo de degradación dunar por causas indirectas

Ejemplos de degradaciones dunares por causas indirectas hay en todas las costas españolas, pero no en todas ellas se han podido cuantificar a lo largo de un periodo de casi 40 años. Gracias a los trabajos realizados en el sector meridional del óvalo de Valencia desde los años 70 hasta la actualidad (Sanjaume, 1974, 1985, 1988; Pardo, 1991; Sanjaume & Pardo, 2003, 2008) se han podido conocer las tasas y tendencias de cambio experimentadas por la costa del Golfo de Valencia, y cómo estos cambios han afectado a las dunas en sectores costeros que no presentan acciones antrópicas directas, como es el sector entre Gandía y Denia, donde se encuentran las dunas de Pego-Oliva (Valencia).

La evolución de la línea de costa del tramo meridional del óvalo valenciano entre 1957 y 1990 muestra predominio de la acumulación, con una tendencia positiva de 0,36 m/año. Sin embargo, para el periodo 1990-2006 la tendencia es negativa (-0,04 m/año, por término medio). Es un cambio muy significativo con respecto a la tendencia anterior y respecto a toda la acumulación producida en época histórica. La tendencia negativa destacaría todavía más si no fuera por los numerosos proyectos de regeneraciones artificiales de playa que se han producido durante los últimos años y que deben haber enmascarado las pérdidas, impidiendo que la tendencia negativa sea mucho más marcada. Por otra parte, se constata que debido a las obras de regeneración mencionadas anteriormente, tramos costeros que debían presentar claros signos de recesión como, por ejemplo, al sur de obras portuarias, canalizaciones y espigones, presentan tendencias estables o, incluso, positivas. Pero, quizá lo más interesante, y también más preocupante, es que la tendencia negativa más reciente no está asociada a un elemento puntual o local bien definido (Sanjaume & Pardo, 2008).

Para el estudio de las dunas de Oliva (Valencia) se elaboró un MDE con la información obtenida de la cartografía digital de 1998 a escala 1:1000. Se contó, además, con los datos LIDAR del municipio de Oliva de finales de 2004 (resolución = 1m), así como de un levantamiento topográfico, realizado con un sistema GPS-RTK, a finales de julio del 2007. Después se han comparado los MDE de distintas fechas.

De este estudio se deduce que entre 1998 y 2004 se ha producido: I) una disminución significativa de la cota media del conjunto del sector; II) un retroceso generalizado del escarpe de la primera alineación dunar (de hasta 15 m), más importante en unos lugares que en otros; III) un aumento de la sinuosidad del escarpe; y IV) un incremento de la pendiente media del escarpe. Todo ello sugiere el incremento de la erosión de las dunas y el retroceso del frente dunar

(Fig. 17). Entre 2004 y 2007 son también muchos los lugares en los que el escarpe dunar ha retrocedido, lo que ya no sería achacable al impacto del temporal de noviembre de 2001. Este hecho es particularmente interesante si tenemos en cuenta que se produce en una zona que ha sido históricamente acumulativa (Sanjaume & Pardo, 2008).

Figura 17. Modelo de cambios entre 1998 y 2004 en las dunas de Oliva (Sector I).

La similitud y coherencia entre los resultados obtenidos a partir de fuentes y metodologías distintas (sedimentología, estudio de la línea de costa y estudio de las dunas) indican una clara tendencia recesiva en espacios históricamente progradantes (Sanjaume & Pardo-Pascual, 2008). Otra conclusión, a nuestro juicio relevante, es la constatación de que incluso las zonas que no han experimentado, durante las últimas décadas, una antropización directa presentan en la actualidad una tendencia ligeramente erosiva, como ocurre en los sectores de Miramar, Piles y Oliva, por el déficit de sedimentos existente en toda la célula sedimentaria. Por tanto, las dunas pueden verse altamente degradadas sin tener impactos antrópicos directos en sus inmediaciones.

5. Conclusiones

Históricamente los sistemas dunares costeros han sido minusvalorados por considerarse espacios poco útiles. Por este motivo, se contemplaron más como un problema (su avance podía amenazar espacios considerados más valiosos) que como un recurso a conservar. Actualmente, sin embargo, se reconoce la singularidad ecológica de las dunas costeras (lo que les confiere un indudable interés *per se*), así como el papel destacado que ejercen en la dinámica y equilibrio sedimentario de las playas. Por esta razón las dunas costeras han adquirido, en las últimas décadas, un valor social indudable que ha quedado plasmado, incluso, en la legislación básica que regula la gestión de espacios costeros. La contrapartida negativa de este interés social por las dunas ha sido el sustancial incremento de presión antrópica que experimentan. Se asiste, pues, a la paradoja de que las dunas son espacios cada vez más valorados pero que al mismo tiempo están cada vez en mayor riesgo.

En este capítulo se ha intentado reflejar cómo las dunas costeras han ido sufriendo, directa o indirectamente, intervenciones muy diversas que han provocando alteraciones, degradaciones y, en muchos casos, su desaparición. Desde nuestra perspectiva esta es una dinámica inaceptable, que necesariamente ha de ser modificada, ya que de lo contrario habrá que asumir que son además nuestras playas las que están en grave riesgo, con el impacto social, económico y ecológico que ello implica. Por este motivo pensamos que se deberían plantear al menos tres retos:

El primero, y más ineludible, es proteger lo que todavía existe. No se trata únicamente de establecer protocolos legales, que también son necesarios, sino de forzar usos sociales más sostenibles de estos espacios. Habría que: impedir, por ejemplo, el paso indiscriminado, a pie o de forma motorizada, por los espacios dunares; vigilar el mantenimiento de los ecosistemas; limitar la penetración de especies invasoras, etc. Para conseguirlo habrá que utilizar tanto medidas expeditivas como acciones pedagógicas que ayuden a entender la necesidad de conservar estos ecosistemas.

El segundo reto es regenerar, siempre que sea posible, las alineaciones dunares degradadas o destruidas, sobre todo allí donde la dinámica natural sea más favorable. Los avances logrados durante las últimas décadas en las técnicas de restauración dunar permiten ser optimistas respecto al éxito que tienen este tipo de intervenciones. Sería conveniente, además, que los proyectos futuros de regeneración de playas incluyeran acciones de recuperación de las dunas, ya que de este modo se conseguiría una mayor duración del tiempo de residencia de las arenas en las playas regeneradas.

El tercer reto sería conseguir un sistema de monitoreo unificado en los parámetros a observar (datos meteorológicos, trampas de sedimentos, topografías detalladas, etc.), que debería establecerse en red a lo largo de todas las costas españolas. Con los datos obtenidos se podría realizar un diagnóstico sobre el estado de las playas y dunas españolas y, con posterioridad, se verificaría la eficiencia de las medidas que se hubieran ido adoptando, con lo que en el futuro se podrían priorizar las distintas actuaciones que ofrecieran mayor grado de solvencia.

Por último, entendemos que todo esto podría llevarse a término si socialmente existiera un consenso básico sobre la importancia de las dunas. Es imperativo lograr modificar la percepción, todavía dominante en muchos ciudadanos, de que las dunas son un espacio inútil o incluso molesto, y conseguir que se perciban no sólo como espacios que contienen ecosistemas únicos sino que, además, son el principal garante de la pervivencia de nuestras playas.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en parte gracias a las ayudas de los proyectos CGL2009-14220-C02-01 y CGL2009-14220-C02-02 (subprograma BTE).

Referencias

Asensi, M. & Servera, J. (2004). Aproximació a la quantificació de la pèrdua de sediment de platja amb la retirada mecánica de les vermes vegetals de *Posidonia oceánica*. En: *IV Jornades de Medi Ambient a les Illes Balears* (Pons, X., ed.), Societat Història Natural de Balears, Palma de Mallorca, 87-91.

Bruun, P.M. (1985). *Design and Construction of Mounds for Breakwaters and Coastal Protection*. Elsevier, Amsterdam, 347 pp.

Cadiñanos, J.A., Campos, J.A., García Codrón, J.C., Lozano, O. & Meaza, G. (1997). Incidencia de la flora neófita en el litoral cantábrico. *Actas XV Congreso de Geógrafos Españoles (Santiago de Compostela)*, vol. I, 63-72.

Caputo, C., Alessandro, L., La Monica, G.B., Landini, B. & Lupia Palieri, E. (1991). Present erosion and dynamics of Italian beaches. *Zeitschrift für Geomorphologie*. SB 81, 31-39.

Carter, R.W.G. (1988). *Coastal Environments*. Academic Press, London, 617 pp.

Cocco, E., Magistris, M.A. & Iacono, Y. (1994). Modificazioni dell'ambiente costiero in Campania (litorale Domitio, Golfo di Gaeta) in conseguenza delle opere umane. *Il Quaternario*, 7, 409-414.

Coltori, M. (1997). Human impact in the Holocene fluvial and coastal evolution of the Marche Region, Central Italy. *Catena*, 30, 311-335.

Dawson, A.G. (1992). *Ice Age Earth*. Routledge, London, 293 pp.

Doody, J.P. (1989). Management for nature conservation. *Proceedings Royal Society of Edimburgh*, B, 96, 247-265.

Durán, J. (1913). *La topografía Médica de Meliana*. Vives Mora, Valencia, 127 pp.

Earney, F.C.F. (1990). *Marine mineral resources*. Routledge, London, 387 pp.

French, J.R., Spencer, T. & Reed, D.J. (1995). Geomorphic response to sea level rise: existing evidence and future impacts. *Earth Surface Processes and Landforms*, 20, 1, 1-6.

Granados Corona, M., Martín Vicente, A., Fernández Alés, R. & García Novo, F. (1984). Étude diachronique d´un ecosysteme a longe échelle. La pinède de Marismillas (Parc National de Doñana).*Mélanges de la Casa de Velazquez* XX, 393-481.

Granados Corona, M., Martín Vicente, A. & García Novo, F. (1988). Long term vegetation changes on the stabilized dunes of Doñana National Park (SW Spain). *Vegetatio* 75, 73-80.

Goudie, A. (2000). *The Human Impact*. 5th Ed. Blackwell Publishers, Oxford, 511 pp.

Goudie, A. & Viles, H. (1997). *The Earth Transformed*. Blackwell Publishers, Oxford, 276 pp.

Guilcher, A. & Hallégouët, B. (1991). Coastal dunes in Brittany and their management. *Journal of Coastal Research*, 7 (2), 517-533.

Hails, J.R. (1977). *Applied Geomorphology*. Amsterdam, Elsevier, 418 pp.

Hoffman, J.S., Keyes, D. & Titus, J.G. (1986). Future global warming and sea level rise. En: *Iceland Coastal and River Symposium* (Sigbjarnason, G., ed.) Natural Energy Authority, Reykjavik, 245-266.

Houghton, J. (1997). *Global Warming.* 2nd Ed. University Press, Cambridge, 251 p.

Hotten, R.D. (1988). Sand mining on Mission Beach, San Diego, California. *Shore and Beach*, 56, 18-21.

IPCC (2007). *Cambio Climático 2007. Informe de síntesis. Contribución de los grupos de trabajo I, II y III al Cuarto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático* (Pachaur, R.K. & Reisinger, A., eds), IPCC, Suiza, 104 pp. (disponible en htpp://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/syr/ar4_syr_sp.pdf).

Kidson, C. & Carr, A.P. (1960). Dune reclamation at Braunton Burrows, Devon. *The Chartered Surveyor*, 1960, 3-8.

Lamb, S. & Sington, D. (1998). *Earth Story*. BBC Books, London, 240 pp.

Ley, C., Gallego Fernández, J.B. & Vidal Pascual, C. (2007). *Manual de restauración de dunas costeras.* Dirección General de Costas, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid (disponible en http://www.mma.es/portal/secciones/acm/aguas_marinas_litoral/zonas_costeras/tipos_litoral/sistemas_dunares/mapadunas.htm)

Lowe, J.J. & Walker, M.J.C. (1998). *Reconstructing Quaternary Environments*. Longman, Harlow , 446 pp.

Milliman, J.D. (1990). Fluvial sediment in coastal seas: flux and fate. *Nature and Resources*, 26, 12-22.

Mörner, N.A. (1980). Eustasy, and geoid changes as a function of core/mantle changes. En: *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy* (Mörner, N.A., ed.), Wiley and Sons, Chichester, 251-284.

Nakashima, L.D. & Mossa, J. (1991). Responses of natural and seawall-backed beaches to recent hurricanes on the Bayou Laforche headland, Louisiana. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 35, 239-256.

Nordstrom, K.L. (1994). Beaches and dunes of human-altered coasts. *Progress in Physical Geography*, 18, 497-516.

Oerlemans, J. (1993). Possible changes in the mass balance of the Greenland and Antarctic ice sheets and their effects on sea level. En: *Climate and Sea Level Change* (Warrick, R.A., Barrow, E.M., & Wigley, T.M.L., eds.). University Press, Cambridge, 144-162.

Pardo, J.E. (1989). Oscil·lacions del nivell de la mar al Mediterrani occidental a partir de les dades dels mareògrafs. *Cuadernos de Geografía*, 46, 107-126.

Pardo, J.E. (1991). *La erosión antrópica en el litoral valenciano*. Generalitat Valenciana, Valencia, 240 pp.

Paskoff, R. (1993). *Côtes en danger*. Masson, Paris, 250 pp.

Pintó, J., Panareda, J.M., Mas, R. & Carbó, S. (1997). Evolución del paisaje dunar en el macizo del Begur (Costa Brava). *Actas XV Congreso de Geógrafos Españoles (Santiago de Compostela)*, vol. I, 221-234.

Pirazzoli, P.A. (1986). Secular trends in relative sea level (RSL) changes indicated by tide-gauges records. *Journal of Coastal Research*, 1, 1-26.

Pirazzoli, P.A. (1993). Global sea-level changes and their measurement. *Global and Planetary Change*, 8, 135-148.

Psuty, N.P. & Ofiara,D.D. (2002). *Coastal Hazard Management*. Rutgers University Press, New Brunswick, NJ,429 pp.

Pye, K. (1983). Formation and history of Queensland coastal dunes. *Zeitschrift für Geomorphologie*, SB 45, 175-204.

Ranwell, D.S. & Boar, R. (1986). *Coast Dune Management Guide*. Institute of Terrestrial Ecology, Monks Wood, 105 pp.

Ricketts, P. & Andries, D. (1986). Management of sand and gravel extraction in Nova Scotia, Canada. *Thalassas*, 4, 1, 97-107.

Roig, F.X., Rodríguez-Perea, A., Martín-Prieto, J.A. & Comas, E. (2004). Primeres estimacions en taxes de pèrdua sedimentària dels sistemes platja-duna per la retirada de vermes de *Posidonia oceánica*. En: *IV Jornades de Medi Ambient a les Illes Balears* (Pons, X., ed.), Societat Història Natural de Balears, Palma de Mallorca, 82-83.

Sanjaume, E. (1974). El cordón litoral de la Albufera de Valencia: Estudio sedimentológico, *Cuadernos de Geografía*, 14, 61-96.

Sanjaume, E. (1985). *Las costas valencianas*. Servicio Publicaciones Universidad de Valencia, Valencia, 505 pp.

Sanjaume, E. (1988). The dunes of Saler, Valencia, Spain. *Journal of Coastal Research*, SI 3, 63-70.

Sanjaume, E. & Pardo, J.E. (1991). The possible influence of sea level rise on the precarious dunes of Devesa del Saler Beach, Valencia, Spain. *Landscape Ecology*, 6, 1/2, 57-64.

Sanjaume, E. & Pardo, J.E. (1992). The dunes of the Valencian coast (Spain): Past and present. En: *Coastal dunes*, (Carter, R.W.G., Curtis, T.G.F. & Sheehy-Skeffington, M.J., eds.), Balkema, Rotterdam, 475-486.

Sanjaume, E. & Pardo, J.E. (2003). Características sedimentológicas y morfológicas de los espacios costeros de transición situados al sur de la desembocadura del Xúquer, *Cuadernos de Geografía*, 73/74, 183-206.

Sanjaume, E. & Pardo, J.E. (2005). Erosion by human impact on the Valencian coastline. *Journal of Coastal Research*, SI 49, 76-82.

Sanjaume, E. & Pardo-Pascual, J.E. (2008). Cambios de tendencias recientes en la evolución costera del golfo de Valencia: análisis espaciales y sedimentológicos. En: *Actas de las Jornadas Técnicas: Las nuevas técnicas de Información Geográfica al servicio de la gestión de zonas costeras: análisis de la evolución de playas y dunas* (Pardo-Pascual, J.E. & Ruiz-Fernández, L.A., eds.). Universidad Politécnica de Valencia. Valencia, Publicación electrónica. ISBN: 978-84-8363-336-6.

Sanjaume, E., Rosselló, V.M., Pardo, J.E., Carmona, P., Segura, F. & López, M.J. (1996). Recent coastal changes in the Gulf of Valencia (Spain). *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 102, 95-118.

Sanjaume, E. & Tolgensbakk J. (2005). Formas de playa en las costas árticas de la península de Varanger. En: *Tendencias actuales en Geomorfología Litoral* (Hernandez, L., Alonso, I., Mangas, J. & Yanes, A., eds.). 37-41, Universidad de las Palmas, Las Palmas, 289 pp.

Senciales, J.M. & Malvárez, G.C. (2002). La desembocadura del Río Vélez (Provincia de Málaga, España). Evolución reciente de un delta. *Cuaternario y Geomorfología*, 17 (1-2), 47-61.

Servera, J., Martín-Prieto, J.A. & Rodríguez-Perea, A. (2000). Forma y dinámica de las acumulaciones de hojas de *Posidonia oceánica*. Su papel como elemento protector de la playa subaérea. En: *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del tercer milenio*. (Pérez-González, A., Vegas, J. & Machado, I., eds.), Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, Madrid, 363-369.

Servera, J., Rodríguez-Perea, A. & Martín-Prieto, J.A. (2007). El sistema playa-duna de Es Trenc (Bahía de Campos). En: *Geomorfología litoral. Migjorn y Llevant de Mallorca* (Fornós, J., Ginés, J. & Gómez-Pujol, Ll., eds.), Monográfic de la Societat Història Natural de Balears, Palma de Mallorca, 15, 105-124.

Sestini, G. (1992). Implications of climatic changes for the Po delta and Venice lagoon. En: *Climatic Change and the Mediterranean* (Jeftic, L., Milliman, J.F. & Sestini, G., eds.). Edward Arnold, London, 424-494.

Shackleton, N.J. (1987). Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, 6, 183-190.

Shackleton, N.J. & Opdyke, N.D. (1976). Oxygen Isotope and Palaeomagnetic Stratigraphy of Pacific Core V28-239, Late Pliocene to Late Holocene. *Geological Society of America Memoirs*, 145, 449-464.

Short, A.D. (1992). Beach systems of the central Netherlands coast: processes, morphology and structural impacts in a storm driven multi-bar system. *Marine Geology*, 107, 103-137.

Vilar, J. (1934). *Proyecto de defensa de la playa desde la desembocadura del río Turia al Perellonet*. Valencia: Archivo Puerto de Valencia. Inédito.

Viles, H. & Spencer, T. (1995). *Coastal problems*. Arnold, London, 350 pp.

Walker, H.J. & Mossa, J. (1986). Human modification of the shoreline of Japan. *Physical Geography*, 7, 116-139.

Warrick, R.A. & Farmer, G. (1990). The greenhouse effect, climatic change and rising sea level – implicationsfor development. *Transactions Institute of British Geographers*, 15, 5-20.

Watson, R.T., Zinyowera, M.C. & Moss, R.H. (1996). *Climate Change 1995 – Impacts, Adaptations and Mitigation of Climate Change: Scientific-Technical Analyses.* Contribution of Working Group II to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. University Press, Cambridge, 878 pp.

Wigley, T.M.L. & Raper, S.C.B. (1992). Implications for climate and sea level of revised IPCC emissions scenarios. *Nature*, 357, 293-300.

Wigley, T.M.L. & Raper, S.C.B. (1993). Future changes in global mean temperature and sea level. En: *Climate and Sea Level Change* (Warrick, R.A., Barrow, E.M. & Wigley, T.M.L., eds.). University Press, Cambridge, 111-133.

Williams, M., Dunkerley, D., Decker, P., Kershaw, P. & Chappell, J. (1998). *Quaternary Environments*. Arnold, London, 329 pp.

25. Métodos generales de restauración de sistemas dunares

C. Ley de Seoane[1], M. Navarro Pons[2] y J. J. Muñoz Pérez[2]

1. Introducción

Las dunas costeras representan, desde el punto de vista funcional, las reservas de arena de las playas; es decir, las zonas donde durante los episodios extremos, como los grandes temporales, los tsunamis o las mareas excepcionales, el mar toma la arena y los materiales que necesita para que el perfil transversal de la playa se acomode a las condiciones más duras de la energía incidente del oleaje (Gómez Pina *et al.*, 2007; Ley *et al.*, 2007).

Sin embargo, cuando se produce el encuentro entre el hombre y un territorio, v.g. las dunas costeras, los sistemas naturales son alterados, variando el grado de perturbación desde casi imperceptible a catastrófico (Carter, 1995). La destrucción y fragmentación de los sistemas dunares costeros han conducido a la pérdida de un buen número de hábitats costeros (playas, dunas, humedales) y al incremento del número de especies de organismos amenazados.

Afortunadamente, los ecosistemas dunares degradados pueden recuperarse mediante la restauración ecológica. Los proyectos de restauración de dunas se inician con un estudio detallado de su evolución a lo largo de las últimas décadas (Avis, 1989; Gadgil & Ede, 1998; Hardaway *et al.,* 2002; Qiu *et al.*, 2004; Levin & Ben-Dor, 2004; Tsoar, 2005; Gómez-Pina *et al.*, 2006, etc.). El diseño se hace en función del posterior uso que vaya a recibir la zona restaurada. Actualmente, países como Israel, Holanda o Dinamarca, presentan algunos sistemas dunares especialmente inactivos (Kutiel *et al.*, 2000; Clemmensen & Murria, 2006; Arens *et al.*, 2007), lo que conlleva a una disminución de la biodiversidad en esos ambientes. Sin embargo, en otras zonas de Europa, la actividad urbanística y turística representa una de las principales causas de la degradación o destrucción de la mayor parte de los ecosistemas dunares (European Environ-

1. Ecología Litoral S.L., c/ Rodríguez San Pedro, 2, 3º, of. 305, 28015 Madrid. *cley@ecologialitoral.es*

2. Demarcación de Costas Andalucía Atlántico, Ministerio de Medio Ambiente, Medio Rural y Marino. c/ Marianista Cubillo, 7, 11071 Cádiz. *marina.navarro@uca.es; juanjose.munoz@uca.es*

mental Agency, 2006). En España, concretamente, las causas de degradación son múltiples. Algunos ejemplos recopilados por Gómez-Pina *et al.* (2002) son el desarrollo turístico masivo, la extracción de áridos, la interrupción de la deriva litoral, la presión recreativa dunar, el pisoteo humano, la circulación de vehículos, aparcamientos y viales, actividades agrícolas y deforestación, vertederos, obras civiles y militares, etc. (Figs. 1 y 2).

Figura 1. Sistema dunar en avanzado estado de degradación por presión de visitantes.

Figura 2. La urbanización de los sistemas dunares ha sido una práctica habitual en los últimos 50 años.

Generalmente, en estos estudios de restauración se desarrollan métodos y tecnologías blandas poco agresivas desde el punto de vista ambiental (Román-Sierra et al., 2004), que consisten en eliminar o limitar las causas de la degradación de estos ecosistemas, y en establecer sistemas de ayuda a los procesos naturales para lograr su recuperación. Estos métodos incluyen, por regla general, sistemas de protección y sistemas de regeneración o restauración (Coastal Engineering Manual, 2001).

2. Sistemas de protección

La afluencia masiva de visitantes a las playas, especialmente durante los meses de verano, y el pisoteo de la frágil vegetación dunar provocan su degradación. Un claro ejemplo de desestabilización dunar es el que se da en numerosos sistemas dunares mediterráneos (Van der Meulen & Salman, 1996). Para evitar esta situación, son necesarios cerramientos de zonas sensibles, la construcción de pasarelas peatonales de acceso a la playa, para canalizar el flujo de visitantes, así como campañas de información al público, por medio de carteles u otros sistemas de información, pues se considera imprescindible la colaboración ciudadana ante este tipo de obras (Ramírez *et al.*, 1998).

2.1. Protección mediante vallados

Existen muchos tipos de cerramiento para proteger los cordones dunares, en función de la presión de visitantes que soporta y de la estética que se pretenda conseguir, pero los más efectivos son los que evitan el paso de al menos el 90% de los usuarios que entraban antes de cerrar el paso (Gallego Fernández *et al.*, 2003). Ejemplos de cerramientos se muestran en las figuras 3, 4 y 5. En zonas de mucho uso, para evitar conflictos con los intereses de los bañistas es aconsejable evitar el cierre de áreas demasiado extensas, dejando pasillos.

Dado que la formación de las dunas tiene lugar desde el mar hacia el interior, es en esa franja donde la protección debe ser más efectiva. Debería incluirse, siempre que sea posible, además de la zona activa (dunas primarias y secundarias), la zona alta de la playa donde se desarrolla un tipo de vegetación más adaptada a las condiciones impuestas por su cercanía al mar.

Un problema frecuente en los cerramientos, y en especial los que se realizan en las zonas más móviles (por cercanía al mar o por la inestabilidad del substrato con respecto al viento), es su enterramiento o su descalce. Es muy importante tener en cuenta este aspecto en los planes de mantenimiento de las áreas dunares restauradas, pues, en caso contrario, resultan ineficaces.

La distancia entre el cerramiento y el cordón dunar es también variable. En zonas de acreción, y en previsión de un avance de la duna hacia el mar, esta distancia debe ser mayor, mientras que si se trata de zonas erosivas, la distancia puede ser menor, y más condicionada por los problemas que pudiera causar el oleaje.

Figura 3. Cerramientos de postes de madera y malla metálica dejando pasillos para el tránsito.

Figura 4. Cerramiento de postes y cuerda, menos eficaz que el de malla.

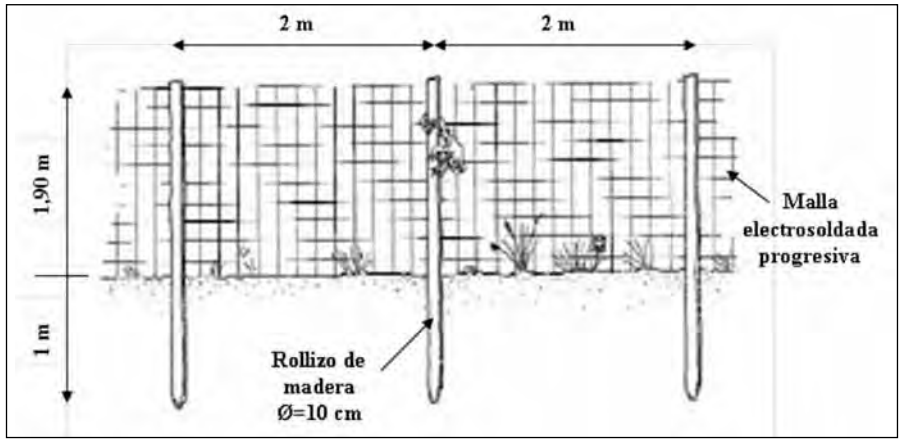


Figura 5. Esquema de la ubicación de un cerramiento de poste de madera y malla.

2.2. Pasarelas de acceso público

En zonas de paso, para evitar el pisoteo es recomendable la colocación de pasarelas transversales a ambos lados del cordón dunar.

2.2.1. Ubicación

Las pasarelas son generalmente bien aceptadas por la sociedad. No obstante, en el diseño del trazado se debe tener en cuenta tanto la protección de la duna, como la utilidad para el transeúnte.

Como norma general, las pasarelas de protección suelen conducir a los usuarios desde el interior hasta la playa, cruzando el sistema dunar (Fig. 6). Deben ser sobreelevadas para reducir el efecto negativo de las estructuras frente a la dinámica eólica de transporte y permitir una cobertura vegetal suficiente. Se recomienda una altura mínima de un metro y máxima de dos. Mayores sobreelevaciones implican problemas de diseño y elevado impacto visual.

Un error que se suele cometer en el trazado de las pasarelas es el de atravesar el cordón dunar aprovechando un pasillo de deflación. Muchas veces se actúa así con el intento de dañar lo mínimo la vegetación. Sin embargo, de ese modo, no se podrá restaurar dicho pasillo (Fig. 7).

2.2.2. Dimensiones

Las dimensiones de las pasarelas se establecen en función del carácter de la zona (playa urbana o natural), de los valores paisajísticos y naturales que posea, de la densidad de usuarios que las cruzan, de la necesidad de protección del sistema dunar, etc.

En general, dado que en la mayoría de las zonas urbanas los sistemas dunares han desaparecido, los que hoy todavía persisten se sitúan en zonas más o menos naturales, donde la afluencia de público no es tan masiva. En estos casos, son suficientes anchuras de entre 1,20 y 2,50 m (Fig. 8).

Figura 6. Pasarela de acceso a la playa a través del sistema dunar.

Figura 7. Ubicación correcta de una pasarela, a un lado del pasillo de deflación.

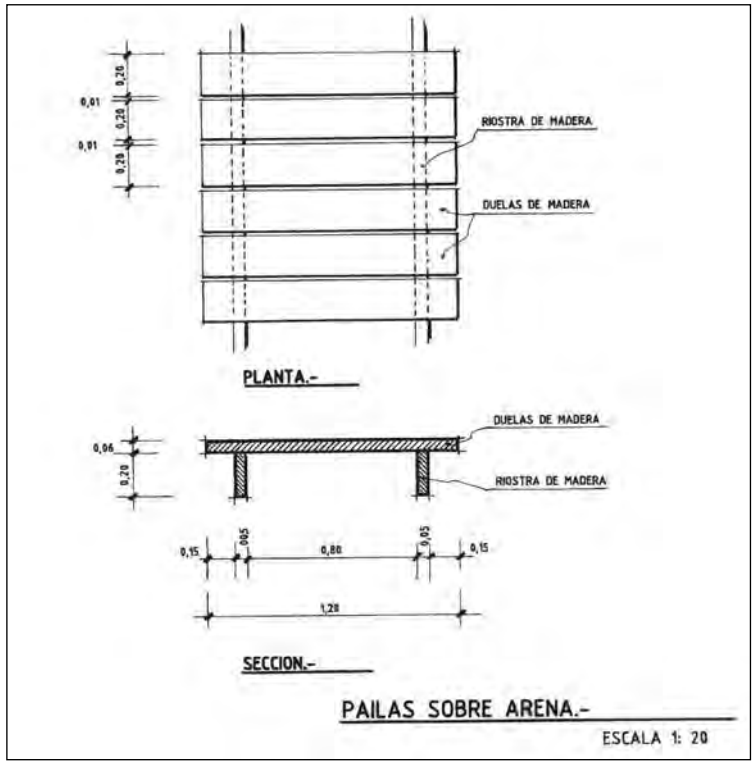


Figura 8. Esquema de una pasarela de madera.

2.3. Sistemas de comunicación y cartelería

El ciudadano no suele tener conciencia del daño que está produciendo en la duna cuando la cruza. Por lo tanto, en este tipo de actuaciones, se considera muy importante informar a los usuarios acerca de las características y la problemática del ecosistema dunar y de las inversiones que se están realizando para regenerar el mismo (Fig. 9). Se persigue así hacer partícipe al ciudadano y conseguir su colaboración para el cuidado de este tipo de obras (Barragán, 2003).

Figura 9. Contenido de un cartel sobre restauración de dunas

3. Sistemas de regeneración

Entre los sistemas de regeneración se encuentran la instalación de captadores pasivos de arena y la revegetación con plantas dunares (Coastal Engineering Manual, 2001).

Los materiales utilizados para la construcción de captadores de arena son de origen natural o artificial. Los de origen natural presentan la ventaja de ser biodegradables, con lo que posteriormente no hay que retirarlos, mientras que los de origen artificial, principalmente plásticos, deben ser eliminados una vez concluida su función acumuladora de arena.

3.1. Reconstrucción morfológica

La reconstrucción de la duna se realiza en zonas donde el cordón dunar ha sido eliminado total o parcialmente o bien está fragmentado por incisiones, ocasionadas muy frecuentemente por la circulación de personas. También se puede efectuar en zonas donde antes no existía, como protección de zonas interiores frente a la acción del mar.

Según Gallego Fernández *et al.* (2003), la morfología de los sistemas dunares suele ser de tipo cordón longitudinal con una estructura de la vegetación continua que interrumpe el acceso natural de los usuarios a la playa. Por ello es frecuente la aparición de caminos a través del cordón. Como el sustrato dunar es

muy suelto y no existe apenas vegetación que lo retenga, el viento erosiona estos pasillos y transporta la arena hacia el interior, dando lugar a unos taludes laterales muy inestables. Los pasillos se van ensanchando por efecto del viento y el pisoteo hasta quedar el cordón dunar fragmentado (Fig. 10) o, incluso reducido a montículos más o menos separados entre sí, que sufren una erosión muy fuerte y, al final, si este proceso continúa, terminan desapareciendo.

En estos casos, la restauración de la duna se inicia mediante la reconstrucción topográfica del cordón adoptando una morfología lo más parecida a la que existía primitivamente, o a la de sistemas dunares análogos situados en los alrededores (Fig. 11). La metodología más utilizada consiste en sistemas pasivos de captación de arenas. Se sustituye así la función que de forma natural ejerce la vegetación pionera en la formación de dunas.

Figura 10. Cordón dunar fragmentado. Detalle de un fragmento.

Figura 11. Sistema dunar restaurado.

En otros casos, cuando el sistema dunar está muy degradado se puede recurrir a movimientos de tierras mediante maquinaria. Este método se utiliza preferentemente para reconstruir cordones dunares arrasados por temporales excepcionales y para cerrar los pasillos de deflación y brechas existentes. En estos casos, se deberá actuar desde la zona de la playa evitando penetrar en zonas con vegetación. Se rellenan los pasillos de deflación con arena recogida de zonas cercanas de la playa, utilizando maquinaria apropiada para evitar dañar la vegetación (retroexcavadora, cinta transportadora, etc.), hasta lograr una morfología uniforme.

3.1.1. Captadores de arena

Los captadores de arena son empalizadas normalmente de ramas muertas de plantas (mimbre, cañas, matorrales, etc.), tablas de madera (tablestacados)

u otros materiales (redes de plástico, etc.). Su función es reducir la velocidad del viento por fricción y, con ello disminuir la carga de arena transportada, consiguiendo la acumulación de arena y aumentando el volumen del depósito (Fig. 12). Estos sistemas contrarrestan la erosión eólica y aportan una mayor estabilidad al depósito arenoso. La eficiencia en la acumulación de arenas y la morfología de las dunas así formadas depende de muchos factores. Por una parte, obedece al tipo de sistema de captación (porosidad, altura, inclinación, distancia entre filas de captadores y número de filas de captadores) y por otra, a las características de la zona donde se sitúan (la superficie de arena seca susceptible de ser transportada, la velocidad del viento, y características topográficas y del sedimento movilizado). En general, los captadores porosos son más efectivos que los sólidos ya que estos últimos producen depósitos menos estables y pueden provocar turbulencias. Savage & Woodhouse (1968) aconsejaron que los captadores tuvieran un 50% de porosidad.

La situación de los captadores sobre el terreno depende del objetivo perseguido y de la dinámica natural del sistema. En tramos costeros con una dinámica sedimentaria estable o progradante se sitúan sobre lo que correspondería a la zona de dunas embrionarias o en posición adelantada. En tramos costeros regresivos, se ubican detrás. En la figura 13 se muestra un esquema de su colocación.

El uso de captadores pasivos de arenas está ampliamente extendido debido a su relativo bajo coste, la facilidad de construcción y su eficiencia en la formación de depósitos arenosos. Existen dos tipos de captadores, de acuerdo con su emplazamiento y los objetivos perseguidos: los estructurales y los de apoyo a las plantaciones.

3.1.1.1. Captadores estructurales

Consisten en líneas de captadores cuyo papel principal es la formación un cordón dunar en zonas donde éste ha desaparecido o se quiere construir uno nuevo. Están constituidos por bandas de un número variable de filas continuas de empalizadas, hincadas verticalmente en el suelo y paralelas entre ellas. La distancia entre las filas es menor en la zona central con el objeto de conseguir mayor sedimentación de arena en esa zona y obtener un perfil similar al que presentan los cordones dunares en estado natural. Las filas deben colocarse perpendiculares a los vientos dominantes para obtener una mayor eficiencia en la captación de arena.

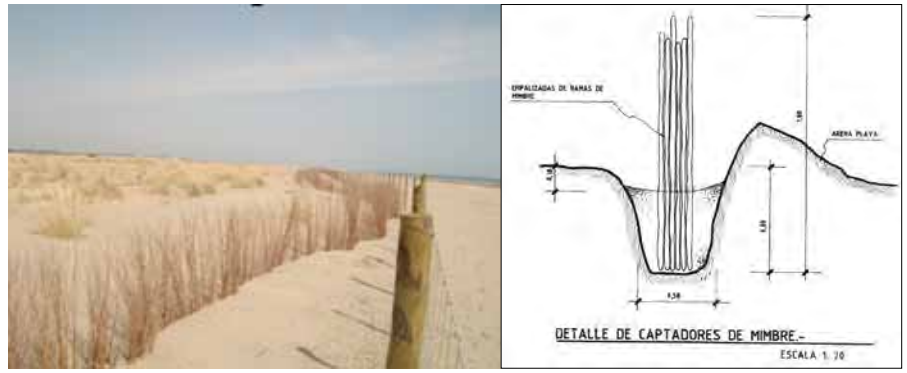


Figura 12. Captadores de arena fabricados con mimbre seco.

Figura 13. Esquema de la ubicación de un captador de mimbre.

3.1.1.2. Captadores de apoyo a las plantaciones

Los captadores de apoyo se utilizan en zonas donde el cordón dunar no está totalmente degradado y se instalan entre la vegetación natural o entre las plantaciones. Su principal objetivo es la protección de las plantaciones frente a la erosión eólica y la sedimentación de arena mientras las plantas alcanzan su tamaño adulto, asumiendo posteriormente éstas la función de estabilización y fijación. Este tipo de captadores se puede utilizar también en las mismas zonas donde se han instalado los captadores estructurales, pero en una fase posterior, una vez que el nivel de arena adquiera una elevación suficiente. Se suelen disponer en filas discontinuas al tresbolillo, es decir, el vacío entre dos captadores coincide con el captador de la fila siguiente (Fig. 14). El proceso de instalación y la disposición en el terreno es el mismo que en el caso de los captadores estructurales (Gallego Fernández *et al.*, 2003).

El emplazamiento del captador determina el perfil dunar que se pretende construir. Cuando los captadores se sitúan paralelamente al pie de la duna, se recoge directamente la arena seca que procede de la playa, aumentando el volumen de la duna embrionaria. Si los captadores se sitúan en la cresta de la duna, lo que aumenta es la altura del cordón dunar.

Con captadores flexibles, como los formados por varas de mimbre, la acumulación tiene lugar a sotavento de las filas de captadores y en una anchura de ocho veces su altura, por lo cual, la distancia entre las filas debe ser aproximadamente de 8 metros. En el caso de las tablestacas, la sedimentación de la arena ocurre tanto a barlovento como a sotavento y la acumulación es mucho más irregular que en los captadores flexibles (Fig. 15).

En general, los captadores flexibles producen una acumulación más homogénea y tendida, consiguiendo una topografía mucho más aerodinámica y estable que en el caso de las tablestacas. La vegetación coloniza mucho mejor las arenas estabilizadas con captadores flexibles que con tablestacas. Sin embargo éstas son más útiles para la formación de depósitos provisionales en la playa seca, para evitar la entrada del mar en mareas vivas o temporales.

Figura 14. Captadores construidos con espartina.

Figura 15. Captadores formados por tablestacas.

Cuando los captadores de arenas quedan sepultados por la arena, es el momento de colocar encima del depósito otra línea de captadores si se quiere recrecer la duna, o bien proceder a su estabilización mediante la plantación de la vegetación dunar.

3.2. Establecimiento de la vegetación

Una vez estabilizado el cordón dunar, y como elemento fundamental en su fijación, se realizan plantaciones de especies dunares que, en estado natural, son las responsables de la formación y mantenimiento de las dunas. Esta actuación tiene por objeto devolver al sistema la cubierta vegetal que, por diversos motivos, ha desaparecido en ciertas zonas y resulta ser una de las causas de su desestabilización y de las movilizaciones masivas de la arena hacia el interior (Navarro *et al.*, 2007).

La colonización natural del cordón dunar reconstruido artificialmente es un proceso lento. Si bien la duna costera es un sistema abierto y es continua la llegada de elementos colonizadores (propágulos) desde tramos dunares cercanos, las dunas construidas se erosionarían antes de que la vegetación se instalase y ejerciese la función de estabilización. Por tanto, la revegetación se debe realizar de forma artificial mediante la plantación de especies psamófilas.

3.2.1. Selección de especies y diseño

Los cordones dunares costeros mantienen una biodiversidad relativamente baja. García Mora *et al.* (2000) efectuaron un muestreo de 55 parcelas de 250 m^2 en 300 km de la costa del Golfo de Cádiz. Se registraron un total de 55 especies vasculares pertenecientes a 49 géneros y 22 familias, siendo la riqueza específica muy heterogénea, entre 3 y 25 especies por parcela.

Si bien el objetivo de la restauración ecológica es el de devolver a un ecosistema degradado los elementos necesarios para conseguir un equilibrio dinámico similar al natural (véanse ejemplos en Gómez-Pina *et al.*, 2006), no es viable económica ni técnicamente plantear un proyecto de restauración de la cobertura vegetal contemplando la reintroducción de todas las especies que en teoría podrían componer el sistema. Por ello es preciso seleccionar un número limitado de especies. Aunque todas ellas ejercen su función dentro de este teórico equilibrio dinámico, existen algunas que ejercen un papel fundamental sobre la dinámica eólica de un cordón dunar. En las costas europeas y en concreto en las de la Península Ibérica aparecen dos especies particularmente interesantes; la grama marina (*Elymus farctus*) y el barrón (*Ammophila arenaria*) (García Mora *et al.*, 2000). La primera se desarrolla especialmente en las dunas embrionarias y la segunda sobre el primer cordón dunar. Ambas especies son gramíneas perennes, con un sistema radicular muy desarrollado, adaptadas a las condiciones ambientales del litoral, capaces de dispersarse por el viento y el agua de mar y resistentes al enterramiento por la arena. El barrón es la especie más utilizada en las regiones templadas para la estabilización de arenas (Hobbs *et al.*, 1983; Van der Laan *et al.*, 1997). Su plantación se lleva a cabo en ciertos países europeos, como Dinamarca, desde la Edad Media. El rendimiento de la plantación es de 500 a 1000 plantas por persona y día.

Para realizar las plantaciones de barrón, tradicionalmente se han utilizado plantas entresacadas del medio natural, habiéndose también ensayado con la siembra directa de las semillas en el campo, si bien requiere una cierta estabilidad del substrato arenoso, y con fragmentos de rizomas (Van der Putten & Kloosterman, 1991). No todos estos métodos tienen la misma efectividad, pues la siembra es poco viable en la práctica, debido a que la mayor parte de las plántulas mueren antes de llegar a adultas por la sequedad, enterramiento o erosión por el viento.

El método de entresaca y trasplante no es conveniente en áreas de ambiente mediterráneo, ya que la densidad de plantas es comparativamente baja y por tanto exige grandes extensiones de zonas dunares para la extracción de plantas sin causar grandes daños. Además, la producción de plantas dunares en vivero a partir de semillas es mucho mayor y mucho más rentable.

Una vez obtenidas las plantas en vivero, normalmente de 1 a 2 años de edad, se colocan manualmente, excavando un hoyo de unos 25 cm de profundidad, donde se aloja la planta, procediendo posteriormente a su tapado (Fig. 16). Conviene efectuar esta operación en arena húmeda. La planta deberá quedar enterrada unos 10 cm con respecto a su nivel original en el lugar de procedencia (Fig. 17).

Figura 16. Plantaciones de barrón. Apertura de hoyos y colocación de la planta.

Figura 17. Barrón recién plantado.

Una de las condiciones indispensables para el uso de plantas procedentes de vivero es que las semillas utilizadas para la revegetación de una zona deban proceder de la misma área geográfica, para así evitar efectos negativos como la hibridación o el mestizaje. En las figuras 18 y 19 se muestra la evolución de una plantación de barrón.

Debido a que el sistema dunar activo es un sistema abierto y que la mayoría del resto de las especies vegetales tienen mecanismos de dispersión adaptados, se puede prescindir de utilizarlas en la plantación ya que llegarán por sus propios medios. No obstante, si fuera posible técnica y económicamente, es aconsejable aumentar la biodiversidad del sistema con otras especies.

Actualmente se suelen utilizar como complemento en las restauraciones otras especies como *Eryngium maritimum, Helichrysum stoechas, Pancratium maritimum, Otanthus maritimus* y *Euphorbia paralias*, principalmente. En dunas mediterráneas y del Golfo de Cádiz también se ha ensayado con éxito con *Cakile maritima, Calystegia soldanella, Crucianella maritima, Lotus creticus, Malcolmia littorea, Medicago marina*, etc. (Ley *et al.*, 2007). Una vez restaurada la función estabilizadora de estas especies estructurales, en muy breve intervalo de tiempo se produce la colonización de otras especies dunares (Van der Laan *et al.*, 1997).

El aumento de la diversidad de especies mediante la revegetación no se debe hacer sin un estudio previo de las características de la vegetación del entorno, ya

que no todos los sistemas dunares, ni siquiera todos los tramos de un mismo sistema son igualmente ricos en especies. Además, diferencias en la disponibilidad sedimentaria y estabilidad de substrato imponen diferencias en la distribución de las diferentes especies (García Mora *et al.*, 1999).

Figura 18. Plantación de barrón al segundo año.

Figura 19. Plantación de barrón a los tres años.

Respecto al patrón espacial de plantación, en centro y norte de Europa ha sido habitual la plantación regular muy densa, ya que el objetivo principal ha sido normalmente la fijación de las dunas para evitar su avance hacia el interior, o estabilizar cordones para evitar el avance del mar. Además, estas zonas poseen un clima mucho más húmedo que el de la mayor parte de las costas españolas, lo cual permite que tengan una mayor densidad de plantas. Se debe evitar un patrón regular de plantación. Hay que adecuar la densidad de plantación a las características climáticas de cada región costera. En la práctica, en España, una densidad de entre 9 y 5 plantas por cada metro cuadrado es suficiente.

3.2.2. Época de plantación

Los momentos más adecuados para realizar las plantaciones dependen de la situación geográfica. En general las plantaciones se realizan durante el otoño e invierno, excluyendo los periodos muy fríos en las costas cantábrica y gallega. En este caso hay riesgo de perder parte de las plantas debido a las bajas temperaturas y a posibles temporales que puedan suceder. Si se planta demasiado tarde, se corre el riesgo de no dar tiempo a la nueva planta a desarrollar su nuevo sistema radical lo suficiente como para resistir los rigores del verano.

Las mejores épocas para plantar en las costas cantábricas comprenden los meses de Noviembre, Diciembre, Febrero y Marzo. En las costas andaluzas y mediterráneas el periodo óptimo de plantación es desde la segunda quincena de

Noviembre hasta finales de Febrero (Ley *et al.*, 2007). Estas fechas dependen, lógicamente, de la meteorología reinante y se deben ajustar a las condiciones del momento. En los otoños prematuros y húmedos la plantación se puede adelantar, y en los periodos secos se debe retrasar.

En cuanto a las condiciones meteorológicas en el momento de la plantación, se deben evitar momentos de máxima luminosidad solar (horas centrales del día) y situaciones de viento fuerte. Las mejores condiciones climáticas son las de cielo cubierto con humedad ambiental y humedad en el suelo, aspecto que por otra parte ayuda mucho en el proceso de apertura de hoyos de plantación al mantener la arena más compacta y reducir el desmoronamiento de las paredes del hoyo.

3.2.3. Cuidados posteriores a la plantación

3.2.3.1. Protección

Dado que normalmente los sistemas dunares degradados han sufrido una presión turística demasiado elevada, los proyectos de restauración deben incluir los sistemas de protección anteriormente comentados. La vegetación dunar en general, debido a la baja cohesión del sustrato arenoso, es muy sensible al pisoteo, pero el barrón además presenta unas raíces muy quebradizas, razón por la cual las plantaciones deben ser protegidas.

3.2.3.2. Riegos

En general, si las plantaciones se realizan dentro de su periodo óptimo no es necesario proceder a realizar riegos. No obstante, en los casos en los que se requiera un establecimiento más rápido de las plantaciones o en plantaciones tardías, los riegos aceleran el arraigo y desarrollo de la vegetación.

El sustrato dunar es altamente permeable, por lo que la cantidad de agua a administrar debe ser lo suficiente como para que llegue a las raíces pero sin que el agua percole hacia capas más profundas. Por otro lado, la infraestructura necesaria para realizar riegos descarta las actuaciones en zonas extensas, limitándose a zonas puntuales que necesiten un cuidado suplementario. Es mejor realizar riegos más frecuentes y menos copiosos que en terrenos normales. El sistema más efectivo es el de aspersión.

3.2.3.3. Abonados

En la mayor parte de los casos no se considera necesario proceder a fertilizar las plantaciones de vegetación dunar. Sin embargo, en casos de estabilizaciones de urgencia (sobre todo para la grama marina y el barrón) puede resultar muy útil, pues favorece el establecimiento de la vegetación (Coastal Engineering Manual, 2001). En tal caso, es necesario tener en cuenta que no es conveniente abonar las plantaciones antes del año de la plantación, puesto que la absorción del fertilizante por la planta necesita un desarrollo radicular suficiente. Además, como el sustrato arenoso es altamente permeable, durante los meses de lluvia se produce un lavado y pérdida del fertilizante hacia el subsuelo. Es por ello que se recomienda la aplicación de fertilizantes de liberación lenta con una elevada proporción de nitrógeno (Day *et al.*, 2004; Van der Berg *et al.*, 2005, etc.).

El elemento más importante para la nutrición de la vegetación dunar, y en especial de las gramíneas, es el nitrógeno, que constituye un factor de crecimiento para dichas plantas. El fósforo también puede cumplir un importante papel nutricional en el caso de arenas pobres en dicho elemento, como las provenientes de litologías silíceas. En cuanto al potasio, en general no es un elemento carente en los sustratos arenosos costeros, por el aporte procedente del mar. Sólo a título de ejemplo, el *Osmocote pro 18-9-10 + microelementos* tiene un periodo de liberación de hasta 14 meses. Su aplicación deberá realizarse a principios de la primavera, al cabo de un año de la plantación. Las dosis recomendadas son algo menores de las recomendadas para suelos normales (no arenosos) y oscilan entre 500 y 1.000 Kg/ha.

3.3. Eliminación de la vegetación invasora

La elevada presión humana sobre las zonas litorales, resultado del desarrollo turístico de sol y playa de los últimos 30-40 años, es una de las principales causas de la introducción de especies exóticas en sistemas dunares activos. La construcción de urbanizaciones, infraestructuras de uso público y el elevado flujo de personas, sobre todo en los meses de verano, asegura la continua entrada de propágulos de especies foráneas y la existencia de áreas perturbadas (pisoteo, cambio de estructura del suelo y enriquecimiento en nutrientes...), donde estas especies pueden instalarse y expandirse (Ministerio de Medio Ambiente, 2006).

La eliminación de la vegetación invasora es un aspecto fundamental en la restauración de los ecosistemas dunares costeros. Su erradicación tiene que ser completa, ya que si se dejan restos de vegetación o semillas, al cabo de poco tiempo volverán a expandirse sobre el sistema dunar, haciendo inútiles los esfuerzos de eliminación realizados. Las campañas de eliminación deben ser prolongadas en el tiempo, siendo aconsejable que después de la primera eliminación, se realicen nuevas campañas anuales o bianuales durante al menos cinco años, para garantizar la desaparición total de las plantas y semillas.

La eliminación de la vegetación invasora puede llevarse a cabo mediante métodos físicos, como el arranque directo o mediante la aplicación de herbicidas.

El primer método sólo es conveniente en el caso de superficies colonizadas lo suficientemente pequeñas como para asegurar la eliminación de la totalidad de la planta, o en zonas donde su establecimiento es muy reciente. La aplicación de herbicidas se considera lo más adecuado para los sistemas dunares, siempre que se apliquen correctamente, ya que así se evitan los rebrotes. Además, la eliminación física aumenta frecuentemente los procesos erosivos en la duna.

Los herbicidas más utilizados para la eliminación de especies invasoras son los que tienen como sustancia activa el *Glifosato*, ya que además de su gran eficacia dentro de los herbicidas no hormonales, son los que presentan menor toxicidad para el hombre y para la fauna terrestre y acuática y no son corrosivos ni inflamables. Para lograr su máxima efectividad, la aplicación debe realizarse cuando la planta comienza su actividad en primavera (desde mediados de Febrero hasta mediados de Mayo en las costas andaluzas y desde Marzo a Junio en las costas cantábricas). La aplicación se realiza por microaspersión procurando mojar toda la planta y evitando la vegetación autóctona. La dosis recomendada es de 160 ml de sustancia activa en una superficie de unos 100 m^2. En cualquier caso, para reducir los riesgos de las plantas invasoras es imprescindible evitar la plantación de especies no autóctonas en un sistema dunar concreto.

4. Seguimiento

En las obras de restauración dunar, los efectos no se manifiestan inmediatamente al terminar las obras, como ocurre en la mayor parte de las obras de construcción, sino que se necesita un cierto tiempo para que los captadores actúen, se establezca la vegetación y los elementos naturales se autorregeneren gracias a las medidas de protección realizadas. Estas particularidades introducen en la sistemática de la restauración dunar un componente elástico que es necesario abordar para perfeccionar y optimizar las técnicas. Para ello es necesaria la realización de seguimientos que se deben realizar desde el comienzo de las obras o incluso antes, hasta varios años después de terminada la obra.

4.1. Seguimiento en la etapa previa a las obras

La función básica en esta etapa consiste en establecer un procedimiento que garantice la correcta ejecución y cumplimiento de las actuaciones que se describen en el proyecto.

En la etapa preoperacional se incluye el reconocimiento del terreno para comprobar el estado actual y los cambios que haya podido sufrir, así como un replanteo de las actuaciones proyectadas para comprobar su conveniencia y oportunidad. Dados los condicionantes climáticos y administrativos que concurren

en las obras de restauración ecológica, es conveniente revisar el plan de obra y optimizar su calendario.

4.2. Seguimiento durante las obras

Los seguimientos o controles desarrollados durante esta fase tienen por objeto ayudar en la adecuada ejecución de las actuaciones definidas en el proyecto, así como asesorar sobre posibles cambios en las mismas, especialmente aquellos que impliquen incidencias en las plantaciones de especies vegetales (variación de las mediciones, modificaciones en el diseño, etc.). A este respecto, con objeto de garantizar el cumplimiento de esta vigilancia y establecer el control de calidad, la vigilancia ambiental deberá operar a pie de obra, realizar mediciones sobre las actuaciones que se realicen y mantener contacto con el contratista y la dirección de obra.

El seguimiento debe incluir todas las unidades de obra a ejecutar, mediante visitas periódicas en las que se evalúan las actividades realizadas y se planifican las nuevas. Se debe asesorar además sobre otros aspectos, como lugares de aprovisionamiento de los materiales, ubicación de la maquinaria y elementos auxiliares, y sobre nuevos problemas no contemplados en el proyecto.

4.3. Seguimiento posterior a la obra

El seguimiento durante esta etapa es muchas veces infravalorado pero fundamental para comprender los procesos y mejorar las técnicas de restauración dunar. Los aspectos más importantes a monitorizar deben incluir la evolución general del sistema, el perfil dunar, el establecimiento, desarrollo y capacidad fijadora de la nueva vegetación establecida, la colonización de especies dunares, la aparición de especies invasoras, la eficacia de las medidas protectoras, los cambios que pudieran ocurrir por causas naturales o antrópicas, etc.

5. Mantenimiento

Durante los períodos estivales, la afluencia de visitantes se vuelve masiva y como consecuencia, se incrementan los deterioros de las instalaciones y otras infraestructuras. Ello conlleva la necesidad de prever, durante un plazo no inferior a tres años, diversas tareas de mantenimiento y reparación que garanticen la viabilidad de los resultados.

Las labores de mantenimiento consisten fundamentalmente en controlar y en promover la adecuada evolución y desarrollo vegetal de las plantaciones realizadas, con la reposición de las marras producidas y comprobando que se adquieren las coberturas deseables con el paso del tiempo. También será nece-

sario realizar de modo continuado una reparación de los captadores de arena durante su fase funcional (unos 2 años), y de las instalaciones como pasarelas, cerramientos, carteles, así como la eliminación de vegetación invasora (esta última con carácter urgente para impedir su rápida expansión). Se considera que anualmente se producen deterioros, marras, etc. en aproximadamente el 10% de las labores de restauración realizadas.

6. Costes y beneficios de la inversión

La restauración de los sistemas dunares es un proceso lento, cuyos resultados se obtienen a medio plazo, siempre que los usuarios respeten las limitaciones. Los resultados son en general buenos, puesto que se trata de obras en las que es la propia naturaleza la que realiza la mayor parte del esfuerzo (el viento transporta la arena, la vegetación se establece y extiende su cobertura, etc.). En cualquier caso, se trata de obras muy poco costosas, en las que la inversión realizada es muy pequeña en relación con los resultados que se obtienen. Los costes de la restauración pueden ser variables en función de la superficie de actuación, de la dificultad del acceso y de otros factores, pero en general los precios no tienen una variación excesiva. A modo de ejemplo, se adjuntan en la Tabla 1 los precios finales de ejecución en una obra de restauración típica, de unos 5 Km de longitud de costa.

Tabla I. Precios orientativos de ejecución de una obra de restauración dunar, sobre un tramo ideal de 5 km de costa

Unidad de obra	Precio
ml. de captador de vara de mimbre de 1,8 ml. de longitud con gasto de 3 Kg/ml incluso suministro e instalación completa	6,5 €
Ud. de planta de duna, barrón o grama marina (*Ammophila arenaria* o *Elymus farctus*) proveniente del vivero de plantas de duna de Loredo de la D.G.C., incluso transporte e instalación completa	0,8 €
Ud. de cartel informativo-descriptivo de 1,0 ml. x 1,5 ml. realizado en cuatro colores sobre chapa de aluminio anodizado, incluido diseño y elaboración, suministro y montaje de soporte con cimentación; con tejadillo e instalación completa	5.700 €
Ud. de cartel indicativo de 0,5 ml. x 0,4 ml. realizado en blanco y negro sobre chapa de aluminio anodizado, incluido diseño y elaboración, suministro y montaje de soporte e instalación completa	100 €
Ud. de cartel anunciador de la obra según la normativa vigente.	4.500 €
m^2 de pasarela llana con barandilla, de 1,5 ml. de anchura, de madera de pino silvestre (*Pinus sylvestris*) cepillada, con los bordes redondeados, y tratada en autoclave para una clase de riesgo 4, con penetración P4, con tornillería de acero inoxidable AISI 316 y angulares de acero inoxidable AISI 304, incluso instalación completa y transporte y parte proporcional de las terminaciones del último módulo.	280 €
m^2 de pasarela en escalera con barandilla, de 1,5 ml. de anchura, de madera de pino silvestre (*Pinus sylvestris*) cepillada, con los bordes redondeados, y tratada en autoclave para una clase de riesgo 4, con penetración P4, con tornillería de acero inoxidable AISI 316 y angulares de acero inoxidable AISI 304, incluso instalación completa y transporte y parte proporcional de las terminaciones del último módulo.	355 €
m^2 de eliminación de vegetación invasora (uña de gato, *Carpobrotus edulis*).	3 €
ml. de cerramiento de protección dunar, en madera tratada (nivel 4) y malla metálica de 1,5 ml. de altura, incluso suministro e instalación completa.	22 €
ml. de cerramiento exterior formado por rollizos de madera de 10 cml. de diámetro. Con postes cada 2 metros, con 1 ml. de altura libre y 1 ml. incrustado en el terreno, con 2 diagonales de poste a poste, y pasamanos. Incluye transporte a pie de obra, colocación y tornillería formada por tirafondos de 8x150 mml.	55 €
m^3 de relleno de arena para restauración del perfil dunar en pasarelas.	22 €
Partida alzada a justificar de limpieza y retirada de basuras y escombros.	4.000 €
Partida alzada a justificar de Seguimiento Ambiental.	30.000 €

Referencias

Arens, S.M., Slings, Q.L., Geelen, L.H.W.T. & Van der Hagen, G.J.M. (2007). Implications of environmental change for dune mobility in the Netherlands. *Conferencia Internacional sobre Restauración y Gestión de las Dunas Costeras,* Universidad de Cantabria, Santander.

Avis, A.M. (1989). A review of coastal dune stabilization in the Cape Province of South Africa. *Landscape and Urban Planning,* 18, 55-68.

Barragán, J.M. (2003). Coastal zone management in Spain (1975-2000). *Journal of Coastal Research*, 19 (2), 314-325

Carter, R.W.G. (1995). *Coastal environments: an introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines.* 5th ed. Academic Press, London.

Clemmensen, L.B. & Murray, A. (2006). The termination of the last major phase of Aeolian sand movement, coastal dunefields, Denmark. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 795–808.

Coastal Engineering Manual (2001). US Amy Corps of Engineers. *www.eportal.usace.army.mil/*

Day, F.P., Conn, C., Crawford, E. & Stevenson, M. (2004). Long-term effects of nitrogen fertilization on plant community structure on a coastal barrier island dune chronosequence. *Journal of Coastal Research*, 20 (3), 722-730.

European Environmental Agency (2006). The changing faces of Europe's coastal areas. *EEA Rep. nº 6.*

Gadgil, R.L. & Ede, F.J. (1998). Application of scientific principles to sand dune stabilization in New Zealand: past progress and future needs. *Land Degradation and Development*, 9 (2), 131-142.

Gallego Fernández, J.B., García Mora, M.R. & Ley, C. (2003). Restauración de Ecosistemas Dunares Costeros. En: *Restauración de ecosistemas mediterráneos* (J.M. Nicolau, J.M. Rey & T. Espigares, eds.). Universidad de Alcalá de Henares, p. 157-172

García Mora, M.R., Gallego-Fernández, J.B. & García-Novo, F. (1999). Plant functional types in coastal foredunes in relation to environmental stress and disturbance. *Journal of Vegetation Science,* 10, 27-34.

García Mora, M.R., Gallego-Fernández, J.B. & García-Novo, F. (2000). Plant diversity as a suitable tool for coastal dune vulnerability assessment. *Journal of Coastal Research,* 16 (4), 990-995.

Gómez-Pina, G., Fages, L., Ramírez, J.L., Muñoz-Pérez, J.J. & Enríquez, J. (2006). A critical review of beach restoration projects in the northern coast of Cadiz (Spain) after thirteen years. *Coastal Engineering. Proceedings of the 30th International Conference*. San Diego, World Scientific Books, p. 4167-4178.

Gómez-Pina, G., Muñoz-Pérez, J.J., Ramírez, J.L. & Ley, C. (2002). Sand dune management problems and techniques, Spain. *Journal of Coastal Research,* SI 36, 325-332.

Gómez-Pina, G., Fages, L., Román-Sierra, J., Navarro, M., Giménez-Cuenca, M., Ruiz, J.A. & Muñoz-Pérez, J.J. (2007). An example of Integrated Coastal Management in Punta Candor (Co. Rota, Spain). *Conferencia Internacional sobre Restauración y Gestión de las Dunas Costeras*, Universidad de Cantabria, Santander.

Hardaway, C.S., Varnell, L.M., Milligan, D.A., Priest, W.I., Thomas, G.R. & Brindley, R.C.H. (2002). An integrated habitat enhancement approach to shoreline stabilization for a Chesapeake Bay island community. *Wetlands Ecology and Management,* 10 (4), 289-302.

Hobbs, R.J., Gimingham, C.H. & Band, W.T. (1983). The effects of planting technique on the growth of Ammophila arenaria (L.) Link and Lymus arenarius (L.) Hochst**.** *Journal of Applied Ecology,* 20 (2), 659-672.

Kutiel, P., Peled, Y. & Geffen, E. (2000). The effect of removing shrub cover on annual plants and small mammals in a coastal sand dune ecosystem. *Biological Conservation*, 94 (2), 235-242.

Levin, N. & Ben-Dor, E. (2004). Monitoring sand dune stabilization along the coastal dunes of Ashdod-Nizanim, Israel, 1945-1999. *Journal of Arid Environments*, 58 (3), 335-355.

Ley, C., Gallego Fernández, J.B. & Vidal Pascual, C. (2007). *Manual de restauración de dunas costeras*. Ministerio de Medio Ambiente. Dirección General de Costas. Madrid, 251 pp.

Ministerio de Medio Ambiente (2006). *Inventario de los sistemas dunares de la provincia de Cádiz.* OG-103/06, Madrid.

Navarro, M., Muñoz Pérez, J.J., Román-Sierra, J., Tejedor, B., Rodríguez, I. & Gómez-Pina, G. (2007). Morphological evolution in the migrating dune of Valdevaqueros (SW Spain) during an eleven-year period. *International Conference on Management and Restoration of Coastal Dunes.* Universidad de Cantabria, Santander.

Qiu, G.Y., Lee, I-B., Shimizu, H., Gao, Y. & Ding, G. (2004). Principles of sand dune fixation with straw checkerboard technology and its effects on the environment. *Journal of Arid Environments*, 56, 449–464.

Ramírez, J.L., Muñoz Pérez, J.J. & Ley, C. (1998). Restauración de Ecosistemas Dunares. *Proceedings Fourth International Conference Littoral'98*. EUROCOAST, Barcelona, 309-313.

Román Sierra, J., Navarro Pons, M., Muñoz-Pérez, J.J., Gómez Pina, G. & Fages Antiñolo, L. (2004). Ecosistemas dunares en la provincia de Cádiz: Estabilizaciones en Bolonia y Valdevaqueros, T.M. Tarifa. *Revista de Obras Públicas,* 151 (3450), 65-76.

Savage, R.P. & Woodhouse, J.R.W.W. (1968). Creation and Stabilization of Coastal Barrier Dunes. *Proceedings of 11th International Conference on Coastal Engineering,* ICCE, London, p. 671-700.

Tsoar, H. (2005). Sand dunes mobility and stability in relation to climate. *Physica A,* 357, 50-56.

Van Den Berg, L.J.L., Tomassen, H.B.M., Roelofs, J.G.M. & Bobbink, R. (2005). Effects of nitrogen enrichment on coastal dune grassland: A mesocosm study. *Environmental Pollution*, 138 (1), 77-85.

Van Der Laan, D., Van Tongeren, O.F.R., Van Der Putten, W.H. & Veenbaas, G. (1997). Vegetation development in coastal foredunes in relation to methods of establishing marram grass (Ammophila arenaria). *Journal of Coastal Conservation*, 3 (2), 179-190.

Van der Meulen, F. & Salman, A.H.P.M. (1996). Management of Mediterranean coastal dunes. *Ocean & Coastal Management,* vol. 30, 2-3, 177-195.

Van der Putten, W.H. & Kloosterman, E.H. (1991). Large-scale establishment of Ammophila arenaria and quantitative assessment by remote sensing. *Journal of Coastal Research*, 7, 1181-1194.

26. Restauración del ecosistema dunar de la Devesa: Experiencias preliminares, metodología y actuaciones

A. Quintana Trenor[1] y R. M. Martí Crespo[1]

1. Introducción

La Devesa, situada en el Parque Natural de l'Albufera de Valencia (Fig. 1), forma parte de la restinga que separa el lago de l'Albufera del mar. Actualmente tiene una longitud aproximada de unos 10 km y una anchura media de 500 m, alcanzando en alguna zona 1,5 km. La Devesa es el tramo de la restinga mejor conservado y en ella podemos encontrar una serie de ecosistemas muy singulares, caracterizados por su disposición a modo de franjas paralelas al mar: playa, primer frente dunar, depresiones interdunares llamadas localmente "malladas" y dunas fijas o interiores.

Figura 1. Fotografía de satélite del Parque Natural de l'Albufera.

1. Servicio Devesa-Albufera. Ayuntamiento de Valencia.
aquintana@valencia.es, marti.crespo@hotmail.com

Se trata de un espacio que, a pesar de estar situado a escasos kilómetros de un gran núcleo de población como es Valencia, se ha mantenido prácticamente intacto hasta principios de los años sesenta en los que el Ayuntamiento de Valencia inició un plan de urbanización (Figs. 2 y 3). Este plan fue paralizado por el primer Ayuntamiento democrático, a finales de los setenta, gracias a una fuerte presión popular apoyada por la Universidad de Valencia, diferentes medios de

Figura 2. Vista de la Gola del Pujol antes de la urbanización.

Figura 3. Vista de la Gola del Pujol y Devesa tras la urbanización.

comunicación y colectivos conservacionistas.

Paralizada la urbanización y realizado el informe multidisciplinar sobre el que se fundamentarían las decisiones futuras sobre la Devesa, el Ayuntamiento de Valencia creó, en 1980, la Oficina Técnica Devesa-Albufera (OTDA), encargada de gestionar el lago de l'Albufera y su Devesa y aprobó, en 1983, un Plan Especial de Protección con el que se aseguraba "*la defensa y regeneración de los ecosistemas de la Devesa eliminando aquellos usos o aprovechamientos incompatibles con las características naturales de este espacio o con la regeneración de sus ecosistemas"*. El Plan establecía una zonificación de la Devesa en la que las zonas de mayor valor, desde el punto de vista medioambiental, se cerraban al tráfico o se restringía el tránsito por ellas y definía una serie de actuaciones básicas encaminadas a la recuperación y regeneración de todo este espacio natural (V.V.A.A., 1983). Las primeras actuaciones se centraron principalmente en recuperar el primer frente dunar destruido durante el proceso de urbanización. El arrasamiento casi total del cordón dunar exterior no solo destruyó la geomorfología primitiva y desorganizó la distribución original de la vegetación, sino que provocó una mortandad catastrófica del arbolado situado detrás, al desaparecer el obstáculo natural que impedía la acción directa del viento salobre del mar sobre la vegetación arbustiva y arbórea (Sanjaume, 1985). En toda la Devesa el con-

junto dunar exterior fue arrasado (excepto dos pequeños tramos, la duna de la Rambla y la de El Pujol) y sustituido por un paseo marítimo adosado al cual se desarrollaba una amplia red de viales y aparcamientos.

Dado el desconocimiento en las técnicas de restauración dunar, inicialmente se optó por experimentar distintos métodos y materiales eficaces para retener y fijar la arena .Con todas las experiencias llevadas a cabo se obtuvo una metodología de restauración dunar que se lleva aplicando desde hace más de 25 años en la Devesa.

2. Metodología de restauración dunar

2.1. Estudio y diseño de la morfología dunar

El diseño de la morfología dunar se realiza teniendo en cuenta el relieve anterior al arrasamiento, el relieve existente en el momento de la intervención y las condiciones ambientales actuales. Para ello se hace un análisis de las fotos aéreas y de la cartografía anteriores al arrasamiento (años 1956 y 1965), se estudia la topografía actual de la zona de estudio y se comparan ambas situaciones. Con esta comparación se calcula la disponibilidad de arena existente, se establece la morfología que se quiere obtener y se adapta al relieve actual.

2.2. Diseño morfológico

Diseñada la morfología de las dunas a reconstruir, se ejecuta el proyecto utilizando maquinaria pesada adecuada, siempre intentando causar el menor daño posible a la vegetación existente en la zona de actuación y evitando perturbar a los animales en su periodo de cría, para lo cual el proyecto además de estar diseñado de la manera más respetuosa posible con el entorno natural, cuenta con un programa de vigilancia ambiental. En todas las actuaciones, antes de comenzar las obras, se recuperan las plantas, bulbos y esquejes de las especies interesantes, para su posterior plantación.

El problema fundamental de cualquier recuperación morfológica es la disponibilidad de arena, y que además ésta sea de una granulometría adecuada. En las restauraciones dunares realizadas en la Devesa directamente por el Ayuntamiento de Valencia, se ha utilizado siempre arena procedente de la propia Devesa, bien de la excavación de las depresiones interdunares *(malladas*), que fueron rellenadas con la arena procedente del arrasamiento dunar, o bien de la creación artificial de calderas de abrasión. El ecosistema del primer frente dunar se restaura con arena de la depresión interdunar. La regeneración de las *malladas* consiste en extraer la arena que las cubre como consecuencia del aterramiento sufrido con la urbanización, hasta llegar a la capa impermeable de limos subyacentes, con ayuda de una retroexcavadora. El trabajo se realiza con una pala

de cazo liso, desprovisto de dientes para no romper la capa de limos, ya que le confiere impermeabilidad y caracteriza a este singular ecosistema. Su perímetro se modela con pendientes suaves, con el fin de facilitar un acceso cómodo a la fauna que frecuenta este hábitat. Con la recuperación artificial de las calderas de abrasión se consigue, por un lado arena para reconstruir el ecosistema dunar y por otro, romper el paisaje homogéneo existente.

En las restauraciones llevadas a cabo por el Ministerio de Medio Ambiente, además de aprovechar la arena procedente de la recuperación de alguna mallada, se ha utilizado arena procedente del trasvase de los fondos marinos y de la playa seca de la zona norte del Puerto de Valencia.

2.3. Fijación de la nueva morfología

La fijación se realiza en un primer momento mediante la construcción de empalizadas y después mediante la restauración de la cubierta vegetal. Es fundamental para el éxito de la restauración proceder a la fijación inmediata de los tramos de duna mediante empalizadas, a medida que éstos se van modelando. De las experiencias previas realizadas por la O.T.D.A., se concluyó que el método más eficaz, más barato y menos impactante para fijar, en un primer momento, las dunas en la Devesa es mediante la construcción de empalizadas realizadas con espartina o *borró* (*Spartina versicolor*) y cañas (A*rundo donax*) (Fig. 4). La altura que se establece para el borró es de unos 80 cm y el grado de permeabilidad para que sea eficaz es del 40-50%. La caña, que se coloca en sentido vertical para sujetar el borró, es siempre seca para evitar el rebrote en contacto con el sustrato. La empalizada se dispone siguiendo una trama ortogonal (Fig. 5), con la finalidad de captar la arena transportada por el viento procedente de todas las

Figura 4. Empalizada realizada con espartina y cañas.

Figura 5. Detalle de la distribución ortogonal de las empalizadas.

direcciones posibles, y la separación entre las alineaciones paralelas es de unas cinco veces la altura de la empalizada.

Para la restauración de la cubierta vegetal de las dunas se utilizan especies psamófilas autóctonas, distribuidas por sectores en base a las comunidades vegetales que caracterizan este ecosistema. Se distingue entre embriones dunares, barlovento, cresta y sotavento. A cada uno de estos sectores le corresponde un conjunto determinado de especies y en una proporción constante.

Basándose en el análisis de la vegetación que existía en las dunas mejor conservadas de la Devesa (Costa *et al.*, 1983), se establecieron unos módulos de repoblación que representaban la vegetación natural (Tabla 1). Su uso simplifica enormemente el cálculo de planta necesaria en la ejecución de un proyecto de restauración.

Tabla 1. Módulo de plantación - Forma de plantación.

	MODULO DE PLANTACIÓN (Nº de ejemplares/25 m²)	FORMA DE PLANTACIÓN
Embriones dunares		
Cakile maritima Scop.	5	semillas
Calystegia soldanella L.	11	semillas
Elymus farctus L.	30	plantas con cepellón
Otanthus maritimus L.	5	esquejes
Polygonum maritimum L.	2-3	semillas
Barlovento		
Calystegia soldanella L.	11	semillas
Elymus farctus L.	30	plantas con cepellón
Euphorbia paralias L.	4	plantas con cepellón
Lotus creticus L.	11	semillas
Medicago marina L.	4	semillas
Otanthus maritimus L.	5	esquejes
Polygonum maritimum L.	2-3	semillas
Cresta		
Ammophila arenaria L.	22-23	plantas con cepellón
Calystegia soldanella L.	11	semillas
Cyperus capitatus Vandelli.	4	semillas o raíces
Lotus creticus L.	11	semillas
Medicago marina L.	4	semillas

Sotavento		
Crucianella maritima L.	7-8	plantas con cepellón o semillas
Cyperus capitatus Vandelli.	4	semillas o raíces
Echinophora spinosa L.	4	plantas con cepellón o raíces
Eryngium maritimum L.	4	plantas con cepellón o raíces
Malcolmia littorea L.	7-8	semillas
Sporobolus pungens Schreber.	25	esquejes
Ononis natrix L.	10	semillas
Pancratium maritimum L.	7-8	bulbos

La plantación se realiza bien por plantón, esqueje o semilla. Para la mayoría de especies los tres modos son posibles. El uso de uno u otro depende de la susceptibilidad de la especie a ser transportada, de la rapidez de su desarrollo, de la capacidad de fijación, del porcentaje de éxito, de los requerimientos de mano de obra y de los medios materiales y presupuestarios disponibles. En la Tabla 1 se especifica la forma de plantación más utilizada y con mayor posibilidad de éxito para cada una de las especies psamófilas.

Toda la planta que se utiliza en la restauración vegetal de la Devesa procede de los viveros municipales de El Saler, creados en 1981. El vivero trabaja actualmente con más de 170 especies diferentes procedentes de la Devesa y de l´Albufera, que cubren la práctica totalidad de las especies características de los ecosistemas dunares mediterráneos.

De las experiencias llevadas a cabo por la Oficina Técnica Devesa-Albufera, se puede concluir que el desarrollo completo de la cubierta vegetal es un proceso que abarca de 4 a 6 años, aunque a los 2 ó 3 años ya se alcanza un estado muy próximo al deseado. En este tiempo las empalizadas se van cubriendo de arena, se pudren, desaparecen y la duna adquiere un aspecto totalmente natural (Fig. 6).

2.4. Adecuación del área restaurada para su uso público

En una regeneración las interacciones entre el medio, la vegetación plantada y la fauna, se establecen durante los años siguientes a la actuación. El posible uso como zona de paso, visita o esparcimiento que tenga una zona regenerada durante esos años, va a hacer peligrar el éxito de la restauración. La adecuación a los visitantes del área regenerada comienza con el cierre provisional de toda la zona con un vallado construido con estacas y cuerdas. Carteles informativos avisan

de la prohibición temporal de entrar en la zona repoblada. Además, los accesos desde los aparcamientos hacia la playa mediante pasarelas de madera, facilitan el paso a los usuarios o visitantes, a la vez que evitan el pisoteo indiscriminado de toda la zona en proceso de regeneración.

Figura 6. Duna restaurada con un aspecto natural.

3. Actuaciones de restauración dunar

En cuanto a las actuaciones de regeneración realizadas en el primer frente dunar de la Devesa, se puede distinguir entre las que se han llevado a cabo en la zona sur de la misma y las que se han realizado en la zona norte, estableciendo la Gola de El Pujol como el límite entre ambas zonas (Fig. 7). En la zona sur es donde se inician las primeras experiencias y las primeras actuaciones. Se trata de la zona mejor conservada, en la que el acceso al tráfico está restringido en su mayor parte, por lo que la afluencia de visitantes es menor. Este hecho facilitó la ejecución de las primeras experiencias en este tramo de la Devesa. Las actuaciones de regeneración ejecutadas en esta zona se han llevado a cabo directamente por el Ayuntamiento de Valencia, con sus propios medios y presupuesto o cofinanciados por la Comisión Europea (Proyectos LIFE).

La procedencia de la arena utilizada, tal y como se ha comentado anteriormente, ha sido toda de la propia Devesa. El cordón dunar creado presenta, en general, una anchura de 20-25 m de base, discurre paralelo a la costa con una altura media de 5 m y presenta un perfil disimétrico, con la pendiente más suave en la parte de barlovento con el objeto de minimizar el efecto del viento. Actualmente esta zona sur está calificada, según el Plan Rector de Uso y Gestión del Parque Natural de l'Albufera (noviembre de 2004), como zona de Reserva, grado máximo de protección (V.V.A.A., 2004).

La zona norte de la Devesa es en este momento donde mejor se observan las consecuencias del proceso urbanizador: 40 edificios de más de 8 alturas con sus infraestructuras eléctricas y de saneamiento, una red de viales y numeras zonas de aparcamiento. Además, es el tramo que más visitantes recibe, soportando una gran presión turística. El Ministerio de Medio Ambiente ha llevado a cabo la recuperación del primer frente dunar en la zona norte mediante dos actuaciones: playa Ferros–Garrofera y playa de El Saler. La técnica de restauración morfológica empleada ha sido distinta a la del tramo sur y la arena utilizada ha procedido en su mayor parte de trasvases realizados desde la zona norte del Puerto de Valencia.

El antiguo paseo marítimo que se construyó durante el proceso urbanizador (Figs. 8 y 9) ha sido completamente eliminado recientemente. En la zona sur de la Devesa y parte de la del norte, el paseo marítimo consistía en un murete de 1,20 m de alto, adosado, por su parte interna, a una carretera de unos de 5 m de ancho. En la zona norte, en el tramo cercano al pueblo de El Saler, consistía en un paseo elevado de unos 4 m sobre el nivel del mar en cuyo interior existían numerosos locales dedicados a la hostelería y a servicios públicos. Consecuentemente, todo el primer frente dunar se encuentra restaurado y también se ha recuperado toda la zona de transición y las depresiones interdunares de la zona sur de la Devesa.

A continuación se describen, por fecha de intervención, las actuaciones de restauración ejecutadas en el primer frente dunar y la primera restauración realizada en la zona de transición, en el tramo sur de la Devesa. En la figura 7 se localizan las restauraciones efectuadas, que se resumen en la Tabla 2.

Figura 7. Localización de las restauraciones realizadas en la Devesa.

Figura 8. Paseo marítimo en la zona sur.

Figura 9. Paseo marítimo en la zona norte.

3.1. Actuaciones en la playa de la Malladeta

En esta zona se ha actuado tres veces. La primera intervención (1988) consistió en la construcción de un cordón dunar sobre el murete y el vial que formaba el paseo marítimo en este tramo de la Devesa (no existía presupuesto para su eliminación). La actuación se realizó con la finalidad de reducir el efecto erosivo de éste sobre la playa. A los dos años después de finalizada la intervención se podía constatar claramente que los resultados habían sido muy positivos: La vegetación había experimentado un óptimo desarrollo, consiguiendo estabilizar la arena, y la práctica totalidad de las empalizadas habían quedado enterradas, desapareciendo el aspecto artificial que le conferían a la duna. Sin embargo, a lo largo del tercer año posterior a la actuación, se empezaron a producir pequeñas brechas en el cordón dunar que iban dejando al descubierto parte del murete. Con el tiempo las dunas aumentaron de tamaño, pero las partes descubiertas del murete eran cada vez más amplias. El viento modelaba la duna, acumulando en unas zonas y erosionando en otras.

Las otras dos actuaciones realizadas en esta zona, en 1997 y en 1998, consistieron en "desmontar" el cordón dunar, eliminar completamente el paseo, incluida la cimentación, y volver a crear el cordón sobre el mismo lugar en el que se levantaba éste.

La procedencia de la arena utilizada para llevar a cabo estas regeneraciones fue de la propia Devesa. Se crearon nuevas calderas de abrasión y se recuperaron dos malladas. En este caso también se utilizó, para la base de la duna, arena procedente de la excavación realizada para crear las lagunas del Centro de información del Racó de l'Olla. En algunas de las calderas realizadas, se excavó alcanzando el nivel freático y se crearon unas pequeñas lagunas de agua dulce. Con la creación de estas lagunas se aumentó la diversidad paisajística, originándose unas condiciones que fueron rápidamente aprovechadas por insectos, anfibios, peces, aves, mamíferos y ciertos grupos de plantas.

El cordón dunar creado en este tramo de la Devesa tenía una base de unos 15 m y una altura de 4-5 metros con la pendiente de barlovento más suave que la de sotavento.

3.2. Actuaciones en la playa de Els Ferros-Garrofera

Figura 10. Eliminación del paseo marítimo elevado zona norte de la Devesa.

En 1989, la Oficina Técnica Devesa-Albufera intervino en un primer momento en este tramo de la Devesa eliminado viales, aparcamientos e infraestructuras de la zona situada justo detrás del paseo marítimo. Al año siguiente el Ministerio ejecutó el proyecto de restauración de estas playas: aportó arena con la finalidad de suavizar la pendiente del estrán sumergido y aumentar la anchura de playa seca, eliminó el paseo marítimo y construyó en su lugar un cordón dunar, simétrico, de unos 15 m de base y una altura máxima de 4 m. Este se retranqueó en un punto unos 19 m con respecto al trazado del paseo, con el objeto de adaptarlo a la configuración de la línea de costa y garantizar una mayor estabilidad. La arena utilizada para la regeneración procedió en su totalidad del dragado de los fondos del norte del Puerto de Valencia, transportada en barco. El Ayuntamiento colaboró en esta regeneración llevando a cabo la plantación de todo el nuevo cordón dunar creado.

En 1995 y en 1998 la OTDA reforzó el primer cordón dunar en un pequeño tramo de esta playa, ampliando la base hasta unos 35 m y realizando varias alineaciones detrás. La arena utilizada se extrajo de la misma zona de actuación.

3.3. Actuaciones en la playa de El Canyar

En el año 1982 se efectuó en esta playa, lindante con el norte del Parador Nacional Luís Vives, uno de los primeros ensayos de regeneración dunar, que consistió en construir una duna de unos 7 m. de altura. La duna desapareció en poco tiempo debido a la acción del viento, a su escasa fijación y a una excesiva proximidad a la línea de costa.

En el año 1991 se volvió a actuar creándose un cordón de unos 100 m de longitud, una anchura media de unos 20-22 m y una altura de 4,80 m. En este caso, éste se retiró unos metros hacia el interior. La procedencia de la arena era de la propia Devesa.

3.4. Actuaciones en la playa de El Saler

Entre 1997 y el 2000, la Demarcación de Costas de Valencia (Ministerio de Medio Ambiente) y la Dirección de Puertos y Costas de la Consellería de Obras Públicas, actuaron conjuntamente en la zona norte de la Devesa, en el tramo de playa más cercano al pueblo de El Saler. La OTDA colaboró aportando la planta necesaria para la restauración vegetal. La obra se inició con la demolición del paseo marítimo que en este tramo, como se ha indicado antes, era elevado, de gran envergadura y con diferentes servicios debajo de él (Fig. 10).

Éste se sustituyó por un cordón dunar que se construyó, retirado unos 20 m con respecto al trazado del paseo eliminado, con el fin de aumentar la anchura de playa seca y dotarle de mayor estabilidad. El nuevo cordón estaba formado, en su tramo norte, por una alineación dunar de unos 25 m de base, en el sur por dos, y en algún tramo por tres alineaciones. El ancho de la base en este sector sur oscila entre 45 y 60 m. La altura media de todo el cordón dunar fue de 6,5 a 7 m. En este caso las nuevas dunas creadas no constituyeron una alineación continua, sino que aparecen como edificios dunares diferenciados, tal y como se aprecia en la figura 11.

La arena utilizada para la creación de este cordón dunar se obtuvo de la recuperación de dos malladas y del trasvase procedente de la playa situada al norte del puerto de Valencia. Ésta se transportó mediante camiones.

La actuación también incluyó la adecuación al uso público de toda la zona situada detrás del antiguo paseo. Se construyó a ras de suelo un nuevo paseo marítimo junto con un carril bici, se eliminó la antigua infraestructura viaria, se diseñó una nueva distribución de los aparcamientos reduciendo el número de plazas a un tercio de las existentes antes de la restauración, y se crearon instalaciones para nuevos restaurantes y diferentes zonas de picnic. Esta zona de la Devesa corresponde al tramo tradicionalmente más frecuentado. En ella se concentran la

mayoría de las áreas concebidas para un uso público intenso con el fin de reducir la presión sobre las zonas menos alteradas, situadas al sur de la Devesa.

Figura 11. Vista aérea de la restauración de la playa del Saler.

3.5. Actuaciones en la playa de la Brava y del tramo norte de la Malladeta.

3.5.1. Proyecto Life Duna

El Proyecto Life "Modelo de Restauración de Hábitats Dunares en la Devesa de l'Albufera de Valencia" ha sido, en lo referente a regeneración del primer frente dunar, la actuación de mayor envergadura y presupuesto dirigida por la Oficina Técnica Devesa-Albufera. Su objetivo fue la restauración del primer frente dunar de la zona sur de la Devesa que quedaba todavía por recuperar. (Figs. 12 y 13). El proyecto se ejecutó en el 2003 y fue cofinanciado al 50 % por el Ayuntamiento de Valencia y por la Comisión Europea.

Con esta actuación se ha conseguido eliminar el último tramo del antiguo paseo marítimo que quedaba. Éste se ha sustituido por un cordón dunar de 25 m de base y 4-5 m de altura, disimétrico con la cara de barlovento más suave y con una disposición continua y paralela a la costa, 5 m más al interior con respecto al trazado del paseo. Para la construcción del nuevo cordón se utilizó la arena procedente de la recuperación de las malladas de la Mata del Fang y de la Sanxa, así como la arena acumulada sobre el paseo. La primera se colocó en la base de la duna y la segunda en la parte superior de la misma.

Debido a los graves problemas de conservación que están atravesando dos especies de peces endémicos, el *fartet* (*Aphanius iberus*) y el *samaruc* (*Valencia hispanica*), se optó por crear en el centro de la mallada de mayor superficie de las recuperadas, una laguna con agua permanente con las condiciones adecuadas para que se pudieran establecer estas poblaciones de peces. En poco tiempo la laguna experimentó una rapidísima colonización por parte de vertebrados, invertebrados y plantas acuáticas, estando catalogadas algunas de las especies de fauna como de interés comunitario.

En este proyecto se incluyó también la eliminación de una parte de la amplia red de viales, aparcamientos e infraestructuras que existían todavía en la zona sur de la Devesa como consecuencia del proceso de urbanización, localizados entre la parte posterior del primer frente dunar y el comienzo de la pinada. En enero de 2007 el Ministerio eliminó el resto de viales que quedaban en la zona de actuación y que no habían podido ser eliminados por el proyecto Life Duna por temas presupuestarios. También en esta zona se construyó un nuevo vial de servicio, estrecho, sinuoso, adaptado a la morfología del terreno y construido de hormigón coloreado, dejado caer directamente sobre la arena. Esta zona de transición del sur de la Devesa quedó totalmente preparada para su posterior intervención con el proyecto Life Enebro.

Figura 12. Vista del proyecto Life Duna antes del inicio de las obras.

Figura 13. Vista del proyecto Life Duna una vez ejecutadas las obras.

3.5.2. Proyecto Life Enebro

En 2007, la Oficina Técnica Devesa-Albufera llevó a cabo la primera restauración en la zona de transición dunar de la Devesa, concretamente entre la gola del Pujol y el parador nacional de El Saler. La actuación, denominada "Recuperación dunas litorales con *Juniperus* spp. en Valencia", ha tenido como objeto restaurar la morfología dunar de esta zona con el fin de recrear el hábitat idóneo del enebro marino (*Juniperus oxycedrus* ssp. *macrocarpa*) y poder reintroducirlo junto con sus especies acompañantes.

Para el diseño de la nueva morfología se tuvo en cuenta la cartografía anterior a la urbanización del año 1965, la cartografía más reciente disponible (2001) y ciertos condicionantes ambientales (escasez de arena, existencia de viales, nuevos paisajes dunares, etc.), que permitieron realizar un mapa para visualizar los cambios para el periodo 1965 -2001. Con toda esta información se estimó la necesidad de unos 500.000 m^3 de arena para recuperar el relieve, tal y como existían antes del arrasamiento. Por entonces la disponibilidad de arena era solo de unos 180.000 m^3, obtenida de las malladas y de las calderas de abrasión que se preveían recuperar con el proyecto (Fig. 14). Al comprobar que no existía arena suficiente para recuperar el relieve anterior a la urbanización, se optó por mantener la morfología de las dunas pero con alturas menores. Un trabajo de campo posterior permitió reconocer sobre el terreno y en el momento actual, la conveniencia o no de la localización y diseño de los elementos definidos, realizando algunas modificaciones. En total se diseñaron 14 dunas, muchas de ellas apoyadas sobre el primer cordón dunar, con objeto de reforzarlo y romper con su aspecto lineal, y 13 calderas de abrasión, en una de las cuales se excavó por debajo del nivel freático para obtener una lámina de agua permanente y poder reintroducir el *fartet* y el *samaruc*. Con la ejecución de este proyecto se han recuperado a la vez 13 depresiones interdunares (Fig. 15).

Para la fijación de las dunas con empalizadas y la restauración de la cubierta vegetal del ecosistema dunar restaurado se aplicó la técnica y los módulos de plantación de jaguarzal y murtar que siempre utiliza la Oficina Técnica Devesa-Albufera.

Figura 14. Vista aérea del proyecto Life Enebro durante su ejecución.

Tabla 2. Cuadro resumen de las restauraciones realizadas en la Devesa

PLAYA	AÑO DE ACTUACIÓN	EJECUTOR		METROS DE ACTUACIÓN	PROCEDENCIA ARENA	OBSERVACIONES
Malladeta Sur	1988 1997 1998	Ayuntamiento de Valencia. Devesa _ Albufera		800 62 547	Devesa: - Calderas de abrasión - Malladas - Racó de l'Olla	Se cubre paseo marítimo, se crea una duna, se desmonta, se elimina paseo y se vuelve a crear duna
Ferros - Garrofera	1990	Demarcación de Costas		1825	Dragado del fondo marino (norte del puerto de Valencia)	Arena de granulometría fina, se pone en la parte interna de la duna. Se retira hacia atrás un tramo del cordón
Canyar	1982 1991	Ayuntamiento de Valencia. Devesa _ Albufera		100 100	Devesa: - Calderas de abrasión - Malladas	La duna de 1982 desaparece por escasa vegetación y proximidad al mar.
Saler	1997 - 2000	Demarcación de Costas		1.500	Playa seca: - Malvarrosa Devesa:1 - Malladas del Quarter - Mallada de El Saler	El cordón dunar se retira. Se construye un nuevo paseo marítimo detrás de éste
Brava – Malladeta Norte. Life Duna	2001 - 2004	Ayuntamiento de Valencia. Devesa _ Albufera Proyecto Life		2.100	Devesa: - Malladas de la Mata del Fang y de la Sanxa - Arena acumulada encima del antiguo paseo marítimo	Se retira un tramo del cordón dunar. Con esta actuación finaliza la restauración del primer frente dunar.
Brava – Malla-deta Norte. Life Enebro	2005-2007	Ayuntamiento de Valencia. Devesa _ Albufera Proyecto Life			Devesa: - Calderas de abrasión - Malladas	Se recuperó una superficie de 55 ha. Se diseñaron 14 dunas, muchas de ellas apoyadas sobre el primer cordón dunar, con obje- to de reforzarlo y romper con su aspecto lineal, 13 calderas de abrasión y 13 malladas.

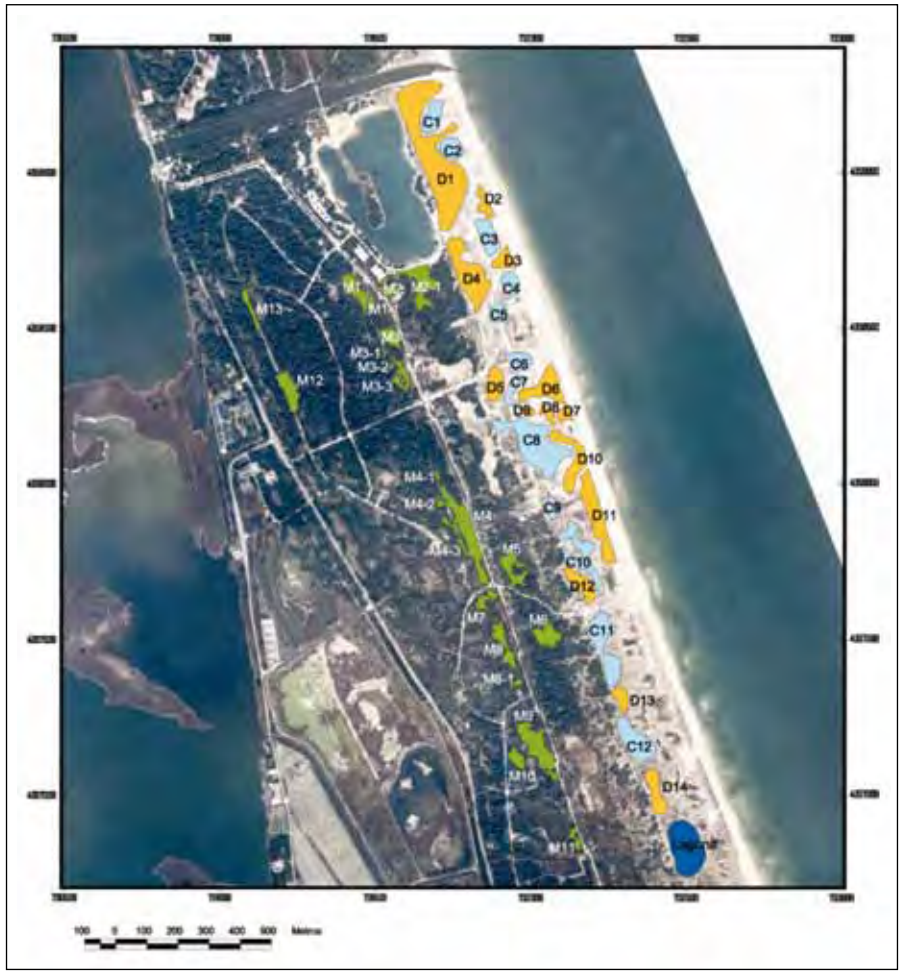


Figura 15. Plano de localización de los elementos a recuperar.

Referencias

Costa,M., Peris, J.B. & Figuerola, R. (1983). *La vegetación de la Devesa de l'Albufera.* Monografías, 01. Ayuntamiento de Valencia.

Sanjaume, E. (1985). *Las costas Valencianas: sedimentología y morfología*. Tesis Doctoral. Sección de Geografía. Universidad de Valencia (inédita).

V.V.A.A. (1983). *Plan especial de protección del monte de la Dehesa del Saler*. Excmo. Ayuntamiento de Valencia. Inédito.

V.V.A.A. (2004). *La restauración de la dunas litorales de la Devesa de l'Albufera de Valencia*. Excmo. Ayuntamiento de Valencia. Inédito.

27. La gestión ambiental de los sistemas playa-duna: El caso de las Islas Baleares

F.X. Roig-Munar[1,2], J.Á. Martín-Prieto[1,2], A. Rodríguez-Perea[2], M. Mir-Gual[2] y G.X. Pons[2]

Son comunes a todos según el derecho natural: el aire, el agua que fluye, el mar y, por lo mismo, sus orillas. Ahora bien, estas orillas no tienen dueño, como tampoco lo tiene el agua del mar, ni la tierra, ni la arena que hay en el fondo.
Justiniano, s. VI

1. Introducción

Una de las principales fuentes de ingresos del Estado español proviene de la actividad turística, la cual se concentra durante el periodo estival en su litoral arenoso. Aunque genera elevados ingresos debido a la explotación directa e indirecta de estos sistemas naturales frágiles y dinámicos, paralelamente se producen importantes impactos ambientales causados, en la mayoría de los casos, por una gestión inapropiada o simplemente por una falta de gestión.

El medio litoral se ha enfocado como un producto con diversidad de ofertas de ocio, buscando la satisfacción de las expectativas del usuario y sin prestar atención a las características geoambientales del sistema. Se concibe el litoral como un simple soporte de la industria turística, y en su gestión prevalecen conceptos propios del medio urbano. Ha sido esta capacidad de satisfacer las necesidades del consumo turístico las que han trasformado los atributos naturales del litoral en recurso económico, convirtiéndose en espacios subjetivos, relativos, funcionales y adaptados a la temporalidad que requiere el mercado turístico para su consumo. El problema se presenta cuando la gestión del litoral olvida los procesos que actúan sobre los sistemas playa-duna, favoreciendo procesos degenerativos sobre la propia capacidad regenerativa del sistema, hipotecando su valor económico.

1. QU4TRE, Consultoria Ambiental, www.quatreconsultors.com. Es Migjorn Gran, Menorca e-mail; xiscoroig@gmail.com

2. Departamento de Ciencias de la Tierra, Universitat de les Illes Balears. Carretera Valldemossa km 7,5, Palma.

En el mejor de los casos, cuando las formas dunares no están destruidas, no se dispone de planes de uso y gestión, generándose estados de degradación constantes, debido a un elevado uso y frecuentación turístico-recreativa (García-Novo, 1982). En otros casos, la aplicación de medidas rígidas de gestión que no se adaptan a las peculiaridades de cada sistema playa-duna, favorece la continua desaparición de estos medios (Roig-Munar, 2004).

En las últimas décadas, las medidas de gestión aplicadas sobre los litorales arenosos se han basado, casi exclusivamente, en las necesarias para la prestación de servicios de ocio que procuran la explotación del recurso en toda su extensión, playa y sistema dunar, iniciando una progresiva erosión de morfologías y comunidades vegetales asociadas. En definitiva, una preocupación centrada en periodos estivales de máxima explotación y rendimiento económico, y una nula gestión de mantenimiento, restitución, restauración, rehabilitación y recuperación del sistema playa-duna. Se prioriza la acomodación del sistema a la economía turística, concibiendo la gestión desde una perspectiva localista, ignorando la influencia decisiva de los agentes y fuerzas que han intervenido en el transporte y fijación de sedimento dentro del amplio sistema litoral. Por tanto, se ha entendido el espacio playa-duna como un servicio y no como sistema.

Las técnicas de gestión llamadas blandas están condicionadas por los agentes naturales que actúan sobre la playa (disponibilidad de sedimento, régimen de viento, estado geomorfológico y ambiental del sistema, entre otras…). Se trata de procesos de recuperación más lentos, pero más duraderos, que los de regeneración artificial y que requieren adecuarse a las características de cada unidad de intervención. Estos métodos sólo pueden ser aplicados en espacios donde se conserve un mínimo de calidad ambiental y morfológica del sistema playa-duna. A diferencia de los métodos de regeneración artificial, no permiten la nueva creación de playas en espacios no arenosos, pero sí favorecen la ampliación de las superficies y volúmenes de las playas existentes. La diferencia entre cada método viene condicionada por la calidad de las arenas y por las consecuencias ambientales asociadas. Estas técnicas blandas han sido utilizadas en la gestión de playas y sistemas dunares de las islas de Menorca y en algunas playas de Mallorca, Ibiza y Formentera (Islas Baleares, España).

2. Estado de la cuestion en la gestión litoral de las Islas Baleares

Los estudios referentes a aspectos descriptivos y procesos de erosión de las costas trascienden más allá del interés científico y pueden ser claves dentro de un marco de aplicación de iniciativas de gestión integrada de la zona costera. Existen numerosos trabajos en relación a sistemas litorales arenosos, pero son pocos los destinados a la aplicación de medidas de gestión y mejora del espacio litoral en términos geoambientales, paisajísticos y sociales, los cuales en el estado español se centran principalmente en las islas de Menorca y Mallorca (Islas Baleares).

El uso de las playas en Baleares es analizado por Blázquez (1996) mediante estimaciones y curvas de frecuentación de usuarios en la playa de Es Trenc (Mallorca). Blázquez *et al.* (2002) proponen un indicador de carácter aproximativo para una playa sostenible y un indicador de su demanda real y potencial. Establecer parámetros de gestión de uso, mediante la determinación de capacidades de carga del espacio litoral favorece el mantenimiento de los sistemas dunares (Roig-Munar & Martín-Prieto, 2003a). Roig-Munar (2001) analiza las causas que afectan a la gestión de playas, entre las que destaca el desconocimiento por parte de los usuarios, proponiendo el diseño de campañas de concienciación, información y educación sobre aspectos litorales como uno de los pilares básicos en la gestión del litoral de Menorca. Roig-Munar & Martín-Prieto (2003a) y Roig-Munar & Pérez-López (2008) analizan la capacidad de carga física y perceptual en playas y lo relacionan, entre otros, con los niveles de publicitación de cada uno de los espacios analizados, atribuyendo la masificación a una venta o publicitación "fraudulenta" del producto ofertado, con uso intensivo y masivo de estos espacios, afectando de forma erosiva al sistema.

Autores como Pretus (1989), Schmitt, (1994) y Rodríguez-Perea *et al*. (2000) aluden a los efectos erosivos de la limpieza de playas como elemento desestructurador del sistema, desaparición de la fauna intersticial y erradicación de la vegetación pionera de playa. Roig-Munar (2004) propone la aplicación de criterios geoambientales para reducir los impactos que esta limpieza genera, basándose en el análisis de perfiles resultantes de actuaciones mecánicas sobre la playa, determinando efectos de compactación, traslado y rugosidad del sustrato a la zona de *swash*, playa emergida y el pie de la *foredune*. Los sistemas dunares de Menorca son analizados por Rita *et al.* (1988) en un estudio geoambiental de ocho sistemas, proponiendo criterios generales de gestión para evitar la degradación. Posteriormente, Rita & Tébar (1990) en un estudio sobre la estructura de la vegetación dunar de Menorca atribuyen a la presión antrópica la falta de estructura que presentaban las comunidades vegetales. Posteriormente, Roig-Munar *et al*. (2004a) analizaron la influencia antrópica en la alteración del sistema dunar de Son Bou, relacionándola con los diferentes períodos de construcción urbanística y uso intenso de la playa-duna. A esta misma conclusión llegan Martín-Prieto *et al*. (2007, 2008), en un estudio del sistema dunar de Sa Mesquida y Es Trenc (Mallorca).

Desde el punto de vista de la práctica de la gestión, el punto de partida lo constituye el "Informe Metadona" (Rodríguez-Perea *et al.*, 2000), basado en la experiencia de la playa de Santa Ponça (Mallorca). Juaneda & Roig-Munar (2002) presentan las bases metodológicas para una gestión del litoral menorquín basadas en criterios blandos y adaptados a las características de cada espacio, así como una clasificación de las diferentes tipologías de playas, y Roig-Munar *et al.* (2006a y b) analizan geoambientalmente y económicamente la aplicación de medidas blandas de gestión.

3. La gestión de los sistemas playa-duna: criterios geomorfológicos

Los últimos años registran cierta preocupación por la recuperación de sistemas dunares, aunque prevalece la "construcción" de dunas mediante núcleo duro y las técnicas de ajardinamiento del espacio litoral, obviando la propia dinámica del sistema dunar y la relación de este con la morfología de la playa. Siguen primando, pues, las finalidades de uso y recreación sobre las de rehabilitación, recuperación y gestión del sistema dunar. Tales gestiones se basan en la recuperación de la forma dunar, obviando en la gran mayoría de los casos la gestión del espacio delantero, la playa, tanto emergida como sumergida.

La aplicación de criterios científicos, con profundo conocimiento del funcionamiento de ese ecosistema y de su geomorfología ha sido un instrumento excelente para desarrollar, y demostrar empíricamente, que esa línea es la adecuada para gestionar de forma sostenible las playas de la isla de Menorca declarada por la UNESCO Reserva de la Biosfera (1993). El informe proponía la utilización de medidas blandas basadas en criterios geomorfológicos, fundamentalmente en la instalación de trampas de interferencia eólica, mantenimiento de bermas con restos de *Posidonia oceanica* sobre la playa, y el uso de la limpieza manual frente a la mecánica. En los últimos años, y basándose en el citado documento, se invierte la tendencia en la gestión del litoral de Menorca: hasta entonces, al igual que el resto del archipiélago, la gestión realizada se basaba en la simple preocupación sobre las normas básicas de higiene, sistemas mecanizados de limpieza y dotación de servicios. El Consell Insular de Menorca, consciente de la fragilidad de los valores naturales de su litoral, y con el fin de gestionar sus playas y calas, crea el Consorcio de Gestión Mancomunada del Litoral de Menorca. Las medidas de gestión aplicadas se basan en aspectos geomorfológicos, sociales y paisajísticos, combinando las medidas de gestión geoambiental del sistema con su uso turístico y recreativo, y teniendo como objetivo prioritario la recuperación y mantenimiento de los sistemas playa-duna. Se planificó el litoral mediante la clasificación cualitativa de los espacios arenosos a gestionar,

aplicando medidas de gestión diferenciadas para cada una de las tipologías de playas y sistemas playa-duna (Roig-Munar, 2003). Basándonos en diferentes estudios científicos sobre dinámica litoral se han adaptado los resultados a la práctica de la gestión en aras de conseguir sistemas playa-duna sostenibles. Así, los criterios más importantes que podemos citar para una gestión sostenible del sistema playa-duna son los siguientes:

El primero resulta de considerar el papel protector de los restos de *Posidonia oceanica* acumulados sobre la playa, puesto de manifiesto por Servera *et al.* (2000), y del análisis y consecuencias erosivas de su retirada con maquinaria pesada (Roig-Munar & Martín-Prieto (2003b). En este sentido, Roig-Munar (2002) propone una metodología y temporalización de su retirada minimizando, en la medida de lo posible, sus efectos erosivos, como se expondrá más adelante. Por otra parte, se ha de gestionar el espacio playa-duna considerando la importancia de las *foredunes* como reguladoras naturales del sistema dunar en conjunto. Es a partir de estas formas que se desarrollan y preservan los primeros cordones dunares, y su ausencia provocará la desestabilización, erosión y/o desaparición (Hesp, 2002). Finalmente, el tercer factor que incide en la gestión de los sistemas dunares consiste en la recuperación de las formas degradadas. Así pues, y en un orden lógico, hemos de erradicar las causas de su degradación para proceder a la remediación de los daños presentes.

4. Efectos de la gestión de playas sobre las dunas

La playa es el sector donde se produce el intercambio sedimentario entre la parte sumergida y emergida, así como el sector de transferencia sedimentaria hacia las dunas (Sherman & Bauer, 1993). En los sistemas playa-duna se puede definir un grado de sensibilidad y/o fragilidad morfodinámica mediante tres curvas de sensibilidad (Fig. 1): la primera, común en todos los sistemas dunares, es la debilitación, erosión y/o desaparición de los primeros cordones dunares, básicos para la estabilización del perfil natural playa-duna, establecida por Brown & McLachan (1990); la segunda, y aplicada a los sistemas playa-duna de Baleares por Rodríguez-Perea *et al.* (2000), se sitúa sobre las praderas de *Posidonia oceanica* como hábitat productor de sedimento del sistema y estabilizador de la playa sumergida. La tercera curva sensible del sistema, definida por Roig-Munar & Martín-Prieto (2004), se establece sobre las bermas acumuladas de restos de *Posidonia oceanica* debido a su importancia como zona de transferencia sedimentaria entre sectores playa-duna, como aporte de materia orgánica entre la playa y las comunidades vegetales de la *foredune*, básicas para la estabilización de éstas, y como elemento amortiguador de la fuerza de los temporales. De este

modo podemos diferenciar tres puntos críticos en el grado de sensibilidad y fragilidad del perfil teórico de playa-duna balear, a la vez que tres puntos donde incidir de forma positiva mediante sistemas de gestión geoambientales.

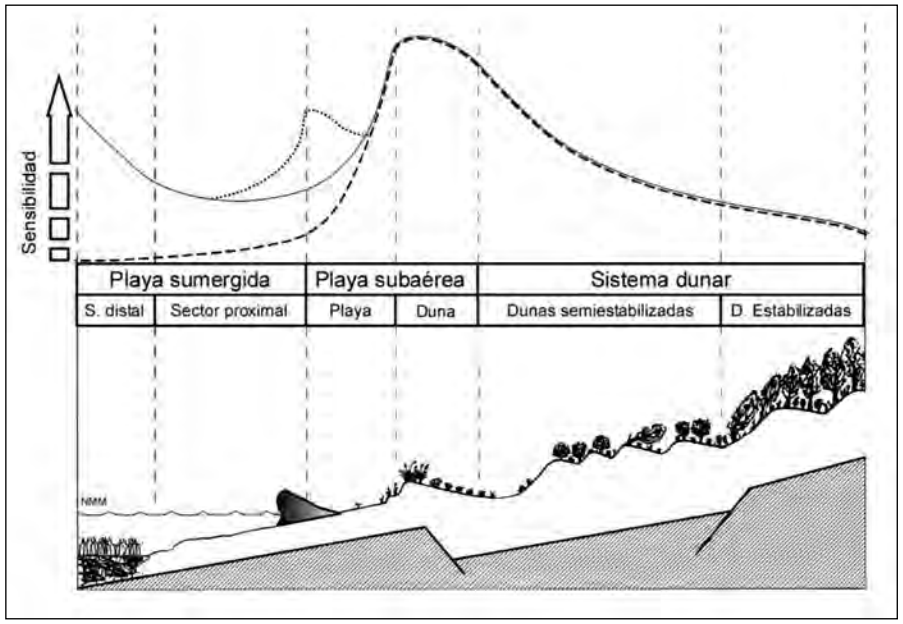


Figura 1. Perfil de una playa-duna con su curva de sensibilidad y fragilidad. Los picos de las curvas indican las zonas más sensibles del sistema. Modificado de Brown & McLachlan (1990) y de Rodríguez-Perea *et al.* (2002).

4.1. La retirada de bermas vegetales de *Posidonia oceanica*

La *Posidonia oceanica* es una fanerógama marina endémica del mar Mediterráneo que habita preferentemente sobre sustrato blando. Esta fanerógama pierde una parte importante de sus hojas, estimada entre 10 y 20 Tn/ha (Medina *et al.*, 2001), coincidiendo con el otoño, al inicio de los temporales más importantes. La mayor parte de estas hojas (en torno a un 70%) se encuentra entre la zona de pradera sumergida y el límite de la zona infralitoral. Estas praderas conforman el hábitat del ecosistema con la producción neta de sedimento arenoso más importante del litoral balear, y su composición es eminentemente bioclástica, con porcentajes superiores al 85% (Jaume & Fornós, 1992). Al ser el Mediterráneo un mar sin rango mareal importante se produce la acumulación de las hojas muertas de *Posidonia oceanica* sobre la playa, formando una berma vegetal. Estas bermas llegan a alcanzar alturas superiores a 2 m por una anchura que oscila entre una y varias decenas de metros extendiéndose hacia tierra,

formando una compacta y espesa capa de materia orgánica, arena y agua. Estas acumulaciones contribuyen al mantenimiento de la línea de costa, reduciendo la fuerza del oleaje y favoreciendo los procesos de sedimentación frente a los erosivos. La persistencia de estas bermas mejora las condiciones de la protección costera. La berma tiene una triple función morfodinámica: en primer lugar, ejerce una protección sobre la playa subaérea frente a la incidencia de los temporales; en segundo, reduce la velocidad y turbulencia de la ola rota debido a la elevada viscosidad del agua mezclada con restos de hojas, que amortiguan el impacto de ésta sobre la berma, y en tercer lugar acumula sedimento entre sus hojas (Rodríguez-Perea *et al.,* 2000). Desde el punto de vista sedimentológico representan la llegada de importantes cantidades de sedimento que se encuentra intercalado de forma irregular en la potencia acumulada, o bien adheridos a los haces de las hojas (Roig-Munar *et al.*, 2004b).

Actualmente y a causa de la afluencia turística, estas bermas son retiradas sistemáticamente (Fig. 2). En el período estival son retiradas por una concepción equívoca del término limpieza y estética de playas (Roig-Munar, 2002), ofreciendo imágenes publicitarias propias de playas idílicas e impolutas, hecho que da lugar a la confusión y queja por parte del visitante. En el período invernal esta retirada, amparada en el uso agrario-ganadero de los restos de la fanerógamas marinas, se realiza de forma masiva y con maquinaria pesada que provoca, por una parte, la destrucción del pie de la duna, y por otra, con la retirada de las hojas se pierde una importante cantidad de sedimento al estar éste intercalado con los restos de *Posidonia* que sale del sistema playa-duna, dando lugar a balances negativos. Otros aspectos negativos directamente relacionados con este tipo de extracción son la destrucción y erradicación de comunidades vegetales pioneras, una fuerte salinización de la primera línea vegetal y la retirada de una fuente importante de materia orgánica, llevando consigo la reducción de las poblaciones de algunas especies nitrófilas típicas de la *foredune* (Gil, 1989).

4.2. La influencia de la berma vegetal sobre el perfil playa-duna

Los efectos de protección de las bermas de *Posidonia oceanica* sobre la playa han sido descritos en el sur de Francia por autores como Boudouresque & Jeudy (1984). Servera *et al.* (2000) proponen una secuenciación de depósito y retirada natural de estas bermas acumuladas sobre la playa, teniendo presente la zonificación de playa emergida y sumergida, así como los diferentes sectores dentro de éstas. Roig-Munar & Martín-Prieto (2004) demuestran la efectividad de protección de la línea de costa de las bermas vegetales de *Posidonia oceanica* a partir de perfiles de playa realizados en el sistema playa-duna d'Es Peregons

(Mallorca), antes y después de la retirada de las bermas. Se obtiene una pérdida de 33 m^3 de playa a lo largo del perfil, afectando a la vegetación y con un retroceso temporal de la línea de costa superior a los 15 m. Mediante los resultados obtenidos en la playa de Es Perengons, válidos y extrapolables a todo el litoral balear, se determina que las eliminaciones sistemáticas realizadas de forma indiscriminada sobre las playas en las últimas décadas han provocado una importante pérdida de superficie y volumen de playa (Martín-Prieto *et al.*, 2008) dando lugar a un desplazamiento de formas dunares móviles y semiestabilizadas hacia los campos estabilizados, reactivando procesos dinámicos por la regresión del frente dunar. Asensi & Servera (2004) en un estudio realizado en la Bahía de Alcudia, cuantificaron en un 23% el contenido sedimentario de acumulaciones situadas en la parte posterior de la playa. En Menorca, Roig *et al.* (2004b) establecieron mediante criterios geomorfológicos volúmenes de pérdida sedimentaria del 4 % al analizar los depósitos de las bermas recién retiradas (Fig. 3).

Figura 2. Extracción de hojas de *Posidonia oceanica* con maquinaria pesada.

4.3. La limpieza mecánica de la playa

Otro de los factores erosivos del sistema playa-duna es la limpieza mecánica, centrada únicamente en el "lavado y alisamiento extensivo" de la superficie de playa, sin tener presentes las características ambientales y geomorfológicas, ni las zonaciones de máximo uso antrópico (Fig. 4). Esta práctica ha sido una de las causas de degradación de los sistemas dunares de Baleares (Roig-Munar, 2004). Ha desencadenado desequilibrios ambientales a escala local, como la alteración y desaparición de fauna intersticial (Pretus, 1989) y de fauna terrestre endémi-

ca exclusiva de estos ambientes de las Baleares, como por ejemplo la rareza o desparición de la mayoría de las playas de las Baleares del coleóptero sabulícola *Phaleria pujeti*). La retirada de restos de algas y otros materiales orgánicos de vital importancia para las comunidades vegetales dunares (Ranwell, 1972), ya que proporcionan nutrientes para el desarrollo de las comunidades vegetales pioneras de playa y de las morfologías de *foredune*. A nivel botánico estas actuaciones dan lugar al deterioro de la vegetación de playa, desplazan especies propias de playa, desaparecen taxones sensibles y se propicia la inmigración de taxones nitrófilos externos y más resistentes (Schmitt, 1994). La retirada de estos nuevos plantones afecta directamente al desarrollo de las dunas embrionarias, fundamentales en el crecimiento de nuevas morfologías, en la estabilización natural del sedimento y en el mantenimiento de la biodiversidad en la zona más dinámica.

Figura 3. Sedimento intercalado de una berma vegetal extraída con maquinaria pesada.

Geomorfológicamente se da una compactación del suelo (Bird, 1996) y una modificación del perfil natural de la playa, descompensando los balances sedimentarios entre playa-duna, inducidos por un cambio en el índice de rugosidad natural (Brown & McLachlan, 1990). Estas modificaciones de rugosidad y perfil suponen un incremento en la velocidad del viento sobre la superficie de playa expuesta y un aumento del transporte sedimentario por la pérdida de vegetación de playa, con connotaciones de retranqueo de morfologías delanteras y unión a morfologías semiestabilizadas

Figura 4. Modificación del perfil de playa y alteración del pie de duna con la limpieza mecánica.

La limpieza con maquinaria pesada de la totalidad de la playa subaérea es, aún hoy, y a pesar de lo expuesto, la práctica más habitual a lo largo de buena parte del litoral español. Asimismo, tampoco se tienen en cuenta las condiciones ambientales en el momento de la actuación, llevándose a cabo limpiezas preestablecidas a priori e independientes de su conveniencia o inconveniencia morfológica (Roig-Munar, 2004). Se realizan las actuaciones de limpieza desde la zona de *swash*, donde los índices de humedad del sustrato son más elevados, y por ende, el grado de cohesión en el sedimento es mayor, aumentando de este modo la posibilidad de ser retirado y retenido por la máquina cribadora hasta el talud de la *foredune*, dando lugar a una desestructuración de la morfología debido a su descalce y a un aumento del sedimento suelto sobre la playa (Fig. 4). En el caso de las Islas Baleares, las particularidades sedimentarias del litoral hacen que estas actuaciones mecánicas puedan ser mucho más nocivas que en otros ambientes costeros, ya que la composición sedimentológica de las playas es eminentemente bioclástica (Jaume & Fornós, 1992). Este tipo de composición, junto con el grado de humedad, da como resultado la creación de costras de cementación por coalescencia entre partículas arenosas (Leeder, 1983), lo que produce una disminución en la intensidad del transporte eólico al facilitar

la cohesión sedimentaria. Las actuaciones de limpieza facilitan la rotura de tales encostramientos, y exhuman el material suelto susceptible de ser desplazado más allá de la propia playa, incrementando y agravando la descompensación de los balances de equilibrio natural entre playa y duna. Por tanto, estas características (humedad y $CaCO_3$) reducen el dinamismo del conjunto de los sistemas dunares de Baleares.

5. La gestión de la *foredune*

La gestión de los sistemas playa-duna basada en criterios geomorfológicos tiene su base en las tres curvas de sensibilidad que condicionan la estabilidad o erosión del sistema en su conjunto (Fig.1). Intervenir con criterios geomorfológicos en estos sistemas delanteros permite la ralentización y estabilización de los procesos erosivos delanteros e internos del sistema dunar. El uso de las técnicas que a continuación se describen tiene una incidencia a lo largo del perfil playa-duna y sus resultados geoambientales y económicos fueron valorados por Roig-Munar *et al.* (2006a).

5.1. Restricciones a la retirada de bermas vegetales de *Posidonia oceanica*

La retirada de restos acumulados de *Posidonia oceanica* implica la pérdida de volumen y de superficie de la playa. Cuando a estas retiradas se aplican los criterios geomorfológicos, parte del sedimento intercalado permanece en la playa. Para evitar la erosión "gratuita" de esta arena se utilizan diferentes técnicas:

La nivelación del perfil natural de playa hacia las bermas acumuladas evita la generación del impacto erosivo por su retirada (pérdida de volumen sedimentario y desestructuración del perfil del *swash*), aumentando la superficie de playa. La técnica permite la ganancia temporal de superficie de playa y acelera artificialmente los procesos naturales de adosamiento y sedimentación de barras sumergidas sobre bermas acumuladas de forma inversa. Otra técnica utilizada es el traslado artificial de barras adosadas a la playa acelerando su incorporación a la berma. Asimismo, en algunos casos se crean "bancos" de acúmulos retirados de *Posidonia* para su retorno a la zona de batida de oleaje. De este modo, una vez acabada la temporada turística, la devolución de los restos a la zona de *swash* acelera de forma artificial la creación de bermas naturales de acumulación y protección natural de playa, aportando el sedimento intercalado en su retirada y evitando el déficit sedimentario.

5.2. Restricciones a la limpieza mecánica

Las restricciones de limpieza mecánica, tanto en periodicidad como en áreas de actuación, son un factor importante para la restauración natural de los primeros cordones dunares, recuperación de las morfologías de playa y su vegetación pionera asociada, así como para la recuperación de los taludes de *foredune*. Los resultados obtenidos a lo largo de cinco años de no actuación en cuatro sistemas playa-duna de Menorca, han sido la recuperación de 12.207 m^2 de morfologías con una potencia media de 0,36 m. Con el paso del tiempo estas morfologías dunares incipientes han sido colonizadas y se han convertido en elementos de cierta magnitud, estabilizando taludes erosionados e interceptando y sellando de forma natural *blowouts* preexistentes. La limpieza, limitada a la zona de reposo de los bañistas y evitando dicha actuación sobre toda la superficie de playa, ha favorecido la reducción del impacto desestructurante de este tipo de actuaciones, facilitando el desarrollo de la cobertura vegetal, la retención y acumulación de sedimento y la recuperación de las morfologías perdidas, así como el equilibrio entre la playa y la duna.

5.3. Cordones y restricciones al tránsito

El uso de las dunas como áreas de reposo o como soporte de actividades económicas supone una erosión considerable. La colocación de cerramientos de estacas unidas por cabos o cordones, con la finalidad de disuadir el paso de usuarios hacia el interior de los sistemas dunares, ha logrado una recuperación lenta y progresiva de morfologías dunares y vegetación asociada, evitando su frecuentación y por ende su compactación y la fragmentación de hábitats dunares (Fig. 5). Esta técnica favorece la limitación del uso del espacio dunar, el sellado de *blowouts* y la colonización vegetal natural de los senderos que fragmentan el sistema dunar. El respeto de esta restricción de paso por parte de los usuarios se ha estimado en torno al 98%, y las ganancias volumétricas no superan espesores de 0,30 m, pero favorecen de forma acelerada y progresiva la colonización vegetal, la creación de morfologías asociadas y la retención de sedimento en la base del sistema activo, evitando migraciones morfológicas hacia el interior del sistema.

5.4. Captadores de interferencia eólica

Paralelamente a la restricción de sistemas agresivos de gestión y a técnicas restrictivas al tránsito de usuarios, y como herramienta de recuperación, rehabilitación, restauración y restitución de morfologías erosionadas, se vienen usando captadores de interferencia eólica. Se utilizan distintos materiales porosos que al modificar la velocidad del viento acumulan el sedimento que este transporta

(Fig. 5). En el caso de sistemas playa-duna se ha optado por el uso de materiales vegetales (cañizo o espartina) que quedan integrados en el sistema, o acúmulos de restos de *Posidonia oceanica* retirada. En las discontinuidades morfológicas delanteras, en las *foredunes* y en los canales de deflación del sistema semiestabilizado y estabilizado, se utilizan preferentemente cañizos con alturas de 1,5 m y porosidad del 50%, estimando una sombra de retención y sedimentación entre 5 y 10 veces la altura de la trampa. En la parte frontal de los sistemas, se utiliza espartina con una porosidad del 10% para crear las primeras formas efímeras de retención.

En casos puntuales, como canales de deflación, se usan restos de bermas vegetales de *Posidonia oceanica* como técnica de interferencia eólica. Se aporta así gran cantidad de materia orgánica y sedimento intercalado al sistema, que no solo favorece la interferencia eólica sino también la rápida colonización de especies vegetales propias de morfologías dunares delanteras. De este modo, y en base a la clasificación morfoecológica de Hesp (2002) (ver página 48 de este libro), se ha conseguido pasar de estadios tipo 5 a estadios tipo 2 en algunos sistemas playa-duna de Menorca en períodos de análisis de cuatro años (Roig-Munar *et al.*, 2006b). En algunos espacios, como el de la figura 5, los cordones disuasorios han sido adelantados 2 m para conseguir, mediante estas técnicas blandas, el estado inicial, favoreciendo la germinación de vegetación psammófila que no es desenraizada y así configurando una primera línea de vegetación que actúa de elemento captador de un volumen de arena que permanece en el sistema, promoviendo el crecimiento del sector de dunas delanteras.

Figura 5. Utilización de técnica mixta de cordones disuasorios y barreras de interferencia eólica.

6. Conclusiones

La gestión de los sistemas playa-duna se basa en asegurar su alimentación sedimentaria, por ello resulta crítico actuar de modo que no se pongan en peligro dichos aportes. Hay que evitar que balances sedimentarios negativos provoquen procesos erosivos que desde sus partes más frontales se extiendan hacia el interior de las dunas y desestabilicen su estructura.

El mantenimiento y recuperación de la vegetación pionera es crucial, ya que se trata de especies altamente especializadas que son capaces de resistir el *spray* marino y desarrollarse sobre sustratos salobres e incluso salinos. Solo conservando estas comunidades podemos asegurar el éxito de la sucesión vegetal que caracteriza las dunas litorales y que garantiza la retención sedimentaria.

Por otra parte, se ha de vigilar que el uso de la recreación no ponga en peligro la evolución y dinámica natural del sistema. Para ello hay que restringir su frecuentación masiva que conlleva la creación de canales de erosión. Determinar la capacidad de carga de los sistemas y reducir su frecuentación en sus zonas más frágiles resulta imprescindible para el equilibrio.

En el caso de las dunas litorales, su dependencia de la conservación de la playa es total. La retirada indiscriminada de los restos vegetales de *Posidonia oceanica*, que en forma de bermas se acumulan sobre la playa, pone en peligro la alimentación sedimentaria de la playa y su protección contra los temporales. Estas operaciones, junto a técnicas de limpieza de playas inadecuadas, constituyen los mayores peligros, no solo para la conservación de la playa, sino también para la alimentación y preservación de las dunas. Es por ello que una correcta gestión de la playa es imprescindible para garantizar el buen estado de las dunas.

Se ha demostrado que un cambio en el concepto de gestión, mediante el uso de técnicas blandas, y buscando el soporte social, puede invertir las tendencias erosivas de un sistema dunar. Pero, además, hemos de procurar la recuperación de las zonas dañadas del sistema dunar que no sean capaces de restaurarse por sí solas. Para ello, además de restringir una frecuentación excesiva, mediante cordones disuasorios, deberemos procurar barreras de interferencia eólica que sustituyan temporalmente a la vegetación y permitan reiniciar la acumulación de sedimento. Conocer la dinámica eólica y sedimentaria del sistema es necesario para conseguir el éxito de la gestión. Confiar en la capacidad de regeneración vegetal, apoyarla e incluso acelerarla siguiendo su pauta natural es la estrategia más adecuada para recuperar *blowouts* y canales de deflación, que posteriormente serán revegetados de forma natural una vez que los procesos erosivos hayan desaparecido.

En definitiva, trabajar a favor de los procesos naturales basándonos en su conocimiento técnico y científico es la clave de una gestión sostenible a medio y largo plazo. Asegurar la alimentación del sistema dunar y recuperar las morfologías erosivas son dos fases ineludibles de la gestión de estos valiosos espacios frágiles y dinámicos.

Referencias

Asensi, M. & Servera, J. (2004). Aproximació a la quantificació de la pèrdua de sediment de platja amb la retirada mecànica de les bermes vegetals de Posidonia oceanica. En: *IV Jornades de Medi Ambient de les Illes Balears* (Pons, G.X., ed.). Sociedad de Historia Natural de Baleares, Palma de Mallorca, 87-91.

Blázquez, M. (1996). *Els usos recreatius turístics dels espais naturals públics. L'abast del lleure al medi natural*. Universitat de les Illes Balears, Tesis doctoral inédita. 385 pp.

Blázquez, M., Murray, I., & Garau, J.M. (2002). *El tercer Boom. Indicadors de sostenibilitat del turisme de les Illes Balears 1989-1999*. Centre d'Investigacions Tecnològiques i Turístiques de les I. Balears. Palma de Mallorca 427 pp.

Boudouresque, C.F., Jeudy de Grissac, A. & Meinesz, A. (1984). Relations entre le sedimentation et l'allongement des rhizomes orthotropes de *Posidonia oceanica* dans la baie d'Elbu (Corse). En: *International Workshop Posidonia oceanica Beds, GIS Posidonie*. Vol. 1 (Boudouresque, C.F., Grissac, A.J.D. & Olivier, J., eds.). GIS Posidonie, Marseille, 185-191.

Bird, E.C.F. (1996). *Beach management*. Chichester, John Willey & Sons. 281 pp.

Brown, A.C. & McLachlan, A.M. (1990). *Ecology of sandy shores*. Amsterdam. Elsevier. 328 pp.

García-Novo, F. (1982). Efectos ecológicos del equipamiento turístico. *Estudios Territoriales*, 5, 137-144.

Gil, Ll. (1989). *La vegetación de las dunas de sa Ràpita (Campos-Mallorca)*. Departament de Biologia Ambiental, Universitat de les Illes Balears (Inédito), 215 pp.

Hesp. P. (2002). Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, 48, 245-268.

Jaume, C. & Fornós, J.J. (1992). Composició i textura dels sediments de platja del litoral mallorquí. *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*, 35, 93-110.

Juaneda, J. & Roig-Munar, F.X. (2002). El pla de neteja integral de l'illa de Menorca com a eina de gestió ambiental. En: *Geografia y Territorio, el papel del geógrafo a escala local* (Blázquez, M. & Cors, M., eds.), Universitat Illes Balears, 43-48.

Leeder, M.R. (1983). On the interactions between turbulent flow, sediment transport and bedform mechanics in channelized flows. *International Association of Sedimentologists Spec. Publ.*, 6, 5-18.

Medina, J.R., Tintoré, J. & Duarte, C. (2001). Las praderas de *Posidonia oceanica* y la regeneración de playas. *Revista de Obras Públicas*, 3409(3), 31-41.

Martín-Prieto, J.A., Roig-Munar, F.X. & Rodríguez-Perea, A. (2007). Análisis espacio-temporal (1956-2005) de la foredune de cala Mesquida (N. Mallorca) mediante el uso de variables geoambientales y antrópicas. En: *Investigaciones recientes (2005-2007) en geomorfología litoral* (Gómez-Pujol, L. & Fonós, J.J., eds.), Universidad de las Islas Baleares, Palma de Mallorca, 137-140.

Martín-Prieto, J.A., Roig-Munar, F.X, J., Rodíguez-Perea, &. A., Pons, G.X., (2008). Evolución de la línea de costa de la platja d'es Trenc. En: *V Jornades de Medi Ambient de les Illes Balears* (Pons G.X., ed.), Societat d'Història Natural de les Balears. Palma de Mallorca - Maó – Eivissa, 65-66.

Pretus, J.Ll (1989). Contribució al coneixement de la fauna intersticial litoral. Presència de Mistacocàrides (Crustacea) a l'illa de Mallorca. *Butlletí de la Institució Catalana d'Història Natural*, 60 (9), 113-119.

Ranwell, D.S. (1972). *Ecology of salt marshes and sand dunes*. London, Chapman & Hall. 258 pp.

Rita, J., Rodríguez-Perea, A. & Tébar, J. (1988). *Sistemas dunares de Menorca, valoración geoambiental y estado de la conservación*. Documento inédito (Institut Menorquí d'Estudis). 183 pp.

Rita, J., & Tébar, J. (1990). Estructura de la vegetación dunar de Menorca (I. Baleares). *Studia Ecologica*, VII, (33-48).

Rodríguez-Perea, A., Servera, J. & Martín-Prieto, J.A. (2000). *Alternatives a la dependència de les platges de les Balears de la regeneració artificial: Informe METADONA*. Univ. Illes Balears, Col. Pedagogia Ambiental nº10, 108 pp.

Roig-Munar, F.X. (2001). El conocimiento de la *Posidonia oceanica* y sus funciones ecológicas como herramienta de gestión litoral. La realización de encuestas a los usuarios de playas y calas de la isla de Menorca. *Papeles de Geografia*, 34, 271-280.

Roig-Munar, F.X. (2002). El Pla de neteja integral del litoral de Menorca. Aspectes geomórfics, ambientals i socials. *Boletín de Geografia Aplicada*, 3-4, 51-64.

Roig-Munar, F.X. (2003). Identificación de variables útiles para la clasificación y gestión de calas y playas. El caso de la isla de Menorca (I. Balears). *Boletín de la AGE*, 35, 175-190.

Roig-Munar, F.X. (2004): Análisis y consecuencias de la modificación artificial del perfil playa-duna por el efecto mecánico de su limpieza. *Investigaciones geográficas*, 33, 87-103.

Roig-Munar, F.X & Martín-Prieto, J.A. (2003a). Valoración de la capacidad de carga física y perceptual en playas situadas en espacios naturales protegidos. En: *La Geografia y la Gestión del Turismo. Actas VIII Coloquio de Geografia del Turismo, ocio y recreación* (Santos X., ed.). Universidad de Santiago de Compostela, 343-351.

Roig-Munar, F.X. & Martín-Prieto, J.A. (2003b). El papel protector de las bermas vegetales de Posidonia oceanica sobre la playa emergida d'es Perengons (S.E. Mallorca). En: *Procesos geomorfológicos y evolución costera*. (Blanco, R., López, J. & Pérez, A., eds.). Actas II Reunión de Geomorfología Litoral, Univ. de Santiago de Compostela, 201-212.

Roig-Munar, F.X. & Martín, J.A. (2004). Efecto de laretirada de bermas vegetales de *Posidonia oceanica* sobre las playas de las Islas Baleares: consecuencias de la presión turística. *Investigaciones Geográficas*, 57, 40-52.

Roig-Munar, F.X. & Pérez-López, M. (2008): Anàlisi del grau de publicitació i freqüentació de les platges de Menorca com a eina de gestió de la demanda. En: *V Jornades de Medi Ambient de les Illes Balears*, (Pons, G.X. ed.). Societat d'Història Natural de les Balears. Palma de Mallorca - Maó - Eivissa. 347-349.

Roig-Munar, F.X., Martín-Prieto, J., Rodíguez-Perea, A. & Pons, G.X. (2006a). Valoración geoambiental y económica de diferentes técnicas de gestión de playas. En: *Geomorfología y territorio: actas de la IX reunión nacional de Geomorfología.* (Pérez Alberti, A. & López Bedoya, J. eds.). Serv. Publ. Universidad de Santiago de Compostela, 457-469.

Roig-Munar, F.X., Martín-Prieto, J.A., Comas, E. & Rodríguez-Perea, A. (2006b). Space-time analysis (1956-2004) of human use and management of the beach dune systems of Menorca (Balearic Islands, Spain). *Journal of Coastal Research Sp. Iss*. 48, 107-111.

Roig-Munar, F.X., Rodríguez-Perea, A. & Martín-Prieto, J.A (2004a). Influencia antrópica en la alteración del sistema playa-duna de Son Bou (Menorca), En: *Contribuciones Recientes sobre Geomorfología* (Benito, G. & Díez Herrero, A., eds). SEG y CSIC, Madrid, 375-384.

Roig-Munar, F.X., Rodríguez-Perea, A., Martín-Prieto, J. & Comas, E. (2004b). Aproximació a la quantificació de la pèrdua de sediment de platja amb la retirada mecànica de les bermes vegetals de *Posidonia oceanica*. En: *IV Jornades de Medi Ambient de les Illes Balears* (Pons, G.X., ed.). Societat d'Història Natural de les Baleares. Palma-Maó, 82-83.

Schmitt, T. (1994): Degradació de la vegetació psamòfila litoral de Mallorca. *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears,* 37, 151-174.

Servera, J., Martín-Prieto, J.A. & Rodríguez-Perea, A. (2000). Forma y dinámica de las acumulaciones de hojas de *Posidonia oceanica*. Su papel como elemento Protector de la playa subaérea. En: *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del tercer milenio* (Pérez-González, A., Vegas, J. & Machado, J., eds.). Instituto Geológico y Minero de España, Sociedad Española de Geomorfología, Madrid, 363-369.

Sherman, D.J. & Bauer, B.O. (1993). Dynamics of beach-dune systems. *Progress in Physical Geography*, 17(4), 413-447.

LISTADO DE AUTORES

Abarca, Juan Manuel (Demarcación de Costas de Andalucía Atlántico, Cádiz) **359**

Alcántara-Carrió, Javier (Univ. Católica de Valencia) **67, 467**

Alonso, Ignacio (Univ. de Las Palmas de Gran Canaria) **447, 467**

Alonso Villalobos, Carlos (Junta de Andalucía) **359**

Anfuso, Giorgio (Univ. de Cádiz) **359**

Bardají, Teresa (Univ. de Alcalá de Henares) **331, 407**

Bateman, M.D. (Sheffield Centre International Drylands Research, Reino Unido) **501**

Benavente González, Javier (Univ. de Cádiz) **359**

Bernat Rebollal, Manuel (Instituto Geológico y Minero de España, Madrid) **501**

Borja Barrera, César (Univ. de Sevilla) **407**

Borja Barrera, Francisco (Univ. de Huelva) **407**

Cabero, Ana (Univ. Complutense de Madrid) **331, 407**

Cabrera, Laura (Univ. de Las Palmas de Gran Canaria) **467**

Corbí, Alberto (Univ. Católica de Valencia) **67**

Criado, Constantino (Univ. de La Laguna, Tenerife) **447**

Dabrio, Cristino José (Univ. Complutense de Madrid) **331, 407**

Del Río Rodríguez, Laura (Univ. de Cádiz) **359**

Desir, Gloria (Univ. de Zaragoza) **563**

Flor, Germán (Univ. de Oviedo) **13, 127**

Flor Blanco, Germán (Univ. de Oviedo) **127**

Fontán, Ángela (Univ. Católica de Valencia) **67**

Fornós, Joan J. (Univ. de les Illes Balears) **307**

García, Carlos M. (Univ. de Cádiz) **585**

García de Lomas, Juan (Univ. de Cádiz) **359, 585**

García Jiménez, Rosario (Univ. Autónoma de Madrid) **541**

González, Alba (Univ. Rey Juan Carlos, Móstoles) **87**

González Martín, Juan Antonio (Univ. Autónoma de Madrid) **541**

Goy Goy, José Luis (Univ. de Salamanca) **331, 407**

Gracia Prieto, Fco. Javier (Univ. de Cádiz) **13, 359, 585**

Gutiérrez Elorza, Mateo (Univ. de Zaragoza) **563**

Gutiérrez Santolalla, Francisco (Univ. de Zaragoza) **563**

Hernández Caliento, Luis (Univ. de Las Palmas de Gran Canaria) **447, 467**

Julià, Ramón (Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera", CSIC, Barcelona) **187**

Lario, Javier (Univ. Nacional de Educación a Distancia, UNED, Madrid) **331, 40**

Ley de Seoane, Carlos (Ecología Litoral, S.L., Madrid) **641**

Marín, Cinta (Univ. de Zaragoza) **563**

Marqués, María Àngels (Univ. de Barcelona) **187**

Martí, Rosa María (Servicio Devesa-Albufera, Ayuntamiento de Valencia) **663**

Martín Prieto, José Antonio (Univ. de les Illes Balears) **285, 683**

Martínez Cedrún, Patricio (Univ. de Cantabria) **127**

Mir Gual, Miquel (Univ. Illes Balears) **683**

Montaner, Jordi (Geoservei. Proyectes i Gestió Ambiental, Girona) **187**

Montoya, Isabel (Univ. Rey Juan Carlos, Móstoles) **87, 207**

Muñoz Pérez, Juan José (Demarcación de Costas de Andalucía Atlántico, Cádiz) **641**

Navarro Pons, Marina (Demarcación de Costas de Andalucía Atlántico, Cádiz) **641**

Ojeda Zújar, José (Univ. de Sevilla) **105, 427**

Pardo Pascual, Josep E. (Univ. Politécnica de Valencia) **227, 263, 609**

Pérez Alberti, A. (Univ. de Santiago de Compostela) **161**

Pérez González, Alfredo (Centro Nac. Inv. sobre la Evolución Humana, Burgos) **501**

Polo, M.D. (Univ. Complutense de Madrid) **407**

Pons, Guillem X. (Univ. Illes Balears) **683**

Quintana Trenor, Amelia (Servicio Devesa-Albufera, Ayto. de Valencia) **663**

Rodríguez García, J. (Instituto Geológico y Minero de España, Madrid) **501**

Rodríguez- Perea, Antonio (Univ. de les Illes Balears) **285, 683**

Rodríguez Ramírez, Antonio (Univ. de Huelva) **387**

Rodríguez Santalla, Inmaculada (Univ. Rey Juan Carlos, Móstoles) **87, 207**

Roig Munar, Francesc X. (QU4TRE, Consultoría Ambiental, Menorca) **683**

Roquero, Elvira (Escuela Técnica Sup. Ingenieros Agrónomos, Madrid) **407**

Sánchez, María José (Univ. Rey Juan Carlos, Móstoles) **67, 87, 207**

Sanjaume Saumell, Eulalia (Univ. de Valencia) **13, 227, 263 609**

Servera Nicolau, Jaume (Univ. de les Illes Balears) **285**

Silva, Pablo G. (Univ. de Salamanca) **331, 407**

Vallejo, Ismael (Univ. de Sevilla) **105, 427**

Vázquez Paz, M. (Univ. de Santiago de Compostela) **161**

Yanes, Amalia (Univ. de La Laguna, Tenerife) **447, 467**

Zazo Cardeña, Caridad (Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid) **331, 407**

ÍNDICE DE TOPÓNIMOS

En negrita se indican las páginas en las que los topónimos están citados en figuras o en tablas.

Para el caso de topónimos españoles, entre paréntesis se cita la provincia en la que se ubica, aplicando las siguientes equivalencias: A, Alicante; Ab, Albacete, Al, Almería; As, Asturias; Av, Ávila; B, Barcelona; Bd, Badajoz; C, La Coruña; Ca, Cádiz; Cn, Cantabria; Cr, Ciudad Real; Cs, Castellón; Cu, Cuenca; Gu, Guadalajara; H, Huelva; Hu, Huesca; IB, Islas Baleares; IC, Islas Canarias; G, Gerona; Gp, Guipúzcoa; Lu, Lugo; M, Madrid; Ma, Málaga; Mn, Menorca; Mu, Murcia; N, Navarra; P, Pontevedra; Sg, Segovia; So, Soria; T, Tarragona; Te, Teruel; To, Toledo; V, Valencia; Va: Valladolid; Vz, Vizcaya; Z, Zaragoza.

Abalario, El (H), 398, 400, **400**, **401**, **402**, 407-423, **409**, **410**, **411**, **419**, **428**, **591**

Aboño (As), 131, **132**, **136**

Abrela (Lu), **167**

Acebo, río, **136**

Acebuche, El (H), **410**

Aculadero, El (Ca), 368

Adra (Al), 336, **336**, 352

África, 456, 489, 541, 543, 549, 553, 557

Agua, Caleta del (Ca), 369

Agüera, río, 133, **144**

Aguieira (C), **46**, **136**, **168**

Aguilas (Mu), **352**

Aguilera (Verdicio, As), 129, 139

Agulla, Cala (Mallorca, IB), 298

Ajo (Cn), 133, **140**

Akosombo, pantano de (Ghana), 618

Alacant, ver Alicante

Albacete, 544

Alboraia (V), 253,

Alborán, Mar de, 521

Alcaidesa, La (Ca), **361**

Alcañiz (Te), 576

Alcarria, La (Gu), 557

Alcázar de San Juan (Cr), 508, 518

Alcubierre, Sierra de, 543

Alcúdia, Bahía de (Mallorca, IB), 287, 293, 299, 300, **317**, **320**, **592**, 621, 630, 690

Aldea de San Nicolás (Gran Canaria, IC), 461

Alegranza (IC), 448, 458, **593**

Alfacs, Els (T), **208**, **219**

Alfaques, Bahía de los (T), 217, **219**

Agaete (Gran Canaria, IC), 461

Algaida, La (Ca), **361**, 368, **388**, 395, **397**

Algarbe (Portugal), **47**, 422

Algeciras (Ca), **361**, 376, 377, **377**, **380**

Alicante, **228**, 229, 231, 236, 237, 246, 255, 309, 595, **610**, 614, **619**

Alicate, El (Ma), 333

Almadraba de Monteleva (Al), 342

Almagrera, Sierra (Al), **352**

Almassora (Cs), **228**
Almazán, Cuenca de (So), 501
Almenara (Cs), 253, **592**
Almería, 49, 308, 331, 332, 335-345, **336**, 352, 353, 354, 600, 630
Almerimar, urbanización (Al), 337, 339
Almonte (H), **409**
Alpes, 521
Alquián, El (Al), 336, 339, **341**
Altar (Lu), **167**
Altea (A), 255
Altet, El (A), 234-240, **239**, **240**, 255, 595, **610**
Altomira, Sierra de, 544
América, 92, 541, 552, 625
Amoladeras, Rambla (Al), 339, **341**, 342
Ampolla, La (T), **208**
Ampurdán (G), 57, 187-191, **188**, **189**, **192**, 194, 195
Ampurias (G), **190**, 193
Anaga (Tenerife, IC), 461
Ancoradoiro (C), **168**
Andalucía, **111**, 120, 332, 333, 334, 371, 543, 653, 656
Andarax, río, 57
Anguileiro (As), **132**, **134**, 139, 146
Anllóns, río, 166, **168**
Ánsares, Cerro de los (H), 397
Antártida, 624, 625
Antequera (Tenerife, IC), 461
Antilla, La (Orio, Gp), **148**, 149, **150**, 153
Antilla, La (H), **591**
Antillas, Islas, 309
Antillas holandesas, 616
Apartaderos, Los (Fuerteventura, IC), 459, **460**, 486
Arabia, 309, 510
Aranjuez (M), 543, **545**, **547**
Arbre del Gos (V), 263
Arcachón, Bahía de (Francia), 625
Area (Lu), **167**
Area Brava (P), **169**
Area da Cruz (P), **169**
Areagrande (Lu), **167**
Area Triangular, Rego da, **168**
Arena, La (Ajo, Cn), 128, 133, 138, **140**, **144**
Arena, La (Musquiz, Vz), 131, 133, **148**, 149, **150**, 156
Arenales, Los (Mu), **346**, 347
Arenales del Sol (A), 229, 236, 237, 240, **241**, **352**
Arenales de San Gregorio (Cr), 508
Arenas de Bilbao (Vz), 129, 131, 139, 149
Arenas Gordas (H), 400, 401, 408
Arenas, Punta de las (Gran Canaria, IC), **448**, 461, **593**
Arenilla, Punta (H), **388**, 391, 393, **393**, 394, **396**
Arenosillo, El (H), 430, **431**
Arévalo (Av), 54, 503, **505**, **511**, 513, 514, 595
Arinaga (Gran Canaria, IC), **448**, 453,461, **593**
Arnao (As), 129, **132**, **134**, 139, 146, 147, 149
Arnela (C), **168**
Arnelles (As), 132, **132**, 139
Arousa, ría de (P), 170
Arrecife (Lanzarote, IC), 492
Artà (Mallorca, IB), 287
Arteixo (C), **167**
Ártico, 510, 625, **626**

Artola (Ma), 333, **333**, **334**, **335**, **589**, 603
Aruba, 616
Arucas (Gran Canaria, IC), 460
Asia, 541, 552, 618
Asón, río, 56, 133, **144**, **147**
Asperillo, El (H), 398, 400, **400**, 401, 408, **409**, **410**, **412**, 413, 420, 625
Asturias, **24**, 127, **128**, 131-139, **141**, 146, 147
Asuán, presa de (Egipto), 617, 618
Atlanterra (Ca), **361**, 376
Atlántico, 47, 54, 55, 56, 149, 161, 359-362, **362**, 367, 371, 376, 378, 389, 411, 430, 456, 587- 589, 590, 593, 594, 595
Atunara, La (Ca), 377, **599**
Australia, 36, 309, 311, 509, 510, 625
Avendaño, río, **150**
Avilés (As), 132, 133, 138, 149, 155
Ayamonte (H), **392**, **591**
Azkorri (Vz), 149
Azores, Islas, 543
Bahamas, 309
Bajamar (Tenerife, IC), 461
Bajeta, La (Gran Canaria, IC), 469, **470**, 471
Baldaio (C), 164, **167**, **591**
Baleares, Islas, 53, 57, 285-301, 307-323, 621, 630, 683-697
Baleo, río, **167**
Báltico, Mar, 609
Bancals, Els (Mallorca, IB), **319**
Bangla Desh, 609
Banya, La (T), **592**, 207, **208**, 209, **212**, 214, 217, **219**
Bañaderos (Gran Canaria, IC), **448**, 460
Bañugues (As), **132**, 139, 146
Barayo, (As), playa, **24**, 128, **132**, 133, **133**, **134**, 138, **590**
Barbadún, río, **150**
Barbanza, península de (C), 170
Barbate (Ca), 56, **361**, 366, 372, 373, 376, **380**, 603
- río, **361**, 362, 367, 379, **380**
Barcelona, 542
Bardenas Reales (N), **565**
Bares (C), **167**
Barquero (Lu), 56, **590**
Barra (P), **169**
Barrañán (C), **167**
Barreiros (Lu), **167**
Barrenal, Cala del (Al), **341**, 344
Barrosa, La (Ca), **361**, 370, 379, **590**, **591**
Base Aeronaval de la OTAN (Rota, Ca), **33**
Basoñas (C), **591**
Bassetes, Cala (A), 254
Baxoi, río, **167**
Bayas (As), 129, **132**, 133, **134**, 138, **138**, 139, **590**
Bayou Laforche, Cabo de (EEUU), 623
Bayuyo (Fuerteventura, IC), 459
Begoña (As), 139
Begur (G), **189**, 190, 193, **194**, 626
Belarés (C), **168**
Belchite (Z), 567
Bélgica, 54
Belinchón (Cu), **545**
Bellreguard, playa de (V), 629
Benicarló (Cs), 229
Benicassim (Cs), **228**, 253
Benidorm (A), 255
Berellín (Cn), 139, **140**, 146

Berria (Cn), 131, 133, 139, **140**, **144**, 156
Besaya, río, 133, **142**
Betancuria (Fuerteventura, IC), 467, 478, 479
Betis (Ca), 373, **590**, **591**
Bidasoa, río, 133
Bikinis (Cn), **140**
Bilbao (Vz), 129, 131, 139, 149, 630
Bocal, El (Cn), 129, **140**, 146, 147
Bohemia (Chequia), 553
Bolonia, Ensenada de (Ca), **23**, 56, **361**, 366, 373, **375**, **591**, 595, 603
Bonanza (Ca), 368
Boquerón, Punta del (Ca), **19**, **361**, 369
Borriana (Cs), **228**, 233
Bratsk, pantano de (Rusia), 618
Braunton Burrows (Gran Bretaña), 630
Brava, Costa, 626
Brava, playa de la (V), 263, 265, **678**, **671**, 675
Brazos, río, 614, 618
Breña, La (Ca), **361**, 372, 376
Bretaña (Francia), 553
Brosquil, El (V), 623
Buda, Isla de (Delta del Ebro, T), 208, **208**, 212,
Bueu (P), **169**
Bujaraloz (Z), 566, 567, **568**, 569, **570**, **571**, **572**, 573, **576**
Butrón, río, **150**
Caballería (Menorca, IB), 298
Caballo, Caleta del (Lanzarote, IC), 488
Cable, El (Lanzarote, IC), 488, 492
Cabopino (Ma), 333-335, **333**, **334**, **335**, **592**
Cabrera (IB), 285, **286**
Cadena Costera Catalana, ver Catalánides
Cádiz, 359-380, **361**, **367**, **380**, **409**, 595, **598**, 610, 630
- Bahía de, 360, 364-366, 368, 369
- Golfo de, 26, 55, 56, 338, 360, 363, 365, 378, 389, **410**, 411, 420, 422, 521, 588, 651
Caimán, Punta del (H), 391
Calaburras, Cabo de (Ma), 333
Calblanque (Mu), 345, **346**, 350, **351**, **352**, **353**, 354, **355**, **592**
Caldebarcos (C), **168**
Caletón Blanco (Lanzarote, IC), **593**
California (EEUU), 175, 618, 620
Calp, Calpe (A), 254, **619**
Calvià (Mallorca, IB), **322**
Camariñas (C), 164, 166, **168**, 170
Camarón, Punta (Ca), 368
Cambrils (T), **592**
Campello, El (A), **228**, **592**
Campiazo, río, **144**
Camposancos (P), **169**
Camposoto, (San Fernando, Ca), **30**, **361**, 371
Canadá, 510, 521, 618
Canal Vell (Delta del Ebro, T), 214
Canarias, Islas, 49, 56, 68, 308, 427, 447-462, **448**, **450**, 467-493, **468**, 594
Candieira, Punta (C), 162, **162**
Candor, Punta (Rota, Ca), **31**, 56, **361**, 368, 371, **591**
Canet (V), 229, 234, 235, **592**
Canet de la Tallada (G), 190, 193
Cangas (P), **169**
Cantabria, **46**, 127, **128**, 131, 140, 142-145, 147,**148**, 155, 156, 610
Cantábrica,
- cordillera, 127, **128**, 131, 133, **565**

- costa, 127, 131, 138, 139, 153, 155, 610, 630, 631, 653, 656
Cantábrico, Mar, 630
Cantalejo (Sg), 503, **505**, 519, **520**
Cantarranas (Ca), 369
Canteras, Las (Gran Canaria, IC), 453
Canyar, El (V), **671**, 674, **678**
Cañadas del Teide, Las (Tenerife, IC), 461
Caños de Meca (Ca), **361**, 373, 376
Cañuelo, El (Ca), **361**, 373, **591**
Carabassí (A), 236, **236**, 237, 241, 242, **242**, 243, **244**, **245**, 255
Caragol (Mallorca, IB), 296, **297**
Carballo (C), 164, **167**
Carboneras (Al), **341**
Carbonero, Torre (H), **410**, 429
Carbons (Mallorca, IB), 296
Cárcar (N), 575
Cares, río, 133, **142**
Caribe, Mar, 309
Carmen, El (Ca), **361**, 372
Carniciega (As), **132**, **136**
Carnota (P), 56, 161, 164, **165**, **168**, **169**, 170, **591**
Carregal, Lago de (C), 115
Carrizal, Laguna del (Sg), 504, 519
Cartagena, Campo de (Mu), 345, **352**
Cartaya (H), **409**
Casas de Don Enrique (Cr), 518
Casas de Guijarro (Cu), **526**
Casas de Haro (Cu), **506**, **509**, 518, **519**
Casas de Ibáñez (Ab), **506**
Castelldefels (B), **591**
Castellón, **228**, 229, 231, 233, 234, 253, 257, 622
Castilnovo (Ca), **361**, 371, **589**
Castro, río do, **168**
Catalánides, 563, **565**
Cataluña, costa catalana, 53, 187-203
Cedeira (C), 56, 162, **591**
Cerrillos, Los (Al), 337, **338**, **340**
Cervera, Cabo (A), 256
Cervol (Cs), 229
Charca, La (Gran Canaria, IC), 469, 473, 474, 478
Charco, Arroyo del, **547**
Chato, El (Ca), 56, **591**
Chequia, 552
Chica, Cala (Al), 344
Chiclana de la Frontera (Ca), **361**, 369, 370, 380, **380**, **590**
Chilches (Cs), **228**
China, 541, 542, 557, 618
Chinijo, Archipiélago (IC), 458, 468
Chipiona (Ca), **361**, **368**, 379, **380**, **591**
Cíes, Islas (P), **591**
Cigüela, río, 543
Ciutadella (Menorca, IB), 296, **310**, **318**
Clot de Galvany, (A), 241, 242, 244
Cobas (C), 164
Cobijeru (As), **132**
Cofete (Fuerteventura, IC), 460
Colina, río de La, **144**
Colmenar de Oreja (M), **545**, **547**
Colorado, río (EEUU), 618
Concha, La (Lanzarote, IC), 488, 492
Concha, La (Saja, Cn), **140**, **142**
Conil de la Frontera (Ca), **361**, 369, **370**, 371, **380**, **589**
Coos Bay (EEUU), 625
Cope (Mu), **352**, 353, 354, **355**
Corna (C), **169**
Cornuda, Cala (A), 255

Corralejo (Fuerteventura, IC), 56, 447, **448**, 453, 458, 459, **460**, 467, 468, **468**, 483-488, **485**, **487**, **593**

Corrubedo (C), 56, **115**, 163, 166, **169**, 170, 173-183, **176**, **178**, **181, 183, 591**, 595

Cortadura (Ca), **361**, 371

Coruña, A, 164, 595

Costilla, La (Fuerteventura, IC), 459

Cotarra de Alba (Sg), 513

Cotillo, El (Fuerteventura, IC), **448**, 459

Covas (Lu), 166, **167**

Creixell (G), 187

Creus, Cabo de (G), 190, 202

Cuberris (Cn), **140**, **144**

Cuchía (Cn), 129, 131, 132, 139, **140**, **142**, 147, 155

Cuéllar (Sg), 503

Cuerno, El. (As), 149

Cullera (V), **228**, 230, 263, **612**, **622**, **623**, 626

Culo de Perros, Punta de (Al), 336, **337**

Daimiel, Tablas de (Cr), 502, 503, **506**, 508

Dalías, Campo de (Al), 336, **340**

Daloris (C), **591**

Daniel Johnson, pantano de (Canadá), 618

Danubio, río, 55, 555

Daró, río, 187, 191, **192**

Data, La (Gran Canaria, IC), 468, 469, 478

Deba/Deva (Gp), 131, 133, **148**, 149, **150**, 153, 154

Degollada de Mojones (Fuerteventura, IC), 483

Delta del Ebro (T), ver Ebro, Delta del

Denia (A), **228**, 234, 253, 632

Deva, río, 133, **142**, **150**

Devesa del Saler (V), **52**, 57, **228**, 230, 234, **234**, 235, 263-281, **264**, **267**, **269**, **280**, **592**, 610, 630, 631, **631**, 663-680, **663**, **664**, **670**, **673**, **675**, **678**, **679**

Devon (Gran Bretaña), 619, 630

Dinamarca, 54, 625, 641, 651

Dólar (As), 149

Doniños (C), 166, **167**, **591**

Donón (P), 140

Doñana (H), 15, 31, **33**, **40**, 44, **46**, **54**, 56, 106, **111**, **112**, 368, **388**, 390, 395, 396, **397**, **399**, 400, 401, 407, **409**, **410**, 411, 420, 427-443, **428**, **430, 433, 435, 436, 437, 439**, **440**, **441**, **442**, **591**, 625

Dorada, Cala (Mu), **353**

Duero, Cuenca del, 501, 502, **504**, **505**, 510, **511**, 517, 563, 576
- río, 501, **505**

Dumbria (C), **168**

East Anglia (Gran Bretaña), 616

Ebro, Cuenca del, 543, 548, 552, 563-577
- Delta del (T), **16**, **28**, **33**, **34**, **35**, **38**, 55, 57, 95, 187, 207-222, **208**, **209**, **212**, **213**, **215**, **216**, **218**, **219**, **220**, 610, 618
- río, 55, 57, 542, 609

Egipto, 618

Eivissa (IB), ver Ibiza

Elche, Elx (A), 229, 245, 246

Empordá (G), ver Ampurdán

Empúries (G), ver Ampurias

Enamorados, Los (Fuerteventura, IC), 459

Entinas, Las (Al), 337, **338**

Eo, río, **134**, 146

Escala, La (G), **189**, 194, 198, 203

Escandinavia, 360
Escocia (Gran Bretaña), 625
Es Comú de Muro (Mallorca, IB), **294**, 295
Escourido, río, **167**
Escudo, río, **142**
Escullos, Los (Al), **341**
Es Grau (Menorca, IB), 296, **592**
España, 54, 55, 93, 207, 360, 366, 501, 542, 563, 586, 587, 590, 595, 596, 620, 625, 642, 653, 684
España (As), **132**, 139, 147
Espartal, El (As), **132**, 138
Espasa, La (As), **132**, 139
Es Peregons (Mallorca, IB), 689, 690
Espiñeirido (C), **168**
Esqueiro, río, **134**
Estados Unidos, 309, 614, 623, 625
Esteiro (Lu), **167**
Esteiro (C), **167**
Estepona (Ma), 333
Es Trenc (Mallorca, IB), 287, 293, **294**, 299, 301, 685
Eucaliptos, Los (Delta del Ebro, T), **208**, 210
Europa, 36, 54, **55**, 56, 90, 92, 93, 120, 360, 427, 521, 522, 524, 525, 541, 543, 544, 549, **551**, 552, 553, 557, 568, 586, 593, 594, 595, 625, 641, 651, 653, 669, 675
Extremadura, 501, **504**
Famara (Lanzarote, IC), Caleta de, 492
- Playa de, 468, 488, **488**, 490, **490**, **491**, 493, **593**
- Riscos de, 488, **488**, 489,
Fangar, El (Delta del Ebro, T), **38**, 95, 207, 208, **208**, 210, 211, 212, 214, 215, **215**, 216, **216**, 221, **592**
Fataga Barranco de (Gran Canaria, IC), 468, 469, 478
Ferrís, Cala (A), 250
Ferrol (C), 164, **167**
Ferros, Els (V), 670, **670**, 673, **678**
Figueiras (Islas Cíes, P), **169**
Figuereta, Cala (Mallorca, IB), **308**, **315**
Finlandia, 54
Fisterra (C), **168**
Fluvià, río, 57, 187, **189**, 191, **193**, 194, 202
Foixà (G), 190, 193, **194**
Forcadas, río das, **167**
Formentera (IB), 57, 285, **286**, 287, 290, **592**, 684
Formosa, ria (Portugal), **47**
Foxas (P), **169**
Foz (Lu), **167**
Francia, 54, 309, 625, 689
Francolí, río, 187
Frejulfe (As), 128, **132**, 133, **134**, 139, **590**
Frouxeira, (C), **28**, 163, 164, **165**, 166, **167**, **591**
Fuengirola (Ma), **333**, 334, 353
Fuentidueña de Tajo (M), **547**
Fuerteventura (IC), 56, 447, 449, 450, **450**, **451**, 453, 455, 456, 459, 467, **468**, 478-488, **479**
Furnas, As (C), **168**
Fustera, Cala (A), 254
Gaeta, Golfo de (Italia), 621
Galicia, 127, 131, 161-184, 588, 653
Galizano (Cn), **44**, **140,** 156
Gállego, río, 575
Gandesa (T), 575
Gandía (V), **228**, 234, 632

Gando (Gran Canaria, IC), **448**, 453, 461, **593**
Garona, río, 609, 625
Garrofera, playa de (V), 670, **670**, 673, **678**
Gata, Cabo de (Al), 336, 338, 339, **341**, 342, 343, **343**, 345, 352, **352**, 354, **592**
Génova, Golfo de, 232
Genoveses, Los (Al), **341**, 344, **344**, 345, 354, **354**
Gerra (Cn), **140**
Getares (Ca), **361**, 377
Ghana, 618
Gibraltar, Estrecho de, 56, 359, 360, **361**, 362, 363, 371, 373, 376-378, **380**
- Peñón de, **361**, 377, 378, **380**
Gijón (As), 131, 132, 139, 156, 630
Girona, 187-203
Glenn Canyon, pantano de (EEUU), 618
Golero, El (Delta del Ebro, T), **212**
Golfo Pérsico, 309
Gomera, La (IC), 448, **448**, 450, **450**, 458, 461
Górliz (Vz), 129, 139, 146, **148**, 149, **150**, 152, **152**
Graciosa, La (IC), 56, 448, 458, **593**
Granada, 543
Gran Bretaña, 54, 616
Gran Canaria (IC), 56, 447, **450**, 453, 455, 460, 462, 467, **468**, 469, 471, **594**
Grande, Cala (Al), 344
Grande, río, 618
Griega, La (As), 127, **132**, 139
Groenlandia, **523**, 624
Gros (Gp), 152
Grove, O (P), 166, **169**
Guadalete, río, 56, **361**, 362, 365, 367, 371, 378, **380**
Guadalquitón, río, **361**, 377, 378, **379**
Guadalquivir, Cuenca del/Depresión del, 360, 407
- río, 15, **361**, 362, 367, 368, 371, 378, **380**, **388**, 389, 390, 395, **397**, **409**, **428**, 429
Guadarranque, río, **361**, 376, **380**
Guadiana, río, 15, **388**, 389, 391, **392**, 422, 501, 503, **504**, **506**, 508, 543
Guadiaro, río, **361**, 362, 377, **380**
Guanapay (Lanzarote, IC), 489
Guanarteme (Gran Canaria, IC), **448**, 453, **454**, 467, 468, 630
Guarda, A (P), **169**
Guardamar de Segura (A), 57, **228**, 229, 234—236, 243-250, **247**, **249**, **250**, **251**, 255, **592**, 625, **627**
Guardias Viejas (Al), 336
Guatiza (Lanzarote, IC), **448**
Guernica (Vz), 133, 149, 152
Güímar (Tenerife, IC), 461
Guipúzcoa, **148**, 149
Gures (C), **168**
Guri, pantano de (Venezuela), 618
Hacienda, La (Ca), 377
Hallsands, playa de (Gran Bretaña), 619
Helgueras (Cn), **140**
Hendaya (Gp), 152
Hierbabuena, La (Ca), **361**, 372, 376, **591**
Hierro, El (IC), 448, **450**, **451**, 453, 458
Higuera, Torre de la (H), **409**, **410**, **412**
Holanda, 54, 621, 629, 641
Honda, Playa (Lanzarote, IC), 488, 492
Hondarribia (Gp), **148**, 152
Hoover, presa de (EEUU), 618

Horta Nord (V), 620
Huelva, 387-402, **388**, **389**, **409**, 418, 427, 610, 625
Huertas, Cabo (A), **352**
Huerva, río, 567, 568
Ibaeta (Gp), 152
Ibérica, Cordillera, 228, 521, 563, **565**
Ibérica, Península, 15, 47, 49, 53, 54, 56, 161, 188, 308, 337, 338, 339, 359, 360, 387, 392, 395, 407, 503, **504**, 521, 522, 523, 524, 528, 542, 552, 586, 651
Ibiza (IB), 285, **286**, 290, 300, 684
Igueste (Tenerife, IC), 461
India, 309
Indo, río, 618
Inglaterra, 619, 623, 630
Inglés, Playa del (Gran Canaria, IC), 469, **470**, 471, 472, 475, **477**
- Terraza del (Gran Canaria, IC), 469, 473, 474
Inurritza (Gp), 146, **148**, 149, **150**, 152, **153**
Irlanda, 54
Isla Canela (H), 391, **392**
Isla Cristina (H), 56, 391, **392**, **591**
Islandia, 360
Isla Saltés (H), 393
Isleta, La (Gran Canaria, IC), 453
Israel, 309, 641
Italia, 553, 616, 621
Jable, El (La Graciosa, IC), **448**
Jable, El (Lanzarote, IC), 448, **448**, 453, 458, 467, 468, **468**, 488-493, **488**, **493**
Jable de Vigocho, ver Vigocho
Jablito, El (Fuerteventura, IC), 459
Jandía (Fuerteventura, IC), 56, 448, **448**, 458, 460, 467, 468, **468**, 478-483, **479**, **480**, **481**, **482**, **484**,
Japón, 616, 621, 623, 625
Jara, Arroyo de la, 371
Jarama, río, 544, **545**, 551, 555, 557
Jávea (A), 253, **352**, **592**
Jinamar, Barranco de (Gran Canaria, IC), 460
Jorganes (Cn), 129, 131, 139, **140**, **144**
Joyel (Cn), 133, **140**, **144**
Júcar/Xúquer, río, 57, 227, 229, 230, 502, 503, **506**, 508, **509**, 518, **519**, **526**, 543, 544, 617, **622**, 626
Jutlandia (Dinamarca), 625
Komagvaer (Noruega), **626**
Laga (Vz), 133, **148**, **150**
Laida (Vz), 131, **148**, 149, **150**, 152, 156
Lajares (Fuerteventura, IC), **448**, **593**
Lances, Los (Ca), 56, **361**, 372, 374, 376, **591**, **600**
Landas, Las (Francia), 625
Landro, río, **167**
Lanzada, La (P), 56, **169**, **591**
Lanzarote (IC), 56, 447, 449, 450, **450**, 458, 467, **468**, 488-493, **488**
Laredo – El Puntal (Cn), 56, 131, 132, 138-140, **590**, 630
Lariño (C), **168**
Lastras de Cuéllar (Sg), 503, **505**, 509, 510, **511**, 514, **516**, 519
Lastres, Cabo de (As), 127
Laxe (C), 164, **165**, **168**, **591**
León, Golfo de, 232
Líbano, 309
Liencres (Cn), 128, 129, 131, **140**, **142**, 138-140, **141**, 155, **590**
Limens (P), **169**

Línea, La (Ca), 377, **380**, **592**, **599**
Lituania, 54
Liverpool (Gran Bretaña), 630
Llangosteira (C), **168**
Llanura Manchega, ver La Mancha
Llobregat, río, 57, 187, 542
Llucmajor (Mallorca, IB), **319**
Lobos (IC), 448, **593**
Locos, Los (A), 250
Lomas Negras (Fuerteventura, IC), 478
Lomo de San Andrés (Lanzarote, IC), 489
Loredo (Cn), 128, 129, 131-133, 139, **140**, **144**, 155, **657**
Loro, Arroyo del (H), 408
Loro, Torre del (H), 407, **409**, 410, **410**, 412, **412**, 420
Louisiana (EEUU), 623
Lourido (C), 164, **165**, 166, **168**
Louro (C), 164, **165**, **168**
Luaña (Cn), 139, **140**, **142**, 156
Luiña (As), **132**, 133, 139
Macarelleta, Cala (Menorca, IB), 298
Madagascar, 309
Madres, Laguna de las (H), **388**, **400**
Madrid, 542
- Cuenca de, 555
Magdalena, La (Cn), 129, 139, **140**, 146, 147
Magreb, 309
Majanicho (Fuerteventura, IC), **448**, **593**
Major (P), **169**
Mala (Lanzarote, IC), 459
Málaga, 331, 332-335, **333**, 352, 353, 376, 377, 603, 630
Malladeta, playa de la (V), 263, 265, **671**, 672, 675, **678**
Mallorca (IB), 57, 285, **286**, 287, **289**, 290, 300, 308, **308**, **310**, **314**, **315**, **317**, **319**, **320**, **322**, 543, 621, 684-686, 690
Malpaís Grande (Fuerteventura, IC), 459
Mal Pás (Mallorca, IB), **317**
Malpica (C), **167**
Malvarrosa, La (V), **228**, **679**
Mancha, La (Cr), 501-529, **504**, **506**, **509**, **515**, **517**, **519**, **523**, **526**, 544, 556
Manchuela, La, 543
Manga, La (Mu), 345, 346, **346**, 349, **349**, 350, 354, **592**
Manises (V), 231
Mañón (C), **167**
Marbella (Ma), 333, **333**, 352, **589**, 603
Marboré (Hu), 543
Mar de Fóra (C), **168**
Mar de Lira (C), **168**
María Cristina, pantano de (V), 618
Marina, La (A), 243, 245, **352**
Marinas, Las (Al), 337, **338**
Marismillas, Las (H), **397**, 398, **428**
Mar Menor (Mu), 345, **346**, 349, **349**, 350, 354, **352**, 630
Marquesa, La (Delta del Ebro, T), **16**, **28**, **208**, 210, 214, 221
Marroquí, Punta, ver Tarifa, Punta de
Mas Cebrià de Sant Iscle (G), 190
Masma, río, **167**
Mas Nou (G), 190
Maspalomas (Gran Canaria, IC), 56, 69, 73, **113**, **116**, **119**, 447, **448**, 453, 467-478, **468**, **470**, **472**, **473**, **475**, **477**
Massalfassar (V), **228**
Mata, La (A), 246, 250, 255, 256, **256**, **257**, **352**

Mata del Fang (V), 675, **679**
Matagorda (Lanzarote, IC), 488
Matalascañas (H), **397**, **400**, 408, **409**, 420, 429
Matas Blancas (Fuerteventura, IC), 482
Matas Verdes (Ma), 333
Mauritania, 456
Maza, La (Cn), **140**, 156
Mazagón (H), **51**, 394, 396, **400**, 408, **409**, **410**, 412, **412**, 418, **420**
Médano, El (Tenerife, IC), **448**, 453, 458, 461, **593**
Media Luna, Cala de (Al), ver Cala de Monsul
Mediana de Aragón (Z), 567
Mediterráneo, 14, 15, 32, **50**, 54, 55, 56, 57, 231, 232, 257, 277, 285, 287, 288, 308, 311, **322**, 331, 334, 338, 345, 347, 348, 350, **352**, 359-362, 367, 376, 411, 430, 442, 503, 523, 542, 543, 552, 553, 556, 557, 564, 566, 587-591, 593-595, 609, **610,** 614, 616, 617, 628, 631, 642, 651-653, 668, 688
Méjico, 618
Meliana (V), **228**
Melide Cangas (P), 166, **169**
Melide Ons (P), **169**
Menorca (IB), 57, 285, **286**, 290-299, **310**, **318**, 684, 685, 686, 690, 694, 695
Mequinenza (Z), 618
Merón (Cn), 56, **132**, 139, **140**, **142**, 147
Meseta, La, 543
Mesquida, Cala (Mallorca, IB), ver Sa Mesquida
Mexilloeira (P), **169**
Mexota (As), 129, **132**, **134**, 139, 147
Miengo (Cn), **140**
Miera, río, 133, **142**, **144**
Migjorn (Ibiza, IB), 290, 295
Millars (Cs), 229, 253,
Miño (C), **167**
Miño, río, **169**
Miracruz (Gp), 152
Miramar (V), 633
Misiego (As), **132**, **136**, 146, **594**
Mississippi, río, 555
Mocaio (A), 248, 255
Mogro (Cn), 139, **140**, **142**
Mojácar (Al), **352**
Mojave, Desierto de (EEUU), 510
Mola, promontorio de la (IB), 290
Molino del Agua (A), 255, **256**, **257**
Molinos, Los (Fuerteventura, IC), 459
Moncófar (Cs), **228**, **592**, 622
Mongofre (Menorca, IB), 298
Monsul, Cala de (Al), **341**, 344, **344**, 345
Montalvo (P), **169**
Montaña Amarilla (Tenerife, IC), 461
Montaña Clara (IC), 458
Montaña Escachada (Tenerife, IC), 461
Montaña Pajarita (Fuerteventura, IC), 459
Montaña Roja (Lanzarote, IC), 459, **593**
Montaña Roja (Tenerife, IC), 461
Monte Blanco (Mu), 349, **349**
Monte Branco (C), 163, **165**, 166, **168**
Montegordo, Punta de (Portugal), **388**, 391
Montemayor de Pililla (Va), 503
Monte Mina (Lanzarote, IC), 489
Monte Perdido (Hu), 543
Monteros, Los (Ma), 333
Montes de Toledo, 543

Monte Siradella (P), 166
Montgrí, Macizo de (G), **189**, 190, 191, 193, 194, **195**
Montnegre (A), 229
Moraime, Rego de, **168**
Moraira (A), 254, **352**
Morales, Rambla (Al), **341**, 342, **342**
Moravia (Chequia), 553
Morouzos (C), **165**, **167**
Morro del Gos (T), **352**
Motjorn (Delta del Ebro, T), **212**
Mozaga (Lanzarote, IC), 489
Mudrián (Sg), 503, **513**
Muga, río, **169**, **189**, 191
Muiños (C), **168**
Muntanyars, Camí dels (V), 263
Murcia, 331, 332, 345-351, **346**, **351**, 353, 354, 630
Muros (C), 164, **165**, **168**
Musquiz (Vz), 131, 133, **148**, 149, **150**, 156
Muxía (C), 164, **165**, 166, **168**
Nalón, río, 133, **134**, **136**, 149, 153
Namib, 21
Namibia, 620
Nansa, río, 132, 133, **142**, 155,
Narcea, río, 133
Nava del Rey (Va), 502
Navalagrulla, Laguna de (Cr), 519
Navalayegua, Laguna de (Sg), 519
Navarra, 543, **565**
Navia (As), 132, **132**, **134**, 138, 139, 149, 153, **154**, **590**
Negro, Mar, 54
Nemiña (C), **165**, 166, **168**
Nerga (P), **169**
Nervión, río, 133
Niembro (As), **132**
Níjar, Campo de (Al), 336, 339
Nilo, río, 609, 617, 618
Noblejas (To), 544, **545**, **547**
Noia, ría de, 170
Noja (Cn), 132, 133, 139, **140**, **144**, 147
Norte, Mar del, 609
Noruega, 54, **626**
Nudistas, Los (Ajo, Cn), **140**, **144**
Nueva Zelanda, 541
Nules (Cs), **228**
Odiel, río, 15, **388**, 393, **393**, 396, **409**, **419**
Ocaña (To), 543, 544, 545, **545**, 546, 548
Oliva (V), 234, 235, **235**, **592**, 632, 633, **633**
Olivar, El (Cn), 139, **144**
Oka, río, **150**
Ondarreta (Gp), 152
Ondárroa (Vz), 149
Ontígola (To), 544, **550**, 556
Ordos, Meseta del (China), 542
Oriñón (Cn), 129, 131, 138, **140**, **144**
Oria, río, **150**
Orio (Gp), 131, 133, 149, 152, 153
Oropesa (Cs), **228**
Ortigueira (C), 56, **165**, **167**, **591**
Orxás, río, **169**
Otur (As), **132**, **134**, 138, 146
Ouro, río, **167**
Ovilles, Barranc de les (A), 237
Owen Falls, pantano de (Uganda), 618
Oyambre (Cn), 56, 128, 129, 138, 139, **140**, **142**, **590**
Queensland (Australia), 625
País Vasco, 127, 128, **128**, 131, **148, 150**
Palancia, río, 235

Palls (G), **189**, 190, **591**, 595
Palma, Bahía de (Mallorca, IB), 300, 630
Palma, La (IC), **448**, 450, **450**, 458
Palmar, El (Ca), **52**, **361**, 371, **591**,
Palmas de Gran Canaria, Las (IC), 453, 467, 630
Palmones, río, **361**, 376, 377, **380**, **592**
Pampillosa (Lu), **167**
Pantín (C), **167**, **591**
Palos, Cabo de (Mu), 350
Pared, Istmo de la (Fuerteventura, IC), 460
Parrilla, La (Va), 503, **511**
Pas, río, 133, 141, **142**, **144**, 146
Pedreña (Cn), 156
Pedrero, El (Cn), **140**
Pedrosa (C), **168**
Pego (V), **592**, 632
Peligros, Los (Cn), 139, **140**
Penedo, Bahía de (Lanzarote, IC), 492
Penyeta del Moro (V), 253, 267, **268**
Peñarronda (As), 128, 129, **132**, **134**, 139
Peñas, Cabo de (As), 131, **141**
Peñíscola (Cs), **228**
Perelló, Punta del (V), **228**
Perellonet, (V), 253, 263, 265, **266**, 267, 270-281, **270**, **272**, **273**, **274**, **275**, **276**, **279**, **280**
Perro, Punta del (Ca), 368
Picazo, El (Cu), 503
Piedras, río, **388**, 392, **393**
Pilar, Cala (Menorca, IB), 298, **298**
Pilar de la Horadada (A), **592**
Pilas, Las (Fuerteventura, IC), **460**
Pilat (Francia), 625
Piles, río, **136**, 633
Pinedo (V), **228**
Pinedo (To), 548
Pinet, El (A), 245, **592**
Pinillo, El (H), 391
Pirineos, 543, 563, **565**
Pisuerga, río, **505**
Pitiüses, islas (IB), 290
Pito, El (Z), 569, **570**
Playa, La (Z), 569, **570**, **571**, **572**, 574, **576**
Playazo, El (Al), **341**, 353, 354
Plencia (Vz), 133, 152
Plymouth (Gran Bretaña), 619
Po, río, 55, 555, 609
Pobra do Camariñal (C), **169**
Pociñas (P), **169**
Polonia, 54
Poniente (As), **132**, 156
Ponteceso (C), 163, **165**, **168**
Pontevedra, **169**
Ponzos (C), **167**
Portazuelos (As), 149
Portil, El (H), **393**
Portio (Cn), **140**, 146
Porto do Son (C), **168**
Portugal, 54, **388**, 391
Pozo Negro (Fuerteventura, IC), 459
Praga (Chequia), 552
Puente del Arzobispo (To), 543
Puerco, El (Ca), **361**, 369, 370, **370**
Puerto de Santa María, El (Ca), 56, **361**, 368, 369, 370, **380**
Puerto Real (Ca), **361**, 364, **380**
Pueyo, El (Z), 569, **570**, **572**, 573
Pujol (V), 265, **664**, 665, 669, 676
Pujo Nou, gola del (V), **280**
Punta Entinas (Al), 336, 337, **338**, 339, **340**, **592**

Puntallana (La Gomera, IC), **448**, 461, **593**
Punta n'Amer (Mallorca, IB), 296
Punta Paloma (Ca), **361**, 372, 373
Punta Tivas (Fuerteventura, IC), 482
Punta Umbría (H), 56, **388**, 393, **393**, 394, **395**, 396, **409**, **591**
Puntal, El (Laredo, Cn), **140**, **142**, **144**, 146, **147**
Puzol, Puçol (V), 253
Pyla (Francia), 625
Quarter, El (V), **679**
Quebrantos, Los (As), **132**, **134**, 138
Queiruga (C), **168**
Quintáns, Rego de, **168**
Quinto de Ebro (Z), 566
Rabia, La (Cn), 133
Raboses, Serra de les (V), 263
Racó de l'Olla (V), 672, **679**
Raeiros (P), **169**
Rambla, La (V), 665
Rambla Cervera (Cs), 229
Redes, Las (Ca), 369
Regatón, El (Cn), 129, **144**, 146, **147**
Regla, playa de (Ca), 368
Reira (C), **168**
Rendo, río, **167**
Retamar, El (Al), **341**
Retamar, El (Ca), 364, 365
Rhin, río, 552, 553, 555, 609
Ría Formosa (Faro, Portugal), **47**
Riba de Pachón (As), 149
Ribadesella (As), 131, 132, 630
Ribeira (C), 164, **169**
Riberuca, La (Cn), **140**, **142**
Riells (G), **189**, 193, 194, 198-203, **198**, **199**, **200**, **201**, **202**
Riet-Vell (Delta del Ebro, T), **212**
Rinconcillo, El (Ca), **361**, 377, **377**
Rioja, La, 543
Río, Cañada del (Fuerteventura, IC), 478
Río Sieira, playa de (C), **168**
Ris (Cn), 131, 133, 139, **140**, **144**, 147
Riu de la Sènia (Cs), 229
Riuet, río, 192, **193**, 202
Riumar (T), 207, 208, **208**, 214, 221
Roca Maura (G), 194
Roche (Ca), **591**
Rocío, El (H), **400**, **409**, **410**
Rocina, Arroyo de la, 400, **400**, 408, **410**
Ródano, río, 55, 555, 609, 618
Rodas (Islas Cíes, P), **169**
Rodiles (As), 129, 131, **132**, **136**, 139, 155
Rompido, El (H), 56, **388**, 392, 393, **393**, **409**, **591**, 610
Roquetas de Mar (Al), **336**, 337, **340**
Rosa Negra (Fuerteventura, IC), 459
Rosal, El (Cn), 138, **140**, **142**
Rosas, Bahía de, Golfo de (G), 187, **189**, **591**, 194, 195
Rosseta Point (Egipto), 618
Rostro (C), **168**, **591**
Rota (Ca), **361**, 368, **368**, 369, **369**, 379, **380**, **409**, **598**
Rus, río, **506**
Sabinar, El (Al), 336, 337, **338**, 339, **592**
Sable, El (Cn), 129, **140**, **142**
Sa Canova (Mallorca, IB), 287
Safor, La (V), 628
Sagunto (V), **228**, 614, **615**
Sahara, 456, 510, 553
Saja, río, 133, **142**
Saladaret (A), 250

Salado de Conil, río, **361**, 362, 367, 379
Salado de Rota, río, 367
Saler, El, ver Devesa del Saler
Salinas (As), 128, 129, 131, 132, **132**, **134**, 138, 139, 155, **590**
Salinas, Las (Mu), 345
Salou (T), **352**
Salvé, La (Cn), 129, 131, **140**, **144**, 146, **147**
Sálvora (C), **169**
Sa Mesquida (Mallorca, IB), 287, **295**, 298, 685
Samil (P), 56, **591**
San Andrés (Tenerife, IC), 461
San Antón (Ca), **361**, 370, **591**
San Antonio, Cabo de (A), **352**
San Antonio (Delta del Ebro, T), **208**
San Bartolomé (Lanzarote, IC), 492
San Bernardo, río, 618
Sanchonuño (Sg), 503, **505**, 509, 510, **511**, 513, 514, **516**, 519, **526**
San Clemente (Cu), **506,** 508, 512
San Cosme (Lu), **167**
Sancti Petri (Ca), 56, 379, **591**
San Fernando (Ca), **361**, **380**
San Jacinto, Torre de (H), 398, **428**, 429
San Jorge (C), **591**
San José (Al), **341**, 343
San Juan, Llanura aluvial de (Cr), 502, 503, 506, **506**, 508-510, **509**, 516, 517, **517**
San Juan de la Canal (Cn), **140**, 146
San Lorenzo (As), 131, **132**, **136**, 139, 147
Sanlúcar de Barrameda (Ca), **361**, 368, 379, 380, **380**, **397**, **409**
San Martín de la Arena (Cn), 133
San Martiño (Islas Cíes, P), **169**
San Miguel (Lu), **167**
San Pedro del Pinatar (Mu), 57, 255, 345, 346, **346**, 347, **347**, **348**
San Pedro de Luiña (As), **134**
San Roque (Ca), 377, **379**
San Sebastían, 152
Santa Comba (C), **167**, **591**
Santa Cruz de la Zarza (To), **547**
Sant Antoni, Cabo de (A), 231
Santa Marina (As), 131, **132**, **136**
Santander (Cn), 130-133, 155, 156
Santanyí (Mallorca, IB), **308**, **310**, **315**
Santa Pola (A), 250, 255, **352**, **592**
Santa Ponça (Mallorca, IB), 686
Santiago (Gp), 133, **148**, 149, **150**, 153, 154
Sant Pere Pescador (G), **189**, 193, 194, 195, 199, 202, 595
Sant Llorenç de les Arenes (G), 192
Sant Martí d'Empúries (G), **189**, **190**, 192, **193**, 202
San Vicente de la Barquera, 56, 133, 138, 149, 153, 154, 156
Sanxa (V), 675, **679**
Sanxenxo (P), **169**
San Xurxo (C), **167**
Sa Ràpita (Mallorca, IB), 293, **294**, **296**
Sardinero, El (Cn), 131
Sarello (As), **132**, **134**, 138
S'Arenal d'en Castell (Menorca, IB), 298
Sa Torrera, Cala de (Menorca, IB), 298
Saturrarán (Vz), **148**, 149
Seaia (C), **167**
Sebo, Caleta del (Lanzarote, IC), 488
Segovia, 595
Segura, río, 57, 229, 233, 243, 245, 246, 250

Sella, río, 133, **136**
Sepúlveda (Sg), **505**
Serradal, El (Cs), **592**
Serra Gelada (A), 254, **255**, **592**
Serragrossa (A), 229
Ses Arenes (Menorca, IB), **310**, **318**
S'Espalmador (IB), 287
Ses Penyes Rotges (Mallorca, IB), **322**
Ses Salines (Formentera, Ibiza, Mallorca, IB), 293, 295, 298, **592**
S'Estret dês Temps (Mallorca, IB), **310**
Sidillà (G), 192
Sieira, Rego de, **168**
Silluca (As), **132**
Sistema Central, 503
Sobrevela, La (Ca), 377
Socorro (Tenerife, IC), 461
Soesto (C), **168**
Sol, Costa del (Ma), 333
Sol de Riu (Delta del Ebro, T)., **212**
S'Olla (Menorca, IB), 296, **297**
Somo (Cn), 129, 131, 132, 133, 139, 140, **140**, **144**, 155, **590**
Somocuevas (Cn), **140**
Sonabia (Cn), 132, 133, 138, 139, 140, **140**, **144**, 147, **148**
Son Bou (Menorca, IB), 295, **296**, **592**, 685
Son Saura (Menorca, IB), 296
Soo, Volcanes de (Lanzarote, IC), 489, 490, 492
Sorrapa (Delta del Ebro, T), **212**
Sorres, Coll de les (G), 195, **195**
Sotavento, playa de (Fuerteventura, IC), 482, 483
Southport (Gran Bretaña), 630
Suances (Cn), 130, 131, 138
Submeseta norte, 556
Submeseta sur, 541-558
Sudáfrica, 309, 311, 623
Taganana (Tenerife, IC), 461
Tagle (Cn), 139, **140**, **142**, 147
Tajo, Depresión del/Valle del, 54, **547**, 551-555, 557, 563, 576
- río, 542, 543, 544, 545, **545**, 546, 547, 548, 551, 552, 555, 557
Tajuña, río, 544
Tarancón (Cu), 544, 545, **545**, 546
Tarifa (Ca), **361**, 371, 372, 373, **375**, 376, **380**, **590**, **600**, 603
Tarragona, 543
Tasmania, 175
Tavernes (V), 229, 230, 234, 253, **627**
Teguise (Lanzarote, IC), 492, 493
Tejina (Tenerife, IC), 461
Tenca, Laguna de (Sg), 519
Teneguía (La Palma, IC), 450
Tenerife (IC), 56, 448, **448**, **450**, 453, 458, 461
Tenrero (As), 129, **132**, **136**, 139, 146
Ter, río, 15, 187, **189**, 190, 191, 192, **192**, **195**
Terreros (Al), **352**
Texas (EEUU), 614
Tierra de Barros (Bd), 501, **504**
Tierra de Pinares (Sg), 501-529, **504**, **505**, **511**, **515**, **516**, **523**, 556, 563, 576
Timanfaya (Lanzarote, IC), 489
Tina Mayor (Cn), 133
Tina Menor (Cn), 129, 155
Tinto, río, 15, **388**, 390, 393, **393**, 396, **409**, **419**
Tirant, Cala (Menorca, IB), 296, **592**

Toledo, 542, 543, 544, **545**, **550**
Tollo, El (Al), **341**
Tordera, río, **169**
Torre Bermeja (Ma), 353
Torreblanca (Cs), 229, 253, 257
Torredembarra (T), **591**
Torregorda (Ca), 371
Torreguadiaro (Ca), **361**, 377, **592**
Torrelamata (A), 255
Torre la Sal (Cs), 253, **254**, **592**
Torrenueva (Ca), 377
Torrevieja (A), 243, 246, 250, 255, 256, **257**
Torroella de Montgrí (G), 190, 193
Torrollones de Gabarda (Hu), 567, 575
Tostadero (Cn), **140**, **142**
Tostón (Fuerteventura, IC), **593**
Traba (C), 164, **165**, **168**, **591**
Trabucador, Barra del (T), 207, 208, **208**, 210, 211, **212**, 214, 217, **218**, 221
Trafalgar, Cabo de (Ca), 56, **361**, 363, **364**, 367, 371, 372, **374**, **380**, **591**, 595, 603
Trece (C), **168**, 163, 164, 166, 170, **171**, **591**
Trengandín (Cn), 133, **140**, **144**
Tres Gargantas, presa de las (China), 618
Tres Piedras (Ca), 368
Tufia (Gran Canaria, IC), **448**, 453, 458, 460, **593**
Túnez, 553, 557
Turia, río, 57, 227, 229, 230, 233, 263, 281
Ucrania, 552
Ulla, río, **169**, 170
Umia, río, **169**
Unquera, La (Cn), **142**
Urola, río, **150**
Usgo (Cn), 139, **140**, 146
Usil (Cn), **140**, **142**
Vaca, río, 626
Valdearenas (Liencres, Cn), **46**, **140**
Valdediós, río, **136**
Valdelagrana (Ca), **361**, 369, 370, 379, **409**, **591**
Valdevaqueros (Tarifa, Ca), **42**, 56, **361**, 366, 373, **375**, **591**, 595
Valdevois, río, **168**, 170
Valdoviño (C), 164, **165**, **167**
Valencia, 227, **228**, 230, 231, 253, 257, 263, 269, 270, 277, 543, **612**, 620, **622**, 625, 626, 628, **629**, 631, **631**, 632, 663-666, **663**, 669, 670, 673, 675, 676, **678**
- Golfo de, 232, 233, 234, 617, 618, 632
Valle, río del, 371
Varanger, Península de (Noruega), **626**
Vega (As), 128, 129, **132**, **136**
Vejer de la Frontera (Ca), 371
Venezuela, 618
Verdicio (As), 129, 131, 139, 146
Verges (G), 192
Víbora, La (Ma), 333
Vicedo, O (Lu), **167**
Victòria, La (Mallorca, IB), **320**
Vigo (P), 140, **169**
Vigocho (Fuerteventura, IC), **448**, 459, **593**
Villajoyosa, Villajoiosa (A), 229
Villamanrique de Tajo (M), **545**
Villanueva de Gállego (Z), 575
Vilarrube (C), 164, **167**, **591**
Villarrubia de Santiago (To), **545**, **547**

Villaviciosa (As), 127, 133, 138, 146, 149, 153, 154, **594**
Vinalopó (A), 229
Vinaroz, Vinaròs (Cs), 229
Viuda, Rambla de la, 618
Viveiro (Lu), 56, **167**, **590**
Vizan, Lago de (C), 115
Vizcaya, **148**, 149, 564
Xábia (A), ver Jávea
Xagó (As), 128, 129, 131, 132, **132**, 133, **136**, 138, 139, **141**, 155, **590**
Xeiruga (C), **167**
Xeraco (V), 230, 234, 235, **627**, **628**
Xilloi (Lu), **167**
Xilxes (Cs), ver Chilches
Xove (Lu), **167**
Xuño (C), **168**
Xúquer, río, ver Júcar, río
Yaiza (Lanzarote, IC), 492
Zahara (Ca), **361**, **589**, **591**
Zalabar, Torre de (H), 429
Zarautz (Gp), 128, 132, 133, 146, 149, 152, **153**, **590**, 630
Zeluán (As), 131, **132**, **134**, 138
Zumaya (Gp), 149, 152, 153
Zurraque, Arroyo, 365

INDICE ANALÍTICO

Se subrayan las páginas en las que se da una definición o una explicación del término.

Los números en negrita se refieren a citas en las figuras y tablas, bien en las propias imágenes o bien en los pies de figuras.

Abanico aluvial, 311, 320, **351**, 459, 461, **506**, 508, **509**, 550, 563, **568**, 574

Abanico de arena, de desbordamiento, ver *Washover fan*

Ablación de los hielos, 624, 625

Abombamiento, 410

Abono, abonado, 598, 620, 654, 655

Abrasión, 74, 299, 567, 569, 571
- caldera de, ver *Blowout*
- plataforma de, ver Plataforma costera
- superficie de, **412**

Acacia, 600, 601, **601**

Acanaladura, 435

Acantilado, 15, 41, 55, 127, 149, 161, 163, **167**, **168**, 169, **169**, 170, 172, 174, 229, 233, 254, 286, 296, **314**, 315, **317**, 320, **320**, 336, 337, 369, 388, 394, 398, 400, 407, 408, 410, **410**, 411, **411**, **412**, **413**, 415, 417, 418, **419**, 420, 421, **421**, 447, 449, 451, 455, 460, 461, 478, 483, 616, 619

Acantilado fósil, ver Paleoacantilado

Acidificación, 588

Acreción costera, **409**
- dunar, 348

Actividad turística, ver Turismo

Acuífero costero, 585, 616, 630

Aetheoriza bulbosa, 26

Agave, 600, **601**

Agricultura, uso agrario, **199**, 231, 269, 336, 343, 368, 448, 475, 476, 489, 492, 493, 510, 523, 553, 554, 557, 618, 620, 625, 628, 642, 689

Agropyrum junceiforme, 173

Agrupación estadística (*cluster*), 71

Agua, extracción de, ver Extracción de agua

Aguja de calcita, 316

Airborne Hydrographic Lidar (AHI), 89,

Aire, densidad del, 17, 67
- viscosidad cinemática del, 17

Aklé, 44, 164, 470

Albedo, 613, 624

Albufera, 229, 245, 246, 253, **254**, 263, **264**, 265, 268, 269, 271, 285, 287, 295, 296, **296**, 311, 663, **663**, 664, 668

Algas, 691
- calcáreas, 489
- cobertera de, 71
- coralináceas, 312, 470
- malla de, 71, 451
- pardas, 620
- rojas, 288

Alisios, 56, 452, 457, 458, 461, 467, 468, 471, **473**, 478, 483, 485, 491

Alnus, 422

Alteración, 227, 237, 238, 567, 596, 609, 690
- de dunas, 164, 170, 269, 281, 298, 343, 394, 427, 448, 476, 480, 482,

595, 596, 599, 603, 609-630, 634, 641, 685, 690, **692**
- química, mineralógica, 170, 237, 253, 265, 412, 489, 541, 555, 567, 573

Altos Hornos, 6 14, **615**

Alveolo, 74, 567

Amarillal, 542

Ammophila arenaria, **23**, 26, **47**, 49, **50**, 51, **52**, **54**, 155, 156, 237, 432, 587, 588, **589**, 594, 651, 652, **652**, **653**, 654, **657**, **667**

Ammophiletum arundinaceae, 292

Anacyclus radiatus, 26

Anaglifo, 112, **112**

Análisis de componentes principales, 71

Andalucita, 508

Anemómetro, 68, **69**, 231, 483

Anfibios, 672

Anfíbol, 253

Antedunas, ver *Foredune*

Anthemis maritima, **47**

Anthophoras, 489

Anthyllis hamosa, 588

Aparcamiento, 155, 156, 166, 240, 269, 271, 345, 596, 610, 629, 642, 665, 669, 670, 673, 674, 676

Aphanius iberus, 676, 677

Arácnidos, 317, **319**

Aragonito, 316, 354, 455

Arbusto, ver Vegetación arbustiva

Arcosa, 508, **511**

Arc View, 129

Arena,
- agregados, 26
- clasificación, 21
- cola de, ver Cola de arena
- composición, 71
- descalcificada, 252
- disponibilidad, 76, 220, 451, 653
- extracción de, ver Extracción de sedimento
- laminada, 256
- lentejón de, ver Lentejón de arena
- organógena, 451, 461, 478, 489
- rosa de, 78, 483
- retención de, ver Retención de sedimento
- volcánica, 461

Arenaria de mar, ver *Honckenya peploide*

Áridos, extracción de, ver Arena, extracción de

Armeria pungens, 26, **47**, 52, 433

Arrasamiento de dunas, 156, 263, 265, **267**, 268, 269, **270**, 271-273, **273**, **275**, 277, 281, 628, 631, 664, 665, 677

Arrhenatherum thorei, 588

Artemisia, 422
- *campestris,* **47**
- *christmifolia*, 26, 433

Arundo donax, 601, 666, **666**, 695

Ascending dune, ver Duna ascendente

Aspersión, 654

Atlántico, estadio isotópico, 149

Attapulgita, 553

Augita, 455

Autigénesis mineral, 71

Avalancha, 22, 139, 450, 461, **509**, 510, **511**, **516**, 518, 525

Avance/desplazamiento dunar, **19**, 44, 78, 88, 111, **111**, 116, 132, 139, 173, 174, 179, 181, 191, **193**, 196, 202, 221, 243, 248, 278, 294, 315, 344, 348, 371, 373, 391, 396, 398, 400, 416, 423, 427, 429, 432, 434, 436-438, 440-442, **440**, **441**, 451, 452, 455, 473, 474, 486, 488, 489, 491, 512-514, 516, 526, 527, 625, 634, 643, 653, 690,

- tasas de, 111, 196, 368, 371, 373, 434, 438, 440, **440**, **441**, **442**, 473, 486, 491

Avant-dune, ver Duna embrionaria

Aves, 469, 672

Avulsión, 191, 192, 230

Azores, Anticiclón de las, 359, 360, 411, 543

Backshore, 28, 187, 196, 197, **197**, **198**, 309, 311, 452, 470, 472, 473, 475

Balance sedimentario, 15, 16, 71, 119, 121, 209, 275, 277, 691

Banqueta de acumulación, **291**

Barján, barjanoide, 37, 38, **38**, 39, 43, 44, **45**, **48**, 139, 140, **145**, **148**, 163, 164, **168**, 195-197, **196**, **197**, **198**, 216, 218, 248, 264, 342, 372, 373, 434, **435**, 470, 472, 473, 485, 490, 493, 509, 514, 517, 518, 595

Barra litoral, 32, 217, 231, 263, **291**, 394, **481**, 622, 693

Barrera arenosa/estuarina, 127, 129, 134, 136, **141**, **142**, **144**, 146, 149, **150**, 154, **154**, 155, 217, 372, 387, **388**, 390, 392, **392**, 393, **396**

Barrón, ver *Ammophila arenaria*

Basalto, 480

Basura, 21, 596, 597, 599, **659**

Beach
- *cusp*, ver Cúspide de playa
- *ridge*, ver Playa, cresta de
- *pocket*, ver Playa en bolsillo

Beaufort, escala de, 175

Berma
- de tormenta, 263
- vegetal, 686, 687, 688, 689, **691**, 693, 695, 696

Bernard, calcímetro de, 71

Betula, 422

Bioclasto, bioclástico, 30, 57, 72, 191, 197, **198**, 256, 285, 288, **289**, 300, **312**, 321, 365, 451, 454, 455, 458, 485, 688, 692

Bioclima, bioclimático, 427

Biodiversidad, 586, 598, 602, 641, 651, 652, 691

Biogénico, 71, 146, 307, 309, 320, 454, 461, 478, 489

Biokarst, 318

Biotopo, 595

Bioturbación, **413**, 414

Bivalvos, 288, **289**

Blackstonia perfoliata, 53

Blood rain, ver *Lluvia de sangre*

Bloque diagrama, 291, 294, 295, 296, 297, 298, **550**

Blowout, 26, 31, **33**, 39, **45**, 46, 48, 140, **143**, **145**, **171**, 172, 175, 178, 179, 236-238, 240, 241, 242, 246, 248, 265, 274-278, **276**, 281, 291, **291**, 301, 369, **369**, 373, 394, **395**, **411**, 432, 433, 438, 474, 502, 509, **509**, **511**, 513, 514, 518, 525, **526**, 527-629, 665, 666, 672, 677, **679**, 694, 696

Bocana, 180

Bølling-Allerød, Periodo, 422, 522, **523**, 528

Bond, eventos, 422

Bonificación, 609

Borró, ver *Spartina versicolor*

Brachypodietalia, 587, 589

Brachypodium distachyon, 52, 589

Brezal, 52, 588

Briozoos, 288, 471

Brisas, régimen de, 21, 231, 232, 300, 360

Bromoformo, 71

Bromus rigidus, 26

Bronce, Edad del, 523, 554
Bulbo, 665
$CaCO_3$, 71, 289, 311, 354, 693
CAD (programa informático), 93, 98
Caída de bloques, 573
Cakile maritima, 26, **47**, 50, 173, 652, **667**
Calcarenita, 238, 241, 243, 246, 309, 353, 372
Calcímetro, ver Bernard, calcímetro de
Calcita, 253, 309, 313, 316, 455, 551
Calcolítico, **412**, **413**, 418, **419**
Calcreta, 456, 460, 552
Calentamiento global, 585, 623
Caliche, 316, 318, **481**
Caliza eólica, 309
Calluna vulgaris, 588
Calluno-Ulicetea, 587, 588
Calystegia soldanella, 26, **47**, 51, 652, **667**
Camariña, 52,
Cambio climático, 28, 220, 221, 365, 447, 521, **597**, 611-614
Campanula, 52
Cantera, 240, 257, **340**, 458
Canto afacetado, 74, 566, 567
Caña, cañizo, ver *Arundo*
Caolinita, 456, 552, 553
Capacidad de carga, 179, 685, 696
Captación, captador de arena, 131, 155, 156, 371, 373, **374**, **375**, 597, **597**, 646, 647-650, **649**, **650**, 657, **657**, 694-696, **695**
Carbonatos, carbonatado, 41, 49, 52, 55, 71, 252, 253, 285, 289, 299, 307, 308, 311-313, 316, 320-323, 363, 454-456, 461, 470, 480, **481**, 482, 489, 551, 552, 563
Carbonífero, 321
Carbono, ciclo del, 624
Carex arenaria, 588
  - *trinervis*, 588
Carpinus, 422
Carpobrotus, 600, 629
  - *acinaciformis,* **601**
  - *edulis*, 25, **659**
Carrizo, carrizal, 53
Carst, ver Karst
Cartelería, 642, 646, **646**, 657, **657**, 658, **658**, 668
Cartografía, ver Mapa
Casquete helado, 521, 613
Cavidad alveolar, ver Alveolo
Cay rock (eolianita), 309
Célula sedimentaria, 233, 277, 281, 441, 616, 619, 633
Cementación, 19, 41, 146, 149, 187, 252-254, 256, 268, 289, 299, 307, 309, **310**, **312**, 313, 316, 320, 322, **351**, **355**, 447, 489, 546, **615**, 692
Centaurium, 53
Cerámica, 458, 617
Cereal, 554
Cerramiento, 371, 642, 643, **643**, **644**, 657, **659**, 668, 694, **695**, 696
Charca, encharcamiento, 53, 230, 314, 372, **374**, **410**, 471, 519, 588
Chumbera, ver *Opuntia*
Ciclo sedimentario, 237
Circón, 507
Cisto-Lavanduletalia, 587, 589
Cistus, 422
Clay-dune, ver Duna arcillosa
Cliff-top dune, ver duna colgada
Climbing dune, ver Duna remontante
Clorita, 553
Cluster, ver Agrupación estadística

CO_2, 71, 354, 613, 624

Coastal limestone (eolianita), 309

Cola de arena, 44, 50, 138, 163, **167**, **168**, **169**, **291**, 292, **314**, 480, 575

Colada volcánica, 449, 459, 461, 485, 489

Coleóptero, 596, 691

Coluvial, depósito, **320**

Compactación de arena, 25, 685, 691, 694

Concha, 71, 451, 489

Concreción, 288, 316, 491

Conductividad eléctrica, 211

Conejo, 26

Conical mound, ver duna prismática

Cono aluvial, ver Abanico aluvial

Cono arenoso, 418, **421**

Cono volcánico, 449, 453

Consolidated dune, *limestone* (eolianita), 309

Contraduna, 44, **46**, 396, 398, **399**, 436, **437**

Contraflecha, 368, 391, 393

Coppice dune, ver Domo vegetado

Coral, coralígeno, 288

Cordón dunar, 24, 29, 32, 33, 44, **45**, 49, 50, **51**, 52, **52**, 53, **133**, **135**, **137**, **138**, 140, **143**, **145**, 149, **151**, 152, 153, 187, 207, 208, 213, 214, 217, 218, **218**, 221, 240, 246, 248, 255, 285, 291, 295, 296, 342, **343**, 349, **351**, **355**, 361, 362, **368**, 370, 372, **374**, 376, 380, 391, 392, 394, 398, 431, 432, 435-438, **435**, **436**, 440, 441, **442**, 470, 473, 475, 490, 587-589, **594**, 600, 602, 643, 644, 646-648, **647**, 650, 651, 653, 664, 669, 672-675, **679**, 687, 694

Corral de pesca, 368, **368**, 649

Corral, ver Depresión interdunar

Corriente litoral, 15, 16, 36, 56, 67, 129, 162, 191, 194, 232-334, 338, 365, 376, 387-389, 391, 392, 471, 485, 609, 610, 621, 622
- marina, oceánica, 214, 215, 613, 625

Corrosión kárstica, 569

Cortaderia selloana, 600

Cortaviento, estructura, 476, **477**

Corynaphorus carescens, **47**

Costa,
- con rampa, 295, **296**
- de hundimiento, ver Subsidencia
- de levantamiento, ver Emersión
- en escalón (*nip*), 295, **297**
- progradante, ver Progradación

Costra, 489, 693,
- calcárea, 316, 455, 478, 692
- ferruginosa, 417, 418, **418**
- microbiótica, 347
- salina, 77, 197, **198**

Cresta de playa, ver Playa, cresta de

Cretácico, 321

Crioclasto, 556

Cross-bedding, ver Laminación cruzada

Crucianella maritima, 26, **47**, 52, 237, 587, 588, 652, **667**

Cuarzo, 49, 74, 161, 288, 311, 312, 353, 363, 412, 417, 456, 507, 508, 551, 553, **554**

Cuaternario, 41, 170, 255, 286, 307-309, 318, **319**, 320, 321, **322**, 323, 363, 387, 407, **409**, 455, 486, 501-503, 520, 527, 542, 544, 552, 575, 576

Cuesta, 508

Cúspide de playa, 263

Cutandia maritima, 26

Cynodon dactylon, 26

Cyperus capitatus, 26, 50, **667**

Dansgaard-Oescher, Oscilación, 521, 525, 527

Datación
- arqueológica, 364-366, 391, 393, 395, 396, 408, 458
- isotópica, 74, 146, 152, 338, 339, **340**, 363-365, 369, 391-393, 395, 408, 412, **412**, 415, 417, 420-422, 455, 456, 459, 461, 485, 502, 520, **520**, **523**, 527, 546, 556
- paleomagnética, 456, 461
- paleontológica, 460
- por luminiscencia, ver OSL
- por luminiscencia de infrarrojos, ver IRSL
- por racemización de aminoácidos, ver Racemización
- por termoluminiscencia, ver TL

Debris avalanche, 461

Decantación, método de, 70

Deflación, 25, 32, 34, 74, 129, 267, 299, 311, 321, 342, 350, 420, 432, 436, 437, 438, 441, 442, 502, 508, 516, 517, 518, 519, 527, 528, 567, 569, 570, 574
- caldera de, ver *Blowout*
- casquete de, ver *Blowout*
- cubeta de, ver *Blowout*
- pasillo de, canal de, corredor de, 31, 33, 34, 44, 48, 155, 167, 172, 175, 177-180, 236, 248, 264, 265, 276, 291, 373, 476, 509, **509**, **511**, 514, **519**, 528, 574, **594**, 644, **645**, 647, 695, 696
- superficie de/zona de, 70, 246, 250, 275, 335, 391, 418, 421, 422, 438, 473, 480, 489, 510, 513, 518

Deforestación, 211, 347, 366, 529, 614, 625, 642

Deformación, estructuras de, 317

Delta, **16**, **28**, **33**, **34**, **35**, **38**, 55, 57, 95, 98, 187, 189-191, 207-221, **208**, **209**, **212**, 394, **410**, 420, 453, 469, 609, 610, 614, 617, 618

Delta mareal, 394, **396**

Deglaciación, 422

Degradación dunar, 31, 177, 596, **597**, 599, 603, 609-635, 641, 642, **642**, 647, 649, 651, 654, 684, 685, 687

Depresión
- endorreica, 461, 508, **511**, 567, 569, **570**, 574
- interdunar, intradunal, 29, 34, 35, 43, **50**, 52, 53, **111**, 112, 172, 174, 236-238, 240, 246, 248, 263, 267, **267**, 269, 275, 301, 347, **348**, 372, 396-398, **428**, 431, 432, **433,** 434-436, **437**, 438-440, **439**, **440**, 470, 471, 477, 485, **509**, **511**, **516**, 518, 519, 587, 588, 589, **589**, 594, 602, 663, 665, 671, 677

Deriva
- de arena, 175, 447
- litoral, 36, 191, 214, 232, 233, 250, 275, 277, 334, 335, 338, **340**, 345, 349, 362, 363, 365, 376, 379, 387, **388**, 389, 391, 394, **409**, 411, 451-453, **452**, 471, **597**, 609, 610, 617, 622, 642

Derrame, ver *Overwash*

Derrubio crioclástico, 546

Desbordamiento, ver *Overwash*
- pasillo de, ver *Washover channel*

Descalcificación, 25, 587, 588

Desecación, 609

Desierto, 510, 512, 543

Deslizamiento (*slumping*), 139, 313

Desplazamiento dunar, ver Avance dunar

Desprendimiento, 179

Diagénesis, 252, 253, 316, **318**, 323, 546, 551

Diagrama triangular, 70

Dikaka, 317
Dique, 149, 153, 217, 376, 377, 394, 418, **419**, 616
Directiva Hábitats, 586, 587, 588, 594, 595
Discontinuidad Romano-Medieval, 366
Dolina, **568**, 569, 574
Dolomita, 253, 551
Domo, 410, **410**, 411, 417, 449
- duna en, 38, 40, 43, 240, 372, 509, 517, 518, 595
- vegetado, 44, 50, 164
Dorso de ballena, ver *Draa*
Draa, 13, 37, 240
Dragado, 132, 152, 155, 620, 622, 673, **679**
Drag velocity, ver Velocidad eólica de arrastre
Dryas reciente, ver *Younger Dryas*
Duna, 13
- aislada, 435
- alomada, ver Montículo dunar
- amarilla, **47**, 49, 626
- amurallada, 39
- anidada, **293**
- antropizada, **134**, **136**, **142**, **144**, 147, **150**
- arcillosa, 502, 506, 507, 509, **509**, 516, 517, 519, 522, 527, 528
- artificial, 217, 278, 631, 650
- ascendente, ver Duna remontante
- barjana, ver Barján
- blanca, 49, 587, 588
- carbonatada, 313
- colgada, 41, 43, 44, **45**, **137**, 139, 143, 411, 418
- compuesta, 22
- compleja, 22, 43
- cónica, 240, 437
- costera consolidada, 432
- de base circular, 238, 242
- de base elíptica, 238
- de caída, ver Duna de precipitación
- de fondo de cala, 296, **297**, 298
- de obstáculo, ver Cola de arena
- de precipitación, 40, 42, **42**, 44, 243, 248, 480, 483
- delantera, ver *Foredune*
- descendente, 41, 44
- desértica, 36, 37, 77, 175, 541
- digitada, **293**
- eco, 41, 45, 315
- efímera, ver Duna embrionaria
- embrionaria, **16**, 23, 25, 28-30, 35, 39, 49-51, **50**, **51**, **134**, **136**, **141**, **142**, **144**, 147, **150**, 163, **167**, **168**, **169**, 172, 173, 235, 238, 240, 241, 246, 248, 250, 276, 371, 372, 376, 391, 394, 432, 470, 587, **589**, 597, 598, 648, 649, 651, 667, 691
- en domo, ver Domo
- en dorso de ballena, ver *Draa*
- *en-echelon,* **293**
- en estrella, 38, 293, 517, 518, 595
- en media luna, 292
- en montículos, ver Montículo dunar
- en rampa, ver Rampa, duna en
- en rastrillo, ver Duna *en-echelon*
- envolvente, 41, 45
- escaladoras, ver Dunas remontantes
- estabilizada, 39, **47**, **50**, 218, 291, 292, 300, 322, 339, 368, 400, **401**, 412, **419**, 442, **448**, 474, 480, **481**, 512, 589, 602, 625, 687, 690
- estuarina, **136**, 594, **594**
- fija, fijada, 43, **147**, 172, 190, **190**, **192**, 254, 265, 339, 342, 347, **348**, **374**, 390, 394-396, 398, 437, 587, 588, 602, 625, 653, 663, 666, 677
  - con céspedes, 51, 587-589
  - con pinos, 187, **194**, 368, 587, **590**, 595
- descalcificada, 587, 588
- fósil, 57, 202, 233, 236, 237, 240, **240**, 241, **241**, 248, 250, 252, 253,

254, **256**, 257, 267, 268, 288, 295, 335, 343, 411, 412, **448**, 595
- fosilizada, 166
- frontal, ver *Foredune*
- gris, 49, 166, 588, 589
- holocena, 236, 237, 240, 241, 242, 246, 252, 255, 257, 263, 267, 281, 301, 343, 349
- imbricada, 39
- impedida, 42
- incipiente, ver Duna embrionaria
- inducida, 41
- inmóvil, ver Duna fija
- intrusiva, 129
- inversa, 38, 40, 595
- irregular, 509
- limosa, 250
- lingüiforme, 44, **45**, **46**, 129, **133**, **135**, **137**, **138**, 139, 141, **143**, **145**, **147**, 153, 155, 163, 164, 166, 172
- lingüoide, 44, **45**, 514
- longitudinal, 38, 44, **45**, 139, 140, **143**, **145**, 146, **148**, 434, 435, **436**, 509, 516, **526**, 575, **577**
- *Mindel*, 255
- mixta, 44, 46
- monticular, ver Mogote
- móvil, 42, **50**, 51, 173, 174, 177, 180, 183, 216, 236, **236**, 237, 240, 241, 242, **244**, 246, 250, 291, 299, 301, 334, 339, 342, 350, 362, 366, 368, 372, 373, **374**, **375**, 377, 378, 427, 434, 437, **448**, 467, 468, 474, 477, **481**, 485, 486, 488, 493, 587, **589**, **594**, 625, 626, 690,
- oolítica, 254, 350, **351**, **352**, 353, 354, **354**, **355**
- organógena, 460, 461
- parabólica, 36, 39, **40**, 42, 43, 44, **45**, 46, **141**,163, 164, **167**, **168**, **169**, **171**, 172, 173, 175, **236**, 238, 240-242, 246, 248, 250, 265, 266, 285, 287, 291, **291**, 292, **293**, 294, 301, 313, 369, 373, 378, 391, 392, 394-398, 400, 401, **413**, 414, 417, 434, **435**, 441, 509, 512-514, **513**, **515**, 516, **516**, 518, 525, **526**, 527, 595
- pinacular, **169**
- piramidal, 138, 163, 164, **167**, **168**, **169**, 173, 238, 240, 246, 248, 250, 437, **437**
- planar, 149
- pleistocena, 57, 229, 236-238, 240, 242, 246, 248, 250, 252-254, 257, **268**, 295
- primaria, ver *Foredune*
- prismática, 44, **45**
- rampante, ver Duna remontante
- relicta, 378
- remontante, 41, 43, 44, **45**, **135**, **137**, **138**, 139, 140, **143**, **145**, **151**, **152**, 156, 163, 166, **168**, **171**, 172, 173, 254, **255**, 298, 315, **317**, 336, **337**, 343, 344, 364, 369, **370**, 372, 373, **375**, 378, 455, 460, 461, 509, 595
- residual, 42, **48**, 435, 436, 437, **437**, 595
- reversible, 480
- *Riss*, 255
- solitaria, **42**
- secundaria, 23, 42, 173, 174, 265, 432, **433,** 434, 438, 588, 643
- sobreimpuesta, **293**
- tabular, 44, **46**, 50, **135**, **137**, **138**, 139, **143**, **145**, **151**, 153, 155, 166
- terciaria, 588
- termo-atlántica, 588, 589
- transgresiva, 42, 43, **111**, **112**, **147**, 155, 435
- transversal, 37, 39, 40, 42, 43, 44, 45, **46**, **48**, 140, **145**, 163, 166, **169**, 195, 234, 238, 241, 242, 246, 265, 266, 275, 291, 301, 347, 350, 373, 390-392, 394, 396, 397, 400, **413**, 414, 431, 434-437, **436**, 470, 485, 509, 514, **516**, 518, 527, 595, 609
- trepadora, ver Duna remontante

- *Würm*, 256
Dune bordiere, ver *Foredune*
Dune d'estran, ver Duna embrionaria
Dune élémentaire, ver Duna embrionaria
Dune rock (eolianita), 309
Dunquerquiense, 149
Dust, ver Polvo
Echynophora spinosa, 51, **668**
Echo dune, ver Duna eco
Ecorregión
- atlántica, 590, 594
- mediterránea, 591, 592, 594
- macaronésica, 593, 594
Ecosistema, 49, 166, 202, 207, 288, 586, 603, 628, 634, 635, 641, 642, 646, 651, 655, 663-668, 677, 686, 688
Edáfico, desarrollo; edafogénesis, 52, 366, 413, 542, 546, 548, 549, 551, **551**, 554, 555, 585
ED50 (*European Datum 1950*), 93, 111
Efecto invernadero, 623, 624
Eflorescencia, 555
Elipsoide de referencia, ver WGS-84
Elymus farctus, 26, **47**, 50, 156, 651, **657**, **667**
Embalse, ver Pantano
Embryo dune, ver Duna embrionaria
Emersión, costa de, 257, 295, 449, 614
Empalizada, 41, 248, 647, 648, 666, **666**, 668, 672, 677
Empedrat, ver Pavimento
Encharcamiento, ver Charca
Endorreica, área, zona, 301, 461, 508, **511**, 567, 569
Enebro, enebral, ver *Juniperus*
Envuelta micrítica, 316
Eolian calcarenite (eolianita), 309
Eolianita, **135**, 139, 146, **152**, 237, 238, 241, 252, 253, **254**, 255, 267, 307-323, **308**, **310**, **312**, **314**, **317**, **318**, **319**, **320**, **322**, 363, **364**, 368, 372, **374**
Epidota, 71, 237, 253
Equinodermos, espículas de, 71
Equisetum ramosissimum, 53
Erg, 14, 37, 108
Erianthus ravennae, 53
Erica, 422
- *ciliaris*, 588
- *scoparia*, 52, 588
Erodium cicutarium, 26
Erosión, 452, 455, 458, 489, 554, 574, 632
- antrópica, inducida, 299, 611, 616, 622, 630, 631
- casquete de, ver *Blowout*
- costera, 29, 30, 33, 214, 218, 221, 230, 235, 276-278, **280**, 334, 335, **340**, 371, 376, 379, **380**, **409**, 450, 471, 476, **597**, 609, 610, 612, **612**, 614, 616, 618, 619, **620**, 621, **622**, 623, **623**, 633, 684, 693
- eólica, 23, 32, 74, 238, 255, 436, 483, 503, 518, 528, 529, 563, 566, 569, 571, 597, 648, 649, 651, 656, 687
- superficie de, **412**, **413**, 420, 422, **505**, **506**
Eryngium maritimum, 26, 51, 52, 652, **668**
Escáner vertical, 75
Escarpe, 30, **31**, 172, 180, 238, 240, 242, 278, **280**, 371, **374**, **545**, **568**, 632, 633
Escollera, 138, 154, **374**, 616, 622
Escombrera, 480
Escoria, 614, **615**

Esfericidad, 70
Esmectita, 456, 552, 553
Espadaña, espadañal, 53
Espartina, ver *Spartina*
Espectrómetro de energía dispersiva (SEM-EDS), 71
Espigón, 394, 616, **616**, 621, 622, **622**, **623**, 632
Esqueje, 665, 667, 668
Estabilización dunar, 25
Estacas de retención de arena, ver Tablestacas
Estación total, 87, 99
Estadio interglaciar, ver Interglaciar, estadio
Estadio isotópico, 149, 254, 255, 256, 321, 353, 354, 410, 415, 421, 422, 485, 521, **523**, 524, 527, 528, 541, 543, 556, 557, 613
Estaurolita, 507
Estepa, 510, 512, 521, 541, 557, 566
Estereocorrelación, 112, 114, 115, 477
Estrán, 172, 173, 263, 673
Estratificación cruzada, ver Laminación cruzada
Estuario, 55, 56, 127, 132, 133, **133**, 138, **144**, 146, **147**, 149, 152-156, **154**, 362, 363, 365, 387, 388, 391-395, 422, 610
ETRS89 (*European Terrestrial Reference System 1989*), 93, 111
Eucalipto, 373, 626
Euphorbia
- *paralias*, **23**, 26, **47**, 50, 51, 149, 652, **667**
- *peplis*, **47**, 50
Euphorbio Helichrysion, 588
Eustasia, ver Nivel del mar, oscilaciones del
Evaporita, evaporítico, 133, 555, 563, 574
Evax
- *astericiflora*, 588
- *lusitanica*, 588
Extracción de
- agua, 609, 624
- arena, sedimento, 132, 155, 156, 193, **194**, 231, 300, 378, 448, 480, **481**, 483, 492, **493**, **597**, 614, 617-620, 630, 642
Facilitación ecológica, 23, 24
Falla gravitacional, **409**, 410, 415
Falling dune, ver Duna descendente
Fan delta, 453, 469
Fanerógamas marinas, 288, 300, 621, 688, 689
Fartet, ver *Aphanius*
Fauna
- intersticial, 685, 690
- malacológica, 451
- nitrófila, 596
- oportunista, 596
- senegalesa, 354
Fenicia, Época, **367**
Feldespato, 74, 507, 508, 551
Ferriargilanes, 414
Ferromagnesianos, 49, 471
Fertilidad, fertilizante, 553, 654, 655
Festuca vasconcensis, 588
Fetch, ver Recorrido de incidencia
Filosilicato, 551
Firma espectral, 108, 109, 114
Fitoestabilización, 554, 557
Flandriense, máximo eustático, transgresión, 129, 132, 147, 149, 289, 363, 364, 387, 394
Flecha litoral, **193**, 211, 216, 217, 263, 337-339, 363, 366, 369, 377, 378, 387, 391, 392-395, **395**, 401, **409**, 411, **428**

Flora, ver Vegetación

Foraminíferos, 71, 288, **289**, 312, 451, 455, 471, 483, 489

Foredune (Duna primaria), 23, 29-31, 33, 39, 42, 47, **47**, 49, **50**, 51, **52**, 163, 164, **167**, **168**, **169**, 172, 173, 175, 218, 233-235, 238, 246, 248, 265, 273-278, **280**, 281, 290-292, 299-301, 331, 337, 339, 342-346, **347**, 390, 391, 418, **420**, 432, 433, **433,** 438, 472, 473, 587, 612, **612**, 628, 632, 643, 663, 664, 669, 676, 677, 685, 687, 689, 691-695

Foreset, 313

Foreshore, 331, 332, 412, **413**, 451, 453

Forestal, aprovechamiento, 203, 231, 510

Fósforo, 655

Fósiles, 320

Fotografía aérea, 105, 106, 109-116, 128, 177, 210, 237, 272, **272**, 367, 479, 493, 665

Ejemplos de fotografías aéreas verticales: **40**, **46**, **73**, **111**, **112**, **113**, **141**, **183**, **193, 216**, **219**, **220**, **239**, **241**, **245**, **270**, **296**, **297**, **298**, **334, 338, 346, 379, 399, 433, 435, 436, 437, 439, 441, 454, 473, 479, 480, 485, 487, 488, 577, 633, 663, 670, 671, 680**

Fotogrametría, 88, 272, 275, 281, 438, 477
- de objeto cercano, 78
- digital, 78, 112, 113, 119

Fotointerpretación, 107, 111

Fragmentación de sistema dunar, **30**, 31, 33, 170, 218, 641, 646, 647, **647**, 694

Franja de arena (*streak*), 37

Galenia pubescens, 600

Ganado, ganadería, 26, 442, 443, 475, 492, 493, 553, **597**, 599, **600**, 620, 689

Gancho arenoso, 391, 393

Gasterópodos, 313, 455, 456, **457**, 460, 486

Gelifracción, gelifracto, 557

Genista scorpius, 573

Geoarqueológico, registro, 227

Geodiversidad, 586, 595

Geofísica, geofísico, ensayo, 74, 477

Geófono, 72

Georadar, 72

Geotecnia, geotécnico, 574

Geotextil, 156

Gestión ambiental, 683-697

Glaciar, ambiente/medio, 521, 522, 524, 554, 574, 624
- Periodo, 337, 421, 422, 525, 541

Glacioeustatismo, glacioeustático, 320, 323

Glacis, 229, **505**, **506**, 545, 546, **547**, 550, 567, 568, 574

Glifosfato, 656

gnamma, 567

Goetita, 417

Gola, 263, 265, 270, 274

Golf, campo de, **153**, 190, 265, 269, **269**, 270, 274, 275, 278, **280**, 474, 630

Google Earth, 120

Goro, ver Cortaviento

GPS (*Global Positioning System*), 87-99, 105, 112, 114, 118
- método cinemático, 91, 96-98
- método diferencial (*GPS-D*), 91
- método estático, 91
- método *stop-and-go*, 91, 95-98, **96**
- RTK (*Real Time Kinematics*), 92, 93, 98, 272, 277, 281, 632

GRADISTAT, programa, 70

Grainfall, sedimentación de tipo, 300

Grainstone, 311

Gramínea, 166, 292, 651, 655

Gramma marina, ver *Elymus farctus*

Granate, 508

Granos esqueléticos, 312

Granulometría, granulométrico, 34, 67, 70, **70**, 74, 77, 78, 252, 332, 352, 359, 429, 430, 470, 480, 483, 486, 506, 508, 548, 549, **551**, 556, 574, 665, 679

Grès dunaire (eolianita), 309

Grieta de retracción, **412**

GRIP, Secuencia, 521

Ground Penetrating Radar, GPR, ver Georadar

Gully, **568**

Gusano, ver Contraduna

Hábitats dunares, 24, 46, 47, 49, 585-603, **589**, **590-594**, 641, 666, 675, 676, 687, 688, 694

Halimiones portulacoides, **594**

Halimium halimifoium, 52

Hedypnois cretica, 26

Heinrich, Evento, 521, 522, **523**, 525, 527

Helichrysum
- *italicum,* **47**
- *picardii*, 26, 434
- *stoechas*, 652

Herbácea, ver Vegetación herbácea

Herbicida, 601, 655, 656

Hervíboro, 26

Hiato sedimentario, **413**

Hibridación, 652

Hidrocompactación, 574

Hidromagmatismo, 449

Hidromorfía, hidromorfismo, **413**

Hierba de la Pampa, ver *Cortaderia*

Highstand, ver Nivel del mar alto

Himenópteros, 456, **457**, 460, 486

Holoceno, 132, 187, 202, 237, 289, **310**, 337, 338, 363, 364, **392**, **393**, **396**, **397**, 398, 407, 410, **410**, **413**, 422, 460, 469, 471, **472**, 485, 501, 520-522, 524, 527, 528, 543, 546, **547**, 548, 557, 575

Honckenya peploide, 149

Hongo, 26, 347

Horizonte edáfico
- argílico, 414
- bioturbado, ver Bioturbación
- ferruginoso, **413**

Huang-tu, 542

Humedal, zona húmeda, 53, 187, 301, 347, 508, 528, 587-589, 609, 641

Hummock, ver Montículo dunar

Icnita, 146, **319**

Icnofósil, 320

Icnología, 317

Illita, 456, 552, 553

Iluviación, 414

Imbricate dune, ver Duna imbricada

Impacto ambiental, 177, 183, 298, 300, 370, 453, 476, 492, 595-597, 600, 601, 603, 617, 628, 630, 633, 634, 644, 683, 685, 693, 694

Industrial, uso, 394, 611, 614, 617, 618, 630

Insectos, 317, **319**, 672

Interestadial, periodo, 254, 321, 521, 522, **523**, 525

Interferometría radar, 78, 109

Interglaciar, estadio, 321, 541
- Presente, 331, 344, 346, 352
- Último, 331, 337, 343, 344, 346, 350, 352, **352**, 353, 410, 420, 471

Interpolación, métodos de, 78, 99, 118, 272

Inversión térmica, 556

IPCC, 221
IRSL (*Infrared Stimulated Luminiscence*), 548
Isla barrera, 391, 392, **409**
Islámica, Época, ver Musulmana, Época
Isopacas, mapa de, **73**
Istmo, **69**, 290, 453, **454**, 460, 467, 478, 479, **479**, **480**, 482, 483, **484**, 630
Jable, 451, 459, 484, 486, 488, 489
Jaguarzo, jaguarzal, 677
Junco, juncal, ver *Juncus*
Juncus, 53
- *acutus*, 53, 432
- *bufonius*, 53
Juniperus, 53, 368, 422, 437, 587, 589, **590**, 676, **677**
- *communis*, 589
- *macrocarpa*, 589, 676
- *naviculatis*, 589
- *oxicedrus*, 434, 589, 676
- *phoenicea*, 52
- *turbinata*, 589
Jurásico, 321
Karst, 253, 318, **506**, 557, 569, 577
Kelp, 620
Keuper, 552
Knob, 372, 437
Kurkar (eolianita), 309
Lacustre, Sistema, ver Lago
Lago, laguna, 53, 191, 207, 337, 350, 374, **374**, 398, **428**, 469, **506**, **509**, **511**, 519, 521, 527, 563, 567, 569, 603, 664, 672, 676
Lagoon, **351**, **409**
Lagurus ovatus, 26
Lámina de arena, laminación, 27, **28**, 37, **314**, 510, 512, 548
- contorsionada, 313, **314**
- cruzada, 313, 320, **413**, 414, 457, 548
- en cuña, 313
- en surco, 313, 414, 548
- en *zig-zag*, **314**, 315
- festoneada, 313
- *hummocky*, **413**
- planar, 313, **314**, 315, 412, **413**, 414, 512, **513**
Lapiaz, 318
Lapilli, 458
Láser, analizador, 70
Launaea arborescens, 490
Lechetrezna de las arenas, ver *Euphorbia paralias*
Leguminosas, 601
Lentejón de arena (*Springer*), 37
Lentisco, lentiscar, 53, 368
Levantamiento topográfico, ver Topografía
Ley de Costas, 370, 376, 380, 585, **597**
Leymus arenarius, 50, 51
LIDAR (*Light Detection And Ranging*), 78, 88, 89, 95, 99, 114-117, **115**, **116**, 119, **119**, 182, **183**, 272, 277, 281, 476, 632
Lignito, **410**
Limo
- eólico, 541, 543, 548, 552, 566
- yesífero, 566, 574, 575
Limoniastrum monopetalum, **47**
Linaria
- *lamarckii*, 26
- *pedunculata*, 26, 52, 588
Líneas de costa, 191, 209, 217, 218, **220**, 376, 421, 422, 429, **430**, 632, 633, 690
Litificación, 289
Litoclasto, 288, **289**, 300
Lixiviación, 588
Llanura de inundación, 216, 230, **505**, **506**, **509**, **511**, 548, 555

Llanura dunar, 43
Lluvia de sangre, 456
Loess, 54, 70, 190, 541-558, **545**, **547**, **550**, **551**, **565**, 574-577
Loessificación, 555, 557
Log-normal, distribución, 69
Long-walled dune, ver Duna amurallada
Lotus creticus, 26, **47**, 51, 52, 237, 652, **667**
Lowstand, ver Nivel del mar bajo
Lucio, **428**
Luminiscencia por excitación óptica, ver OSL
Lunate dune, ver Duna en media luna
Lunette, **41**, 250, 509, 516, 517, **517**
Lupa binocular, 70, 71
Magnetita, 455
Malacología, 451
Malcolmia
- *lacera,* 588
- *littorea*, 26, **47**, 652, **668**
- *ramosissima*, 52, 588
Malcomietalia, 587
Mallada, (Depresión interdunar), 263, 264, 267, **267**, 663, 665, 666, 672, 674-677, **679**
Malpaís, 486, 488
Mamíferos, 672
Mantenimiento, plan de, 643, 657, 658, 684
Manto eólico, manto de arena, 37, **135**, 139, **143**, 166, **167**, **168**, **169**, 293, 366, 368-370, 372, 373, **374**, 378, 390, 391, 395, **397**, 398, 400, **400**, 408, **409**, **428**, 480, 486, **487**, 489, 492, 502, 503, **505**, **506**, 508-510, **509**, **511**, 512, 517-519, 526, 527, 594
Mapa, 93, **279**, 408, 665, 677
- digital, 120, 632
- geomorfológico, 74, 111, 177, 287, **209**, **239**, **244**, **294**, **295**, **374**, **399**, 400, **402**, **428**, 502, **505**, **506**, **507**, **509**, **511**, **545**, 554, **568**
- de flujo eólico de sedimentos, 78, **484**
- de isopacas, **73**
- de litología, 74
- de unidades del paisaje, 74, **475**, 479, **480**
- de vegetación, 287
- sedimentario, 74, 482, **482**
- topográfico, **264**, **266**, 276
Mar de arena, ver *Erg*
Marca de impacto, 313
Marea, mareal, 208, 311, 331, 376, 388, 391, **396**, **412**, 447, **481**
- rango, 162, 213, 232, 359, 388, 411
Mareógrafo, 614,
Marès (eolianita), 309, **310**
Maresía (*sea spray*), 15, 53, 696
Marisma, **47**, 152, 191, 196, 209, 311, 365, 387, **388**, 391, **392**, **393**, **396**, **397**, **399, 409**, **410**, 421, **428**
Marjal, 253
Matorral, **52**, 166, 172, 347, 436, 472, 479, 589, 589, 647
Máximo eustático, ver Nivel del mar alto
Médano ("medaños"), 40
Medicago
- *littoralis*, 26, **47**
- *marina*, 26, **47**, 51, 652, **667**
Medieval, Época, 230, 268, 345, 366, **413**, 528, 651
Mesozoico, 321, 503, **505**, **506**
Messiniense, 187
Mestizaje, 652
Metales, Edad de los, 522, 528

Metano, 613
Meteorización, 13, 15, 253, 365, 372, 447, 489, 543, 555, 567, 569, 573, 575, 612
- salina, 555, 569
Mica, 508
Microacantilado, **615**
Microaspersión, 656
Microcodium, 317
Microestalactita, 316
Micrómetro láser, 75
Microriza, 316
Microscopía electrónica de barrido (MEB, SEM), 70, 553, **554**
Microscopio petrográfico, 71
Migración dunar, tasa de, 39
Miliolite (eolianita), 309
Militar, uso, 630, 642
Mimbre,mimbrera, 597, **598**, 647, 649, **649**, 658
Mindel, 255
Minerales, mineralogía, 316, 417, 456, 471, 483, 508, 548
- autigénicos, 71
- eruptivos, 71
- leucocratos, 471
- metamórficos, 71, 555
- opacos, 471
- pesados, 71, 552
- resistentes, 71
Mioceno, 372, 460, 469, 503, 508, **511**, 552, 555
MIS, ver Estadio isotópico
Modelo
- atmosférico, 68
- digital de elevaciones (MDE), 88, 93, 94, 96, 99, 109, 112, 113, 118, 120, 245, **247**, **249**,**251**, 438, 441, 472, 477, **514**, 632
- digital de superficies (MDS), 115, 117, 118
- digital del terreno (MDT, DTM), 74, 78, **115**, 116, 117, **119**
- digital *raster*, ver *Raster*
- digital vectorial, ver Vectorial
Mogote, ver Montículo dunar
Moluscos, 312, 470, 489
Monoclinal, 294, **294**
Montículo dunar (*hummock,nebkha*), 31, 44, 48, 50, **135**, 164, 173, 235, 276, **291**, 292, **369**, 372, 432, 433, 490, **490**, 493, 525, **565**, 566, 575, **576**, 647
Montmorillonita, 553
Morfoscopía, morfoscópico, 70, 553
Mota artificial, 628, **628**
Mountain loess, 543
Movilidad dunar, ver Avance dunar
Movimiento de masa, 30, 451, 569
Muro de contención, 156, 201, **202**, 448
Murtar, 677
Musulmana, Época, 227, 230, 268, 281
Myotragus sp., **319**
NAO (*North Atlantic Oscillation*), 360, 378
Nava, navazo, 368, **506**, **511**, **516**, 519
Navegación por satélite, sistemas de, 90, **92**, 98
NAVSTAR-GPS, ver GPS
Nearshore, 451
Nebkha, ver Montículo dunar
Neógeno, 387, 551, 552
Neolítico, 364, **412**, **413**, 418, **419**, 522, 528
Nerium oleander, 53
Nested dune, ver Duna anidada
Neurada procumbens, 476
Nip coast, ver Costa en escalón
Nitrógeno, 655

Nivel del mar, 68, 152, 447
- alto, 149, 289, 318, 321, 322, 337, 353, 366, 421, 422
- ascenso, elevación, subida, transgresión, 132, 174, 210, 213, 214, 221, 252, 321, 422, 585, 609, 611, 613, 614, 616, 623-625
- bajada, descenso, regresión, 147, 229, 301, 321, 454
- bajo, 322, 422, 461
- oscilaciones, variaciones, 211, 229, 250, 252, 307, 320-323, 363, 390, 421, 585, 612, 613, 624

Nivel freático, 25, 34, 52, 53, 72, 118, **198**, 396, 398, 422, 432, 436, 510, 512, 519, 569, 588, 602, 672, 677

NOAA, 68

Nódulo calcáreo, 353

Nutrientes, 655

Oenothera, 600

OIS (*Oxygen Isotopic Stage*), Ver Estadio isotópico

Oldest Dryas, 522, **523**, 527

Oleaje, 15, 16, 29, 30, 31, 32, 67, 129, 162, 172, 207, 209, 212-214, 217, 218, 221, 231-233, 256, 332, 354, 359, 371, 376, 387, 394, 451, 471, 472, **473**, 485, 598, 621-623, 641, 643, 689, 693
- de tipo *sea*, 389
- de tipo *swell*, 162, 389
- de tormenta, **30**, **31**, 34, 162, 278, **612**

Olistostroma, **409**

Olivar, olivo, 504, 554

Onagra, ver *Oenothera*

Ononis
- *natrix,* **668**
- *variegata*, 26, 52

Oolito, oolítico, 312, 350, 354

Ophiomorpha, **413**

Óptimo Climático Holoceno, 337, 524, 528

Opuntia, 600

Ortofotografía, ortofoto, 88, 99, 111, 113, **113**, **119**, 129, 163, **239**, **241**, 438

Oscilación del Atlántico Norte, ver NAO

OSL (*Optically stimulated luminiscence*), 74, 408, **412**, 415, 417, **419**, 420, 422, 456, 459, 520-522, 527

Othantus maritimus, 26, **47**, 50, 51, 237, 652, **667**

Ouad, 541

Overwash, 29, 34, **197**

Óxidos de hierro, 318, **412**, 417

Paisaje, paisajismo, 74, 281, 298, 336, 417, 455, 467, 479, **480**, **481**, 503, 504, 528, 542, 585, 586, 595, 603, 626, 631, 644, 666, 672, 677, 685, 686
- Unidades del, 74, **475**, **480**, 479, **480**, **481**

Paleoacantilado, 41, 335, 337, 338, 394, **409**, 460

Paleobarra, 471, **472**

Paleoclima, 323, 520-522, 524, 525, 527, 528, 541, 544, 557

Paleocorriente, **412**

Paleocosta, 323

Paleoduna, 453-462, 492

Paleolatitud, 323

Paleolítico, 543

Paleoplaya, 363, 364, 365, 372

Paleosuelo, 316, **319**, 320, 321, 364, 365, 366, **367**, 398, **412**, **413**, 414, **414**, **417**, 420, 420, 421, 422, 456, 457, **457**, 458, 459, **481**, 489, 491, 541, 544, 546

Paleovalle, 415, 421

Paleoviento, 412, **412**, 414, 457, 458, 461, 512, 525

Paleozoico, 321, 503, **505**, **506**

Paligorskita, 553

Palinología, palinológico, 504, 521, 527

Palmera, ver *Phoenix dactylifera*

Pan, 519, 528, 569

Pancratium maritimum, **23**, 26, **47**, 51, 52, 588, 652, **668**

Panel informativo, ver Cartelería

Pantalla eólica, 24, 201, **202**

Pantano, 614, 615, 617, 618

Páramo, 503, **505**, 508, **511**, 513, 519, 544, 546, 551, 552, 556

Paronychia argentea, **47**

Pasarela, 131, 155, 180, 182, 255, 597, 642, 644, **645**, 657, **659**, 669

Paseo marítimo, 200, 201, **202**, 233, 235, 255, 269, 271, 370, 377, 610, **629**, 665, 670-675, **672**, **673**, **679**

Paso de pastor, 597

Pastizal, 588

Pastoreo, 442, 479, 598, 599, 625, 630

Patella, 485

Pátina desértica, 74

Pavimento, 197, **198**
- desértico, ver *Reg*

Peces, 672, 676

Pediment, ver Glacis

Pedogénesis, 318

Pedra maresa (eolianita), 309

Pedra tosca, 257, 309

Peloide, 312

Pequeña Edad del Hielo, 174, 231, 366, 524, 525, 528

Perched dune, ver Duna colgada

Perfil topográfico, **178**, 179, 180, 181, **181**, 182, 211, 272, 281, **433, 435**, **436**, **439**, 441, 442, **442**, **627**, 669, 689, 691

Peridesértico, 555

Periglaciar, ambiente/medio, 13, 525, 541, **551**, 554, 555, 574

Permafrost, 541

Permeabilidad, 316

Perturbación natural, 601, 602

Pesca, 443

Phaleria pujeti, 691

Phoenix dactylifera, 243

Picnómetro, 72

Pinar, pinada, pino, **42**, **54**, 166, 187, 194, 243, 269, 334, 368, **368**, 369, **369**, 372, 373, 436, 437, 504, 589, **590**, 602, 625, 676
- carrasco, ver *Pinus halepensis*
- piñonero, ver *Pinus pinea*
- resinero, ver *Pinus pinaster*
- rodeno, ver *Pinus pinaster*
- silvestre, ver *Pinus sylvestris*

Pinus, **412**
- *halepensis*, 53, 243, 590
- *nigra*, 415, 421
- *pinaster*, 53, 166, 415, 421, 504, **526**, 587589, 590
- *pinea*, 53, 243, 504, 587, 589, 590, 625
- *sylvestris*, **659**

Piroxeno, 253

Pisoteo, 25, 179, 238, 243, 476, 642, 644, 647, 654, 655, 669

Pistas de desplazamiento, 317, **319**

Pita, ved *Agave*

Plantación, plantón, 597, 598, **599**, 602, **652**, 653, **653**, 654, 655-657, 667, 668, 673, 677

Plantas, ver Vegetación

Plántula, 476, 651

Plataforma
- continental, 322, 371, 390, 450, 454, 460
- dunar, 43
- costera/litoral, 127, 311, 354, 368, **374**, 449, 451, 458, 485

Playa,
- cresta de, 48, 337, 339, 345, **397**
- disipativa, **16**, 32, 229, 332, 367
- en bolsillo, 127, 371
- fósil, 240, 242, 256, 288
- intermedia, 229
- limpieza de, 35, 478, 597, **597**, 598, **599**, 621, **659**, 685, 686, 689, 690, 692, **692**, 694, 696
- oolítica, 353
- pleistocena, 241
- reflectiva, 32, 229, 331, 332, 372
- seca, emergida, 28, 32, 35, 685, 686, 689

Playa-lake, 502, 509, **509**, 517, **517**, 519, 522, 527, 567-571, **568**

Pleistoceno, 132, 238, 243, 245, 246, 255, 257, 267, 290, 342, 345, 363, **364**, 368, 372, **374**, 378, 398, 407, **409**, 410, **410**, **413**, 420, 449, 456-459, 461, 469, **472**, 475, 483, 485, 489, 492, 493, 501, 501, 521, **523**, 524, 528, 543, 545, 546, **547**, 548, **550**, 575

Plioceno, 321, 410, **410**, **413**, 420, 449, 459, 469, 503, 508

Pocket beach, ver Playa en bolsillo

Polen, polínico, 338, 407, **412**, 421, 422

Polvo,
- lluvia de, 456
- nivel de, 457, 555, 575
- sahariano, 553
- tormenta de, 564, **565**, 577

Polycarpaea nivea, 50, 51

Polygonum maritimum, 26, 50, 51, **667**

Porosidad, 316

Posidonia oceanica, 32, **34**, 35, 288, **291**, 299, 300, 348, 621, 686-690, **690**, 693, 695, 696

Potasio, 655

Presa, ver Pantano

Progradación costera, 33, 34, 53, 129, 132, 138, 146, 153, 154, 187, 211, 217, 229, 230, 246, 267, 268, 276, 278, 299, 338, 363, 387, 390-396, 398, 401, 422, 429, 438, 612, 633, 648

Propágulo, 597, 650, 655

Prospección sísmica, 211

Pseudorlaya pumilla, 26

Pseudoarrhenatherum longifolium, 588

Pycnocomon rutifolium, 26

Púnica, Época, 367

Quercus, 422

Racemización de aminoácidos, 455, 461

Radar de apertura sintética (SAR), 109

Radargrama, 72

Raíces, 316, 456

Rake-like dune, ver Duna *en-echelon*

Ramleh, (eolianita), 309

Rampa
- arenosa, 315, 432
- duna en, 514
- carbonatada, 322

Raster (modelo digital), 106, 113, 116-120

Rayos X, 483

Recorrido de incidencia (*fetch*), 16, 214

Red *Natura 2000*, 170, 586, 594, 595

Red trófica, 596

Redondez, 70, 311

Redox, procesos, **413**, 414

Reforestación, 373, **380**, 448, 602

Reg (Pavimento desértico), 37, **565**, 567, 576

Regeneración
- de playas, 202, 274, 277, 281, 287, 614, 620, 632
- dunar, 155, 156, 180, 184, 269, 270, **271**, 273, 277, 278, **395**, 596, 602, 603, 630, 631, **631**, 634, 641-659, **646**, **647**, 663-680, **669**, **670**, **671**, **675**, **676**, **680**, 684, 686, 694

Regularización fluvial, 617, 618

Reichardia gaditana, 26

Relieve
- cóncavo, 294, **294**
- convexo, 294, **295**
- residual, **505**, **506**

Repoblación forestal, 193, 220, 504, 590, 630

Resistividad eléctrica, 74

Restauración dunar, ver Regeneración dunar

Restinga, 229, 230, 245, 246, 253, **254**, 263, 285, 287, 295, **296**, 626, 663

Restitución digital, 88, 99, 110, 112

Retención de arena/sedimento, 77, **198**, 200, 201, **201, 202,** 332, 368, 371, 470, 473, 493, **598**, 617, 694, 695, 696

Retrogradación, 401

Revegetación, 155, 156, **347**, 348, 371, 373, 376, 597, **597**, 646, 650-655, 696

Riego, 215, 654

Rillenkarren, 318

Ripple, 13, 37, 174, 197, 263, 313, **315**, **413**, 474, 525

Riss, 255, 542

Rizadura, ver *Ripple*

Rizoconcreción, 252, 254, 316, **318**, 320, 323, 363

Roedor, 26

Romana, Época, 147, 227, 257, 281, 365, 366, **367**, 396, **409**, **413**, 522, 528

Rosmarinus officinalis, 573

Rubus ulmifolius, 53

Rugosidad superficial, 19, 67, 518, 549, 556, 617, 685, 691

Rumes tingitanus, 26

Sabina, sabinar, 52, 53, 334, 437, 589

Salada, saladar, 207, **481**, 566-569, 573, 575, **577**

Salicornia, 575

Salina, ver *Playa-lake*

Salinización, 689

Salitre, 269

Salmuera, 570, 575

Salsola kali, 26, *47*, 50

Saltífono, 76

Samaruc, ver *Valencia hispanica*

Sand
- *ramp*, ver Rampa arenosa
- *ribbons*, 575
- *ridges*, 516, 527
- *sea*, ver *Erg*
- *shadows*, ver Colas de arena
- *sheet,* ver Manto eólico
- *streak*, ver Franja de arena
- *stringer*, ver Lentejón de arena
- *tail*, ver Cola de arena

SAR, ver Radar

Satélite, **46**, 89, 90, **90**, 91, **92**, 93, 99, 106-109, 113, 614, **663**

Scirpoides holoschoenus, 53

Sea spray, ver Maresía

Sedígrafo, 70

Sedimento,
- cohesión, 77
- densidad, 71, 72, 75

Seif, ver Duna longitudinal

Selección granulométrica, 70

SEM, ver Microscopía electrónica de barrido

Senecio vulgaris, 26
Sensibilidad morfodinámica, 687, 688, **688**, 693
Set dunar, 256, 510
Shadow dune, ver Cola de arena
Shoreface, 331, 412, **413**
SIG (Sistema de Información Geográfica), 93, 99, 105, 106, 117, 118, 120, 121, 479, 512, 514
Siglo,
- I a.C., 522
- V a.C., 365
- VIII a.C., 365
- X, 391
- XI, 227
- XIII, 192, **212**
- XIV, 192, 211, **212**, 363, 390
- XV, 211, **212**, **409**, 458, 524
- XVI, 398, 524, 622, 625
- XVII, 190, 230, 363, 366, 390, **413**, 492, 625
- XVIII, **212**, 230, 436, 492, 524, 620, 625
- XIX, 149, 207, 347, 366, 492, 501, 504, 618, 625
- XX, 149, **192**, 194, 195, 202, 220, 230, 236, 243, 269, 281, 347, 360, 366, 372, 373, 378, 380, 504, 542, 603, 620, 625

Silene, 52
- *littorea*, **47**
- *ramosissima*, 26

Simetría granulométrica, 70
Sísmica, sísmico
- de reflexión, 72
- de refracción, 72, 477
- ensayo, 72
- perfil, **73**

Slumping, ver Deslizamiento
Sobreexplotación hídrica, 25
Sobrepastoreo, 231
Socavación basal, 573
Solifluxión, 548
Sondeo mecánico, 146, 211, 348, 407, **409**, 421, 422, 521, **523**, 543, 613
Sosar, 187
Spartina versicolor, 666, **666**, 695
Sporobolus
- *arenarius,* 51
- *pungens*, 26, **668**

Spray, ver Maresía
Star dune, ver Duna en estrella
Strombus bubonius, 241, 256, 353, 354, 471
Suaeda sp., **47**
Subestadial, 522
Subsidencia, 221, 253, 257, 290, 345, 554, 609, 614, 616, 624
Suelo, 52, 53, 251, 270, 318, 365, 475, 489, 520, **520**, **523**, 524, 525, 528, 542, 553, 554, 557, 566, 567, 572, 588, 652, 654, 655, 691
- rojo, **413**, 414, 420, 422

Sufosión, 548
Superimposed dune, ver Duna sobreimpuesta
Surco interdunar, ver Depresión interdunar
Surf, zona de, 335
Swale, ver Depresión interdunar
Swash, zona de, 685, 692, 693
Swell, ver Oleaje
Tablestacado, 156, **198**, 597, 647, 649, 650, **650**
Taffoni, 254, 567
Tamarix, 53
Tardiglaciar, 398, 417, 521
Teledetección, 88, 105-109
Terciario, 450, 502, 503, 508, **511**, 543, 563, 566, 569, **571**, 573, 574, 576

Termoclastia, 541

Termoluminiscencia, ver TL

Terra rossa, 318

Terraza, 43, 432
- aluvial, **409**, 469, 475, 503, **505**, 508, **509**, **511**, 542, 543, 550, 555, 566, 567, **572**, 574
- lacustre, **568**, 570, **571**, 574
- marina, 342, 365, **409**, **472**, 485

Thymalaea hirsuta, 237

Thymus
- *carnosus*, 26, **47**
- *vulgaris*, 573

Tierra amarilla, 542

TIN (*Triangulated Irregular Network*), 94

Tirreniense, 256

TL (Termoluminiscencia), 456, 503, 520, 521, 522, 524, 546, 548, 575

Toba calcárea, 557

Tómbolo, 372, 622

Tomografía eléctrica, **73**, 74, 477

Topografía, 87, 172, 175, 177, **178**, 179, 181, **181**, 182, **264**, 270, 272, 274, **274**, 277, 281, 343, 626, **627**, 632, 635

Torre de almenara, 398, 429

Torre vigía, **409**, 622

Traganum moquinii, 472, 473, 476, 478, 490, 594, **594**

Tramontana, ver Viento *tramontana*

Trampa de sedimento, 75, 76, 202, 210, 483, 612, 616, 635, 686

Transporte eólico, 20, 210, 483, **484**, 556, 692
- ecuaciones de, **76**, 483
- mecanismos de, 18
- tasa de, 20, 21, 37, 75, 78, **431**,475
- tasa potencial de, 27

Transporte litoral, 16, 233, **473**, 691

Trazador fluorescente, 75, 76

Triásico, 552

Trough cross-bedding, ver Laminación cruzada en surco

Túnel de viento, 573

Turba, turbera, 398, **506**

Turismo, turístico, 183, 188, 199, 285, 336, 345, 349, 370, 393, 448, 453, 469, 473, 476, 478, 482, 483, 485, 486, 492, 585, 596, **597**, 610, 611, **611**, 616, **620**, 621, 626, 641, 642, 654, 655, 670, 683, 684, 689, 693

Turmalina, 507, 508

Ulex australis, 52, 588

Ullal (humedal), 207

Uña de león, ver *Carpobrotus*

Upwarping, ver Abombamiento

Urbanismo, urbanización, 118, 129, 132, 139, 187, **199**, 230, 231, 236, 237, 240, 241, **241**, 243, 255, 257, 269, **279**, 281, 285, 300, 332, 333, 336, 337, 339, 343, 349, 350, 353, 368, 370, 371, 376, 377, 380, 391, 393, 394, 469, 474, 476, **481**, 484, 485, **487**, 492, 493, 610, **610**, **611**, 617, **619**, 628, 630, 641, **642**, 655, 664, **664**, 665, 670, 676, 677, 685

Vadosa,
- cementación, 316
- zona, 316, 512

Val, ver Valle de fondo plano

Valencia hispanica, 676, 677

Valla, vallado de retención de arena, 200, 201, **201**, 597, 643, 668

Valle
- de fondo plano, 576
- disimétrico, 542, 545, 555, 577

Vectorial (modelo digital), 117, 118, 120

Vegetación
- acuática, 676

- anual, 25, **26**, 587-589, 596, 598, 599
- arbórea, 40, 52, 53, 265, 292, 299-301, 316, 365, 437, 527, 590, 664
- arbustiva, 347, 521, 524, 589, **589**, 594, 664
- dulceacuícola, 594
- esclerófila, 587, 589
- esteparia, 512, 521, 524, 527
- exótica, **597**, 600, **601**, 629, 655
- forestal, 524
- fotolítica, 288
- halófila, halofítica, 146, 468, 472, 479, 594
- halonitrófila, 50
- herbácea, 52, 521, 587, 588, **589**
- hidrófila, 267, 432, 469
- índice de, 108, 114
- invasora, 25, 131, 155, **597**, 600, **601**, 634, 655-658, **659**
- neófita, 629
- nitrófila, 596, 601, 689, 691
- oportunista, 596
- perenne, 25, **26**, 588, 596, 651
- pionera, 22, 23, **23**, 25, 30, **47**, 432, 587, 598, 647, 685, 689, 691, 696
- psammófila, 22, 25, 51, 187, 237, 291, 334, 468, 479, 650, 667, 668, 695
- samofita, ver Vegetación psammófila
- tala de, 443, 492
- termófila, 590
- xérica, 573
- xerófila, 468, 479

Vegetated linear dunes, ver *Sand ridges*

Veleta, 75, 76

Velocidad del viento
- de arrastre (*drag velocity*), 17-19, 20
- de fricción, 67, 74, 75
- perfil de, 67, 68
- umbral de fluido, 17, 30, 175

Ventifacto, 335, **565**, 567, 576

Venturi, efecto, 360

Vermiculita, 553

Vertebrados, 313, **319**, 676

Vértice geodésico, **96**

Vertidos, vertedero, 274, 277, 281, 596, 614, **615**, 642

Vid, viña, 504, 554, **628**

Vidrio volcánico, 471

Viento
- alisio, ver Alisios
- bochorno, 564
- *cierzo*, 564
- corredor de, 350
- dominante, 27, 37, 38, 68, 210, 343, 429
- estado del, 68, **69**, 212
- geostrófico, 231
- levante, *llevantade*, 196, **196**, **197**, 231, 238, 240, 334, 345, 352, 354, 359, 361-363, 366, 369, 372, 377, 378
- poniente, 231, 274, 360, 362, 366, 367,372, 378, 417
- prevalente, 27, 265, 274
- régimen de, 69, 231, 338, 389, 513
- reinante, 68
- rosa de, 68, **69**, **130**, **162**, **176**, **188**, **213**, **219**, **362**, **389**, **572**
- *tramontana*, *tramontanade*, 189, 191, 194, **195**, 196, **196**, 197, 199, 201, 288, 290
- *terral*, 28
- unidireccional, 37

Vigilancia ambiental, 657

Villafranquiense, 255

Visigoda, Época, 227, 268

Vivero, 651, 652, **657**, **658**, 668

Volcán de barro, **413**

Von Karman, constante de, 67

Vuelco, 573, 574

Vulnerabilidad, 339, 554

Vulpia alopecurus, 26

WANA, punto, 68, 69

Washover channel, **30**

Washover fan, 43, 197, **197**, **374**

Web mapping, 120

WGS-84 (*World Geodetic System 1984*), 93

Wind furrow, ver Deflación, Pasillo de

Wrap around dune, ver Duna envolvente

Würm, 256, 301, 542, 543, 546, 556

Yardang, 74, 299, 563, **565**, 567-574, **568**, **570**, **571**, **572**, 576, 577

Yacimiento arqueológico, 202, 364, 543, 548,

Yeso, 49, 542, 543, **547**, 551-553, 555, 557, 566, 568, 569, **571**, 573, 575

Younger Dryas, 521, **523**, 524, 525, 527, 528, 548

Yucca aloifolia, **601**

Zibar, 37, 510