

TIPOLOGIA DE DUNAS EOLICAS. PROCESOS DE EROSION-SEDIMENTACION COSTERA Y EVOLUCION LITORAL DE LA PROVINCIA DE HUELVA (GOLFO DE CADIZ OCCIDENTAL, SUR DE ESPAÑA)

G. Flor *

RESUMEN

Se clasifican las diferentes tipologías de dunas eólicas costeras del sector occidental del Golfo de Cádiz y, en el caso de las dunas pleistocenas del sector Mazagón-Matalascañas, se detallan los aspectos sedimentológicos más sobresalientes, ya que se trata de uno de los ejemplos fósiles más importantes de la costa peninsular. Se deducen los segmentos litorales con procesos de sedimentación o erosión en función de las formas dunares, su distribución y relación con la configuración litoral, la extensión de la zona supramareal, el límite playa/duna o de la no existencia de depósitos eólicos. Por último, se establece la evolución sedimentaria del litoral, enmarcando la formación de los diferentes depósitos eólicos costeros.

Palabras clave: *dunas costeras, clasificación, sedimentación, erosión, evolución costera, Huelva, Golfo de Cádiz, España.*

ABSTRACT

Several morphogenetic coastal sand dunes in the Gulf of Cádiz (province of Huelva) are classified; also, the pleistocene coastal dunes outcropping between Mazagón and Matalascañas are detailed from the sedimentological point of view because they are one of the most important examples of fossil coastal sand dunes on the Iberian coasts. Erosive and sedimentary processes are determined from the eolian morphology, its distribution and the relation with the littoral configuration along the coast, the amplitude of the backshore zone and the border of the beach/dune zone. Finally, the sedimentary evolution of the coast is established including the formation of the different eolian deposits.

Key words: *coastal sand dunes, classification, sedimentation, erosion, coastal evolution, Huelva, Gulf of Cádiz, Spain.*

Introducción

El estudio de la tipología de las dunas eólicas costeras, su distribución y su relación con la configuración de la costa permite establecer una separación del litoral en diferentes sectores de acuerdo con los procesos erosivos o sedimentarios, e incluso evaluar si los procesos son cualitativamente más o menos intensos. Asimismo, se pueden definir los emplazamientos sedimentarios en función de los estacionamientos del nivel del mar, así como de los procesos

epirogenéticos y eustáticos, para los que se propone una evolución.

Las dunas representan el material fluvial que primero se recicla al continente y suponen, por tanto, el exceso sedimentario que la plataforma interna y ambientes costeros, sometidos a la corriente costera, oleajes y/o mareas (pudiendo éstas no existir o ser inapreciables), son incapaces de consumir o incorporar. Por ello, el sobrante será el primero en emplazarse por el viento como dunas eólicas costeras y, cuando se produzca alguna alteración en la tenden-

* Area de Estratigrafía. Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. C/. Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo.

cia sedimentaria de algunos de los subambientes relacionados, serán las primeras en sufrir una mayor sedimentación o erosión. Son, por tanto, un indicador muy sensible de la resultante sedimentaria o erosiva de una costa arenosa, cara a la predicción futura o al manejo litoral (construcciones civiles, regeneración y mejora de playas, creación de nuevas dunas, interrupción de la erosión, etc.).

La forma de las dunas depende, en primera instancia, del viento, único agente dinámico que interviene en el emplazamiento de la arena en las áreas de posplaya, si bien la humedad y la vegetación condicionarán fuertemente la morfología resultante, así como los oleajes de tormenta que retocan las mismas en el límite con la playa. También la actuación de la corriente costera, los frentes de oleajes, la orientación costera frente a los vientos reinantes y otros de mayor intensidad y la historia geológica reciente (eustatismo y epirogenia y modificación humana) determinan la sedimentación eólica final.

Una de las causas más importantes que alteran la estabilidad de los campos dunares es la debida al hombre, por la fuerte presión ejercida sobre el litoral en la actual cultura del ocio. Puede manifestarse de muy diferentes maneras, así, si se efectúan dragados en los canales principales de estuarios, se producirá una erosión en las dunas pertenecientes a las barras arenosas que los cierran (casos de los estuarios de Santander, Avilés y Corme-Lage). Las presas hidráulicas evitan las aportaciones de sólidos al borde costero, e inducen al aterramiento paulatino de los estuarios por entrada de material procedente de la deriva litoral; los grandes diques, en los márgenes de los estuarios, determinan la formación de áreas sedimentarias y erosivas o de no sedimentación en determinados segmentos costeros a uno y otro lado de los mismos; en la costa de Huelva, se está produciendo una intensa sedimentación, con formación de playas al Oeste del dique de Punta de la Canaleta (Punta Umbría) y del de Juan Carlos I (Isla de Saltés), o lo que es lo mismo, a barlovento de los diques ante la trayectoria hacia el Este de la deriva litoral.

El Golfo de Cádiz occidental, entre la desembocadura del Guadiana y el Guadalquivir, representa una costa donde la sedimentación costera con progradación de los sistemas sedimentarios es un hecho constatado históricamente, tanto a escala regional (San Miguel de la Cámara, 1913; Gavala y Laborde, 1952; Dabrio, 1982; Dabrio *et al.*, 1980; Dabrio y Polo, 1987), como local (Clemente *et al.*, 1985a; Clemente *et al.*, 1985b y Rubio García *et al.*, 1985). Por otra parte, contiene depósitos eólicos de gran extensión repartidos fundamentalmente en *dunas actuales activas*, ligadas a las playas mareales atlánticas, *dunas activas desconectadas de la playa*: los trenes de dunas

transversales en el Coto de Doñana, *dunas subactuales activas*, situadas en posición colgada entre Mazagón y Torre de la Higuera, *dunas subactuales fijadas*, ligadas a extensos campos dunares, como los de Las Antillas (Este de Santa Cristina), El Rompido (Este de Cartaya) y El Portil-Punta Umbría (Este de El Portil), que se sitúan en las áreas internas de las activas y *dunas pleistocénicas*, que afloran como un conjunto arenoso fósil entre Mazagón y Matalascañas. Un último tipo de dunas, que no se entra en su consideración, es el que Leyva y Pastor (1976) y Pastor y Leyva (1976) denominan *manto eólico*, con espesor variable de decimétrico a métrico.

Objetivos y métodos

Tres son los objetivos perseguidos en este trabajo; el primero, clasificar los tipos de dunas desde el punto de vista morfológico, encuadrándolas de acuerdo con el grado de funcionamiento; el segundo, determinar a partir de su presencia o no, de la propia tipología dunar y de la forma del límite playa/duna el grado de erosión y sedimentación en esta costa; por último, establecer la evolución del borde costero, para comprender la distribución de los sistemas sedimentarios y su comportamiento futuro.

La clasificación de las diferentes formas dunares, atendiendo a criterios morfológicos, se lleva a cabo siguiendo los trabajos precedentes de Flor (1980a y 1983), basados en una serie de autores citados en la bibliografía de dichas publicaciones. Además, se han tenido en cuenta otros trabajos del autor, referidos a ambientes eólicos costeros (Flor, 1980b, 1981 y 1984) y Flor *et al.* (1983), sobre el litoral cantábrico y gallego.

Los procesos de erosión y sedimentación dominantes se deducen mediante la consideración, en primera instancia, de los agentes dinámicos principales: corriente costera, aportes fluviales y oleajes, presencia de barreras artificiales y naturales, grado de evolución del límite playa/duna: frentes erosivos de fuerte pendiente o sedimentarios de suave pendiente (Hesp, 1988), magnitud de los campos dunares y fijación de las bandas activas, ausencia de depósitos dunares, extensión de las áreas supramareales, etc.

Los fenómenos erosivos se manifiestan por la actuación de oleajes de tormenta, que crean taludes de fuerte pendiente en los frentes de dunas, de una forma más bien permanente, donde son frecuentes la evolución de los mismos con la formación de bloques caídos, deslizados, rotados, etc. y de pasillos de tormenta, que son entrantes con forma convexa hacia tierra. Estos frentes erosivos provocan perfiles transversales asimétricos en los cordones dunares: mayor pendiente a barlovento (límite duna/playa) y taludes

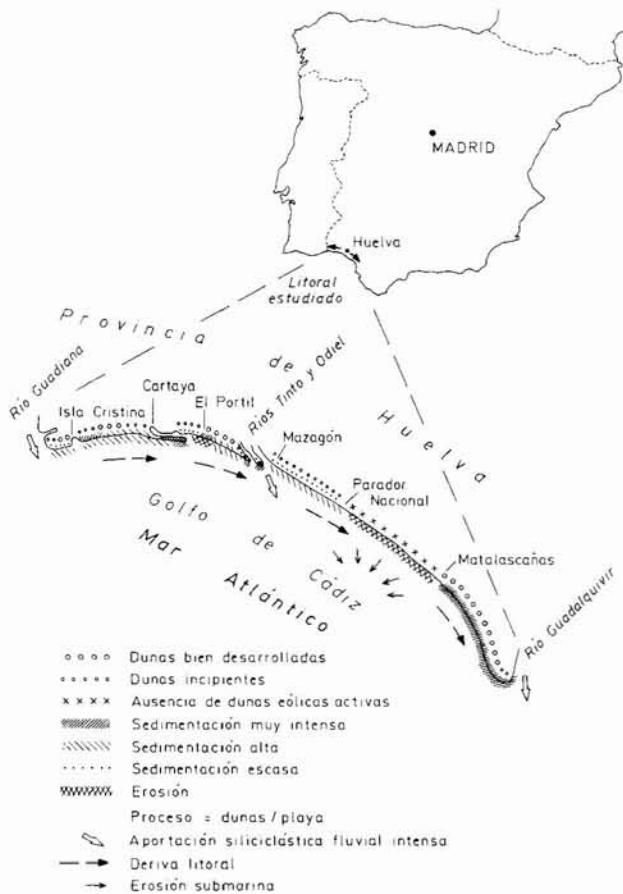


Fig. 1.—Esquema de situación. Procesos principales de erosión y sedimentación en el litoral onubense.

suavizados a sotavento. Como quiera que el oleaje es el factor dinámico que actúa de forma directa, la configuración del límite playa/duna debe contemplarse con suma cautela a la hora de concluir sobre un proceso final de erosión o sedimentación dominante. En efecto, una misma playa puede presentar áreas de erosión ligadas a la actuación de cabeceras de corrientes de resaca (lugares donde el frente dunar será de mayor pendiente por erosión), las cuales varían de posición en el tiempo y en el espacio, siendo función de los climas de oleaje; por otra parte, los ciclos de erosión/sedimentación tienen una componente estacional anual pero también de hasta una década, de manera que un frente dunar puede mantenerse localmente durante varios años, sin implicar que la erosión global juegue en esa zona un papel decisivo; tampoco tendrá esa característica erosiva un cordón dunar en progresión con el talud verticalizado, sino todo lo contrario. Se consideran procesos erosivos netos cuando la recesión del acantilado dunar o costero produce frentes de fuerte pendiente con avance más o menos continuado y pérdida de masa, sin recuperación en el tiempo.

Características generales de la costa

Es una costa baja arenosa, que se continúa por el Oeste hasta el Algarve occidental y por el Este hasta el Estrecho de Gibraltar. La causa debe buscarse, fundamentalmente, en los complejos procesos tectónicos de la región, la fuerte aportación de elementos siliciclásticos a través de grandes cuencas fluviales (Guadiana, Tinto y Odiel y Guadalquivir) y otras menores (Piedras, en Cartaya), así como los movimientos eustáticos en el Pleistoceno y Holoceno.

Los ambientes sedimentarios costeros mejor representados son los de los sistemas de playas mareales y dunas eólicas asociadas, así como los de estuarios.

El perfil litoral dibuja un arco cóncavo hacia el mar, cuyo eje se inclina en dirección NE-SO, cambiando desde una orientación OSO-ENE en el borde occidental hasta NNO-SSE en el extremo oriental de la playa de Castilla o de Doñana (Punta de Malandar, en la desembocadura del Guadalquivir). Tiene una longitud de alrededor de 120 km, pero si se considera la zona afectada por las ondas mareales dentro de los estuarios se incrementa considerablemente.

La corriente costera tiene una trayectoria hacia el Este, siendo una componente de la corriente portuguesa que barre la fachada atlántica gallega y portuguesa de Norte a Sur en su progresión hacia el Estrecho de Gibraltar. En este litoral, los efectos de la corriente costera se ven enmascarados por la acción de la deriva playera, ya que sus trayectorias coinciden entre sí. La deriva playera general del oleaje es más intensa, pues los trenes de oleaje predominantes son de dirección 130-310° (Dabrio *et al.*, 1980). Los efectos se suman entre sí, dando una deriva litoral resultante de gran intensidad hacia el Este. En el golfo de Cádiz, los componentes de oleaje son del Oeste y OSO, particularmente en lo que concierne al oleaje de deriva («swell»). Este último incide sobre la costa onubense de una forma oblicua, por lo que el transporte arenoso es mucho más intenso que en el sector gaditano, donde estos trenes actúan casi perpendicularmente.

Las mareas son semidiurnas y, de acuerdo con Davies (1964), se incluirían dentro de la categoría de mesomareales (mareas vivas: rangos con valores máximos de 3,40 m) y micromareales (mareas muertas: valores máximos de 1,33 m).

Los vientos dominantes o reinantes, así como los más intensos, en lo que respecta a la formación y retoque o erosión eólica, proceden del SO.

Dunas actuales activas ligadas a las playas

En éstas, el suministro arenoso permite que crezcan de forma continua y evolucionen hacia formas de



Fig. 2.—Cordones dunares, el más interno de mayores dimensiones. Punta Umbría.

mayor volumen. Son las más ampliamente representadas en toda la costa.

Cualitativamente, se diferencian dunas incipientes, constituidas por acumulaciones no bien definidas donde la vegetación y la humedad ambiental juegan un papel decisivo al anclarse al sustrato y condicionar el origen de *montículos aislados* (piramidales o cónicos, que se llegan a interconectar en mayor o menor medida; fig. 5), *colas de arena*, *dunas envolventes* y *cordones dunares* (fig. 3) poco evolucionados. Representan áreas con una tasa de sedimentación eólica alta: Isla Cristina a Punta del Caimán (situado al Este de la población), o bien una sedimentación eólica reducida, pero con fuerte progradación de la playa (playa de Isla Canela, punta de la flecha del Rompido, extremo oriental de la playa de Punta Umbría, playa de Saltés y extremo oriental de la playa de Doñana) o, por último, sedimentación eólica escasa en determinados segmentos (pueblo de El Rompido-El Portil).

Por lo que respecta a las dunas bien desarrolladas, son del tipo de *cordón dunar* (fig. 2 y 3), siendo las más extendidas. Tienen una anchura media de unos 75 m y alturas de 6 m. Lo constituyen todo un complejo de formas menores, repartidas irregularmente. Dibujan un perfil transversal generalmente asimétrico con mayor pendiente a barlovento por el efecto erosivo del oleaje y tendencia simétrica cuando éste apenas si tiene efecto sobre el límite playa-duna. La erosión del oleaje de tormenta provoca la formación de ensenadas de erosión en dichos frentes o taludes con pendiente subvertical. Son muy frecuentes las *depressiones de deflación eólica* («blowouts») a sotavento de los cordones dunares (fig. 5). Son buenos ejemplos los de la zona oriental de la playa de Isla Canela (o Punta de la Barra, al Este de la desembocadura del Guadiana), playas del Perdigón y El Rompido (en la porción expuesta de la flecha), Punta Umbría



Fig. 3.—Cordón dunar incipiente con el frente sometido a erosión y recrecimiento sedimentario, situado frente al cordón principal activo, signo evidente de una progradación en este sector. Área occidental de Punta Umbría.

y Doñana. En todas las dunas, se separan, con gran detalle, los cinco estadios morfológicos y formas particulares, propuestos por Hesp (1988) para la costa SE australiana.

Dunas activas desconectadas de la playa

Reciben aportaciones sedimentarias limitadas de la playa, desplazándose ostensiblemente. Están representadas por *dunas transversales* en el Parque de Doñana, en posiciones internas y alejadas de la playa.

Se desarrollan en posiciones relativamente alejadas de la playa, alineándose en bandas subparalelas a la línea actual de playa, por detrás de los cordones dunares activos en conexión con la zona supramareal. Se distinguen dos conjuntos, el más interno está representado por dos trenes de ripples gigantes cuyas crestas se alargan oblicuamente a la playa y paralelos entre sí, con una dirección NO-SE; el más alejado de la playa tiene una mayor extensión lateral. Los espacios interdunares o corrales en esta comarca reciben los nombres de Pinar de la Liebre, el externo, y La Majada Real, el interno.

El conjunto externo es el mejor desarrollado, estando constituido por tres trenes de ripples gigantes paralelos entre sí, alineados paralelamente a la playa (NNO-SSE); el más interno coalesce con el externo del conjunto interno.

Estas dunas complejas son más propias de áreas desérticas, que pueden englobarse bajo la denominación de campos de dunas barjánicas o *campos de barjanas*, cuyos ejemplos más conocidos están en la Baja California (Méjico), bien estudiados por Inman *et al.* (1966); en la playa de Sonabia (oriente de Cantabria), hay un campo reducido de barjanas, mejor individualizados, totalmente fijados por vegetación y



Fig. 4.—Dunas colgadas del sector Mazagón-Matalascañas (Área al Este de Loro). Por debajo, afloran las dunas pliocuaternarias cuya base se acumulan pequeños abanicos aluviales y bloques caídos, que muestran la tendencia claramente erosiva de este sector.

emplazados en épocas preholocenas, que poseen un interés extraordinario (Flor, 1980). Se les adosan *dunas lingüiformes* muy frecuentes. En los espacios interdunares, se dejan ver los cercos o sombras del avance dunar con una convexidad acentuada hacia el mar; se miden las anchuras de tales formas barjanoides, que oscilan entre 150 y 200 m. Estas dunas están en constante movimiento tierra adentro (desplazamiento medio de 6 m/año, Aguilar *et al.*, 1986), y tienen un perfil transversal claramente asimétrico (mayor pendiente a sotavento o frente de avance: superior a los 30°) y sus alturas suelen alcanzar los 20 m, aun cuando se lleguen a registrar cifras superiores; la longitud de onda varía entre 190 y 600 m, con una media de 350 m.

El conjunto externo tiene una mayor movilidad, produciéndose, en determinados segmentos, un trasvase continuo de arena perpendicularmente a la playa.

Estas dunas de Doñana comenzaron a ser activas a partir del siglo XVI, debido a problemas de deforestación, derivando el material de la erosión de las dunas pleistocenas del sector Mazagón-Matalascañas (Clemente, Siljeström y García, comunicación verbal).

Dunas subactuales activas

No reciben aportación alguna, sufriendo cambios notables en las áreas no fijadas por vegetación. Se encuentran entre Mazagón y un poco al Este de Torre de la Higuera, formando un conjunto de *dunas colgadas* (fig. 4).

Estas dunas se sitúan sobre una superficie subplana que se resuelve, en su porción exterior, en un



Fig. 5.—Depresiones de deflación eólica, originadas a sotavento del cordón activo; en primer término, dunas del tipo montículo aislado. Dunas de Punta Umbría.

acantilado con alturas variables entre 10 y 20 m (mayor en la mitad oriental).

Tienen un espesor métrico en el borde acantilado para ganar potencia a sotavento (máxima de 70-90 m en El Asperillo), hacia el Norte, con una pendiente acusada en el frente de avance. En cierto modo, se pueden asimilar a un ripple gigante o cordón dunar muy asimétrico con longitud de onda muy variable (desde un máximo cercano a un kilómetro entre el Cuartel Mata del Difunto y las Chozas de Pichilín a unas centenas de metros), incrementándose de Oeste a Este. En algunos sectores, se identifica un cordón dunar erosionado en su frente y un surco laxo con unas dimensiones mucho más reducidas, en posición más próxima al mar.

Se trata de una duna fijada en su mayor parte por matorral y bosque de pinos en todo lo que constituyó su frente de avance y parcialmente en diferentes parches, pero en fase activa en su interior; está erosionada en el borde externo por recesión del litoral, dando taludes subverticales.

Dentro de la misma, se diferencian morfologías menores, como *dunas lingüiformes* (Flor, 1980b) y *longitudinales*, éstas de grandes dimensiones (25-40 m de anchura y 10-15 m de altura), *montículos aislados* con fijación vegetal, colas de arena, etc. En algunos sectores del frente de sotavento, que son cortadas por la carretera comarcal, salen *dunas de proyección* («lee-projection dunes», Cooper, 1967), que son en realidad dunas de componente longitudinal; se identifican también trenes de dunas transversales menores de dimensiones métricas a decamétricas, con crestas y surcos más o menos rectilíneos y paralelos entre sí, que representan sedimentaciones eólicas pioneras previas a la instalación de las grandes dunas. También se individualizan *depresiones de*

deflación eólica («blowouts»), cuyo eje mayor se alarga paralela o perpendicularmente a la línea de costa; de las primeras se conservan algunas de grandes dimensiones (450 m de eje mayor y 250 m de eje menor, al Norte del Cuartel Mata del Difunto).

La composición mineralógica es similar a la de las dunas actuales de Mazagón (cuarzo y escasos restos bioclásticos, éstos prácticamente inexistentes en estas subactuales activas), si bien existen aportaciones locales del sustrato arenoso infrayacente. En conjunto, tienen una tonalidad ligeramente más beige que las actuales, debido a procesos incipientes de oxidación.

Este complejo de dunas está totalmente desconectado de la playa, por lo que su emplazamiento tuvo que llevarse a efecto en épocas precedentes, en que el nivel del mar estaría situado en una posición más alejada hacia el Sur (quizás entre 200 y 300 m de la playa actual) y en circunstancias de una progradación rápida del sistema playa-duna.

Dunas subactuales fijadas

Presentan formas perfectamente ancladas por la vegetación y son un claro testigo de la progradación del sistema playa/duna hacia el mar.

Están representadas por *campos irregulares* y *cordones dunares*, generalmente situadas en posiciones más internas con respecto a los cordones dunares activos.

Los campos irregulares contienen formas de montículos aislados y coalescentes y están ampliamente colonizados por vegetación, pudiéndose producir fenómenos importantes de deflación con lo que se generan dunas del tipo blowout o depresiones alargadas someras con forma elíptica acusada en planta, de grandes dimensiones (más de cien metros de longitud, de 50 de anchura y escasa altura: 5-10 m, como consecuencia de la posición superficial de la tabla freática); ejemplos de este tipo se registran en El Rompido y Doñana y de menores magnitudes (60-70 m por 40-50 m) en Punta Umbría.

Los cordones dunares fijados suelen establecerse en varias unidades cuyas crestas y surcos se alinean en trenes sucesivos (*dunas paralelas*; Bird, 1970), siendo los más antiguos los que adquieren alturas superiores. Tienen unas dimensiones mucho mayores que las activas actuales, del orden de 4 ó 5 veces, tanto en longitud como en altura; son muy característicos los de la playa de Punta Umbría y los del extremo oriental de la playa de Castilla, que cierra el estuario del Guadalquivir, aun cuando éstos conservan medidas muy similares entre sí y muy próximas a los cordones actuales, en buena parte debido a la progradación rápida del sistema.

Dunas pleistocénicas

Tienen un gran interés geológico, por cuanto representan uno de los conjuntos fósiles más extensos e importantes de dunas costeras de la Península Ibérica (fig. 5).

Estos afloramientos onubenses han sido estudiados con cierto detalle por Caratini y Viguié (1973), quienes, además de centrarse en análisis polínicos, llevan a cabo granulometrías y morfoscopías, concluyendo sobre su origen eólico. También Leyva y Pastor (1976) realizan estudios granulométricos y mineralógicos, interpretándolos como sedimentos holomarinicos, dentro de los que distinguen ambientes de playa, duna, etc.

Aflora como un cuerpo arenoso con geometría tabular-lenticular convexa a techo, cuya altura se reduce rápidamente en los extremos oriental y occidental.

Se reparten en sets cuyo espesor varía de decimétrico a métrico (entre 0,20 y 2,40 m). Los límites superior e inferior son netos; lateralmente, se acuan hacia el Este y Oeste, conservándose más extensamente en la dirección Norte-Sur. Muestran estratificaciones cruzadas a media y gran escala, predominando estas últimas, del tipo planar tabular y planar en cuña y, menos frecuentemente, cruzada en surco. Las láminas también pueden ser horizontales o de muy bajo ángulo, y suelen estar inclinadas hacia el Norte, pudiendo aparecer componentes al NO y NE; en estos casos, las pendientes de las láminas varían de moderadas a altas (mayores de 30°), propias de frentes de avance o sotavento. Se identifican, además, pendientes de moderadas a bajas, inclinadas al Sur, pero raramente, correspondientes a espacios interdunares o superficies de barlovento. Las láminas varían fuertemente desde planas a convexas y cóncavas e incluso sigmoidales, predominando las primeras, así como tangenciales en la base.

La litología dominante es arenosa de tonos gris claro y beige, constituida mayoritariamente por cuarzo, así como feldespatos, fragmentos de roca y minerales pesados, que se hacen algo más importantes en determinados niveles, predominando las subarcosas (Leyva y Pastor, 1976). Tienen tamaños uniformes de medios a finos (principalmente estos últimos), así como clasificaciones buenas como evidencian Caratini y Viguié (1973) y Leyva y Pastor (1976). Las morfoscopías revelan un 65 % de granos redondeados mates (Caratini y Viguié, 1973).

Otras litologías menos destacadas son las arenas con materia orgánica (arenas turbosas) propias de niveles edafizados a escala decimétrica, que pasan insensiblemente de techo a muro, desde arenas lavadas a estos niveles; éstos son más frecuentes al Este de la Torre del Loro, donde llegan a superponerse

varios niveles en la mitad inferior del afloramiento, pero con escasa continuidad lateral. Para Caratini y Viguier (1973), la presencia de *Corylus*, entre otras especies de *Pinus*, les conduce a pensar en una edad Atlántica, siendo esta edad, en nuestra opinión, la más acorde con la historia geológica de la zona; Leyva y Pastor (1976) les asignan una edad pliocuaternaria ya que, a nivel regional, son suprayacentes y discordantes con el Andalucense y Plioceno marino indiferenciado.

Estos niveles de edafización representan interrupciones locales del aporte arenoso y la instalación de una cubierta vegetal más o menos permanente. Otros niveles de edafización reseñables están constituidos por costras y nódulos ferruginosos (1-5 cm de espesor), algunos con aspecto ramoso, que pueden ser relativamente continuos o discontinuos. Se tratan de concentraciones de óxidos e hidróxidos de hierro con posibles huellas de bioturbación, que indican un cese prolongado de la sedimentación; normalmente, se encuentran a techo de este conjunto dunar.

También se encuentran niveles arcillosos limosos de tonos pardo rojizos muy reducidos (decimétricos) y discontinuos, que deben representar áreas de encharcamiento en espacios interdunares. Algunos tramos arenosos, con espesor decimétrico a métrico, pueden presentar moteados de tonos blanquecino, amarillento y anaranjado producidos por variaciones del nivel freático. Ocasionalmente, se desarrollan costras calcáreas blanquecinas de espesor milimétrico a centimétrico, propias de precipitación por evaporación en áreas dunares con fuerte exposición y ausencia de vegetación.

No cabe ninguna duda que se trata, exclusivamente, de un conjunto dunar eólico costero, siendo, además, un ejemplo excelente de sedimentación dunar progradante por retirada del nivel del mar en el momento de la deposición.

Esta última deducción viene avalada por las columnas estratigráficas realizadas en el sector del Médano de El Asperillo (Caratini y Viguier, 1973; fig. 1; Leyva y Pastor, 1976, fig. 3). Se diferencian varias secuencias positivas de arena que culminan con niveles arenoso-turbosos de edafización, hacia la base, o arenas rojizas ferruginizadas o con concentraciones de óxidos e hidróxidos de hierro, hacia el techo; los espesores de las secuencias decrecen de muro a techo: 6,6 m, 4,0 m, 2,7 m, 2,6 m y 1,8 m, dentro de las que se identifican sets de magnitud decimétrica y métrica. Las bases son netas o erosivas, evolucionando de forma gradual, y hacia el techo, a los niveles turbosos.

Cada secuencia muestra una aportación arenosa por el viento desde la playa a la que se asocia, cesa la sedimentación y se estabiliza, momento a partir del cual se desarrolla un suelo de vegetación (nivel

edáfico turboso). A medida que el mar retrocede, la aportación eólica decrece y también la humedad ambiental es menor, con lo que tales eventos finalizan con la formación de niveles arenosos representativos de oxidación fuerte (costras y nódulos ferruginosos). Este proceso de pérdida de humedad hacia el interior de la duna lo apunta ya San Miguel de la Cámara (1913).

El componente bioclástico, menor que en la playa de procedencia (Flor *et al.*, 1983), se disuelve lentamente por el agua de lluvia, lo que se ve favorecido por el menor tamaño de grano del sedimento eólico; en estos depósitos no se encuentran evidencias de su presencia.

Zazo *et al.* (1981), en niveles de turbas, dataron la base (a 0,5 m) y la parte medida (a 8 m) del afloramiento en 41.000 y 12.260 años BP, respectivamente.

De la consideración de las estructuras sedimentarias mayores dunar, se concluye que los vientos que emplazaron estos depósitos dunares tuvieron componentes muy similares a los actuales (predominantemente del SO).

Procesos de sedimentación-erosión

Prácticamente todo el litoral onubense está sometido a una intensa progradación sedimentaria, que se refleja en un avance de playas y dunas, siendo estas últimas los principales testimonios que, con carácter morfológico y sedimentario, sirven como índices sensibles para su deducción. Únicamente, tiene lugar una erosión importante en el sector costero comprendido entre el Este de Mazagón (Parador Nacional) y Matalascañas. Para Dabrio y Polo (1987), la erosión costera habría que extenderla a una parte de las del Rompido y Punta Umbría.

De forma resumida, hay varias hipótesis que han intentado explicar el fenómeno erosivo en el sector aludido:

— Hundimiento entre la playa de Castilla y el Estrecho de Gibraltar. No explica la existencia de dos zonas contiguas, una erosiva y otra sedimentaria, sometidas a un mismo proceso.

— Basculamiento hacia el Oeste desde la desembocadura del Guadalquivir. Esto supondría un levantamiento fuerte no solamente en dicha desembocadura sino hasta las proximidades de la ría de Huelva y, consecuentemente, un encajamiento pronunciado de la red fluvial en los propios sedimentos estuarinos, hecho que no se comprueba en absoluto. También se produciría una subsidencia mayor hacia el Guadiana, con avance del mar hacia el estuario y disminución de las dimensiones de las playas de Isla Canela y Punta de la Barra, que sufren precisamente el efecto contrario.

— Subsistencia diferencial en este sector de Mazagón con desencadenamiento de fenómenos de erosión. Se trata de una solución simplista que no atiende a los procesos sedimentarios globales.

— Construcciones civiles consistentes en diques oblicuos a la línea costera. Su importancia se ha magnificado en determinados segmentos, aun cuando su acción es rápida y de gran intensidad.

Es importante dilucidar primero las causas naturales de tales procesos. Como contribución al problema podrían tenerse en consideración las siguientes argumentaciones:

— Si se admite un ascenso del nivel del mar por causas simplemente eustáticas, la costa sería erosiva salvo en las proximidades de los grandes estuarios, cuyos productos sedimentarios son transportados hacia el Este por la corriente costera y el oleaje. Parece que la evolución sedimentaria de la costa es justamente la contraria; la transgresión flandriense, que alcanzaría una altura entre +2 y +3,0 m en esta costa, permite pensar en un descenso del nivel del mar en los últimos 6.000 años, si bien la tendencia puede haberse invertido en los últimos tiempos. Esto explicaría, en parte, la erosión del segmento Mazagón-Matalascañas.

— La existencia de una mayor pendiente morfoestructural en la plataforma interna o la existencia de una cabecera de un valle o depresión submarina, hecho constatable en las cartas náuticas, hace que los sedimentos transportados por la deriva litoral hagan *by-passing* en este tramo y no se haga posible la sedimentación estable. Podría producirse una recesión en cabecera de esta depresión, bien por el ascenso epirogenético, que someriza paulatinamente el fondo y lo deja sometido a oleaje de tormentas, por movimientos sísmicos (algunos importantes registrados históricamente, como el de Lisboa de 2 de noviembre de 1755) o el que Rodríguez-Vidal (1987) califica como suceso catastrófico (tormentas, terremotos) hace 2.000 años, lo que se traduciría inmediatamente en una tendencia erosiva en dicho segmento costero.

De acuerdo con la tipología dunar eólica, volumen de acumulación y ausencia de dunas, se separan diferentes tramos costeros representativos de mayores o menores tasas de sedimentación o de erosión.

Desembocadura del Guadiana-playa de Isla Canela. Dunas muy incipientes con escaso crecimiento. Tasa sedimentaria alta de la playa con desarrollo de una extensa zona supramareal y escasa deposición eólica. El dique construido en la margen portuguesa del Guadiana provoca una zona de sombra o de escasa sedimentación en la playa de Isla Canela; hacia el Este, superada la zona de influencia, la sedimentación eólica es mayor.

Punta de la Barra. Dunas de tipo cordón dunar con una tasa sedimentaria dunar alta y de forma continuada.

Isla Cristina-Punta del Caimán. Dunas incipientes del tipo de cordón dunar, que dan una serie de dunas paralelas siendo la tasa sedimentaria muy alta. La zona occidental de la playa de Isla Cristina está afectada por diques de abrigo para acceso al puerto, creando condiciones de sombra con erosión en ese extremo.

Punta del Caimán-Punta del Rompido. Cordones dunares y grandes depresiones erosivas de origen eólico, cuya tasa sedimentaria es muy alta.

Punta del Rompido. Dunas muy incipientes en fase de crecimiento. Tasa sedimentaria de la playa muy alta, con progradación hacia el Este, y eólica escasa.

Sector El Rompido (pueblo)-El Portil. Dunas incipientes. Sedimentación baja a media.

El Portil-extremo occidental de la playa de Punta Umbría (zona de la Bota). Cordón dunar con frentes erosivos. Tasa sedimentaria baja y procesos importantes de erosión, consecuencia del avance de la flecha del Rompido, que crea una zona de erosión por compensación. En la zona de la Bota, se han construido pequeños diques perpendiculares de bloques de piedra para favorecer el crecimiento arenoso de la playa.

Playa de Punta Umbría. Dunas del tipo cordón dunar y depresiones erosivas eólicas reducidas, que representan tasas sedimentarias altas y localmente muy altas. En algún sector occidental, se origina una cresta dunar pequeña por delante del cordón principal, lo que indica una sedimentación eólica muy intensa con progradación incipiente.

Extremo oriental de Punta Umbría (Punta de la Caneleta). Dunas incipientes sobre una zona supramareal de playa con crecimiento acelerado (muy intenso) por la construcción del dique artificial emergido en la margen derecha de la desembocadura de la ría de Huelva.

Playa de Saltés. Dunas incipientes. Fuerte sedimentación con aumento destacado de la playa supramareal al oeste del dique Juan Carlos I.

Margen izquierda de la ría de Huelva. Práctica ausencia de dunas, pero crecimiento de la playa de forma similar a la playa de Isla Canela. El gran dique aludido crea condiciones de escasa sedimentación en todos los sistemas de playa-dunas de esta zona.

Mazagón-Parador Nacional. Cordones dunares incipientes. Baja tasa de sedimentación eólica.

Parador Nacional-Matalascañas. No existen dunas eólicas activas en conexión con la playa. Erosión importante. En la propia playa de Matalascañas, se han construido diques perpendiculares de bloques, similares a los de la zona de la Bota (Punta Umbría) para evitar la erosión.

Matalascañas-playa de Doñana. Dunas tipo cordón dunar y grandes depresiones erosivas de origen eólico, que alimentan campos de barjanas en posición más interna. Tasas sedimentarias extraordinariamente intensas.

Extremo oriental de la playa de Doñana-desembocadura del Guadalquivir. Dunas incipientes sobre una playa fuertemente progradante, que ha dejado atrás todo un sistema de cordones dunares paralelos.

Evolución sedimentaria litoral

Conviene fijar las ideas sobre la evolución geológica desde el Plioceno hasta la actualidad, como paso previo necesario para determinar las causas naturales de los procesos sedimentarios y erosivos en esta costa. San Miguel de la Cámara (1913) invoca dos tipos de acciones: hundimiento entre la playa de Castilla y el Estrecho de Gibraltar y la acción del oleaje; para el sector Ayamonte-barras de Huelva, la presencia de ríos implicaría que la costa avanza, mientras que su ausencia entre las barras de Huelva y del Guadalquivir supondría un retroceso. Viguié (1974) establece una evolución desde el Plioceno Inferior, momento en el cual tendría lugar una regresión continua, que, en el Pleistoceno, estaría representada por abanicos aluviales cuyos niveles de base se rebajan paulatinamente; sería importante la formación de fallas sinsedimentarias y otras sobre las que se instalan los cauces del Odiel, Guadalquivir, etc.; fallas recientes, con dirección Este-Oeste y hundimiento del bloque meridional, serían las causantes de la progradación de playas y cierre de los estuarios. Torres Pérezhidalgo (1975) habla de un levantamiento general de bloques durante el Cuaternario, posterior al depósito de las dunas pliocuaternarias, a partir del cual y hasta la actualidad, la subsidencia de la costa sería continua. Leyva y Pastor (1976) y Pastor y Leyva (1976) sugieren un basculamiento hacia el SO entre Huelva y el Guadalquivir, que sería el causante de la erosión litoral en los alrededores de Mazagón y progradación al SE de Matalascañas. Para Dabrio *et al.* (1980), la tectónica reciente provocaría subsidencias diferenciales: emersión o hundimiento alternativamente o con velocidades diferentes: así, entre Ayamonte y Huelva, la configuración costera estaría definida por una falla normal de edad Villafranquiese, que hunde el labio Sur. Otro factor desencadenante de procesos intensos y rápidos de sedimentación costera es el derivado de la acción humana (Dabrio y Polo, 1983 y 1987; Rubio García *et al.*, 1985). También, Rodríguez-Vidal *et al.* (1985) deducen una regresión desde condiciones marinas al final del Neógeno para evolucionar a ambientes marinos someros o intermedios a finales del Plioceno Inferior, conti-

nentalizándose el medio sedimentario en el Plioceno Superior; el tránsito al Cuaternario estuvo marcado por un carácter aún más continental y de mayor aridez. Zazo *et al.* (1985) encuentran unas condiciones regresivas generalizadas durante el Plioceno Superior en el litoral de Cádiz, que se acentúa en el Cuaternario. Rodríguez-Vidal (1987a) también deduce que las variaciones del nivel del mar en el Cuaternario son la continuación de la regresión en el Plioceno final y Pleistoceno inferior y que la mayor parte de las formas actuales litorales se formarían a partir de la transgresión flandriense.

Prácticamente, todos los autores tienden a relacionar estrecha y directamente los fenómenos tectónicos con los procesos sedimentarios y erosivos. Estos fenómenos tectónicos no pueden dejar de tenerse en cuenta en una región donde se sitúa un límite meridional de placa, con una intensidad sísmica de relativa importancia y cuya neotectónica ha sido puesta en evidencia en las vecinas costas gaditanas (Zazo *et al.*, 1985) y en las más alejadas almerienses (Goy y Zazo, 1982).

No obstante, en una costa donde los procesos sedimentarios son tan acusados y su repercusión tan reciente, es difícil introducir los fenómenos tectónicos como causa directa en la reticulación del litoral, no así del control indirecto que ejercen, lo mismo que los litológicos. Son precisamente los agentes dinámicos: corriente costera, oleajes y extrusiones fluviales a la costa, movimientos eustáticos y epirogenéticos, los que sirven para explicar mejor el comportamiento reciente de la costa. Las grandes facturas (falla del Guadalquivir, Odiel, Tinto, etc.) y el rebajamiento del nivel de base por ascenso epirogenético y sucesivas regresiones, coincidentes con fases glaciares, han condicionado la formación de grandes cuencas fluviales, responsables de la aportación de fuertes volúmenes de sedimentos a la costa y alineaciones costeras preferentes. Además, la configuración actual es eminentemente sedimentaria, con representación de ambientes intermedios característicos (playas arenosas, dunas eólicas, lagoones y estuarios) y ésta se ha logrado en los últimos milenios, en que la deposición en tales ambientes ha sido mucho más acentuada; la epirogenia generalizada, que induce una regresión dominante, y las últimas fases eustáticas (regresión würmiense, transgresión flandriense y nuevo descenso del mar hasta una posición próxima a la actual y, elevación en los últimos tiempos con una influencia directa difícil de definir en los registros sedimentario y erosivo), han servido para desencadenar dichos eventos sedimentarios.

El levantamiento continental es bastante general, aunque diferencial, en las costas peninsulares, de manera que dicho efecto se traduce en la aparición de segmentos costeros acantilados, en la mayor parte del

litoral, característica que define la Península Ibérica.

De acuerdo con los registros sedimentarios dunares eólicos de la costa onubense, así como de los datos aportados por diferentes autores, citados en el presente trabajo, se pueden evaluar los procesos de transgresión/regresión, independientemente de otros sucesos intermedios que pudieran haber tenido lugar en esta zona.

Aun cuando las dunas se desarrollen mejor en costas progradantes (Gripp, 1968), el inicio de la sedimentación eólica pudo representar un movimiento eustático positivo, seguido de una regresión. Hay que tener en cuenta que una sedimentación dunar intensa puede llevarse a cabo en tiempos históricos relativamente cortos.

Los depósitos pleistocénicos de dunas costeras del segmento litoral Mazagón-Matalascañas son claramente progradantes con una línea de costa, en el momento final de esta sedimentación dunar, situada unos cientos de metros mar afuera y probablemente unos pocos metros por debajo del nivel actual. Si se compara con los sistemas de islas barrera con lagunes y marismas, con clara tendencia transgresiva, del Plio/Pleistoceno de la bahía de Cádiz (Zazo *et al.*, 1983), estas dunas corresponderían muy probablemente a los momentos finales de este registro.

Después de sedimentados éstos, el nivel del mar se eleva, alcanzando cotas de +3,0 m, aproximadamente, respecto al actual, con motivo de la transgresión flandriense; el nivel del mar llegaría hasta la base o parte externa del gran cordón de dunas fósiles de Punta Umbría y supondría la inundación de todos los estuarios. Dabrio y Polo (1983) la fijan en +50 m para Andalucía, mientras que, para Clemente *et al.* (1985a), llegaría hasta las localidades de Gibralfaró y San Juan del Puerto en la ría de Huelva; Rodríguez-Vidal (1987b), basándose en los datos de Mélières (1969), concreta el máximo en unos 6.000 años B.P., hecho admitido por Clemente *et al.* (1985a), cayendo 2 m alrededor de 5.500 años B.P.; Flor (1987), en Galicia y litoral cantábrico, la fija en +3,0 m por encima de las mareas medias; en el litoral levantino, González Pérez y Cuerda (1981) y Constante (1981) la sitúan en +2 m y Cuerda *et al.* (1985), en Mallorca, sobre +2,5 m, llegando la regresión würmiense al menos hasta -140 m. Parece, por tanto, razonable asignar entre +2,0 y +3,0 m la altura máxima de esta transgresión para las costas andaluzas, de forma que, prácticamente, salvo el gran cordón dunar fósil de Punta Umbría, las restantes dunas se habrían depositado en sucesivas fases de progradación durante estos últimos milenios. Esta transgresión rompe la tendencia sedimentaria progradante y provoca una primera línea de acantilados erosivos en el conjunto de dunas pleistocénicas.

Las dunas subactuales activas que, posteriormen-

te, quedarán colgadas, crecen gracias a una nueva fase progradante, posiblemente como consecuencia de la retirada del mar después de la transgresión holocena. De hecho, entre el techo de las dunas fósiles pleistocénicas y la base de estas activas, se encuentran útiles neolíticos, por lo que estas dunas tendrían una edad algo más moderna (Rodríguez-Vidal, com. personal). El nivel del mar al finalizar el proceso se situaría algo más tierra adentro que el registro sedimentario precedente, pero mar afuera del actual; serían coetáneas con las denominadas por Zazo *et al.* (1983) como manto eólico reciente.

Obviamente, las obras civiles practicadas en la costa en los últimos años han modificado y siguen actuando sensiblemente en el perfil litoral con la inducción de procesos sedimentarios y erosivos rápidos e intensos.

Referencias

- Aguilar Amat, J.; Montes del Olmo, C.; Ramírez Díaz, L., y Torres Martínez, A. (1986). *Parque Nacional de Doñana. Mapa ecológico* (escala 1:80.000). ICONA.
- Bird, E. C. F. (1970). *Coasts*. MIT Press, 246 págs.
- Caratini, C., y Viguier, C. (1973). Etude palynologique et sédimentologique des sables halogènes de la falaise littorale d'El Asperillo (province de Huelva). *Estudios Geol.*, 29, 325-328.
- Clemente, L.; Ménanteau, L., y Rodríguez-Vidal, J. (1985a). Los depósitos holocenos en el estuario de los ríos Tinto y Odiel (Huelva, España). *Actas. I.ª Reunión do Cuaternario Ibérico*, 1, 339-353. Lisboa.
- Clemente, L.; Ménanteau, L., y Siljeström, P. (1985b). La Punta de Malandar (Parque Nacional de Doñana, provincia de Huelva): características edáficas y morfogénesis. *Actas. I.ª Reunión do Cuaternario Ibérico*, 1, 473-490. Lisboa.
- Constante Lluch, J. L. (1981). La emersión reciente del litoral septentrional castellanense. Consideraciones metodológicas. *Bol. Soc. Cas. Cult.*, 57-2, 243-250.
- Cooper, W. S. (1967). Coastal dunes of California. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 104, 131 págs.
- Cuerda, J.; Antich, S., y Soler, A. (1985). Las formaciones cuaternarias del torrente de Cala Blava en la bahía de Palma (Baleares). *Bol. Soc. Hist. Nat. Balears.*, 29, 75-86.
- Dabrio, C. J. (1982). *Historia y dinámica de nuestra costa*. P. F. Martín (ed.), 36-39. Ed. Excmo. Ayuntamiento de Cartaya (Huelva).
- Dabrio, C. J., y Polo, M. D. (1983). Influencia humana en el litoral. *Actas. II Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio*, 1.22-1.31. Lérida.
- Dabrio, C. J., y Polo, M. D. (1987). Holocene sea-level changes, coastal dynamics and human impacts in Southern Iberian Peninsula. In: *Late Quaternary sea-level changes in Spain* (C. Zazo Ed.), 10, 227-247. I.G.C.P. Project 2000, 306 págs.
- Dabrio, C. J.; Boersma, J. R.; Fernández, J.; Martín, J. M., y Polo, M. D. (1980). Dinámica costera en el Golfo de Cádiz: sus implicaciones en el desarrollo socioeco-

- nómico de la región. *Actas. I Reunión de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio*. Santander.
- Davies, J. L. (1964). A morphogenetic approach to world shorelines. *Z. Geomorphol.*, 8, 27-42.
- Flor, G. (1980a). Las dunas costeras de Cantabria: valores singulares geológicos. *Actas. I Reunión Nac. Geol. Ambiental y Ordenación del Territorio*. Santander, 22 págs.
- Flor, G. (1980b). Sedimentología de una duna lingüiforme en la playa de Xagó (Asturias). *Actas. IX Congr. Nac. Sedimentología*. Salamanca, 1, 317-328.
- Flor, G. (1981). Las dunas eólicas costeras de la playa de Xagó (Asturias). *Trabajos de Geología*, 11, 61-71.
- Flor, G. (1983). Las formaciones dunares eólicas de Asturias. *Astura*, 1, 9-19.
- Flor, G. (1984). Estudio sedimentológico y morfológico de una duna costera «blowout» (Cabo Frouxeira, La Coruña). *Trabajos de Geología*, 14, 161-174.
- Flor, G. (1987). Evolución del borde costero del noroeste peninsular: un modelo de costa acantilada progradante. *Actas. VII Reunión sobre el Cuaternario*. Santander, 215-218.
- Flor, G.; Marquínez, J., y O'Neill, A. (1983). El complejo de dunas eólicas de la playa de Frouxeira (Meirás-Valdovino, La Coruña). *Cuadernos Lab. Xeolóxico Laxe*, 6, 155-187.
- Gavala y Laborde, J. (1952). Hoja Geológica 1:50.000. Palacio de Doñana (1.033). *I.G.M.E.*
- González Pérez, V., y Cuerda, J. (1981). Los depósitos flandrienses en el litoral de Torrevecija (Alicante). *Actas. V Reunión Grupo Español Trabajos de Cuaternario*. Sevilla, 87-101.
- Goy, J. L., y Zazo, C. (1982). Niveles marinos cuaternarios y su relación con la neotectónica en el litoral de Almería (España). *Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat. (Geol.)*, 80, 171-184.
- Gripp, K. (1968). Zur jüngsten Erdgeschichte von Hörnum/Sylt und Amrum mit einer Übersicht über die Entstehung der Dünen in Nordfriesland. *Die Küste*, 16, 76-117.
- Hesp, P. (1988). Morphology, dynamics and internal stratification of some established foredunes in southeast Australia. *Sedimentary Geol.*, 55, 17-41.
- Inman, D. L.; Ewing, G. C., y Corliss, J. B. (1966). Coastal sand dunes of Guerrero Negro, Baja Calif., México. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 77, 787-802.
- Leyva, F., y Pastor, F. (1976). Hoja Geológica 1/50.000 (2.ª serie). El Abalarío (1.017). *I.G.M.E.*
- Mélières, F. (1974). *Recherches sur la dynamique sédimentaire du Golfe de Cádiz (Espagne)*. Univ. de París VI. Tesis doctoral. 325 págs. In: Clemente *et al.* (1985a). Op. cit.
- Pastor, F., y Leyva, F. (1986). Hoja Geológica 1:50.000 (2.ª serie). Moguer (1.000). *I.G.M.E.*
- Rodríguez-Vidal, J. (1987a). Recent geomorphological evolution in the Ayamonte-Mazagón sector of the South Atlantic Coast (Huelva, Spain). In: *Late Quaternary sea-level changes in Spain* (Ed. C. Zazo), 10, 259-264. I.G.C.P. Project 2000. 306 págs.
- Rodríguez-Vidal, J. (1987b). Modelo de evolución geomorfológica de la flecha litoral de Punta Umbría, Huelva. *Actas. VII Reunión sobre el Cuaternario*, Santander, 245-248.
- Rodríguez-Vidal, J.; Mayoral, E., y Pendón, J. G. (1985). Aportaciones paleoambientales al tránsito Plio-Pleistoceno en el litoral de Huelva. *Actas. I.ª Reunión do Quaternario Iberico*. Lisboa, 1, 447-459.
- Rubio García, J. C.; Figueroa, M. E.; Fernández Palacios, J., y Clemente, L. (1985). Dinámica geomorfológica actual de las marismas del Odiel (Huelva). I: tipología, desarrollo y evolución reciente. *Actas. I.ª Reunión do Quaternario Iberico*. Lisboa, 1, 379-392.
- San Miguel de la Cámara, M. (1913). Las costas de la provincia de Huelva y sus variaciones en el período histórico. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 13, 434-468.
- Torres Perezhidalgo, T. (1975). Hoja Geológica 1:50.000 (2.ª serie). Huelva-Los Caños (999-1.016). *I.G.M.E.*
- Viguié, C. (1974). *Le Néogène de l'Andalousie Nord Occidentale (Espagne)*. Histoire géologique du «Basin du Bas-Guadalquivir». Thèse de Doctorat. Université de Bourdeaux. 449 págs. In: Dabrio *et al.* (1980). Op. cit.
- Zazo, C.; Dabrio, C. J.; Goy, J. L., y Ménanteau, L. (1981). Torre del Loro. *Guía de Excursiones. V Reunión G.E.T. Cuaternario*. Sevilla, 357-361.
- Zazo, C.; Goy, J. L., y Dabrio, C. (1983). Medios marinos y marinos-salobres en la bahía de Cádiz durante el Pleistoceno. *Mediterránea*, 2, 29-52.
- Zazo, C.; Goy, J. L.; Dabrio, C. J.; Civis, J., y Baena, J. (1985). Paleogeografía de la desembocadura del Guadalquivir al comienzo del Cuaternario (provincia de Cádiz, España). *Actas. I.ª Reunión do Quaternario Iberico*. Lisboa, 1, 461-472.

Recibido el 23 de mayo de 1989
Aceptado el 22 de marzo de 1990