



# ITINERARIOS GEOMORFOLÓGICOS POR ANDALUCÍA ORIENTAL

TRABAJO DE CAMPO DE LA V REUNIÓN NACIONAL  
DE GEOMORFOLOGÍA

ANTONIO GÓMEZ ORTIZ  
FERRAN SALVADOR FRANCH  
LOTHAR SCHULTE  
ANTONIA GARCÍA NAVARRO

(EDITORES)

Servei de Gestió i Evolució del Paisatge  
Vicerectorat de Recerca



UNIVERSITAT DE BARCELONA



**Itineraris geomorfològics per Andalusia Oriental**

Referències bibliogràfiques  
ISBN 84-475-2037-4

I. Gómez Ortiz, Antonio, ed. II. Reunión Nacional de Geomorfología  
(5a : 1998 : Granada)  
1. Geomorfología litoral 2. Málaga (Andalusia : Província) 3. Granada (Andalusia : Província)

Entidad editora  
UNIVERSITAT DE BARCELONA

**ÒRGANS RECTORS**

Rector  
ANTONI CAPARRÓS I BENEDICTO

President del Consell Social  
JOSEP M. PUIG SALLELLAS

---

**© PUBLICACIONS DE LA UNIVERSITAT DE BARCELONA**

1a edició: 1998

Fotografia de la coberta: Vessant occidental del pollegó del Mulhacén (Sierra Nevada, 3.483 m). Fotografia de Manuel Ferrer.

Disseny coberta: Cesca Simón

Impressió: Gráficas Rey

Dipòsit legal: B-37303-98

ISBN: 84-475-2037-4

Tots els drets d'aquesta publicació (inclòs el disseny de la coberta)

**PUBLICACIONS DE LA UNIVERSITAT DE BARCELONA**

Queda rigorosament prohibida la reproducció total o parcial d'aquesta obra. Cap part d'aquesta publicació, inclòs el disseny de la coberta, pot ser reproduïda, emmagatzemada, transmesa o utilitzada per cap tipus de mitjà o sistema, sense l'autorització prèvia per escrit de l'editor.

L'edició d'aquest llibre està inclosa en les activitats del grup de recerca de la Universitat de Barcelona *Paisatge i reconstrucció paleoambiental de la muntanya mediterrània* i dels projectes PB96-0365 (DGICYT) i 0492 (Ref. PL970267) de la UE.

---

Administració de la publicació  
PUBLICACIONS DE LA UNIVERSITAT DE BARCELONA  
Gran Via, 585  
08007 Barcelona  
Tel. (93) 403 54 42  
Fax (93) 403 54 46

---

## GEOMORFOLOGÍA LITORAL Y CÁRSTICA EN LA PENIBÉTICA MALAGUEÑA.

Primera parte:  
EVOLUCIÓN DE LA COSTA DE MÁLAGA  
DURANTE EL PLEISTOCENO SUPERIOR Y HOLOCENO  
Y MORFODINÁMICA ACTUAL DE LOS SISTEMAS LITORALES.

(CAMBIOS DE LA LÍNEA DE COSTA DEL ORDEN DE 10<sup>5</sup> AÑOS A ANUALES)

**G. MALVÁREZ**

*School of Environmental Sciences, Faculty of Sciences, University of Ulster, Coleraine, North Ireland*

**J. LARIO**

*Departamento de Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. Madrid.*

*Departamento de Geología. Universidad de Salamanca*

**C. ZAZO**

*Departamento de Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. Madrid*

**J.L. GOY**

*Departamento de Geología. Universidad de Salamanca*

**L. LUQUE**

*Departamento de Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. Madrid*

### 1. INTRODUCCIÓN AL MEDIO LITORAL

El medio litoral es un territorio de compleja definición espacial que se caracteriza por su configuración confinada a lo largo de una estrecha banda geográfica donde se mezclan la tierra, el mar y los vientos, que mantienen un equilibrio dinámico, con frecuencia de alta vulnerabilidad.

Las costas bajas, donde predominan las unidades morfosedimentarias, como dunas, depósitos lacustres litorales y playas, con sus diferentes partes activas y pasivas, son zonas de especial interés para los estudios litorales, por cuanto su sensibilidad y capacidad de respuesta a los procesos dinámicos, las sitúan entre los mas espectaculares y complejos de los escenarios geomorfológicos.

El alto valor económico de estos territorios basado en la explotación o uso del espacio litoral, incorpora un interesante factor antrópico en el análisis de su funcionamiento. El resultado, en los casos donde la explotación del medio natural ocupa la franja litoral, suele ser un incremento a veces dramático e irreversible de las tensiones al que se ve sometido.

### 2. OBJETIVOS DE LA EXCURSIÓN

El desarrollo de las unidades morfosedimentarias litorales está condicionado por la interacción de fenómenos globales y regionales, que controlan la evolución de la línea de costa durante el Cuaternario

reciente. Dentro de los fenómenos regionales que han afectado al desarrollo de las unidades morfológicas de este litoral podemos destacar: la actividad neotectónica durante el Cuaternario superior y la dinámica sedimentaria que ha caracterizado este área. La dinámica sedimentaria está influenciada tanto por los agentes hidrodinámicos (régimen mareal, régimen de oleaje, deriva litoral y dinámica fluvial), como por la disponibilidad de aportes sedimentarios. A partir del estudio de unidades morfosedimentarias progradantes se ha observado que después del máximo eustático holoceno se producen unas condiciones de progradación *post-stillstand* con desarrollo de unidades morfosedimentarias en las que los tiempos de relajación necesarios para indicar cambios morfológicos son del orden de  $10^3$  años (NIELSEN y ROY, 1981; COWEL y THOM, 1994).

En el transcurso de la excursión se visitaran tres puntos de la geografía de la provincia para mostrar los diferentes ambientes litorales así como algunas de las actuaciones de gestión que se han sucedido en la historia reciente de la ocupación antrópica de la Costa del Sol. Durante la misma se observaran unidades morfosedimentarias del Pleistoceno y Holoceno así como actuales. De este modo se pretende observar cambios en el litoral a diversas escalas temporales e identificar las variables dinámicas que actúan en el modelado actual de la morfología de la franja litoral de la Costa del Sol.

### 3. PRESENTACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

El medio litoral de la Costa del Sol, termino con el que se conoce la franja que ocupa desde Nerja hasta Estepona, en la provincia de Málaga (figura 1); no representa una excepción a lo anotado arriba. Es más, podría considerarse como un caso especialmente frágil o sensible a secuencias degenerativas o simplemente erosivas, por la naturaleza de sus sistemas de alimentación sedimentaria y el tipo de procesos morfodinámicos marinos a los que esta expuesta. La procedencia de los sólidos que constituyen la fuente de los materiales que alimentan el sistema litoral, esta dominada por los aportes de los ríos y ramblas que vierten a la franja costera (McDOWELL *et al*, 1993). La reducción en los aportes de estos materiales por la intervención antrópica en el curso de los ríos principales, ha representado la anulación de los mecanismos de alimentación principal. La Costa del Sol ha soportado uno de los mas espectaculares episodios de crecimiento económico como centro turístico, en el ámbito nacional e internacional en la segunda mitad del siglo XX.

Durante el transcurso de la excursión se visitaran tres puntos a fin mostrar diferentes aspectos de la Costa del Sol (ver figura 1):

- a) *El delta del Río Vélez*, donde se presentaran los agentes actuantes en la costa y algunos procesos comunes en deltas de la Costa del Sol. Igualmente se comentará la evolución holocena del estuario del Vélez al actual delta, integrandolo dentro de la evolución general de los estuarios del sur peninsular durante este periodo.
- b) *Acantilados del Rincón de la Victoria-Cala del Moral*, donde se observan restos de depósitos marinos cuaternarios que nos pueden ayudar a interpretar la evolución del litoral durante el Pleistoceno. Se explicaran también las diferentes medidas de protección adoptadas en los últimos 50 años y las implicaciones morfodinámicas que ha traído su implementación.
- c) *Cabopino*, lugar donde se encuentra el único sistema dunar significativo del Mar de Alborán. Se presentarán diferentes tipos de playas existentes en Costa del Sol, los mantos eólicos de Pinomar y efectos de los puertos en sistemas dunares.

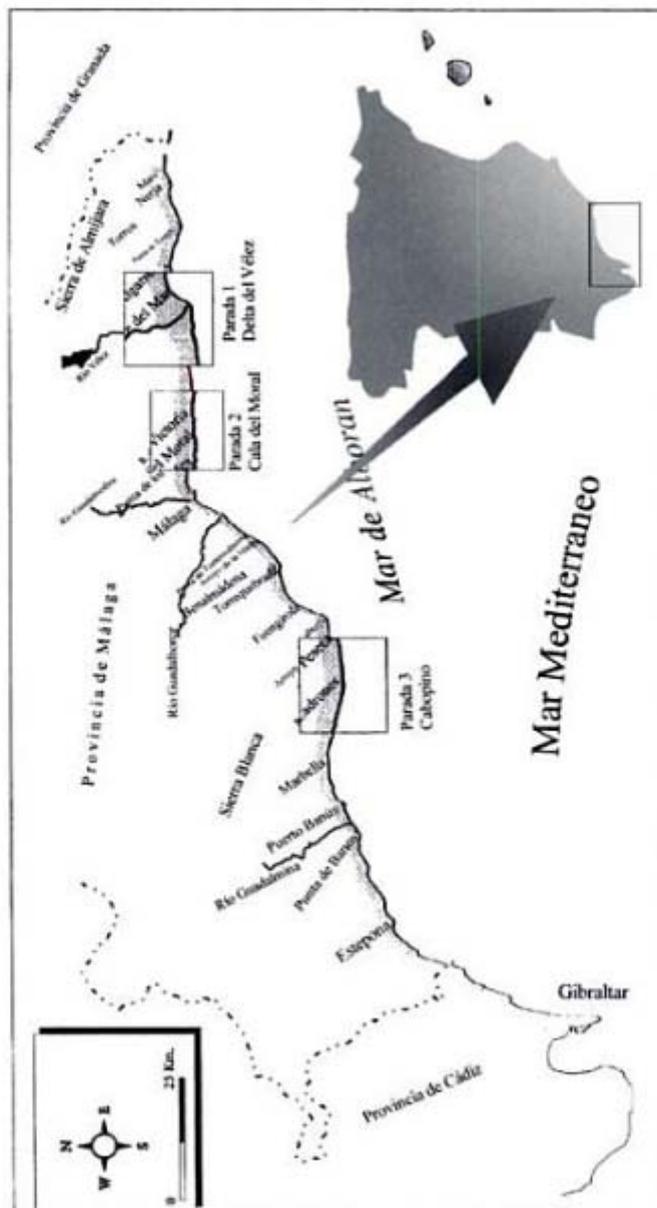


Figura 1. Costa de la Provincia de Málaga y localización de las paradas propuestas para la excursión.

con 6-7 m de profundidad. Hasta en final del siglo XV el estuario presentaba unas condiciones claramente marinas y era todavía navegable cuando los Reyes Católicos utilizaron el mismo para tomar la ciudad de Vélez-Málaga (HOFFMAN y SCHULZ, 1988) actualmente situada a 5 km de la costa, siendo a partir de ese momento cuando empieza un rápido relleno de aportes fluviales que colmatan progresivamente el mismo. Estos aportes de sedimentos se intensificaron debido a la deforestación ocurrida en los siglos siguientes, en los que la formación de la llanura deltaica actual estaba claramente desarrollada (como muestra la situación de una torre vigía del s.XVII), si bien desde ese momento hasta la actualidad ha seguido existiendo una progradación de la misma (actualmente dicha torre se encuentra ca.1.100 m al interior de la línea de costa). La actual llanura deltaica estaba prácticamente configurada a principios del siglo XIX, cuando el pequeño *lagoon* y flecha litoral que existían al final del delta fué completamente colmatado (SENCIALES, 1997).

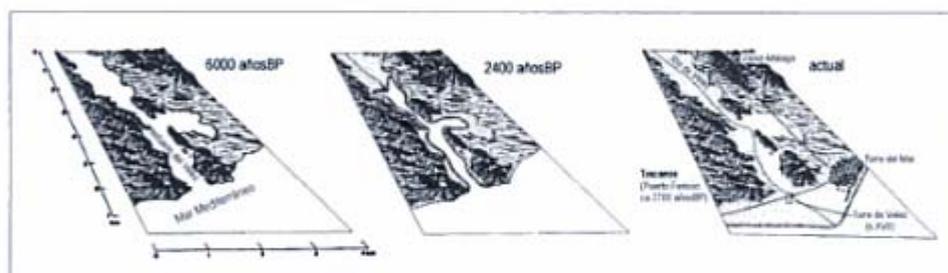


Figura 3. Evolución holocena del estuario del Vélez (modificado de HOFFMAN y SCHULZ, 1988).

#### *Evolución del río Vélez en el contexto de la evolución de sistemas litorales durante el Holoceno en el Sur Peninsular*

Con estos datos, se puede observar que la evolución del estuario de río Vélez se corresponde con lo observado en los sistemas litorales del sur peninsular. En el área mediterránea los deltas están localizados en la desembocadura de ríos, formando extensas llanuras deltaicas. Estas áreas han funcionado como estuarios durante la mayor parte del Holoceno, pero su subsidencia original ha sido compensada con un importante aporte de sedimentos durante el Holoceno superior (ca.2.500 yrBP hasta la actualidad). Durante este proceso evolucionaron de deltas progradantes dominados por el oleaje a complejos deltaicos con extensas llanuras deltaicas que progradan más allá de la línea de costa (LARIO *et al.*, 1995; ZAZO *et al.*, 1996; LARIO, 1996). Se pueden diferenciar tres fases en la evolución de los mismos (figura 4).

*Período entre ca.6.000 y 2.500 yrBP:* Los datos aportados por los estudios más completos realizados en la zona (ARTEAGA *et al.*, 1986; HOFFMAN, 1988; HOFFMAN y SCHULTZ, 1987; LARIO *et al.*, 1995; LARIO, 1996) indican que en este área, donde hay presentes sistemas de llanuras Deltaicas, la línea de costa permaneció casi invariable desde el período de máxima extensión de los estuarios (ca.6.000 yrBP) hasta ca.2.500 yrBP, momento en el que comienzan a ser observables cambios que indican el relleno paulatino de los mismos.

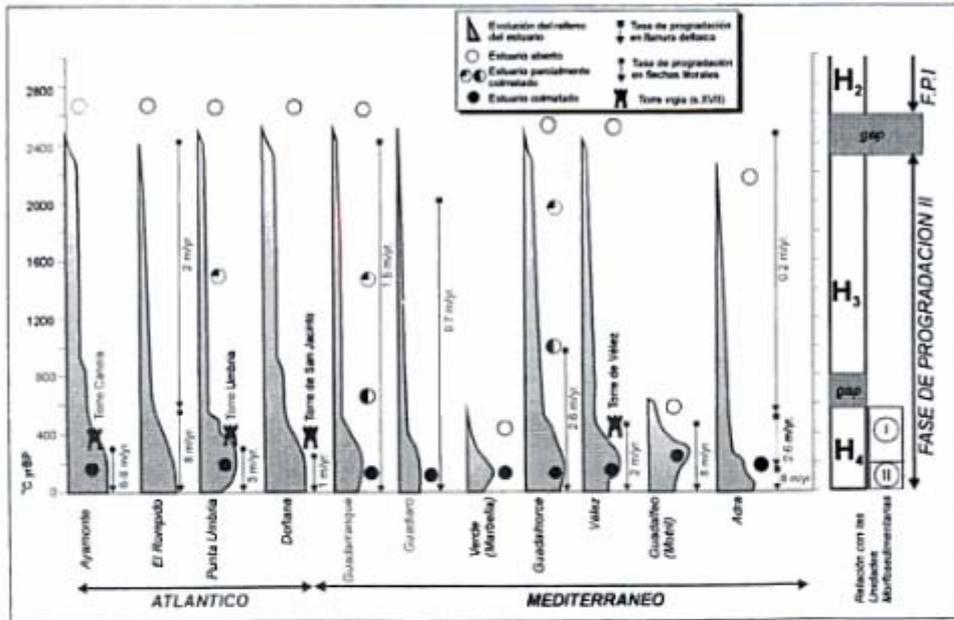


Figura 4. Evolución holocena de los estuarios del sur peninsular (tomado de LARIO, 1996; modificado de LARIO et al., 1995 y ZAZO et al., 1996).

**Período entre ca.2.500 y 500 yrBP:** En el Mediterráneo peninsular se han distinguido dos importantes fases de rellenos históricos, una cerca del primer milenio a.C. y otra en el tránsito medieval-modernidad, en el siglo XV (DÍAZ DEL OLMO y BORJA, 1988; HOFFMANN, 1988). La mayoría de las desembocaduras de los ríos de la costa Sur peninsular atlántica y mediterránea funcionaron como estuarios abiertos durante el Holoceno superior hasta cerca de 2.500 yrBP. Existen restos de asentamientos fenicios y romanos, localizados originalmente en emplazamientos asociados a la costa y a puertos, que se encuentran actualmente tierra adentro. Detallados estudios de estos han sido realizados en la desembocadura de los ríos Guadalquivir (ARTEAGA et al., 1986; HOFFMANN, 1988), Guadalquivir (AUBET y CARULLA, 1986; HOFFMANN, 1988), Vélez (HOFFMANN, 1988) y Adra (GOY y ZAZO, 1986b). El relleno sedimentario de estas bahías comenzó ca.2.400 yrBP y durante los dos siguientes milenios fueron colmatándose de manera continua con tasas de progradación costera (en llanuras deltaicas) de 0,2 a 1,5 m/yr (LARIO et al., 1995) aunque los estuarios continuaron navegables hasta ca.500 yrBP (HOFFMANN, 1988), en alguno de ellos, como el Guadalquivir, los puertos fueron rápidamente colmatados y abandonados (AUBET, 1988).

**Período entre ca.500 yrBP y la actualidad:** Aproximadamente hace 500 años el aporte de sedimentos en los estuarios se incrementa fuertemente. Durante el tránsito medieval-modernidad la mayoría de ellos se colmatan con sedimentos aportados por los ríos haciendo que los deltas prograden rápidamente evolucionando a llanuras deltaicas (ARTEAGA et al., 1986; DÍAZ DEL OLMO y BORJA,

1988; HOFFMANN, 1988). este incremento esta claramente influenciado por la actividad antrópica (deforestación, minería, practicas agrícolas, etc...), habiendo sido observado tanto en el área atlántica como la mediterránea, calculandose diferentes tasas de progradación y erosión de la línea de costa en este periodo a partir del estudio de la situación actual de torres vigías del s.XVII (LARIO *et al.*, 1995; ZAZO *et al.*, 1996).

#### Morfodinámica actual del delta del Vélez

En condiciones estables, un delta genera una dinámica particular en la zona litoral por la interacción de corrientes de densidad, aportes sedimentarios, y modificación constante de la topografía submarina. La sucesión de las distintas líneas de costa se han superpuesto utilizando un Sistema de Información Geográfica con el que se han rectificado las imágenes de los vuelos fotogramétricos correspondientes a los años 1956, 1976, 1992 y 1995 (figura 5). Resulta evidente que el delta ha estado expuesto hasta los años 70 a una dinámica pendular que es claramente justificable en este medio litoral con aportes espasmódicos y con oleajes bidireccionales. El comportamiento pendular del delta esta netamente condicionado por las condiciones del oleaje en el momento de los aportes y los periodos de recuperación post-tormenta. La línea continua correspondiente a 1992, presenta la morfología clásica dentada post regeneración, aunque en la línea de costa correspondiente a Febrero de 1995, está ha sido "corregido" mediante regeneración artificial de la playa.

Un simulador de deriva litoral (F.I.S.H.; MALVÁREZ, 1997) se aplico a la desembocadura del río Vélez para determinar las direcciones de los tránsitos sedimentarios mas comunes (figura 6). Los sistemas de deriva litoral en el delta del Vélez están dominados por flujos intensos aunque de corta duración. Esto es debido a la naturaleza del oleaje predominantemente de ondas cortas con frecuentes rompientes en la zona de surf. El oleaje de alta frecuencia implica la formación celular de sistemas de desarrollo local con importantes formaciones de *rip currents* que estabilizan los flujos de masas en la zona de rompientes. Morfológicamente, esto ha causado la formación de deltas acusados a lo largo de la Costa del Sol en aquellas desembocaduras donde el aumento de pendiente de la zona del *nearshore* ha implicado un aumento de la actividad de las corrientes litorales asociadas a los fuertes gradientes negativos de disipación de energía.

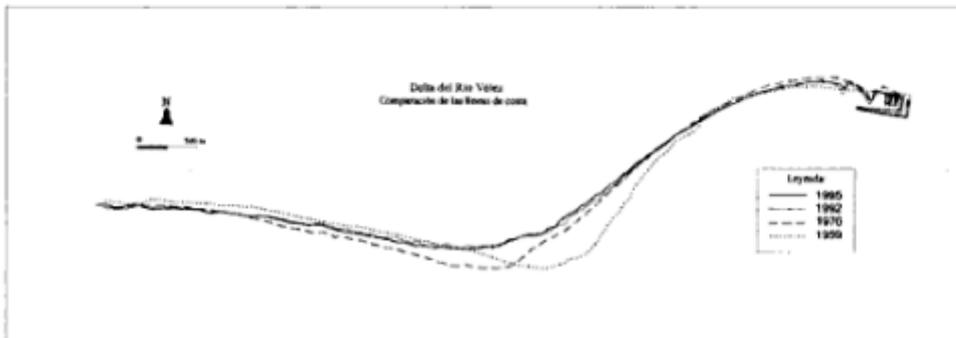


Figura 5. Comparación de líneas de costa en el delta del Vélez. Datos de vuelos fotogramétricos (1995, 1992, 1976, 1959). Elaboración propia.

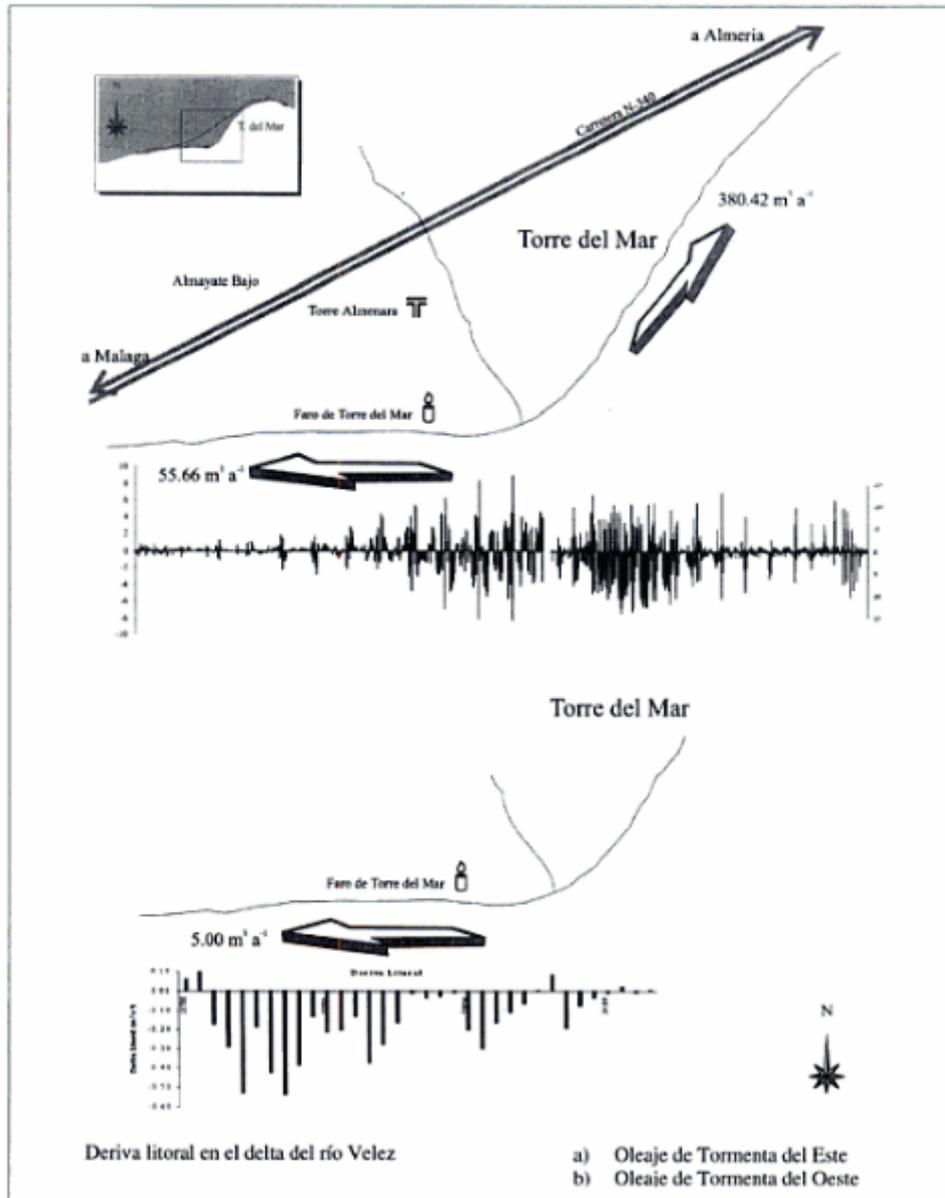


Figura 6. Modelización numérica de tránsito sedimentario en el delta del río Vélez (modificado de MALVÁREZ, 1997).

## Parada 2. Rincón de la Victoria. Cala del Moral

### *Introducción a los episodios marinos del Pleistoceno del litoral de Málaga*

La cronoestratigrafía del Cuaternario en el litoral bético mediterráneo ha sido construida fundamentalmente en base a la cartografía y correlación entre las distintas secuencias de episodios marinos y continentales desarrollados en cada una de las cuencas. La cronología entre las distintas unidades morfosedimentarias se ha hecho en base a su disposición relativa, distribución regional, datos paleomagnéticos y contenido faunístico. El gran desarrollo que presentan en este litoral los depósitos tirrenienses con abundancia de fauna, ha hecho posible la utilización de dataciones isotópicas que han permitido caracterizar cronológicamente los episodios cálidos registrados desde el final del Pleistoceno medio. La tectónica activa a la que ha estado sometida esta zona impide utilizar el factor altura para la correlación y definición de los distintos episodios. En el litoral de Almería, donde se presentan la serie más continua de niveles marinos (GOY y ZAZO, 1982, 1986), el Pleistoceno superior está representado por varias terrazas, todas ellas con *Strombus bubonius*, siendo en esta zona donde se han definido (ZAZO *et al.*, 1984) los cuatro niveles tirrenienses (T-I, correspondiente al final Estadio Isotópico 7; T-II; T-III y T-IV, incluidos en el Estadio Isotópico 5) utilizados para la cronoestratigrafía de este período en el litoral mediterráneo español. Las edades de estos episodios, excepto la del T-IV, han sido determinadas mediante análisis isotópicos Th/U en 180 Ka para el T-I, 128 Ka para el T-II y 95 Ka para el T-III. La edad del T-IV no ha podido ser obtenida hasta el momento, considerándose como pre-holoceno y por consiguiente correspondiente al Último Interglacial (GOY *et al.*, 1986; HILLAIRE MARCEL *et al.*, 1986; ZAZO *et al.*, 1993a).

Las condiciones cálidas que se instalan en el Mediterráneo a partir del Subestadio Isotópico 7a, demostrado por la aparición de *Strombus bubonius* y otra fauna cálida, se restablecen y mantienen durante el Estadio Isotópico 5. Esta fauna, procedente del África Ecuatorial, penetró en el Mediterráneo vía el Estrecho de Gibraltar en una época en la que la corriente fría de las Islas Canarias seguía una trayectoria distinta a la actual, situándose más hacia el oeste (ZAZO *et al.*, 1989; ZAZO *et al.*, 1994).

Actualmente, a nivel mundial existen discusiones sobre varios aspectos importantes, tanto en relación a la terminología utilizada para ajustar la cronología de estos depósitos como a las técnicas de datación isotópica utilizadas. Estas incertidumbres se centran en varios aspectos: terminología utilizada a la hora de hablar de Último Interglacial (en algunos casos, en sondeos oceánicos se corresponde con el subestadio isotópico 5e, mientras que en registros en tierra se tiende a incluir dentro de todo el Estadio Isotópico 5); discusión sobre la duración del mismo y de los subestadios isotópicos (S.I.), incluso en lo referente al subestadio 5e (en registro de sondeos oceánicos parece tener una duración de ca.10.000 años, mientras que en el registro de sondeos de hielo del ártico y antártico y registro de depósitos continentales, la duración parece ser de ca.20.000 años); la estabilidad climática durante el S.I. 5e (en sondeos oceánicos se registra como un episodio estable, correspondiente a una situación cálida, mientras que en el registro en sondeos en hielo y en tierra se observan distintas pulsaciones correspondientes con periodos cálidos y fríos); e incluso la situación del nivel del mar durante todo el Estadio Isotópico 5 (en general se acepta que durante el S.I.5e en nivel del mar estaba por encima del actual, si bien en algunos lugares el registro muestra una alta parada del nivel del mar y en otros parecen haber existido varias pulsaciones positivas). Con toda esta problemática, para determinar la edad de los depósitos marinos del área de estudio se ha tenido en cuenta tanto las dataciones isotópicas realizadas como las características sedimentológicas de los mismos, su relación marino-continental, el contenido faunístico y su correlación con otras áreas geográficas próximas. En general, y aunque se han realizado varias dataciones Th/U (GOY *et al.*, 1994; LARIO, 1996), los depósitos del Último Interglacial los asignamos al Estadio Isotópico 5, habiendo identificado claramente varias unidades morfosedimentarias que corresponden con pulsaciones dentro del mismo.

generan corrientes longitudinales, así como rompientes en las olas de incidencia y las reflejadas por el muro. El descenso de energía que sucede a la rotura de las ondas en esta zona generará depósito de materiales. La deposición en esta región lleva a la distorsión de los trenes de propagación, afectados a su vez por intensa difracción generada a los bordes del nuevo saliente (zona de depósito). De este modo se mantiene la naturaleza de ondas de cresta corta (*short-crested*). El resultado, en suma, es la denudación de la zona frontal del muro, que en ocasiones puede generar el colapso de la construcción. Si el oleaje no es normal a la costa sino angulado, caso frecuente en la Costa del Sol, el muro genera el proceso de erosión en los flancos de la construcción por lo que la línea de costa queda retranqueada y la playa o duna erosionada. Por desgracia, generalmente, cuando esto ocurre se buscan soluciones que, con escasas excepciones, desembocan en la construcción de extensiones al muro en los flancos afectados. De este modo la superficie de reflexión se alarga proyectando mayor número de olas y por tanto mayor energía para contribuir a la aceleración de procesos erosivos en las margenes de la construcción y zonas adyacentes.

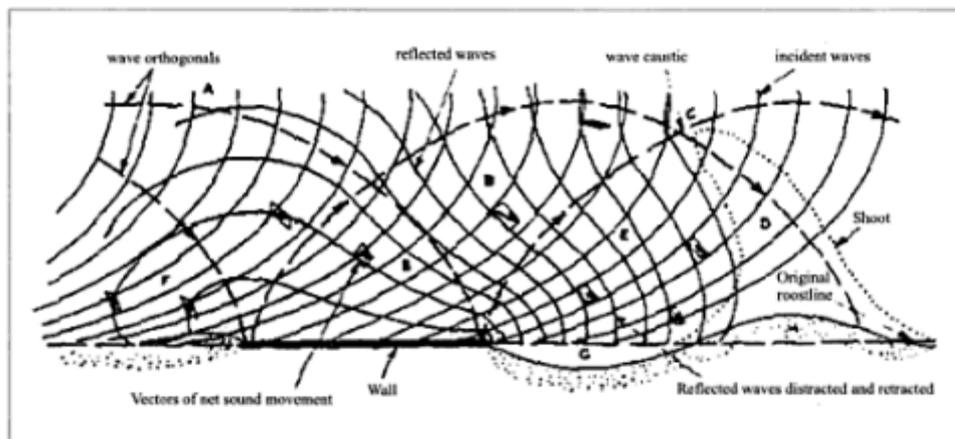


Figura 8. Efectos hidrodinámicos de los muros rompeolas (modificado de SILVESTER y HSU, 1991).

### Espigones

Durante más de cien años se han construido espigones y diques de contención en vano, para contener procesos erosivos de pérdidas de arena en las playas (DOLAN, 1983). Son la forma de protección probablemente más extendida en todas las costas del mundo y están diseñados para construir (generar) una playa protectora o para resguardar una playa natural existente o regenerada. El efecto hidrodinámico que se persigue es la difracción de los trenes de oleaje para reducir el ángulo de aproximación y la densidad de energía contenida en las olas.

El material acumulado en las bahías entre espigones, generalmente de grano fino, debido a que son depositados en un medio de muy baja energía, está destinado a permanecer en esta posición por poco tiempo en caso de tormenta. Si la aproximación del oleaje es suficientemente oblicua para alcan-

zar la nueva playa de la bahía, se establece una corriente longitudinal de mayor intensidad que la habitual por el incremento en el ángulo de incidencia introducido por la nueva geometría de la playa. El establecimiento de *rip-currents* en los extremos de la playa garantiza la pérdida del sedimento hacia aguas profundas probablemente de modo definitivo.

#### *Ingeniería "suave": regeneración de playas*

La regeneración de Playas puede ser definida como la adición artificial de una cantidad adecuada de sedimentos apropiados a una playa que sufre deficiencias en el aporte sedimentario con el objeto de reconstruir y mantener dicha playa con una anchura que se considere suficiente para generar áreas recreativas y protección contra tormentas (CAMPBELL y SPADONI, 1982). Un total de 27 kilómetros de playas se han regenerado con un coste de 163 millones de Ptas por kilómetro y 129 millones por kilómetro de paseo marítimo en la Costa del Sol entre los años 1989 y 1991 (MOPU, 1991).

Las implicaciones morfodinámicas derivadas de la utilización de esta medida de gestión son variadas y no siempre esperadas. A pesar de plantear una solución relativamente suave para con el medio, la regeneración no ha satisfecho al completo las expectativas de los gestores de costas. Con pocas excepciones, los proyectos de regeneración tienen un corto periodo de vida, con una durabilidad habitualmente de menos de 5 años. La selección apropiada de la densidad y tamaño del grano de material aportado no representa una ventaja definitiva en el tiempo de residencia de la playa regenerada. Las playas regeneradas sufren erosión acelerada, típicamente 5 a 12 veces más rápida que la equivalente en condiciones naturales. También se ha comprobado que las playas regeneradas no se recuperan tras las tormentas del mismo modo que las playas naturales. El factor principal del fracaso de un proyecto de regeneración, suele ser la acción de tormentas.

A nivel teórico, la regeneración representa un trastorno de las condiciones morfodinámicas en la playa que superan la capacidad de recuperación y restablecimiento de equilibrio natural.

El material aportado, con una cohesividad mucho menor que el material original, al ser bombeado para ensanchar la berma de la playa emergida, se extiende en dirección *off-shore* hacia zonas donde previamente se registraban profundidades de hasta 2 o 3 metros (siempre dentro del margen de la profundidad de cierre), por lo que el perfil de la región de *surf* queda modificado abruptamente. Además suele resultar en un ángulo al oleaje incidente más acusado que en la situación original. La combinación de ambas circunstancias lleva a la aceleración de los procesos erosivos y a la permutación de los tipos de dispersión, que avoca a una rápida transición en los estados de las playas. Generalmente, medios semi-reflexivos, como el de la mayoría de las playas de la Costa del Sol, quedan transformados en plenamente reflexivos. La intensificación de los procesos de refracción, también son notorios por cuanto que el estrechamiento de la zona de *surf* y el incremento en la pendiente media de esta, genera gradientes más agudos.

El resultado final es la intensificación de la deriva litoral así como de los procesos erosivos hacia aguas profundas. El perfil de la nueva playa es modificado de forma rápida llegando a pérdidas del 30 al 50 % en sentido ortogonal en las fases iniciales de proyecto. Estas pérdidas pueden estar presupuestas en el diseño de las obras para la generación, como formación de una barra longitudinal que proteja la playa en caso de tormenta. El problema de la intensificación en los procesos refractivos y las consecuentes corrientes longitudinales, es que generan o aceleran fuertes corrientes, que provocan una notable deriva longitudinal de los materiales, este efecto lleva los sedimentos hacia zonas aguas abajo donde no era necesaria la aportación de material o simplemente forma espigones de arena en sentido de la deriva, introduciendo distorsiones hidrodinámicas en playas colindantes. Obviamente, en la playa donde el sedimento se pierde, se requerirá una reposición inmediata porque la intensificación de la pendiente, ahora acompañada de falta de material para formar la barra litoral, llevara a una aceleración

considerable de la erosión. De este modo algunas actuaciones de regeneración se han enfrentado al problema de que en cuestión de unos pocos meses, la línea de costa se ha reajustado a la posición original pre-regeneración y con tasas de erosión incrementadas. El caso teórico descrito, ha afectado numerosas playas de las regeneradas en la Costa del Sol.

En las prácticas habituales de re-acondicionamiento por aporte de material, se ha demostrado que la estabilidad y longevidad de la playa es directamente proporcional al tamaño de grano. Una granulometría más fina que la del material original, representara la pérdida casi inmediata de los sedimentos en la primera tormenta, como quiera que está comprobada una relación entre energía de oleaje y tamaño de grano, siendo estos mayores en áreas donde la energía disipada es mayor (GUILLEN y JIMÉNEZ, 1992). Por tanto la opción habitual es el aporte de material algo más grueso del original para incrementar el tiempo de residencia (ROELLIG, 1987). Sin embargo esta simple relación teórica ha sido cuestionada en medios naturales sujetos a grandes aportes energéticos (MALVÁREZ *et al.*, 1995). Así lo demuestra el hecho de que material grueso no cohesivo no suele formar playas más duraderas y agradables que las originales (SILVESTER y HSU, 1991), porque la transición entre las fases de los estados de la playa ha primado el ajuste y no el clima modal de la energía del oleaje. Los estados reflexivos a disipativos se suceden con mayor rapidez en la playa regenerada por lo que la energía incidente registra mayor variabilidad que en estados naturales.

#### Parada 4. Cabopino (Torre Las Cañas-Torre Ladrones)

##### *Niveles marinos pleistocenos*

El sector oeste de Málaga presenta una morfología diferente, reflejada claramente en la disposición de los depósitos. La presencia en varios de ellos de *Strombus bubonius* nos vuelve a indicar que nos encontramos dentro del Estadio Isotópico 5 y, concretamente, en el T-II y T-III, ya que en este área no ha sido observada la presencia de *Strombus bubonius* en el T-I. En los alrededores de Málaga, en la depresión del Guadalhorce, no se encuentran niveles marinos cuaternarios, comenzando a aparecer en Torremolinos donde LHENAFF (1977) señala en la Punta del Saltillo un depósito de playa fósil a +2m, con una altura del máximo transgresivo de +3/4 m. En Benalmadena (Puerto Marina) se distingue un depósito de playas progradantes con abundancia de fauna a una altura de +3/4 m. Cubriendo estos materiales encontramos un potente depósito arcilloso de facies distales de abanicos aluviales con canales, en el que se han desarrollado varios paleosuelos. LHENAFF (1977) cita al oeste de Cabo Calaburras una playa fósil de cantos y arenas a una altura de +3/4 m. Es en este depósito donde aparece nuevamente fauna cálida con *Strombus bubonius*.

Restos de un depósito marino adosado al substrato metamórfico se pueden observar en este tramo litoral (Playa Royal Beach, Urbanización Las Casas del Puerto, Cabopino). Se trata de un conglomerado de cantos de cuarzo y bloques del substrato con matriz arenosa y restos de fauna destacando la presencia de *Strombus bubonius*. La altura del depósito varía entre +0,5/0,8 m. En Torre Ladrones se localiza un conglomerado lumaquéllico muy cementado sobre el que se ha labrado una plataforma a +0,5/0,7 m este mismo depósito parece ser el que en Torre de las Cañas fosiliza a una calcarenita karstificada a techo. En Torre de Las Cañas encontramos dos depósitos superpuestos separados por una superficie karstificada. En este punto, el depósito (a) presenta una potencia de unos 80 cm alcanzando una altura de +1,2 m. A techo se presenta karstificado y cubierto por otro depósito más reciente (b) que alcanza +1,8 m. Entre la fauna encontrada hay que destacar la presencia de: a) *Glycymeris violacescens* (Lmck), algas calcáreas y *Strombus bubonius*; y b) *Acanthocardia tuberculata* (L) y *Patella coerulea* (L). Estas últimas especies corresponden a un depósito de facies muy litoral. En el inferior, más antiguo, es asignable al Estadio Isotópico 5. El superior, más moderno, correspondería a una nueva pulsación positiva del nivel del mar dentro del mismo E.I.

Este mismo depósito es localizado más hacia el oeste, hasta Puerto Banús, asociado a un depósito dunar cementado, lo que ha sido descrito en otras áreas como característico del Tirreniense III (Cádiz; ZAZO, 1980).

#### *Morfodinámica actual de Cabopino*

Asentados sobre el dique esquistoso que representa la punta de Calaburras al este, los "mantos eólicos" de Cabopino son el único sistema dunar de entidad de la costa de Málaga. Su posición de cierre a la Ensenada de Marbella por el este (ver figura 1) y su configuración con exposición sur/suroeste han influido en el establecimiento de procesos eólicos y morfodinámicos marinos singulares en la Costa del Sol.

En la historia reciente de los mantos eólicos de Cabopino, ha jugado un papel importante la acción antrópica. En los años 70 se instaló en Cabopino el puerto deportivo del mismo nombre. La distorsión de los procesos propios de esta costa de tipo *swash aligned*, presenta la oportunidad de visitar en un reducido espacio geográfico tres medios de dispersión de oleaje que son representativos de la morfodinámica litoral de hoy y de la época de pre-desarrollo turístico. De este a oeste podremos observar una playa semi-reflexiva de acumulación, una playa alimentada por sistemas eólicos y de geometría disipativa y finalmente una sección en fase avanzada de erosión y regresión donde el escarpe en la duna ha expuesto los basamentos rocosos de materiales holocenos formados en el sistema de Cabopino.

Los procesos morfodinámicos que afectan esta sección de la Costa del Sol son representativos de aquellos segmentos donde la deriva litoral, aunque limitada, ha establecido playas y depósitos de interés. El segmento costero de Cabopino es quizá el área de deposición de materiales transportados por agentes marinos más extensa de la Costa del Sol. La actividad eólica está intensificada por la exposición del cabo de Calaburras y de todo el conjunto lo que confiere una mayor capacidad de transporte ininterrumpido bajo los efectos de los vientos de Levante y Poniente (los más frecuentes en la zona). Los materiales transportables han sido inicialmente depositados en las playas por unos gradientes de disipación de la energía del oleaje que favorece la formación de una playa con intensa actividad en la zona de surf. La exposición sur y la topografía de la plataforma sumergida al este de Cabopino es responsable de una acusada reorientación de los trenes de olas que generan corrientes longitudinales de mayor envergadura que en otros puntos de la costa de Málaga. Por otro lado la erosión de los materiales más expuestos a los vientos de levante en la zona de Fuengirola, con aportes fluviales regulares de materiales finos, hacen que la alimentación del sistema de Cabopino se beneficie incluso de las condiciones más erosivas del entorno. Las redes de drenaje en el hinterland introduce aportes locales significativos, con cursos encajados en materiales deleznales desde los tramos medios de los arroyos.

En estas condiciones naturales, las dunas de Cabopino han tomado una configuración de flecha con dirección este-oeste. El sistema concluye en el centro de la Ensenada de Marbella, donde la exposición de la franja litoral lleva al predominio del tránsito y limita la deposición. Originalmente, los sistemas dunares habrían sido flanqueados en la línea de costa por una playa limitada en extensión pero geométricamente disipativa. La abundancia de materiales sobre la playa seca y la ausencia de mareas astronómicas generarían la formación de barras dobles o simples en las inmediaciones de las playas emergidas. La disposición de estas barras paralelas a la costa indican el predominio de los procesos en la *surf-zona* en un sistema disipativo. En este contexto, los cambios apreciables en las playas de Cabopino respecto a este modelo son notables.

El medio reflexivo, presente al este de la Marina Cabopino ha sido generado desde 1976 como consecuencia de la interrupción del tránsito sedimentario y la acumulación de materiales contra el muelle de levante. El incremento de la pendiente en la zona de surf ha traído consigo un aumento de la

reflexividad de la playa. La acumulación del momento de inercia del oleaje primario induce corrientes *off-shore* que afecta a los materiales mas finos. La consecuencia directa es la generación de una playa escarpada de materiales groseros. La entrada de la fracción fina en circulación *off-shore* puede generar en condiciones de tormenta la pérdida de los sedimentos mas alla de la profundidad de cierre, especialmente en áreas localizadas de fuertes corrientes de tipo *rip*. Es frecuente también en este medio reflexivo la formación de topografías rítmicas de tipo *cusp* y *mega-cusp* generadas por oleajes sub-harmónicos normales a la línea de costa.

En el centro geográfico del complejo de marina Cabopino se encuentra la zona disipativa. Esta playa de gran dispersión ha sido generada como consecuencia del descenso general de los niveles de energía. La sombra creada por el puerto implica la deposición de la fracción fina de los cuerpos sedimentarios. Generalmente, barras formadas en aguas por debajo de la profundidad de cierre quedan fijadas en áreas cercanas a la entrada del puerto, haciendo difícil el acceso. Sin embargo, la playa situada entre los diques de levante y poniente tiene una alimentación primaria de origen eólico. Los materiales, mas redondeados y finos que los presentes en la zona sumergida, son transportados por deflacción de las dunas y de las arenas de la playa de levante y poniente. La zona de rompientes, con un *surf scaling parameter* cercano a 200, presenta un claro ejemplo de medio disipativo de amplia zona de surf donde el oleaje local toma carácter constructivo en la mayoría de los casos caracterizados por rompientes de tipo *spilling*.

Finalmente, los efectos de la construcción del puerto facilitan la observación de un medio claramente regresivo en delicado equilibrio. La playa de poniente sufre desde 1976 un continuo proceso de erosión. La playa, totalmente desaparecida, ha dado paso a exponer la duna directamente a los agentes erosivos marinos. El ambiente deposicional que creara la duna ha dado paso a un medio escarpado claramente deficitario en fuentes de materiales. Evidencias de rocas insertas en los escarpes de las dunas ponen de manifiesto niveles de playas anteriores. Los motivos morfodinámicos para el proceso erosivo tan severo se deben fundamentalmente en el incremento que han sufrido los patrones de refracción del oleaje de levante. El oleaje de alta pendiente y corta longitud de onda predominante en la región hace que las instalaciones portuarias hayan incrementado la difracción en la propagación del oleaje. Ambas distorsiones físicas en los trenes de olas conllevan al enfoque de mayores tasas de energía en áreas mas reducidas de la porción litoral. La cantidad contenida en la cresta concentrada en una extensión comprimida resulta en un incremento neto de la altura de ola sobre la playa. En esta situación los flujos *off-shore* son irreversibles puesto que superaran la zona de recuperación y no cuentan con aportes de materiales para formar barras.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por los Proyectos de la DGICYT PB95-0109 y PB95-0946 y Fundación Ramón Areces *Cambios climáticos y variaciones del nivel del mar*. Así mismo, es una contribución al Proyecto IGCP 367 y forma parte de la INQUA Shorelines Commission.

#### BIBLIOGRAFÍA

ARTEAGA, O.; HOFFMANN, G.; SCHUBERT, H. y SCHULTZ, H. (1986). Investigaciones geológicas y arqueológicas sobre los cambios de la línea costera en el litoral de la Andalucía mediterránea. Informe preliminar. *Anuario Arqueológico de Andalucía 1985. II Actividades Sistemáticas*, pp.117-122.