

Caracterización morfodinámica de las playas españolas del Golfo de Cádiz

J. Benavente⁽¹⁾, F. J. Gracia⁽¹⁾, L. Del Río⁽¹⁾, G. Anfuso⁽¹⁾, A. Rodríguez-Ramírez⁽²⁾

(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Universidad de Cádiz, Polígono Río San Pedro S/N, 11510, Puerto Real, Cádiz, España.
javier.benavente@uca.es, javier.gracia@uca.es, laura.delrio@uca.es, giorgio.anfuso@uca.es

(2) Departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva, 21071, Huelva.
arodri@uhu.es

RESUMEN

En los años ochenta se realizaron una serie de trabajos destinados a clasificar morfodinámicamente las playas. Dichas clasificaciones utilizaban fundamentalmente las condiciones energéticas del oleaje incidente, así como variables propias de la playa, como la pendiente o la velocidad de caída de grano. Posteriormente, a este tipo de clasificaciones se les añadió el efecto de la marea como agente modulador del efecto del oleaje. En el presente trabajo se ha realizado un seguimiento a lo largo de diferentes años (2000-2004) de más de 30 playas situadas en el Golfo de Cádiz y en las inmediaciones del Estrecho de Gibraltar. El periodo de estudio utilizado ha permitido obtener tanto morfologías asociadas a condiciones de buen tiempo como aquellas correspondientes a condiciones invernales o de temporal. Las especiales condiciones de esta zona han permitido abarcar rangos mareales variables desde condiciones mesomareales, con rangos cercanos a 4 m, hasta áreas de tipo micromareal con rangos inferiores al metro. Por otro lado, la amplia extensión de la zona ha permitido analizar playas asociadas a diferentes condiciones de contorno (adosadas, libres, etc...), cercanía de los aportes sedimentarios, etc. Sin embargo, todas presentan unas condiciones de clima marítimo más o menos similares, lo que ha permitido identificar la importancia real que tiene la marea sobre la morfología del perfil de la playa y por tanto sobre su carácter morfodinámico. Se confirma que el efecto de la marea sobre el oleaje es el principal agente modelador del carácter morfodinámico que presenta una playa.

Palabras clave: clasificación de playas, Golfo de Cádiz, morfodinámica de playas, rango mareal.

Morphodynamic characterization of the Spanish beaches of the Gulf of Cadiz

ABSTRACT

During the 1980s several attempts were made to classify beaches according to their morphodynamic behaviour. Published papers proposed classifications based mainly on wave incident energy and beach characteristics, such as foreshore slopes and sediment settling velocities. In the 1990s more complex classifications appeared, where the effect of tides on wave action was included, highlighting their relevance to the determination of the morphodynamic state of the beach. In this paper we present a beach monitoring programme, in which more than 30 beaches located along the Spanish shores of the Gulf of Cadiz and the Strait of Gibraltar were surveyed for four years (2000-2004). The long study period allowed the monitoring of beach morphologies related both to fair weather (summer) and storm (winter) conditions. The coastal setting in the study area provided the opportunity for covering a wide range of tidal conditions, from high mesotidal (MSTR ca. 4 m) to microtidal (MSTR around 1 m). Furthermore, the dimensions of the study area permitted the monitoring of beaches linked to different boundary conditions, thus including both attached and detached beaches located at varying distances from main sediment sources, and influenced by different wave regimes. The analysis of the beach morphologies related to such contrasting conditions allowed the identification of the real significance of the tidal effect on beach profile morphology and hence on beach morphodynamics. Finally, we conclude that the effect of tides on wave action is the main factor determining beach morphodynamic behaviour.

Key Words: beach classification, Gulf of Cadiz, beach morphodynamics, tidal range.

ABRIDGED ENGLISH VERSION

Introduction and methods

Beach profiles and planforms are directly related to sediment characteristics and coastal hydrodynamic parameters, such as wave energy and tidal range, therefore gaining knowledge on these relationships between morphology and dynamics can help in predicting beach behaviour. For this reason, numerous attempts have been made to suggest parameters and indexes aimed at classifying beaches according to their morphodynamic state.

The first models were mainly based on wave and sediment characteristics (e.g. Dean and Maurmeyer, 1983; Wright and Short, 1984; Wright *et al.*, 1985), mostly on microtidal environments. Later on, the influence of tide on wave hydrodynamics and thus on beach slope was added to the models (e.g. Wright *et al.*, 1985, 1987; Masselink and Short, 1993; Masselink and Hegge, 1995). However, other variables may also influence the morphodynamic state of beaches, mainly linked to local and regional structural setting.

In this paper, the morphodynamic characteristics of more than 30 beaches located along the Spanish Gulf of Cadiz shores (Huelva and Cadiz provinces) are analysed (Fig. 1). A beach survey programme was carried out for four years (2000-2004), allowing the monitoring of beach morphologies related to both fair weather (summer) and storm (winter) conditions. The coastal setting provided the opportunity for covering a wide range of tide conditions, from high mesotidal to microtidal. Furthermore, the dimensions of the study area permitted the monitoring of both attached and detached beaches, as well as exposed and sheltered beaches, with different sediment grain sizes, located at varying distances from the main sediment sources and influenced by diverse wave regimes.

Beach morphology was assessed through topographic surveys on beach profiles, using theodolite and total station. The profiles extended from fixed points on the backbeach to the hydrographic zero. Sediment samples were taken from the foreshore and analysed by dry sieving to calculate granulometric parameters (D_{50}). Wave data were obtained from two offshore wave buoys (Fig. 1) belonging to the Spanish National Port Authority, and from three WANA points (Fig. 1), where the Marine Climate service from the Spanish National Port Authority develops predictions of wave height and period based on wind data.

Beach behaviour in summer and winter was characterized through the use of diverse parameters and indices from the literature: surf scaling parameter (Guza and Inman, 1975); surf similarity parameter (Battjes, 1974); dimensionless grain fall parameter (Gourlay, 1968; Dean, 1973), with the classifications proposed by Wright *et al.* (1985) and Masselink (1994); and relative tidal range (Masselink and Short, 1993).

Results and discussion

From a morphological point of view, nearly all the studied profiles belong to one of the intermediate types proposed by Wright and Short (1984) or Masselink and Short (1993), except the reflective profiles closer to the Strait of Gibraltar (Fig. 2A) and the dissipative profile 18 (Fig. 2B).

Table 1 shows the variables used in the calculations of the morphodynamic parameters, resulting from the monitoring programme. In the case of surf scaling (Fig. 3) and surf similarity (Fig. 4) parameters, the fact that most of the beaches belong to an intermediate state makes it difficult to separate different beaches. Furthermore, clearly reflective profiles (Fig. 2A) also appear as intermediate.

Less dissipative values of the parameters are found at the Huelva profiles, some of them showing morphologies closer to the "low tide terrace" type (Fig. 5, profile 9). Further south, profiles are more dissipative in both their values and morphologies (Fig. 5, profile 16). Closer to the Strait of Gibraltar, more "reflective" profiles appear, with values similar to those at Huelva but with morphologies closer to the typical reflective profile or with swash bars (Fig. 5, profile 31).

The classification proposed by Wright and Short (1984) can thus help in making a broad separation among the analysed beaches, however observed beach morphologies and parameters do not show a general agreement with predicted states. In order to address this problem, the studied winter and summer profiles have been classified according to the model by Masselink and Short (1993), where tidal range is also considered (Fig. 6).

It can be observed that, as tidal range increases, beach profiles shift towards morphologies with swash bars, low tide bar/rip or low tide terraces (Fig. 6). The main problem is that nearly all the profiles are classified as wave-dominated morphologies (Masselink and Short, 1993; Short, 2006), with little tidal influence as RTR values are lower than 3. However, these morphologies are typical of microtidal environments (Short, 1999).

There are other issues in the classification shown in Figure 6. For instance, the predicted morphodynamic state of winter profiles on the Huelva coast does not match the observed morphology, probably due to the

presence of coarser sediment involving higher beach slopes. This aspect is strongly controlled by the sediment sources, as each sector in the study zone receives sediment supplies from different river courses with contrasting lithologies in their drainage basins. In the Masselink and Short (1993) classification grain size is considered less significant than Hb, but granulometric variability can indeed be of great importance in low-energy zones where Hb changes are subtle. The presence of typically reflective morphologies in Huelva or close to the Strait of Gibraltar is therefore likely to be related to a higher infiltration of water in the intertidal zone due to the coarser sediment (Masselink and Short, 1993; Turner, 1993, 1995). These profiles would thus be strongly controlled by sediment characteristics, as shown in the relationship between profile slope and sediment grain size (Fig. 7). The significant scatter in Figure 7 can be attributed to the wide contrasts in hydrodynamic regime existing along the study area. Nevertheless, it is clear that beach morphology is determined to a great extent by the type of sediment, which in turn depends on the distance from, and type of, sediment source.

Other deviations from the predicted morphodynamic behaviour are related to the increase in dissipativeness close to river mouths (Wright *et al.*, 1985, 1987), which occurs in some points such as profile 34 in the study area (Fig. 8).

From the above results it becomes clear that the Masselink and Short (1993) classification is not really useful for differentiating the behaviour of beach profiles along the Cadiz coast (profiles 11-34) despite the along-shore gradation in MSTR. However, beach morphologies are indeed contrasting, as shown by the increase in "reflectiveness" revealed by surf scaling and surf similarity parameters (Figs. 3 and 4). It can also be deduced that changes in wave period or sediment grain size have a great influence in beach morphodynamics, especially in low-energy coastlines where spatial and temporal variations of Hb are generally less than 1 m.

Moreover, in the study zone the sectors with a higher MSTR are those most exposed to Atlantic waves and vice versa, making Hb and RTR vary simultaneously. As a consequence, RTR changes are concealed, as already described by several authors in other areas (Bernabeu *et al.*, 2003; Jackson *et al.*, 2005).

For all these reasons, several changes on the above mentioned classifications have been tested. The proposal by Costas *et al.* (2006) about modifying the RTR parameter by using Hmax instead of Hs does not yield satisfactory results in the Gulf of Cadiz (Fig. 9). This is probably due to the higher energy and stronger tidal influence in this study area. On the other hand, the modification suggested by Bernabeu *et al.* (2003) regarding using tidal range instead of RTR does provide a much better separation between beaches with distinct morphodynamic states in the Gulf of Cadiz (Fig. 10); moreover, in most cases the predicted state is in agreement with the observed beach morphology. The highest variability is shown by profiles with special contour conditions, such as 28 and 29, controlled by a river mouth and underlying bedrock respectively (Fig. 11). As a whole, the studied beaches can be characterized as "tide-modified beaches" (Short, 2006), hence an intermediate type between which is tide-dominated and wave-dominated ones.

We conclude that the use of tidal range, wave parameters and sediment grain size can provide good results for the morphodynamic classification of beaches, especially in low-energy coasts. In the Masselink and Short (1993) proposal, wave height is the most important variable in beach classification as a determinant of the values of both Ω and RTR, whilst in this paper we propose that wave height is just one of several variables controlling beach morphodynamics, as occurs along the Spanish Gulf of Cadiz shores.

Introducción

Las playas constituyen el medio sedimentario costero más dinámico. No sólo dependen de las variaciones en los aportes sedimentarios fluviales que las alimentan, sino también de la dinámica oceánica a la que se ven sometidas: oleaje, corrientes, mareas, etc. Dado que se trata de acumulaciones de partículas sueltas no cohesivas, cualquier cambio en el régimen energético del oleaje provoca transporte de granos de un lugar a otro de la playa (transversal y longitudinalmente), con una acumulación o erosión en zonas emergidas y/o sumergidas. En consecuencia, la geometría de la playa está continuamente cambiando como respuesta a la dinámica cambiante del oleaje y de sus corrientes asociadas. Las mareas modulan la

acción de las olas: aunque generalmente no influyen apenas en el transporte y depósito de partículas de tamaño medio y grueso, condicionan la localización de las zonas de rompiente del oleaje, donde la disipación energética es mayor. Cuando los rangos mareales son elevados, las rompientes del oleaje no se concentran en lugares concretos, sino que son trasladadas continuamente arriba y abajo con cada ciclo mareal, lo que habitualmente se traduce en un aplanamiento del perfil de la playa y una mayor disipación de la energía de las olas incidentes (perfiles disipativos; Short, 1999). Con regímenes micromareales, como los mediterráneos, la pendiente (de la playa emergida) suele ser más elevada, a menudo asociada también a tamaños de grano mayores, dando perfiles reflejantes o reflectivos.

Por tanto, en las playas existe una interrelación total y directa entre morfología (perfil, forma en planta), granulometría del sedimento y dinámica marina (energía del oleaje, rango de mareas). Un buen conocimiento de esta interrelación permite predecir el comportamiento de la playa, explicar sus ritmos de cambio y establecer tendencias en el caso de que alguna de las variables que la condicionan cambie, por causas naturales o antrópicas. Con este objetivo desde los años 80 del siglo XX diferentes investigadores, procedentes tanto de la geología como de la ingeniería, han propuesto distintos parámetros e índices que permiten caracterizar el comportamiento morfodinámico de las playas y su clasificación en estados morfodinámicos (disipativo, reflectivo, intermedio, con terraza en bajamar, etc.), que pueden cambiar en el tiempo y en el espacio según varíen las condiciones energéticas y morfológicas, así como los aportes sedimentarios.

Los primeros modelos se basaban fundamentalmente en las características del oleaje y del sedimento (Sonu, 1973; Dean and Maurmeyer, 1983; Wright and Short, 1984; Wright *et al.*, 1985; Sunamura, 1989; Lippman and Holman, 1990). La mayoría fueron realizados para playas micromareales, por lo que no utilizaron la variación del rango mareal como variable en su caracterización morfodinámica. Posteriormente, se incorporó el estudio del efecto de la marea como agente modulador de la hidrodinámica generada por el oleaje (Davis and Hayes, 1984; Davis, 1985) y por tanto, su papel como agente moldeador de la morfología de las playas (Wright *et al.*, 1985, 1987), introduciendo su variabilidad dentro de los modelos de clasificación (Short, 1991; Masselink and Short, 1993; Bernabeu *et al.*, 2003). Masselink and Hegge (1995) revisaron y profundizaron en la clasificación propuesta por Masselink and Short (1993), centrándose en playas meso y macromareales y subdividiendo los perfiles en cuatro zonas (intermareal alto, medio, bajo y submareal), analizando los procesos que se dan en cada una de ellas, así como el tiempo durante el que actúan.

Sin embargo, existen otras variables que influyen en el estado morfodinámico de una playa y que no están controladas exclusivamente por la hidrodinámica generada por olas y mareas. Estas variables están relacionadas con las características locales y regionales donde se ha formado y desarrollado dicha playa, por lo que podrían considerarse como condiciones o características *estructurales*. Entre dichas características destacan la cercanía a las áreas fuente de sedimento, la disponibilidad del mismo, o los posibles controles externos en la forma en planta que pueda tener la playa. Entre estos controles externos en las últimas décadas destaca la propia influencia

antrópica que va desde el control de las fuentes de sedimentos (diques, presas en ríos, etc.) hasta las propias realimentaciones de muchas de las playas de nuestras costas.

Wright *et al.* (1979) apuntaron la importancia del suministro sedimentario y de los condicionamientos geológicos en el comportamiento de las playas. Posteriormente, Wright *et al.* (1985) indicaron la importancia de la tendencia a largo plazo de la playa como uno de los condicionantes de su estado morfodinámico, aparte de los estados precedentes o las variaciones a corto plazo. Más recientemente Jackson *et al.* (2005) y Short (2006) han recalcado la importancia del control geológico. Este control geológico de la playa presenta dos dimensiones o formas de actuar. Por un lado, el substrato geológico crea el marco dentro del cual se desarrolla la playa, estableciendo los límites de su evolución geomorfológica al controlar la forma y el volumen del espacio de acomodación (McNinch, 2004). Por otro lado, el segundo elemento de control sería la naturaleza y fuente de los materiales sedimentarios que van a constituir la playa, desde materiales detríticos transportados por ríos cercanos hasta material erosionado de promontorios o bien de origen marino, fundamentalmente biogénico.

La respuesta de las playas frente a los cambios en las condiciones hidrodinámicas suele ser muy rápida, del orden de horas o días, lo que hace que sea muy difícil evaluar su comportamiento dinámico, sobre todo sus tendencias a corto o medio plazo (Anthony, 1998). Sin embargo, los controles de tipo *estructural* van a permanecer constantes (al menos en esa escala temporal) siendo, por tanto, los que modularán en gran medida los cambios provocados por las variaciones hidrodinámicas.

Esto implica que la caracterización del tipo de playa a partir de parámetros morfodinámicos presenta una serie de limitaciones. Así, Bauer and Greenwood (1988) indicaron que la aplicación de estos parámetros es muy útil para distinguir entre extremos reflectivos y disipativos, aunque presentan una cierta indeterminación para los estados intermedios. Por otra parte, como indica Anthony (1998), estos parámetros y modelos de comportamiento de playas necesitan todavía ser validados para una amplia variedad de ambientes costeros, especialmente en el caso de playas de baja energía (Costas *et al.*, 2005) y con un largo periodo de respuesta; este aspecto ya fue apuntado por Wright and Short (1984), quienes advertían de la imposibilidad de aplicar su modelo a playas de comportamiento estacional. Este comportamiento es precisamente el que caracteriza a gran parte de las playas objeto del presente estudio (Benavente *et al.*, 2000).

El presente trabajo tiene como objetivo analizar el papel de la marea en la clasificación morfodinámica de las playas en comparación con otros factores como pueden ser el oleaje o el contexto geológico. Para ello, se han analizado los datos de diversos tipos de playas del Golfo de Cádiz, que abarcan desde el rango mesomareal (>3m) hasta el micromareal (<1m) (Davies, 1964). Además de esta variabilidad de carácter mareal, las playas del Golfo de Cádiz presentan diferentes condicionamientos geológicos relacionados con su orientación, su carácter expuesto o protegido (encajadas o lineales), la disponibilidad de aportes sedimentarios suficientes, la granulometría de los sedimentos que las forman, etc. Todas estas variables influyen en la dinámica natural de estos ambientes costeros, cuyo tipo de comportamiento puede ser caracterizado y clasificado mediante los diferentes estados morfodinámicos (de invierno y de verano), tras aplicar distintos tipos de modelos.

Zona de estudio

La costa española del Golfo de Cádiz puede ser dividida en dos sectores principales: la costa de Huelva y la costa de Cádiz (Fig. 1).

- La costa de Huelva, de orientación E-O a ONO-ESE, se corresponde con la Cuenca del Guadalquivir, formada por materiales sedimenta-

rios neógenos postorogénicos y subhorizontales. Estos condicionantes producen costas bajas con predominio de litorales arenosos, playas, marismas, acantilados bajos, etc. En este sector desembocan varios ríos de gran importancia, entre los que destacan el Guadiana y el Guadalquivir, que constituyen los límites físicos de este tramo. La activa deriva litoral hacia el Este ha favorecido la formación de flechas litorales bien desarrolladas (Morales *et al.* 1996; Ojeda and Vallejo, 1995; Morales *et al.*, 2006; Rodríguez-Ramírez *et al.* 2000), como las de El Rompido y Doñana.

- La costa de Cádiz presenta una dirección NO-SE, interrumpida por cortos tramos de dirección E-O, lo que le confiere un aspecto escalonado por los afloramientos rocosos que actúan como promontorios. A lo largo de su recorrido los paisajes costeros varían desde costas bajas y regularizadas a zonas acantiladas. El sector septentrional corresponde a las estribaciones meridionales de la Cuenca del Guadalquivir, lo que da lugar a una costa lineal, en dirección NNO-SSE, controlada por fallas recientes (Gracia y Benavente, 2000). A lo largo de su trazado aparecen diversas bahías y ensenadas con un claro control estructural (Cádiz, Conil y Barbate). Es una zona donde desembocan ríos importantes, como el Guadalquivir y el Guadalete, y otros de menor entidad (Salado, Conilete, Barbate, etc.) que abastecen de arenas finas a toda el área. El sector meridional corresponde ya al ámbito de las Cordilleras Béticas, a las que se asocian relieves montañosos de cierta magnitud labrados sobre series miocenas de margas, areniscas y pizarras del Complejo del Campo de Gibraltar, afectadas por un importante grado de tectonización. En el litoral estas unidades dan lugar a costas acantiladas con pequeñas ensenadas, con un trazado propio de costas recortadas jóvenes.

La onda de marea circula desde el Estrecho de Gibraltar hacia Ayamonte durante el flujo, siendo el desfase entre los dos extremos de 35 minutos. Los rangos máximos son de 1.58 m en Tarifa y de 3.70 m en Ayamonte (Instituto Hidrográfico de la Marina, 1992). Sin embargo, este gradiente es de escasa entidad en la zona central del Golfo, variando la media de las mareas vivas (MSTR) desde la Ría de Huelva a la Bahía de Cádiz de 3.06 m a 2.96 m, respectivamente. Por el contrario, hacia el sur del Cabo de Trafalgar comienza a disiparse la energía de la onda de marea, provocando la rápida disminución de la amplitud del rango mareal desde esta zona hasta el Estrecho de Gibraltar. Así, la diferencia entre los rangos de marea de los puertos de Conil y Barbate, situados a un lado

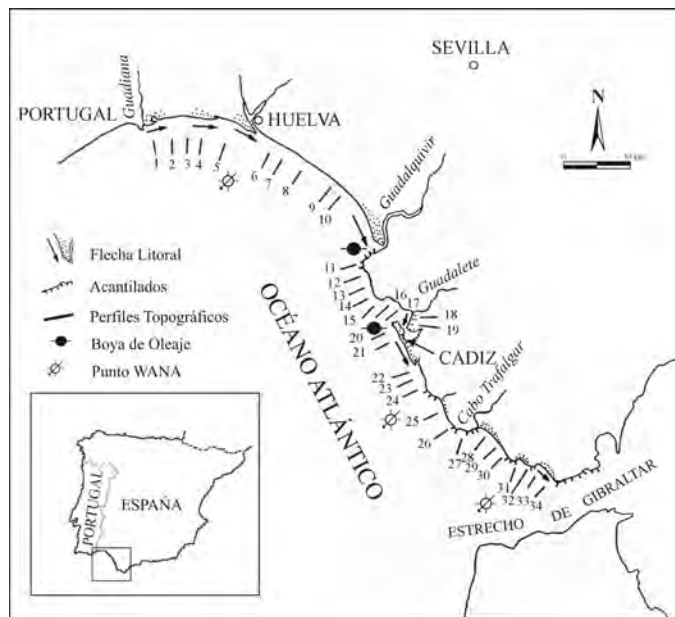


Figura 1. Mapa de situación y localización de los perfiles objeto de estudio.

Figure 1. Study site showing profile locations.

y otro de dicho cabo, es de unos 30 cm, diferencia mayor que la existente entre los puertos de Huelva y Cádiz, separados entre sí más de 100 km (Benavente *et al.*, 2005). Esta disipación de la energía de la onda de marea continúa hacia el Estrecho, alcanzando su máximo en Punta Camarinal (entre los perfiles 30 y 31, Fig. 1), punto a partir del cual se podría considerar que comienza el área claramente micromareal (Tejedor *et al.*, 1998; Davies, 1964). La principal razón de esta rápida disipación del rango mareal está relacionada con la presencia de una estrecha plataforma continental al sur de Trafalgar (Ménanteau *et al.*, 1983), mientras que al norte de este punto la plataforma gaditana desarrolla una anchura próxima a los 30 km. La amplificación de la onda de marea se produce desde Sur a Norte, como ocurre en otras zonas (Golfo de Vizcaya) y esta rápida amplificación junto con los condicionantes topográficos antes mencionados hace que en la zona del estrecho se genere una fuerte transferencia de energía así como elevadas velocidades de la corriente asociada (Quaresma and Pichón, 2013).

El oleaje del Golfo de Cádiz muestra tanto olas de tipo *swell* como de tipo *sea* provenientes fundamentalmente del O y el SO, lo que genera una corriente de deriva litoral predominante en dirección E y SE. El cambio de la orientación costera del Golfo tiene una gran influencia sobre el ángulo final de aproximación del oleaje, el cual disminuye progresivamente hacia el Sur, lo que provoca que en las cercanías del Estrecho de Gibraltar las corrientes litorales muestren una menor importancia y la costa presente una deriva litoral mucho más débil. En cuanto a la intensidad del oleaje, presenta una altura media inferior a 1 m, donde se considera olas de temporal a aquéllas superiores a 1.5 m (Benavente *et al.*, 2000). Estos valores clasifican a este tramo costero como de baja energía según Tanner (1960) y Hegge *et al.* (1996). El oleaje muestra una clara diferencia entre las condiciones de verano e invierno. Estos últimos están representados por los meses de noviembre a marzo, durante los cuales se producen los mayores temporales, con alturas de ola a menudo superiores a 4 m y elevados porcentajes de olas superiores a 1.5 m. Por otro lado, en los meses de verano el oleaje mayoritario no supera el metro de altura (Benavente *et al.* 2000).

Metodología

Para el presente artículo se han utilizado datos del periodo 2000-2004, ya que, si bien los datos existentes abarcarían desde los años noventa hasta la actualidad (2013), los periodos y condiciones energéticas

no eran los mismos, lo que dificultaba la tarea de realizar una correcta comparación. Por ello, se ha preferido utilizar exclusivamente el periodo mencionado, durante el cual se llevó a cabo un programa estacional de seguimiento morfológico de diferentes playas representativas del Golfo de Cádiz (Fig. 1). En cualquier caso, la prolongación del seguimiento de muchas de ellas ha permitido observar que muestran valores similares en cuanto a su clasificación.

Para la realización de los levantamientos topográficos se utilizaron teodolitos y estaciones totales. Los transeptos se realizaron desde un punto fijo de la zona de trasplaya (marcado mediante pintura o estacas) hasta el cero hidrográfico. Cada perfil contaba con una referencia fija que servía para mantener siempre un ángulo de realización de los mismos. Dichos transeptos se intentaron distribuir lo más homogéneamente posible, en cuanto a distancia entre ellos, pero también atendiendo a criterios de accesibilidad. Posteriormente los datos fueron elaborados con el objeto de referir todas sus cotas al cero hidrográfico de la zona y obtener las pendientes de la zona intermareal (o del frente de playa en el caso de las áreas micromareales).

En cuanto a las características del sedimento, se realizó un muestreo de carácter estacional, tomándose tres muestras de la zona intermareal o del frente de playa, analizándose posteriormente mediante tamizado en seco. Con los datos obtenidos se calcularon los parámetros estadísticos de cada una de las muestras mediante el método gráfico (McManus, 1980). En cada uno de los perfiles se tomó un tamaño medio de grano, obtenido a partir de todas las muestras recogidas para cada campaña, con el objeto de evitar los cambios granulométricos que se producen a lo largo del perfil, siguiendo la idea propuesta por Medina *et al.* (1995).

Los datos de oleaje fueron obtenidos de dos boyas offshore de tipo escalar (WAVERIDER) pertenecientes a la red española de medición de oleaje (REMRO), dependiente de Puertos del Estado: "Cádiz", fondeada a 22 m de profundidad a 3 millas de Cádiz y "Sevilla", fondeada a 12 m de profundidad frente a Chipiona (Fig. 1). Para los perfiles más alejados de dichas boyas se utilizaron los puntos WANA más cercanos; dichos puntos son áreas donde el servicio de Clima Marítimo crea una predicción de alturas y periodos del oleaje en función de los datos de viento. Para la costa de Huelva (perfiles 1-10) se utilizaron dos puntos WANA (Fig. 1), al igual que en los perfiles situados al Sur de la Bahía de Cádiz (perfiles 22-34).

La altura de las olas en rompiente (H_b) se obtuvo a partir de la expresión propuesta por Komar and Gaughan (1972):

$$H_b = 0.39 g^{0.2} (T H_0^2)^{0.4} \quad (1)$$

donde g es la aceleración de la gravedad, T es el periodo del oleaje y H_0 es la altura de la significante en aguas profundas. Dicha altura fue calculada y promediada para el mes anterior a la realización del levantamiento topográfico, basándose en la capacidad de cambio de las playas de la zona, obtenida en trabajos previos (Benavente *et al.*, 2000).

Para la caracterización morfodinámica de los diferentes perfiles y zonas se emplearon diversos parámetros ampliamente utilizados en la bibliografía. Uno de los más extendidos es el llamado "parámetro de escala de *surf*" (*surf scaling parameter*), propuesto por Guza and Inman (1975) y que viene expresado por:

$$\varepsilon = H_b \omega^2 (2g \tan^2 \beta) \quad (2)$$

donde ω es la frecuencia de las olas en radianes ($2\pi/T$) y $\tan \beta$ la pendiente intermareal. Otro índice ampliamente utilizado, y proporcional al anterior, es el "parámetro de similaridad de *surf*" (*surf similarity parameter*), propuesto por Battjes (1974):

$$\xi_b = \tan \beta (H_b/L_0)^{0.5} \quad (3)$$

también conocido como "Número de Iribarren" (Iribarren and Nogales, 1949). Wright and Short (1983, 1984) utilizaron tanto el parámetro de escala de *surf* como el Número de Iribarren para clasificar las playas en reflectivas o disipativas. Según estos autores, las playas reflectivas presentarían un valor del índice ε menor de 1 y de ξ_b mayor de 2; las disipativas presentarían un valor de ε mayor de 30, y de ξ_b menor de 0.23.

Otro índice ampliamente utilizado para identificar distintos tipos de playa es el "parámetro adimensional de caída de grano", propuesto por Gourlay (1968) y Dean (1973), que incluye las características del sedimento y que viene definido por:

$$\Omega = H_b/W_s T \quad (4)$$

donde W_s representa la velocidad de caída del sedimento y se expresa como:

$$W_s = 273 D_{50} (\text{mm})^{1.1} \quad (5)$$

Los rangos de variación de este índice fueron acotados por Wright *et al.* (1985) y por Masselink (1994). Este último autor propuso unos valores de Ω menores de 2 para playas reflectivas y mayores de 5 para playas disipativas.

Finalmente, con el objeto de aplicar la clasificación realizada por Masselink and Short (1993), además de calcular el parámetro de caída de grano (ecuación 4), se determinó el rango mareal relativo (RTR), considerado como el rango medio de las mareas vivas (MSTR) dividido por la altura significativa media de ola en rompiente. El parámetro adimensional de caída de grano indica si las condiciones dinámicas de la zona de batida corresponden a comportamientos de tipo reflectivo, intermedio o disipativo, mientras que el rango mareal relativo indica la importancia relativa de cada uno de los procesos del oleaje (asomeramiento, rotura y *swash*). Teniendo en cuenta lo apuntado por Wright *et al.* (1987) y Masselink and Short (1993), quienes concluían que el efecto del paso de mareas muertas a vivas es despreciable frente al efecto del oleaje dentro de un ciclo lunar, en nuestro caso se ha optado por utilizar un MSTR medio para cada zona, siendo así una variable de tipo espacial y no temporal (Bernabeu *et al.*, 2003).

Resultados

En primer lugar hay que resaltar que desde un punto de vista exclusivamente morfológico, prácticamente todos los perfiles estudiados se encontrarían dentro del tipo intermedio en algunas de las variantes propuestas por Wright and Short (1984) o Masselink and Short (1993). Las únicas excepciones se encuentran, por un extremo, en los perfiles de la costa meridional gaditana cercanos al estrecho (Fig. 2A). En el otro extremo aparecen los perfiles 13 y fundamentalmente 18 (Fig. 2B), con una clara morfología de tipo disipativo sin presencia de barras. En ambos casos se aprecia una escasa variabilidad temporal tanto en el ámbito morfológico como en el valor de sus parámetros morfodinámicos, confirmando observaciones hechas por Wright and Short (1984) y Wright *et al.* (1987) en otras playas disipativas.

Los resultados del seguimiento realizado a lo largo del presente estudio se pueden observar en la Tabla 1, en la que se muestran los parámetros utilizados para los cálculos de todas las variables morfodinámicas, tanto de verano como de invierno. En el caso del rango mareal se ha optado por utilizar un rango promedio (MSTR, rango medio de mareas vivas) para cada una de las zonas y sin variaciones estacionales.

Observando las Figuras 3 y 4 se aprecia la sensibilidad de los parámetros de *Surf Scaling* y *Surf Similarity* para distinguir entre los distintos tipos morfodinámicos de playas. Evidentemente, el hecho de que la mayoría se encuentre en alguno de los estados intermedios introduce las dificultades apuntadas anteriormente y descritas por Bauer and Greenwood (1988).

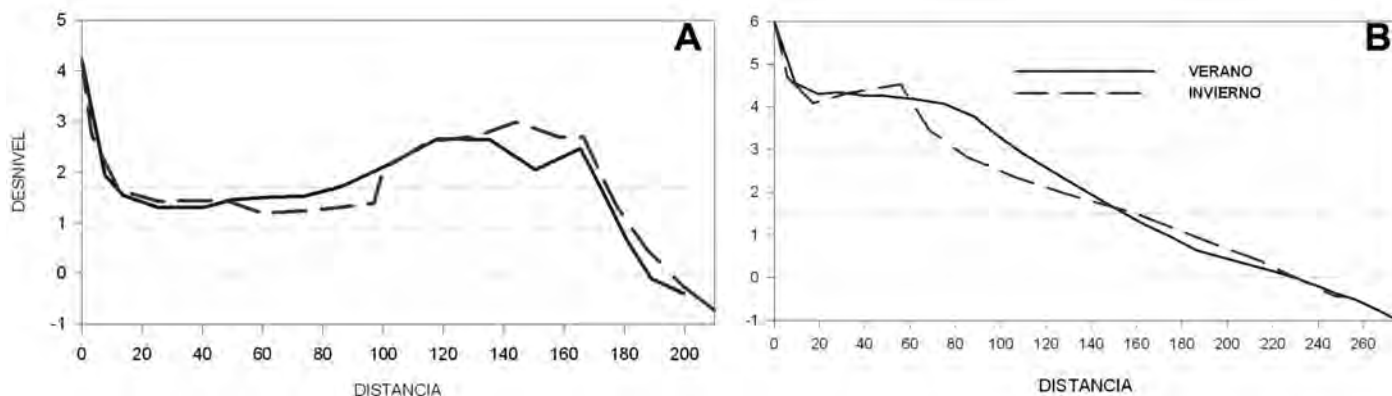


Figura 2. Perfiles representativos de los estados reflectivo (A) correspondiente al perfil 33 y disipativo (B) correspondiente al perfil 18.
Figure 2. Representative profiles showing reflective states (A) profile 33 and dissipative state (B) profile 18.

Sin embargo, se observa que dichos parámetros no separan de una manera adecuada los perfiles antes mencionados con comportamientos claramente reflectivos (Fig. 2A), que son clasificados dentro del ámbito de las playas intermedias. No obstante, en el campo dichos perfiles mostraron morfologías reflectivas tanto en verano como en invierno, con altos valores de pendiente del frente de playa (Tabla 1).

En el caso del perfil claramente disipativo (nº 18), ambos parámetros muestran una escasa variabilidad, definiendo su morfología como disipativa incluso en condiciones de verano (Fig. 2B). Aunque este perfil no muestra grandes cambios de pendiente ni granulométricos (Tabla 1), sí presenta cambios morfológicos importantes, dado que durante el periodo estival se observa la reconstrucción de la berma, lo que defini-

ría su comportamiento morfodinámico como de tipo intermedio.

Los restantes perfiles aparecen clasificados como intermedios, si bien a partir de su morfología y de los valores de sus parámetros morfodinámicos cabría hacer una pequeña diferenciación: los perfiles del área de Huelva presentan unos valores más alejados del tipo disipativo, lo que se corresponde en gran medida con sus morfologías cercanas en algunos casos al tipo de “playas con terraza en bajamar” (Fig. 5, perfil 9). En los perfiles situados más hacia el Sur, en el entorno de la Bahía de Cádiz aparecen perfiles con un carácter más disipativo tanto en sus valores como en su morfología (Fig. 5, perfil 16). Si continuamos hacia el Estrecho de Gibraltar, vuelven a aparecer perfiles con un carácter más “reflectivo”, similar a los

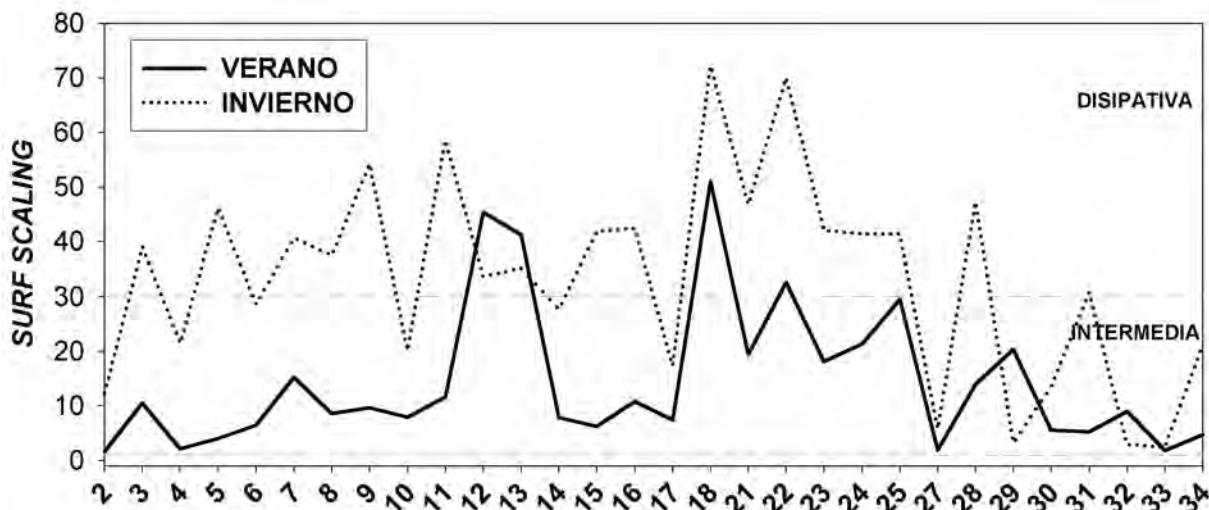


Figura 3. Distribución de los valores del parámetro de *escala de surf* y su variación estacional.
Figure 3. Surf scaling parameter distribution and seasonal variability.

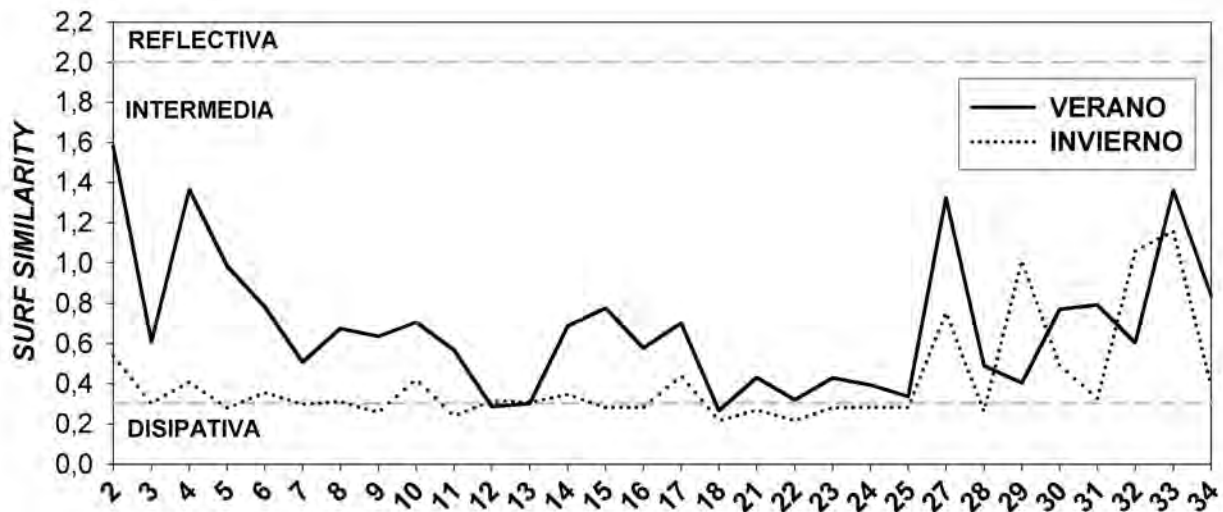


Figura 4. Distribución de los valores del parámetro de *similaridad de surf* y su variación estacional.
 Figure 4. Surf similarity parameter distribution and seasonal variability.

valores que se observan en Huelva, si bien sus morfologías son más cercanas al típico perfil reflectivo o con presencia de barras de *swash* y/o formas rítmicas (Fig. 5, perfil 31).

Discusión

Si bien la clasificación de Wright and Short (1984) ayuda a realizar una separación de las diferentes playas estudiadas, en general se observa que las morfologías encontradas y los parámetros obtenidos no presentan un buen ajuste con los tipos previstos. Con el objeto de evitar los inconvenientes anteriormente mencionados, parece necesario introducir el rango mareal como una variable más a la hora de clasificar morfodinámicamente estas playas. En la Figura 6 se muestra la clasificación de todos los perfiles estudiados, tanto en condiciones de invierno como de verano, a partir del modelo propuesto por Masselink and Short (1993).

A medida que aumenta el rango mareal los perfiles se van desplazando hacia morfologías con presencia de mesoformas, ya sean barras de *swash* (estado intermedio con barras), barras en bajamar o terrazas en bajamar, en contra de lo apuntado por Wright *et al.* (1987) y Masselink and Short (1993), entre otros. Incluso en zonas cercanas a valores micromareales (perfiles cercanos al Estrecho), el pequeño aumento en el rango mareal parece favorecer la aparición de barras intermareales. Por otro lado, estos datos coinciden con lo apuntado por Clarke *et al.* (1984): los mayores acúmulos de sedimento de los perfiles tienden a desplazarse hacia las

zonas más bajas del perfil a medida que el rango de marea aumenta y viceversa (si bien dicho trabajo se realizó para una misma zona durante un único ciclo mareal). Sin embargo, existe el problema fundamental de que prácticamente todos los perfiles (salvo los de Huelva en verano) estarían clasificados dentro de morfologías definidas como dominadas por el oleaje (Masselink and Short, 1993; Short, 2006), con baja o nula influencia de la marea, al tener un RTR inferior a 3. Este tipo de playas aparece fundamentalmente en áreas de tipo micromareal (Short, 1999).

Por otro lado, los perfiles de verano del área de Huelva (1-10) vuelven a aparecer clasificados como reflectivos (según Ω), en este caso como terraza en bajamar (Fig. 6), lo que en algunos casos se corresponde con las morfologías observadas en el campo. Sin embargo, los perfiles de invierno aparecen en la zona intermedia con barras y de nuevo controlada exclusivamente por el oleaje, lo que no se corresponde con las morfologías observadas, en la mayoría de los casos con barras en el intermareal bajo. La morfología de estos perfiles, así como el comportamiento basculante de tipo estacional que presentan, muestran una gran similitud con los perfiles de la costa central de Cádiz (14-24), con los que sólo quedarían agrupados durante las condiciones invernales. La causa de este comportamiento se puede relacionar con el tipo de sedimentos que componen dichas playas, más grueso para el caso de Huelva, lo que permitiría unas pendientes más acentuadas, aunque no interferiría en el tipo de control morfodinámico.

Esta característica está fuertemente controlada por las áreas fuente de sedimento. La costa de Huelva los recibe del río Guadiana y de la erosión de los acanti-

Perfil	D₅₀ Verano	D₅₀ Invierno	Pendiente Verano	Pendiente Invierno	H_b Verano	H_b Invierno	T Verano	T Invierno	MSTR
2	0.46	0.58	10.44	5.69	0.51	1.63	7.79	9.07	3.06
3	0.54	0.51	4.03	3.19	0.51	1.63	7.79	9.07	3.06
4	0.57	0.54	9.01	4.30	0.51	1.63	7.79	9.07	3.06
5	0.70	0.32	6.51	2.93	0.51	1.63	7.79	9.07	3.06
6	0.43	0.44	5.12	3.76	0.50	1.66	7.75	9.08	3.06
7	0.37	0.45	3.32	3.16	0.50	1.66	7.75	9.08	3.06
8	0.48	0.46	4.42	3.29	0.50	1.66	7.75	9.08	3.06
9	0.52	0.42	4.17	2.73	0.50	1.66	7.75	9.08	3.06
10	0.49	0.43	4.62	4.48	0.50	1.66	7.75	9.08	3.06
11	0.18	0.27	5.14	2.54	1.01	1.82	8.15	9.83	2.96
12	0.18	0.28	2.60	3.35	1.01	1.82	8.15	9.83	2.96
13	0.19	0.41	2.73	3.28	1.01	1.82	8.15	9.83	2.96
14	0.19	0.29	6.24	3.70	1.01	1.82	8.15	9.83	2.96
15	0.27	0.30	7.04	3.01	1.01	1.82	8.15	9.83	2.96
16	0.34	0.33	5.53	2.83	1.10	1.81	8.17	10.36	2.96
17	0.25	0.46	6.70	4.41	1.10	1.81	8.17	10.36	2.96
18	0.31	0.21	2.54	2.17	1.10	1.81	8.17	10.36	2.96
21	0.30	0.31	4.11	2.69	1.10	1.81	8.17	10.36	2.96
22	0.21	0.30	2.56	2.30	1.59	3.34	12.19	13.46	2.96
23	0.20	0.43	3.44	2.97	1.59	3.34	12.19	13.46	2.96
24	0.38	0.36	3.17	2.99	1.59	3.34	12.19	13.46	2.96
25	0.21	0.55	2.70	2.99	1.59	3.34	12.19	13.46	2.96
27	0.33	0.58	10.74	7.97	1.71	3.43	12.52	13.70	2.30
28	0.22	0.28	3.97	2.79	1.71	3.43	12.52	13.70	2.30
29	0.27	1.84	3.28	10.68	1.71	3.43	12.52	13.70	2.30
30	0.36	0.55	6.27	5.20	1.71	3.43	12.52	13.70	2.30
31	0.23	0.31	6.40	3.37	1.70	3.25	12.60	13.68	1.69
32	0.23	0.39	4.89	10.92	1.70	3.25	12.60	13.68	1.69
33	0.22	0.41	10.98	11.95	1.70	3.25	12.60	13.68	1.69
34	0.27	0.38	6.77	4.06	1.70	3.25	12.60	13.68	1.69

Tabla 1. Parámetros granulométricos, morfológicos e hidrodinámicos registrados en el presente estudio.**Table 1.** Textural, morphological and hydrodynamic parameters recorded during the survey period.

lados de la costa portuguesa (Morales *et al.* 1997, Bettencourt, 1989). Por otro lado y como han demostrado los altos contenidos en carbonatos detectados, presentan un gran contenido en bioclastos. Estas características hacen que el litoral occidental onubense reciba importantes cantidades de sedimentos predominantemente arenosos, que se depositan en torno a la desembocadura del Guadiana y que luego son distribuidos hacia el Este por la corriente de deriva litoral dominante (Morales and Borrego, 2008). Más hacia el SE destacan los ríos Piedras, Tinto y Odiel, que aunque presentan cuencas hidrográficas mucho más modestas, drenan las formaciones neó-

genas de la Depresión del Guadalquivir en Huelva, constituidas fundamentalmente por sedimentos arenosos poco compactos, lo que nuevamente supone un importante suministro de arena a esta costa, si bien de carácter más fino (Mayoral and Abad, 2008). Por si fuera poco, al este del Odiel los acantilados de El Asperillo-Matalascañas se desarrollan sobre arenas dunares pleistocenas poco compactas y de gran espesor, cuya erosión por el oleaje de tormenta constituye una aportación arenosa adicional al sistema litoral (Zazo *et al.*, 2011). En definitiva, se trata de uno de los tramos costeros de la Península Ibérica con mayores aportes arenosos, procedentes de distintas

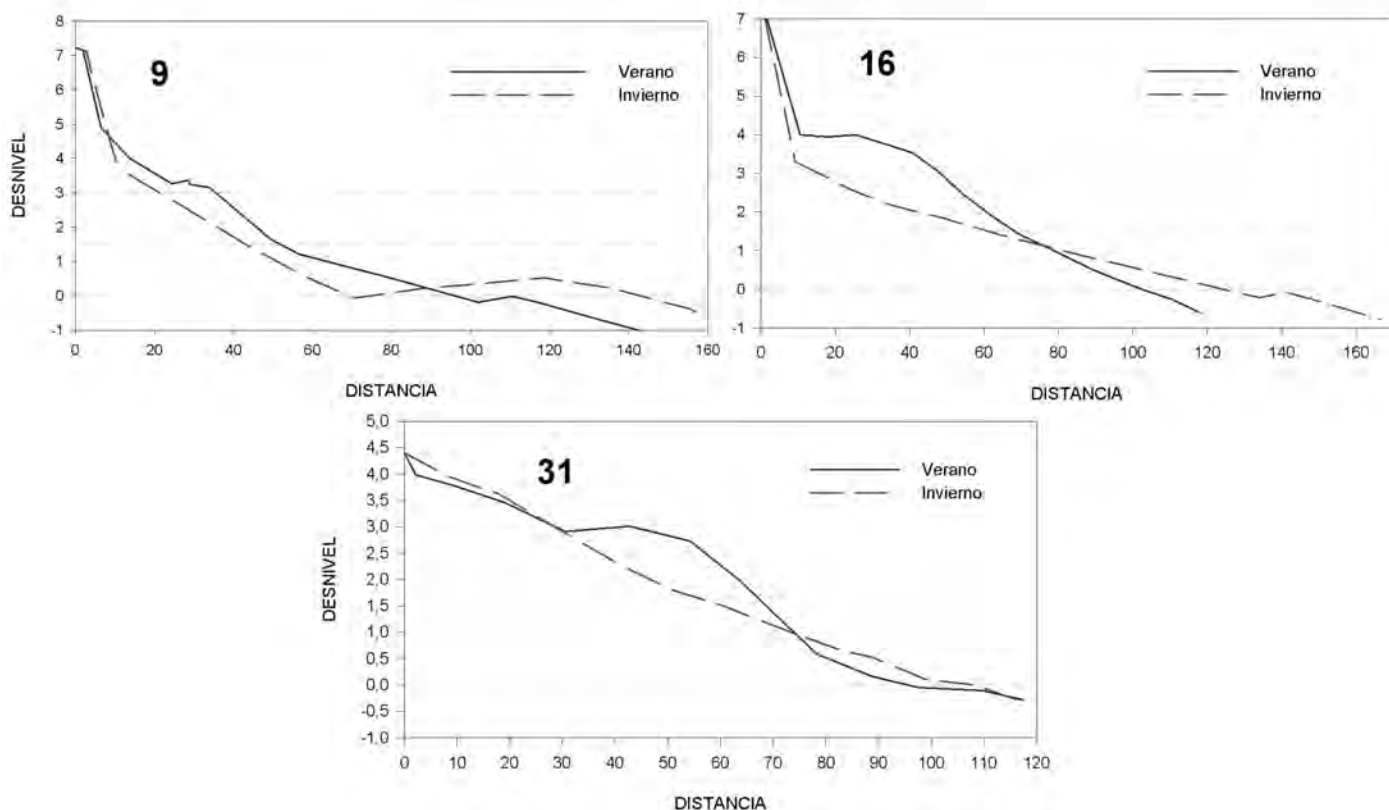


Figura 5. Ejemplo de perfiles representativos del Golfo de Cádiz: perfil 9 zona de Huelva; perfil 16 zona de la Bahía de Cádiz; perfil 31 zona del Estrecho de Gibraltar.

Figure 5. Example of representative profiles of the Gulf of Cadiz: Huelva area profile 9; Bay of Cadiz profile 16; Gibraltar Strait profile 31.

fuentes, lo que ha dado lugar al desarrollo de importantes cuerpos sedimentarios progradantes, como algunas de las flechas litorales de mayor desarrollo en toda la Península (El Rompido, Punta Umbría, Doñana-Malandar, etc.).

Por su parte, la costa de Cádiz está alimentada fundamentalmente por los ríos Guadalquivir y Guadalete, ambos fuertemente regulados hidrológicamente. El primero drena predominantemente materiales arcillosos y margosos de la Cuenca neógena del Guadalquivir; otras formaciones aflorantes en su cuenca, como rocas metamórficas (Sierra Morena), o rocas calcáreas de los relieves béticos, suponen fuentes muy limitadas de aportes sedimentarios a la cuenca, y en cualquier caso se encuentran muy alejadas de su desembocadura. Por tanto, se trata de un río que en general suministra menos sedimentos y de grano más fino que los ríos onubenses. Algo parecido sucede con la cuenca del río Guadalete, que drena fundamentalmente calizas subbéticas y margas, con la erosión puntual de arenas neógenas cuando cruza la depresión neógena de Arcos de la Frontera. Tan sólo los ríos del Estrecho

(Barbate, Jara, Vega, etc.), de escasa entidad, drenan afloramientos de areniscas neógenas (Gracia, 2008).

La variabilidad del tamaño de grano no tiene una especial relevancia para Masselink and Short (1993), que la consideran menos importante que las variaciones de H_b . Sin embargo, en zonas de escasa energía donde las variaciones de H_b son bajas, los cambios en la granulometría, tanto espacial como temporalmente, sin duda adquieren gran relevancia. Siguiendo esta línea argumental, la proximidad al Estrecho de Gibraltar implica un alejamiento de los aportes de los principales ríos, con lo que el tipo de sedimento comienza a ser en general más grosero, al proceder de cuencas hidrográficas pequeñas, con sedimento inmaduro, así como de la erosión de promontorios cercanos y de aportes marinos.

La aparición de morfologías típicamente reflectivas, como la terraza en bajamar, en la zona de Huelva, o de perfiles claramente reflectivos como algunos cercanos al Estrecho, estaría justificada por la mayor percolación y drenaje de agua en el intermareal favorecido por un sedimento en general más grosero (Masselink and Short, 1993; Turner, 1993, 1995). Por

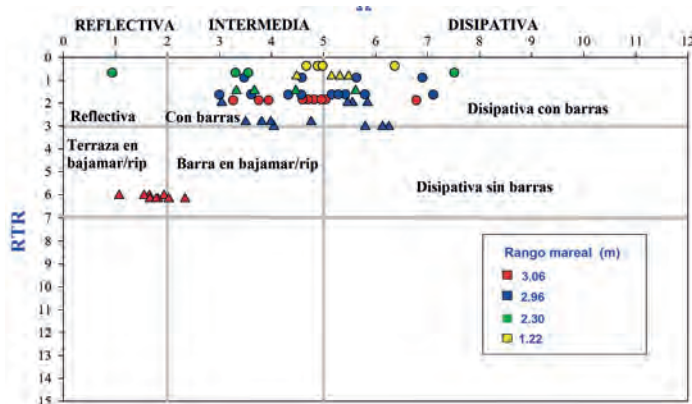


Figura 6. Tipología de los perfiles de playa en la zona de estudio según la clasificación de Masselink y Short (1993). Círculos: condiciones de invierno. Triángulos: condiciones de verano.

Figure 6. Classification of the studied profiles according to Masselink and Short (1993). Circles: winter conditions. Triangles: summer conditions.

tanto, dichas morfologías estarían altamente controladas por el tipo de sedimento, como muestra la relación existente entre granulometría y pendiente (Fig. 7). No obstante, el ajuste entre ambas variables no es perfecto, debido a las grandes variaciones de las condiciones hidrodinámicas (oleaje y mareas). En cualquier caso, se desprende que el tipo de sedimento disponible, el cual depende a su vez del tipo de fuente y su cercanía, controla en gran medida la morfología final de la playa. En el caso del Golfo de Cádiz esta

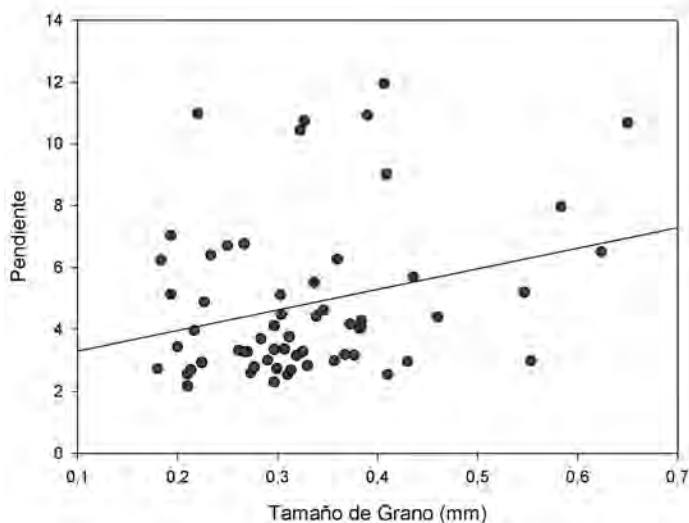


Figura 7. Relación entre granulometría y pendiente de los perfiles estudiados.

Figure 7. The relationship between beach slope and grain size for the studied beaches.

variable presenta importantes contrastes longitudinalmente, lo que sin duda condiciona de manera significativa el aspecto final de las playas.

Por otro lado, no se han encontrado indicios que confirmen la afirmación de Wright *et al.* (1985, 1987) acerca del aumento de la disipatividad en las zonas cercanas a desembocaduras fluviales por el aporte continuo de sedimentos y la tendencia progradante. En las cercanías de las desembocaduras de los dos grandes ríos no se observa un aumento significativo en la disipatividad, en comparación con el resto de perfiles tanto de Huelva como de Cádiz. Sin embargo, este comportamiento sí se observa en los perfiles 18, 28 y 33 (Figs. 3 y 4), próximos a las desembocaduras de ríos de menor envergadura. Este comportamiento parece deberse a dos causas fundamentales: el aporte puntual de sedimentos más finos que en las zonas circundantes (véase el efecto antes mencionado sobre la pendiente de la playa) y la generación de corrientes mareales de drenaje de los estuarios, que aumenta el papel de la marea frente al del oleaje (teniendo en cuenta la ya mencionada baja energía de este último). Prueba de ello es el perfil disipativo de la playa de Los Lances (perfil 34), a pesar de estar situado en un área claramente micromareal (Fig. 8).

En lo referente a la tendencia a medio plazo, según Wright *et al.* (1985, 1987), los perfiles que presentan una tendencia erosiva habrían de mostrar un estado más reflectivo; sin embargo esto sólo se observa en el perfil 29, debido a una fuerte erosión invernal que dejó el perfil completamente encajado y con sedimentos mucho más groseros (obsérvese cómo la mayor reflectividad se asocia a condiciones invernales, Tabla 1). En el caso contrario aparecen perfiles como 11, 14 o 17, situados en el extremo de una celda de transporte litoral y por tanto con tendencia agradante, que sin embargo presentan tendencias más "reflectivas" que las zonas adyacentes. En este caso la baja energía hace que los perfiles agradantes no exporten sedimento hacia el mar, manteniendo el perfil disipativo (Wright *et al.*, 1979), con almacenamiento de arena en las partes más elevadas del perfil. Sin embargo, en la costa del Golfo de Cádiz se ha demostrado claramente cómo las tendencias erosivas terminan por fijar la playa con una morfología y comportamientos típicamente disipativos y con escasa capacidad de cambio (Benavente *et al.*, 2002). En consecuencia, el comportamiento es el contrario al previsto, es decir, los perfiles con tendencias erosivas a largo plazo suelen presentar una morfología disipativa que no cambia ante las modificaciones de la energía incidente.

A la luz de estos resultados cabría destacar la escasa utilidad que presenta la clasificación de Masselink



Figura 8. Vista del perfil 34 situado en la playa de Los Lances (Tarifa).

Figure 8. Profile 34, placed in Los Lances beach (Tarifa).

and Short (1993) a la hora de separar el comportamiento de los perfiles de toda la costa de Cádiz (11-34), a pesar de la variación del MSTR que se registra a lo largo de la misma (aproximadamente 1,5 m en 150 km). Sin embargo, las morfologías sí presentan variabilidad, como demuestra el comportamiento de los parámetros ε y ξ (Figs. 3 y 4); éstos reflejan en líneas generales un aumento de la “reflectividad” hacia el Estrecho, aunque matizado con algunas condiciones de contorno anteriormente mencionadas (como la presencia de desembocaduras de pequeños ríos).

Modificación de los modelos de clasificación morfodinámica de playas. Aplicación al Golfo de Cádiz

A partir de los resultados obtenidos se deduce que los cambios en variables como el periodo del oleaje o el tamaño de grano pueden ser de gran importancia en la morfodinámica de las playas, sobre todo en zonas de baja energía, donde las variaciones espaciales o temporales de H_b raramente superan el metro y en el caso de Ω dichas variaciones se ven reducidas por el incremento de T . Este hecho cuestiona la validez de la propuesta de Masselink and Short (1993).

Por otro lado, al coincidir las zonas de mayor MSTR con las zonas más expuestas a los frentes atlánticos (las zonas costeras más abiertas del Golfo de Cádiz) y viceversa, tanto H_b como MSTR varían en el mismo sentido, lo que enmascara la variabilidad del RTR. En este sentido en la zona más cercana al

Estrecho de Gibraltar con una fuerte disipación de la energía mareal y fuertes corrientes mareales (Quaresma and Pichon, 2013) generará a su vez una disipación del oleaje proveniente del Atlántico. Estas interacciones y variaciones conjuntas enmascaran la variabilidad del RTR, que termina mostrando valores similares en todos los casos, tal y como apuntaron también Bernabeu *et al.* (2003) para la costa española y Jackson *et al.* (2005) para la costa irlandesa.

Finalmente, se ha constatado que ciertas características locales, como el tipo de sedimento disponible, la tendencia a medio plazo o la cercanía a una desembocadura (incluso de pequeños ríos), controlan en gran medida la morfología de las playas. En definitiva, existen numerosas variables fluctuando en diferentes sentidos que llegan a enmascarar las variaciones de los parámetros que diversos autores (Masselink and Short, 1993; Wright *et al.*, 1987) apuntaban como más importantes a la hora de caracterizar morfodinámicamente una playa: H_b y TR.

Por todo ello se ha procedido a realizar modificaciones sobre los modelos anteriormente expuestos, con el fin de incrementar el papel de dichas variables, lo que evitaría la gran influencia que ejercen algunas de las variables locales. Se ha realizado una nueva clasificación siguiendo lo apuntado por Costas *et al.* (2006) para playas de baja energía. Dichos autores proponen una modificación en el parámetro RTR, de forma que se conceda un mayor papel al oleaje, sustituyendo la utilización de H_s (altura de ola significativa) por H_{max} (altura de ola máxima).

Los resultados obtenidos para la zona de estudio se muestran en la Figura 9. En este caso sólo se han podido representar los datos de los perfiles cercanos a las boyas de la REMRO, ya que los puntos WANA no proporcionan la variable H_{max} . Por tanto, se muestran los perfiles del 11 al 21 del Golfo de Cádiz.

Se observa que mediante la inclusión del H_{max} no se consigue una mejor clasificación de los perfiles, los cuales terminan por ser incluidos en su totalidad en el estadio disipativo. Este mal ajuste de la variable RTR_{max} se debe a que Costas *et al.* (2006) proponen dicho parámetro para una playa de muy baja energía (Playa de Rodas en las islas Cíes), con alturas de ola similares a las que Masselink and Short (1993) consideraban como problemáticas para la aplicación de su modelo. La modificación del modelo se introduce debido a que, según las clasificaciones clásicas, dicha playa se definiría como dominada por la marea, mientras que presenta una típica morfología de tipo reflectivo, dominada por el oleaje. En el caso del presente trabajo, como cabría esperar con la introducción de dicha variable, los perfiles continúan siendo clasificados dentro de la categoría de perfiles contro-



Figura 9. Clasificación de los perfiles de playa en la zona de estudio según el modelo propuesto por Costas et al. (2006). Círculos: condiciones de invierno. Triángulos: condiciones de verano.
Figure 9. Classification of the studied profiles according to Costas et al. (2006). Circles: winter conditions. Triangles: summer conditions.

lados por el oleaje, pero en el Golfo de Cádiz la influencia mareal parece tener mayor importancia que la apuntada por Costas *et al.* (2006).

La desviación de los modelos clásicos apuntada por Costas *et al.* (2006) es relativamente frecuente, dado que la mayoría de las playas de baja energía suelen coincidir con zonas protegidas, encerradas en zonas estuarinas, donde se disipa por completo el oleaje y se canalizan las corrientes de marea. De esta forma la marea pasa a adquirir mayor importancia y los perfiles adquieren morfologías ultradisipativas (Short, 2006). En el área de estudio se observa un comportamiento similar en los perfiles situados en las cercanías de desembocaduras fluviales, las cuales canalizan los flujos mareales, que alcanzan así una mayor intensidad. Sin embargo, como se mencionó anteriormente, los valores del oleaje en toda la zona de estudio suelen ser mayores que los apuntados por dichos autores, ya que la mayoría de las playas son expuestas.

Por tanto, se observa que aumentando el papel del oleaje no se obtiene una separación adecuada del comportamiento morfodinámico de las playas del Golfo de Cádiz, y que además se enfatiza el carácter de playas controladas por el oleaje, teóricamente solo atribuible a las zonas micromareales (Short, 1999). Por el contrario, se podría enfatizar la influencia de la marea, dado que esta zona resulta idónea para mostrar el papel de su variación y que la mayoría de las morfologías aparecen claramente influenciadas por su actuación. Como se indicó anteriormente, la zona de estudio presenta la dificultad de la variación conjunta de la marea y el oleaje, que producen la nula

variación del parámetro RTR. Este problema fue apuntado por Bernabeu *et al.* (2003), quienes propusieron un modelo para predecir el comportamiento de perfiles de playas meso y micromareales, sustituyendo el parámetro RTR por el rango mareal.

Aplicando este criterio se ha procedido a clasificar las playas de la zona de estudio, y el resultado queda reflejado en la Figura 10. En ella se observa una mayor dispersión de los perfiles en diferentes estados morfodinámicos, que en la mayoría de los casos se corresponden con las morfologías medidas y observadas en el campo. De esta forma estaríamos clasificando las playas en las categorías que Short (2006) engloba dentro del término *playas modificadas por la marea*, es decir, intermedias entre las dominadas por el oleaje y las dominadas por la marea, lo cual se corresponde con el comportamiento de los perfiles estudiados en el Golfo de Cádiz. En cuanto a las playas cercanas al Estrecho de Gibraltar, se observa que, aunque el papel de la marea disminuye, su clasificación se mantiene entre estados intermedios y reflectivos, lo que coincide con las morfologías encontradas. Los perfiles oscilarían entre ambos estados en función de las condiciones verano/invierno y del grado de protección de la playa.

Por otro lado, las playas con un rango mareal intermedio muestran un amplio rango de variación, siendo los perfiles que más oscilan los números 28 y 29 (Fig. 11). Esto se debe a que el primero se encuentra en las cercanías de la desembocadura del río



Figura 10. Clasificación de los perfiles de playa en la zona de estudio utilizando la modificación propuesta por Bernabeu et al. (2003), representando el parámetro de Dean frente al rango medio de mareas vivas (MSTR). Círculos: condiciones de invierno. Triángulos: condiciones de verano.

Figure 10. Classification of the studied profiles according to Bernabeu et al. (2003), representing Dean Parameter and mean spring tidal range (MSTR) Circles: winter conditions. Triangles: summer conditions.



Figura 11. Izquierda: Playa del Carmen, (perfil 28). Derecha: Playa del Cañillo (perfil 29). Ambas en Barbate.
Figure 11. Left: Carmen beach (profile 28). Right: Cañillo beach (profile 29). Both in Barbate.

Barbate, mientras que el segundo está controlado por la presencia de una plataforma rocosa en torno a su cota de bajamar y por una tendencia regresiva, que ha dado una forma encajada a la parte alta del perfil. Este tipo de perfiles mostrarían un comportamiento más reflectivo y entrarían dentro del grupo de playas con plataforma rocosa (*beaches plus rock flats*) definidas por Short (2006). Por otro lado, como se mencionó anteriormente, la presencia de una desembocadura cercana aproximaría la playa al ámbito estuarino, con un mayor papel de la marea frente al oleaje, lo que resultaría en perfiles más tendidos.

Conclusiones

Se ha estudiado el comportamiento morfodinámico de las principales playas del Golfo de Cádiz, expuestas a diferentes rangos mareales, que abarcan desde condiciones mesomareales a micromareales. El resultado obtenido tras la aplicación de los modelos de clasificación clásicos no ha sido satisfactorio. Por un lado estos modelos, como el de Wright and Short (1984), utilizan parámetros como ε y ξ que no llegan a discriminar adecuadamente los comportamientos de las playas objeto de estudio. Sin embargo, la variabilidad que presentan los valores obtenidos indica una clara gradación en el comportamiento de los perfiles, mostrando un aumento de su "reflectividad" hacia condiciones de menor rango mareal y aumento en el tamaño de grano, condiciones características de las costas ibéricas del Estrecho de Gibraltar.

Por otro lado, la aplicación de la clasificación de Masselink and Short (1993) permite una clara diferen-

ciación de los perfiles puramente reflectivos, pero no llega a clasificar adecuadamente las playas intermedias con diferentes tipos de perfil y comportamiento. Por el contrario, dicha clasificación engloba prácticamente la totalidad de las playas dentro de los tipos controlados por el oleaje, asignando un papel prácticamente nulo a la marea. Esto se debe a que, si bien se ha demostrado que el rango mareal relativo es una de las variables más importantes en la variabilidad morfodinámica de las playas estudiadas, queda enmascarado por la variabilidad del oleaje, la tendencia agradante o erosiva de los perfiles y los cambios en el tipo de sedimento constitutivo de las playas.

Estos últimos factores están ligados a las fuentes sedimentarias principales de las playas. En ese sentido se detecta un fuerte contraste entre el comportamiento de las playas onubenses y las gaditanas. Las primeras registran una importante alimentación de arena ligada a ríos de tamaño variable (Guadiana, Piedras, Tinto y Odiel) que drenan amplios afloramientos arenosos de distinta naturaleza. Por su parte, las playas gaditanas reciben aportes procedentes de los ríos Guadalquivir, Guadalete y Barbate entre otros, más regulados hidrológicamente y que drenan fundamentalmente sustratos de materiales finos, como arcillas o margas.

Finalmente, desde un punto de vista meramente metodológico se comprueba que mediante una clasificación que utilice el rango mareal y los parámetros del oleaje y del sedimento (Ω) se pueden obtener buenos resultados, sobre todo en zonas donde la baja energía del oleaje hace cobrar a la marea una mayor importancia de la que en principio cabría esperar. El hecho de que en la clasificación de Masselink and

Short (1993) el oleaje controle las variaciones tanto de Ω como del rango mareal relativo, hace que la altura del oleaje sea la variable más importante a la hora de clasificar una playa, mientras que la propuesta del presente trabajo convierte al oleaje en una variable más dentro de todas las que controlan la morfodinámica de una playa, tal y como se manifiesta de manera significativa a lo largo del litoral ibérico del Golfo de Cádiz.

Agradecimientos

Este trabajo fue elaborado gracias al proyecto GERICO (CGL 2011-25438) del Ministerio de Economía y Competitividad, al Proyecto de Investigación de Excelencia de la Junta de Andalucía RNM-6547 y al grupo P.A.I. RNM 328. Los autores agradecen la cooperación de Enrique Flores en la realización de los perfiles de la provincia de Huelva.

Referencias

- Anthony, E.J. 1998. Sediment-wave parametric characterization of beaches. *Journal of Coastal Research*, 14(1), 347-352.
- Battjes, J.A. 1974. Surf similarity. *Proceedings 14th Coastal Engineering Conference*, ASCE, 446-480.
- Bauer, B.O. and Greenwood, B. 1988. Surf-zone similarity. *Geographical Review*, 78, 137-147.
- Benavente, J., Gracia, F.J. and López-Aguayo, F. 2000. Empirical model of morphodynamic beachface behaviour for low-energy mesotidal environments. *Marine Geology*, 167, 375-390.
- Benavente, J., Del Río, L., Anfuso, G., Gracia, F.J. and Reyes, J.L. 2002. Utility of morphodynamic characterization in the prediction of beach damage by storms. *Journal of Coastal Research*, SI 36, 56-64.
- Benavente, J., Málvarez, G.C., Del Río, L., Navas, F. and Gracia, F.J. 2005. Morphodynamic variation between the adjacent beaches of Caños and Zahora (Cádiz, SW Spain). In: Sena, A. and Ferreira, O. (eds.), *ICCCM'05 Book of Abstracts*. Porto, Portugal, Ed. EUCC, 195-197.
- Bettencourt, P. 1989. Contribution of the sedimentological study for the understanding of the recent evolution of a barrier island system (Algarve, South Portugal). *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, 44, 81-96.
- Bernabeu, A.M., Medina, R. and Vidal, C. 2003. A morphological model of the beach profile integrating wave and tidal influences. *Marine Geology*, 197, 95-116.
- Clarke, D.J., Eliot, L.G. and Frew, J.R. 1984. Variation in subaerial beach sediment volume on a small sandy beach over a monthly lunar tidal cycle. *Marine Geology*, 58, 319-344.
- Costas, S., Alejo, I., Vila-Concejo, A. and Nombela, M.A. 2005. Persistence of storm-induced morphology on a modal low-energy beach: A case study from NW-Iberian Peninsula. *Marine Geology*, 224, 43-56.
- Davies, J.L. 1964. A morphogenetic approach to world shorelines. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 8, 27-42.
- Davis, R.A. 1985. Beach and nearshore zone. In: Davis, R.A. (ed.), *Coastal Sedimentary Environments*. New York, Springer-Verlag, 379-444.
- Davis, R.A. and Hayes, M.O. 1984. What is a wave dominated coast? *Marine Geology*, 60, 313-329.
- Dean, R.G., 1973. Heuristic models of sand transport in the surf zone. *Proceedings of the Conference on Engineering Dynamics in the Surf Zone*, Sydney, NSW, 208-214.
- Dean, R.G. and Maurmeyer, E.M. 1983. Models for beach profile response. In: Komar, P.D. (ed.): *CRC Handbook of coastal processes and erosion*. CRC Press, Boca Raton, Florida, 151-165.
- Gourlay, M.R. 1968. *Beach and dune erosion tests*. Delft Hydraulics Laboratory, Report, M935/M936.
- Gracia, F.J. 2008. La campiña gaditana. In F.J. Gracia (Ed.): *Geomorfología de los espacios naturales protegidos de la provincia de Cádiz*. S.E.G. y Universidad de Cádiz, 83-101.
- Gracia, F.J. and Benavente, J. 2000. Geomorfología de la costa atlántica gaditana. In: Andrés, J.R. and Gracia, F.J. (eds.), *Geomorfología Litoral. Procesos activos*. Monografías de la S.E.G. nº 7. ITGE y Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cádiz, 235-255.
- Guza, R.T. and Inman, D.L. 1975. Edge waves and beach cusps. *Journal of Geophysical Research*, 80, 2997-3012.
- Hegge, B., Eliot, I. and Hsu, J. 1996. Sheltered sandy beaches of southwestern Australia. *Journal of Coastal Research*, 12, 748-760.
- Instituto Hidrográfico De La Marina. 1992. Derrotero Nº 2-Tomo 2. Costas de Portugal y SO de España. Cádiz.
- Iribarren, C.R. and Nogales, C. 1949. Protection des ports. *Proceedings 17th International Navigation Congress*, Lisboa, 31-82.
- Jackson, D.W.T., Cooper, J.A.G. and Del Río, L. 2005. Geological control of beach morphodynamic state. *Marine Geology*, 216, 297-314.
- Komar, P. and Gaughan, M.K. 1972. Airy wave theory and breaker height prediction. *Proceedings 13th Coastal Engineering Conference*, ASCE, 405-418.
- Lippmann, T.C. and Holman, R.A. 1990. The Spatial and Temporal Variability of Sand Bar Morphology. *Journal of Geophysical Research*, 95(C7), 11575-11590.
- Masselink, G. 1994. *Morphodynamics of microtidal beaches. Examples from Central Queensland, Australia*. Sydney, Australia: Sydney University, PhD Thesis.
- Masselink, G. and Hegge, B. 1995. Morphodynamics of meso- and macrotidal beaches: Examples from Central Queensland, Australia. *Marine Geology*, 129, 1-23.
- Masselink, G. and Short, A.D. 1993. The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: A conceptual beach model. *Journal of Coastal Research*, 9 (3), 785-800.
- Mayoral, E. and Abad, M. 2008. Geología de La Cuenca del Guadalquivir. In: *Geología de Huelva*. Lugares de interés geológico. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Huelva, 20-27.

- McManus, J. 1980. Grain size determination and interpretation. In: Tucker, M. (ed.), *Techniques in sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, 63-85.
- McNinch, J.E. 2004. Geologic control in the near shore: shore-oblique sandbars and shore line erosional hotspots, Mid-Atlantic Bight, USA. *Marine Geology*, 211, 121-141.
- Medina, R., Losada, I., Losada, M.A. and Vidal, C. 1995. Variabilidad de los perfiles de playa: forma y distribución granulométrica. *Ingeniería del Agua*, Vol. 2, 133-142.
- Ménanteau, L., Vanney, J.R., and Zazo, C. 1983. *Belo et son environnement (Detroit de Gibraltar). Étude physique d'un site antique*. Publications de la Casa de Velázquez, Ed. Broccard, París, 221 pp.
- Morales, J.A., Pendón, J.G. and Borrego, J. 1994. Origen y evolución de flechas litoral esrecientes en la desembocadura del estuario mesomareal del río Guadiana (Huelva, SO de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 7 (1-2), 155 - 167.
- Morales, J.A., Ruiz, F. and Jiménez, I. 1997. Papel de la sedimentación estuarina en el intercambio sedimentario entre el continente y el litoral: El Estuario del río Guadina (SE España-Portugal). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10 (3-4), 309-325.
- Morales, J.A., Cantano, M.; Rodríguez, A. and Martín, R. 2006. Mapping geomorphology and active processes on the coast of Huelva (Southwestern Spain). In Alonso, I. and Cooper, J.A.G. (eds.): *Coastal Geomorphology in Spain*. *Journal of Coastal Research*, 48, 89-99.
- Morales, J.A. and Borrego, J. 2008. El litoral de Huelva: fisiografía y dinámica. In: *Geología de Huelva. Lugares de interés geológico*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Huelva, 28-34.
- Nordstrom, K.F. and Jackson, N.L. 1992. Two-dimensional change of sandy beaches in meso-tidal estuaries. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 36 (4), 465-478.
- Ojeda, J. and Vallejo, I. 1995. La flecha de El Rompido: análisis morfométrico y modelos de evolución durante el periodo 1943 - 1991. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8 (3), 229 - 237.
- Quaresma, L. S. and Pichon, A. 2013. Modelling the barotropic tide along the West-Iberian margin. *Journal of Marine Systems*, 109-110, S3-S25
- Rodríguez-Ramírez, A., Cáceres, L.M. and Rodríguez-Vidal, J. 2000. Dinámica y evolución de flechas litorales: el litoral onubense (SO España). In: Andrés, J.R. and Gracia, F.J. (eds.), *Geomorfología litoral. Procesos activos*, Monografías SEG 7, ITGE and Universidad de Cádiz, 101-113.
- Short, A.D. 1991. Macro-mesotidal beach morpho-dynamics: An overview. *Journal of Coastal Research*, 7, 417-436.
- Short, A.D. 1999. Wave-dominated beaches. In: Short, A.D. (ed.), *Beach and Shoreface Morphodynamics*. Chichester, United Kingdom: John Wiley & Sons, 379pp.
- Short, A.D. 2006. Australian Beach Systems-Nature and Distribution. *Journal of Coastal Research*, 22(1), 11-27.
- Sonu, C.J. 1973. Three-dimensional beach changes. *Journal of Geology*, 81, 42-64.
- Sunamura, T. 1989. Sandy beach geomorphology elucidated by laboratory modeling. In: Laknon, V.C. and Trenhaile, A.S. (eds.), *Applications in Coastal modelling*. Elsevier, Amsterdam, 159-213.
- Tanner, W.F. 1960. Florida coastal classification. *Transactions-Gulf Coast Association of Geological Societies*, 10, 259-266.
- Tejedor, L., Izquierdo, A., Sein, D.V. and Kagan, B.A. 1998. Tides and tidal energetics of the Strait of Gibraltar: a modelling approach. *Tectonophysics*, 294, 333-347.
- Turner, I. 1993. Water table outcropping on macro-tidal beaches: A simulation model. *Marine Geology*, 115, 227-238.
- Turner, I. 1995. Simulating transported the influence of groundwater seepage on sediment by the sweep of the swash zone across macro-tidal beaches. *Marine Geology*, 125, 153-174.
- Wright, L.D. and Short, A.D. 1983. Morphodynamics of beaches and surf zones in Australia. In: Komar, P.D. (ed.), *Handbook of Coastal Processes and Erosion*. CRC Press, Boca Raton, Florida, 35-64.
- Wright, L.D. and Short, A.D. 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, 56, 93-118.
- Wright, L.D., Chappell, J., Thom, B.G., Bradshaw, M.P. and Cowell, P. 1979. Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems: southeastern Australia. *Marine Geology*, 32, 105-140.
- Wright, L.D., Short, A.D. and Green, M.O. 1985. Short-term changes in themorphodynamic states of beaches and surf zones: An empirical predictive model. *Marine Geology*, 62, 339-364.
- Wright, L.D., Short, A.D., Boon III, J.D., Hayden, B., Kimball, S. and List, J.H. 1987. The morphodynamic effects of incident wave groupiness and tide range on an energetic beach. *Marine Geology*, 74, 1-20.
- Zazo, C., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Forja, F., Silva, P.G., Lario, J., Roquero, E., Bardají, T., Cabero, A., Polo, M.D. and Borja, C. 2011. El complejo eólico de El Abalarío (Huelva). In: Sanjaume, E. and Gracia, F.J. (eds.), *Las dunas en España*. S.E.G., Cádiz, 407-425.

Recibido: febrero 2014

Revisado: septiembre 2014

Aceptado: noviembre 2014

Publicado: junio 2015

