

Evolución eustática postflandriense en las marismas del Sur de la Bahía de Cádiz

Postflandrian eustatic evolution in the southern salt-marshes of the Bay of Cádiz

F.J. Gracia (*), C. Alonso (**), M. Gallardo (**), F. Giles (***), J. Benavente (*) y F. López-Aguayo (*)

(*) Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Cádiz. 11510, Puerto Real, Cádiz.

(**) Centro de Arqueología Subacuática de La Caleta. Consejería de Cultura de la Junta de Andalucía, Cádiz.

(***) Museo Municipal, 11500, El Puerto de Santa María, Cádiz.

ABSTRACT

The identification and dating of Holocene marine terraces in the southern Bay of Cádiz has allowed the reconstruction of its recent coastal evolution. Since the Flandrian maximum was reached in the Bay, about 5000 years ago, a sea level fall is deduced for the Upper Holocene. The consequences of this process consisted in a rapid sedimentary progradation in estuarine/marshland environments and a progressive continentalization of former coastal areas. Meanwhile, the exposed sandy coastline has suffered a severe retreat in some points during recent times, due to several causes, both natural (very energetic marine processes, like historical tsunami or storm waves) and anthropic (construction of dams in the fluvial basins affluent to the bay).

Key words: *Holocene, marine terraces, coastal erosion, Bay of Cádiz.*

Geogaceta, 27 (1999), 71-74

ISSN: 0213683X

Introducción

La Bahía de Cádiz se originó como consecuencia de una fase tectónica en el Mioceno superior - Plioceno (Benkheil, 1976). Esta depresión fue ocupada por un sistema deltaico desarrollado a lo largo del Plioceno superior - Pleistoceno inferior. A finales del Plioceno se registró una segunda fase tectónica, de carácter compresivo, caracterizada por una tectónica de bloques que compartimentó la bahía generando diversos relieves estructurales (Fig. 1). La actividad tectónica continuó a lo largo del Cuaternario, mediante la actuación de un conjunto de accidentes de carácter transcurrente compatibles con una compresión en torno a N-S ó NNW-SSE y una extensión asociada en torno a ENE-WSW. Dichos accidentes deforman diversos depósitos cuaternarios de la bahía y fueron activos, al menos, hasta el Pleistoceno superior (Gracia *et al.*, 1999), controlando en cierta medida la distribución de ambientes sedimentarios en la zona a lo largo de su evolución reciente.

Desde un punto de vista paleogeográfico, la evolución de la Bahía de Cádiz estuvo ligada a las diversas oscilaciones eustáticas cuaternarias. Durante los episodios de alto nivel del mar la bahía quedaba inundada y los relieves estructurales de la bahía conformaron islas de diversa

entidad, (como las que ocupan las actuales ciudades de Cádiz, + 14 m, y San Fernando, + 29 m), o bien promontorios rocosos (como el de El Puerto de Santa María, + 10 m, o el de Puerto Real, + 22 m), en cuyos alrededores se acumularon depósitos litorales. Durante los episodios eustáticos de bajo nivel del mar la bahía quedaba totalmente continentalizada y ocupada por una amplia llanura aluvial. Estas fases están representadas por diversos niveles de terrazas fluviales y glaciales, cuya distribución areal y altimétrica muestra una compleja evolución fluvial para el río Guadalete a lo largo del Pleistoceno. Varios sondeos mecánicos realizados en el sector Norte de la bahía han permitido reconocer depósitos fluviales del río Guadalete enterrados bajo más de 30 m de fangos y arcillas holocenas en facies de estuario (Dabrio *et al.*, 1995; Lario, 1996). Por otro lado, en los depósitos cuaternarios sumergidos del Norte de la bahía se reconocen unidades litosísmicas de canal fluvial correspondientes a este río y acumuladas, según Llave (1998), durante el último estadio de nivel del mar bajo, hace unos 14.000-10.500 años.

El máximo Flandriense

Regionalmente, el máximo transgresivo holoceno se alcanzó en el sur penin-

sular hace 5.800 años (Lario, 1996). Esta subida del nivel del mar produjo una progresiva transformación de los ambientes aluviales en medios transicionales y, posteriormente, marinos. Esta gradación aparece bien reflejada en las columnas sedimentarias de los citados sondeos del norte de la bahía: hace unos 9.600 años se produjo el cambio de una sedimentación fluvial a un dominio transicional, para dar paso a un ambiente claramente estuarino hace unos 8.900 años y a depósitos de marismas hace unos 4.500 - 4.200 años (Dabrio *et al.*, 1995). Paleogeográficamente supuso un retroceso de la desembocadura del Guadalete y la inundación de las llanuras aluviales costeras de la Bahía de Cádiz. En el sector sur, donde los aportes fluviales son escasos, se formó una bahía plenamente afectada por los procesos marinos, sólo separada del mar abierto por el relieve estructural de la Isla de San Fernando.

Al Sur de Barrio Jarana (Fig. 1, punto 2), aparece una terraza marina colgada, ya identificada por García de Domingo *et al.* (1990), formando una orla que bordea las marismas del Sur de la bahía (Lario, 1996). Su depósito está formado por unos 1.5 - 2 m de arenas medias-gruesas laminadas con abundantes fragmentos de bivalvos, que a techo pasan a arenas finas masivas de origen eólico y algo edafizadas. La terraza

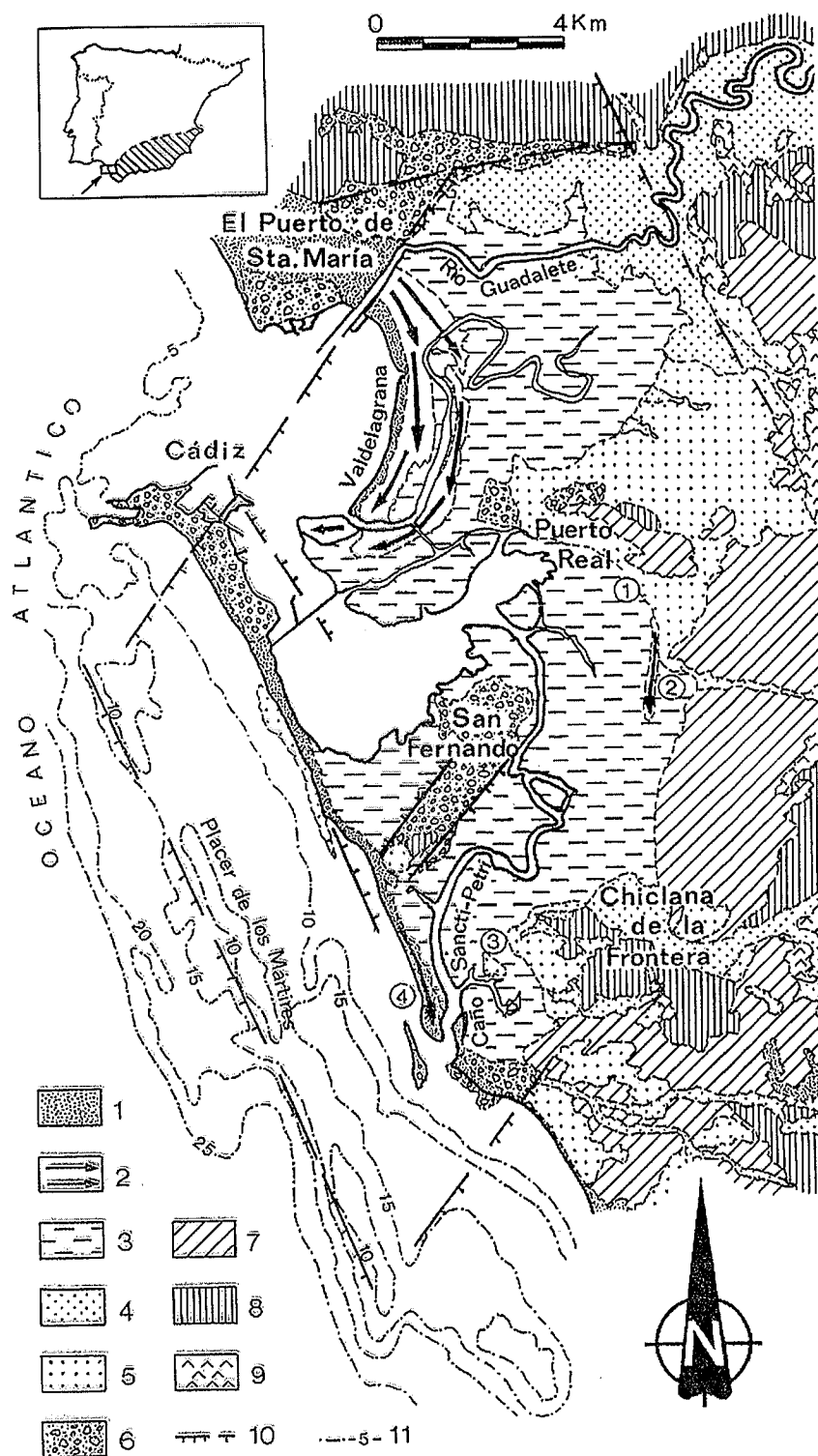


Figura 1.- Mapa geomorfológico de la Bahía de Cádiz. Símbolos: 1.- Playas y dunas; 2.- Flechas litorales holocenas; 3.- Marismas; 4.- Depósitos aluviales holocenos; 5.- Depósitos pleistocenos; 6.- Depósitos conglomeráticos Plio-Pleistocenos; 7.- Arenas pliocenas; 8.- Otras unidades terciarias; 9.- Yesos y arcillas triásicas; 10.- Falla con escarpe asociado; 11.- Líneas isobatas (en metros). Los números indican localizaciones citadas en el texto.

Figure 1.- Geomorphological map of the Bay of Cádiz. Symbols: 1.- Beaches and dunes; 2.- Holocene littoral spits; 3.- Salt marshes; 4.- Holocene alluvial deposits; 5.- Pleistocene deposits; 6.- Plio-Pleistocene conglomerates; 7.- Pliocene sands; 8.- Other Tertiary units; 9.- Triassic clays and gypsums; 10.- Fault with indication of scarpment; 11.- Bathymetric curves (in meters). Numbers refer to locations cited in the text.

está fosilizada por un glacis de cobertera procedente de los relieves terciarios circundantes (Fig. 2). Se tomó una muestra del depósito marino para su datación por radiocarbono. La edad obtenida (ver Tab. 1, muestra MR), entre 4.860 y 5.325 años B.P., permite considerarlo como correspondiente al máximo flandriense. La base del depósito se sitúa a unos 2.5-3 m por encima del nivel medio del mar, lo que concuerda con determinaciones similares realizadas en otros puntos de la costa Sur española (Lario, 1996).

Durante el máximo transgresivo el nivel del mar se estabilizó hasta hace 4.500 - 4.200 años (Lario, 1996). El leve descenso eustático posterior propició el desarrollo de sistemas de glacis, como el que fosiliza a la terraza flandriense de Puerto Real. No obstante, este descenso eustático experimentó diversas «paradas» o episodios de estabilización, que permitieron a los agentes marinos actuar sobre la costa, dejando huellas tanto erosivas (excavación de microacantilados en la terrazas flandrienses, Fig. 2), como acumulativas. Entre estas últimas destaca el desarrollo de flechas litorales, ligadas a la corriente de deriva litoral dominante, en sentido Sur. El caso más conocido corresponde a la flecha de Valdelagrana, asociada a la desembocadura del Guadalete (Fig. 1). Según Zazo *et al.* (1994, 1996) esta flecha creció durante dos fases de progradación: una en época fenicia (hace unos 3.000 años) y otra en época romana (hace unos 2.050-1.820 años). Su crecimiento restringió paulatinamente los ambientes estuarinos de la bahía Norte. Otra flecha de cierto desarrollo se localiza en el sector de Sancti-Petri, al sur de la bahía (punto 4 de la Fig. 1).

Evolución eustática post-Flandriense del sector meridional de la Bahía

En Barrio Jarana aparecen los restos de otra flecha litoral, ya inactiva. Forma un cuerpo arenoso de 3 km de longitud en dirección N-S, que individualiza al Este un área restringida ocupada por marismas (punto 2 de la Fig. 1). La flecha está aislada del mar por más de 4 kilómetros de marismas, utilizadas hoy como salinas (Fig. 2). El depósito arenoso que lo forma está constituido por un nivel basal de gravas fosilizado por 2 m de arenas de playa y eólicas con abundantes restos de gasterópodos y bivalvos (*Murex*, *Ostrea*, *Pecten*, *Cardium*, *Tellina*, etc.). La edad radiométrica de este depósito litoral (entre 2.525 y 2.900 años B.P., ver tabla 1, muestra FBJ), permite correlacionarlo con la fase H₂-IV de progradación de la

Nº de Muestra	Tipo de mat	Edad ¹⁴ C	Edad convencional no calibrada (años)	Edad calibrada (fecha)
FBJ/b-126075	Conchas	2530 ± 70 BP	2940 ± 80 BP	900 a 525 a.C.
MR/b 126076	Bioclasto	4340 ± 90 BP	4760 ± 90 BP	3325 a 2860 a.C.

Tabla 1: Dataciones radiométricas de los depósitos litorales de Barrio Jarana

Table 1. Radioactive dating of Barrio Jarana coastal deposits.

flecha de Valdelagrana, determinada por Zazo *et al.* (1994, 1996) y Lario (1996).

Al SE de Puerto Real, en el enclave conocido como «Puente Melchor» (Fig. 1, punto 1), se reconoce una terraza marina colgada formada por unos 3 m de arenas microconglomeráticas que fosilizan a una unidad basal pliocuaternaria. Las arenas constituyen un depósito de playa, donde abundan los niveles de bioclastos transportados y las huellas de bioturbación, así como abundante material cerámico correspondiente a la época romana, datado en el siglo I - II d.C. La base del depósito se sitúa a + 0.76 m por encima del nivel medio actual de pleamar viva.

Por otro lado, a lo largo de la periferia del Coto de la Isleta (punto 3 de la Fig. 1) se reconocen tres niveles de terrazas marinas escalonadas, formadas por depósitos limo-arcillosos muy oscuros, edafizados y ricos en materia orgánica, cuyo espesor no sobrepasa los 0.5 m (Fig. 3). Los dos niveles superiores constituyen antiguos depósitos de marisma, mientras que el nivel inferior corresponde a la actual llanura mareal con vegetación, sólo inundable con mareas excepcionales. Sus alturas con respecto al nivel medio de pleamar viva actual se midieron con teodolito. Tras la realización de 36 medidas, corregidas teniendo en cuenta la diferencia de cota actual entre la pleamar viva y la marisma alta con vegetación, se obtuvo la siguiente distribución altimétrica: nivel inferior: + 0.1 m; nivel intermedio: + 0.34 m; nivel superior: + 0.66 m. La inspección del nivel intermedio no proporcionó restos arqueológicos significativos. Sin embargo, en el depósito asociado al nivel superior se encontraron elementos cerámicos romanos (*terra sigillata*), cuya edad se sitúa entre las primeras décadas del s.I d.C. y la mitad del s.II (Gracia *et al.*, 1995). Se deduce, por tanto, que para esta época el nivel del mar se encontraba a algo más de medio metro por encima del nivel actual, dato perfectamente correlacionable en altura y edad con la playa fósil de Puente Melchor. Niveles similares de terrazas marinas aparecen en numerosos puntos de las marismas del Sur de la bahía.

La presencia de alfares y centros de producción anfórica es indicadora de

condiciones de navegabilidad o de accesibilidad desde el mar para la época romana, ya que el desconocimiento en esa época de los sistemas de amortiguación para el transporte terrestre aconsejaban la implantación de estas instalaciones en la costa para distribuir sus productos por vía marítima. En ese sentido, en la pequeña ensenada protegida por la flecha de Barrio Jarana aparecen restos de alfares romanos de los siglos I - II d.C. En otros puntos del sur de la bahía existen también restos de antiguos alfares de época púnica y romana. Estos datos apoyan la idea de una bahía afectada por la dinámica marina y, hasta cierto punto, navegable para esta época.

Como resultado del descenso eustático histórico, el interior de la bahía ha sufrido en épocas recientes una rápida colmatación. La progradación de los sistemas sedimentarios mareales se ha visto acompañada de una progresiva continentalización de antiguas áreas costeras, que hoy constituyen flechas litorales inactivas y paleoacantilados. No obstante, tampoco esta colmatación ha sido homogénea ni continua en el tiempo. En este proceso pudieron jugar un importante papel las labores de deforestación de la campiña gaditana desarrolladas en diversas épocas históricas, como las llevadas a cabo a partir del siglo XV.

Finalmente, a lo largo de la costa externa de la Bahía de Cádiz se reconocen

también restos arqueológicos de estructuras que inicialmente se ubicaron en zonas protegidas del ambiente marino, pero cuya situación actual, en la zona intermareal, permite deducir un retroceso muy reciente de la línea de costa. Este retroceso es consecuencia tanto de la actuación de procesos marinos muy energéticos (tsunamis históricos y temporales marítimos), como de la reciente regulación artificial de la cuenca del río Guadalete, que ha supuesto una drástica reducción de sus aportes, con el consiguiente desequilibrio en el balance sedimentario litoral. Uno de los efectos derivados de este retroceso costero ha consistido en el desplazamiento hacia tierra de los sistemas de flecha-barrera que sirven de protección a las marismas de la bahía. Esta migración, en ocasiones asociada a procesos de desbordamiento por tormentas («*overwashing*»), ha hecho que los acúmulos arenosos costeros lleguen a superponerse sobre antiguos depósitos de marisma. Así, en las flechas de Valdelagrana y Sancti-Petri es habitual encontrar, tras la actuación de temporales de poniente, afloramientos del substrato marismeno en la actual zona intermareal expuesta al oleaje.

La cuantía total del retroceso costero histórico es difícil de estimar. No obstante, la localización actual en áreas intermareales de restos constructivos históricos que originalmente se ubicaron probablemente detrás de los cordones dunares per-

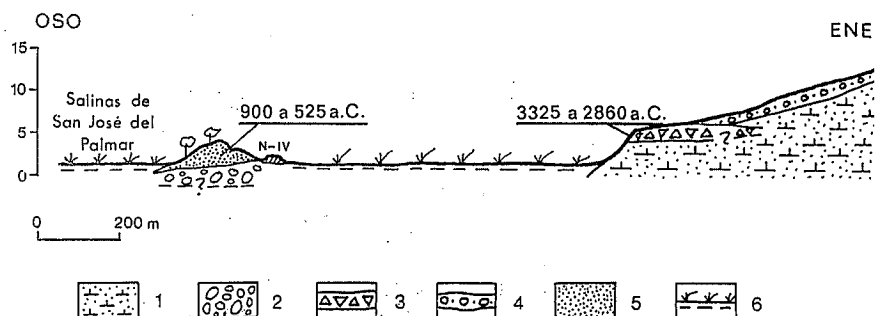


Figura 2.- Corte morfológico de la flecha y marisma de Barrio Jarana (Puerto Real). Símbolos: 1.- Arenas pliocenas; 2.- Gravias basales; 3.- Terraza marina flandriense; 4.- Glacis de cobertera; 5.- Arenas con bioclastos (depósito de playa asociado a la flecha litoral); 6.- Marismas actuales.

Figure 2.- Morphological cross-section of the spit and marshes of Barrio Jarana (Puerto Real). Symbols: 1.- Pliocene sands; 2.- Basal gravels; 3.- Flandrian marine terrace; 4.- Glacis deposit; 5.- Bioclastic sands (beach deposit associated to the littoral spit); 6.- Present-day marshes.

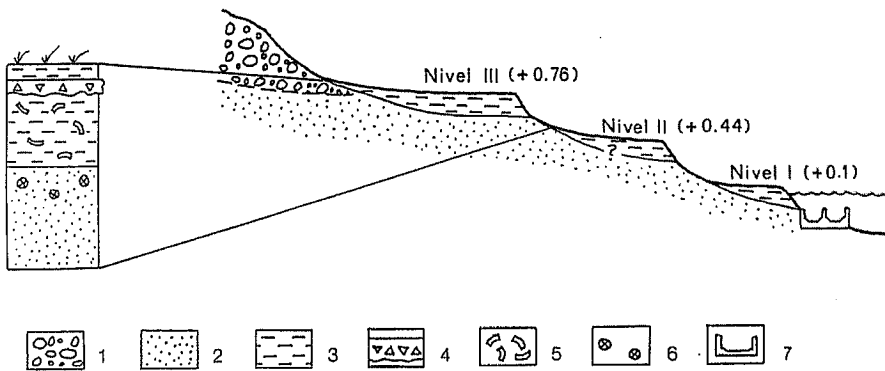


Figura 3.- Escalonamiento de niveles de marismas en el entorno del Coto de la Isleta (Chiclana de la Frontera). Sin escala. Simbología: 1.- Nivel de gravas fluviales; 2.- Arenas basales con bioturbación; 3.- Limos y arcillas de marisma; 4.- Suelo de «Opus signinum»; 5.- Restos cerámicos romanos; 6.- Restos líticos post-paleolíticos; 7.- Pileta de salazón romana.

Figure 3.- Stepping of marsh levels in the Coto de la Isleta (Chiclana de la Frontera). Without scale. Symbols: 1.- Fluvial gravels; 2.- Bioturbated basal sands; 3.- Salt marsh silts and clays; 4.- «Opus signinum» occupational level; 5.- Roman ceramic fragments; 6.- Post-Palaeolithic tools; 7.- Roman salt-fishing basin.

mite deducir un retroceso mínimo de unos 300 m. Entre los siglos XI y XII estas estructuras ya se encontraban, como en la actualidad, afectadas por la influencia de las mareas (Abellán, 1996), por lo que cabe pensar en un proceso erosivo dilatado en el tiempo y simultáneo con la sedimentación fangosa en las marismas del interior. Indudablemente, la acción antrópica ha acelerado este proceso erosivo durante el presente siglo.

Conclusiones

Como resumen, desde el máximo eustático holoceno, fechable en esta zona en torno a 4.860 - 5.325 años B.P., el nivel del mar ha sufrido un descenso desde los + 2.5-3 m hasta su posición actual. Determinaciones como las de Puente Melchor, Barrio Jarana o Coto de la Isleta confirman que durante la época romana el nivel del mar se encontraba a algo más de 0.5 m por encima del nivel actual. En términos simplistas, se deduce un ritmo

de bajada del nivel del mar evaluable en unos 0.4 mm/año. Sin embargo, este descenso eustático no ha sido continuo. Los diversos episodios de generación y progradación de flechas litorales indican que este proceso ha estado caracterizado por varias etapas de estabilización temporal del nivel del mar.

Con posterioridad a la época romana se constata un retroceso importante en la línea de costa exterior de la Bahía de Cádiz, que ha podido superar los 300 m en algunos puntos. Las causas de este proceso erosivo son difíciles de evaluar. Puntualmente, la actuación de procesos marinos muy energéticos (tsunamis históricos y temporales marítimos) ha podido jugar un papel importante, pero a escala regional quedan todavía muchas incógnitas sobre la cuantía y ritmo de esta erosión costera histórica. En el presente siglo, la regulación artificial del río Guadalquivir ha acelerado la pérdida de arena en las playas de la zona, acentuando el proceso de deterioro de la línea de costa.

Agradecimientos

Agradecemos al Dr. J. Abellán, del Dpto. de Historia Medieval de la Univ. de Cádiz, sus comentarios personales. Este trabajo es una aportación al Proyecto «Cambios históricos de la línea de costa en la Bahía de Cádiz», del Instituto Andaluz de Patrimonio Histórico (Consejería de Cultura de la Junta de Andalucía) y una contribución al Proyecto 437 del PICG.

Referencias

- Abellán, J. (1996): *El Cádiz islámico a través de sus textos*. Serv. Publ. Universidad de Cádiz, 203 pp.
- Benkhelil, J. (1976): *Tesis Doctoral*, Univ. Niza, 180 pp.
- Dabrio, C.J., Lario, J., Goy, J.L. y Zazo, C. (1995): *Reunión Monogr. sobre el cambio de la costa. Los sistemas de Rías*. Vigo. Res. Com., 45 - 50.
- García de Domingo, A., González, J., Hernáiz, P.P., Zazo, C. y Goy, J.L. (1990): *Mapa geológico Serie MAGNA, Hoja 1 069: Chiclana de la Frontera*. IGME, Madrid, 37 pp.
- Gracia, F.J., Gallardo, M., Giles, F.; Alonso, C., Martí, J., Benavente, J., Reyes, J.L. y Abad, E. (1995): *IX Reun. sobre Cuaternario*. C.S.I.C., 409 - 422.
- Gracia, F.J., Rodríguez, J., Benavente, J., Cáceres, L. y López Aguayo, F. (1999): *X Reun. Nacional sobre Cuaternario*, AEQUA, Univ. de Gerona, 67 - 74.
- Lario, J. (1996): *Tesis Doctoral*, Univ. Compl. de Madrid, 269 p.
- Llave, E. (1998): *Tesis de Licenciatura*, Univ. de Cádiz, 247 p.
- Zazo, C., Goy, J.L., Somoza, L., Dabrio, C.J., Belluomini, G., Improta, S., Lario, J., Bardají, T. y Silva, P.G. (1994): *Journal of Coastal Research*, 10 (4), 933 - 945.
- Zazo, C., Goy, J.L., Lario, J. y Silva, P.G. (1996): *Z Geomorph.N.F.*, Suppl.Bd. 102, 119 - 134.