

El Paleocañón de Estepona como un rasgo morfosedimentario Plioceno-Cuaternario del margen septentrional del Mar de Alborán

M.C. Fernández-Puga (*), J.T. Vázquez (**), F.J. Hernández-Molina (***) y L. Somoza (**).

(*) Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Servicio de Geología Marina, Ríos Rosas 23, 28003-Madrid. cpuga@itge.es.

(**) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias del Mar, Universidad Cádiz, Campus Río San Pedro, 11510-Puerto Real.

ABSTRACT

The north-western continental margin of the Alboran Sea is characterised by the development of some submarine channels systems during the Pliocene-Quaternary times. One of these systems, the Paleocanyon of Estepona, has been studied by the analysis of multichannel seismic reflection profiles, in the context of the stratigraphical margin building and the tectonic control. Six stratigraphical units of this age have been defined, the lower three units (Lower to Middle Pliocene) are separated from the three upper (Upper Pliocene to Quaternary) by the main erosive discontinuity D_3 of the margin, which is correlated with an eustatic fall of third order, of Upper Pliocene age (around 3 M.a.). The evolution of this paleochannel has been related to eustatic cycles. The paleochannel position is related with deformation in the Miocene units, but fault control is not evidenced.

Key words: paleochannels, continental margin, Pliocene, Quaternary, Alboran Sea

Geogaceta, 27 (1999), 211-214

ISSN: 0213683X

Introducción

El Mar de Alborán se localiza en la parte más occidental del Mediterráneo, entre la península Ibérica y el norte de África en el interior del Arco de Gibraltar (cordilleras Bética y Rifeña), hacia el E se abre a la cuenca Surbalear mientras que está conectada con el océano Atlántico por el Estrecho de Gibraltar. La cuenca del Mar de Alborán se originó mediante dos episodios extensionales (Comas *et al.*, 1992) durante el Mioceno inferior y medio, produciéndose su configuración final a partir del Tortoniense terminal (Campos *et al.*, 1992).

La cuenca se encuentra situada sobre corteza continental adelgazada perteneciente al Dominio de Alborán (Platt *et al.* 1996), los materiales obtenidos del substrato han sido adscritos al Complejo Alpujárride (Sánchez-Gómez *et al.*, 1999). El relleno sedimentario esta constituido por materiales neógenos y cuaternarios, que alcanzan espesores de hasta 6000 m en la parte occidental

(Soto *et al.*, 1996). Las unidades plioceno-cuaternarias han sido estudiadas por diversos autores, así, mediante perfiles sísmicos de baja resolución, reconocen la presencia de 3 unidades. Posteriormente, Jurado y Comas (1992), también a partir de perfiles sísmicos de baja resolución, definen una unidad estratigráfica principal dividida en dos subunidades. Campillo *et al.* (1992) mediante perfiles sísmicos de media resolución diferencian 4 unidades, 2 atribuibles al Plioceno y las otras 2 al Cuaternario, esquema mantenido por Pérez Belzuz *et al.* (1997). Por último Fernández-Puga (en preparación) combinando técnicas de baja y media resolución, diferencia, al menos, 7 unidades, las 4 inferiores serían atribuibles al Plioceno inferior y medio, y las otras 3 al Plioceno superior y Cuaternario.

En este trabajo se plantea la estructuración sedimentaria del sector occidental del margen septentrional del Mar de Alborán para el Plioceno-Cuaternario y, en concreto, la

caracterización del Paleocañón de Estepona dentro de dicha estructura. Este trabajo se enmarca dentro de un estudio más amplio (Fernández-Puga, en preparación) sobre la evaluación y evolución de los distintos procesos (sedimentarios, tectónicos y oceanográficos) que han contribuido a la edificación del margen durante el Plioceno-Cuaternario. Para ello se ha llevado a cabo la interpretación de una malla de perfiles sísmicos comerciales de reflexión multicanal, campañas EAS y ALBORAN, obtenidos durante los años 70 y 80 (Fig. 1), que ha permitido establecer las distintas unidades estratigráficas que corresponden, en esta área, al Plioceno-Cuaternario, así como la cartografía detallada de la profundidad a la que se encuentran las distintas discontinuidades diferenciadas y de los espesores de las unidades sedimentarias.

El segmento estudiado del margen continental del Mar de Alborán está surcado por diversos cañones y/o paleocañones submarinos (Fig. 1). En gene-

ral, se ubican coincidiendo con la desembocadura de los ríos de la zona y, posiblemente, se formaron como antiguas desembocaduras de dichos ríos durante etapas de bajo nivel del mar. Tienen dirección NW-SE y siguen las directrices tectónicas dominantes (Alonso *et al.*, 1992; Hernández-Molina *et al.*, 1994), si bien sólo se ha observado un control estructural neto en el cañón del Guadiaro.

Estructuración del Paleocañón de Estepona

El paleocañón de Estepona constituye un rasgo singular bien diferenciado de los cañones y paleocañones de este margen. Se encuadra geográficamente al E de Estepona sin una relación directa con la desembocadura de un río de suficiente importancia. Se trata de un cañón ya colmatado y, por tanto, sin actividad en la actualidad. La anchura del paleocañón va aumentando desde costa hacia mar abierto y presenta geometría simétrica en toda su

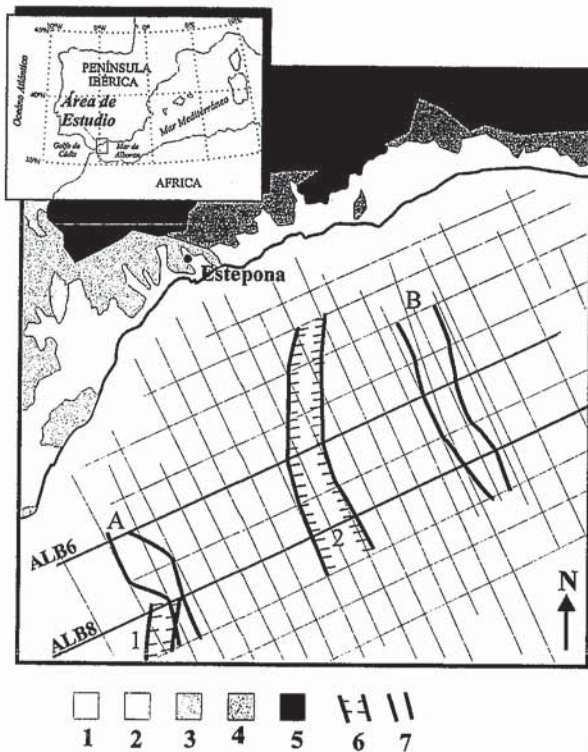


Fig.

Figura 1. Mapa de situación de la zona, contexto geológico regional y situación de los perfiles de sismica de reflexión utilizados. 1- Mioceno superior-Quaternario. 2- Subbético. 3- Complejo del Flysch. 4- Complejo Maláguide. 5- Complejo Alpujárride. 6.1-Paleocañón de Guadiaro. 6.2- Paleocañón de Estepona. 7.A- Cañón de Guadiaro. 7.B- Cañón del Placer de las Bóvedas.

Figure 1. Situation map, geological context onshore and location of seismic reflection profiles in the study area. 1- Upper Miocene Quaternary. 2- Subbético. 3- Flysch Complex. 4- Malaguide Complex. 5- Alpujarride Complex. 6.1- Guadiaro Paleochannel. 6.2- Estepona Paleochannel. 7.A- Guadiaro Canyon. 7.B- Placer de las Bóvedas Canyon.

extensión (Fig. 2). En su relleno sedimentario se pueden observar diversos episodios de erosión y/o sedimentación.

A continuación se describen las distintas unidades estratigráficas definidas en el margen noroccidental del Mar de Alborán desde la discontinuidad Messiniense hasta la actualidad, y su seguimiento en el interior del paleocañón de Estepona, atendiendo a sus características internas, extensión espacial, límites inferior y superior, y edad aproximada según la correlación con los sondeos del DSDP 121 y ODP Leg 161, Site 976 (Comas *et al.* 1999).

1.- Unidad Plioceno inferior: Se trata de una unidad

transparente con reflectores subparalelos y discontinuos (Fig. 2), sólo está definida entre Gibraltar y Fuengirola. Su base es el reflector M (discontinuidad Messiniense) y a techo está limitada por el reflector D₁ (Fig. 3A) que presenta características muy erosivas en toda su extensión y constituye la base del paleocañón de Estepona.

2.- Unidad Plioceno inferior-medio: Esta unidad se caracteriza por reflectores subparalelos de reflectividad y continuidad irregular (Fig. 2). Está bien definida entre Gibraltar y Málaga con un espesor homogéneo (150-200 mseg TD), si bien se encuentra muy erosionada en el paleocañón. La base de esta unidad es el re-

flector D₁ y el techo está limitado por la discontinuidad asociada con el reflector D₂ que tiene carácter erosivo. La discontinuidad D₂ desaparece en la parte oriental del Mar de Alborán debido a una fuerte erosión posterior.

3.- Unidad Plioceno medio-superior: Está constituida por reflectores subparalelos a suavemente inclinados (Fig. 2). Sus límites son el reflector D₂ a base y el reflector D₃ a techo, esta última discontinuidad tiene el perfil de un paleotalud y el carácter marcadamente más erosivo desde el Messiniense hasta la actualidad (Fig. 3B). La característica principal de esta unidad es su reducida extensión espacial ocasionada por la fuerte erosión posterior. Dentro de esta unidad se diferencian, en el paleocañón, una serie de cuerpos de pequeña extensión y difícil correlación.

4.- Unidad Plioceno superior-Pleistoceno inferior: Es una unidad progradante sigmoidal con reflectores discontinuos, que pasan a agradantes en el interior del paleocañón con terminaciones en onlap sobre la base erosiva de la unidad (Fig. 2). Se extiende por el sector noroccidental del margen con un espesor homogéneo, pero reducido, que en el interior del paleocañón aumenta considerablemente. Está limitada a base por el reflector D₃ y a techo por el reflector D₄ (Fig. 3C) que aparece como un reflector paralelo ondulado en ocasiones muy reflectivo.

5.- Unidad Pleistoceno medio-superior, Q_I: Es una unidad agradante caracterizada por reflectores paralelos muy reflectivos y continuos, que pueden llegar a terminar en onlap sobre la discontinuidad D₃ (Fig. 2). Se extiende a todo el margen, como límite inferior aparecen los reflectores D₃ y D₄ y como límite superior el reflector D₅, que se caracteriza por ser muy reflectivo y horizontal, si bien, tiene en ocasiones pequeñas erosiones asociadas.

6.- Unidad Pleistoceno superior-Holoceno, Q_{II}: Unidad agradante configurada por re-

flectores paralelos de fuerte amplitud y buena continuidad (Fig. 2). Aparece en todo el área considerada y está limitada por el reflector D₅ en la base y por el fondo del mar en la parte superior.

Discusión y conclusiones

El paleocañón de Estepona tiene origen en un episodio erosivo acaecido durante el Plioceno inferior, la discontinuidad (D₁) producida en este episodio aparece, así mismo, constituyendo la base erosiva de otros paleocañones de este margen. No parece existir una falla controlando el curso y la posición del paleocañón, si bien, se observa su asociación con suaves pliegues de las formaciones miocenas subyacentes (Fig. 2). La evolución de dicho paleocañón se debe a los distintos ciclos eustáticos desde el Plioceno hasta la actualidad. Se observa como la primera incisión del cañón afecta a zonas más alejadas de costa, mientras que las incisiones posteriores aparecen, cada vez, en zonas más cercanas a costa (Fig. 3). Además, desde la primera incisión hasta el final del Plioceno-se produce una desviación del cañón hacia el E, pero posteriormente se produce una continuada migración de dicho cañón hacia el O.

La discontinuidad D₃ es la más importante que aparece en toda la historia evolutiva del margen durante el Plioceno-Cuaternario y provocó una importante incisión en el cañón junto con la desaparición de gran parte de los depósitos sedimentarios de etapas anteriores. Esta discontinuidad, por su posición estratigráfica, se sitúa en la parte media del Plioceno superior (entorno a 3 M.a.) y correspondería a un importante descenso eustático de 3er orden y gran amplitud, determinado por Haq *et al.*, (1987) en coincidencia con el cambio climático más significativo del Plioceno (Droxler *et al.*, 1999). Esta discontinuidad ha sido reconocida tanto en el relleno sedimentario del Golfo

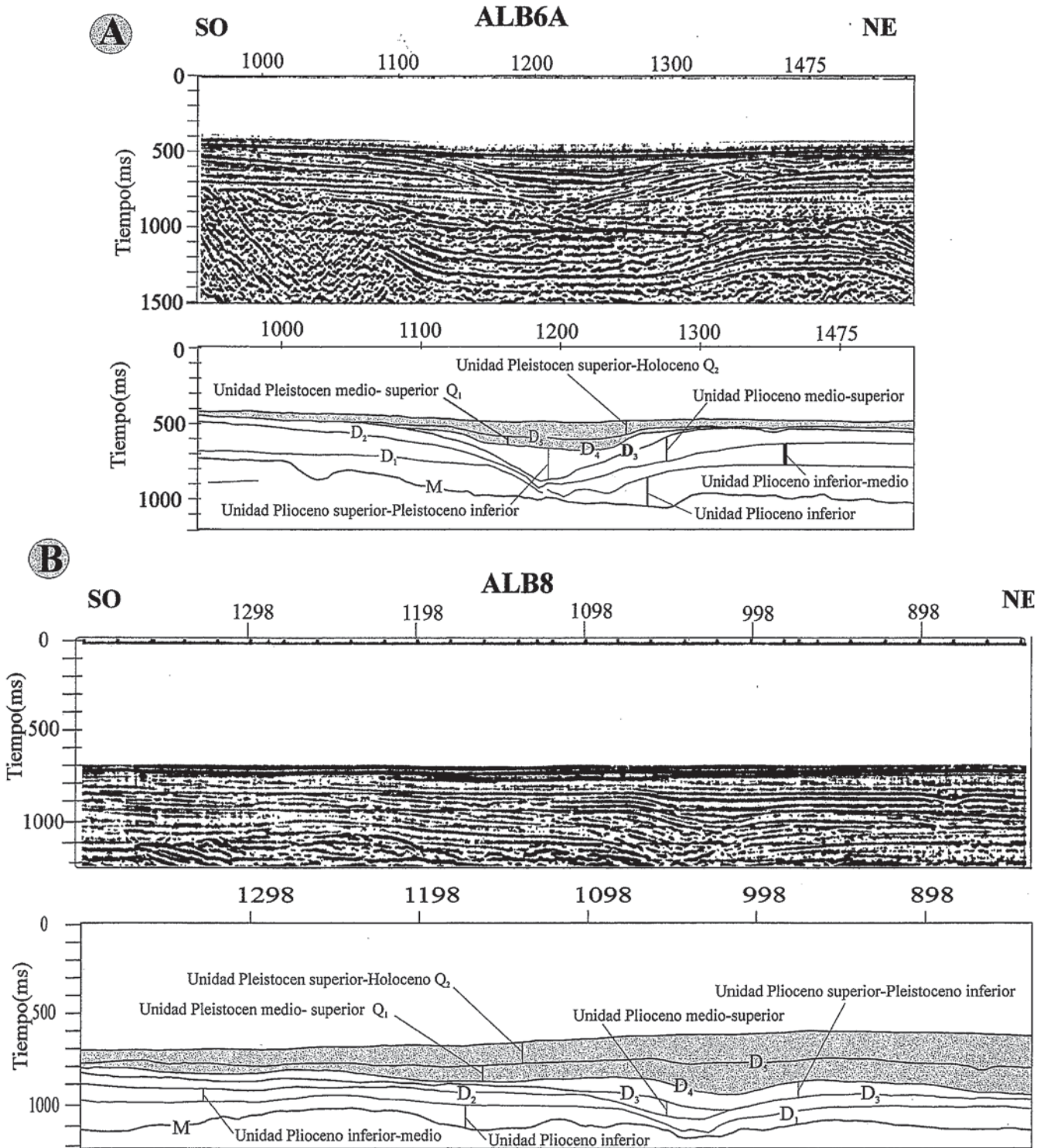


Figura 2. Arquitectura estratigráfica pliocena-cuaternaria en el Paleocañón de Estepona. Véase el apilamiento de las unidades sedimentarias, las distintas discontinuidades diferenciadas y la deformación de las unidades miocenas bajo el reflector M. A.- Perfil sísmico de reflexión ALB6A. B.- Perfil sísmico de reflexión ALB8.

Figure 2. Pliocene-Quaternary stratigraphical architecture in the Estepona Paleochannel. It can be observed the sedimentary stacking, discontinuities differentiated and the deformation of the Miocene units under the M reflector. A.- Reflection seismic profile ALB6A. B.- Reflection seismic profile ALB8.

de Cádiz (Maldonado *et al.*, 1999) como en el Mar de Alborán.

Después de este importante

episodio erosivo, en el paleocañón, al igual que en todo el margen se aprecia una tendencia general agradable sin nin-

gún otro episodio generalizado de carácter, erosivo dentro del paleocañón. Si bien cabe señalar dos aspectos, el primero es

la presencia de episodios erosivos claramente observables en la discontinuidad D₅ (Fig. 2B) y en la actual superfi-

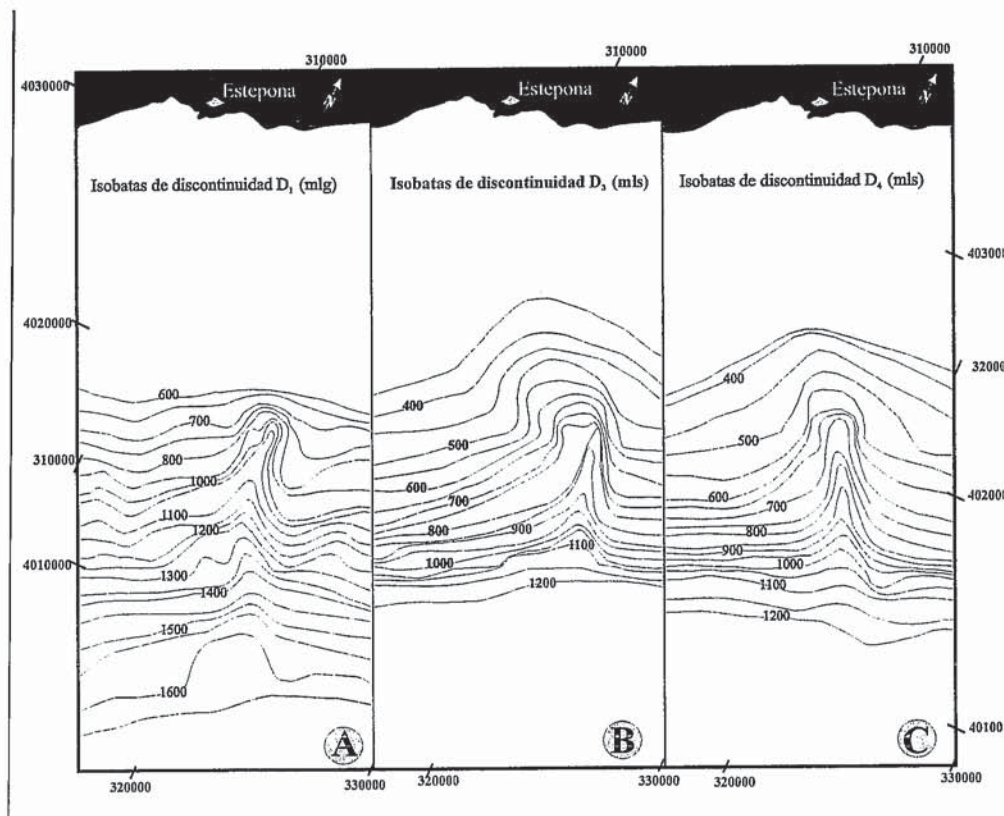


Figura 3. Cartografía de isobatas (profundidades) en tiempo de las discontinuidades D_1 (A), D_3 (B) y D_4 (C) en el interior del paleocañón de Estepona.

Figure 3. Isobaths cartography in time of discontinuities D_1 (A), D_3 (B) and D_4 (C) into the Estepona Paleochannel.

cie del fondo desplazados del eje del paleocañón, lo cual podría significar que los procesos erosivos se trasladan lateralmente a otros puntos del margen, debido quizás a actividad tectónica cuaternaria. En segundo lugar el fuerte carácter reflectivo, y en ocasiones erosivo, de la disconti-

nidad D_5 , junto con las características de las unidades inferior y superior, nos permitiría proponer su correlación con la discontinuidad MPR (Middle Pleistocene Revolution) de Hernández-Molina *et al.* (1998), que se correspondería al nivel isotópico 22.

Referencias

Alonso, B. y Maldonado, A. (1992): *Geo-Marine Letters*, 12: 137-143.
 Campillo, A.C., Maldonado, A. y Mauffret, A. (1992): *Geo-Marine Letters*, 12: 165-172.
 Campos, J., Maldonado, A. y

Campillo, A.C. (1992): *Geo-Marine Letters*, 12: 173-178.
 Comas, M.C., García-Dueñas, V. y Jurado, M.J. (1992): *Geo-Marine Letters*, 12: 157-164.
 Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I. y Watts, A.B. (1999): En: Zahn, R., Comas, M.C., y Klaus, (Eds.), *Proc. ODP Sci. Results*, Vol. 161: 555-580.
 Droxler, A.W.; Poor, R. y Burckle, L. (1999): *EOS*, 26: 289-290.
 Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. (1987): *Science*, 235, 1156-1167.
 Hernández-Molina, F.J., Gracia, F.J., Somoza, L. y Rey, J. (1994): En: Arnáez, J., García Ruiz, J.M., Gómez Villa, A. (Eds.) *Geomorfología de España*, 392-404 pp.
 Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Lobo, F., Roque, C., Díaz del Río, V. y Llave, E. (1998): En: Cañaveras, J.C., Cura, M.A.G.d. y Soria, J. (Eds.) *15th International Sedimentological Congress, Alicante*. p. 423.
 Jurado, M.J. y Comas, M.C. (1992), *Geo-Marine Letters*, 12: 129-136.
 Maldonado, A., Somoza, L. y Pallarés, L. (1999): *Marine Geol.*, 155: 9-43.
 Pérez-Belzuz, F., Alonso, B. y Ercilla, G. (1997): *Tectonophysics*, 282: 399-422.
 Sánchez-Gómez, M., Azañón, J.M., García-Dueñas, V. y Soto, J.I. (1999): En: Zahn, R., Comas, M.C., y Klaus, A. (Eds.), *Proc. ODP Sci. Results*, Vol. 161: 307-317.
 Soto, J.I., Comas, M.C. y de la Linde, J. (1996): *Geogaceta*, 20 (2): 382-385.