

El Control del Paleorrelieve durante la Transgresión Tortoniana: Un Caso de Estudio en el Margen Pasivo de la Cuenca del Guadalquivir (Sur de España)

The Effect of Paleotopography on the Tortonian Transgression: A case study in the Guadalquivir Foreland Basin (South Spain)

M. Abad ⁽¹⁾, F. Ruiz ⁽¹⁾, J.G. Pendón ⁽²⁾, J. Rodríguez-Vidal ⁽¹⁾, L.M. Cáceres ⁽¹⁾ y M. Cantano ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva, Campus Universitario de El Carmen, Avd. de las Fuerzas Armadas s/n, 21071, Huelva, España.

⁽²⁾ Departamento de Geología, Universidad de Huelva., Campus Universitario de El Carmen, Avd. de las Fuerzas Armadas s/n, 21071, Huelva, España.

ABSTRACT

The Guadalquivir foreland basin has a complex temporal and spatial evolution which is shown in its facies architecture and its paleogeographical distribution during Tortonian. In this work we emphasize the control that exerted paleorelief on sedimentation (volume, location and type) and distribution of sedimentary environments in the Tortonian transgression. Four types of paleotopographic configurations have been differentiated in the Paleozoic substrate, which are related to the different deposits deposited on the passive margin of the basin during sea-level fluctuation.

Key words. Paleorelief, Transgression, Tortonian, Guadalquivir Basin, S Spain

Geogaceta, 38 (2005), 163-166
ISSN: 0213683X

Introducción

El concepto de transgresión y regresión puede ser bien expresado en términos de trayectoria de una línea de costa, entendiéndose ésta como la dirección de migración a lo largo de su pendiente deposicional (Cattaneo y Steel, 2003). Existen numerosos trabajos que describen diferentes escenarios en que se producen las transgresiones (p.e. Helland-Hansen y Gjelberg, 1994; Helland-Hansen y Martinsen, 1996), en los que se analiza la interacción entre la tasa de aporte sedimentario, la tasa de ascenso del nivel del mar y el gradiente topográfico del área transgredida. La fisiografía heredada de una cuenca refleja la geometría de los depósitos previos y del paleorrelieve, a la vez que la historia de la erosión, enterramiento e incluso compactación que han experimentado sus sedimentos. Aunque muchos autores han enfatizado la importancia de este parámetro (Ross *et al.*, 1995; Helland-Hansen y Martinsen, 1996; Talling, 1998), el paleorrelieve suele ser estimado como un parámetro teórico, citado sólo de forma accesoria, y su análisis rara vez es considerado como un factor determinante en la evolución de la línea de costa. Los pocos trabajos destinados a estudiarlo

han puesto de manifiesto su importancia en la geometría y naturaleza de las facies, así como en la distribución de medios sedimentarios.

En la Cuenca del Guadalquivir se han realizado algunos trabajos preliminares destinados al análisis del paleorrelieve tortoniano (Rodríguez-Vidal, 1992) y al registro geomorfológico de los ascensos del nivel del mar sobre su margen de antepaís (Flores, 1994; Cáceres, 1995). El objetivo de este estudio es realizar un análisis comparativo en diferentes sectores del margen, que presenta claras diferencias estratigráficas y paleotopográficas a lo largo de toda su extensión. Este análisis permitirá profundizar en el conocimiento de la compleja evolución temporal y espacial de la arquitectura de facies y paleogeografía del margen pasivo de la cuenca, carácter probado, por otro lado, en trabajos previos de diferente índole (Sierro *et al.*, 1995; Baceta y Pendón, 1999; Abad, 2002).

Localización

El Zócalo Varisco Ibérico

El Macizo Varisco Ibérico es una unidad geológica bien diferenciada dentro de la Península Ibérica. Presenta relieves montañosos de altitudes medias que constituyen los residuos de cordilleras anti-

guas, formadas al final del Paleozoico. La serie paleozoica resulta intensamente deformada durante los procesos de convergencia y colisión de la Orogenia Varisca. El arrasamiento siguiente de estas cordilleras dio lugar a aplanamientos generalizados que, con posterioridad, durante las nuevas fases orogénicas del Terciario fueron desnivelados (Cáceres, 1995). Muchas fallas, que se reactivaron varias veces en el transcurso de la orogenia, también han experimentado reactivación durante el Alpino y es posible que hayan rejugado con ligeros movimientos en épocas más recientes.

Los límites meridional y oriental del Macizo Ibérico los configura la inmersión del macizo bajo los depósitos neógenos de la Depresión del Guadalquivir y del Campo de Calatrava-Llanura Manchega, respectivamente. En general, el Macizo Ibérico meridional está constituido, fundamentalmente, por materiales paleozoicos afectados por la Orogenia Varisca, aunque también aparecen materiales mesozoicos y terciarios pretortonianos, depositados sobre los anteriores, y afectados por la orogenia alpina.

En la zona de estudio, el basamento del Macizo Varisco Ibérico forma parte de las denominadas Zona de Ossa-Morena y Zona Surportuguesa (Fig. 1)

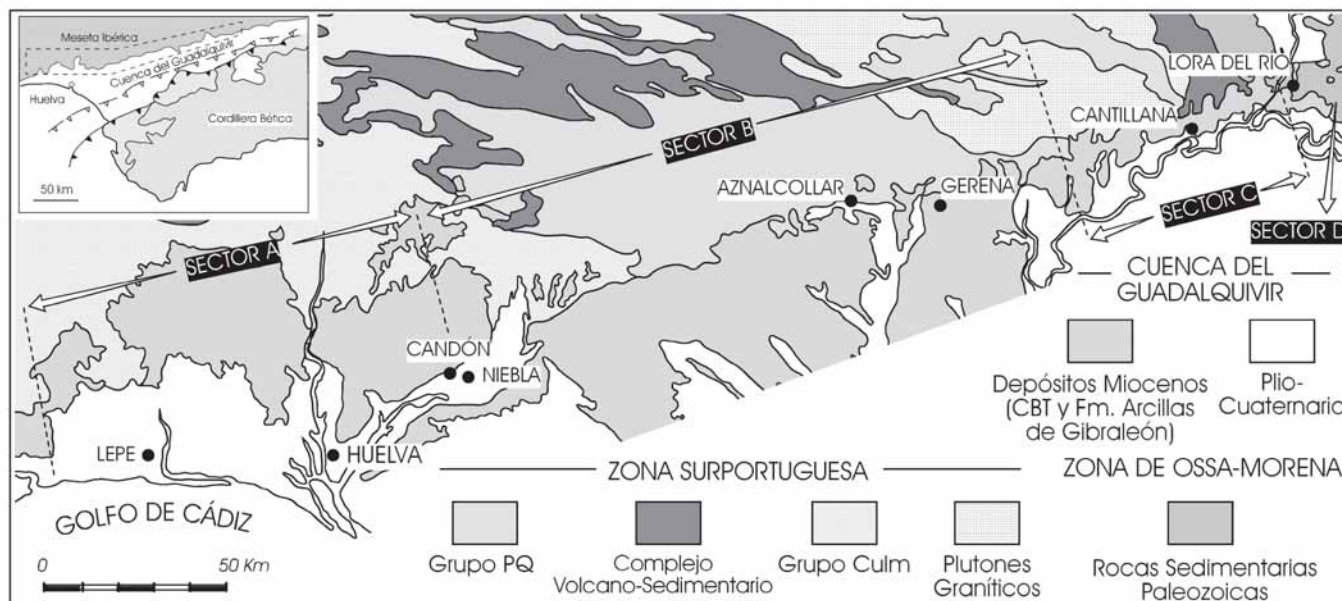


Fig. 1. Localización geológica de la zona de estudio.

Fig. 1. Regional setting of the study area.

(Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1974). La Zona de Ossa-Morena es litológicamente muy heterogénea y constituye el sustrato en la zona oriental del área de estudio. Dentro de este dominio, se incluyen en el área de estudio rocas sedimentarias siliciclásticas, rocas metamórficas de bajo grado y rocas plutónicas ácidas. La Zona Sur Portuguesa (ZSP) constituye todo el dominio paleozoico que delimita y sirve de basamento a los depósitos terciarios y cuaternarios del sector occidental y central de la Depresión del Guadalquivir. En el análisis llevado a cabo aquí, es especialmente interesante su Dominio Central. Dentro de este dominio, por su extensión y constituir preferentemente el sustrato que experimentó la transgresión tortoniense, destacamos (Fig. 1): i) El Grupo Culm, compuesto por materiales detríticos de origen turbidítico, en su mayoría pizarras, cuarcitas y litoarenitas de edad Viseense superior-Namuriense medio; ii) el Grupo Pizarroso-Cuarcítico (PQ), de edad Famesiense superior, está formado por secuencias de pizarras, subgrauvacas y cuarcitas con lentejones calcáreos fosilíferos, a techo; iii) los Plutones Graníticos, formado por gabros a granitos peraluminicos, que se concentran en el extremo oriental de la ZSP, constituyendo el batolito de la Sierra Norte de Sevilla.

La Cuenca del Guadalquivir y el Complejo Basal Transgresivo

El área de estudio es el margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir, desarro-

llado durante el Mioceno y Plioceno, de forma contemporánea a las principales etapas de estructuración de las Cordilleras Béticas (Sanz de Galdeano y Vera, 1992) (Fig. 1). Los depósitos miocenos estudiados representan la transgresión que tuvo lugar en este margen durante el Tortonense, a lo largo del cual el registro estratigráfico tortoniense incluye facies de naturaleza muy diversa, en función de la localización geográfica considerada (Fig. 1). Debido a la enorme complejidad de la arquitectura interna de estas facies, estos depósitos se han agrupado dentro del Complejo Basal Transgresivo (BTC, Abad, 2002; Pendón *et al.*, 2004) datado en el Tortonense medio-superior.

En función de los cambios laterales en la naturaleza de los depósitos y de la configuración del paleorrelieve, a grandes rasgos se pueden diferenciar 4 sectores a lo largo del margen pasivo de la Cuenca (Abad *et al.*, este volumen)(Fig. 1). En el Sector A (Lepe-Candón Huelva) los depósitos presentan poca potencia, formados por arenas finas, limos y arcillas. El Sector B se localiza entre las localidades de Candón y Villaverde (Sevilla), donde el registro sedimentario es poco potente, compuesto por depósitos siliciclásticos (arenas y conglomerados) y, principalmente, por depósitos de calcarenitas y calizas (Baceta y Pendón, 1999). El área central del margen pasivo se caracteriza tanto por depósitos siliciclásticos (arenas y conglomerados) y carbonatados (Pendón *et al.*, 2004; Abad *et al.*, 2005), con zonas de instalación de sistemas deltaicos, como en el Sector C (Villaverde-Lora del Río, Sevilla), en algunos casos mostrando series de

gran potencia. Existen también otras zonas de amplio desarrollo de facies calcareníticas y calizas asociadas a plataformas y playas de sedimentación mixta, como el Sector D (Lora del Río-Hornachuelos, Córdoba).

Estos cambios expresan la interacción de los diferentes factores que controlaron la sedimentación en la cuenca. Sobre el CBT se deposita la Formación Arcillas de Gibralferrón (Civis *et al.*, 1987), de edad Tortonense superior-Plioceno inferior, constituida por una sucesión monótona de arcillas y margas.

Metodología

La metodología empleada en este trabajo contempla varias disciplinas geológicas, con el fin de analizar el registro de la transgresión sobre el paleorrelieve desde distintos puntos de vista. Desde un punto de vista geológico, se ha revisado la cartografía regional en las zonas donde afloran las facies tortonienses directamente sobre el sustrato, en mapas geológicos de escala 1:50.000 y 1:200.000 (IGME), en distintas publicaciones y en varias tesis doctorales. La configuración del paleorrelieve y la morfología de los cuerpos sedimentarios se han estudiado a través de técnicas estratigráficas clásicas, a partir de la que se ha procurado reconstruir la arquitectura del Complejo Basal Transgresivo.

Aproximación al paleogradiente topográfico Tortonense

Una aproximación al paleogradiente topográfico y a la configuración del

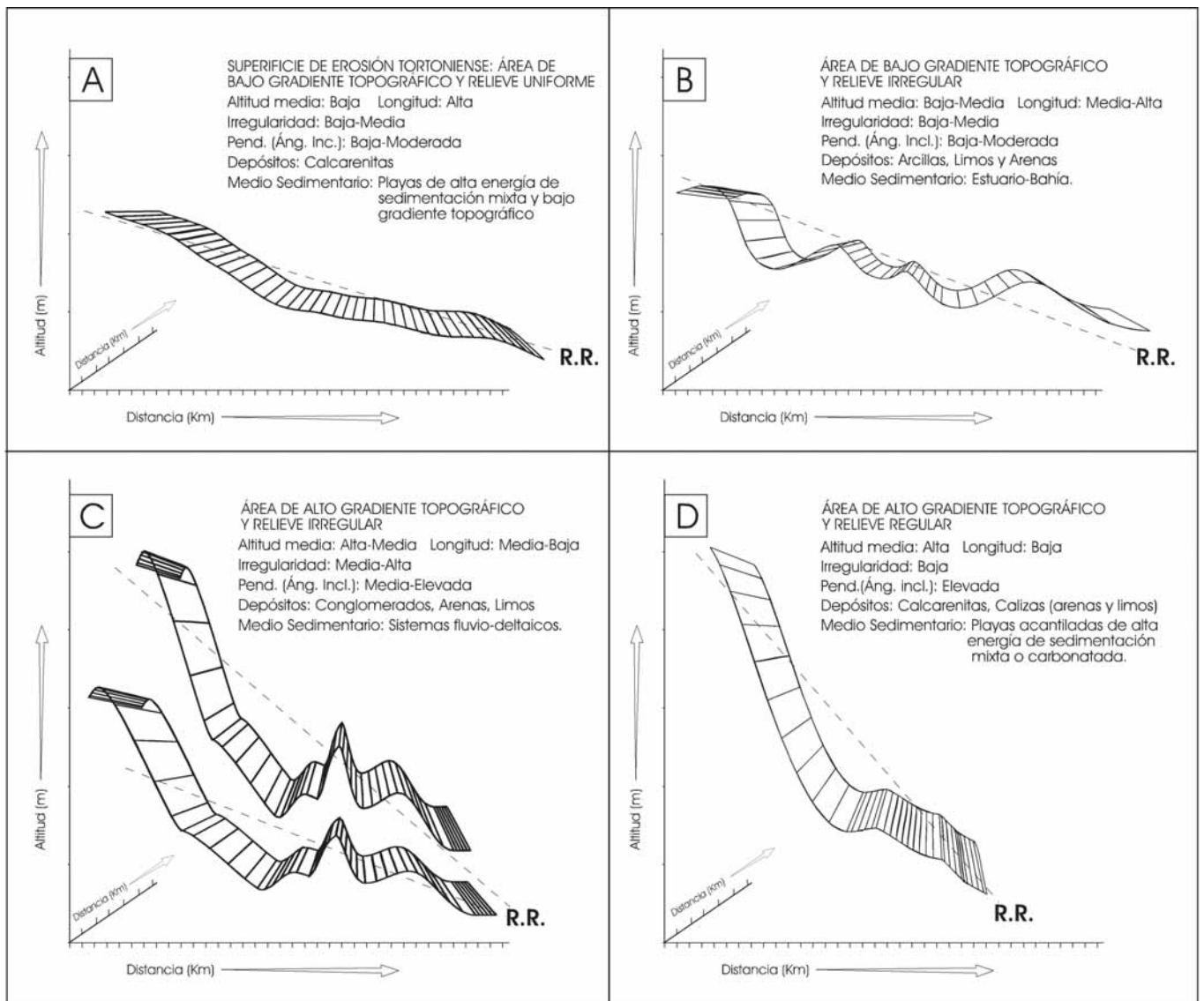


Fig. 2. Diferentes tipos de configuración del paleorrelieve y relación con los depósitos tortonienses que los fosiliza. R.R. Recta de regresión lineal.

Fig. 2. Different paleotopographic configurations of paleorelief in the study area and relation to overlying tortonian deposits. R.R. Linear Regression Line.

paleorrelieve tortoniense en la zona de estudio se realizó mediante la elaboración de 40 cortes topográficos sobre el sustrato en toda el área de estudio, desde Ayamonte (Huelva) a Hornachuelos (Córdoba).

Una vez obtenidos la cota y situación de los distintos puntos de cada perfil se han representado y estudiado estadísticamente para obtener parámetros que nos aproximen a la configuración del relieve en el Tortoniano. Estos perfiles se elaboraron perpendiculares al contacto entre el CBT y el sustrato, con el fin de cuantificar la irregularidad y resistencia que opuso el paleorrelieve a la transgresión.

A partir de la gran cantidad de datos obtenidos en cada perfil, se ha construido rectas de regresión que, inicialmente, constituyen una buena aproximación al

paleogradiente topográfico. Su pendiente indica la tasa de cambio de altitud que se experimenta a lo largo de la línea de regresión, o lo que es lo mismo, el ángulo aproximado de inclinación del paleorrelieve. Este parámetro nos da una idea directa de la magnitud del paleogradiente topográfico.

El grado de dispersión de las cotas topográficas y la irregularidad de los perfiles constituyen una aproximación a la uniformidad de la vertiente transgredida. En caso de un paleorrelieve muy uniforme se puede deducir la existencia de una costa acantilada o la posible acción de procesos erosivos litorales sincrónicos a la transgresión que conlleva la formación de rasas costeras sobre el sustrato rocoso.

La altitud y longitud media de cada perfil facilita una medida sobre lo abrupto del paleorrelieve transgredido. En general,

cuanto mayor es la altura media y menor la longitud más abrupta es la topografía y más próxima es la situación a los primeros relieves de importancia que representan umbrales para la sedimentación.

El control del paleorrelieve sobre la sedimentación tortoniense

La distribución, naturaleza y la arquitectura de las facies descritas del área de estudio muestran una clara relación con la configuración topográfica del paleorrelieve tortoniense, que no debe mostrar diferencias significativas con respecto al actual. En la figura 2 pueden observarse la correspondencia existente entre las características del sustrato y las facies descritas en los sectores estudiados. En función de las características del paleorrelieve y de los depósitos que lo ta-

piza, podemos diferenciar 4 tipos de configuración topográfica del sustrato (Fig. 2).

Tipo A

Aparece formando zonas de bajo gradiente topográfico y con tendencia hacia la planitud del sustrato. La pueden fosilizar depósitos calcareníticos groseros con abundante fauna litoral, de morfologías asimilables a cuñas por su pequeña potencia y amplia extensión (Fig. 2-A). En otros casos, esta superficie aparece exhumada, sin depósitos que la tapicen. Los ejemplos más claros se aprecian en el sector occidental de la cuenca, donde a diferentes cotas afloran extensas superficies aplanadas, próximas al contacto entre el neógeno y el sustrato paleozoico. A menor escala, estas superficies han sido descritas a mayor altitud, en el interior de las sierras y desconectadas de los depósitos de cuenca, en los Sectores C y D. Tanto la morfología de los depósitos como las del zócalo denotan la actuación de procesos erosivos litorales de alta energía (oleaje, etc.) sobre un sustrato rocoso, probablemente durante pequeñas tasas de ascenso relativo del nivel marino. El bajo buzamiento y la planitud de las superficies denotan la existencia de un paleorrelieve previo muy suavizado, que favoreció la abrasión del zócalo y no opuso resistencia al avance rápido del cinturón de facies costera hacia el continente. En el sector oriental de la Depresión del Guadalquivir esta superficie ha sido descrita e interpretada previamente de forma similar (Rodríguez-Vidal, 1992; Flores, 1994).

Tipo B

Se describe en zonas de bajo gradiente topográfico y relieve poco uniforme, caracterizadas por su amplia longitud, baja altitud media y valores de D.S. y C.D. que denotan una tendencia hacia la irregularidad de un sustrato más o menos aplanado (Fig. 2-B). Esta configuración del paleorrelieve se observa en el Sector A, sobrepuesta a la configuración topográfica anterior. Es probable que por esta zona discurriera un sistema fluvial que diera lugar a un estuario en su punto más cercano al mar (Muñiz, 2001). La acción de río pudo haber disectado una superficie de erosión poligénica pretortonense, que habría contribuido al aplanamiento del un relieve previo muy envejecido. Otra explicación para la existencia de este tipo de modelado sobre el sustrato es la acción de procesos erosivos posteriores al Mioceno que pudieran haber retocado esta superficie durante la evolución de la red fluvial en el Cuaternario (Cáceres, 1995).

Tipo C

En el área occidental del Sector B y en el Sector C, el paleorrelieve se presenta muchos más irregular, especialmente en los puntos cercanos a la cuenca (Fig. 2-C). La inclinación y altitud media de los perfiles trazados es muy variable, aunque siempre superiores al caso anterior. La longitud es intermedia en comparación a los otros casos. La irregularidad del sustrato paleozoico fosilizado por los depósitos neógenos denotan la existencia de un sustrato muy irregular, con frecuentes cambios laterales de altitud e inclinación. Los depósitos que afloran en estas zonas están formados por sedimentos siliciclásticos groseros (conglomerados y arenas) que evolucionan en la vertical y hacia cuenca a materiales más finos (limos y margas). Estas facies han sido interpretadas como afines a medios fluviales y deltaicos que drenaban desde el Norte y Noreste de la Cuenca y aportaban sedimento a la plataforma marina y zonas adyacentes. La incisión de valles fluviales en el sustrato provoca la irregularidad del terreno, que pudo producirse en un área de gradiente topográfico moderado (Sector B) o algo más abrupto (Sector C). La extensión lateral y longitudinal de los litosomas es limitada, directamente controlada por la longitud de los paleovalles fluviales. Esta circunstancia condiciona la morfología de los cuerpos sedimentarios, mucho más potentes y extensos en el Sector C.

Tipo D

En el Sector D y en el tramo oriental del Sector B, el sustrato presenta una morfología muy regular, con un gradiente topográfico y una altitud media muy elevadas (Fig. 2-D). La longitud de los perfiles es muy baja. Los depósitos más representativos en estos puntos son calcarenitas con múltiples fragmentos de fauna marina somera y abundante material detrítico grosero. Las calizas, aunque frecuentes, aparecen algo peor representadas. La configuración del paleorrelieve ha favorecido en estos puntos la formación de playas y medio marinos someros de alta energía y elevada pendiente deposicional, en los que la producción de carbonatos era dominante. La regularidad del sustrato, tanto lateral como en la vertical, condicionó la existencia de una costa rocosa con frecuente alternancia de entrantes y salientes, y el desarrollo de acantilados y plataformas de abrasión de elevado gradiente topográfico. La ausencia de áreas deprimidas indica la desaparición de zonas de llegada de aporte fluvial, lo que favoreció la formación de los carbonatos. Esta circunstancia probablemente

también tuvo lugar a cotas elevadas, durante las últimas fases de relleno de los Sectores B y C. En otros puntos de características similares, la llegada sedimentos terrígenos desde los deltas y playas ceracanas mediante corrientes de deriva litoral, inhibió la precipitación de carbonatos.

Referencias

- Abad, M. (2002). *Arquitectura estratigráfica y paleontología del CBT*. Trabajo de Investigación, Univ. de Huelva, 249 pp.
- Abad, M., Ruiz, F., Cantano, M., Rodríguez-Vidal, J., Pendón, J. G., González-Regalado, M. L., Mantero, E., Cáceres, L. y Tosquilla, J. (2005). *Geogaceta*, 37, 207-210.
- Baceta, J.I. y Pendón, J.G. (1999). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12, 419-437.
- Cáceres, L. M. (1995). *Geomorfología del sector occidental de la Depresión del Guadalquivir*. Tesis Doctoral, Univ. Huelva. 166 p.
- Cattaneo, A. y Steel, R. J. (2003). *Earth Science Reviews*, 62, 127-228.
- Civis, J., Sierro, F. J., González-Delgado, J. A., Flores, J. A., Andres, I., Porta, J. y Valle, M. F. (1987). En: *Paleontología del Neógeno de Huelva* (J. Civis, Ed.). Univ. Salamanca, 9-21.
- Flores, E. (1994). *Tectónica reciente en el margen ibérico suroccidental*. Tesis Doctoral. Univ. de Huelva, 458 pp.
- Julivert, M.; Fontboté, J.M.; Ribeiro, A. y Conde, L. (1974). *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, 1:1.000.000*. IGME.
- Haq, B., Hardenbol, J. y Vail, P.R. (1987). *Science*, 235; 1156-1167.
- Helland-Hansen, W. y Gjelberg, J.G. (1994). *Sedimentary Geology*, 92, 31-52.
- Helland-Hansen, W. y Martinsen, O.J. *Journal of Sedimentary Research*, 66,670-688.
- Lotze, F. (1945). *Geotektonische Forschungen*, 6, 78-92.
- Pendón, J. G., Ruiz, F., Abad, M., González-Regalado, M. L., Baceta, J. I. y Tosquilla, J. (2004). *Revista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 10, 503-515.
- Rodríguez-Vidal, J. (1992). *Geogaceta*, 11, 85-86.
- Ross, W.C., Watts, D.E. y May, J.A. (1995). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 79, 231-258.
- Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A. y Civis, J. (1995). En: *Tertiary Basins of Spain* (Friend, P. F. y Dabrio, C. J. Eds.), Cambridge University Press, 339-345.
- Talling, P.J. (1998). *Geology*, 26, 87-90.