

# La discontinuidad del Campaniense basal en el Prebético: ¿Inicio de la convergencia alpina en la Margen Bética?

J. Martín Chivelet (\*), R. Giménez (\*) y E. Luperto Sinni (\*\*)

(\*) Departamento de Estratigrafía, Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de CC. Geológicas, 28040 Madrid

(\*\*) Dipartimento di Geologia e Geofisica, Università di Bari, Via E. Orabona, 4, 70125 Bari (Italia)

## ABSTRACT

*In the platforms of the Mesozoic southeastern continental margin of the Iberian plate (the Betic Margin), a major stratigraphic unconformity developed at -83 Ma (earliest Campanian), which is interpreted -on the basis of regional stratigraphic analysis and interregional correlation- to mark the onset of the transition of the Betic passive margin into a convergent one. The unconformity was induced by a tectonic event that caused: (1) total restructuring of the platform, (2) changes in tectonic subsidence patterns, (3) rejuvenation of siliciclastic source areas, and (4) substantial modifications in fossil assemblages, some of them with biogeographic implications. Correlation with other paleogeographic domains of Iberia (Pyrenean basin, Cantabrian margin, Iberian Seaway) allows to propose a supraregional control for that tectonic event now recognized in the Betic Margin: it coincides in time with initiation of convergence in Pyrenees, with the end of sea-floor spreading in Bay of Biscay, and with a generalized uplift in central Iberia and the Iberian basin. Rapid transmission of intraplate stresses within the Iberian block in relation with the onset of the African - European convergence makes that tectonic pulse to be registered isochronously (at a geologic scale) in a variety of geodynamic settings (passive margins, intraplate basins, etc.) separated hundreds of kilometers away.*

**Key words:** Betics, Campanian, Late Cretaceous, Alpine orogeny, paleobiogeography, carbonate platforms.

Geogaceta, 22 (1997), 121-124

ISSN: 0213683X

## Introducción

Durante el Cretácico superior se produce un cambio sustancial en la dinámica litosférica de la parte occidental del dominio tethysiano: el prolongado episodio divergente - transtensivo que se había iniciado al final del Paleozoico y que controla la disgregación de la Pangea y la apertura de los océanos Tethys y Atlántico deja paso al episodio convergente que define la Orogenia Alpina. El inicio de la convergencia entre las placas africana y euroasiática (ej.: Vegas y Banda, 1982; Savostin *et al.*, 1986; Ziegler, 1988) induce procesos de inversión tectónica en las cuencas que se habían generado durante el Mesozoico. En Iberia, y debido a la posición intermedia que ocupaba entre África y Europa (Fig. 1a), las cuencas sedimentarias debieron ser especialmente sensibles a este proceso. En este trabajo nos centramos en la Margen Bética, donde se generaron algunas de las series estratigráficas con mejor registro del Cretácico superior de la península, y para la que, sin embargo, la evolución tectónica mesozoica está escasamente documentada.

La Margen Bética constituyó, desde un punto de vista paleogeográfico, la margen meridional de Iberia durante gran parte del Mesozoico y Cenozoico. Tuvo su origen en el área septentrional de una cuenca intracontinental Permo-triásica, la cual perduró hasta el Jurásico inferior, tiempo en el que se inicia la acreción de corteza oceánica (o semioceánica) entre África e Iberia (ej.: García Hernández *et al.*, 1980; Vegas y Banda, 1982; Martín Algarra, 1987; Ziegler, 1988) y dicha área se transforma en una margen continental pasiva.

En esa margen se desarrollaron plataformas carbonatadas y mixtas, cuya evolución estuvo muy controlada por una intensa actividad tectónica distensiva / transtensiva. Esa tectónica, que provocaba el movimiento diferencial de fallas lístricas (ej.: Martín Chivelet, 1995, 1996; Arias *et al.*, 1996), se superpuso a la subsidencia térmica general de la margen. La vida de la margen pasiva se prolongó durante el resto del Mesozoico (Vera, 1988). Después se inicia una etapa de convergencia, que culmina en el Mioceno con la destrucción de la margen durante la estructuración orogénica de la

cadena bética (ej.: Kenter *et al.*, 1990).

En este trabajo se presentan una serie de evidencias que permiten precisar, dentro del Cretácico superior, el inicio del tránsito entre la etapa de margen pasiva y la etapa de margen convergente. Esas evidencias se han obtenido a partir del análisis estratigráfico de las series de plataforma que se desarrollaron en la margen y que hoy afloran en el área centro-oriental del Prebético (Fig. 1b), y aparecen asociadas a una discontinuidad regional, que tiene una edad Campaniense basal en los puntos de mínima laguna estratigráfica y que refleja un evento clave en la historia de la margen.

## La discontinuidad Campaniense basal

Se trata de una discontinuidad regional que en la mayor parte de los afloramientos se presenta como una paraconformidad o como una discordancia cartográfica, si bien localmente tiene carácter erosivo. Separa los materiales de edad Campaniense - Maastrichtiense inferior, que constituyen una unidad genética de orden mayor (un "set de secuencias posicionales", *sensu* Martín Chivelet,

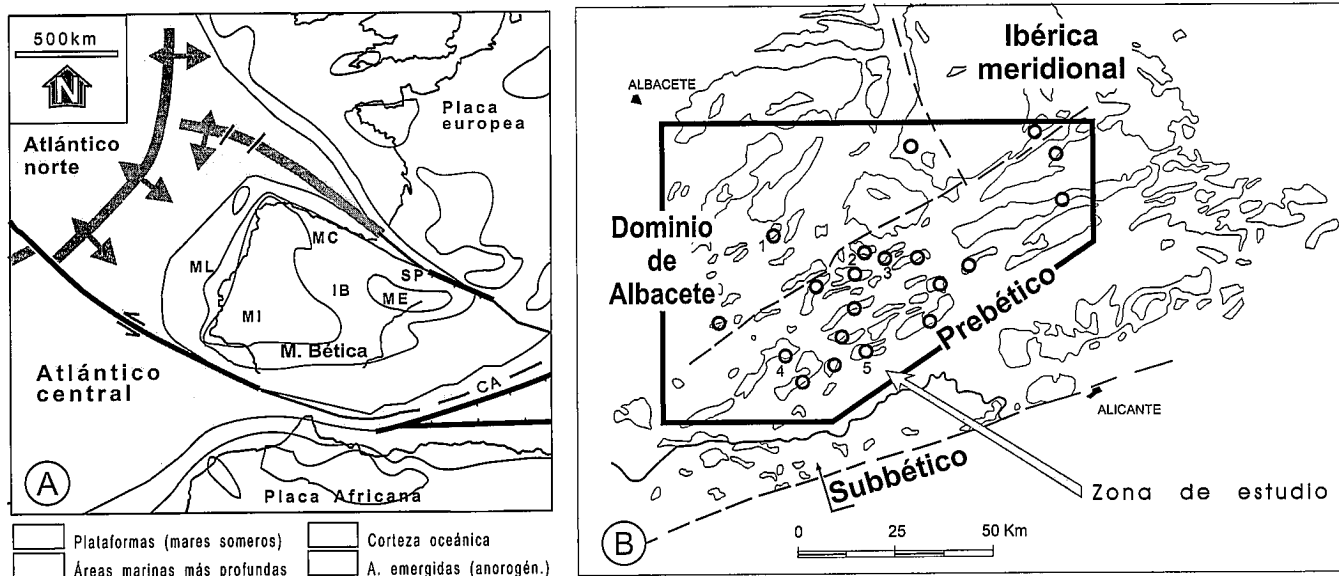


Fig. 1.- (a) Localización de la margen bética en el marco del sistema alpino mediterráneo. (b) Mapa simplificado de los afloramientos cretácicos del SE de España, indicando los dominios tectono-paleogeográficos del Cretácico y la localización del área estudiada. Los círculos representan los afloramientos analizados para elaborar las reconstrucciones de la figura 3, y los números indican la localización de las columnas analizadas en la figura 4.

Fig. 1.- (a) Location of the Betic margin on a paleotectonic - paleogeographic map of the western Mediterranean alpine system for Santonian times, based on Ziegler (1988) (MI: Iberian Massif, MC: Cantabrian margin, ME: Ebro Massif, ML: Lusitanian margin, IB: Iberian basin, SP: Pyrenean basin). (b) Simplified map of Cretaceous outcrops in SE Spain, showing the main tectono-paleogeographic domains during the Cretaceous and the location of the study area (small circles represent outcrops considered for paleogeographic maps of figure 3, numbers 1-5 indicate location of sections in figure 4).

1995) de los materiales subyacentes, cuyas edades oscilan entre el Cenomaniense medio y el Campaniense basal y pertenecen a otras tres unidades mayores o sets de secuencias (Fig. 2). Puesto que las series estudiadas corresponden a depósitos de plataforma, las dataciones se basan fundamentalmente en foraminíferos bentónicos, rudistas y algas verdes, y también en foraminíferos planctónicos para las series más abiertas post-discontinuidad. Los datos bioestratigráficos se detallan en Martín Chivelet (1992, 1995); Ramírez del Pozo y Martín Chivelet (1994), Martín Chivelet *et al.* (1994) y Luperto Sinni *et al.* (en prep.).

Un análisis comparativo de los materiales pre y post discontinuidad revela la existencia de los siguientes cambios relevantes en la evolución de la cuenca sedimentaria:

1.- Cambio en la paleogeografía regional

La discontinuidad tiene asociado un cambio en la paleogeografía de la zona estudiada que no se limita a los efectos que pueda producir una oscilación del mar sobre una geometría cuencal estable, sino que conlleva una reorganización radical en la distribución de los medios sedimentarios marinos y de las áreas emergidas, y que aparece por ello relacio-

nada con un evento tectónico (Fig. 3).

La paleogeografía previa del área considerada estaba controlada por dos aspectos fundamentales. El primero de ellos es el desarrollo de una gran plataforma carbonatada (Fm. Sierra de Utiel), dominada por condiciones litorales y marinas someras (Martín Chivelet y Giménez, 1992; Pérez Ibares, en prep.), que cubría más de 50.000 km<sup>2</sup> extendiéndose hacia el norte, fuera ya del Prebético, sobre el sector meridional de la Cuenca Ibérica y sobre las estribaciones del Macizo Ibérico (dominio de Albacete). El segundo aspecto, de carácter más local, es la existencia de una franja emergida (la "franja anómala" de Martínez del Olmo *et al.*, 1982) que corresponde a un área elevada que ocupa la parte más suroccidental del Prebético (Martín Chivelet, 1993, 1995).

La paleogeografía subsecuente refleja el desarrollo de una plataforma somera de naturaleza mixta carbonática - siliciclástica (Fm. Rambla de los Gavilanes), que se desarrolla paralelamente a la margen continental pero ocupando una franja de tan solo unas decenas de kilómetros. Está limitada al norte por zonas emergidas y al sur por condiciones de plataforma externa (Fm. Carche). Conviene resaltar que la franja suroccidental

previamente emergida está ahora en parte ocupada por los ambientes marinos más profundos.

El hecho de que la extensa plataforma carbonatada del Coniaciense - Santiense, típica de una margen pasiva, sea reemplazada por una plataforma estrecha y flanqueada por zonas elevadas por el norte y zonas relativamente profundas por el sur, sugiere que regionalmente está operando un cambio tectónico que lleva consigo una flexión en la margen continental. De acuerdo con Cloetingh *et al.* (1985), estas flexiones de márgenes continentales, que llevan asociadas la elevación de los flancos de la cuenca, el hundimiento de sus zonas centrales, y el consiguiente desarrollo de plataformas muy estrechas, son características de fases compresivas.

2.- Cambio en el flujo de terrígenos

La discontinuidad representa un cambio moderado en el contenido siliciclástico de los sedimentos, punto que sugiere una reactivación del área fuente. Los sedimentos más jóvenes previos a la discontinuidad evidencian ya un leve incremento en el flujo terrígeno, anunciando esa reactivación (esto es más patente cuanto más hacia el este, hecho que indica posiblemente una mayor proximidad al sistema que aporta los terrígenos).

3.- Cambio en la subsidencia

La subsidencia tectónica del Cretácico superior del sector de Jumilla - Yecla ha sido recientemente analizada (Martín Chivelet, 1996). Este análisis pone de manifiesto la existencia de un cambio en los patrones de subsidencia de la zona para aproximadamente -83 Ma, edad en la que se sitúa el límite Santoniense - Campaniense y la discontinuidad que estamos analizando. La subsidencia que se deduce a partir de los materiales pre-discontinuidad es moderada y bastante homogénea en todos los puntos de donde se tiene registro (Fig. 4) y la pendiente de la curva, cóncava, refleja un episodio de tectónica extensional suave. El análisis de los sedimentos supra-discontinuidad refleja: (1) moderada a baja tasa de subsidencia, (2) fuertes diferencias entre los bloques tectónicos, (3) la pendiente de la curva es mucho más plana o incluso levemente convexa. Si aceptamos que la forma de las curvas puede ser indicativa de la tectónica que está controlando la subsidencia de la cuenca (Vail *et al.*, 1991), el tránsito de una pendiente cóncava a una convexa podría sugerir que la extensión está dejando paso a la compresión dentro de la Margen Bética.

4.- Cambio en la paleobiogeografía

La discontinuidad marca un cambio en las asociaciones paleontológicas de las plataformas someras, que es especialmente llamativo en los grandes miliólidos: en los tramos más altos que se encuentran bajo la discontinuidad se describe la asociación formada por *Vidalina hispanica* Schlumberger, *Pseudolacazina loeblichii* Hottinger, Drobne y Caus, *Pseudolacazina cf. cantabrica* Hottinger, Drobne y Caus, *Lacazina elongata ovula* Hottinger, Drobne y Caus y *Lacazina cf. pirenaica* Hottinger, Drobne y Caus (Martín Chivelet *et al.*, 1994). Ninguna de estas especies aparece por encima de la discontinuidad, ni tampoco otras formas más evolucionadas del grupo de las "lacazinas", que sí que han sido encontradas en los Pirineos (Hottinger *et al.*, 1989), en la Margen Cantábrica (Grafe, 1993) y en el sector septentrional de la Cuenca Ibérica (cf. Floquet, 1991), donde las "lacazinas" alcanzan el Campaniense superior. Indudablemente la desaparición de este grupo en la Margen Bética debe estar asociada con el cambio paleogeográfico representado por la discontinuidad Campaniense basal, que a su vez estaba inducido por el evento tectónico antes descrito.

Por encima de la discontinuidad, aunque no en los materiales más antiguos, se encuentran formas bentónicas también

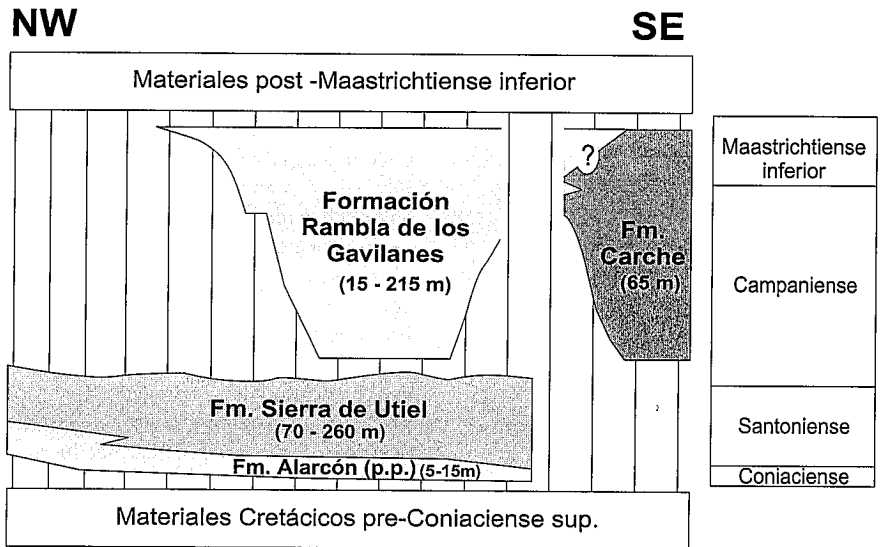


Fig. 2.- Diagrama cronoestratigráfico del Coniaciense - Maastrichtiense de la zona analizada, en el cual se aprecia la distribución espacial y temporal de las unidades litostratigráficas y de la discontinuidad Campaniense basal. Litoestratigrafía según Martín-Chivelet (1994).

Fig. 2.- Chronostratigraphic summary chart (scaled by time) of the Coniacian to Maastrichtian of the study area, showing the spatial and time distribution of the early Campanian unconformity. Lithostratigraphy from Martín-Chivelet (1994).

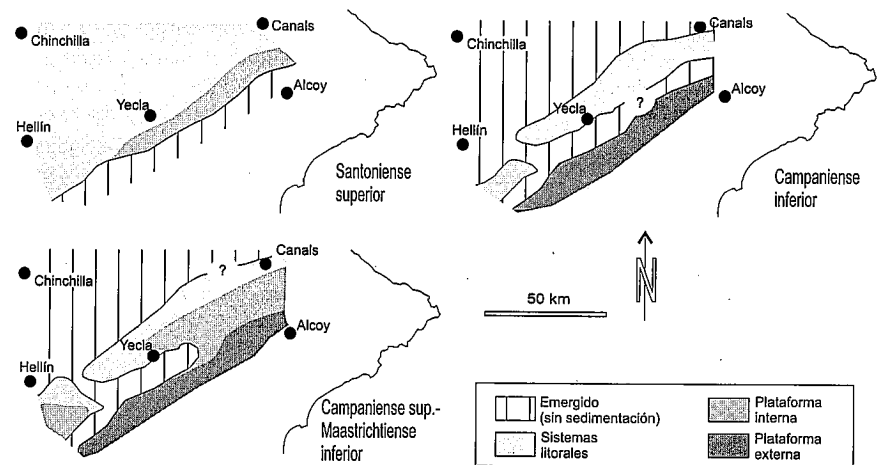


Fig. 3.- Mapas paleogeográficos.

Fig. 3.- Paleogeographic maps of the study area. Observe the major tectonic reorganization that took place in the earliest Campanian. Present position of shoreline is drawn.

muy características, como *Raadshovenia salentina* (Papetti y Tedeschi) y *Murciella cuvillieri* Fourcade, que además y al contrario de lo que ocurre con las "lacazinas", son taxones típicos del Tethys meridional y que no se han citado en otras cuencas de Iberia.

Correlación interregional

La discontinuidad que hemos descrito para el Prebético se reconoce en otros

dominios de Iberia (Margen Cantábrica, Pirineos, C. Ibérica). Representa el fin de la acreción oceánica en el Golfo de Vizcaya (Boillot and Malod, 1988; Malod, 1989) y la estructuración de los primeros mantos en los Pirineos (Puigdefábregas & Souquet, 1986). En el interior de la placa, la Cuenca Ibérica sufre un levantamiento generalizado que lleva asociada la estructuración de pequeñas cubetas continentales (Alonso *et al.*, 1987, 1993; Floquet, 1991). Este hecho tiene gran im-

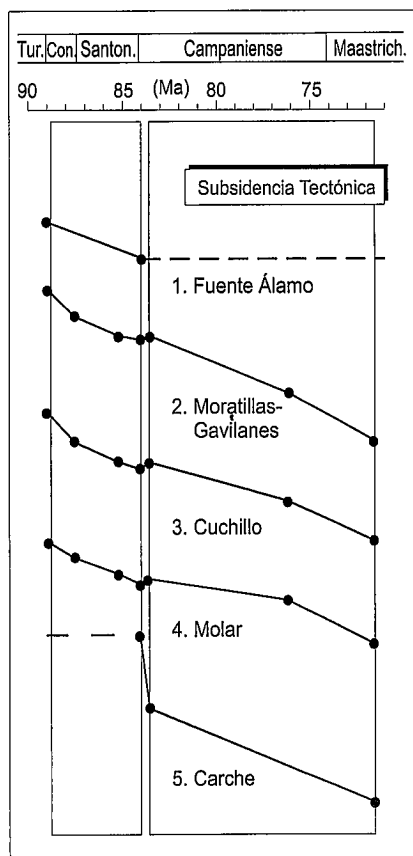


Fig. 4.- Subsistencia tectónica calculada para cinco columnas (según Martín Chivelet, 1996). La situación de las columnas se indica en la figura 1.

Fig. 4.- Tectonic subsidence calculated for five stratigraphic sections (based in Martín Chivelet, 1996). See figure 1 for sections location.

portancia pues supone el fin de la comunicación marina entre la Margen Cantábrica y la Margen Bética a través de esa cuenca intracontinental (esta comunicación había existido de forma episódica durante el Mesozoico), y puede explicar que se produzcan cambios en la paleobiogeografía regional: la Cuenca Pirenaica, que ha comenzado a cerrarse desde el Este, permanece bien comunicada con la Margen Cantábrica, y ésta a su vez con la parte más septentrional de la Cuenca Ibérica. La Margen Bética (y junto a ella, la parte suroriental de la Cuenca Ibérica), sin embargo, aparece incomunicada con las anteriores mediante su vía más directa, factor que permite su individualización desde un punto de vista biogeográfico.

## Conclusión

El inicio de la convergencia entre África y Europa en el Cretácico superior provoca fuertes reajustes y cambios en la dinámica de las cuencas sedimentarias de Iberia. La transmisión de los esfuerzos dentro de la placa hace que estos cambios se produzcan, a escala de tiempo geológico, de manera casi simultánea, aunque con distinta intensidad y consecuencias. En torno al Campaniense basal, se inicia la convergencia en la Cuenca Pirenaica, cesa la apertura del Golfo de Vizcaya y se produce un levantamiento leve de la zona central de la placa y de la Cuenca Ibérica. Este episodio se reconoce también en la Margen Bética, donde existe una discontinuidad estratigráfica regional de edad Campaniense basal, la cual se genera en respuesta a un episodio tectónico compresivo que además induce directa o indirectamente: (1) una reestructuración de la plataforma, (2) un cambio en la evolución de la subsistencia tectónica, (3) un rejuvenecimiento del área madre del material siliciclástico (fuera del área de estudio) y (4) cambios paleobiogeográficos que conllevan la desaparición "prematura" del grupo de las "lacazinas" en ese dominio. Dicha discontinuidad se interpreta, en función del análisis estratigráfico regional y de la correlación intercuenal como el inicio del tránsito de la margen pasiva hacia una margen convergente.

## Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PB94-0331 de la DGICYT.

## Referencias

- Alonso, A., Floquet, M., Mas, J.R., Meléndez, A., Meléndez, N., Salomón, J., Vadot, J.P. (1987): *Mém. Géol. Univ. Dijon*, 11: 91-102.
- Alonso, A., Floquet, M., Mas, R., Meléndez, A. (1993): *Amer. Ass. Petrol. Geologists Memoir*, 56: 297-313.
- Arias, C., Masse, J.P., Vilas, L. (1996): *Geogaceta*, 20 (1): 43-46.
- Boillot, G., Malod, J. (1988): *Rev. de la Sociedad Geológica de España*, 1: 295-316.
- Cloetingh, S., McQueen, H., Lambeck, K. (1985): *Earth and Planetary Science Letters*, 75: 157-166.
- Floquet, M. (1991): *Mém. Géologiques de la Université de Dijon*, 14, 925 pp.
- García Hernández, M., López Garrido, A.C., Sanz de Galdeano, C., Vera, J.A., Rivas, P. (1980): *Geol. Mij.*, 59: 155-168.
- Gräfe, K.U. (1993): *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten*, A-18: 418 p.
- Hottinger, L., Drobne, K. y Caus, E. (1989): *Facies*, 21: 99-134.
- Kenter, J.A.M., Reyner, J.J.G., van der Straaten, H.C., Peper, T. (1990): *Sedimentary Geology*, 67: 263-280.
- Luperto Sinni, E., Giménez, R., Martín Chivelet, J. (en prep.): *Cretaceous Research*.
- Malod, J.A. (1989): *Bull. de la Soc. Géol. de France*, V(5): 927-934.
- Martín Algarra, A. (1987): *Tesis Doctoral*, Univ. Granada, 1171 p.
- Martín Chivelet, J. (1993): *Colección Tesis Doctorales*, 238/93, Univ. Complutense, Madrid, 899 p.
- Martín-Chivelet, J. (1994): *Cuad. Geol. Ibérica*, 18: 117-173.
- Martín-Chivelet, J. (1995): *Journal of Sedimentary Research*, B65: 235-254.
- Martín-Chivelet, J. (1996): *Tectonophysics*, 265: 191-211.
- Martín-Chivelet, J., Giménez, R. (1992): *Sedimentary Geology*, 81: 125-145.
- Martín-Chivelet, J., Luperto-Sinni, E., Giménez, R. (1994): *Géol. Méditerranéenne*, XXI (3-4): 121-123.
- Martín-Chivelet, J., Ramírez del Pozo, J., Tronchetti, G., Babinot, J.F. (1995): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119: 169-185.
- Martínez del Olmo, W.; Leret, G.; Megías, A.G. (1982): *Cuad. Geol. Ibérica*, 8: 597-614.
- Pérez Ibares, B. (en prep.): *Tesis de Licenciatura*, Univ. Complutense de Madrid.
- Puigdefábregas, C., Souquet, P. (1986): *Tectonophysics*, 129: 173-203.
- Ramírez del Pozo, J., Martín-Chivelet, J. (1994): *Cuad. Geol. Ibérica*, 18: 83-116.
- Savostin, L.A., Sibuet, J.C., Zonenshain, L.P., Le Pichon, X., Roulet, M.J. (1986): *Tectonophysics*, 123: 1-35.
- Vail, P.R., Audemard, F., Browman, S.A., Eisner, P.M., Pérez-Cruz, C. (1991): In: *Cycles and events in stratigraphy* (G. Einsele, W. Ricken, A. Seilacher, eds.), Springer-Verlag, Berlín: 618-659.
- Vegas, R., Banda, R. (1982): *Earth Evolution Sciences*, 2(4): 320-343.
- Vera, J.A. (1988): *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 373-391.
- Ziegler, P.A. (1988): *Amer. Ass. of Petroleum Geologists Memoir*, 33: 198 p.