Las unidades del tránsito Jurásico-Cretácico del Maestrazgo septentrional (NE de Teruel)

Jurassic-Cretaceous transition units of north Maestrazgo (NE of Teruel)

J. Ipas, M. Aurell y B. Bádenas

Área de Estratigrafía. Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. C/Cerbuna, 12. E-50009. Zaragoza.
ipas@unizar.es, maurell@unizar.es, bbadenas@unizar.es

ABSTRACT

Different shallow marine units from the Jurassic-Cretaceous transition in Iberian Chain are well exposed in the outcrops of Northern Maestrazgo (Teruel). This work tries to show with precision the correlation between the different units present in this zone, and the position of Jurassic-Cretaceous boundary. Based on biostratigraphic markers and sequential correlation, a modified lithostratigraphic chart is proposed.

Key words: *Jurassic-Cretaceous boundary, stratigraphy, Iberian Basin.*

Geogaceta, 38 (2005), 7-10
ISSN: 0213683X

Introducción

En el Maestrazgo septentrional, en el límite entre las provincias de Teruel y Castellón, existe una serie de afloramientos que permiten estudiar las unidades carbonatadas marinas someras del tránsito Jurásico-Cretácico. En especial, los afloramientos localizados en el entorno de las poblaciones de Luco de Bordón, Mas de las Matas y Las Parras de Castellote (Fig.1A), permiten establecer un esquema estratigráfico en el que se realizan precisiones acerca de la posición del límite entre el Jurásico y el Cretácico. Desde el punto de vista paleogeográfico, las series estudiadas se encuentran en la parte septentrional de la denominada cuenca del Maestrazgo (Salas y Guimerà, 1996; Salas *et al.*, 2001; Fig.1B).

En el inicio del Titónico, la sedimentación tuvo lugar en una extensa plataforma carbonatada de tipo rampa de escasa pendiente deposicional, con unos cinturones de facies bien definidos. En los dominios internos y medios de la rampa se depositaron carbonatos, generalmente granosostenidos, oncolíticos y arrecifales (Fm. Higueruelas), que gradaban a depósitos micríticos hacia los medios más abiertos. A partir del Titónico medio se produjo un cambio en los ambientes de depósito, de modo que se desarrollaron

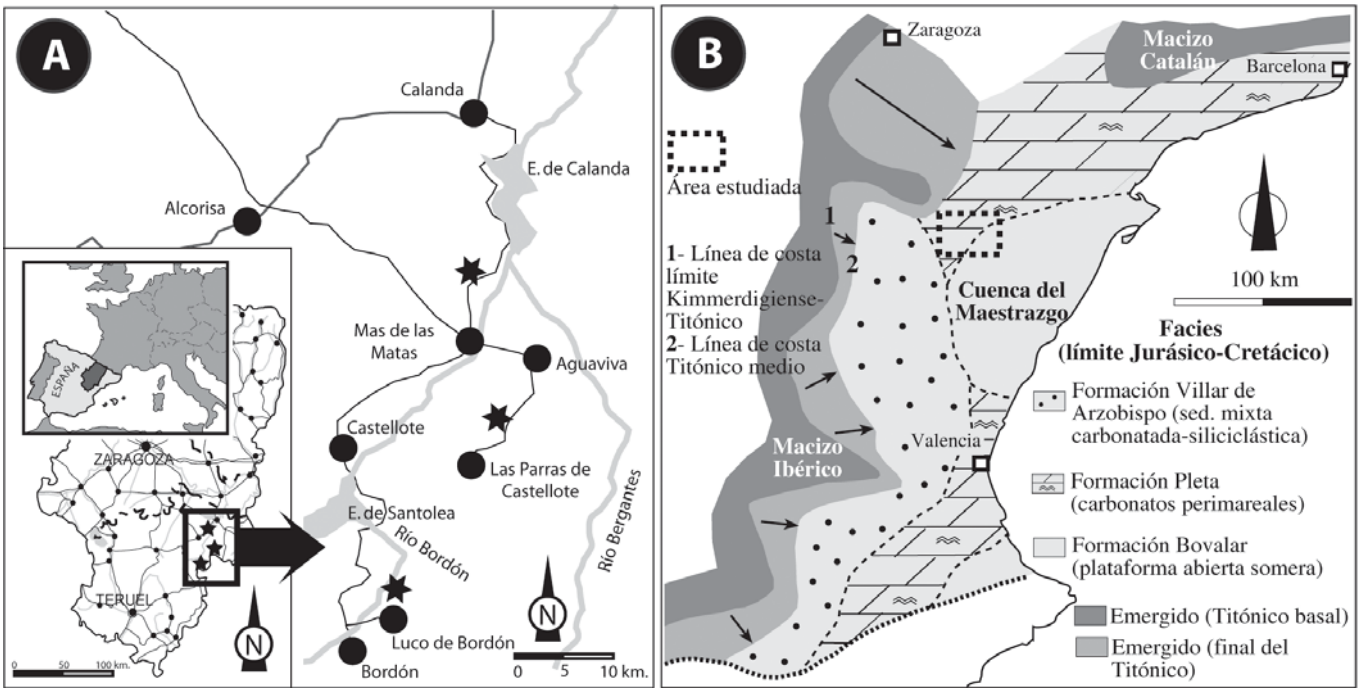

Fig. 1.- Situación geográfica (A). Reconstrucción paleogeográfica de la Cuenca Ibérica para el tránsito Jurásico-Cretácico (B).

Fig. 1.- Geographical location (A). Palaeogeographic reconstruction of Iberian Basin at the Jurassic-Cretaceous transition (B).

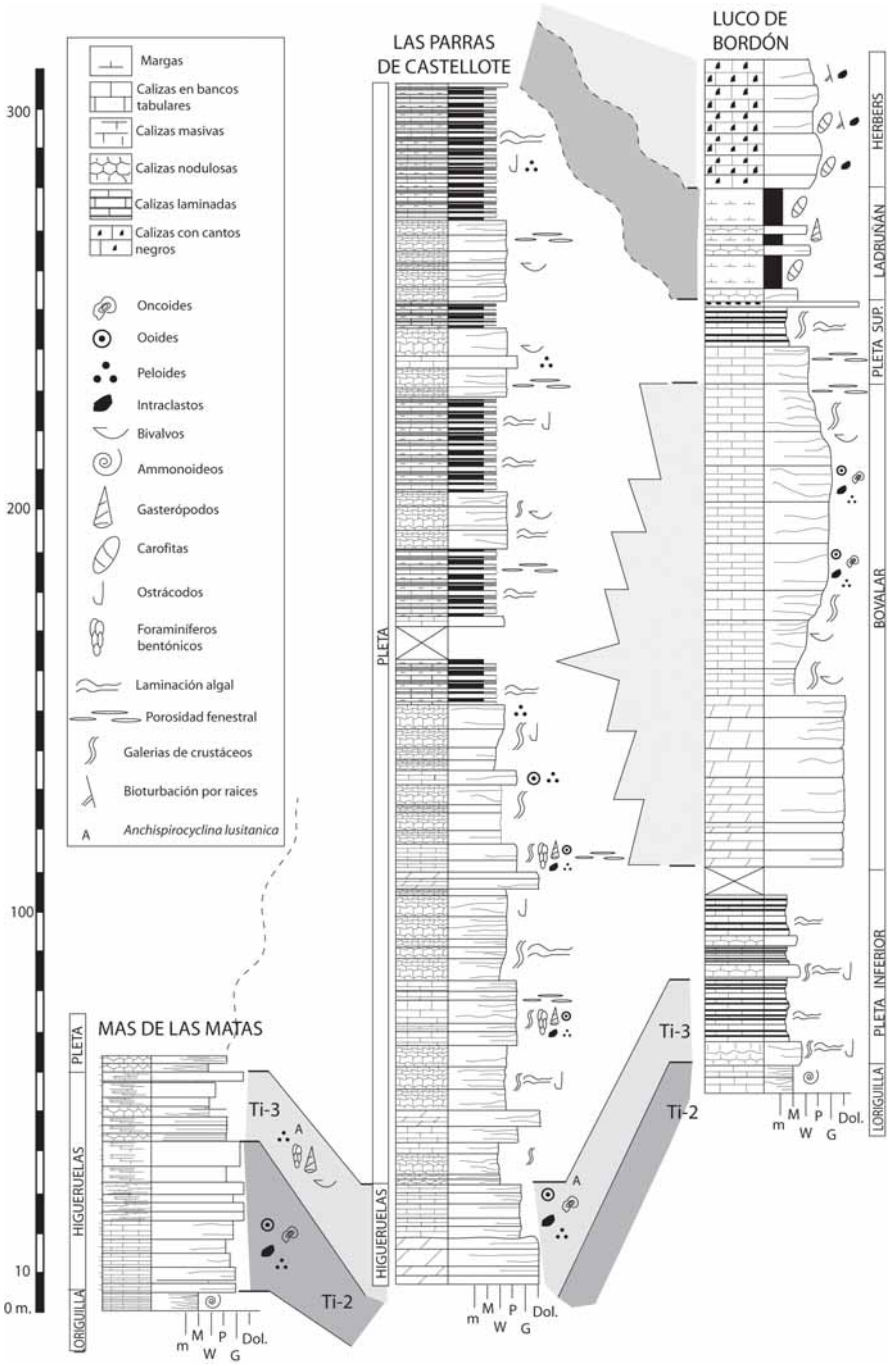

Fig. 2.- Correlación de las tres columnas estudiadas.

Fig. 2.- Correlation of the three studied profiles.

extensas llanuras de marea carbonatadas en las zonas más septentrionales de la cuenca, poco influenciadas por el aporte continental (Fm. Pleta; Fig.1B). En otras zonas, más al sur del sector estudiado, se desarrollaron amplios ambientes de depósito mixtos carbonatados-siliciclásticos, con gran influencia continental (Fm. Villar del Arzobispo). Estos ambientes, tanto el mixto como el carbonatado gradaban a carbonatos de plataforma abierta somera hacia el Este (Fm. Bovalar).

Es precisamente en la zona estudiada donde se produce el tránsito entre los diferentes ambientes de depósito comentados, de modo que su estudio resulta de gran relevancia a la hora de caracterizar el tránsito Jurásico-Cretácico en la Cuenca Ibérica. La correlación de las series estudiadas, permite definir las relaciones laterales entre las Formaciones Higueruelas, Pleta y Bovalar, lo que permite caracterizar la evolución espacio-temporal de las facies en la cuenca para este intervalo. Por debajo de estas unidades se encuentran las calizas micríticas con ammonites de la Formación Loriguilla, y a techo una unidad con carofitas de edad Berriasiense inferior-medio, que fue denominada Unidad de Ladruñán por Martín-Closas (1989).

Litoestratigrafía

En los perfiles de Mas de las Matas (Calanda), Las Parras de Castellote y Luco de Bordón analizados se han identificado las siguientes unidades.

-*Formación Loriguilla*. Integra la parte basal de cada uno de los tres perfiles y se caracteriza por la presencia de calizas tableadas micríticas con faunas de medios abiertos, tales como esponjas y ammonites e intercalaciones margosas de espesor variable. Se interpretan como depositadas en ambientes de rampa externa, por debajo del nivel de base de oleaje de tormentas.

El techo de la Formación Loriguilla es bastante diacrónico a escala de cuenca. En el sector occidental de la misma (Aguilón, Fig.3), se ha datado mediante el foraminífero bentónico *Alveosepta jacardii* como límite Kimmeridgiense-Titónico (Bádenas *et al.*, 2003). En la zona de estudio, presenta una edad de Titónico inferior (Biozona Hybonotum, Atrops y Meléndez, 1984). Más hacia el Este, en el dominio central de la cuenca del Maestrazgo (Salzedella, Montanejos; Bádenas *et al.*, 2004), esta formación se extiende hasta el límite Titónico inferior-medio.

-*Formación Higueruelas*. Se trata de una formación que se extiende ampliamente en la zona occidental de la Cuenca Ibérica, llegando hasta la cuenca del Maestrazgo. Está caracterizada por la gran variabilidad de facies (Ipas *et al.*, 2004a), aunque predominan las facies oncolíticas. Hacia su parte superior presenta facies bioclásticas y peloidales de lagoon muy somero. Su espesor es de 40 metros en Las Parras de Castellote, aunque la base de esta formación no aflora. En sectores próximos a Las Parras de Castellote, donde la unidad aflora completa, presenta un espesor de 50-55 metros. El espesor máximo se reconoce en Mas de las Matas, donde se han medido 59 metros. En estos perfiles, se caracteriza por presentar calizas masivas a estratificadas en bancos gruesos con facies oncolíticas, peloidales y bioclásticas granosostenidas, aunque localmente pueden presentarse algunas fangosas. Estas calizas se interpretan como depositadas en ambientes de rampa media a interna, con diversos cinturones de facies defini-

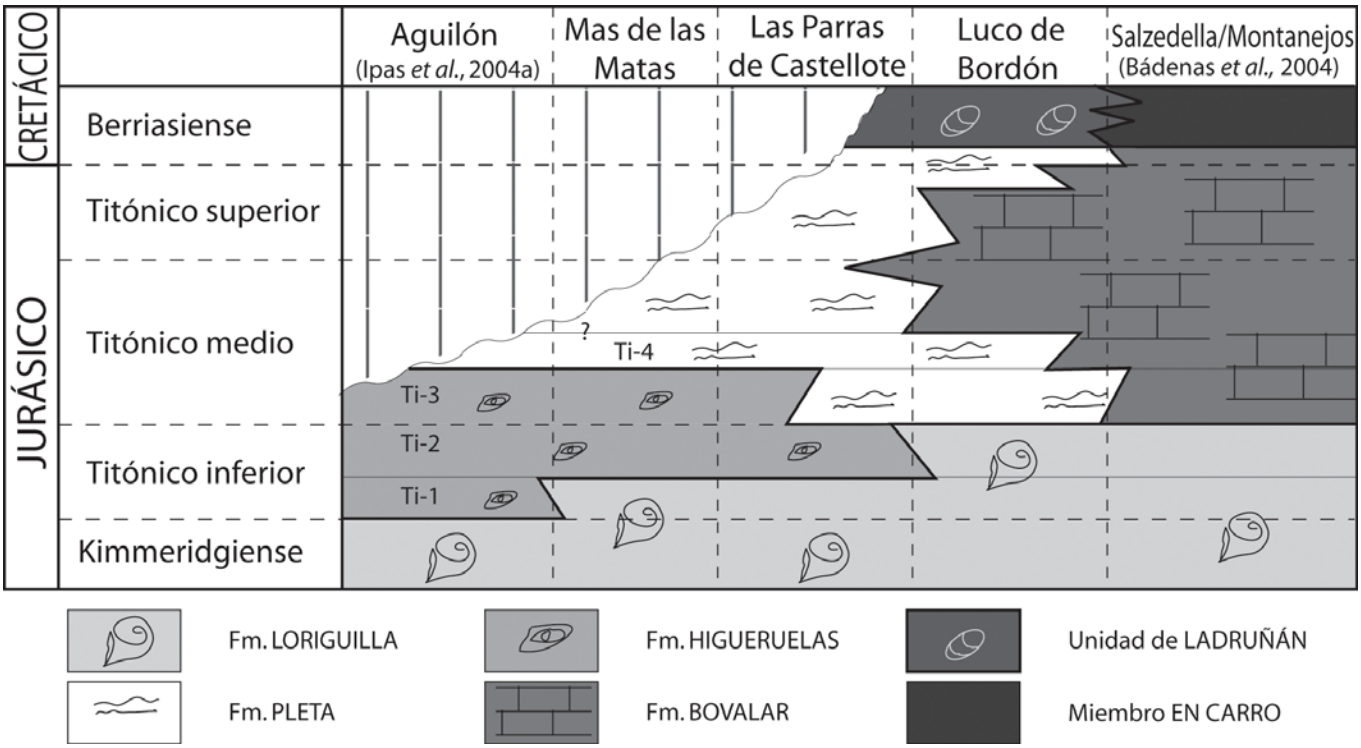

Fig. 3.- Panel litoestratigráfico del tránsito Jurásico-Cretácico de la Cuenca Ibérica.

Fig. 3.- Lithostratigraphic chart of the Jurassic-Cretaceous transition in the Iberian Basin.

dos dentro de estos dos ambientes (Ipas *et al.*, 2004a). Ipas *et al.* (2004b) identifican en el perfil de Mas de las Matas dos secuencias de depósito en esta unidad a las que denomina Ti-2 y Ti-3. En la primera predominan las facies oncolíticas de medios someros abiertos, mientras que la segunda representa un notable cambio sedimentario, presentando facies bioclásticas de ambientes más restringidos. Este cambio se reconoce a lo largo del sector occidental de la Cuenca Ibérica (Aguilón, Fig.3).

Esta formación presenta un techo mucho más homogéneo en cuanto a su edad se refiere. Tanto en las zonas occidentales de la cuenca (Aguilón), como en la zona de Mas de las Matas, los niveles más altos de la formación presentan *Anchispirocyclina lusitanica*, que caracteriza al Titónico medio. Hacia el Este (Luco de Bordón), la parte más alta de la formación pasa lateralmente a los carbonatos perimareales de la Formación Pleta.

-*Formación Pleta.* Esta formación se ha identificado en los perfiles de Luco de Bordón y Las Parras de Castellote. Es en este último en el que alcanza un mayor espesor (278 metros). En el perfil de Luco se han diferenciado dos partes, que se han denominado informalmente como Pleta inferior y Pleta superior (Fig.2). El espesor es de 58 y 33 metros, respectivamente. Se caracteriza por la presencia de calizas bien estratificadas, con intercalaciones margosas y con facies no granosostenidas frecuentemente laminadas. Gran parte de esta laminación es de tipo criptoalgal. De modo esporádico, aparecen facies granosostenidas peloidales, ooilíticas e intraclásticas.

Las precisiones de edad en esta formación son difíciles de realizar, debido a la ausencia de fósiles. Podemos asumir que su edad va desde el Titónico medio en Luco de Bordón (perfil donde antes comienza), hasta el Berriasiense inferior, debido a la presencia a techo de la Unidad de Ladruñán.

-*Formación Bovalar.* Aparece en el perfil de Luco de Bordón, donde alcanza un espesor de 118 metros. Está integrada por calizas bien estratificadas, en bancos de potencias hasta métricas, y dominados por texturas granosostenidas (facies ooidales a peloidales), aunque son frecuentes las no granosostenidas tanto a base como a techo de la unidad. Se interpreta como depositada en un medio de plataforma marina somera.

La edad de la misma va desde el Titónico medio hasta el Berriasiense inferior, controlada por la presencia de *Anchispirocyclina lusitanica*.

-*Unidad de Ladruñán.* Está integrada por una serie de margas y calizas margosas, con faunas típicas de ambientes restringidos (gasterópodos, ostrácodos), con una influencia bastante notable de medios lacustres. Se han reconocido facies granosostenidas (packstone de carofitas), así como no granosostenidas.

La unidad de Ladruñán ha sido datada por Martín-Closas (1989), basada en una asociación de carofitas que caracteriza a la Biozona de Horrida-Maillardii, como Berriasiense inferior a medio.

Correlación De Unidades

A partir de las precisiones bioestratigráficas realizadas y del análisis secuencial, se ha obtenido un cuadro litoestratigráfico donde se indica la distribución de las diferentes formaciones en el sector estudiado, así como las relaciones laterales entre ellas (Fig.3).

El límite entre las formaciones Loriguilla e Higueruelas, es diacrónico, ya que estas unidades se encuentran en relación de cambio lateral de facies. La secuencia Ti-1 definida en la zona occidental de la cuenca en la Formación Higueruelas (Ipas *et al.*, 2004a) sería equivalente a la parte más alta de la Formación Loriguilla en el perfil de Mas de las Matas y en el de Las Parras de Castellote. En el perfil de Luco de Bordón, la Formación Loriguilla llegaría a extenderse hasta la secuencia Ti-2 de Ipas *et al.* (2004a).

Como se ha comentado, la secuencia Ti-3 de la Formación Higueruelas, presenta unas características diferentes a las de las dos primeras, mostrando facies

muy someras, de lagoon protegido a restringido, y homogéneas (sector comprendido entre Aguilón y Mas de las Matas). Esta secuencia Ti-3, podría correlacionarse con la parte basal de la Formación Pleta del perfil de Luco de Bordón y, hacia zonas más externas, a la parte inferior de la Formación Bovalar (perfil de la Salzedella, Bádenas *et al.*, 2004).

Por encima de la secuencia Ti-3, existe una relación de cambio lateral de facies entre las formaciones Pleta y Bovalar, de modo que los carbonatos perimareales de la Fm. Pleta, son equivalentes proximales de las facies de plataforma carbonatada somera de la Fm. Bovalar.

Sobre la Formación Bovalar y Pleta se sitúa la Unidad de Ladruñán, cuya base es isocrona en la zona abarcada. Se ha observado una discontinuidad en el perfil de Luco de Bordón (Fig.2) entre la Formación Bovalar y la Unidad de Ladruñán, con un nivel conglomerático-brechoide asociado. Es posible que la variación de espesor de los materiales de la Formación Pleta en Las Parras de Castellote y sus equivalentes laterales (Fms. Pleta y Bovalar) en Luco de Bordón, se deba a que la Unidad de Ladruñán sea erosiva en este segundo perfil. En la zona de Montanejos y de Salzedella se reconoce una discontinuidad equivalente (Bádenas *et al.*, 2004). Hacia el Este, esta unidad gradaría mar adentro a los carbonatos del Miembro En Carro, en el Maestrazgo Central (perfil de Salzedella, Bádenas *et al.*, 2004).

Discusión

En trabajos previos realizados en las proximidades del margen de la cuenca (Ipas *et al.*, 2004a, Ipas *et al.*, 2004b), se ponía de manifiesto la tendencia somerizante del Titónico, con una progradación de los medios sedimentarios definiendo un offlap costero, muy marcado hacia el Titónico superior. Esta evolución se observa en el perfil de Mas de las Matas donde se reconoce una tendencia generalizada a la somerización hacia el techo del Titónico, pasando desde medios de rampa externa de la Formación Loriguilla a los de rampa media-interna de la Formación Higueruelas y finalmente a los dominios perimareales de la Formación Pleta.

Sin embargo, el perfil de Luco de Bordón muestra una evolución diferente. A largo término, la sucesión Titónico-Berriasiense, presenta una evolución profundizante-somerizante: sobre los carbonatos perimareales de la Formación Pleta inferior (Fig.3), se profundiza pasando a dominios mas abiertos representados por la Formación Bovalar, alcanzando las facies más abiertas en torno al límite Titónico medio-superior. A partir de aquí se produce una somerización progresiva que culmina con la reimplantación de los dominios mareales de la parte superior de la Formación Pleta. El techo de esta unidad marcaría la posición de la línea de costa de la cuenca del Maestrazgo previamente definida en otros trabajos (cf. Salas, 1989; Bádenas *et al.*, 2004).

La diferente evolución sedimentaria entre Mas de las Matas (evolución somerizante) y de Luco de Bordón (profundizante-somerizante) puede ser atribuida a la mayor subsidencia de este último sector. En la parte marginal de la cuenca, más próxima a la zona emergida, con una menor subsidencia, la alta producción de carbonatos, unida a la caída relativa del nivel del mar del final del Jurásico, da como resultado la colmatación de la cuenca y el marcado offlap hacia el E. En la zona del Maestrazgo, relativamente más abierta y situada en las proximidades del depocentro de la cuenca, la elevada subsidencia compensa el efecto de la caída del nivel del mar observado a escala regional. De esta manera se explica la no coetaneidad del pico transgresivo entre el margen, donde se produce la colmatación del medio sedimentario, y el depocentro de la cuenca.

Jacquin y De Graciansky (1998) indican que la evolución sedimentaria de una cuenca a largo término está condicionada por la evolución general de la subsidencia. Algo así parece suceder en la Cuenca Ibérica en la transición Jurásico-Cretácico. El periodo de tiempo analizado coincide con un periodo de extensión en el Atlántico Norte y el inicio de la apertura del Golfo de Vizcaya (Salas *et al.*, 2001). Este rifting produciría la aceleración de la subsidencia en determinados puntos de la cuenca (caso de la cuenca del Maestrazgo), frente a otros sectores en los que la subsidencia estaría más atenuada.

Agradecimientos

Este trabajo se ha financiado mediante un proyecto del M.C.T (proyecto BTE2002-04453) y al amparo de una beca predoctoral FPU, de referencia AP2002-3871.

Referencias

Atrops, F. y Meléndez, G. (1984). *International Symposium on Jurassic Stratigraphy. Erlangen*, 377-392.

Bádenas, B., Aurell, M., Rodríguez Tovar, F.J. y Pardo-Izuzquiza, E. (2003). *Sedimentary Geology*, 161, 153-174.

Bádenas, B., Salas, R., Aurell, M. (2004). *International Journal of Earth Sciences*, 93, 144-162.

Ipas, J., Aurell, M., Bádenas, B. (2004a). *Geogaceta*, 35, 7-10.

Ipas, J., Aurell, M., Bádenas, B. (2004b). *Geotemas*, 6, 79-82.

Jacquin, T., De Graciansky, P.C. (1998). *SEPM Special Publication*, 60, 445-466.

Martín-Closas, C. (1989). *Els carofits del Cretaci Inferior de les conques perifériques del bloc de l´Ebre.* Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona. 581 pp.

Salas, R. (1989). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 13, 121-157.

Salas, R. y Guimerà, J. (1996). *Geogaceta*, 20, 1704-1706.

Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A., Alonso, A. (2001). En: *Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Bassins and Passive Margins*, 145-185.