

Transición Cretácico/Terciario en depósitos continentales de la cuenca de Tremp-Graus: datos preliminares de isótopos estables de C y O

Cretaceous/Tertiary transition in continental deposits of the Tremp-Graus basin: preliminary data of C and O stable isotopes

N. López-Martínez (*), L. Ardévol (**), M.E. Arribas-Mocoroa (***), J. Civis (****) y J.A. González-Delgado (****)

(*) Dpto. de Paleontología. Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid

(**) Geoprep. C/Nerets, 10. 25620 Tremp, Lleida.

(***) Dpto. Petrología y Geoquímica. Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid.

(****) Dpto. de Geología. Universidad de Salamanca. 37008 Salamanca.

ABSTRACT

Continental deposits around the Cretaceous/Tertiary boundary have been studied for stratigraphy, sedimentology, paleontology and stable isotopes (^{13}C and ^{18}O) in the Benabarre and Fontllonga sections (Tremp and Ager synclines, Southern Pyrenees). Similarities in lithology, sedimentary evolution, fossil content and isotopic values allow us to interpret these deposits as part of a single basin. A shift in the isotopic content (rise in ^{18}O and fall in ^{13}C) around the K/T boundary is detected. The increase in ^{18}O may be linked to higher temperatures and/or to evaporation. The ^{13}C fall matches the «z event» described in marine environments and interpreted as due to a decrease in marine organic productivity. In non-marine environments however it could indicate an increase in plant production.

Key words: stratigraphy, sedimentology, paleontology, stable isotopes, K/T boundary, NE Spain

Geogaceta, 20 (1) (1996), 62-65

ISSN: 0213683X

Introducción

El registro geológico continental de la transición Cretácico-Terciario es en general escaso y con numerosas discontinuidades estratigráficas. En los Pirineos centro-meridionales este tránsito está registrado en una sucesión de sedimentos marino-someros y continentales (Formaciones Arenisca de Arén y Tremp, Mey *et al.*, 1968) con los que finaliza el primer estadio evolutivo de la cuenca de antepaís surpirenaica. Estas formaciones muestran una excepcional continuidad, espesor y variedad de fósiles que permiten el registro comparado de las variaciones paleoambientales en medios marinos y no marinos.

En este trabajo se estudian dos secciones de las formaciones Arén y Tremp situadas a ambos lados del frente de cabalgamiento del Montsec. Se presenta una síntesis del estado de conocimiento actual de los datos sedimentológicos y paleontológicos, así como nuevos datos geoquímicos que servirán para la correlación y el establecimiento de una secuencia provisional de eventos paleoambientales desde el Maastrichtiense al Paleoceno.

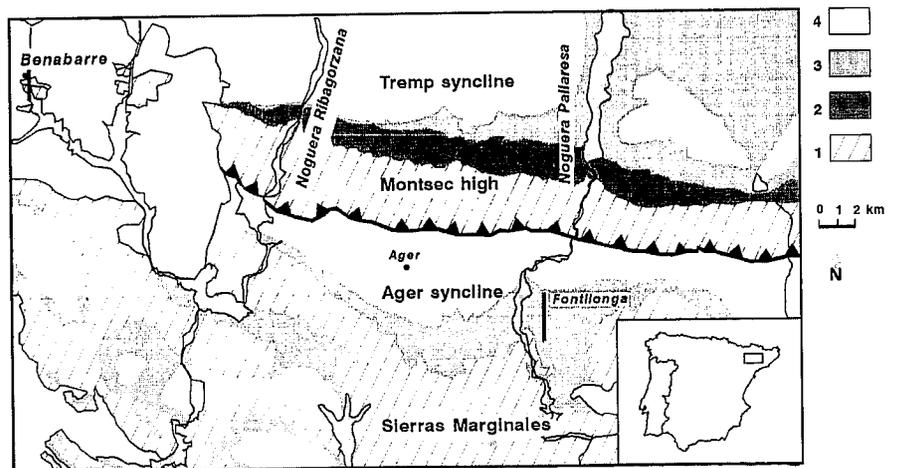


Fig. 1.- Mapa de situación de las secciones estudiadas. 1) Cretácico superior marino y depósitos anteriores. 2) Formación Arenisca de Arén. 3) Formación Tremp. 4) Paleógeno marino y depósitos posteriores. Simplificado de Losantos *et al.* (1989).

Figure 1.- Map with the studied sections. 1) marine Upper Cretaceous and older deposits. 2) Arenisca de Arén Formation. 3) Tremp Formation. 4) marine Paleogene and younger deposits. Simplified from Losantos *et al.* (1989)

Marco geológico

Las secciones de Benabarre y Fontllonga estudiadas aquí se localizan res-

pectivamente en el extremo occidental de la lámina cabalgante del Montsec (cuenca de Tremp-Graus, Unidad Surpirenaica Central) y en el flanco sur del sinclinal de

Ager (Fig. 1). Los dos afloramientos se encuentran separados por el cabalgamiento del Montsec y por conglomerados paleógenos discordantes.

Según algunos autores, el alto del Montsec estaría activo y separaría las cuencas de Tresp y de Ager desde el Maastrichtiense (Maier-Harth, 1982; Cuevas *et al.*, 1989; Krauss, 1990). En la primera se reconoce la formación Arenisca de Arén pero en la segunda está ausente. Sin embargo, la parte inferior de la Formación Tresp presenta analogías en las secciones de Benabarre y Fontllonga, lo que permite establecer una correlación provisional para el tránsito Cretácico-Terciario entre las dos series de los sinclinales de Ager y Tresp, que formarían parte de una misma cuenca.

Estratigrafía, sedimentología y paleontología

En Benabarre la Formación Tresp se apoya sobre la Formación Arenisca de Arén, de edad Maastrichtiense (presencia de *Lepidorbitoides*, *Orbitoides*, *Siderolites* y *Nummofallotia*), mientras que en Fontllonga se apoya sobre la Formación Calizas de les Serres (Souquet, 1967), de edad Campaniense-Maastrichtiense (Caus & Gómez Garrido, 1989) (Fig. 2).

La Formación Arenisca de Arén en Benabarre presenta al menos 250 m de secuencias métricas negativas de areniscas con estratificación cruzada de media a gran escala. Aparecen dos tipos de facies: calcarenitas bioclásticas con restos de organismos marinos diversos, y arenitas híbridas (cuarzo arenitas-subarcosas bioclásticas) con grado de madurez textural elevado. Las características sedimentarias del sector reflejan complejos de barras depositadas en un contexto de plataforma de alta energía. Esta formación en el Norte de la cuenca ha sido interpretada como depósitos de playas (Ghibaudo *et al.*, 1974), sistemas de islas-barrera (Nagtegaal *et al.*, 1983; Díaz Molina, 1987) o deltaicos (Mutti y Sgavetti, 1987). La Formación Calizas de les Serres en el sector de Fontllonga tiene al menos 200 m de calcarenitas y *mudstones* bioclásticos en secuencias decamétricas de tendencia negativa con estratificación cruzada de media y gran escala, superficies onduladas y estratificación sigmoidal. Los componentes extracuencales siliciclásticos no suelen sobrepasar el 10%. Se observan frecuentes niveles ricos en acumulaciones de rudistas. Estos depósitos son interpretados como complejos de *shoals* depositados en una plataforma de energía moderada con influencia de oleaje y mareas.

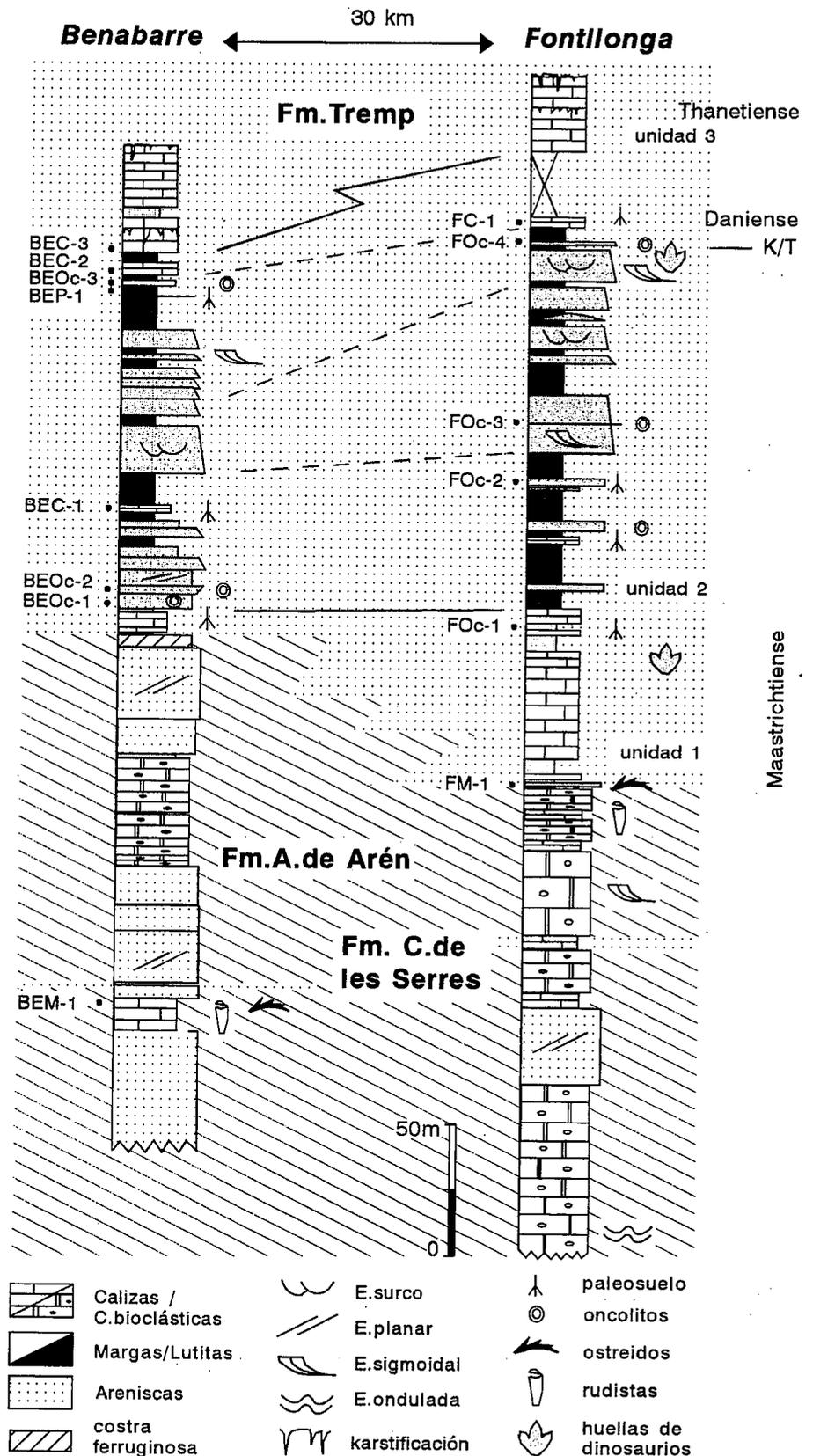


Fig. 2.- Columnas y correlaciones estratigráficas de las secciones estudiadas. El fondo rayado en la parte inferior (Formaciones Arenisca de Arén y Calizas de les Serres) indica depósitos marinos, el punteado de la parte superior (Fm. Tresp) depósitos de transición y no-marinos. Muestras de isótopos indicadas a la izquierda de cada columna.

Fig. 2.- Stratigraphic logs and correlations of the studied sections. The hatched lower part indicates marine deposits (Arén Sandstone and Serres Limestone Fms.), the stippled upper part, transitional and non-marine deposits (Tresp Fm.). Isotope samples are indicated at the left of the logs.

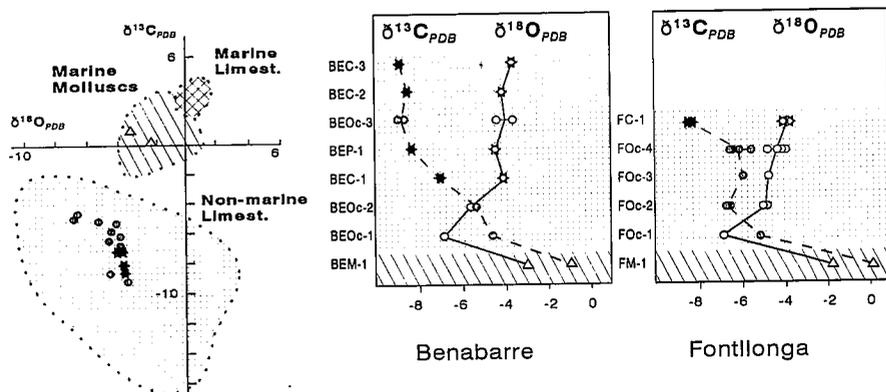


Fig. 3.- A la izquierda, situación de los valores isotópicos de las muestras de ostreidos (triángulos), calizas (estrellas) y oncolitos (círculos) en el diagrama de Milliman (1974). A la derecha, valores isotópicos en ambas secciones (Carbono: signos oscuros, línea discontinua. Oxígeno: signos blancos y línea continua). Obsérvese en ambas la misma tendencia en el incremento en $\delta^{18}O$ y en el descenso de $\delta^{13}C$ entre el Cretácico y el Paleoceno (rayado, medios marinos; punteado, medios no marinos). La situación de las muestras se indica en la figura 2

Fig. 3.- Left, isotopic values obtained from oysters (triangles), limestones (stars) and oncolites (circles) in Milliman's diagram (1974). Right, isotopic content in both sections (Carbon, dark signs and interrupted line; oxigene, white signs and continuous line). There are a common pattern: increasing trend in $\delta^{18}O$ and decrease in $\delta^{13}C$ from Cretaceous to Paleocene (hatched, marine environments; stippled, non marine environments). Sample situation, figure 2

En estas formaciones y en ambas secciones aparecen intercalaciones de calizas lacustres perimareales (*wackestones* con carofitas, ostrácodos, gasterópodos, foraminíferos y *Girvanella*) de 1 a 5 m de espesor (Fig.2).

La parte inferior de la Formación Trepmp en ambas secciones presenta dos unidades de calizas separadas por una unidad terrígena (unidades 1, 2 y 3 de Galbrun *et al.*, 1993). La edad de las unidades 1 y 2 es Maastrichtiense hasta el tramo superior de areniscas en el que se sitúa el límite K/T, y Daniense el resto (Masriera y Ullastre, 1990; Galbrun *et al.*, 1993). La unidad 3 ha sido datada como Thanetiense en Fontllonga (Feist & Colombo 1983). Por encima, la Formación Trepmp continúa con depósitos de edad Thanetiense (Rossi, 1993).

La unidad 1 está formada por secuencias métricas de calizas y margas (Fig. 2). En Benabarre aparecen unos 10 m de calizas lacustres y suelos calcimorfos. En Fontllonga tiene una potencia de unos 70 m, muy constante a lo largo de 40 km del flanco sur del sinclinal de Ager. Las calizas son *packstones/wackestones* con carofitas, gasterópodos y ostrácodos eurihalinos en su parte inferior, y además foraminíferos y *Girvanella* en su parte superior. Hacia techo aparecen huellas de dinosaurios (López-Martínez *et al.*, en prensa), ostrácodos oligohalinos (*Ilyo-*

cypris, Frambocythere), suelos calcimorfos y niveles de oncolitos. En la sección de Fontllonga, Álvarez Sierra *et al.* (1994) atribuyen estos depósitos a ambientes lacustres supramareales. En otras secciones del sinclinal de Ager, la abundancia y diversidad de tipos de foraminíferos permite inferir una mayor influencia marina hacia el Oeste (Arribas *et al.*, 1996). Las condiciones ambientales a techo de la unidad son netamente no marinas.

La unidad 2 en ambos sectores presenta una potencia de unos 150 m y está formada por una sucesión detrítica estrato y granocreciente con tres tramos de arenitas híbridas de espesor decamétrico, separados por lutitas en las que se intercalan niveles de calizas supramareales y paleosuelos calcimorfos. Por encima, ya en el Paleoceno, se sitúa un tramo lutítico con paleosuelos, calizas lacustres y yesos. Las areniscas presentan cuerpos canalizados con laminación cruzada sigmoidal y superficies de acreción lateral. Contienen niveles de oncolitos (Llompert y Krauss, 1982), huesos de vertebrados (peces, reptiles, mamíferos; Álvarez Sierra *et al.*, 1994) y huellas de dinosaurios (hasta justo bajo el límite K/T en el sector de Fontllonga). Las areniscas son arcosas y subarcosas con componentes intracuencales en proporciones inferiores al 10%, entre los que destacan bioclastos marinos

variados (rudistas y otros moluscos, briozoos, algas rojas, equinodermos y foraminíferos -*Orbitoides* y textuláridos-). Interpretamos estos depósitos como canales de sistemas fluviales deltaicos con influencia de mareas (estuario superior), asociados lateralmente a ambientes lacustres supramareales. Por encima del límite K/T, el tramo superior lutítico contiene numerosos paleosuelos, oncolitos y calizas lacustres con carofitas, prismas disociados de *Microcodium* y gasterópodos (*Melanopsis gr. crustina* y *Parateinostoma*) que indican aguas cálidas dulces o salobres sin influencia marina.

La Unidad 3 está constituida por una sucesión de carbonatos masivos muy karstificados de potencia variable (40-50 m). En Benabarre se diferencian dos tramos carbonatados separados por sedimentos margosos. Presentan un marcado desarrollo de texto-estructuras diagenéticas. Cuando se preservan, las microfacies corresponden a calizas lacustres con una abundancia excepcional de *Microcodium*. Rossi (1993) describe en esta unidad brechas de colapso estratiformes debidas al desarrollo de un karst evaporítico.

Isótopos estables de C y O

Se han estudiado en ambas secciones 19 muestras de ostreidos (M), oncolites (Oc), paleosuelos (P) y calizas (C) (ver situación Fig. 2). Algunos niveles han sido analizados repetidas veces. Cada muestra ha sido triturada con un microtornio, calentada en vacío a 400 grados durante dos horas y analizada en el espectrómetro. Los resultados se refieren al standard internacional *Belemnitella americana* (PDB). La precisión para el oxígeno ha sido de $\pm 0,03 \delta$ y para el carbono de $\pm 0,05 \delta$. Los resultados (fig. 3) son preliminares ya que el número de muestras no es elevado y son de distinta naturaleza. Se han incluido los resultados combinados porque la señal isotópica es comparable (p.ej. muestras BEP-1, BEOc-3, BEC-2 y BEC-3). Asimismo Freeman *et al.*, (1982) consideran equivalentes los valores de isótopos estables obtenidos sobre oncolites y calizas de esta misma Formación. Existe una buena correlación entre $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ en Benabarre ($r=0,96$) que baja en Fontllonga a $r=0,43$. La alteración diagenética observada en general no parece suficiente como para modificar significativamente los valores isotópicos del oxígeno (Margolis *et al.*, 1987).

Los valores obtenidos se corresponden bien con los de moluscos marinos y los de calizas no marinas recogidos por

Milliman, 1974 (Fig. 3). Todos los valores isotópicos de los oncooides, paleosuelos y calizas de la Formación Tremp corresponden a los de medios no marinos, corroborando el resultado de Freeman *et al.* (1982). Esto indica que la influencia marina detectada en el contenido paleontológico no es suficiente para alterar la señal isotópica.

Las muestras de ostreoides indican valores isotópicos similares en ambas secciones (Fig. 3), en conjunto algo más ligeros que los citados por Buchardt (1977) para ostreoides del Paleoceno medio danés.

En los niveles superiores de ambas secciones los valores para el O y el C muestran tendencias divergentes. El ^{18}O muestra un incremento hacia el techo de la Unidad 2. En Benabarre la diferencia llega a ser de 2 a 3 δ superior, y en Fontllonga casi 2 δ (Fig. 3). El ^{13}C disminuye hacia el techo de la Unidad 2, entre el Maastrichtiense y el Paleoceno, en ambas secciones. En Benabarre el ^{13}C desciende 4 δ entre la base y el techo de la Unidad 2, y en Fontllonga una caída similar se observa entre el techo del tramo arenoso, justo por encima del límite K/T, y las calizas del tramo lutítico (pasando de -5 ppm a -8 ppm). En la base de la Unidad 3 se mantienen valores isotópicos similares al techo de la Unidad 2 (muestra BEC-3). También Freeman *et al.* (1982) dan valores similares de $\delta^{13}\text{C}$ (-8 ppm) en oncolitos de la parte superior de la Formación Tremp en el sector de Fontllonga.

No se han citado datos isotópicos en depósitos no marinos del tránsito Cretácico-Terciario, pero existen numerosos estudios en medios marinos (Hsü *et al.*, 1982; Margolis *et al.*, 1987). En latitudes bajas y medias, el límite K/T está marcado por una súbita y pronunciada disminución en $\delta^{13}\text{C}$ de los carbonatos marinos someros (denominado «evento z» por Shackleton, 1986), que se interpreta como evidencia de una bajada en la productividad relacionada con la extinción del plancton. En latitudes más altas el $\delta^{13}\text{C}$ no decrece tan drásticamente (Barrera & Keller, 1994). Tanto en Fontllonga como en Benabarre se observa una caída del $\delta^{13}\text{C}$ hacia el techo de la Unidad 2 que corresponde justo a los niveles superiores al límite K/T. La interpretación es diferente en medios no marinos, donde la caída reflejaría posiblemente un incremento en el componente biogénico (Leone, 1985: el CO_2 atmosférico tiene un $\delta^{13}\text{C}$ = 0 ppm, mientras que el CO_2 originado por la respiración de las plantas o la des-

composición aeróbica tiene un $\delta^{13}\text{C}$ de hasta -27 ppm). La caída de $\delta^{13}\text{C}$ en el Paleoceno inferior continental pirenaico podría reflejar condiciones eutróficas y abundante vegetación. Sin embargo no se observan evidencias de ello en el área. El empobrecimiento en restos fósiles y materia orgánica en estos niveles sugieren lo contrario, aunque probablemente la edafización dificulte la conservación de restos orgánicos.

Con respecto al oxígeno, ambas secciones presentan un incremento en isótopo pesado de muro a techo. Esto no se observa en medios marinos. En medios continentales el aumento de $\delta^{18}\text{O}$ se relaciona con una subida de temperatura (mayores precipitaciones en bajas latitudes o mayor evaporación). Wolfe (1990) señala un incremento de la temperatura después del límite K/T en base a macrorestos vegetales. También un incremento en la salinidad produciría el mismo efecto, ya sea por evaporación o por influencia de aguas marinas. En la Formación Tremp, la influencia marina parece menor durante el Paleoceno inferior que en periodos anterior y posterior, pero una mayor temperatura y aridez podría ser responsable de la aparición de facies evaporíticas en el tramo superior lutítico de la unidad 2. Por tanto, los datos biogeoquímicos podrían indicar un incremento de la temperatura, la evaporación y la producción vegetal en los medios continentales de transición entre el Maastrichtiense y el Paleoceno.

Agradecimientos

Este trabajo es resultado del proyecto de investigación financiado por la DGI-CYT nº PB91-0353. Agradecemos a los miembros del equipo, M.A. Álvarez Sierra, R. Daams, A. de la Peña, A. Lacasa, S. Krauss, P. Peláez-Campomanes, P. Sevilla y R. Soler Gijón la ayuda prestada. Agradecemos a J. Arribas sus comentarios. Los análisis de isótopos se han realizado en el Servicio de Isótopos estables de la Universidad de Salamanca.

Referencias

- Álvarez-Sierra, M.A. *et al.*, (1994). *Comunicaciones II Congr. Grupo Español de Terciario, Jaca: 23-26*
 Arribas, M.E., Ardévol, L. & López-Martínez, N., 1996. *XVII Congress I.A.S., Tunis.*
 Barrera, E. & Keller, G. (1994): *Geol. Soc. Amer. Bull.* 106: 1254-1266
 Buchardt, B. (1977): *Palaeogeogr. Pa-*

- laeoclimat. Palaeoecol.* 22: 209-230
 Caus, E. & Gómez-Garrido, A. (1989). *Geodinamica Acta*, 3 (3), 221-228
 Cuevas, J.L., Dreyer, T. & Mercadé, L. 1989. *In Puigdefábregas, C.; Nijman, W. & Muñoz, J.A. (Eds.). Guidebook 4th International Conference on Fluvial Sedimentology*, Publ. Serv. Geol. Catalunya 2nd ed.: 23-29
 Díaz Molina, M. 1987. *Estudios Geológicos Vol. Extr. Galve-Tremp: 69-93*
 Feist, M. & Colombo, F. 1983. *Geol. Medit.*, 10: 303-326
 Freeman, T., Rosell, J. & Obrador, A. (1982): *Sedimentology* 29: 433-436
 Galbrun, B., Feist, M., Colombo, F., Rocchia, R. & Tambareau, Y. (1993): *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 102: 41-52
 Hsü, K.J.; McKenzie, J.A. & He, Q.X. (1982). *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 190: 317-328
 Krauss, S. (1990). *Tübingen Geowiss. Arb.*, 11: 1-152
 Ghibaudo, G., Mutti, E. & Rosell, J. (1974). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 13: 497-537
 Leone, G. (1985): *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 49: 61-77
 Llompart, C. & Krauss, S. (1982): *Bol. Geol. Minero*, 93 (5): 371-378
 López-Martínez, N., Lacasa, A. & Martínez-Delclós, X. (en prensa). *Ilerda*
 Losantos, M., Aragonés, E., Berástegui, X., Palau, J. & Puigdefábregas, C., 1989. *Mapa Geològic 1:250.000*, Inst. Cartogràfic de Catalunya.
 Maier-Harth, U. (1982). *In Einsele, G. & Seilacher, A. (Eds.). Springer Verlag*, 404-418
 Margolis, S.V.; Mount, J.F.; Doehne, E.; Showers, W. & Ward, P. (1987). *Paleoceanography*, 2 (4): 361-377
 Masriera, A. y Ullastre, J. (1990). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 33-41
 Mey, P., Nagtegaal, P., Roberti, K. & Hartevelt, J. (1968). *Leidse Geologische Mededelingen*, 41: 221-228
 Milliman, J.D. (1974). *Springer Verlag*, 375 p.
 Mutti, E. & Sgavetti, M., (1987). *Ann. Univ. St. Ferrara, Sci. Terra*, 1 (1): 1-22
 Nagtegaal, P.J.C., Van Vliet, A. & Brouwer, J., 1983. *Sedimentary Geol.*, 34: 185-218
 Rossi, C., 1993. Tesis Doctoral Univ. Madrid, 324 p.
 Shackleton, N.J. (1986): *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 57: 91-102
 Souquet, P. (1967). *Thèse Doc. Univ. Toulouse*, 529 p.
 Wolfe, J.A., (1990). *Nature*, 343: 153-156