

# Datación magnetoestratigráfica de las evaporitas de la cuenca neógena de Fortuna (Murcia)

*Magnetostratigraphy of the evaporites from the Neogene Fortuna Basin (Murcia)*

E. Playà<sup>(\*)</sup>, J. Dinarès-Turell<sup>(\*\*)</sup>, F. Orti<sup>(\*)</sup>, E. Gomis<sup>(\*\*\*)</sup> y L. Rosell<sup>(\*)</sup>

(\*) Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, zona Universitària de Pedralbes, 08071 Barcelona. e-mail: orti@natura.geo.ub.es; laura@natura.geo.ub.es

(\*\*) Paleomagnetic Laboratory "Fort Hoofddijk", University of Utrecht; Budapestlaan 17; 3584 Utrecht (Holanda). e-mail: dinares@geof.ruu.nl

(\*\*\*) Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera", C.S.I.C.; C/ Martí i Franqués s/n, Barcelona 08028

## ABSTRACT

The magnetostratigraphic study of the Río Chicamo section (240 m) in the Neogene Fortuna Basin (Murcia, Eastern Betics) has enabled the record of five magnetozones. The possible correlations with the standard geomagnetic polarity time scale (GPTS) imply that the evaporitic succession of the Fortuna Basin was not coeval with the Messinian evaporites of the Sorbas (Almería, Spain) and Caltanissetta (central Sicily) basins, which were assigned to the reverse chron C3r (Gautier et al., 1994). The marine evaporites of the Fortuna Basin are older (Tortonian-Messinian boundary or early Messinian) than the evaporites of those basins and, therefore, cannot be assigned to the main upper Messinian evaporite event of the Mediterranean region.

**Key words:** magnetostratigraphy, Messinian, gypsum, Fortuna Basin, Eastern Betics.

Geogaceta, 25 (1999), 163-166

ISSN: 0213683X

## Introducción

El conocimiento de las relaciones temporales entre la "crisis de salinidad" del Messiniense superior del Mediterráneo (Hsü et al., 1973) y los episodios evaporíticos ocurridos en las cuencas neógenas de las Cordilleras Béticas Orientales es un elemento fundamental para la interpretación tanto de la evolución sedimentaria de dichas cuencas como del propio desarrollo de la crisis de salinidad. En relación con ello, Gautier et al. (1994) atribuyen las evaporitas messinienses de la cuenca de Sorbas (Almería) al cron C3r, en coincidencia temporal con las de la cuenca de Caltanissetta (Sicilia central), aceptando una duración de esta sedimentación evaporítica de unos 0.4 Ma.

## Las evaporitas de la cuenca de Fortuna

El conjunto evaporítico de esta cuenca sobreyace a la unidad marina Margas de Fortuna (Montenat, 1973), de unos 500-600 m de potencia. Siguiendo a los trabajos de Santisteban (1981), Müller (1986) y Lukowski (1988), Orti et al.

(1993) ofrecen una correlación de este conjunto entre las cuencas de Fortuna y de Lorca, y nuevas aportaciones a esta problemática se establecen en Playà (1998) y Playà et al. (1998). En la cuenca de Fortuna, este último trabajo distingue las siguientes unidades, de base a techo (Fig. 1A): Yesos Basales, Yesos Chicamo, Ciclos diatomítico-evaporíticos Chicamo, Yesos Ribera, y Yesos Rambla Salada. En el corte estudiado del Río Chicamo (CH), de unos 240 m de potencia (Fig. 1B), no se presentan los Yesos Basales, y los Yesos Ribera reducen su grosor a poco menos de 5 metros.

De acuerdo con la composición isotópica del sulfato de estas unidades, Playà et al. (1995 y 1998) atribuyen un origen marino a los Ciclos Chicamo y a los Yesos Ribera, mientras que los Yesos Basales denotan un origen mixto, siendo continentales los Yesos Chicamo y los Yesos Rambla Salada.

## Datación de las margas y evaporitas de la cuenca de Fortuna

En relación con los microforaminíferos planctónicos, en la cuenca de Fortuna destaca la práctica ausencia de *Globoro-*

*talia conomiozea*, biomarcador del tránsito Tortoniano/Messiniense (T/M; Iaccarino, 1985). Como consecuencia de ello, no existe unanimidad en la datación de sus sedimentos neógenos, habiéndose atribuido sus unidades evaporíticas tanto al tránsito Tortoniano-Messiniense como al Messiniense inferior, y al superior. Así, Montenat (1973) data como tortonienses las Margas de Fortuna, y sitúa las evaporitas en la base del Messiniense. Santisteban (1981) marca el tránsito al Messiniense en la base de las evaporitas. Müller (1986), Müller y Hsü (1987), y Müller y Schrader (1989), consideran las evaporitas marinas de edad Messiniense superior. Lukowski (1988) atribuye al Messiniense inferior la mayor parte de las Margas de Fortuna, y data las evaporitas como del Messiniense medio-superior. Sierro et al. (1992) sitúan las Margas de Fortuna en el Messiniense medio, basándose en las fluctuaciones del grupo *Neogloboquadrina acostaensis* y en la presencia de *Globigerina multiloba*.

Otra línea argumental es la edad de las rocas volcánicas de la zona de Fortuna, cuyas relaciones con los sedimentos encajantes sugieren que el emplazamiento ocurrió bajo una capa de sedimento

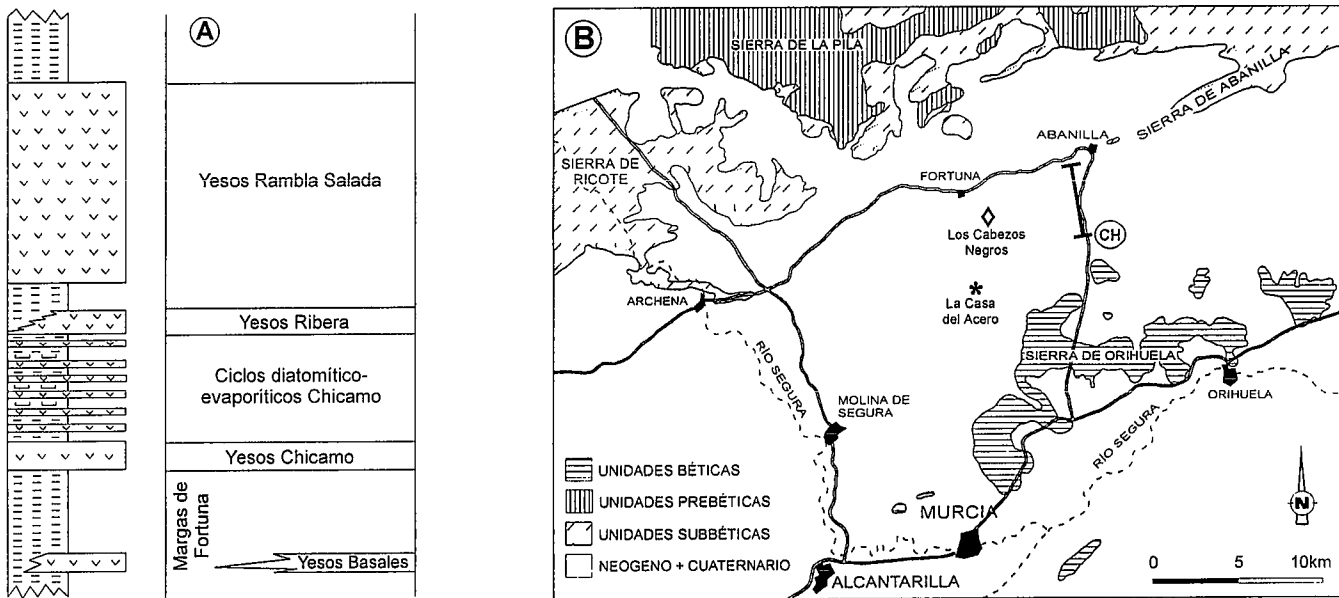


Fig. 1- A) Columna sintética de las unidades evaporíticas de la cuenca neógena de Fortuna. B) Situación del corte del Río Chicamo (CH) en la cuenca de Fortuna.

Fig. 1-A) Schematic section of the evaporitic units from the Neogene Fortuna Basin. B) Location of the Río Chicamo section (CH) in the Fortuna Basin.

muy delgada (Gimeno *et al.*, en prep.). La edad atribuida a las lamproítas de Los Cabezos Negros es de  $6.1 \pm 0.3$  Ma. (Bellon *et al.*, 1983), que está próxima a las dataciones de los aparatos volcánicos de la zona de Barqueros, entre  $6.2 \pm 0.3$  Ma. y  $7.0 \pm 0.3$  Ma. (Montenat *et al.*, 1990). Por otro lado, Lukowski (1988) cita el hallazgo de un horizonte volcanosedimentario en las evaporitas de la cuenca de Fortuna, en la base de los Yesos Rambla Salada y en una posición estratigráfica equivalente a las lamproítas de Los Cabezos Negros.

Finalmente, el yacimiento de microamíferos de La Casa del Acero, situado en el corte de la Rambla Salada (unos 10 km al SW del corte CH), es asignado a la biozona MN12 (Agustí *et al.*, 1985). Lukowski (1988) cita también la presencia de fauna perteneciente a las biozonas MN12 y MN13 en diversos yacimientos de esta cuenca. Sin embargo, no existe unanimidad en la datación absoluta de la biozona MN12. Así, Steininger *et al.* (1996) marcan el tránsito entre las biozonas MN12 y MN13 muy próximo al mismo límite T/M (7.12 Ma.), mientras que Opdyke *et al.* (1997) lo consideran mucho más moderno (6.567 Ma.), y Garcés *et al.* (1998) lo sitúan en una posición intermedia (dentro del cron C3Ar).

**Resultados paleomagnéticos**

Mediante una perforadora portátil se recogieron un total de 200 muestras en 90 estaciones distribuidas en los 240 m del

corte estudiado, con un espaciado entre estaciones, en general, menor a 3 m. Las muestras se subdividieron en el laboratorio en especímenes de longitud standard (2.2 cm) para su análisis paleomagnético. La Magnetización Remanente Actual (MRN) y su evolución durante el lavado térmico progresivo se midió con un magnetómetro criogénico (CCL). Fueron aplicados, en promedio, entre 10 y 15 tratamientos térmicos incrementales para cada muestra. Las temperaturas máximas de desbloqueo se sitúan, por lo general, alrededor de  $450-500^{\circ}\text{C}$  (Fig. 2a, 2c) (margas gris-azuladas, margas diatomíticas, areniscas finas), indicando ello que el mineral ferromagnético portador es, probablemente, magnetita. En unos pocos casos (intercalaciones finas de limos y lutitas rojas) las temperaturas máximas de desbloqueo superan los  $580^{\circ}\text{C}$  (Fig. 2b, 2d), lo que es coherente con la presencia de hematites. Las trayectorias de desmagnetización en los diagramas ortogonales (Fig. 2) permiten definir dos componentes principales. Una componente de baja temperatura se desbloquea por debajo de los  $350^{\circ}\text{C}$  y corresponde a una remagnetización en el campo geomagnético actual. La componente característica (ChRM) se desbloquea a las temperaturas más altas indicadas anteriormente y presenta las dos polaridades; este hecho, además de que presenta inclinaciones demasiado bajas antes de la corrección de la estratificación (Fig. 2e), permite asegurar el carácter primario de esta componente. La latitud del polo geomagnético virtual (VGP),

derivado a partir de las declinaciones e inclinaciones de cada componente característica (Fig. 3), permite distinguir una sucesión de cinco magnetozonas que, de base a techo, se han numerado N1-R1-N2-R2-N3. En la parte central de la sección estudiada se presenta un intervalo, no muestreado, que coincide con un tramo detrítico cubierto (Fig. 3).

**Discusión de los resultados**

Existen varias correlaciones posibles de los cronos encontrados en el corte CH con la escala temporal de polaridad geomagnética (ETPG) de Cande y Kent (1995). Ello es debido a que no son coincidentes las edades atribuidas a las lamproítas de Los Cabezos Negros y al yacimiento de La Casa del Acero, a pesar de que las posiciones estratigráficas de ambos marcadores (Fig. 4) son comparables (el primero en la misma base de los Yesos Rambla Salada, y el segundo a unos 40-50 metros por encima de la base de los Yesos Rambla Salada).

Para establecer la correlación del techo del corte CH (magnetozona N3, Yesos Rambla Salada), conviene destacar lo siguiente. En la cuenca de Fortuna-Mula existen potentes ( $>300$  m) conjuntos detríticos continentales de edad Turoliense superior (=Messiniense), en cuya parte superior se ha identificado el cron C3r y se ha datado localmente el Plioceno (Agustí *et al.*, 1990; Garcés *et al.*, 1998; M. Garcés y J. Agustí, *com. oral*, 1998).

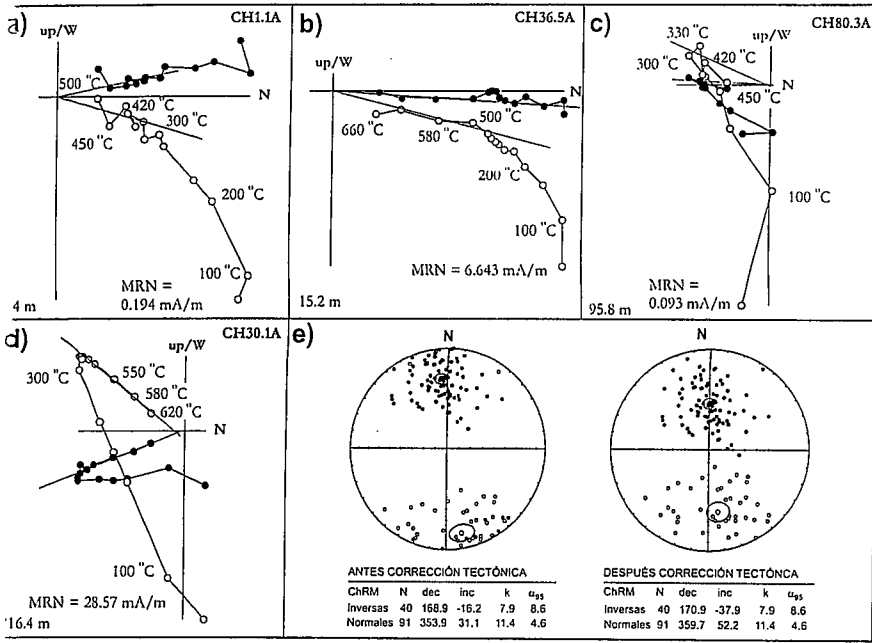
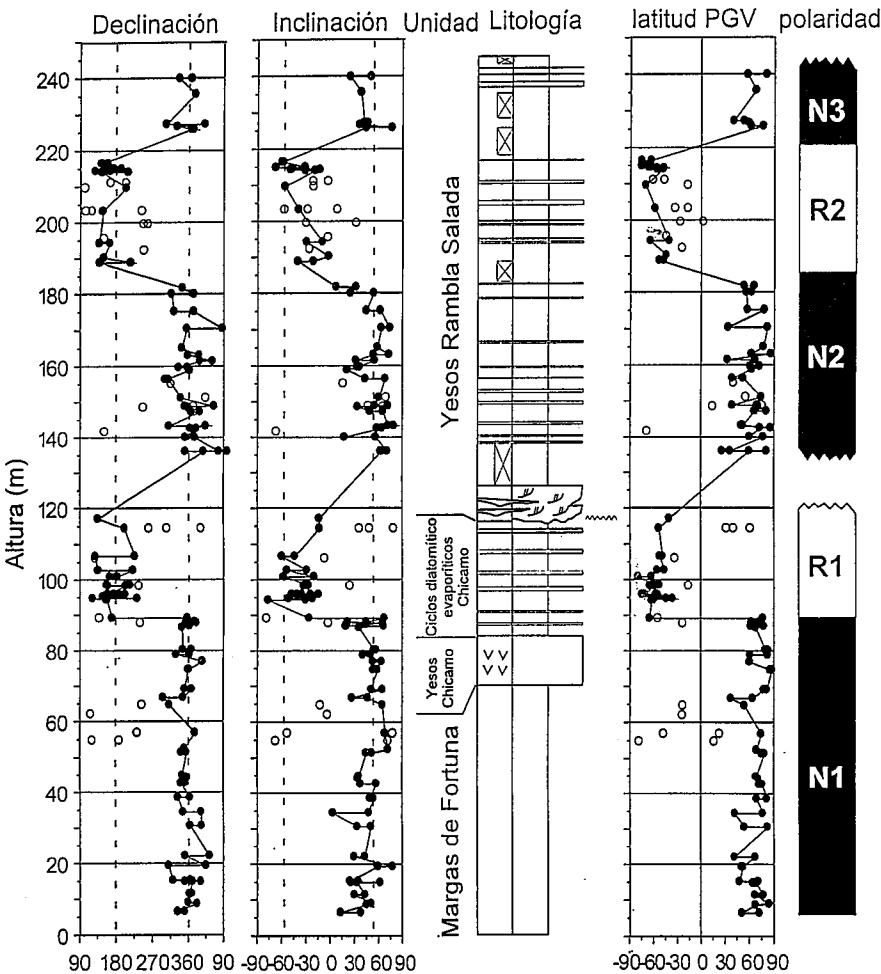


Fig. 2- Diagramas ortogonales de desmagnetización (coordenadas *in situ*) representativos de margas (a), margas diatomíticas (c) y limos rojos (b, d). (e) Proyección estereográfica y datos estadísticos de Fisher de las direcciones ChRM fiables antes y después del abatimiento de la estratificación.

Fig. 2- *In situ* representative orthogonal demagnetization diagrams from marls (a), diatomitic marls (c), and red silts (b, d). (e) Stereonet projection and Fisher statistics of the reliable ChRM directions before and after bedding correction.



En los cortes de Molina de Segura y Li-brilla, dichos conjuntos son equivalentes laterales y/o suprayacentes a los Yesos Rambla Salada, lo cual es una indicación clara de que la magnetozona N3 de esta unidad evaporítica en el corte de Río Chicamo queda por debajo del cron inverso C3r.

De acuerdo con lo anterior, una primera correlación del corte CH con la ETPG (Fig. 4, correlación A) consiste en hacer equivalente la magnetozona N3 con el cron C3An.1n. En este caso se situará el tramo estudiado de los Yesos Rambla Salada (magnetozonas N2-R2-N3) entre los cron C3An.2n y C3An.1n; los Ciclos Chicamo (magnetozona R1) corresponderían al cron C3Ar; y los Yesos Chicamo (techo de la magnetozona N1) se situarían en el cron C3Bn. Las implicaciones de esta correlación son: a) todas las evaporitas del corte serían messinienses; y b) el yacimiento de La Casa del Acero se situaría próximo al techo más moderno admitido en la bibliografía para la biozona MN12 (base del cron C3An.2n; Opdyke *et al.*, 1997).

Una segunda correlación consistiría en hacer equivalente la magnetozona N3 con el cron C3An.2n, tal como se muestra en la Fig. 4 (correlación B). De acuerdo con ella, los Ciclos Chicamo corresponderían al techo del cron C3Br, y los Yesos Rambla Salada se situarían entre los cron C3Bn y C3An.2n. Las implicaciones de esta correlación son: a) serían tortonienses las Margas de Fortuna y los Yesos Chicamo, mientras que los Ciclos Chicamo marcarían el tránsito T/M; b) el yacimiento de La Casa del Acero quedaría situado hacia la base del Messiniense, en una situación relativamente compatible con las diversas dataciones de la biozona MN12; y c) las lamproítas de Los Cabezos Negros serían, atendiendo a la datación establecida por Bellon *et al.* (1983), marcadamente más modernas que sus sedimentos encajantes, lo cual contradice la presencia local de coladas y de otras estructuras efusivas que sugieren contemporaneidad entre roca volcánica y encajante (Gimeno *et al.*, en prep.).

Aunque podrían plantearse otras correlaciones, haciendo equivalente la magnetozona N3 con otros cron más anti-

Fig. 3- Magnetostratigrafía del corte del Río Chicamo (CH). Los puntos negros representan los datos individuales fiables usados. Los círculos indican direcciones de calidad inferior, no fiables y no utilizados.

Fig. 3- Magnetostratigraphy of the Río Chicamo section (CH). Black dots represent used reliable data. Circles denote less reliable data which have not been used.

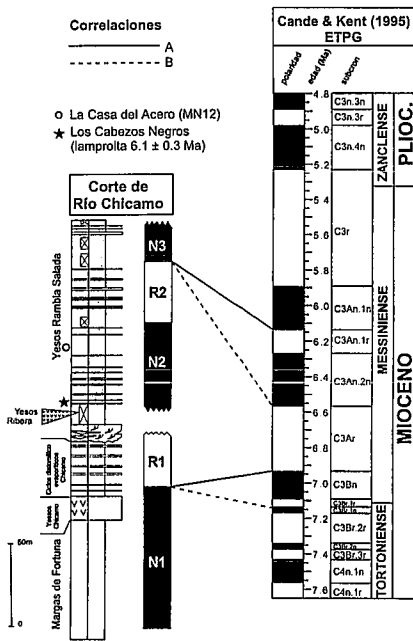


Fig. 4- Propuestas de correlación (A, B) del corte del Río Chicamo con la ETPG. Se indica la posición estratigráfica aproximada, proyectada sobre este corte, de las rocas volcánicas de Los Cabezos Negros y del yacimiento de La Casa del Acero.

Fig. 4- The Río Chicamo section correlation to the GPTS, where two trials (A, B) are shown. The approximate stratigraphic position in this section of both the volcanic rocks of Los Cabezos Negros and the mammal site of La Casa del Acero is indicated.

guos, las dos anteriores parecen las más probables. En la actualidad, sin embargo, no nos es posible decantarnos por ninguna de ambas. Aún así, se pone de manifiesto que el conjunto evaporítico marino (los Ciclos Chicamo y los Yesos Ribera, principalmente) de Fortuna es más antiguo que el de las cuencas de Sorbas y Caltanissetta (Gautier *et al.*, 1994). Rouchy (1982) ya planteó el levantamiento y continentalización precoz de las cuencas béticas marginales (Fortuna) respecto a las internas (Sorbas), con registros evaporíticos muy diferenciados. Para el caso de Sicilia, Butler *et al.* (1995)

también han sugerido que la sedimentación evaporítica es heterócrona en las diferentes cuencas messinienses, habiendo precedido todas ellas en el tiempo a la potente formación salina del Mediterráneo, hoy localizada bajo sus llanuras abisales.

**Conclusiones**

La sedimentación de las evaporitas de la cuenca neógena de Fortuna abarca varios cronos. Las principales unidades marinas, es decir, los Ciclos diatomítico-evaporíticos Chicamo y los Yesos Ribera, corresponden, respectivamente, a un cron inverso y otro normal. Estas unidades evaporíticas son más antiguas que las de las cuencas de Sorbas y de Caltanissetta (Gautier *et al.*, 1994), y no pueden ser atribuidas al episodio evaporítico principal del Messiniense superior del Mediterráneo.

**Agradecimientos**

El presente trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto DGICYT PB94-0082. Los autores agradecen a los Dres. D. Gimeno, M. Garcés, J. Agustí y J.M. Rouchy los comentarios y discusiones en torno a la problemática aquí planteada.

**Referencias**

Agustí, J.; Gibert, J. y Moyà-Solà, S. (1985): *Paleont. Evol.*, 18: 83-93.  
 Agustí, J.; Freudenthal, M.; Lacumba, J. Y., y Martín-Suárez, E. (1990): *IX R. C. M. N. S. Congr.*, 15.  
 Bellon, H.; Bordet, P.; y Montecat, Ch. (1983): *Bull. Soc. Geol. France*, 25(7): 205-218.  
 Butler, R. W. H.; Lickorish, W. H.; Grasso, M. y Ramberti, L. (1995): *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 107(4): 425-439.  
 Cande, S. C. y Kent, D. (1995): *Jour. Geophys. Res.*, 100: 6093-6095.  
 Garcés, M.; Krijgsman, W. y Agustí, J. (1998): *Earth Planet. Sci. Lett.*, 163: 69-81

Gautier, F.; Clauzon, G.; Suc J. P.; Cravatte, J. y Violanti, D. (1994): *C. R. Acad. Sci. París*, 318 (II): 1103-1109.  
 Hsü, K.; Ryan, W. D. y Cita, M. B. (1973): *Nature*, 242: 240-244.  
 Iaccarino, S. (1985): en: Bolli, H. M.; Saunders, J. B. y Perch-Nielsen, K. (Ed): *Plankton stratigraphy*, Cambridge University Press, 283-314.  
 Lukowski, Ph. (1988): Thèse Doctorat Sciences, Univ. Paris Sud, *Géodiffusion*, 1: 147p.  
 Montecat, Ch. (1973): *Thèse Doctorat Sciences*, Univ. Orsay, 1170 p.  
 Montecat, Ch.; Ott d'Estevou, Ph. y Coppier, G. (1990): en: Montecat, Ch. (Coord): *Doc. et Trav. IGAL*, 12/13: 313-368.  
 Müller, D. W. (1986): *Tesis Doctoral*; R.T.H. Zürich, 183 p.  
 Müller, D. W. y Hsü, K. J. (1987): *Paleoceanography*, 2(6): 679-696.  
 Müller, D. W. y Schrader, H. (1989): *Paleoceanography*, 4(1): 75-86.  
 Opdyke, N. D.; Mein, P.; Lindsay, E.; Pérez-González, A.; Moissenet, E. y Norton, V. L. (1997): *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 133: 129-148.  
 Ortí, F.; García-Veigas, J.; Rosell, L.; Rouchy, J. M.; Inglès, M.; Gimeno, D.; Kasprzyk, A. y Playà, E. (1993): *Geogaceta*, 14: 98-101.  
 Playà, E.; Ortí, F. y Rosell, L. (1995): *Geogaceta*, 18: 63-66.  
 Playà, E. (1998): Tesis doctoral, Univ. Barcelona, 248 p.  
 Playà, E.; Ortí, F. y Rosell, L. (1998): *XV Inter. Sedim. Congr.*, Abstracts: 622-623, Alicante.  
 Rouchy, J. M. (1982): *Mém. Muséum Nat. Hist. Nat.*, serie C, tomo L, 267 p.  
 Santisteban, C. (1981): *Tesis Doctoral*, Univ. Barcelona, 2 vol., 722 p.  
 Sierro, F. J.; Flores, J. A.; Civís, J.; Zamarréño, I.; Vázquez, A.; Santisteban, C. y Porta, J. (1992): *III Congr. Geol. Esp. y VIII Congr. Latinoamer. Geol.*, Salamanca, Actas, tomo I, p.222-226.  
 Steininger, F. F.; Berggren, W. B.; Kent, D. V.; Bernor, R. L.; Sen, S. y Agustí, J. (1996): en: Bendor, R.L.; Fahlbusch, V. y Rietschel, S. (Ed): *The Evolution of-western Euroasian Neogene Mammal Faunes*, Columbia Press, New York: 7-46.