

Implicaciones cronoestratigráficas de los foraminíferos planctónicos en el tránsito Eoceno Medio-Eoceno Superior

C. Gonzalvo y E. Molina

Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza. E-50009 Zaragoza

Introducción

El estudio bioestratigráfico de los foraminíferos planctónicos de los perfiles de Artieda, Berdún, Arguis (Pirineos), Torre Cardela y Aspe (figura 1), ha permitido precisar la cronoestratigrafía del límite Eoceno Medio/Eoceno Superior, que según la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Paleógeno debería situarse entre los pisos Bartonense y Priabonense.

El corte de Torre Cardela fue previamente estudiado, en la parte que abarca desde el Eoceno Superior hasta el Oligoceno inferior, por Martínez Gallego y Molina (1975), Martínez Gallego (1977), Molina (1979) y Gonzalvo y Molina (1992). Posteriormente, se ha podido muestrear y estudiar la parte inferior del perfil donde se sitúa el límite Eoceno Medio/Superior (Gonzalvo, 1994). El perfil de Aspe fue estudiado por Cremades (1982), y posteriormente fue muestreado y reestudiado por Gonzalvo (1994). El perfil de Artieda fue estudiado por Gonzalvo *et al.* (1993), Canudo *et al.* (1993), Gonzalvo *et al.* (1994), Gonzalvo (1994) y Gonzalvo (1997). El perfil de Berdún fue estudiado por Canudo (1990) y Gonzalvo *et al.* (1993). El perfil de Arguis ha sido estudiado por Molina (1986) que realiza un primer estudio sobre los foraminíferos planctónicos, y posteriormente fue completado con los trabajos de Molina *et al.* (1988) y Canudo *et al.* (1991).

En este trabajo se pretende la comparación de los perfiles donde se ha estudiado la bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos del tránsito Eoceno Medio-Eoceno Superior con la escala cronoestratigráfica y la situación de los pisos implicados, para obtener una visión de conjunto sobre la problemática de dicho tránsito (figura 2), e intentar precisar la situación del límite Bartonense/Priabonense.

Metodología

Las muestras recogidas se han preparado mediante la técnica de levigado y se han estudiado cuantitativamente, para ello se han disgregado las muestras añadiendo agua oxigenada en una proporción del 10%. Una vez disgregada la muestra se hace pasar por tamices, y se recoge separadamente el residuo que queda en los tamices de luz de malla de 150 μ y 63 μ .

Posteriormente se estudia cuantitativamente la fracción mayor de 150 μ de cada muestra representativa obtenida con un micro-

cuarteador Otto modificado, separando y determinando alrededor de 300 ejemplares en una cedilla numerada. Finalmente, se realiza una revisión detallada de la fracción mayor de 63 μ , ya que algunas especies por su pequeño tamaño están representadas en esta fracción, estimando su abundancia semicuantitativa y evitando así la pérdida de información. Asimismo, se revisa la fracción mayor de 150 μ para buscar las especies raras inferiores al 1%.

Bioestratigrafía

La bioestratigrafía del tránsito Eoceno Medio y Superior no había sido aún establecida en detalle, pues a pesar de las biozonaciones realizadas (Bolli, 1957, 1966; Blow, 1969, 1979; Toumarkine y Luterbacher 1985; Berggren y Miller, 1988), surgen problemas al intentar aplicar estas biozonaciones para determinar con cierta exactitud la situación bioestratigráfica y cronoestratigráfica del límite Eoceno Medio-Eoceno Superior. Por otra parte, aún no existe un estratotipo de límite definido que pueda ser utilizado como patrón y referencia.

En este contexto, se realizó un estudio bioestratigráfico con foraminíferos planctónicos de las secciones de Artieda, Berdún, Arguis (Pirineos), Torre Cardela y Aspe (Cordillera Bética), que permite definir una nueva y detallada biozonación basada en las Primeras y Últimas Apariciones (P.A. y U.A.) de especies significativas. Las P.A. y U.A. de foraminíferos planctónicos utilizadas como marcadores bioestratigráficos son especies de ambiente subtropical, por lo que esta biozonación es aplicable a regiones de latitudes medias y bajas.

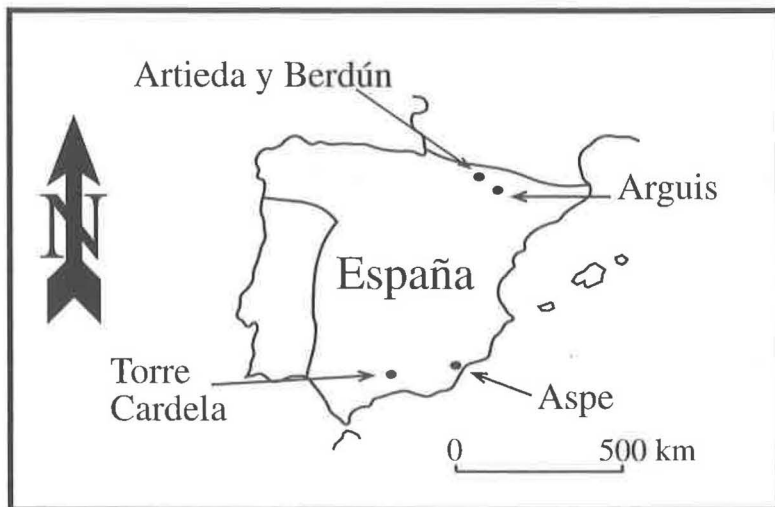


Figura 1. Situación geográfica de los perfiles estudiados.

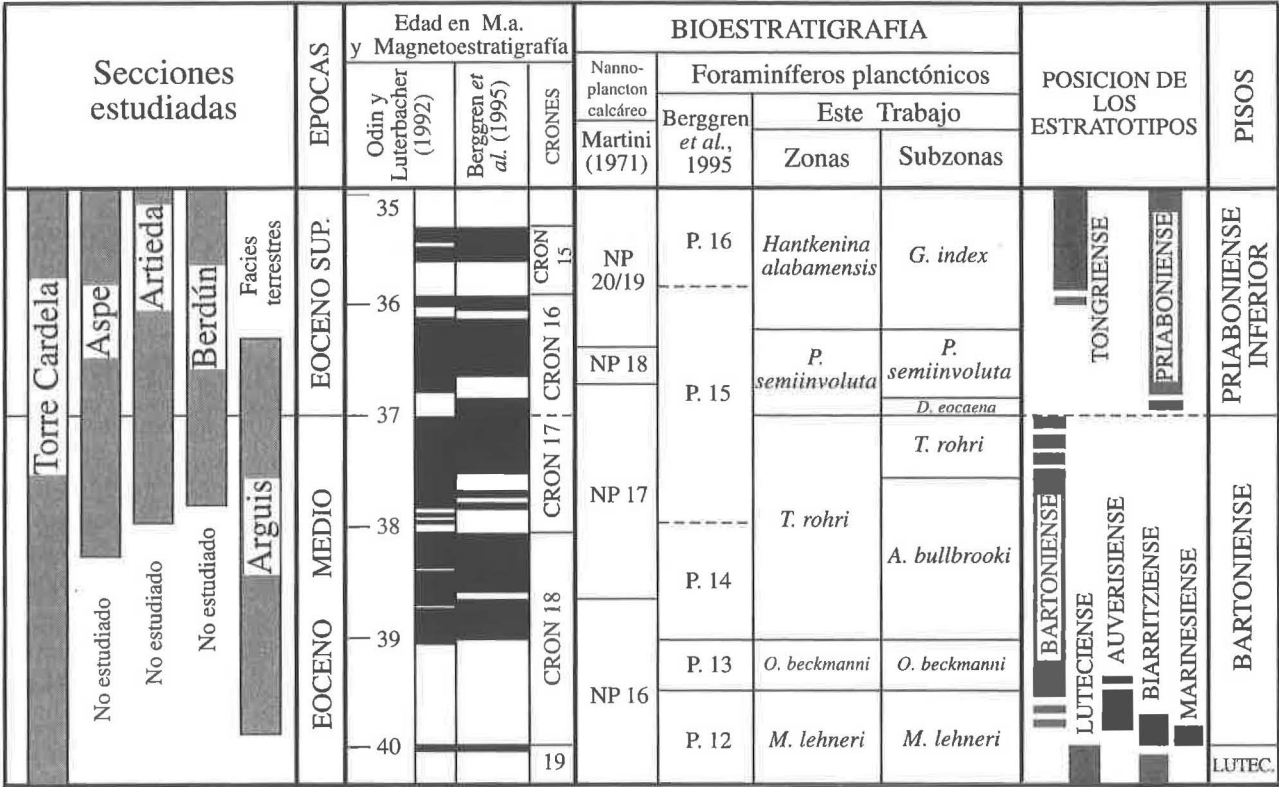


Figura 2. Gráfico bioestratigráfico y cronoestratigráfico del tránsito Eoceno Medio-Eoceno Superior.

En este trabajo se da a conocer una nueva biozonación (figura 2) basada en Zonas y Subzonas que será publicada con más detalle en un futuro próximo. Esta biozonación del tránsito Eoceno Medio/Eoceno Superior comprende cuatro biozonas, tres definidas como biozonas de intervalo y dos como biozonas de extensión; tres de ellas pertenecen al Eoceno Medio: Biozona de *Morozovella lehneri*, Biozona de *Orbulinoides beckmanni* y Biozona de *Truncorotaloides rohri*; y dos al Eoceno Superior: Biozona de *Porticulasphaera semiinvoluta*, y Biozona de *Hantkenina alabamensis*. Estas biozonas se dividen en varias Subzonas, así: la Biozona de *T. rohri* se divide en Subzona de *Acarinina bullbrooki* y Subzona de *T. rohri*, la Biozona de *P. semiinvoluta* se divide en Subzona de *Dentoglobigerina eocaena* y Subzona de *P. semiinvoluta*, y la Biozona de *H. alabamensis* se divide en Subzona de *Globigerapsis index*, Subzona de *Cribrohantkenina inflata* y Subzona de *Cribrohantkenina lazzarii*.

Cronoestratigrafía

Desde 1982 se ha avanzado en el establecimiento de una escala cronoestratigráfica para el Paleógeno, habiéndose establecido los estratotipos del límite Cretácico/Terciario y del límite Eoceno/Oligoceno, pretendiéndose ahora definir el límite Eoceno Medio/Superior. Así pues el problema fundamental que nos ocupa es la situación definitiva del límite Eoceno Medio/Superior en el marco cronoestratigráfico del Paleógeno.

Los pisos implicados en este límite son: Bartonense y Priaboniense, que son los pisos estándar aceptados actualmente por la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Paleógeno.

El Luteciense es el piso más bajo que representa al Eoceno Medio (Jenkins y Luterbacher, 1992). Este piso fue en un principio utilizado para cubrir todo el Eoceno Medio desde la Biozona P.10 hasta la P.14. Tras la revisión de Blondeau (1981) se deja el Luteciense para el intervalo cronoestratigráfico comprendido por las Biozonas P.10, P.11 y la mayor parte de la Biozona P.12. El resto del Eoceno Medio está representado por el Bartonense.

Bartoniense

El autor que definió este piso fue Mayer-Eymar en 1858, pero no fue hasta 1958 cuando Curry designó el estratotipo en la Formación "Barton", localizada en los acantilados entre Highcliffe y Milford (Hampshire, Inglaterra). Sedimentológicamente las "Barton" consisten en una serie de lutitas con areniscas intercaladas. Este piso abarca desde la mitad de la Biozona NP.16 hasta la parte más alta de la NP.17, según la biozonación de nannoplancton calcáreo (Martini, 1971). La mitad superior de la Biozona P.12, la Biozona P.13 y la Biozona P.14 de foraminíferos planctónicos (Odin y Luterbacher, 1992). En este trabajo el Bartonense está representado por la Biozona de *O. beckmanni* y por la Biozona de *T. rohri*.

La Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Paleógeno en el 28 Congreso Geológico Internacional de Washington (1989) aceptó este piso como estándar para la parte alta del Eoceno Medio, debiendo situarse justo por encima del Luteciense. En un principio fue definido como un piso equivalente al Priaboniense mediterráneo, pero más tarde Martini (1971) descubrió que la Biozona NP17 de nannoplancton estaba representada en el estratotipo de "Barton". Esta biozona, que fue correlacionada con la Biozona P.14 de Berggren (1971), indicaba que se trataba de una unidad cronoestratigráfica más antigua que el Priaboniense y que correspondía a la parte alta del concepto tradicional que se tenía del Luteciense. Hardenbol y Berggren (1978) consideraron que la confusión existente entre los tres pisos podía resolverse restringiendo el Luteciense desde la Biozonas P.10 hasta la P.12, y el Bartonense para las Biozonas P.13 y P.14, cubriendo con estos dos pisos todo el Eoceno Medio.

El Bartonense tiene como pisos equivalentes el Auversense, para la parte baja, y el Marinesense para la parte alta. Ambos definidos en la Cuenca de París. Recientemente han sido realizadas dataciones radiométricas del tránsito Eoceno Medio/Eoceno Superior. Concretamente, para el límite Luteciense/Bartonense, la edad estimada es de 40 ± 2 M.a. (Odin y Luterbacher, 1992).

La parte más alta del Bartonense no ha sido datada mediante métodos radiométricos, pero por correlación con una datación sobre basaltos atribuidos al Biarritzien (Odin y Luterbacher, 1992) se puede decir que la base del Priaboniense y/o el techo del Bartonense pueden situarse alrededor de los 37 M.a. (Odin y Luterbacher, 1992), con un posible error estimado en $\pm 1,5$ M.a.

Priaboniense

Los autores que lo definieron fueron Munier-Chalmas y Lapparent (1893), siendo posteriormente enmendado por Cita (1969). La redefinición de este piso (1969) incluye las biozonas de foraminíferos planctónicos P.15, P.16 y P.17, y en términos de nannoplancton calcáreo las Biozonas NP.19, NP.20 y la parte inferior de NP.21 (Cavelier y Pomerol, 1986). Se ha correlacionado la biozonación establecida en este trabajo con la biozonación establecida con nannoplancton calcáreo por Martini (1971). Los dinoflagelados parecen indicar que el techo del Priaboniense podría encontrarse en el antiguo Oligoceno (Brinkhuis, 1992). Este piso estaría representado en la biozonación establecida en este trabajo y en Gonzalvo y Molina (1992), por las Biozonas de *D. eocaena*, de *P. semiinvoluta*, de *G. index*, de *C. inflata*, de *T. cocoaensis* y de *C. lazzarii*. Teniendo en cuenta que en el estratotipo del Priaboniense están representadas las Biozonas P.15, P.16 y P.17 entendidas según Blow (1969), y por tanto el Priaboniense comprendería estas biozonas a partir de la U.A. de *T. rohri*, que es el límite inferior de la Biozona P.15 de Blow (1969).

Actualmente la Comisión Internacional de Estratigrafía y la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Paleógeno (I.C.S. y I.S.P.S.) aceptan el Priaboniense como el piso que representa al Eoceno Superior. El estratotipo comprendería al Latdorfense, utilizado por Martini, Fahlbusch y Hagn (1986) como Oligoceno Inferior, y la parte inferior del Tongriense, según Cavelier y Pomerol (1986). El Priaboniense tiene su equivalente continental en el Ludense, piso definido en la Cuenca de París (Cavelier y Pomerol, 1986).

Ha sido datado por métodos radioisotópicos y geocronológicos en varias ocasiones. En el estratotipo del Priaboniense fueron datadas las capas basales basálticas en 39.9 ± 1.1 M.a. En los Apeninos (Italia), incluido Massignano (estratotipo del límite E / O) se han datado las capas volcánico-sedimentarias con biotita, por métodos radioisotópicos, calibrando eventos desde los 36.4 a los 28.1 M.a., concluyendo una edad para el límite E/O de 33.7 ± 0.4 M.a. (Odin *et al.*, 1991). También se ha realizado la magnetoestratigrafía en el corte del estratotipo en Massignano y correlacionado con la realizada en otros cortes también dentro de la región de los Apeninos.

El límite superior de este piso quedaría situado con la definición del estratotipo del límite Eoceno / Oligoceno, y es durante el intervalo de tiempo de este piso donde se encuentran las U.A. de numerosas especies de varios géneros: *Turborotalia*, *Hantkenina*, *Cribohantkenina*, entre los foraminíferos planctónicos más importantes. El final de este piso supone un cambio importante en las condiciones geológicas a nivel global constituyendo el final de una época, el Eoceno, del mismo modo que su comienzo supone un cambio en la fauna de foraminíferos planctónicos con respecto al Eoceno Medio.

Límite Eoceno Medio-Eoceno Superior

Según lo aceptado por la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Paleógeno, el límite Eoceno Medio/Eoceno Superior debería coincidir con el límite entre los pisos Bartonense y Priaboniense (Jenkins y Luterbacher, 1992), y más precisamente con la base del Priaboniense. En términos de foraminíferos planctónicos este límite se sitúa en la base de la Biozona P.15, según Blow (1969) y Odin y Luterbacher (1992), que se puede correlacionar con la base de la Biozona de *Kisselovia clathrata angulosa* (dinoflagelados), con la base de la Biozona de *Nummulites fabianii*, según Cavelier y Pomerol (1986), y con el límite entre las Biozonas NP.17 y NP.18 de nannoplancton calcáreo (Martini, 1971). Además, este límite se suele situar en la parte alta del Cron C17n (Aubry *et al.*, 1988).

Tradicionalmente, se ha considerado que la extinción de los foraminíferos planctónicos muricados típicos del Eoceno Medio marca el límite con el Eoceno Superior. Esta extinción se ha creído simultánea, de manera que los últimos representantes de *Morozovella*, *Truncorotaloides* y *Acarinina* desaparecían justo en el límite (Toumarkine

y Luterbacher, 1985), o incluso que algún representante como *T. rohri* pasaba al Eoceno Superior (Berggren y Miller, 1988). Como se ha puesto de manifiesto en este trabajo, mediante un muestreo detallado de los perfiles estudiados, ninguna de las dos situaciones anteriores ocurren en latitudes subtropicales, ni tampoco ocurre en latitudes templadas, como en los Pirineos (Gonzalvo, 1994). Visto lo que sucede en latitudes subtropicales parece lógico pensar que algo similar puede ocurrir en latitudes tropicales. Por tanto podemos afirmar que la P.A. de *P. semiinvoluta* es posterior a la U.A. de *T. rohri*. La extinción de los foraminíferos planctónicos muricados es progresiva, y la U.A. de *T. rohri* que se produce cerca de la base del Priabonense, puede proponerse como un buen marcador del límite Bartonense/Priabonense, y por tanto del límite Eoceno Medio/Eoceno Superior. Ya que se trata de una especie cosmopolita de morfología muy característica, lo que facilita la identificación del límite tanto en latitudes tropicales como templadas.

Agradecimientos

Agradecemos la financiación al proyecto DGES PB97-1016.

Bibliografía

- Aubry, M. P.; Berggren, W. A.; Kent, D. V.; Flynn, J. J.; Klitgord, K. D.; Obradovich, J. D. y Prothero, D. R. 1988. Paleogene Geochronology: an integrated approach. *Paleoceanography*, **3** (6), 707-742.
- Berggren, W. A. 1971. Tertiary boundaries and correlation. in Funnel y Riedel (Eds.): *Micropaleontology of Oceans*, 693-809.
- Berggren, W. A. y Miller, K. G. 1988. Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology. *Micro-paleontology*, **34** (4), 362-380.
- Berggren, W. A., Kent, D., Swicher, C. & Aubry, M.P. 1995. A revised cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren, W.A., Kent, D.V. and Henderbol, J., (eds). *Soc. Econ. Geol. Paleontol.* Spec. Public., 129-212.
- Bolli, H. M. 1957. Planktonic foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando formations of Trinidad. *B.W.I.U.S. Nat. Mus. Bull., Washington*, **215**, 155-172.
- Bolli, H. M. 1966. Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on Planktonic foraminifera. *Asoc. Venez. Geol. Miner. Petrol.*, **9**(1), 3-32.
- Blow, W. H. 1969. Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proc. 1 Intern. Conf. Plank. Microfossils*, **1**, 199-421.
- Blow, W. H. 1979. *The Cainozoic Globigerinida*. E. J. Brill (Ed.): 3 vol, 1413 pp.
- Blondeau, A. 1981. Lutetian. *Bull. Inf. Géol. Bassin de Paris*, **2**, 167-180.
- Brinkhuis, M. 1992. Late paleogene Dinoflagellate cysts with special reference to the Eocene/Oligocene Boundary. En: Prothero, D. R. y Berggren, W. A. (Eds.): *Eocene-Oligocene Climatic and Biotic Evolution*, 327-340.
- Canudo, J. I. 1990. *Los Foraminíferos Planctónicos del Paleoceno-Eoceno en el Prepirineo meridional y su comparación con la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. 436 pp., 36 láminas. Inédita.
- Canudo, J. I.; Malagon, J.; Meléndez, A.; Millan, H.; Molina, E. y Navarro, J. J. 1991. Las secuencias deposicionales del Eoceno medio y superior de las Sierras exteriores (Prepirineo meridional aragonés). *Geogaceta*, **9**, 81-84.
- Canudo, J. I.; Gonzalvo, C. y Molina, E. 1993. Los foraminíferos planctónicos del tránsito Eoceno medio-superior en la Cuenca de Jaca (Huesca, Pirineo): Implicaciones bioestratigráficas y paleoceanográficas. IX Jornadas de Paleontología, Málaga, 28-30 de Octubre de 1993, 37-43.
- Cavelier, C. y Pomerol, Ch. 1986. Stratigraphy of the Paleogene. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8. série**, **II** (2), 255-265.
- Cremades, J. 1982. *Contribución al conocimiento de los Foraminíferos Planctónicos y al estudio Bioestratigráfico del Eoceno y Oligoceno del Sector Oriental de las Cordilleras Béticas*. Tesis doctoral, Publ. de la Univesidad de Granada. 350 pp.
- Gonzalvo, C. 1994. *Los foraminíferos planctónicos del tránsito Eoceno Medio - Oligoceno Superior: Bioestratigrafía, Cronoestratigrafía y eventos paleoceanográficos*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 349 pp. Inédita.
- Gonzalvo, C. y Molina, E. 1992. Bioestratigrafía y cronoestratigrafía del tránsito Eoceno-Oligoceno en Torre Cardela (España) y Massignano (Italia). *Revista Española de Paleontología*, **7** (2), 109-126.
- Gonzalvo, C.; Canudo, J. I. y Molina, E. 1993. Middle-Late Eocene Planktic Foraminiferal Paleocology in the Spanish Southcentral Pyrenees. *Terra Nova, (Abst. suppl.)*, **5**, 695.
- Gonzalvo, C., Canudo, I. y Molina, E. 1994. Implicaciones paleoceanográficas de los foraminíferos planctónicos del tránsito Eoceno Medio - Eoceno Superior en la Cuenca de Jaca (Pirineos). En: *II Congreso del G.E.T.*, 121-124.
- Gonzalvo, C. 1997. Correlación paleoceanográfica mediante foraminíferos planctónicos del tránsito Eoceno Medio - Eoceno Superior entre la Cordillera Bética y los Pirineos. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **10** (2), 29-38.
- Hardenbol, J. y Berggren, W. A. 1978. A New Paleogene numerical time scale. *Contributions to the Geologic Time Scale*, **6**, 213-234.
- Jenkins, G. D. y Luterbacher, H. 1992. Paleogene stages and their boundaries (Introductory remarks). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **186**(1-2), 1-5.
- Martini, E. 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. in Farinacci (Ed.): *Proc. 2nd Plank. Conference, Roma 1970*, **2**, 739-785.
- Martini, E.; Fahlbusch, V. y Hagn, H. 1986. The Eocene/Oligocene boundary and the Latdorfian (Lower Oligocene). *Newsl. Stratigr.* **17** (1), 37-43.
- Martínez Gallego, J. 1977. *Estudio Micropaleontológico del Nummulítico de un sector comprendido entre Moreda - Piñar - Pedro Martínez (Zona Subbética)*. Tesis Doctoral de la Universidad de Granada, 1974. Publ. de la Universidad de Granada. 2 vol. 506 pp.
- Martínez Gállego, J. y Molina, E. 1975. Estudio del tránsito Eoceno-Oligoceno con foraminíferos planctónicos al Sur de Torre Cardela (Provincia de Granada, Zona Subbética). *Cuadernos de Geología*, **6**, 177-195.
- Molina, E. 1986. Description and biostratigraphy of the main reference section of the Eocene/Oligocene boundary in Spain: Fuente Caldera section. *Developments in Paleontology and Stratigraphy*, **9**, 53-63.
- Molina, E.; Keller, G. y Madile, M. 1988. Late Eocene to Oligocene events: Molino de Cobo, Betic Cordillera, Spain. *Revista Española de Micropaleontología*, **20** (3), 491-514.
- Munier Chalmas, E. y Lapparent, A. de. 1893. Note sur la nomenclature des basins sédimentaires. *Bull. Soc. géol. France, sér. 3*, **21**, 438-488.
- Odin, G. S.; Barbin, V.; Hurford, A. J.; Baadsgaard, B.; Galbrun, B. y Gillot, P.-Y. 1991a. Multi-method radiometric dating of volcano-sedimentary layers from northern Italy: age and duration of the Priabonian stage. *Earth and Planetary Science Letters*, **106**, 151-168.
- Odin, G. S. y Luterbacher, H. 1992. The age of the Paleogene Stage Boundaries. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **186**(1-2), 21-48.
- Toumarkine, M. y Luterbacher, H. 1985. Paleocene and Eocene Planktonic Foraminifera. En H.M. Bolli, J.B. Saunders y K. Perch-Nielsen (eds.): *Plankton Stratigraphy*, 87-154.