

# La Fm Puerto de La Losa (N de Granada, E de Jaén): una nueva unidad estratigráfica, paleogeográficamente significativa, del Paleógeno Inferior Prebético

*La Losa Pass Fm (N of Granada, E of Jaén, Spain): a new stratigraphic unit, paleogeographically meaningful, of the Prebetic Lower Paleogene*

Victoriano Pujalte <sup>(1)</sup>, Xabier Orue-Etxebarria <sup>(1)</sup>, Estibaliz Apellaniz <sup>(1)</sup>, Juan Ignacio Baceta <sup>(1)</sup>, Aitor Payros <sup>(1)</sup>, Alejandro Robador <sup>(2)</sup> y Josep Tosquella <sup>(3)</sup>

<sup>(1)</sup> Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencia y Tecnología. Universidad del País Vasco. Ap 644, 48080, Bilbao. victoriano.pujalte@ehu.es

<sup>(2)</sup> Área de Cartografía Geocientífica. IGME. La Calera 1, 28760 Tres Cantos, Madrid. a.robador@igme.es

<sup>(3)</sup> Departamento de Geodinámica y Paleontología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Huelva. Avda. 3 de Marzo, s/n, Campus Universitario El Carmen, 21071, Huelva. josep@dgeo.uhu.es

## ABSTRACT

A new unit has been recognized in the Prebetic of the northern part of the Granada Province and eastern part of the Jaén Province, herein defined as La Losa Pass Fm and dated with planktonic and larger foraminifera as late Thanetian-earliest Ypresian. The La Losa Pass Fm, which is mostly made up of carbonates, is comparatively thin (up to 16m), but areally extensive, and it exhibits small and very gradual lateral facies changes. In contrast, the overlying Cañada Hermosa and Nablanca Fms (Ypresian-Lutetian) show important thickness variations (40-300 m) and rapid lateral facies changes. Such differences are attributed to a change in syndimentary tectonism, from a period of quiescence recorded by the slow, near uniform subsidence of the La Losa Pass Fm to another of more active tectonism responsible for the differential subsidence and facies changes of the Cañada Hermosa and Nablanca Fms.

**Key words:** Paleogene, Prebetic Zone, foraminifera, syndimentary tectonism.

Geogaceta, 48 (2010), 47-50  
ISSN: 0213-683X

Fecha de recepción: 15 de febrero de 2010

Fecha de revisión: 21 de abril de 2010

Fecha de aceptación: 28 de mayo de 2010

## Introducción

Los afloramientos Paleógenos más extensos del dominio Prebético se sitúan al SE de las Sierras de Cazorla y Segura, en la zona limítrofe de las provincias de Granada, Jaén y Murcia (Fig. 1). Hasta la fecha, el estudio más amplio de dichos afloramientos es el realizado por Dabrio (1972), quien analizó en detalle los 9 perfiles estratigráficos marcados en la figura 2. En base a dicha información Dabrio (1972) definió dos formaciones, Cañada Hermosa y Nablanca, ambas de edad Eoceno y parcialmente indentadas en la lateral. La Fm Cañada Hermosa está constituida casi exclusivamente por calizas y calizas arenosas ricas en macroforaminíferos, algas calcáreas y otros fósiles de hábitat marino somero. La Fm Nablanca, más variada litológicamente, incluye calizas, calizas arenosas, margocalizas y margas que, además de nummulites, alveolinas y otros macroforaminíferos, contienen

foraminíferos planctónicos indicativos de condiciones marinas más profundas que los de la Fm Cañada Hermosa. El espesor conjunto de estas dos unidades aumenta significativamente en dirección SE, desde unos 40 m en el perfil 1 (Fig. 2), hasta más de 300 m en el perfil 9. La división estratigráfica propuesta por Dabrio (1972) ha sido recogida en trabajos posteriores (por ej., Alvarez Suárez y Dabrio, 1974), así como en las Hojas Magna de la región (Dabrio, 1977; Dabrio y López Garrido, 1977; Lupiani Moreno *et al.*, 1994).

Dabrio (1972) señala la presencia de depósitos Paleógenos adicionales a los incluidos en las dos citadas formaciones (Fig. 2). En concreto, en los perfiles 1 (Cañada Hermosa) y 6 (Barranco de Tovilla) describe un tramo comparativamente delgado (8 y 10 m respectivamente) de calizas ocre estratificadas en bancos métricos, con *Planorbulina cretae*, corales y algas coralíneas. Dicho tramo, asignado al Paleoceno, no fue incluido en ninguna unidad estratigráfica formal. Los objetivos de

este trabajo son los siguientes: 1, demostrar que el tramo Paleoceno, a pesar de su modesto espesor, tiene suficiente entidad para definirlo como formación, con el nombre de Fm Puerto de La Losa; 2, precisar la edad de dicha formación en base a foraminíferos planctónicos y macroforaminíferos; y, 3, discutir el significado de la nueva unidad en la evolución paleogeográfica del sector Prebético estudiado.



Fig. 1.- Localización de los afloramientos estudiados.

Fig. 1.- Location of the studied outcrops.

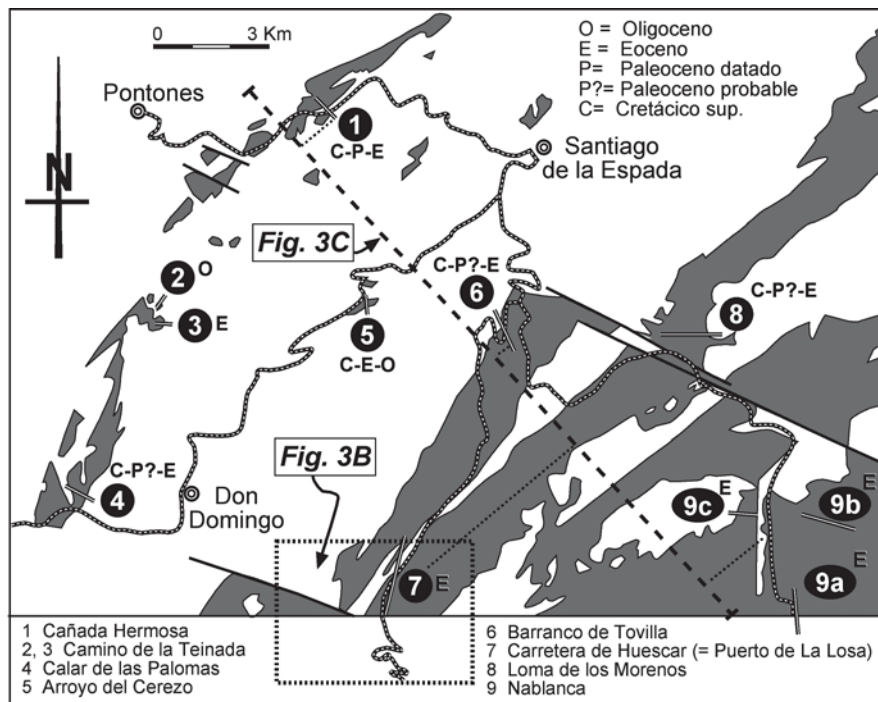


Fig. 2.- Afloramientos Paleógenos Prebéticos y localización de las secciones de referencia estudiadas por Dabrio (1972). (Modificada de la Fig. 41 de Dabrio, 1972).

Fig. 2.- Prebetic Paleogene outcrops and location of reference sections studied by Dabrio (1972). (Modified from Fig. 41 of Dabrio, 1972).

### La Fm Puerto de La Losa: definición y edad

La Fm Puerto de La Losa comprende los materiales Paleógenos del área estudiada infrayacentes a los de las Fms Cañada Hermosa y Nablanca. Incluye por tanto los tramos Paleocenos descritos por Dabrio (1972) en sus secciones 1 y 6 (Fig. 2), además de los reconocidos en este trabajo. En las secciones 1 y 6, la Fm Puerto de La Losa está integrada exclusivamente por carbonatos de facies someras, y sus fósiles sólo permitieron asignarla al Paleoceno. En el estratotipo que se propone (Figs. 3 y 4) la formación es más variada litológicamente y contiene macroforaminíferos y foraminíferos planctónicos, que posibilitan mayores precisiones de edad. En dicho estratotipo, situado justo al sur del Puerto de La Losa (Figs. 3A y B), la formación está limitada a muro y techo por unidades margosas fácilmente erosionables. Por esta circunstancia, la Fm Puerto de La Losa produce un resalte topográfico que facilita su cartografía (Figs. 3A y B).

La unidad subyacente tiene unos 10 m de espesor, y está mayoritariamente formada por margas verdosas, en ocasiones algo arenosas. Una muestra de su parte superior ha suministrado, entre otras, las siguientes especies de foraminíferos

planctónicos: *Rugoglobigerina milamensis*, *R. scotti*, *R. rugosa*, *Pseudotextularia nuttalli*, *Pst. deformis*, *R. hexamerata*, *R. reicheli*, *Pseudoguembelina palpebra*, *Globigerinelloides subcarinatus*, *Gublerina cuvillieri*, *Heterohelix postsemicostata*, *H. globulosa*, *Racemiguembelina powelli*, *Rg. fruticosa*, *Globotruncana sp.*, y *Globotruncanitata stuarti*. Tal asociación es atribuible al Maastrichtiense medio-superior. La unidad suprayacente, por su parte, comienza con margas arenosas de tonos verdosos, que constituyen la base de la Fm Nablanca. Tres muestras recogidas en los metros basales de la unidad proporcionaron las siguientes especies de foraminíferos planctónicos: *Acarinia wilcoxensis*, *Pseudohastigerina wilcoxensis*, *A. pseudotopilensis*, *Subbotina linaperta*, *S. pseudoecaena*, *Morozovella gracilis*, *M. aequa*, *Globanomalina indiscriminata*, *A. soldadoensis*, *M. subbotinae*, *M. lensiformis*, *M. marginodentata*, *Acarinina subsphaerica*, *A. nitida* y *S. lozanoi*. Tal asociación, unida a la ausencia de *M. aragonensis*, es asignable a la biozona P6 de Berggren *et al.* (1995), del Ypresense inferior. Muestras recogidas en esta misma sección por Dabrio (1972) en una posición estratigráfica algo más

alta ya contienen *M. aragonensis*, fósil índice de la biozona P7 de Berggren *et al.* (1995) del Ypresense medio. Los nuevos datos indican por tanto que la base de la Fm Nablanca es ligeramente más antigua que la indicada por dicho autor.

En su estratotipo, la Fm Puerto de La Losa alcanza unos 16 m de espesor, y está formada por varios tramos bien diferenciados, concordantes entre sí (Fig. 4), descritos a continuación en orden estratigráfico ascendente.

Tramo 1 (4,5 m). Formado exclusivamente por calizas de color gris claro, estratificadas en bancos métricos. En lámina delgada presentan texturas grainstone y packstone, con abundantes macroforaminíferos y algas rojas incrustantes, ocasionalmente con estructuras rodolíticas. En menor proporción aparecen rotálidos, miliólidos y fragmentos de equinodermos y serpúlidos. Algunas muestras contienen además corales planares de tamaño centimétrico, que indican que este tramo probablemente se depositó en la parte inferior de la zona fótica. Los macroforaminíferos más abundantes son discococlinas, no determinables a nivel específico. En mucha menor proporción aparecen formas atribuibles a *Assilina azilensis*, *Nummulites cf. catari* y *Miscellanea cf. miscella*, atribuibles a la biozona SBZ 4 de Serra-Kiel *et al.* (1998), del Thanetiense superior. Por tanto, es evidente que en la base de la formación existe un hiato de aproximadamente 10 millones de años de duración, ya que abarca la parte superior del Maastrichtiense, el Daniense, el Selandiense y el Thanetiense inferior.

Tramo 2 (9 m). Constituido por una alternancia de margocalizas y calizas margosas, con algunos niveles de margas. Las calizas margosas son packstones y wackestones bioclásticos, con un alto porcentaje en caparzones de microforaminíferos bentónicos y, en menor proporción, foraminíferos planctónicos, ambos indeterminables en lámina delgada. Tal composición sugiere un depósito en la zona subfótica. Dos niveles margosos situados en las partes inferior y media del tramo (Fig. 4) suministraron una asociación rica, aunque no bien conservada, de foraminíferos planctónicos. En el nivel inferior, la asociación está integrada por: *M. occlusa*, *M. aequa*, *M. subbotinae*, *M. velascoensis*, *M. acuta*, *A. soldadoensis*, *S. velascoensis*, y *A. mckannai*. La del nivel superior tiene una composición si-

milar, con la adición de *A. wilcoxensis*. Tales asociaciones pertenece a la biozona P5 de Berggren *et al.* (1995), y permiten datar el tramo 2 como Thanetiense superior.

Tramo 3. Muestra una rápida variación lateral de espesor, (0,8-3 m), en relación con una pequeña falla de crecimiento (Fig. 4). Está formado por calizas masivas que, localmente, aparecen brechificadas, probablemente como resultado de la actuación de la citada falla. Sus microfácies son similares en líneas generales a las del tramo 1, con un predominio de discocyclinas y algas rojas. Adicionalmente, se han reconocido especímenes de *Nummulites cf. catari*, *Ranikothalia (R. nuttalli?)* y *Glomalveolina (G. telemetensis?)*, característicos también de la biozona SBZ 4 de Serra-Kiel *et al.* (1998), Thanetiense superior.

Tramo 4. Alcanza 2,2 m de espesor y es subdivisible en dos subtramos (Fig. 4). El subtramo 4a (0,8 m) está constituido exclusivamente por calizas margosas similares a las del tramo 2. El subtramo 4b (1-1.4m) está formado por calizas masivas con microfácies similares a las de los tramos 1 y 3. Sin embargo, dichas calizas contienen abundantes nummulites lenticulares y discocyclinas de hasta 4 mm de diámetro, macroforaminíferos que permiten asignarlas con seguridad al Eoceno. El límite Paleoceno-Eoceno debe situarse por tanto dentro del subtramo 4a, aunque su localización exacta no ha podido precisarse. El techo del tramo 4 es ligeramente alabeado y muy neto, y está localmente tapizado por una costra ferruginizada centimétrica, enriquecida en fragmentos fósiles fragmentados y parcialmente corroídos, interpretada como un «hard ground». Tal costrificación, y el brusco contacto con las margas hemipelágicas suprayacentes, indican un rápido hundimiento de la zona («drowning»), probablemente ligado a una fase de subsidencia acelerada (ver punto siguiente).

**Evolución paleogeográfica.**

El importante hiato de la base de la Fm Puerto de La Losa impide conocer la evolución del área de estudio durante el intervalo Maastrichtiense final-Thanetiense inferior. Sin embargo, a pesar de la gran extensión temporal de dicho hiato, no se aprecia discordancia angular entre la Fm Puerto de La Losa y la unidad margosa subyacente (Figs. 3A y B). El paralelismo entre ambas unidades

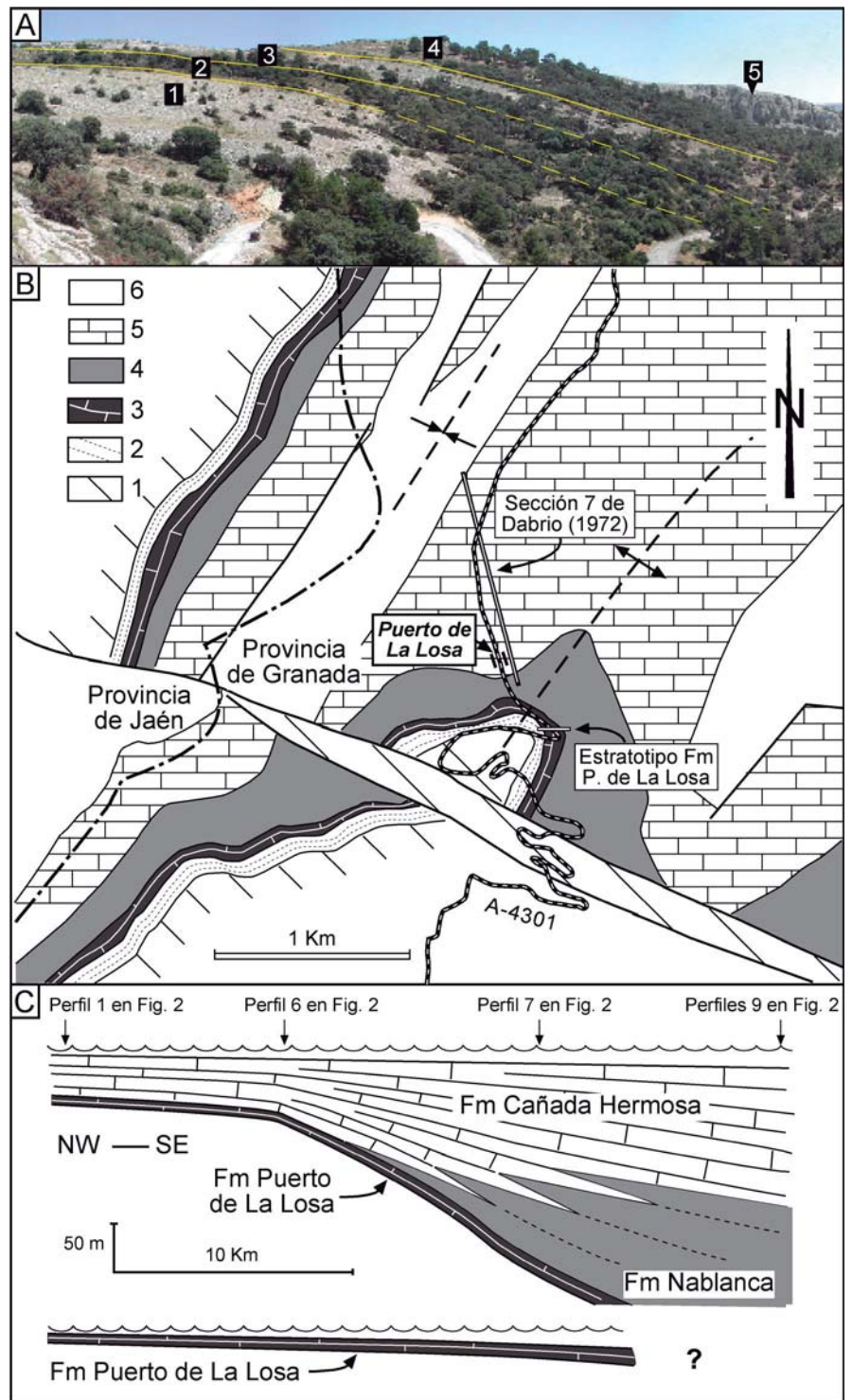


Fig. 3.- A, Aspecto de campo de la sucesión estudiada justo al S del Puerto de la Losa. B, Mapa geológico del área circundante al estratotipo de la formación (Clave para A y B: 1, Cretácico superior indiferenciado; 2, Margas Maastrichtienses; 3, Fm Puerto de La Losa; 4, Fm Nablanca; 5, Fm Cañada Hermosa; 6, Mioceno). C, Secciones transversales reconstruidas para el techo de la Fm Puerto de La Losa (parte inferior) y Fm. Cañada Hermosa (parte superior), basado en la correlación de las secciones indicadas en la figura 2.

Fig. 3.- A, Field aspect of the studied succession just to the south of La Losa Pass. B, Geological map of the area surrounding the formation stratotype (Key for A and B: 1, undifferentiated upper Cretaceous; 2, Maastrichtian marls; 3, La Losa Pass Fm; 4, Nablanca Fm; 5, Cañada Hermosa Fm; 6, Miocene). C, Reconstructed cross-sections for the top of the La Losa Pass Fm (lower part) and the Cañada Hermosa Fm (upper part), based on the correlation of the sections shown in figure 2.



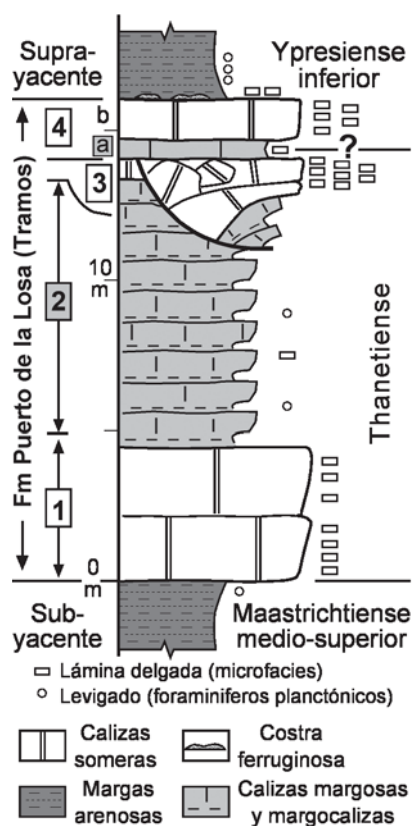


Fig. 4.- Sección columnar esquemática del estratotipo de la Fm Puerto de La Losa (localización en Fig. 3B), con indicación de la posición y tipo de muestras analizadas.

Fig. 4.- Schematic columnar section of the La Losa Pass Fm stratotype (location in Fig. 3B), with indication of position and type of studied samples.

prueba la ausencia de actividad tectónica significativa durante este largo intervalo. La tranquilidad tectónica perduró durante el depósito de la Fm Puerto de La Losa como lo demuestran, por un lado, el modesto espesor de la unidad, que denota una tasa de sedimentación de, aproximadamente, 1mm/1000 años; y, por otro, la relativa homogeneidad de espesores en la transversal reconstruida (Fig. 3C), que evidencia una subsidencia regional casi uniforme.

La tasa de sedimentación aumentó sustancialmente durante el depósito de las Fms Cañada Hermosa y Nablanca. En la sección 7, por ejemplo, (carretera de Huescar o del Puerto de La Losa) el espesor conjunto de ambas formaciones es de casi 200 m (Dabrio, 1972, y Fig. 3B), lo que supone una tasa de sedimentación aproximada de 20 mm/1000 años, un orden de magnitud mayor que durante la acumulación de la Fm Puerto de La Losa. Aún más revelador resulta la variación regional de potencia, desde unos 40 m en la sección 1 (Cañada Hermosa), hasta casi 300 en la 9 (Nablanca; Dabrio, 1972, y Fig. 3C). Tales cambios son un claro testimonio de una fuerte aceleración del tectonismo sinsedimentario durante el Ypresiense-Luteciense.

#### Conclusiones.

En la zona estudiada el Paleoceno está representado por una unidad estratigráfica de modesto espesor (7,8-16 m) pero amplia extensión areal, que se define como Fm Puerto de La Losa. Su estratotipo se sitúa inmediatamente al sur de dicho puerto (Fig. 3B), en la carretera A-4301 de Huescar a Santiago de la Espada. Dataciones con foraminíferos planctónicos y macroforaminíferos demuestran que la nueva formación es de edad Thanetiense superior-Ypresiense basal, y que está limitada a muro y techo por sendas discontinuidades estratigráficas. La discontinuidad de muro es particularmente extensa, abarcando parte del Maastrichtiense superior, el Daniense, Selandiense y Thanetiense inferior (unos 10 millones de años). Lateralmente, la Fm Puerto de La Losa experimenta cambios de facies y espesores pequeños y graduales, reflejo de un periodo de tranquilidad tectónica. En contraste, las unidades Eocenas suprayacentes (Fms Cañada Hermosa y Nablanca) varían fuertemente de facies y espesor, prueba de una fuerte aceleración del tectonismo sinsedimentario.

#### Agradecimientos

Las revisiones efectuadas por los Drs. J.M. Molina (Univ. Jaén) y C. J. Dabrio (Univ. Madrid) han mejorado sustancialmente la versión original de este artículo. Al Dr. Dabrio le agradecemos además que nos proporcionase una copia de su excelente Tesis Doctoral, que ha servido de punto de partida fundamental para esta investigación. Este trabajo es una contribución a los proyectos CGL2008-01780/BTE, y CGL2008-00009/BTE, del Ministerio de Ciencia e Innovación, y al Grupo de Investigación Consolidado del Gobierno Vasco IT431-10 (Grupo de Investigación del Paleógeno).

#### Referencias

- Alvarez Suárez, R. M. y Dabrio, C.J. (1974). *Estudios geológicos*, XXX, 619-629.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher III, C.C. y Aubry, M.P. (1995). En: *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations* (W.A. Berggren, D.V. Kent, M.P. Aubry, J. Hardenbol, Eds.). SEPM Spec. Publ. 54, 129-212.
- Dabrio, C.J. (1972). *Geología del Sector del Alto Segura*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 2 vol, 388 p.
- Dabrio, C. J. (1977). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja n° 908 (Santiago de la Espada)*. IGME.
- Dabrio, C. J. y López Garrido, A. C. (1977). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja n° 909 (Nerpio)*. IGME.
- Lupiani Moreno, E., Roldán García, F. J., y Villalobos Megía, M. (1994). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja n° 929 (Canal de San Clemente)*. IGME.
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobné, K., Ferrandez, C., Jauhri, A.K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samso, J.M., Schaub, H., Sirel, E., Strugo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J. y Zakrevskaya, E. (1998). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169, 281-299.