

Calizas oolíticas entre facies pelágicas en el Jurásico medio de Iznájar (Prov. de Córdoba, Subbético): significado paleogeográfico y paleobatimétrico

Oolitic limestones between pelagic facies in the Middle Jurassic from Iznajar (Cordoba province, Subbetic): palaeogeographic and palaeobathymetric significance

J.A. Vera(*) y J.M. Molina(**)

(*) Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18071 Granada (jvera@ugr.es).

(**) Dpto. de Geología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Jaén, 23071 Jaén (jmmolina@ujaen.es).

ABSTRACT

On the top of the Zegrí Fm (Aalenian-Bajocian) of the Median Subbetic in the Iznajar area (south of the Córdoba province) oolitic limestones outcrop, interbedded between pelagic facies. These oolitic limestones were previously interpreted as calcareous turbidites. The detailed study of their microfacies, stratigraphic location, geometry of the sedimentary beds and sedimentary structures has allowed us to interpret these limestones as deposited in isolated carbonate platforms similar to the recognized in other areas of the Median Subbetic. This interpretation asserts that the overlying and underlying pelagic sediments were deposited to a moderate depth (some hundreds of meters)

Key words: Jurassic, pelagic facies, oolitic limestones, hummocky cross-stratification, palaeobathymetry.

Geogaceta, 30 (2001), 147-150

ISSN: 0213683X

Introducción

Durante los últimos años los autores vienen realizando un análisis sistemático detallado de aquellas facies y rasgos sedimentológicos que permitan precisar la batimetría del depósito de los sedimentos pelágicos del Jurásico en el Subbético (Molina *et al.*, 1999; Molina y Vera, 1996, 1999, 2000a,b; O'Dogherty *et al.*, 1997; Vera y Molina, 1998, 2001; Vera *et al.*, 1997). En la mayoría de estos trabajos se concluye que el depósito de estas facies pelágicas, realizado en el margen continental sudibérico (García-Hernández *et al.*, 1980; Vera, 1988), ocurrió en amplios sectores del margen con una profundidad moderada (pocos centenares de metros) como lo indican la presencia de estructuras formadas por tormentas (estratificación cruzada de tipo *hummocky*) y la existencia, en algunas áreas concretas de secuencias de somerización que implican, hacia el techo, calizas oolíticas de tipo bahamiano. Desde el punto de vista paleogeográfico se plantea que localmente en este margen se implantaron pla-

tafomas carbonatadas someras, aisladas, en las que se depositaron calizas oolíticas formando guyots (Vera *et al.*, 1997; Molina *et al.*, 1999; Molina y Vera, 1999, 2000a,b), que alcanzaron su máximo desarrollo en el Bajociense y el Bathoniense.

En el mapa de la Hoja 1007 (Rute) del plan MAGNA (Cano, 1990) se cartografía un paquete de calizas oolíticas entre los materiales del Aalenense y del Bajociense, que dicho autor en la memoria de la hoja (Cano, 1990, pag. 19) considera como depósitos turbidíticos (turbiditas calcáreas) que caracteriza por presentar "estructuras de techo y muro, así como glaucoclasificación".

El objetivo de este trabajo consiste en el estudio y análisis detallado de estas calizas oolíticas con el fin de conocer su posición estratigráfica, su microfacies y génesis, su significado paleogeográfico y en especial sus rasgos paleobatimétricos.

Localización geográfica y geológica

El sector estudiado se localiza en la hoja 1007 (Rute) de los mapas topográfi-

co y geológico a escala 1:50.000, en el sector comprendido entre las coordenadas UTM: 808239 y 809237. Se sitúa en el extremo más meridional de la provincia de Córdoba (Fig. 1). Se accede por el camino agrícola que sale de la carretera de Iznájar a Villanueva de Tapia, justamente del extremo sur del puente que cruza el embalse de Iznájar, al suroeste del pueblo (Fig. 1), y que se dirige hacia la presa del mismo.

Desde el punto de vista geológico se localiza en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, y más concretamente en los afloramientos correspondientes a los sedimentos depositados en el Subbético, y dentro de este dominio paleogeográfico en el Subbético Medio (García-Hernández *et al.*, 1980; Vera, 1988), caracterizado por la presencia de facies radiolaríticas en el Bathoniense-Oxfordiense (Fm. Radiolarítica Jarropa, O'Dogherty *et al.*, 1997) y por la presencia de tempestitas calcáreas en el Kimmeridgiense-Tithoniense (Fm. Milanos, Molina y Vera, 1996).

En la figura 2 se representa la sección

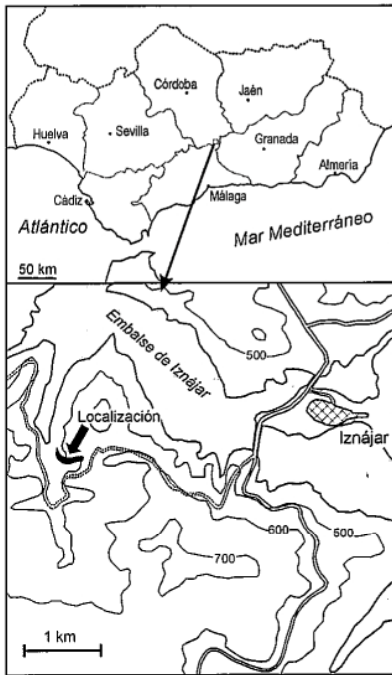


Fig. 1.- Localización geográfica del afloramiento estudiado. En la figura superior se indica la posición en el contexto de Andalucía (extremo sur de la provincia de Córdoba), mientras que en la figura inferior, elaborada a partir del mapa topográfico nacional a escala 1:50.000, se indica la posición exacta del afloramiento y sus accesos.

Fig. 1.- Geographical location of the studied outcrop. The upper figure shows the location in the map of Andalucía (southernmost of the Córdoba province). The lower figure, shows the precise location (from the topographical map 1:50000, sheet 1007), and the main roads for access.

estratigráfica del Jurásico de este sector, la cual se inicia como en todo el Subbético, con la Fm. Gavilán (Hettangiense-Carixiense) constituida por calizas de plataformas marinas someras (dolomitizadas en la base). Sobre ella se dispone la Fm. Zegrí (Domeriense-Aaleniese) constituida por una alternancia rítmica de calizas y margas, con faunas de ammonites y con abundantes *Zoophycos*, que en este sector muestra notables cambios de espesor (Dabrio y Vera, 1970) y que en regiones adyacentes (Algarinejo, 15 km al NE del sector aquí estudiado) presentan intercalaciones de rocas volcánicas submarinas que han sido datadas como del Aaleniese medio y superior (García-Yebra *et al.*, 1972). Los niveles estudiados en este trabajo se encuentran en el techo de la Fm. Zegrí y por debajo de la Fm. Radiolarítica Jarropa, y presentan afinidad de facies y edad con la Fm. Camarena defi-

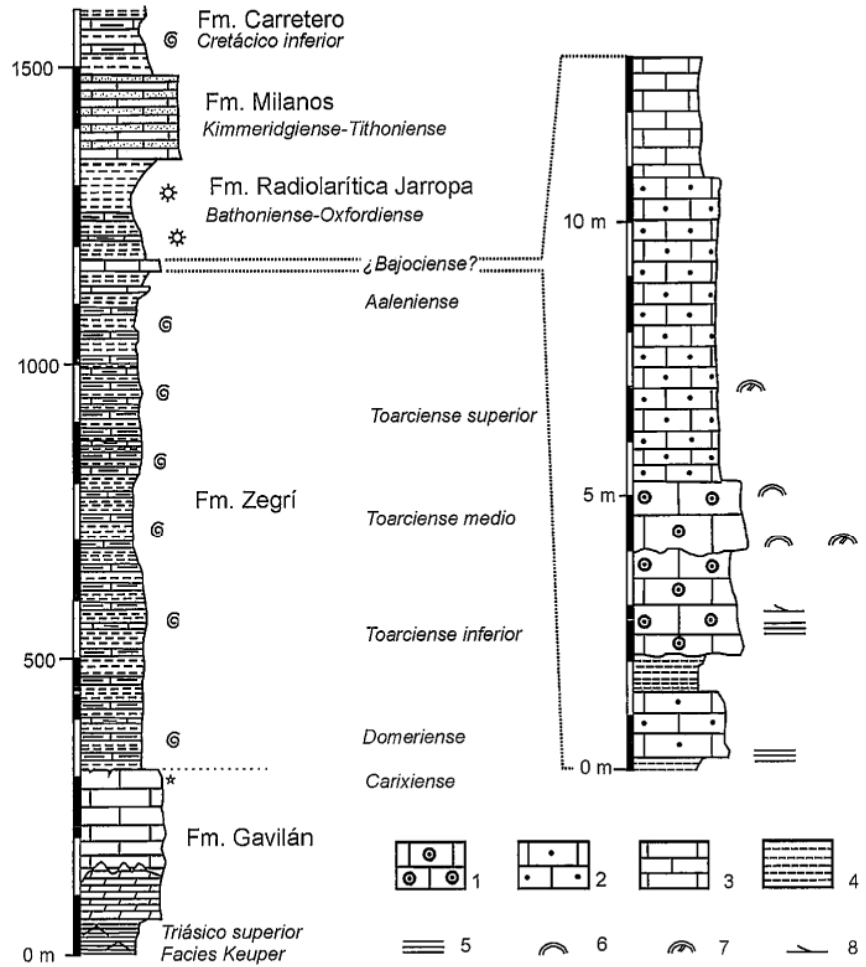


Fig. 2.- Sección estratigráfica del Jurásico del Subbético Medio en el sector de Iznájar, con indicación de las unidades litoestratigráficas y chronoestratigráficas, y en la que se marca la posición estratigráfica de los niveles calizos estudiados. En la figura de la derecha se incluye un perfil estratigráfico detallado de las calizas estudiadas, levantado en el sector central del afloramiento. Leyenda: 1.- Calizas oolíticas (grainstone). 2.- Calizas de peloides (wackestone). 3.- Calizas micríticas (mudstone). 4.- Margas y calizas margosas. 5.- Laminación paralela. 6.- Laminación ondulada. 7.- Estratificación cruzada de tipo hummocky. 8.- Estratificación cruzada planar.

Fig. 2.- Stratigraphical section of the Jurassic from the Median Subbetic in the Iznájar sector, with indication of lithostratigraphic and chronostratigraphic units, showing the stratigraphic position of the studied carbonate levels. A stratigraphic log of the studied carbonate levels, from the central position of the outcrop in the right figure is included. Legend: 1.- Oolitic limestones (grainstone). 2.- Peloidal limestones (wackestone). 3.- Micritic limestones (mudstone). 4.- Marls and marly limestones. 5.- Flat lamination. 6.- Wave lamination. 7.- Hummocky cross-stratification. 8.- Planar cross bedding.

nida por Molina (1987) en el Subbético Externo (unos 20 km al norte del sector estudiado) por lo que dada la posición estratigráfica pueden atribuirse al Bajociense. La sección estratigráfica jurásica termina con las Fms. Radiolarítica Jarropa y Milanos, previamente citadas.

Calizas oolíticas y facies asociadas

Las rocas carbonatadas estudiadas en el corte principal (parte central del afloramiento, Fig. 1) están formadas por un paquete de 13 metros de espesor (Fig. 2). En

este paquete se diferencian dos ciclos uno inferior de 2 m de espesor y otro superior de 11 m (Fig. 2). El ciclo inferior está constituido por calizas de peloides y "filamentos" (packstone y wackestone) en la base, que presentan laminación paralela, y por margas hacia el techo. El ciclo superior se inicia con un banco de calizas oolíticas de 3,5 m de espesor, que muestra una superficie erosiva interna hacia el metro 2 (desde la base). Se trata de calizas oolíticas (grainstone) de tipo bahamiano, de color blanco, que presentan laminación paralela y estratificación cru-

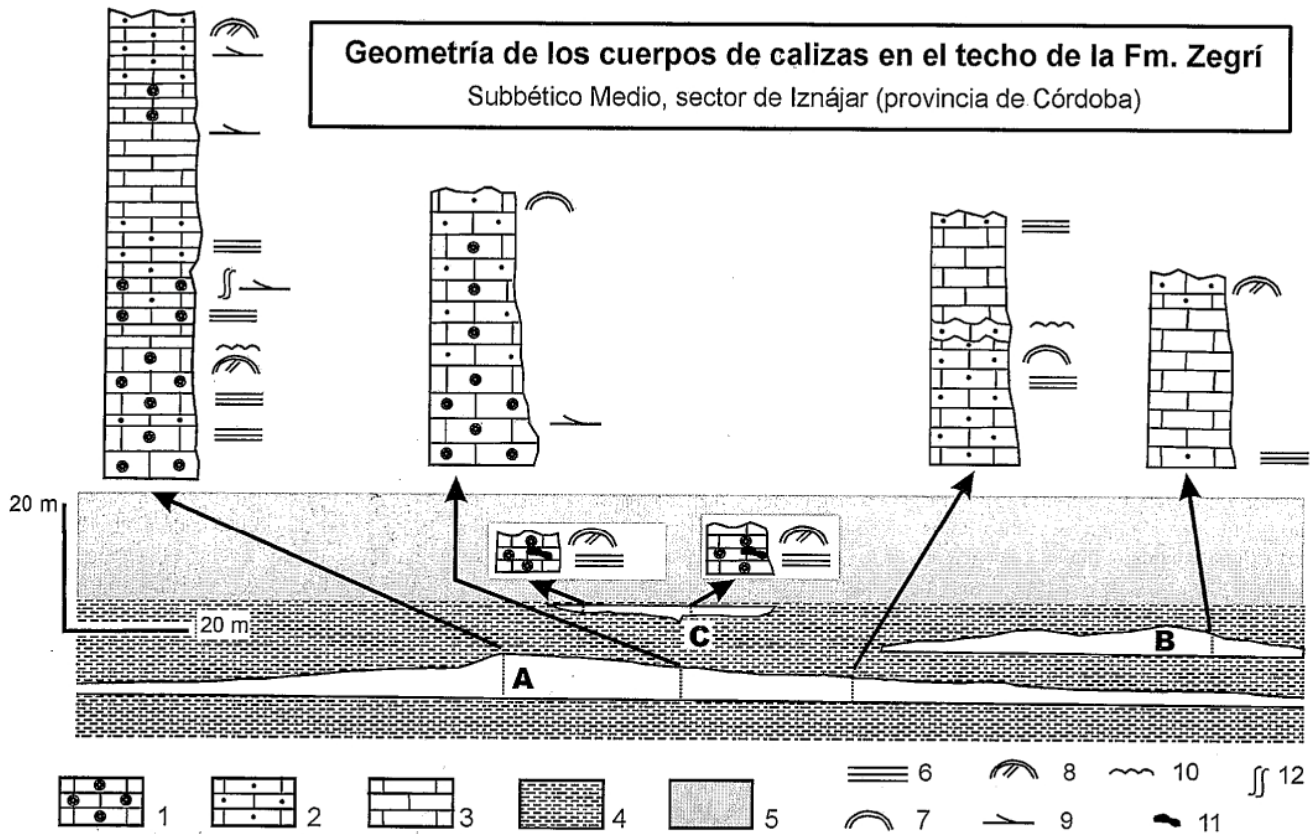


Fig. 3.- Geometría y estructura interna de los niveles calizos superiores en el extremo oriental del afloramiento. Descripción en el texto. Leyenda: 1.- Calizas oolíticas (*grainstone*). 2.- Calizas de peloides (*wackestone*). 3.- Calizas micríticas (*mudstone*). 4.- Margas y calizas margosas (Fm. Zegrí). 5.- Margas radiolaríticas y radiolaritas (Fm. Radiolarítica Jarropa). 6.- Laminación paralela. 7.- Laminación ondulada. 8.- Estratificación cruzada de tipo *hummocky*. 9.- Estratificación cruzada planar. 10.- Superficie de estratificación ondulada. 11.- Sílex. 12.- Bioturbación.

Fig. 3.- Geometry and sedimentary structures in the upper carbonate levels, from the easternmost part of the studied outcrop. Explanation in the text. Legend: 1.- Oolitic limestones (*grainstone*). 2.- Peloidal limestones (*wackestone*). 3.- Micritic limestones (*mudstone*). 4.- Marls and marly limestones (Zegrí Fm.). 5.- Marls with abundant radiolarians and radiolarites (Radiolarite Jarropa Fm.). 6.- Flat lamination. 7.- Wavy lamination. 8.- Hummocky cross-stratification. 9.- Planar cross-bedding. 10.- Wavy stratification surface. 11.- Chert. 12.- Burrows.

zada planar (en el banco inferior) y estratificación cruzada de tipo *hummocky* y laminación ondulada (*wave ripple lamination*) en el banco superior. Sobre las calizas oolíticas aparecen 5 m de calizas de peloides (*grainstone*), que presentan estratificación cruzada de tipo *hummocky* con una longitud de onda de 180 cm. Termina el ciclo superior con un paquete de 2 m de espesor de calizas micríticas (*mudstone*).

A continuación se describen las microfácies de estos términos litológicos:

1) *Grainstone* de oolitos y peloides; Los oolitos presentan estructura concéntrica muy bien desarrollada, con un diámetro medio de 0,6 mm y un diámetro máximo de 1,2 mm. Los peloides tienen un diámetro medio de 0,06 mm. Entre los foraminíferos destacan *Trocholina elongata* muy abundante, *Nautiloculina* y *Miliólidos*. Presentan un cemento microesparítico.

2) *Packstone* y *wackestone* de peloides y "filamentos". Se pueden diferenciar

dos subtipos según predominen los peloides o los "filamentos". Los "filamentos" tienen un tamaño de 0,1 a 0,4 mm de longitud y 0,01 mm de espesor, aunque algunos pueden alcanzar hasta 1 mm. Los peloides tienen 0,07 mm de diámetro medio, con 0,25 mm de diámetro máximo. Hay *Lenticulina*, pequeños *Miliólidos* y pequeños bioclastos. Aparece sílex en bandas de hasta 0,8 mm, con cuarzo microcristalino predominantemente, y localmente cuarzo fibroso de la variedad calcedonita. Hay fracturillas rellenas de calcita posterior a la silicificación y laminación paralela dada por la disposición planar de los "filamentos".

3) *Mudstone* con pequeños bioclastos. Destaca la existencia de bioturbación (*burrows*) con concentración de peloides y de pequeños fragmentos de cuarzo muy angulosos de menos de 0,04 mm. Localmente aparece silicificación incipiente con cuarzo microcristalino. Hay pequeñas venillas con rellenos de óxidos de hierro y pirolusita en dendritas.

Geometría y estructura interna de los bancos calizos

En el extremo más oriental del afloramiento se han podido reconocer, cerca del techo de la Fm. Zegrí, diez bancos individuales de calizas, que destacan en el seno de la alternancia rítmica de calizas/margas. Se trata de bancos en los que domina una geometría de muro plano y techo convexo, que lateralmente se acuñan y desaparecen. La continuidad lateral generalmente varía de 20 m a 70 m y el espesor es de pocos metros. La única excepción es el banco tercero, contado desde el techo (banco A de la Fig. 3) en que la longitud supera los 200 m y el espesor se acerca a los 10 m. Todos los bancos localizados por debajo de este último están constituidos por calizas micríticas, con peloides, y su estructura interna es generalmente masiva, aunque en un caso se ve laminación paralela.

Merecen un estudio especial los tres bancos superiores (A, B y C de la Fig. 3),

los únicos que tienen calizas oolíticas, cuya geometría, distribución de facies y estructuras de ordenamiento interno se representan, a escala, en la figura 3. Como se puede ver en la citada figura estos tres bancos se disponen muy cerca del techo de la Fm. Zegrí e inmediatamente por debajo de la Fm. Radiolarítica Jarropa. En estos tres bancos se encuentran los argumentos que permiten hacer una interpretación genética, en especial paleobatimétrica, de los mismos. Dichos argumentos se basan en la presencia de: a) calizas oolíticas con ooides típicamente bahamianos (bancos A y C de la Fig. 3); b) niveles de calcilimolitas con estratificación cruzada de tipo *hummocky* (bancos A, B y C, de la Fig. 3); c) laminaciones onduladas y techos de estratos igualmente ondulados (banco A de la Fig. 3).

El banco inferior (A de la Fig. 3) presenta unas dimensiones anómalas, ya descritas, y una morfología típicamente en montículo con el muro totalmente plano y el techo convexo. Hacia la base del banco se localizan preferentemente las calizas oolíticas, en las que se observa estratificación cruzada planar de pequeña escala y laminación paralela. Lateralmente cambian a calcilimolitas de peloides con laminación paralela, laminación ondulada y superficies de estratificación onduladas. Hacia la parte superior del banco se pasa a las calizas micríticas. En la parte más potente del banco, los términos más altos son de calizas de peloides que con estratificación cruzada planar y de tipo *hummocky*. El techo del banco es muy interesante, ya que a la forma convexa, antes aludida, se superponen *ripples* de olas, dando una morfología ondulada.

El banco medio (B de la Fig. 3) no contiene calizas oolíticas sino que está constituido por calcilimolitas con laminación paralela en la parte inferior, calizas micríticas en la parte media y calcilimolitas con estratificación cruzada de tipo *hummocky* en la parte superior. El techo de este banco es también ondulado.

El banco superior (C de la Fig. 3) es el único con morfología diferente, ya que tiene el techo plano y el muro convexo, ligeramente irregular. Está formado por calizas oolíticas con nódulos de sílex y presenta en la mitad inferior laminación paralela mientras que en la mitad superior muestra estratificación cruzada de tipo *hummocky*. El techo de este banco superior es ondulado, como en los dos bancos anteriores.

Discusión y conclusiones

A partir de los datos anteriores lo primero que se puede discutir es la validez de la hipótesis previa de interpretar estos materiales como depósitos turbidíticos (Cano, 1990). Aunque se han descrito turbiditas intercaladas entre sedimentos pelágicos en otras áreas del subbético Medio (por ejemplo, Nieto, 1997) consideramos que para los afloramientos aquí estudiados esta hipótesis no se mantiene ya que son muy contundentes los rasgos sedimentológicos contrarios a esta interpretación, que se concretan en los tres siguientes: a) presencia de calizas oolíticas de tipo bahamiano, claramente depósitos originarios y no redepósitos; b) ausencia de estructuras de corrientes en el muro de los estratos y de secuencias de Bouma en su interior, c) existencia de laminación ondulada, estratificación cruzada de tipo *hummocky* y de techos ondulados. Incluso el argumento indirecto antes señalado deja de tener valor al haberse comprobado en muy diversos sectores del Subbético Medio que la batimetría del depósito de los sedimentos pelágicos de la misma edad no fue muy alta y que en ellos se detectan secuencias de somerización que tienen, en el techo, niveles de calizas oolíticas depositadas en plataformas carbonatadas aisladas (Vera *et al.*, 1997; Molina *et al.*, 1999; Molina y Vera, 1999, 2000a).

La presencia en el afloramiento estudiado de calizas oolíticas, con ooides típicamente bahamianos, junto con la ausencia de criterios de redepósito, como son oolitos fracturados o estructuras de ordenamiento interno típicas de depósitos turbidíticos, permiten afirmar que el depósito de estos ocurrió en un medio marino en el que eventualmente se llegaron a condiciones propias de plataformas carbonatadas de aguas someras, que dada la morfología de los bancos se trataría de plataformas aisladas, de dimensiones cambiantes, en general, pequeñas.

Los techos ondulados de los bancos (A, B y C, Fig. 3), así como la presencia de laminación ondulada, son pruebas que el oleaje afectaba al fondo, al menos eventualmente, y modelaba su morfología. Por su parte, los niveles de calcilimolitas o de calizas de peloides con estratificación cruzada de tipo *hummocky*, presentes en estos cuerpos de calizas, indican que las olas de tormentas podían afectar al fondo.

Todos los datos permiten hacer una propuesta alternativa a la génesis de estos niveles considerándolos como depósitos

marinos someros, localizados en la parte superior de secuencias de somerización, como las reconocidas en otros sectores del Subbético Medio (Vera *et al.*, 1997; Molina *et al.*, 1999; Molina y Vera, 1999, 2000a) para materiales de la misma edad. Esta interpretación conlleva necesariamente admitir que la profundidad de los sedimentos pelágicos localizados por debajo y por encima, o incluso los implicados en las secuencias de somerización, era bastante moderada, ligeramente superior a los 200 m, de manera que fuese posible la implantación eventual y local de plataformas carbonatadas marinas someras.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido elaborado dentro de los proyectos de investigación PB-96-0429 y PB-96-1430 de la DGES organismo al que se agradece la ayuda prestada.

Referencias

- Cano, F. (1990): *Mapa Geológico a escala 1:50.000, Hoja 1007 (Rute)*, 2ª Ed. (MAGNA), IGME, Madrid.
- Dabrio, C.J. y Vera, J.A. (1970): *Acta Geol. Hisp.*, 5: 8-11.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Sanz de Galdeano, C., Rivas, P. y Vera, J.A. (1980): *Geol. Mijnb.*, 59: 155-168.
- García-Yebra, R., Rivas, P. y Vera, J.A. (1972): *Acta Geol. Hisp.*, 7: 133-137.
- Molina, J.M. (1987): *Tesis Doctoral*, Universidad de Granada, 512 p.
- Molina, J.M., O'Dogherty, L., Sandoval, J. y Vera, J.A. (1999): *Paleogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 150: 309-330.
- Molina, J.M. y Vera, J.A. (1996): *Geogaceta*, 20 (2): 56-59.
- Molina, J.M. y Vera, J.A. (1999): *Libro Homenaje a José Ramírez del Pozo*, AGGPE, Madrid, 91-106.
- Molina, J.M. y Vera, J.A. (2000a): *Geogaceta*, 27: 107-110.
- Molina, J.M. y Vera, J.A. (2000b): *Geogaceta*, 27: 111-114.
- Nieto, L.M. (1997): *Tesis Doctoral*, Universidad de Granada 562 p.
- O'Dogherty, L., Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A., Sandoval, J. y Vera, J.A. (1997): *Estudios Geol.*, 53: 145-157.
- Vera, J.A. (1988): *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 373-391.
- Vera, J.A. y Molina, J.M. (1998): *Sediment. Geol.*, 119: 103-121.
- Vera, J.A. y Molina, J.M. (2001): *Geogaceta*, 29: 147-150.
- Vera, J.A., Molina, J.M., Montero, P. y Bea, F. (1997): *Terra Nova*, 9: 163-166.