

# Transformaciones diagenéticas e hidrotermales en depósitos marinos biogénicos (silíceos y carbonáticos; Níjar, Almería)

*Diagenetic and hydrothermal transformations in marine biogenic-rich (siliceous and calcareous) deposits (Níjar, Almería)*

M<sup>a</sup> Ángeles Bustillo Revuelta

<sup>1</sup> Dpto. de Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales-CSIC. José Gutiérrez Abascal 2. Madrid 28006 abustillo@mncn.csic.es

## ABSTRACT

A detailed petrological study of diatomites interlayered with biocalcilites / biocalcarenes and opals (two sections) was performed in the Níjar Basin (SE Spain). The studied sections are associated with volcanic rocks, or they are crossed by faults and fractures with hydrothermal opaline veins. The objective of this work is to know the composition of the deposits, and to establish the differences between the diagenetic and hydrothermal transformations. The lithological composition of the sedimentary deposits (foraminifera-rich biomicrites, diatomites and opals), the absence of sapropels and the presence of bioturbation, could indicate that they can be attributed to the lower unit of the Abad Member (early Messinian). The diagenesis of biomicrites and diatomites caused the formation of opaline nodules and beds, by aging from opal A to opal CT. The silicification of carbonate microfossils produced the calcitization of the diatoms and the formation of diagenetic limestones because CO<sub>2</sub> and Ca were released. The opal-sepiolite veins are interpreted as the result of regional low temperature hydrothermalism. Sepiolite was initially precipitated in fractures and faults, and was subsequently silicified by opal. The sepiolite-opal replacement generated the source of Mg for the dolomitization of the opaline diagenetic layers affected by hydrothermal veins.

**Key-words:** diatomite, diagenesis, calcitization, hydrothermal, Miocene.

*Geogaceta*, 68 (2020), 35-38  
ISSN (versión impresa): 0213-683X  
ISSN (Internet): 2173-6545

## Introducción

Durante el Mioceno, en la región volcánica del cabo de Gata, después de los episodios volcánicos, el mar invade los relieves volcánicos formándose un archipiélago y diferentes cuencas marinas. Los sedimentos más profundos de estas cuencas se corresponden con margas y se formaron por una mezcla de arcillas y partículas carbonáticas finas de decantación provenientes de zonas más someras, con microorganismos plañtónicos calcáreos y silíceos (Pineda *et al.*, 1981; Braga y Martín, 2003). En este contexto se originaron capas de diatomitas intercaladas con capas de biocalcilitas/biocalcarenitas, donde se han generado importantes procesos diagenéticos. En las secciones miocenas estudiadas en este trabajo se

aborda el estudio petrológico detallado de depósitos diatomíticos intercalados con biocalcilitas/biocalcarenitas y que se presentan, además, asociados a rocas volcánicas, o atravesados por venas hidrotermales. Se intenta dejar constancia de las diferencias entre las transformaciones diagenéticas y las hidrotermales, señalando cómo estos procesos cambian las características propias de los depósitos e incluso las litologías.

## Contexto geológico

En la región volcánica de Cabo de Gata, las formaciones diatomíticas más antiguas han sido datadas como Tortoniense medio (Pineda *et al.*, 1981). A finales del Tortoniense, un levantamiento general causó una importante disconti-

## RESUMEN

En este trabajo se aborda un estudio petrológico detallado de depósitos diatomíticos con ópalos, intercalados con biocalcilitas/biocalcarenitas en dos secciones de la Cuenca de Níjar. Estos depósitos se encuentran asociados a rocas volcánicas, o están atravesados por venas opalinas hidrotermales. El objetivo es conocer la composición de los depósitos y establecer las diferencias entre las transformaciones diagenéticas y las hidrotermales. Las secciones estudiadas, por su composición litológica (biomicritas ricas en microforaminíferos, diatomitas y ópalos), ausencia de sapropelas y existencia de bioturbación, podrían atribuirse a la unidad inferior del Miembro Abad (Messiniense inferior). La diagénesis de las biomicritas y diatomitas provocó la formación de nódulos y capas opalinas (transformación ópalo A- ópalo CT), así como la aparición de calizas diagenéticas como consecuencia de procesos de calcitización de diatomeas facilitados por la presencia de CO<sub>2</sub> y Ca provenientes de la silicificación de los microfósiles carbonáticos. Las venas opalinas, que incluyen sepiolita, se interpretan como relleno de fracturas y fallas por fluidos hidrotermales de baja temperatura. La sepiolita precipitaría inicialmente siendo posteriormente silicificada por ópalo. Este reemplazamiento de la sepiolita por ópalo generó la fuente de Mg para la dolomitización de las capas opalinas diagenéticas que son atravesadas por venas hidrotermales.

**Palabras clave:** diatomita, diagénesis, calcitización, hidroterma, Mioceno.

Fecha de recepción: 16/01/2020  
Fecha de revisión: 23/04/2020  
Fecha de aceptación: 29/05/2020

nidad sedimentaria en las cuencas de Sorbas y Níjar (Martín y Braga, 1996), separando los depósitos hemipelágicos y turbidíticos del Tortoniense medio y superior de los depósitos Tortonienses finales y Messinienses preevaporíticos. Según se expone en Sierro *et al.* (2001) las secuencias prevaporíticas comienzan con depósitos de calcarenitas de finales del Tortoniense (Miembro Azagador), que se apoyan sobre el basamento, o sobre los depósitos del Tortoniense medio-superior. Estas calcarenitas del Miembro Azagador pasan en la vertical a margas, arcillas y diatomitas de edad Messiniense inferior conocidas en la literatura como el Miembro Abad (Sierro *et al.*, 2001).

En las cuencas de Níjar y Vera los datos sobre diatomitas son escasos. En la zona estudiada, y en el denominado Cerro Blanco, Dabrio *et al.*, (1981) describen, citando a

Montenat (1975), la presencia de diatomitas y sílex intercaladas en su parte superior con turbiditas, conglomerados y grandes bloques de serpúlidos y arrecifes de Purites (Miembro Abad). Consideran que las diatomitas reflejan condiciones de estancamiento de sedimentos profundos de cuenca, indicando el cese de los depósitos arrecifales. Correlacionan estas diatomitas con los depósitos de tripoli de las cuencas mediterráneas, unas veces inferiores a los depósitos evaporíticos del Messiniense, y otras, intercaladas entre ellos.

## Secciones estudiadas

Las secciones estudiadas son depósitos sedimentarios que aparecen intercalados entre rocas volcánicas alteradas, en los taludes de la carretera AL-3108, que une las localidades de San Isidro de Níjar y San José. Podrían adscribirse al tramo cercano de sílexitas, margas y turbiditas calcáreas, datado como Messiniense y previo a la formación de los yesos (Fig. 1). Se ha trabajado sobre dos puntos de muestreo (sección SIM, y sección CH; Fig. 2) separados entre sí 200 m por la misma carretera. La base de la sección SIM está constituida por una roca volcánica brechificada y alterada en el contacto con los estratos suprayacentes, presentando una delgada (hasta 3 cm) y discontinua costra ferruginosa. La sección

CH se ha realizado entre rocas volcánicas, presentando con ellas contactos por falla. A su vez, los depósitos sedimentarios y las capas opalinas se encuentran atravesadas por fracturas y fallas con pequeños desplazamientos, que se rellenan de ópalo y forman venas opalinas (Fig. 3).

## Metodología

El estudio mineralógico de las muestras se llevó a cabo con Difracción de Rayos X (DRX), utilizando un Equipo PHILIPS modelo PW1710, equipado con monocromador de grafito. El estudio petrológico fue realizado por microscopía óptica convencional y electrónica de barrido (MEB, equipo FEI Inspect) con análisis mediante Energía Dispersiva (EDX, equipo OXFORD Analytical Inca).

## Caracterización mineralógica y petrológica

### Depósitos biogénicos y ópalo

En DRX, las diatomitas están constituidas por ópalo A (sílice amorfa proveniente de los microfósiles silíceos), que al presentar cierto afinamiento en la banda de ensanchamiento podría ser clasificado como ópalo A' (Hein *et al.*, 1978). Esta fase silíceo corresponde a la primera transformación

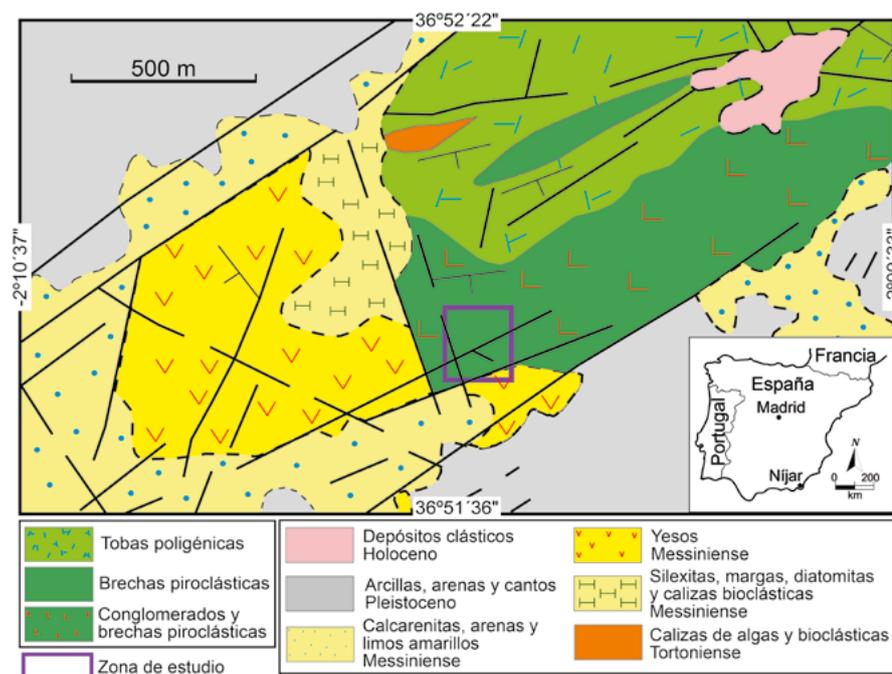
del ópalo A. En la sección SIM, cuando en los depósitos aparecen clastos volcánicos el porcentaje de sílice amorfa aumenta como consecuencia de la interferencia del vidrio volcánico con el ópalo A. Otros minerales detectados en DRX, además de calcita, son feldespatos, cuarzo y micas (que serían de origen terrígeno).

Diatomitas y biomicritas (*packstones* y *wackestones* de microforaminíferos fundamentalmente) son las dos litologías esenciales que componen las secciones SIM y CH, pero aparecen también litologías con mezcla de ambas, donde se intercalan láminas de microorganismos carbonáticos (mayormente microforaminíferos) con láminas de diatomeas. En las diatomitas propiamente dichas, (además de diatomeas pueden incluir otros microorganismos silíceos), los microfósiles calcáreos siempre están presentes en mayor o menor proporción. Localmente, las valvas de diatomeas han sido reemplazadas por calcita aunque se sigue observando todos sus alveolos y su estructura.

En las biomicritas que incluyen algunas láminas de microfósiles silíceos, aparecen procesos de silicificación poco intensos que quedan patentes por la silicificación con ópalo CT de la matriz carbonática y por el relleno con ópalo CT, y minoritariamente cuarzo, de la porosidad interna de ciertos microfósiles carbonáticos. El ópalo CT presenta en DRX las típicas reflexiones más intensas próximas a 4,11-4,09 Å, 4,3 Å, y 2,50 Å. En la sección CH, algún foraminífero está reemplazado por glauconita o piritita, presentando esta última, a veces, texturas framboidales.

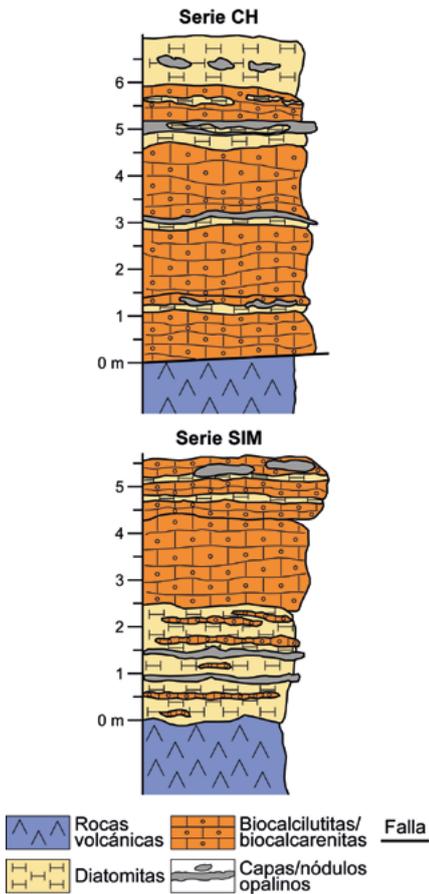
Los nódulos y capas opalinas, concordantes con las capas sedimentarias, están constituidos fundamentalmente por ópalo CT. En los contactos entre el ópalo y la diatomita, se ve la transición sin grandes modificaciones de la fábrica, observándose en el ópalo incluso las laminaciones y las bioturbaciones halladas en las diatomitas. En algunas ocasiones, el exterior de las capas y nódulos es complejo apareciendo zonas carbonáticas debido a procesos de calcitización de las diatomeas.

En la sección CH, el segundo nivel opalino, que lateralmente está afectado por una vena opalina, presenta hasta un 35% de dolomita. En lámina delgada se observa que existen numerosos cristales de dolomita, con secciones rómbicas o esferoidales, que se superponen a la textura laminada del nivel opalino. En MEB se observa que los cristales tienen



**Fig. 1.- Situación de la zona estudiada. El esquema geológico está basado en la hoja geológica 1:50.000, n° 1046, Carboneras (Pineda *et al.*, 1981) incorporada al visor cartográfico (proyecto GEODE, IGME). Ver figura en color en la web.**

Fig.1.- Location of the studied area. The geological scheme is based on geological map 1: 50,000, No. 1046, Carboneras (Pineda *et al.*, 1981) incorporated into the cartographic viewer (GEODE project, IGME). See color figure in the web.



**Fig.2.- Columnas litológicas. Ver figura en color en la web.**

*Fig. 2.- Lithological columns. See color figure in the web.*

tamaños entre 8 y 20 µm de longitud máxima, y en EDX siempre se detectan pequeñas cantidades de Fe.

**Venas opalinas**

Los análisis de DRX determinan que las venas tienen una composición muy variable. Son fundamentalmente de ópalo CT, aunque presentan cantidades variables de sepiolita (hasta un 45%) o calcita (hasta un 85%) en los bordes. La parte central de las venas pueden llegar a tener un 90% de ópalo CT. Este ópalo CT presenta reflexiones parecidas a las de los ópalos diagenéticos, aunque no se pueden hacer comparaciones estrictas por las interferencias de la sepiolita. Cuarzo siempre existe en pequeñas proporciones (5-10%).

En lámina delgada, este ópalo muestra una estructura birrefringente muy marcada y que es consecuencia de la presencia de sepiolita. Puede encerrar restos y fragmentos de roca sedimentaria arrancada de las paredes y presentar huecos cementados por cuarzo y ópalo. En MEB, la estructura fibrosa es muy patente. Las fibras están constituidas por numerosas

microesferas de sílice alineadas según la dirección de la fibra, y a su vez el conjunto de fibras se organizan en láminas precisas generándose una estructura hojosa (Fig.4). La composición química en EDX revela Mg y Fe indicando la presencia de sepiolita junto al ópalo CT.

**Discusión**

Dabrio *et al.* (1981) señalan en el Cerro Blanco, situado cerca de las secciones estudiadas, la presencia de diatomitas que son atribuidas al Miembro Abad. Este miembro, en las cuencas de Sorbas y Nijar (Vázquez *et al.*, 2000; Siero *et al.*, 2001), presenta una unidad inferior constituida por margas y calizas, con bioturbaciones y niveles opalinos (formada en condiciones óxicas) y una unidad superior con diatomitas y sapropel (formada en condiciones anóxicas). De acuerdo con estas características, las secciones estudiadas podrían correlacionarse con la unidad inferior del Miembro Abad debido a la ausencia de capas de sapropel y a la existencia de bioturbación.

La sección SIM muestra en su base la roca volcánica alterada y sobre ella una costra ferruginosa que podría corresponder a un paleosuelo submarino. Fragmentos de roca volcánica y de esta costra aparecen incluidos en las diatomitas del comienzo de la sección. Estas características, junto con el hecho de que las diatomitas y las biocalcilitas/biocalcarenitas se apoyan directamente sobre un substrato volcánico, hace pensar en la posibilidad

de que la base de la sección SIM podría ser todavía parte del Miembro Azagador (Pineda *et al.*, 1981) y por lo tanto Tortoniense-Messiense inferior, aunque en trabajos más actuales, este miembro es datado solo como Tortoniense superior (Fortuin y Krijgsman, 2003).

Las diatomeas, formadas por ópalo A, sufren procesos diagenéticos que inicialmente solo consisten en la disolución puntual de las frústulas y la formación, entre ellas y sobre ellas, de cementos de ópalo CT a escala micrométrica. Progresivamente además, el ópalo CT reemplaza las frústulas de diatomeas conservando gran parte de sus características. Cuando la diagénesis progresa más, se forman niveles opalinos compactos donde quedan fantasmas de las valvas y las características de la sedimentación diatomítica (laminaación y bioturbación). Esto indicaría que en el proceso de formación del nódulo o capa opalina las transformaciones se realizan mayormente dentro de los mismos microorganismos silíceos, afectándose poco la fábrica general de la diatomita.

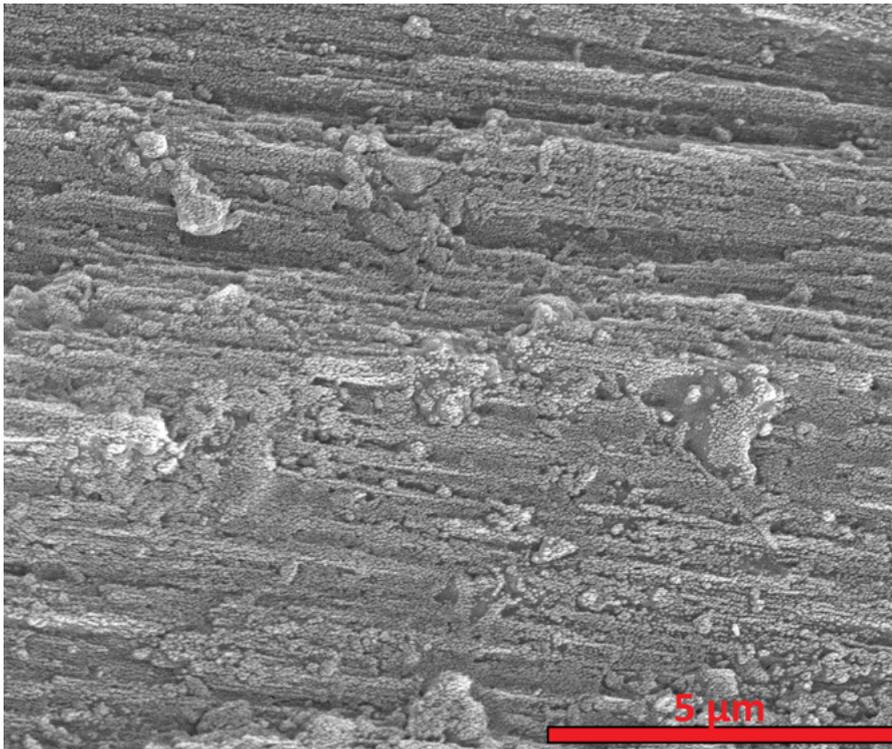
Los procesos de calcitización son consecuencia de la silicificación de los microfósiles calcáreos que incluyen o están intercalados entre las diatomitas (Bustillo, 2020). Se interpreta que los microorganismos calcáreos, al ser reemplazados por ópalo, generan en el fluido intersticial, soluciones ricas en CO<sub>2</sub> y Ca que facilitan la carbonatación, cuando sube el pH.

Las venas opalinas/sepiolíticas que atraviesan los depósitos biogénicos se formaron por relleno de fracturas y fallas con fluidos



**Fig. 3.- Sección CH. Se observa una vena opalina hidrotermal (flecha hacia abajo) atravesando los depósitos sedimentarios y afectando también a una capa lenticular de ópalo diagenético (flecha hacia arriba). Ver figura en color en la web.**

*Fig. 3.- CH Section. An opaline hydrothermal vein (downward arrow) crosses the sedimentary deposits and affects also a diagenetic opaline lenticular bed (upward arrow). See color figure in the web.*



**Fig.4.- MEB. Microesferas de ópalo CT organizadas en fibras. La escala equivale a 5  $\mu$ m. Ver figura en color en la web.**

*Fig. 4.- SEM. Opal CT microspheres arranged in fibers. The scale is 5  $\mu$ m. See color figure in the web.*

hidrotermales, como sucede en otras zonas de la región volcánica del Cabo de Gata (Delgado *et al.*, 1994; Bustillo y Aparicio, 2004). Las características observadas en MEB indican la precipitación de microsferas de sílice sobre fibras, y determinan que hubo un proceso de silicificación de las fibras de sepiolita. La estructura de fibras muy rectas y alineadas podría ser consecuencia de la formación de la sepiolita cuando existe algo de deslizamiento en el plano de fractura (Sánchez-Roa *et al.*, 2016). La composición de la sepiolita, incluyendo Fe, parece frecuente en ambiente hidrotermal (Arranz *et al.*, 2008). De acuerdo con los datos isotópicos obtenidos en venas de composición similar (zona de los Trancos, Almería), la precipitación opalina podría suceder a partir de aguas con temperaturas próximas a las ambientales ( $\approx 25$  °C; Delgado *et al.*, 1994). Las dolomitizaciones encontradas dentro de ciertas capas opalinas diagenéticas, que son afectadas por venas hidrotermales, son explicadas por la influencia de los procesos de silicificación de sepiolita dentro de las fracturas. Bustillo y Aparicio (2004) describen en zonas cercanas (Agua Amarga, Almería) la neoformación de dolomita, en depósitos carbonatícos cercanos a venas hidrotermales de composición sílico-sepiolítica, como consecuencia de la riqueza en Mg que se origina en el reemplazamiento de sepiolita por sílice.

## Conclusiones

Hasta que no se realice un estudio estratigráfico detallado, es difícil establecer una edad y una correlación entre las dos secciones. Sin embargo, por su composición litológica y características sedimentológicas las secciones podrían atribuirse a la unidad inferior del Miembro Abad, que en la sección SIM podría aparecer directamente sobre un substrato volcánico.

La diagénesis de los depósitos de biocalcilitas/biocalcarenitas y diatomitas provocó la formación de nódulos y capas opalinas, así como la aparición de calizas diagenéticas como consecuencia de procesos de calcitización de diatomeas. El hidrotermalismo actúa posteriormente generando venas opalinas-sepiolíticas que afectan tanto a los depósitos sedimentarios como a las capas opalinas diagenéticas. Los procesos de reemplazamiento de la sepiolita por ópalo dentro de las fracturas y fallas generó la fuente del Mg para la dolomitización de las capas opalinas diagenéticas afectadas por las venas hidrotermales.

## Agradecimientos

Quiero agradecer a los editores de la revista, y a los revisores M<sup>a</sup> Esther Sanz Montero y David Gómez Gras, las sugerencias y comentarios aportados, que

han contribuido a la mejora del manuscrito. Igualmente expreso mi reconocimiento a Manuel Castillejo (preparación de muestras), Rafa González (DRX), Laura Tormo y Marta Furió (MEB y EDX), y a Blanca María Martínez y Álvaro Moreno (realización gráfica). Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL2014-54818-P del MINECO.

## Referencias

- Arranz, E., Lago, M., Bastida, J., Galé, C., Soriano, J. y Ubide, T. (2008). *Journal of African Earth Sciences* 52, 81-88.
- Braga, J.C. y Martín, J.M. (2003). En: *Geología del entorno árido Almeriense* (M. Villalobos, Ed.). ACUSUR y Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, 37-41.
- Bustillo, M.A. (2020). *Estudios Geológicos* 76, 1.
- Bustillo, M.A. y Aparicio, A. (2004). *Geogaceta* 35, 31-34.
- Dabrio, C., Esteban, M. y Martín, J.M. (1981). *Journal of Sedimentary Petrology* 51, 521-539.
- Delgado, A., Bustillo, M.A. y Reyes, E. (1994). *Revista del Instituto Oceanográfico* 18, 51-61.
- Fortuin, A.R. y Krijgsman, W. (2003). *Sedimentary Geology* 160, 213-242.
- Hein, J.R., Scholl, D.W., Barron, J.A., Jones, M.G. y Miller, J. (1978). *Sedimentology* 25, 155-181.
- Martín, J.M. y Braga, J.C. (1996). En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (P. Friend y C. Dabrio, Eds.) Cambridge University Press, Cambridge, 387-391.
- Montenat, C. (1975). *Le Néogène des Cordillères Bétiques: essai de synthèse stratigraphique et paléogéographique*. C.N.R.S. (unpub. Internal rept.), Paris 187 p.
- Pineda, A., Gine, J., Zazo, C. y Goy, J.L. (1981). *Mapa Geológico de España 1.50.000, hoja n° 1046 (Carboneras) y memoria*. IGME, Madrid 79 p.
- Sánchez-Roa, C., Jiménez-Millán, J., Abad, I., Faulkner, D.R., Nieto, F. y García-Tortosa, F.J. (2016). *Applied Clay Science* 134, 275-288.
- Sierro, F.J., Hilgen, F.J., Krijgsman, W. y Flores, J.A. (2001). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 168, 141-169.
- Vázquez, A., Utrilla, R., Zamarreno, I., Sierro, F.J., Flores, J.A., Francés, G. y Barcena, M.A. (2000). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 158, 353-370.