

Datación de silcretas a través de ópalos con uranio. Un estudio preliminar en el Mioceno, área de Paracuellos de Jarama (Cuenca de Madrid)

Dating of silcretas through opals with uranium. A preliminary study in the Miocene, Paracuellos de Jarama area (Madrid Basin)

José Luis Pérez Jiménez ⁽¹⁾, M^a Angeles Bustillo ⁽¹⁾, Alexander A. Nemchin ⁽²⁾ y Ana M^a Alonso-Zarza ⁽³⁾

⁽¹⁾ Departamento de Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales - CSIC. C/ José Gutiérrez Abascal nº 2, 28006, Madrid. jlperez@mncn.csic.es y abustillo@mncn.csic.es

⁽²⁾ Western Australian School of Mines. Curtin University of Technology, Kalgoorlie, WA, 6430, Australia. a.nemchin@curtin.edu.au

⁽³⁾ Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Geológicas. IGE-CSIC. Universidad Complutense de Madrid. 28040, Madrid. alonsoza@geo.ucm.es

ABSTRACT

U-Pb-series analyses of two U-rich opal samples have been used for dating silcretas included in Miocene rocks in the Paracuellos zone (Madrid Basin.) A sensitive high-resolution ion microprobe (SHRIMP) was used. The silcretas are composed mainly of opal CT and have variable amount of quartz and locally minor amounts of moganite, dolomite, and relics of clays and detrital minerals. The silcretas formed by silicification of sepiolites (precipitated in small ponds) and smectites (formed in distal alluvial fans). The initial sediments are Aragonian in age. Green fluorescence of two silcrete samples, observed under short-wave UV light, was used to establish the opaline zones to analyze. The estimated U content varies from 76 to 168 ppm. The ^{206}Pb - ^{238}U and ^{207}Pb - ^{235}U ages obtained varies from 10.5 ± 0.54 m.a. to 8.78 ± 0.54 m.a. These values can be interpreted as: 1) Indicative of a silicification latter (Vallesian) than expected from previous studies; 2) Corresponding to a local and latter formation U-rich opal zones inside the initial silcrete; 3) The opaline zones analyzed, formed by replacement of clays, are too heterogeneous to be used for dating.

Key words: Opals, uranium, dating, silicification, Miocene.

Geogaceta, 48 (2010), 171-174
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

Estudiar los procesos de silicificación que originan silcretas dentro del marco de la sedimentación y la diagénesis puede ser de gran utilidad para interpretar la evolución paleogeográfica y climática de la cuenca, sin embargo siempre surge la dificultad de adscribir de una forma precisa estos procesos a una edad determinada. A falta de dataciones absolutas, las «edades» se han establecido utilizando criterios indirectos (Bustillo, 2010), como son: i) relación de la silicificación (pre o post) con respecto a otros procesos diagenéticos (calcitización, dolomitización o dedolomitización, neoformación de arcillas, etc.), cuya edad se infiere; ii) erosión e incorporación de las silcretas en niveles más modernos de edad conocida; iii) presencia de estructuras de desecación y su relación con paleosuperficies datadas, etc.

En general, la utilidad de las dataciones mediante las relaciones Uranio-Plomo se basa en encontrar los minerales apropiados que concentran el U y, aunque excluyen el Pb durante su formación, preservan Pb radiogénico. Los ópalos nobles, tienen en general poco uranio y contienen altas concentraciones de plomo común y no suelen ser aptos para las dataciones con U-Pb. Sin embargo, ciertos ópalos comunes, pueden presentar concentraciones relativas de U y Pb radiogénico suficiente como para hacer cálculos precisos (Amelin y Back 2006).

Para la datación de ópalos mediante SHRIMP se puede utilizar la serie del ^{238}U - ^{206}Pb , o la del ^{235}U - ^{207}Pb (Nemchin *et al.*, 2006), obteniéndose frecuentemente diferentes edades con cada una de las series, dependiendo el resultado de las características propias de la muestra. En este caso, se utilizarán ambas series de una forma combinada.

Metodología

Las determinaciones mineralógicas y su cuantificación fueron realizadas mediante Difracción de RX (DRX) (Pérez-Jiménez, 2010) y espectrometría de micro-Raman (Raman Thermo Fischer microscope). La moganita fue cuantificada en relación al cuarzo en espectrometría Raman. Para poder realizar dataciones de ópalo mediante SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe) es necesario partir de muestras con cantidades mínimas de uranio de 20 ppm (Nemchin *et al.*, 2006) o 50 ppm (Maher *et al.*, 2007), aunque a mayor presencia de uranio, mayor fiabilidad tendrán los resultados obtenidos. En un nivel de silcreta es importante identificar las zonas que cumplen estas características, siendo susceptibles de ser consideradas para el estudio de U-Pb, por lo que los análisis de muestra total no son adecuados. Es útil, sin embargo, introducir las muestras opalinas en una cámara

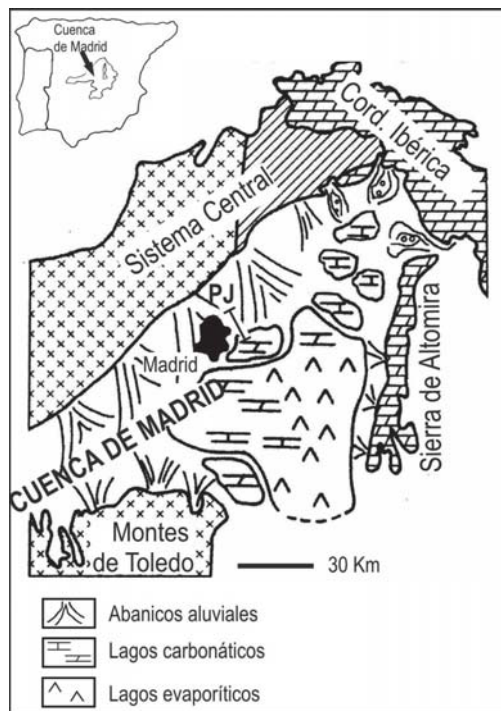
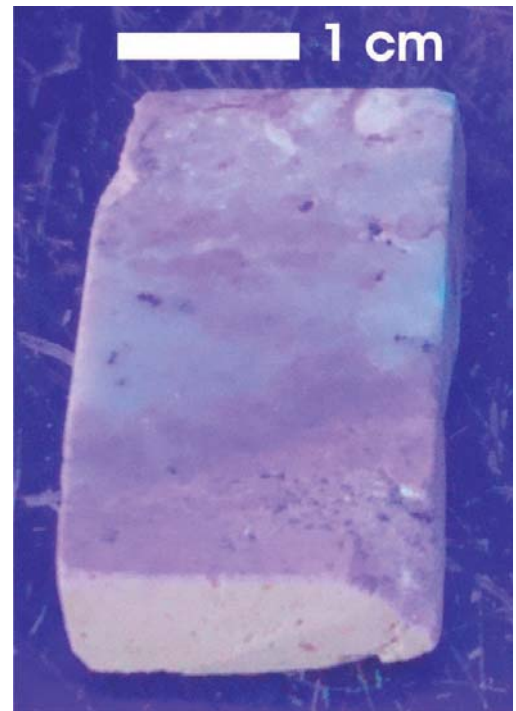


Fig.1.- Localización geográfica y contexto paleogeográfico de la columna (PJ) que incluye las muestras de estudio. Modificado de Calvo *et al.*, 1995).

*Fig.1.- Geographical location and palaeogeographic context of the section (PJ) that includes the studied samples. Modified of Calvo *et al.*, 1995).*

Fig. 2.- Aspecto de la muestra PEL-5 observada en una cámara de luz UV de onda corta. Las zonas verdes son las que muestran mayor acumulación de uranio, y son las más apropiadas para análisis.

Fig. 2. - Aspect of sample PEL-5 under short-wave UV light. The zones with green fluorescence are the richer in uranium and the most appropriated for the analyses.



con luz UV-C (ultra-violeta de onda corta). Al observar las muestras bajo la luz UV-C, aquellas que presentan fluorescencia de color verde son las que tienen una cantidad suficiente de uranio para su análisis (Nemchin *et al.*, 2006).

Los análisis se hicieron en Curtin University of Technology, Perth, Australia del Oeste. El procedimiento analítico utilizado es análogo al descrito por Nemchin *et al.* (2006) y está basado en los procedimientos establecidos por Paces *et al.* (2004) para la datación de ópalos mediante las series del uranio. En las dos muestras se hicieron 18 y 19 análisis y para cada análisis se realizaron cinco escaneos.

En los casos en que no se conoce la proporción inicial de los isótopos del Pb no radiogénicos de la muestra, puede ser válido realizar la datación mediante una isocrona lineal con tres dimensiones (3D): ^{206}Pb , ^{207}Pb y ^{238}U (Nemchin *et al.*, 2006). Este procedimiento es el que consideramos más apropiado en nuestro caso y las edades obtenidas por este método se presentan como las más representativas.

Independientemente del método utilizado para calcular la edad del ópalo es necesario realizar una serie de correcciones destinadas a cuantificar la cantidad inicial de Pb común (no radiogénico) en la muestra. Estas correcciones se pueden realizar en base al ^{204}Pb o al ^{208}Pb (Nemchin *et al.*, 2006). En muestras de ópalo la corrección basada en el ^{204}Pb es similar a la que se hace comúnmente en la datación de zircones. Sin embargo el ^{204}Pb suele ser escaso en

los ópalos, haciéndose difícil su cuantificación, especialmente en muestras relativamente jóvenes. Por tanto la corrección basada en este isótopo puede llegar a ser difícil o inviable. La corrección del ^{208}Pb se basa en que el ^{232}Th es muy insoluble en la mayoría de las soluciones acuosas y por tanto la presencia de sus productos radiogénicos hijos (incluido el ^{208}Pb) será muy baja. Por este motivo se puede considerar que todo el ^{208}Pb presente en los ópalos (formados a partir de soluciones acuosas) es no-radiogénico, pudiéndose utilizar la corrección en función del ^{208}Pb (Nemchin, *et al.*, 2006).

Contexto geológico-estratigráfico y composición de las muestras estudiadas

Después de un estudio exhaustivo de silcretas opalinas pertenecientes a la Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid, solo dos muestras, obtenidas en estudios realizados en el área de Paracuellos del Jarama (Fig. 1) cumplieron el requisito de manifestar fluorescencia verde: PEL-5 y UB-2 (Fig. 2).

Las muestras se sitúan dentro de la primera secuencia de la Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid y se localizan en las proximidades de la Urbanización Los Berrocales.

La muestra PEL-5 pertenece al perfil del Arroyo de la Pelaya descrito por Bustillo y Alonso-Zarza (2003). Se sitúa a unos 7 m por debajo del techo de la pri-

mera secuencia de la Unidad Intermedia (Fig. 3). Se ubica inmediatamente debajo del yacimiento de Paracuellos 4, correlacionable con el yacimiento de Paracuellos 5 (Alonso *et al.*, 1986) y que pertenece a la zona bioestratigráfica local F (Herráez, 1993; Alcalá *et al.*, 1994, Montes *et al.*, 2006). La zona bioestratigráfica local F constituye el segmento basal del Aragoniense superior, al que a partir de datos paleomagnéticos se le atribuye en este área una edad aproximada de 13,7 m.a. (Montes *et al.*, 2006).

La muestra analizada está constituida fundamentalmente por ópalo CT (60%), que coexiste con cuarzo y moganita (30% en conjunto) (Fig. 4), y presenta pequeñas proporciones de dolomita. Se originó por el reemplazamiento de bolsadas de sepiolita existentes en las lutitas de la zona distal de abanico aluvial, y fue afectada posteriormente por un proceso de neoformación de dolomita (Bustillo y Alonso-Zarza, 2007).

La muestra UB-2, estratigráficamente se localiza más baja que la muestra anterior, justo a techo de la «unidad de arcillas verdes y carbonatos» (Brell *et al.*, 1985; Alonso *et al.*, 1986). En esta unidad y unos metros por debajo del nivel de la muestra se encuentra el yacimiento de Paracuellos 6, con fauna representativa de la zona bioestratigráfica local D (Alcalá *et al.*, 1994; Herráez, 1993), a la que se le ha atribuido una edad de 14,7 m.a. con la ayuda de datos paleomagnéticos (Montes *et al.*, 2006). Por tanto, los sedimentos originales, reemplazados por el ópalo de la mues-

tra, serían ligeramente más jóvenes que la edad del yacimiento.

La muestra está constituida por ópalo CT (90%), con pequeñas proporciones de arcillas y terrígenos (cuarzo y feldespatos principalmente). Se interpreta como producto del reemplazamiento de una lutita, en la llanura lutítica del margen de un

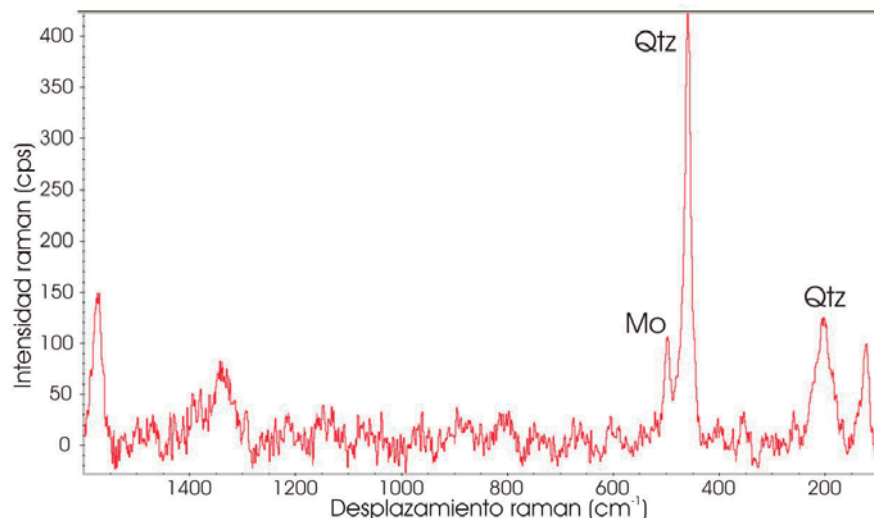
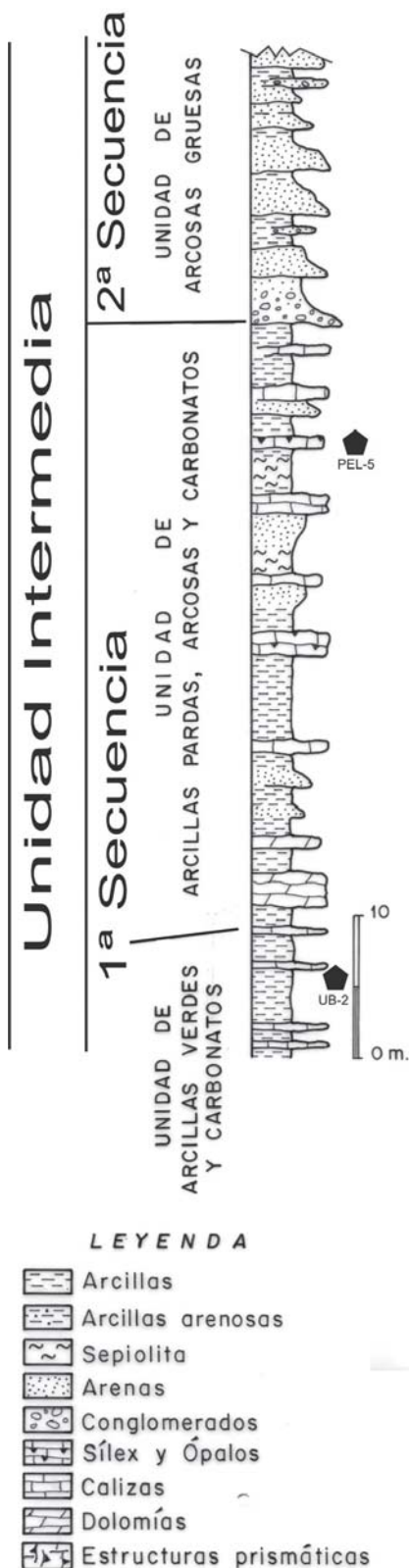


Fig. 4.- Espectro Raman de una de las silcretas estudiadas, señalándose el pico de la moganita, junto al cuarzo.

Fig. 4.- Raman spectrum of one of the studied silcretas, indicating the peak of the moganite, which is next to the peak of the quartz.

lago salino, con frecuente exposición subaérea (Pérez-Jiménez, 2010).

Resultados

En la muestra UB-2 se han realizado 19 análisis, obteniéndose una concentración media de U de 76 ppm., que es un valor relativamente bajo. La edad obtenida mediante la isocrona lineal de 3D es de $8,78 \pm 0,54$ m.a., con un límite de confianza del 95 % (común para todas las edades presentadas aquí) y una MSWD (desviación cuadrática media ponderada) igual a 6,3 (Fig. 5). La edad obtenida mediante la serie del ^{238}U - ^{206}Pb corregida para el ^{208}Pb es parecida a la anterior y es de $9,20 \pm 0,38$ m.a. (MSWD = 10,7).

En la muestra PEL-5 se han realizado 18 análisis de SHRIMP, obteniéndose una concentración media de U de 168 ppm. La edad obtenida mediante la isocrona lineal de 3D es de $10,2 \pm 0,84$ m.a. y una MSWD = 33 (Fig. 5). Este valor es muy similar al obtenido a partir de la serie del ^{238}U - ^{206}Pb corregida para el ^{208}Pb , que aporta una edad de $10,5 \pm 0,54$ m.a. (MSWD = 11,5).

Ambas muestras presentan una gran desviación de las edades obtenidas en cada uno de los puntos de medida, como indican los altos valores de MSWD.

Fig. 3.- Sección litoestratigráfica en la zona de Paracuellos de Jarama, y localización de las muestras estudiadas. Modificado de Bustillo y Alonso (2003).

Fig.3.- Lithostratigraphic section of the Paracuellos of Jarama zone and location of the studied samples. Modified of Bustillo y Alonso (2003).

Discusión

En las dos muestras analizadas, las edades deducidas mediante análisis SHRIMP para la formación de los ópalos son significativamente más jóvenes que las obtenidas mediante bioestratigrafía y paleomagnetismo para la sedimentación de los niveles que las contienen. Sin embargo, también hay que considerar que las edades obtenidas mediante bioestratigrafía y paleomagnetismo no son totalmente precisas y pueden conllevar cierto error.

La diferencia entre nuestros datos y los obtenidos por otros medios puede deberse a varios motivos:

a) Que la formación de las silcretas por silicificación de arcillas no es muy temprana, a diferencia de lo que anteriormente se había supuesto. Las silicificaciones se producirían durante el Vallesiense, que corresponde al periodo en el que se produce el paso de la Unidad Intermedia a la Unidad Superior. Cabría suponer entonces que las silicificaciones estarían vinculadas a la apertura de la cuenca y el comienzo de su régimen exorreico. Lo cual parece poco factible, dada la ubicación de las silicificaciones a unos 90-95 m por debajo del techo de la serie que define a la Unidad Intermedia en esta zona (Alonso *et al.*, 1986).

b) Las zonas opalinas datadas dentro de la silcretas y que son las que presentan los colores de fluorescencia verdosos, por su riqueza en U, se formaron posteriormente a la génesis general de las silcretas. Hay que tener en cuenta que las fases opalinas son fases metaestables que con el tiempo se van transformando (proceso

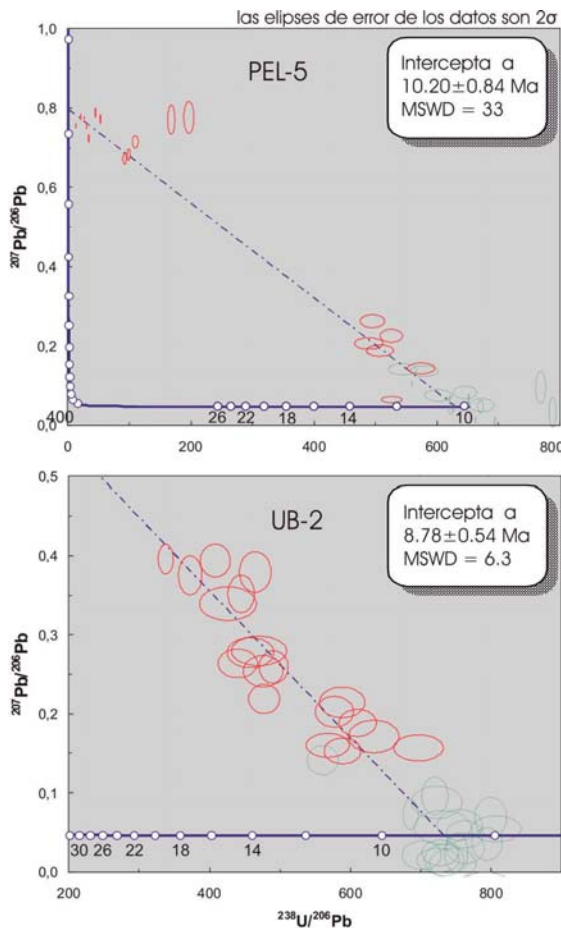


Fig. 5.- Gráficas de la isocronía lineal de las muestras PEL-5 Y UB-2.

Fig. 5.- 3D linear isochrons (^{206}Pb , ^{207}Pb and ^{238}U) plots of samples PEL-5 and UB-2.

de envejecimiento). En las primeras etapas, las facies opalinas iniciales (ópalo A) se disuelven precipitando otras (ópalo CT con diferentes ordenaciones). Al final del proceso de envejecimiento el ópalo se transforma a cuarzo (Williams y Crerar, 1985).

c) La incertidumbre de los datos; los datos obtenidos mediante SHRIMP implican unas edades de unos 2-4 m.a. más recientes que las de las rocas en las que están enclavadas las silcretas, en la muestra PEL-5 y unos 5-6 m.a. en la muestra UB-2. Esta desviación de los datos puede ser debida a que estos ópalos formados por reemplazamiento de arcillas, presentan una alta heterogeneidad en su composición (intercrecimientos de fases, venas microscópicas), y por lo tanto podrían ser poco apropiados para obtener dataciones (Amelin y Back, 2006). Esta heterogeneidad sería también la responsable de los altos valores de MSWD obtenidos, por lo que no se trataría de una verdadera isocrona.

Conclusiones

Independiente de la fiabilidad de los datos analíticos, y sus causas, expresadas en el punto c de la discusión, las dataciones de silcretas, a través del ópalo que las constituye son muy problemáticas, y demasiado complejas para ser viables en la actualidad. Exigen un estudio petrológico y geoquímico muy preciso para determinar las fases opalinas que se datan. Las silcretas son rocas que se forman en ambiente relativamente superficial y pueden permanecer en él cierto tiempo, por lo que están sujetas a frecuentes transformaciones mineralógicas, siendo el ópalo una fase metaestable. El ópalo durante su envejecimiento, que puede durar varios millones de años, va disolviéndose y reprecipitando. Durante este proceso puede ser incorporado el uranio, no existiendo este elemento en las fases minerales iniciales.

Agradecimientos.

Este trabajo ha sido financiado a través de los proyectos de investigación

CGL2008-05584-CO2-01 y 02 del Plan Nacional del MICINN. Agradecemos al Dr. Pedro Huerta de la Universidad de Salamanca y a la Dra. Emilia García Romero de la Universidad Complutense de Madrid, la revisión del manuscrito.

Referencias

- Alcalá, L., Alonso, A.M., Calvo, J.P., Hoyos, M. y Morales, J. (1994). *Excursión B. X Jornadas de Paleontología*, Madrid, 232-243.
- Alonso A. M., Calvo, J. P. y García del Cura, M.A. (1986). *Estudios Geológicos*, 42, 79-101.
- Amelin, Y. y Back M. (2006). *Chemical Geology*, 232, 67-86.
- Brell, J. M., Doval, M. y Carames, M. (1985). *Mineralogica et Petrographica Acta*, 29-A, 267-276.
- Bustillo M.A. (2010). En: *Carbonates in Continental Settings: processes, facies and applications* (A.M. Alonso-Zarza A. and L.H. Tanner, Eds). *Developments in Sedimentology* (A.J. Van Loon Ed.), 62, 153-174.
- Bustillo, M.A. y Alonso-Zarza, A.M. (2003). *Estudios Geológicos*, 59, 39-52.
- Bustillo M.A. y Alonso-Zarza A. (2007). *Sedimentary Geology*, 198, 255-271.
- Calvo, J.P., Alonso-Zarza, A.M., García del Cura, M.A., Ordoñez, S., Rodríguez-Aranda, J.P. y Sanz Montero, M.E. (1996). En: *Tertiary Basins of Spain*. (P. Friend, y C. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, 264-269.
- Herráez, E. (1993). *Micromamíferos (roedores y lagomorfos) del Mioceno del área de Madrid. Estudio sistemático y bioestratigráfico*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid, 338 p.
- Maher, K., Wooden, J.L., Paces, J.B. y Miller D.M. (2007). *Quaternary International*, 166, 15-28.
- Montes, M., Beaumud, B., Garcés, M. y Calvo, J.P. (2006). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19, 281-298.
- Nemchin, A. A., Neymark, L. A. y Simons, S. L. (2006). *Chemical Geology*, 227, 113-132.
- Paces, J.B., Neymark, L.A., Wooden, J.L., Persing, H.M. (2004). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 1591-1606.
- Pérez-Jiménez, J.L. (2010). *Sedimentología, silicificaciones y otros procesos diagenéticos en las Unidades Intermedia y Superior del Mioceno de la Cuenca de Madrid*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid, 325 p.
- Williams, L.A. y Crerar, D.A. (1985). *Journal of Sedimentary Petrology*, 55, 312-32.