

Dolomitización y calcitización en facies lacustres carbonatadas y yesíferas (Eoceno superior, Formación Deza, cuenca de Almazán, España)

Dolomitization and calcitization in gypsiferous and carbonate lacustrine facies (upper Eocene, Deza Formation, Almazán basin, Spain)

Ildelfonso Armenteros¹, M^a Angeles Bustillo² y Pedro Huerta¹

¹Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, 37071 Salamanca, Spain. ilde@usal.es, phuerta@usal.es

²Departamento de Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. José Gutiérrez Abascal 2. 28006 Madrid, Spain. abustillo@mcnc.csic.es

ABSTRACT

The lacustrine Deza Formation shows a complex association of early diagenetic facies represented by dolomite, interstitial gypsum and calcite. Dolostone beds are predominant at the lowest part of the unit (first 40 m), in the Cihuela area where they are part of sequences of 1-3 m thick that begin with clayey to marly levels. Dolostones consist of crystal mosaics ranging from 2 to 30 μm across that contain numerous dolomite and calcite pseudomorphs (30 μm to 1 cm long) after lenticular interstitial gypsum; limnic fossils are dispersed. Textural and compositional relationships indicate two gypsum generations; the first one, not always present, consists of microlenticular gypsum (< 200 μm) that was replaced by dolomicrosparite, whereas the second one (macrocrystalline gypsum, 200 μm - 1 cm) was replaced by sparite occupying a continuous network surrounding darker dolomitic pseudobreccias. It is suggested that the first gypsum generation occurred within the original lacustrine carbonate muds when the lakes were shrunk; dolomitization probably occurred linked to this process. The subsequent widespread second generation of gypsum took place during a drier stage generating the characteristic pseudobrecciated texture. A later wetter stage is represented by the calcitization of this gypsum and dedolomitization.

Key-words: Dolomite, gypsum, calcite, ephemeral lakes.

Geogaceta, 57 (2015), 11-14.
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

En ambientes carbonatados continentales, existe un renovado interés por el origen de las dolomías y, a diferencia de las dolomías actuales relacionadas con medios marinos, muchas de las dolomías lacustres se consideran primarias (Last, 1990). En los ejemplos fósiles, no hay completa certidumbre de ello, si bien son abundantes los casos que atestiguan una formación estre-

chamente relacionada con el contexto sedimentario (Bowen *et al.*, 2008).

En este trabajo se aborda el estudio de las facies dolomíticas en ambientes lacustres carbonatados efímeros de la Formación Deza en el Eoceno de la cuenca de Almazán (Fig. 1); su interés se centra principalmente en los procesos y relaciones genéticas y en la formación de yeso lenticular micro y mesocristalino intersticial, dolomita y esparita en un contexto sedimentario

RESUMEN

La Formación Deza muestra una compleja asociación de facies diagenéticas tempranas formada por dolomita, yeso intersticial y calcita. Las dolomías predominan en la parte inferior de la unidad (primeros 40 m) que está formada por secuencias de 1 a 3 m de espesor que comienzan con facies arcillo-margosas. Las dolomías muestran mosaicos cristalinos de 2 a 30 μm de diámetro que contienen pseudomorfos de dolomita y calcita a partir de yeso lenticular intersticial (30 μm a 1 cm de largo), y fósiles límnicos dispersos. Las relaciones texturo-composicionales indican dos generaciones de yeso; la primera, no siempre presente, es de yeso microlenticular (< 200 μm) que fue remplazado por dolomicroesparita, mientras que la segunda (yeso macrocristalino, 200 μm - 1 cm) fue remplazada por esparita, formándose el cemento de la pseudobrecha dolomítica. Ello sugiere que la primera generación de yeso ocurrió dentro de un sedimento carbonatado lacustre cuando los lagos se desecaban, y la dolomitización subsiguiente estaría relacionada con este proceso. La segunda generación de yeso produjo una brechificación de la facies dolomítica previa y representaría un prolongado estadio seco. Posteriormente tuvo lugar la calcitización preferente de este último yeso y el desarrollo de dedolomitizaciones durante una etapa más húmeda.

Palabras clave: Dolomita, yeso, calcita, lagos efímeros.

Fecha de recepción: 2 de julio de 2014
Fecha de revisión: 22 de octubre de 2014
Fecha de aceptación: 28 de noviembre de 2014

diagenético temprano (Armenteros y Bustillo, 1996; Bustillo *et al.*, 1999).

Marco geológico

La Formación Deza (Huerta, 2007) se localiza en la Cuenca de Almazán al sureste de la Cuenca del Duero, y forma parte de la sucesión paleógena que aflora junto a la Rama Aragonesa del Sistema Ibérico (Fig. 1). La sucesión paleógena, en discontinui-

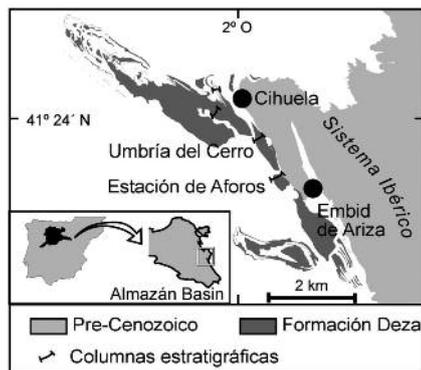


Fig. 1.- Situación del área de estudio y cartografía de la Formación Deza (modificado de Huerta 2007).

Fig. 1.- Setting of the study area and mapping of the Deza Formation (modified from Huerta, 2007).

dad sobre las rocas carbonatadas del Cretácico terminal, presenta un espesor superior a los 3.500 metros en su depocentro y está constituida por unidades aluviales, formadas por clastos silíceos y/o carbonatados de áreas fuentes mesozoicas y paleozoicas, y por unidades carbonatadas y evaporíticas de origen lacustre o de llanuras lutíticas. La Formación Deza corresponde al Eoceno superior según el contenido paleontológico de vertebrados (yacimientos de Deza, Peláez-Campomanes y López Martínez, 1996) y la datación magnetoestratigráfica (Bartoniense superior-Priaboniense) de la sucesión paleógena de la cuenca de Almazán (Valero *et al.*, 2012). En el sector sureste de la cuenca (área de Cihuela-Embid) la Formación Deza aflora a lo largo de un anticlinal de eje SE-NO (Huerta, 2007), a techo del Cretácico Superior (Fig. 1). En la zona de estudio (área de Cihuela) la unidad alcanza un espesor de 190 m y está constituida por cinco secuencias sedimentarias de unos 40 metros de espesor; estas secuencias presentan facies de lutitas anaranjadas (grises en la primera secuencia), y facies de calizas y margas lacustres-palustres en la parte superior, que en la secuencia inferior son dolomías y margas dolomíticas (Fig. 2). En las tres primeras secuencias y a techo de la superior, son frecuentes los nódulos de sílex producto de una dolomitización más tardía (Armenteros y Bustillo, 1996; Bustillo *et al.*, 1999).

Metodología

El estudio mineralógico se llevó a cabo con Difracción de Rayos X (DRX), utilizando un Equipo PHILIPS modelo PW1710, equi-

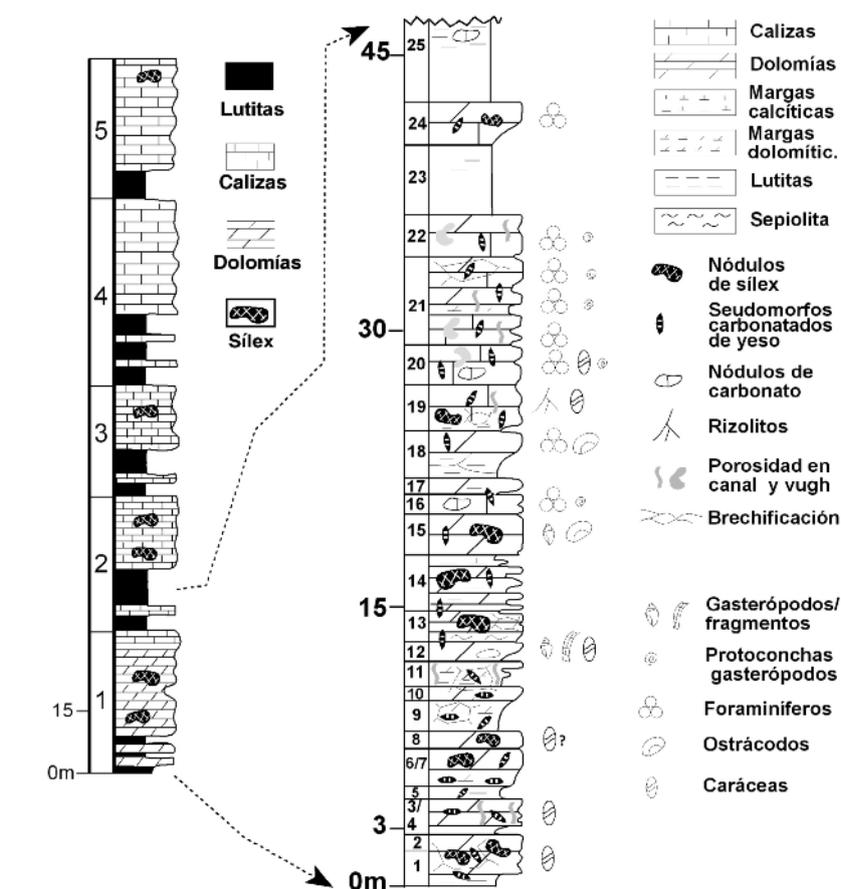


Fig. 2.- Columna estratigráfica de la Formación Deza en Umbría del Cerro. La secuencia 1, base para este estudio, se muestra ampliada a la derecha.

Fig. 2.- Stratigraphic log of the Deza Formation at Umbría del Cerro. The sequence 1, base for this study, is detailed on the right.

pado con monocromador de grafito. El estudio petrológico fue realizado por microscopía óptica estándar, y por microscopía electrónica de barrido (MEB) con un equipo FEI INSPECT, realizándose a la vez análisis químicos puntuales por energía dispersiva (EDS), con un equipo OXFORD INCA. Las cuantificaciones específicas de Ca, Mg y otros elementos menores fueron obtenidas sobre sección pulida, mediante longitud de onda (WDS), en un equipo FEI QUANTA 200. Las relaciones isotópicas ¹³C/¹²C y ¹⁸O/¹⁶O se determinaron en el Laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca sobre CO₂ liberado por ataque con H₃PO₄ al 103% a 25°C durante 3 (calcita) ó 72 horas (dolomita) (Al-Aasm *et al.*, 1990).

Características sedimentológicas

Las facies dolomíticas, que son objeto de estudio, están presentes principalmente en la primera secuencia, constituyendo gran parte de los estratos carbonatados (Fig. 2,

secuencia 1). Presentan espesores de 0,1 a 2 m y generalmente se integran en secuencias estrato- y carbonato-crecientes de 1 a 3 m de potencia, que comienzan con lutitas verdes o margas calcítico-dolomíticas blanco-grisáceas deleznales, y terminan en estratos masivos compactos calcítico-dolomíticos (Fig. 2). Es común la presencia de nódulos de sílex y ópalo, de colores crema a ocre, alargados horizontalmente y de hasta 0,5 m de espesor, que suelen situarse hacia la parte superior de dichas secuencias. Hay que destacar la omnipresencia de seudomorfos carbonatados (calcita y dolomita) de yesos micro-mesolenticulares (30 a 200 µm) a meso-macrolenticulares (200 µm a ≤ 1 cm). Entre los restos fósiles se encuentran fragmentos dispersos de gasterópodos, ostrácodos, caráceas y, a veces en gran número, formas de asignación dudosa que en algunos casos pudieran ser foraminíferos rotálidos (Jorge Civis, com. pers, 1995) y, en otros, posibles protoconchas de gasterópodos (José Angel González, com. pers. 2013).

Dentro de los estratos lutíticos y margosos predominan las arcillas detríticas (con proporciones variables de illita y esmectita dioctaédrica), existiendo en algunas capas esmectitas magnesianas neoformadas, y ocasionalmente sepiolita, en detrimento de las esmectitas dioctaédricas (Bustillo *et al.*, 1999).

Petrología y geoquímica de las facies dolomíticas

En DRX, además de la dolomita y proporciones variables de calcita (0-80%) aparecen arcillas (10-15%) que han sido identificadas como illita, esmectitas magnesianas y palygorskita. La dolomita presenta diferentes grados de ordenación (entre 0,37 y 0,51, según Hardy y Tucker, 1989), que es mayor en las doloesparitas.

Las facies dolomíticas muestran texturas grumosas y bréchicas, bioturbaciones con secciones desde circulares a elongadas (con diámetro de 200 a 400 μm), y porosidades de tipo móldico (por disolución de yeso intersticial), interbrecha, intergrupo y *vug*. Sus fábricas cristalinas muestran un predominio de estos tamaños: dolomicrita ($\leq 2 \mu\text{m}$), dolomicroesparita (8-10 μm) y doloesparita ($> 20 \mu\text{m}$). En algunos casos, se observan nódulos de dolomicroesparita rodeados de doloesparita. Algunas capas muestran pseudomorfo calcíticos de dolomita.

En el rango de las dolomicritas-dolomicrosparitas, los mosaicos cristalinos son equidimensionales; en algunos casos, son heterogéneos con una distribución irregular de ambos mosaicos. Contienen ostrácodos, gasterópodos y caráceas, que se hallan generalmente dispersos. En MEB se observan hábitos euhedrales y subeuhedrales con tamaños de 1 a 10 μm . Forman mosaicos y es frecuente ver los centros huecos. La relación Mg/Ca, obtenida por WDS, en los cristales de dolomicrita varía entre 0,56 y 0,67. Los elementos traza detectados fueron Na (0,17-0,24%), Fe (0,36-0,53%), Mn (0,12-0,14%), y ocasionalmente Ba (0,01%).

En las doloesparitas se observan cristales esféricos (Fig. 4), ovoides y alargados. En los primeros es común la presencia de núcleos oscuros y rebordes más claros, que pueden mostrar una microestructura fibrosa radial; otras veces, no se diferencian núcleos y pueden ser policristalinos. Los ovoides y alargados son más homogéneos, y a veces sus formas recuerdan minúsculas lenticulas.

La observación en el MEB pone de manifiesto que los cristales suelen tener porosidad intracristalina, sobre todo en los que son esféricos. La relación Mg/Ca obtenida en los cristales de dolomita con diferentes formas (lenticular, esférica, o anhedral) varía entre 0,39 y 0,46, no existiendo relación entre las formas y la composición. Los elementos traza detectados fueron Na (0,75-0,44%), Fe (0,19-0,01%), Mn (0,06-0%) Sr (0,32-0%), y Ba (0,09-0%).

En general, las dolomías se caracterizan por incluir numerosos pseudomorfos de cristales de yeso con secciones lenticulares y cuadrangulares. Según su composición y tamaño podemos diferenciar dos tipos:

1) Seudomorfos pequeños (entre 30 y 200 μm de longitud: rango frecuente entre 60 y 140 μm) y apiñados. Cada pseudomorfo suele presentar límites difusos y está constituido por cristales de dolomita (5-10 μm) clara que resaltan entre la matriz de dolomicrita más oscura.

2) Seudomorfos grandes (de $> 200 \mu\text{m}$ a $\leq 1 \text{ cm}$ de longitud) constituidos por esparita inequigranular que preserva total o parcialmente los contornos lenticulares. Constituyen agregados que suelen formar una masa continua entre las masas bréchicas dolomíticas (Fig. 3).

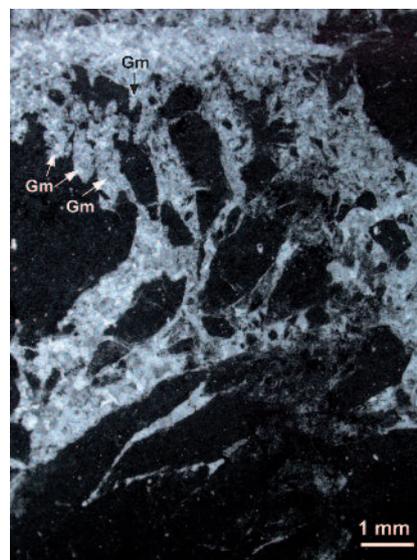


Fig. 3.- Dolomicrita brechificada (partes oscuras) por el crecimiento de yeso macrocristalino ahora sustituido por esparita (partes claras). Gm, moldes de yeso. Microscopio petrográfico, Nícoles paralelos.

Fig. 3.- Brecciated dolomicrite (dark areas) due to the growth of macrocrystalline gypsum, nowadays replaced by calcite spar (light areas). Gm, gypsum moulds. Petrographic microscope. Plane parallel light.

Algunas formas lenticulares de calcita, presentan límites corrosivos con cristales de doloesparita-dolomicrosparita (Fig. 4). Además, otras pueden estar salpicadas de pequeños rombos oxidados (20 μm) que pueden interpretarse como dedolomita.

En cuanto a los valores isotópicos de las facies dolomíticas, se han obtenido medias ($n=8$) de $-6,81 \delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ($-7,67$ a $-5,85 \text{‰}$) y $-1,28 \text{‰} \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ ($-5,7$ a $1,2 \text{‰}$). La media de los valores para la calcita acompañante de cada una de las anteriores es de $-7,48 \delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ($-8,5$ a $-5,8 \text{‰}$) y $-4,01 \text{‰} \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ ($-6,8$ a $1,2 \text{‰}$). Existe una mala correlación entre C y O para ambos conjuntos de valores.

Discusión

La secuencia inferior de la formación Deza representa un ambiente lacustre salino efímero (Armenteros y Bustillo, 1996), puesto de manifiesto por la presencia de fósiles límnicos y la evidencia de desecación periódica de las áreas lacustres como indica la precipitación de yeso intersticial. La abundancia de dolomita, tanto en las facies margosas como en las carbonatadas, y la presencia de esmectitas trioctaédricas, eviden-

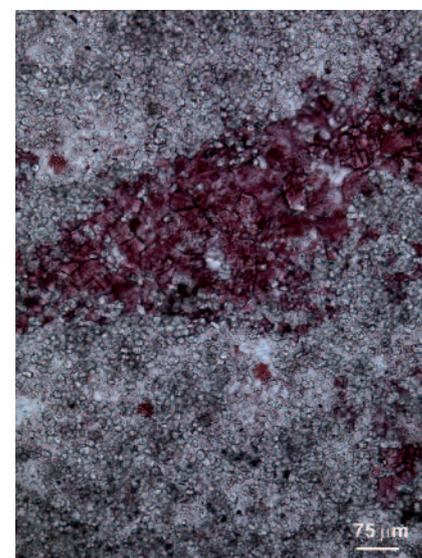


Fig. 4.- Doloesparita con cristales esféricos de núcleos oscuros que rodean una forma lenticular parcialmente preservada rellena de esparita (teñida de rojo, oscura en escala de grises). Microscopio petrográfico. Nícoles paralelos.

Fig. 4.- Dolosparite consisting of spheroidal crystals with dark inclusions that surrounding a partially preserved lenticular gypsum mould filled by sparite (pink stained, dark in grey scale). Petrographic microscope. Plane parallel light.

cian altas relaciones Mg/Ca en las aguas. Las secuencias de espesor métrico carbonato-crecientes se interpretan como el cambio desde una sedimentación siliciclástica a otra con precipitación carbonatada, lo cual representa una variación en los aportes. Este hecho podría corresponder a un cambio desde un clima seco-húmedo con mayor suministro de terrígenos (arcillas y margas) a otro más seco (semiárido) con precipitación química dominante (carbonatos y costras de yeso) (Cecil, 1990).

Las relaciones mineralógicas y texturales indican que: 1) los pseudomorfo de yeso lenticular, pequeños y apiñados, son siempre remplazados por dolomita, mientras que los mayores (> 200 μm) lo son por esparita; y 2) una masa esparítica rellena una compleja red de poros debida tanto a la disolución de agregados macrocristalinos de yeso (p. ej. brechificación debida al crecimiento de yeso intersticial) como a brechificación por esfuerzos contractivos ligados a desecación de la matriz dolomítica hospedante. Estos hechos sugieren que el yeso microlenticular pudo formarse en un sedimento calcítico lacustre como está indicado por la presencia de fósiles límnicos. Posteriormente tendría lugar la dolomitización de la matriz calcítica y de los yesos microlenticulares intersticiales. Estas transformaciones se explicarían por la intensa evaporación que contraería las áreas lacustres, aumentaría la salinidad y llevaría a la precipitación de yeso; ambos hechos darían lugar a un aumento de la relación Mg/Ca y de la alcalinización, favoreciendo la dolomitización. Sin embargo, en lagunas salinas actuales se encuentran fósiles calcíticos dentro de un fango con carbonatos magnésicos primarios (Sanz Montero *et al.*, 2013) por lo que no se descarta el posible origen primario de la dolomita. A continuación, un nuevo episodio evaporítico originaría un encostramiento de yeso macrocristalino, que afectó a las masas dolomíticas previamente formadas. Por último, un cambio hacia condiciones hidrológicas más abiertas provocaría el reemplazo de yeso por esparita. Este cambio influiría también en la dedolomitización parcial de los mosaicos dolomíticos, que se observa en algunas capas (Khalaf y Abdal, 1993). En consecuencia, se sugiere que la dedolomitización y calcitización de yeso se producirían en aguas menos evaporadas, dentro de periodos más húmedos.

Los valores isotópicos de la dolomita indican un valor medio ligeramente (< 1 ‰) mayor del $\delta^{13}\text{C}$ y en torno a un 3 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ con respecto a la calcita contigua. Teniendo en cuenta el valor medio de -6,81 para el $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, cabe suponer una componente de aguas con CO_2 disuelto procedentes de la lixiviación de los suelos circundantes al lago. Por su parte, los valores promedio del $\delta^{18}\text{O}$ (-1,28) sugieren mayor evaporación de las aguas. El aumento relativo con respecto a la calcita acompañante no puede explicarse por el fraccionamiento observado entre fases coetáneas, dado que las relaciones texturales indican que la calcita corresponde mayoritariamente a calcitizaciones más tardías del yeso intersticial: La calcita se formaría en un ambiente meteórico bajo la influencia de aguas más diluidas que las del ambiente en que precipitó la dolomita y los valores isotópicos de ^{13}C junto a la ausencia de materia orgánica descartan una calcitización asociada a procesos de sulfato-reducción (Anadón *et al.*, 1992).

Conclusiones

La primera secuencia de la Formación Deza en el área de Cihuela está constituida por secuencias menores con estratos basales arcillo-margosos que terminan en estratos tabulares dolomíticos (Figs. 1 y 2). La presencia de fósiles límnicos dispersos (gasterópodos, ostrácodos y caráceas), los rasgos texturales y la composición mineralógica indican un medio lacustre carbonatado efímero, donde tienen lugar diferentes procesos de dolomitización, formación de yesos, calcitización, y dedolomitización.

La sucesión de procesos reconocida, a través de la mineralogía y el estudio de las relaciones texturales, permiten definir alternancias de etapas áridas con otras más húmedas. Los procesos definidos han sido: 1) formación de yeso intersticial microlenticular (< 200 μm) en barro micrítico; 2) dolomitización general y remplazo de microlenticulas de yesos por dolomicroesparita; 3) formación de yeso macrolenticular (200 μm -1 cm) que genera pseudobrechificación; y 4) mosaicos calcíticos derivados principalmente de la calcitización de los yesos, y parcialmente de mosaicos dolomicroesparíticos con disolución de los núcleos cristalinos. El yeso microlenticular se formaría durante la

etapa de desecación total o parcial de las áreas lacustres, en tanto que la dolomitización subsiguiente que afecta a los depósitos calcíticos estaría favorecida por la precipitación de yeso, al que llega también a remplazar. La segunda generación de yeso que originó la brechificación de la facies dolomítica sería la respuesta a un prolongado estadio más seco. La calcitización final indicaría una etapa más húmeda.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado a través del proyecto MINECO CGL2011-27826-02 y se ha beneficiado de los provechosos comentarios de la Dra. Esther Sanz Montero y de un revisor anónimo.

Referencias

- Al-Aasm, I.S., Taylor, B.E. y South, B. (1990). *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* 80, 119-125.
- Anadón, P., Rosell, L. y Talbot, M.R. (1992). *Sedimentary Geology* 78, 201-206.
- Armenteros, I. y Bustillo, M.A. (1996). *Geogaceta* 20(2), 266-269.
- Bowen, G.J., Daniels, A.L. y Bowen, B.B. (2008). *Journal of Sedimentary Research* 78, 162-174.
- Bustillo, M.A., García, R. y Armenteros, I. (1999). *Geogaceta* 25, 51-54.
- Cecil, C.B. (1990). *Geology* 18, 533-536.
- Hardy, R y Tucker, M. (1989). En: *Techniques in Sedimentology* (M. Tucker, Ed.). Blackwell Scientific Publications, 191-228.
- Huerta, P. (2007). *El Paleógeno de la cuenca de Almazán*. Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca, 340 p., Anexo 1 (mapa y cortes geológicos), Anexo 2 (150 p).
- Khalaf, F.I. y Abdal, M.S. (1993). *Geologische Rundschau* 82, 741-749.
- Last, W.M. (1990). *Earth Science Reviews* 27, 221-263.
- Peláez-Campomanes, P. y López Martínez, N. (1996). *Palaeovertebrata* 25, 323-328.
- Sanz-Montero, M.E., Arroyo, X., Cabestrero, O., Calvo, J.P., Fernández-Escalante, E., Fidalgo, C., García del Cura, M.A., García-Avilés, J., González-Martín, J.A., Rodríguez-Aranda, J.P. y Rovira, J.V. (2013). *Geogaceta* 53, 97-100.
- Valero, L., Huerta, P., Garcés, M., Beamud, E., Gómez-Paccard, M. y Armenteros, I. (2012). En: *VIII Congreso Geológico de España*, Oviedo, Geo-Temas 13, 1200-1203.