

Carbonatos palustres en llanuras de inundación fluviales del Plioceno-Pleistoceno (Cuenca de Guadix, Granada, España)

Palustrine carbonates within Pliocene-Pleistocene fluvial floodplains (Guadix Basin, Granada, Spain)

S. Pla ^(1,2), A. Yébenes ⁽³⁾, J.M. Soria ⁽³⁾ y C. Viseras ⁽²⁾

⁽¹⁾ Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. s.pla@igme.es

⁽²⁾ Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada, Av. Fuentenueva s/n, 18071 Granada. viseras@ugr.es

⁽³⁾ Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Alicante, Ap. 99- 03080 Alicante. AYEB@telefonica.net ; jesus.soria@ua.es

ABSTRACT

During its continental stage of infilling (Late Tortonian-Late Pleistocene), the Guadix Basin acted as an endorheic depression in which an axial fluvial system, fed partially by two transverse alluvial systems, drained towards a large shallow lake located in the eastern sector. At that moment, detritic and carbonate sediments were depositing in the floodplains of the axial valley. The study of the carbonate facies shows that most of them were deposited in palustrine environments. The palustrine carbonate sediments have been characterized according to their degree of pedological modification and to their content in detritic components. Some of the palustrine sediments appear to be related to the progradation of the transverse alluvial fans, which eventually gave way to the blocking of the master drainage towards the east and the temporary development of extensive ponds.

Key words: *palustrine carbonates, fluvial floodplain, Guadix Basin, Pliocene, Pleistocene.*

Geogaceta, 43 (2007), 107-110
ISSN: 0213683X

Introducción

En las llanuras de inundación de sistemas fluviales meandriformes, desarrollados en climas áridos a subhúmedos, suele ser relativamente frecuente la aparición de intercalaciones de calizas continentales. El relleno continental plioceno y pleistoceno de la Cuenca de Guadix (Cordillera Bética) (Fig. 1A) incluye depósitos de llanura de inundación fluvial, relacionados con el principal sistema de drenaje del sector occidental de la cuenca (el denominado Sistema Axial por Viseras, 1991), representados por lutitas y areniscas, entre los que se observan frecuentes intercalaciones calcáreas. Algunas de estas intercalaciones pueden interpretarse como calcretas, pero la mayor parte muestran rasgos característicos de sedimentos depositados en ambientes carbonáticos palustres.

Para que una caliza continental pueda considerarse palustre, debe mostrar algunas características de su depósito primario subacuático de agua dulce, y caracte-

terísticas debidas a la acción de diferentes procesos (biológicos, físicos y químicos) relacionados con la emersión de los sedimentos (Freytet y Plaziat, 1982). No obstante, Alonso-Zarza (2003) ha destacado la dificultad que entraña, en muchos casos, la diferenciación entre depósitos lacustres someros, depósitos palustres y calcretas, ya que entre ellos existe una gradación continua.

El objetivo fundamental de este trabajo consiste en caracterizar los sedimentos carbonáticos palustres intercalados en la serie detrítica aluvial plio-pleistocena de la Cuenca de Guadix.

Contexto geológico

La Cuenca de Guadix está situada sobre el contacto entre los dos dominios geológicos principales de la Cordillera Bética: las Zonas Internas, o Bloque de Alborán, y las Zonas Externas, correspondientes al Paleomargen Sudibérico (Fig. 1A) (Viseras *et al.*, 2004). Durante su etapa de relleno continental (Turolense su-

perior-Pleistoceno superior) la cuenca fue una depresión endorreica (Fig. 1B), con un gran lago somero que actuaba como nivel de base local situado en el sector oriental, y tres sistemas de drenaje principales bien desarrollados (Viseras, 1991), un sistema fluvial axial y dos sistemas transversales de abanicos aluviales, todos ellos localizados en el sector occidental. Los depósitos de la llanura de inundación del valle axial, formados por sedimentos detríticos y carbonáticos, albergan un conjunto de importantes yacimientos fosilíferos de macromamíferos que caracterizan la transición entre el Plioceno y el Pleistoceno y evidencian una importante dispersión faunística.

Facies y microfacies

Se han estudiado más de doscientas muestras de mano y láminas delgadas pertenecientes a tres secciones estratigráficas localizadas en el sector occidental de la Cuenca de Guadix (Fig. 1A). Las muestras fueron tomadas en los inter-

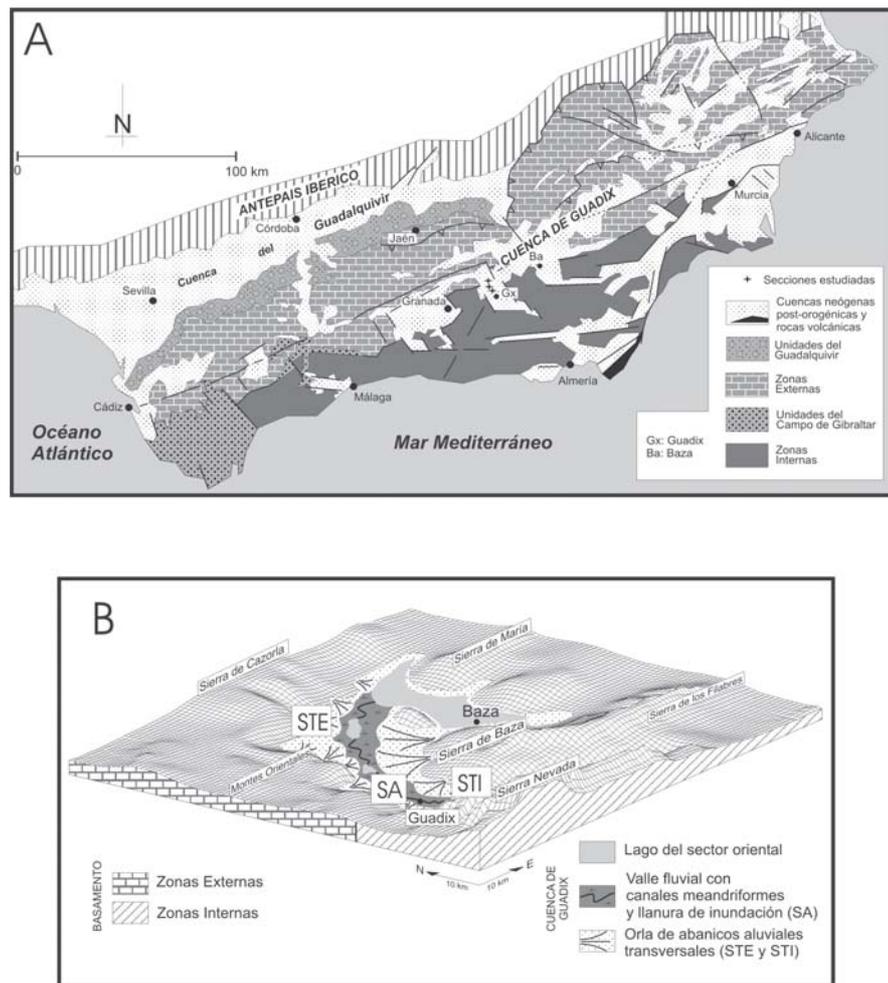


Fig. 1.- A) Marco regional, esquema de situación de la zona estudiada y posición de las secciones muestreadas, modificado de Viseras *et al.*, 2004; B) Esquema paleogeográfico de la Cuenca de Guadix durante el Plioceno y Pleistoceno, modificado de Viseras *et al.*, 2003.

Fig. 1.- A) Geographical and geological setting of the studied area, with the position of the sampled sections, after Viseras *et al.*, 2004; B) Paleogeographic scheme of the Guadix Basin during the Pliocene and Pleistocene, modified after Viseras *et al.*, 2003.

valos carbonáticos que aparecen intercalados entre los materiales detríticos del Sistema Axial. Estos tramos de caliza suelen mostrar espesores métricos, pudiendo en algunos casos llegar a superar los cinco metros. Se ha podido identificar un conjunto de calizas palustres y lacustres, que se describen a continuación siguiendo los criterios sintetizados por Alonso-Zarza (2003). La exposición subaérea que han experimentado estos carbonatos contribuye a desarrollar una importante heterogeneidad a diferentes escalas (Budd *et al.*, 2002). Como consecuencia, es relativamente frecuente que en una misma muestra coexistan diferentes rasgos.

Calizas lacustres
Calizas micríticas

Corresponden a *mudstones* y *wackestones* bioclásticos con restos dispersos de ostrácodos y gasterópodos (Fig. 2A). Estas facies suelen mostrar escasas

modificaciones relacionadas con su emersión. Se interpretan como sedimentos formados *in situ* por la precipitación de micrita en una masa de agua dulce con escasa energía mecánica.

Calizas arenosas y areniscas calcáreas

Son calizas micríticas con proporciones variables de granos detríticos que pueden llegar a ser muy abundantes (hasta un 35%). El tamaño de los granos de arena varía de muy fino a grueso, y en su composición dominan el cuarzo y las micas (moscovita, biotita y clorita). Estas facies también suelen mostrar modificaciones por procesos de emersión.

La mezcla de micrita decantada *in situ* y de elementos detríticos transportados indicaría un ambiente de depósito en un sector más o menos próximo a puntos de entrada de materiales detríticos fluviales, dentro del contexto general de una masa de agua dulce muy somera y episódicamente emergida.

Calizas tobáceas

Estas facies corresponden a calizas margosas con moldes de vegetales, tanto en posición de vida como caídos, entre los que dominan los tallos y las hojas (Fig. 2B). Los depósitos suelen mostrar una fábrica laminada en la que se reconocen cementos varios. En ocasiones aparecen asociadas a fangos calcáreos y a fábricas peloidales.

Se interpretan como tobas en el sentido de Ford y Pedley (1996), como armazones fitohérmicos o *frameworks* de plantas superiores formados en una masa de agua dulce somera a temperatura ambiente. Tras la incrustación de las plantas originales por cementos calcícticos de tipo *fringe*, en los que alternan láminas micríticas, probablemente *biofilms* bacterianos, y láminas esparíticas, la descomposición rápida del armazón orgánico primario dio lugar a la formación de los moldes tobáceos, en unos casos en forma de cavidades cilíndricas (moldes de tallos y ramas), y en otros, en forma de tiras (moldes de hojas).

Rasgos y facies palustres

Rizolitos

Los rizolitos son estructuras relacionadas con la actividad de raíces de plantas superiores. En los carbonatos de este sector de la cuenca se observan distintos tipos de rizolitos, que aparecen tanto en calizas como en margas, más o menos calcáreas. Se han podido identificar diferentes patrones de preservación (Klappa, 1980; Kraus y Hasiotis, 2006):

1. Moldes de raíces (*root molds*), huecos dejados tras la descomposición de las raíces (Fig. 2C).
2. Rellenos de moldes de raíces (*root casts*), que pueden ser de sedimento o de cemento.
3. Rizotúbulos (*rhizotubules*), estructuras cilíndricas cementadas alrededor de moldes de raíces.
4. Rizocreaciones (*rhizocretions*), concreciones o nódulos acumulados alrededor de raíces.
5. Rizohalos (*rhizohalos*), zonas situadas alrededor de las raíces en descomposición, en las que se ha producido removilización de iones de Fe y Mn.

En muchas ocasiones, aunque no siempre, los rizolitos son indicadores de exposición subaérea y pedogénesis.

Calizas nodulosas y brechoides

Están constituidas por nódulos micríticos centimétricos, redondeados o angulosos, individualizados por grietas de diferentes tipos (horizontales, verticales, circungranulares, etc.).

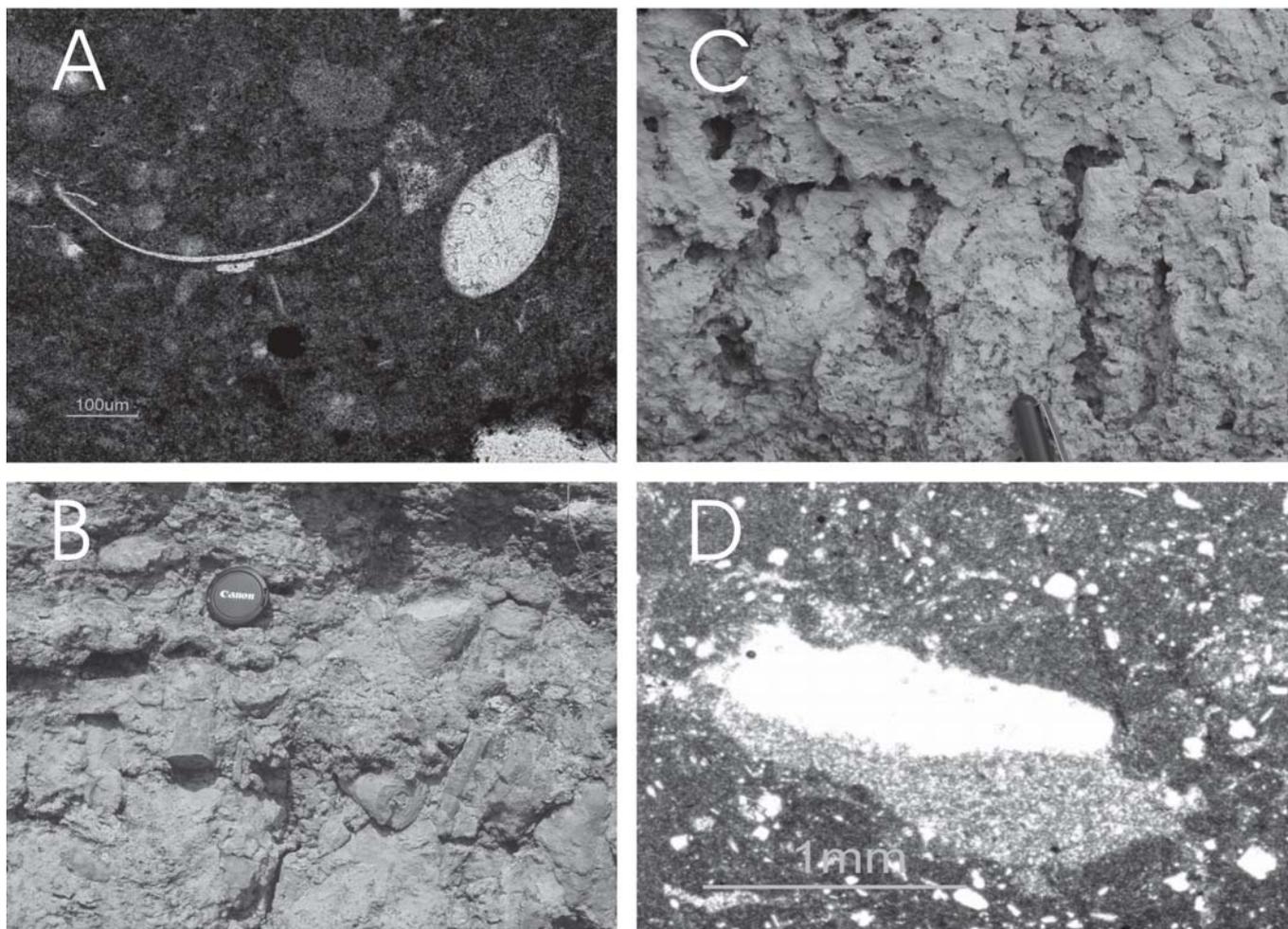


Fig. 2.- A) Caliza micrítica con ostrácodos (lámina delgada, nícoles cruzados); B) Toba (fitohermo) con moldes de tallos vegetales en caliza margosa; C) Rizolitos (moldes de raíces) en caliza palustre; D) Relleno de silt vadoso geopetal (lámina delgada, nícoles paralelos).

Fig. 2.- A) Micritic limestone with ostracods (thin section; crossed nicols). B) Phytohermic framestone with steam casts in a marly limestone. C) Rhizoliths (root molds) in a palustrine limestone; D) Geopetal vadose silt partially filling a dissolution vug (thin section; parallel nicols).

La nodulización y brechificación de un sedimento calcáreo pre-existente está en relación con su desecación, y con la consiguiente formación de fisuras planas a curvas (Freytet y Plaziat, 1982).

Calizas marmorizadas

Estas facies consisten en micritas que muestran un moteado de colores predominantemente amarillentos y rojizos, con halos difusos.

El moteado indica la removilización del hierro debido a cambios en el Eh de las aguas subterráneas, relacionados con la oscilación del nivel freático (Freytet y Plaziat, 1982). Este tipo de moteado es similar al que se observa en paleosuelos desarrollados en zonas encharcadas (Kraus y Hasiotis, 2006).

Pseudo-microkarst

Se manifiesta por la presencia de cavidades irregulares que suelen estar dispuestas verticalmente. Su tamaño es centimétrico y sus límites son netos. En

los depósitos estudiados, las cavidades parecen corresponder a moldes de raíces ensanchados por erosión mecánica (Freytet y Plaziat, 1982; Freytet y Verrecchia, 2002) y probablemente disolución. Es frecuente la presencia de rellenos entre los que destacan los cementos vadosos de tipo estalactítico.

Estas facies son indicadoras de procesos importantes de emersión que conducen a la litificación de los sedimentos calcáreos y a su posterior erosión-disolución parcial aprovechando zonas de circulación preferente, como son los moldes de raíces.

Calizas peloidales y/o intraclásticas

Calizas de tipo *grainstone* a *packstone* en las que dominan los granos de peloides e intraclastos, más o menos redondeados, que pueden llegar a alcanzar más de un centímetro de diámetro. A veces los granos muestran envueltas micríticas. Ocasionalmente estas calizas muestran laminación cruzada. Son las

facies más características del ambiente palustre (Alonso-Zarza, 2003), siendo las más modificadas por procesos secundarios. Su origen está relacionado la repetición de procesos de humectación y secado sobre un fango micrítico, que sumado a la actividad de las raíces de las plantas que colonizan dicho sustrato, conduce a su fragmentación y retrabajamiento.

Calizas con cavidades rellenas de silt vadoso geopetal

Estas facies se caracterizan por la presencia de rellenos geopetales incompletos (Fig. 2D). El relleno suele consistir en sedimento interno de grano fino, y tiende a ocupar poros de diferentes orígenes (moldes de raíces, grietas de desecación, etc).

Este tipo de rellenos se producen en condiciones vadosas y, por tanto, indican exposición subaérea, contemporánea y/o posterior a la sedimentación del cuerpo de roca que los contiene.

Discusión y conclusiones

Las calizas intercaladas entre los sedimentos lutíticos y arenosos de la llanura de inundación fluvial del Sistema Axial, depositados durante el Plioceno y el Pleistoceno, muestran facies que permiten su atribución mayoritariamente a depósitos de sistemas palustres.

La instalación de estos sistemas palustres, bien desarrollados, en un contexto de llanura de inundación fluvial, no es fácil de explicar. El problema radica en que todo depósito palustre necesita un sedimento micrítico precursor depositado previamente en un cuerpo de agua dulce, ya sea en una depresión somera de fondo relativamente plano o en el margen de un cuerpo de agua más profundo. Recientemente, Alonso-Zarza (2003) ha propuesto considerar las Tablas de Daimiel (Ciudad Real) como un modelo actual de los sistemas palustres.

Los sedimentos carbonáticos primarios, fangos micríticos y tobas del Plioceno y Pleistoceno de la Cuenca de Guadix, pudieron depositarse en charcas o ponds más o menos similares a las de las Tablas de Daimiel. Algunas de las intercalaciones calcáreas estudiadas aparecen sobre depósitos de los sistemas de abanicos aluviales transversales. En estos casos, se puede suponer que la progradación de dichos sistemas, resultante de la interacción entre la subsidencia y el aporte de sedimentos,

tendría como consecuencia el bloqueo del drenaje del Sistema Axial hacia el lago del sector oriental de la cuenca. La consiguiente retención de los flujos de agua conduciría a la formación de extensos encharcamientos sobre la antigua llanura de inundación fluvial, la sedimentación en ellos de fangos carbonáticos, y la formación ocasional de tobas.

Sin embargo, en acumulaciones de agua tan someras, bastarían pequeños descensos en el nivel para que se produjera la emersión progresiva y la exposición subaérea de los sedimentos carbonáticos. Las diferentes facies palustres descritas anteriormente reflejarían el diferente grado de modificación que experimentaron los carbonatos originales como consecuencia de su exposición. De acuerdo con las ideas de Platt y Wright (1992) y de Alonso-Zarza (2003), las facies nodulosas y marmorizadas descritas serían indicadoras de un menor grado de alteración, mientras que el desarrollo de facies de pseudo-microkarst y de *grainstone* de peloides representaría la máxima modificación del sedimento original, y correspondería a los momentos de máxima exposición.

Agradecimientos

Las investigaciones desarrolladas en el Proyecto Fonelas son financiadas por los proyectos del IGME 2001016 y 2005009, y por el Proyecto General de Investigación de la Dirección General de Bienes Culturales de la Junta de Andalu-

cía. Este trabajo también forma parte de los resultados del Proyecto CGL2005-06224/BTE y del Grupo de Investigación RNM 163 de la Junta de Andalucía.

Referencias

- Alonso-Zarza, A.M. (2003). *Earth-Science Reviews*, 60, 261-298.
- Budd, D.A., Garswirth, S.B. y Oliver, W.L. (2002). *Journal of Sedimentary Research*, 72, 917-928.
- Ford, T.D. y Pedley, H.M. (1996). *Earth-Science Reviews*, 41, 117-175.
- Freytet, P. y Plaziat, J.C. (1982). *Contributions to Sedimentology*, 12, 1-213
- Freytet, P. y Verrecchia, E.P. (2002). *Journal of Paleolimnology*, 27, 221-237.
- Klappa, C.F. (1980). *Sedimentology*, 27, 613-629.
- Kraus, M.J. y Hasiotis, S.T. (2006). *Journal of Sedimentary Research*, 76, 633-646.
- Platt, N.H. y Wright, V.P. (1992). *Journal of Sedimentary Research*, 62, 1058-1071.
- Viseras, C. (1991). *Estratigrafía y sedimentología del relleno aluvial de la Cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas)*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 327 p.
- Viseras, C., Soria, J.M., Durán, J.J. y Arribas, A. (2003). *Geotemas*, 5, 247-250.
- Viseras, C., Soria, J.M. y Fernández, J. (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 576-581.