

Dolomitización en sistemas kársticos actuales: el caso de la Cueva de Castañar de Ibor (Cáceres)

A. Martín-Pérez¹ y A.M. Alonso-Zarza¹

¹ Dpto. Petrología y Geoquímica. Fac. CC. Geológicas. Universidad Complutense. 28040. Madrid. andreamar@ucm.universia.es; alonsoza@geo.ucm.es

ABSTRACT

Deposits of recent dolomite in caves constitute one more setting that provide data in order to get one more approach to the "dolomite problem". The moon-milk deposits of the Castañar de Ibor Cave (Cáceres) include spheroidal dolomite which occurs associated with huntite that grows mostly on fibrous aragonite crystals. This study suggests that dolomite formed in relation to microbial films that developed on the aragonite crystals. Within these films, both dolomite and huntite formed, but also the wide presence of dolomite is due to transformation of huntite which is metastable. Magnesium is provided by the dissolution of Precambrian dolostones on which the cave developed.

Key words: dolomite, environmental conditions, moon-milk, caves, microbial films.

INTRODUCCIÓN

La formación de dolomita bajo condiciones ambientales es un hecho poco habitual, a pesar de ser uno de los temas de investigación que más interés ha suscitado en los últimos años (Burns *et al.*, 2000). Los ambientes en los que se forma dolomita en la actualidad son, sobre todo, lagos y lagoones salinos (Calvo *et al.*, 2003). Es más escasa la documentación sobre la formación de dolomita reciente en sistemas kársticos, también en condiciones de baja temperatura. En estos casos se ha documentado la presencia de dolomita (Hill y Forti, 1986) en formaciones de *moon-milk* como un término intermedio de una secuencia que incluye espeleotemas de calcita, calcita rica en Mg, aragonito, dolomita, huntita e hidromagnesita (Onac, 2005). No quedando claro si la formación de dolomita se debe a procesos de precipitación directa, inducidos o no por microorganismos, o bien a transformaciones a partir de otros minerales carbonáticos.

La Cueva de Castañar de Ibor en Cáceres, incluye formaciones de *moon-milk* que tienen como componente fundamental dolomita. El objetivo de este trabajo es analizar las distintas situaciones en las que aparece la dolomita dentro de esta cueva y discutir sus posibles modelos de formación en estas condiciones ambientales.

CONTEXTO GEOLÓGICO Y CARACTERÍSTICAS DE LA CUEVA DE CASTAÑAR

La Cueva se sitúa en la comarca de los Ibóres, en el sector suroriental de la zona Centroibérica (Macizo Ibérico).

En esta zona dominan los pliegues verticales, entre los que destacan las antiformas de Valdelacasa e Ibor (Fig. 1). Es en el núcleo de estas antiformas donde afloran los materiales Precámbricos-Cámbrico inferior que son los que constituyen el sustrato de la Cueva de Castañar. En el área de estudio la serie Precámbrica está formada por una potente serie inferior constituida esencialmente por grauvacas y pizarras de tonos muy oscuros, entre los que se intercalan algunos niveles de conglomerados. La parte superior de la serie se diferencia por incluir algunos niveles dolomíticos de unos 3 m de espesor y que presentan en afloramiento tonos marrones.

La Cueva de Castañar es una cavidad laberíntica, en la que los conductos kársticos presentan un desarrollo básicamente horizontal. Está formada por numerosas salas, cada una de ellas con características propias y que están conectadas por conductos relativamente estrechos. Se desarrolla sobre materiales de la parte alta de la serie Precámbrica, es decir en las areniscas, pizarras y dolomías. Son los niveles dolomíticos los que se disuelven, favoreciendo el colapso de los materiales suprayacentes y el agrandamiento de las cavidades. La geometría de las cavidades, está condicionada por la estructura geológica, incluyendo la red de discontinuidades. Uno de los aspectos más destacables de esta cueva es que además de la disolución de los niveles dolomíticos hay procesos de hidrólisis de los minerales que forman los niveles siliciclásticos. Todo ello hace que el agua que circula por la cueva sea muy rica en magnesio.



FIGURA 1. Localización geográfica de la cueva de Castañar de Ibor y esquema geológico del área de estudio.

Las formaciones de espeleotemas son muy variadas desde el punto de vista morfológico, textural y mineralógico. Las más significativas son: estalactitas, estalagmitas, coladas y banderas, pero las más características son los cristales aciculares, los excéntricos de aragonito y el *moonmilk*. El *moonmilk* en la cueva de Castañar aparece como un depósito globular blanco y mate que se sitúa en la parte más externa de algunos espeleotemas, fundamentalmente sobre las formas fibrosas de aragonito, o sobre costras (Figs. 2 y 3)



FIGURA 2. Costra de dolomita del suelo de la cavidad.

que se generan en el suelo de la cavidad. Está formado fundamentalmente por huntita ($\text{CaMg}_3(\text{CO}_3)_4$) y dolomita.

LA DOLOMITA EN LA CUEVA DE CASTAÑAR

La dolomita dentro de la Cueva se presenta en dos situaciones:

a) **Tapizando cristales fibrosos de aragonito** ("bastones"). Los cristales fibrosos de aragonito (Fig. 4A) crecen sobre las arcillas rojas que tapizan las paredes de la cueva. Estos cristales suelen ser brillantes y transparentes, pero en ocasiones tienen una cubierta mate y opaca que es de dolomita. Son de longitud centimétrica y su anchura de escasos milímetros. El recubrimiento de dolomita engrosa los cristales,

formando lo que denominamos "bastones" (Fig. 4B).

b) **Formando costras.** Aparecen sobre todo en el suelo de la cueva y se desarrollan sobre fragmentos del sustrato (bloques de pizarra), que a su vez están tapizados por fibras de aragonito. La estructura de las costras es muy compleja, por ello a modo de ejemplo describiremos una de ellas. La costra consta de las siguientes partes (Fig. 3):

Pizarra. Constituyen el sustrato sobre el que se desarrolla la costra.

Nivel inferior de dolomita. Esta cubierta se forma por la coalescencia de esferoides de dolomita de 0,3 mm de diámetro que nuclean en las pizarras y crecen hacia abajo.

Nivel superior de dolomita. La zona superior de las pizarras presenta un recubrimiento de dolomita. En este caso el nivel puede tener entre 1 y 2,5 mm y también se forma por la coalescencia de esferoides fibrosorradiados.

Mosaico de cristales fibrosos de aragonito de entre 7-10 mm que crecen radialmente. Los haces nuclean en las pizarras y coalescen lateralmente.

Huntita. Este mineral se presenta como masas blancas globulares de aspecto poroso que internamente presentan una textura micrítica y un zonado concéntrico difuso. Crece sobre los cristales de aragonito y forma la parte más externa de la costra.

Independientemente de su situación sobre los fibrosos o dentro de la costra, los cristales de dolomita muestran unas características texturales y composicionales muy semejantes, que son las que describimos a continuación.

La dolomita aparece en forma de estructuras esferoidales fibrosorradiadas. Estos esferoides pueden aparecer aislados o bien agruparse (Fig. 4A y C) formando hileras, niveles, etc. En ocasiones, la dolomita aparece formando un mosaico de cristales en los que no se reconoce la estructura fibrosorradiada (Figs. 3B y C). En algunas zonas de las costras, podemos ver como la dolomita reemplaza a los cristales prismáticos de aragonito que crecen sobre la pizarra (Fig. 3B y C). Dentro del mosaico de dolomita se reconocen alineaciones de cristales que siguen la dirección de los cristales prismáticos de aragonito y que además quedan marcadas por unas líneas difusas. Corresponderían a los fantasmas del aragonito precursor. También observamos esferulitos aislados de dolomita sobre los cristales de aragonito. La superficie de contacto entre las fibras de aragonito y la dolomita puede ser limpia, pero en muchos casos el aragonito presenta claras huellas de disolución y está tapizado por velos orgánicos (Fig. 4D). Por último, también se reconocen esferoides de dolomita en relación con la huntita de la zona superior de la costra (Fig. 3A). Pueden aparecer de manera aislada entre las masas globulares de huntita o creciendo sobre ellas. Algunos de los glóbulos están recubiertos por completo por esferoides de dolomita.

Los esferoides de dolomita tienen unas 100-300 micras de diámetro. Están formados por cristales de alrededor de 1 micra. Se pueden diferenciar dos tipos de cristales (Fig. 4E) que forman parte del mismo esferulito: a) cristales más

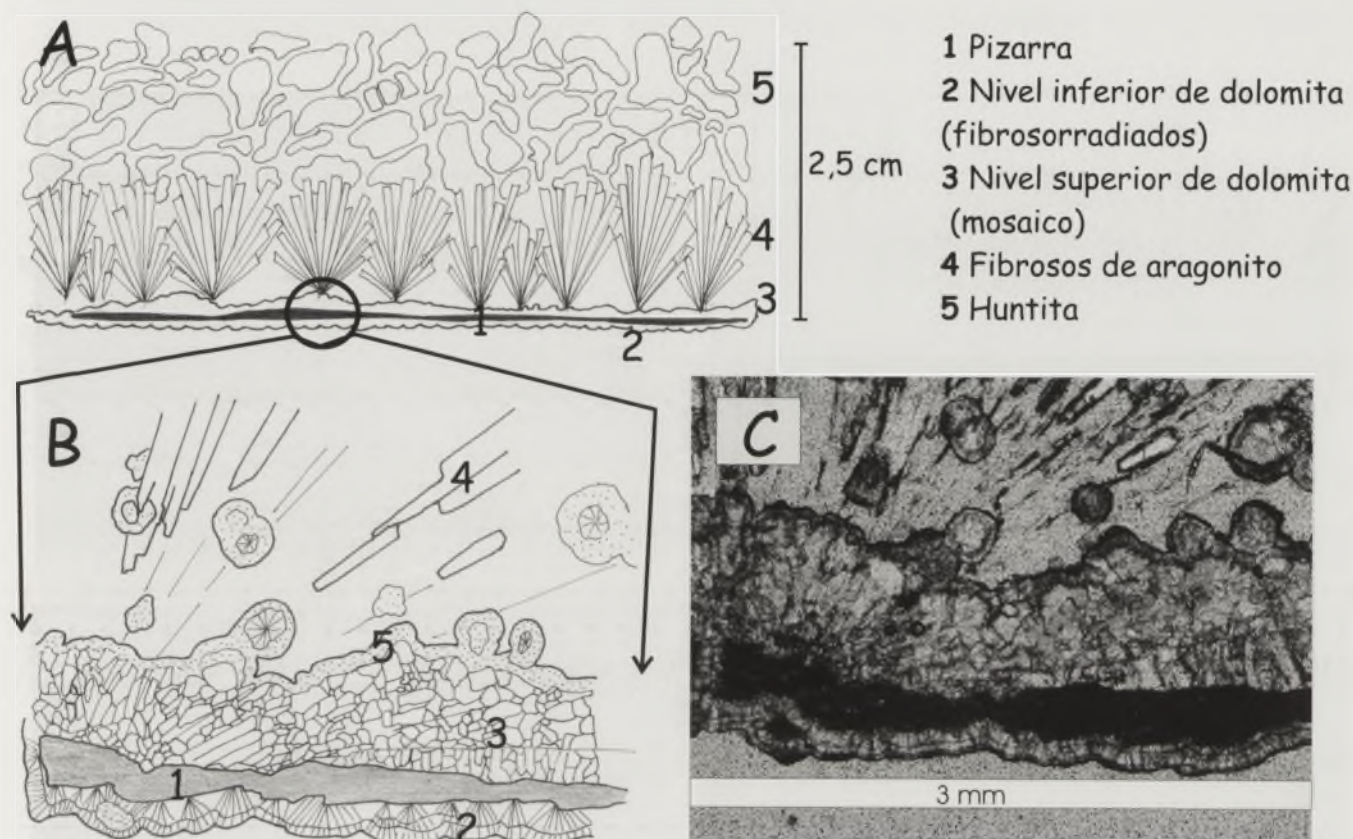


FIGURA 3. A) Esquema de una costra de dolomita. B) y C) Esquema e imagen de microscopio óptico de la zona inferior de la costra.

redondeados que suelen aparecer recubiertos por una malla orgánica y, b) cristales más romboédricos cubiertos o no por estructuras orgánicas. En ocasiones, parece que los romboédricos se forman a partir de los más redondeados. Entre los cristales, además de las mallas orgánicas se aprecian estructuras fibrosas más cortas, que pueden corresponder a sepulita y/o paligorskita.

Estos esferulitos y las zonas de costras de dolomita más continuas presentan en Microsonda Electrónica un bandeo concéntrico. Las imágenes muestran un nítido zonado que refleja la distinta composición de las bandas (Fig. 4F). Los colores más oscuros reflejan un contenido mayor de MgO. En algunos esferulitos las zonas externas están enriquecidas en Mg mientras que en otros es el núcleo la zona más rica en Mg. En líneas generales los contenidos de MgO para la dolomita de estas muestras oscilan entre el 18-20% mientras que los de CaO son de un 30-33%. En los cristales fibrosos de aragonito la composición media es de un 55% de CaO y la huntita tiene contenidos de CaO de un 10% y de un 25% de MgO.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La presencia de dolomita en contextos sedimentarios actuales se limita prácticamente a zonas lacustres o lagoones someros (Calvo *et al.*, 2003); habiéndose discutido escasamente hasta el momento la formación de dolomita en sistemas kársticos (Nielsen *et al.*, 1997). La dolomita que se

está formando en la Cueva de Castañar aparece siempre en los depósitos de *moon-milk* cuyo origen más aceptado es el biogénico (Cañaveras *et al.*, 2004). Por otra parte, también la morfología esferoidal de la dolomita del *moon-milk* de esta cueva, puede ser indicativa de su origen biogénico, concretamente relacionado con la actividad de bacterias, tal como se ha citado también en calcretas freáticas (Spölt y Wright, 1992).

Los datos obtenidos hasta el momento en la Cueva de Castañar de Ibor, permiten considerar un contexto más para la formación de dolomita en ambientes superficiales, en este caso, sobre un soporte carbonático que puede ser tanto aragonito como huntita. La formación de dolomita en la Cueva de Castañar puede producirse:

a) por reemplazamiento de los cristales fibrosos de aragonito. Las observaciones permiten concluir que hay una importante disolución de las fibras de aragonito debido a la actividad bacteriológica y posteriormente tendría lugar la nucleación y el crecimiento de los esferulitos de dolomita.

b) por transformación a partir de un mineral metaestable previo como la huntita. La presencia de zonas marrones, que corresponden a micrita (huntita) dentro de los cristales, sugiere que en muchos casos que la huntita fue el mineral que precipitó inicialmente en relación con los tapices bacterianos y que posteriormente se transformó en dolomita. Este proceso parece ser el más generalizado dentro de la cueva, pues en muchos casos la dolomita no se sitúa directamente sobre cristales fibrosos, pero sí sobre *moon-milk* de huntita.

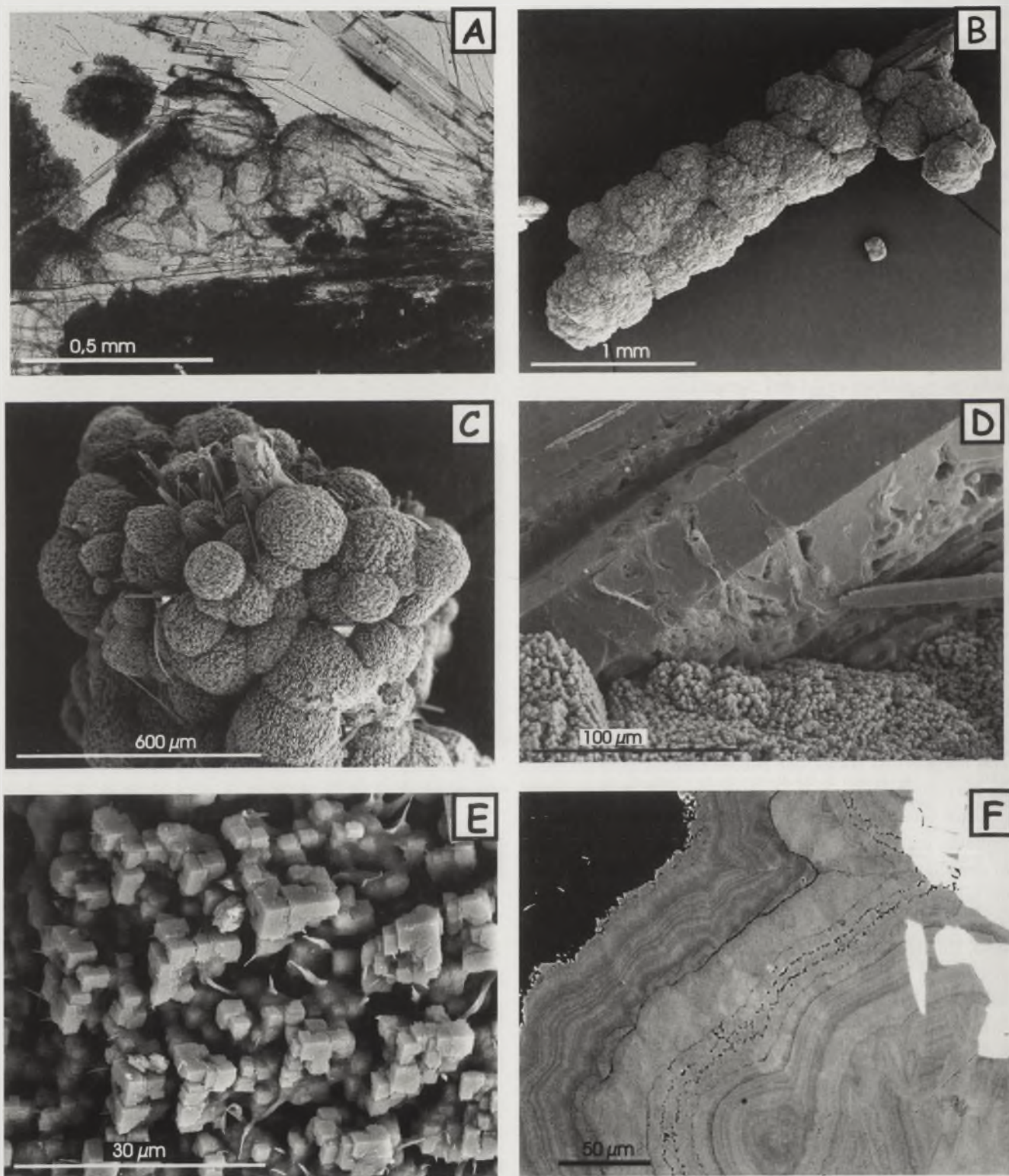


FIGURA 4. A) Cristales de dolomita sobre cristales fibrosos de aragonito. B) Imagen de SEM de uno de los "bastones". C) Imagen de SEM de los esferoides de dolomita que se agrupan en torno a las fibras de aragonito. D) Imagen de SEM de la microestructura de un esferoide de dolomita. Los cristales más internos, más redondeados, aparecen cubiertos por un velo orgánico, los cristales romboédricos superficiales no presentan dicho velo. E) Imagen de SEM de un cristal de aragonito corroído en cuya superficie aparecen filamentos orgánicos. F) Imagen de microsonda del nivel de dolomita inferior de la costra de moonmilk. Podemos ver los cristales de aragonito de color blanco a la derecha y los cristales de dolomita que presentan un zonado concéntrico muy marcado.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la Junta de Extremadura, a través del convenio con la UCM nº 316/2003. Agradecemos I.Gil, E. Martínez y P. Muñoz sus discusiones sobre el origen de la cueva. El estudio de SEM y Microsonda se ha llevado a cabo en el CAI Luis Brú de la UCM.

REFERENCIAS

- Burns, S.J., McKenzie, J.A. y Vasconcelos, C. (2000): Dolomite formation and biogeochemical cycles in the Phanerozoic. *Sedimentology*, 47 (Suppl. 1):49-61
- Calvo, J.P., McKenzie, J.A. y Vasconcelos, C. (2003): Microbially mediated lacustrine dolomite formation: Evidence and current research trends. En: *Limnogeología en España: Un tributo a Kerry Kelts*. (B.L. Valero-Garcés, Ed.). CSIC. Madrid, 223-251.
- Cañaveras, J.C., Cuezva, S., González Grau, J.M., Marín, F., Martín Rosales, W., Martínez Manzanares, E., del Rosal, Y., Saíz, C., Sánchez-Moral, S. y Simón, M.D. (2004): Microbiología y depósitos endokársticos. En: *Investigaciones en sistemas kársticos españoles*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. Serie: Hidrogeología y aguas subterráneas, 12, 431-458. (B. Andreo y J.J. Durán, Eds.). Madrid, 431-458.
- Hill, C.A., y Forti, P. (1986): *Cave Minerals of the World*. National Speleological Society, Huntsville, 238 p.
- Nielsen, P., Swennen, R., Dickson, J.A.D., Fallick, A.E. y Keppens, E. (1997): Spheroidal dolomites in a Visean karst system – bacterial induced origin?. *Sedimentology*, 44: 177-195.
- Onac, B.P. (2005): Minerals. En: *Encyclopedia of Caves* (D.C. Culver y W.B. White, Eds.). Elsevier Academic Press, Londres 371-378.
- Spölt, C. Y Wright, V.P. (1992): Groundwater dolocretes from the Upper Triassic of the Paris Basin, France: a case study of an arid, continental diagenetic facies. *Sedimentology*, 39: 1119-1136.