

Micritización de espeleotemas en ambiente meteórico vadoso (Cueva de Castañar de Ibor, Cáceres)

Speleothem micritization in a vadose meteoric environment (Castañar de Ibor Cave, Cáceres)

R. Martín-García, A.M. Alonso-Zarza y A. Martín-Pérez

Departamento Petrología y Geoquímica. Facultad de CC. Geológicas. IGE-CSIC. Universidad Complutense. 28040. Madrid.
rmartingarcía@geo.ucm.es; alonsoza@geo.ucm.es; andreamartin@geo.ucm.es.

ABSTRACT

The aragonite and calcite speleothems of the Castañar de Ibor Cave show white and matt coatings that formed by micritization and dissolution of the initial crystals. These processes are also recognised in the inner part of the speleothems. Either in the inner or outer parts the result is the loss of brightness and transparency of the speleothems. Petrographically these coatings are seen as lines of micrite linked to dissolution processes that probably occurred because of the circulation of undersaturated fluids within the cave. At the moment no organic structures have been recognised in relation to the micritized areas, indicating very probably that the process was inorganically driven.

Key words: micritization, speleothems, aragonite, calcite.

Geogaceta, 42 (2007), 123-126
ISSN: 0213683X

Introducción

La micritización es un proceso de obliteración de la estructura interna de los carbonatos mediante la formación de texturas criptocristalinas. Clásicamente se ha atribuido a este proceso un origen biológico debido a los microorganismos ingestores de carbonato mediante el proceso de perforación y relleno («*boring and filling*») y se asocia a ambientes marinos someros (Reid y Macintyre, 1998; Alexanderson, 1972). Sin embargo, este proceso también ha sido descrito por Neugebauer (1978) como consecuencia de disolución diagenética sin que participen microorganismos. El resultado final es comparable al de la micritización biológica.

El objetivo de este trabajo es la descripción de la textura y la génesis de la micrita que forma parte de algunos espeleotemas de la Cueva de Castañar de Ibor en Cáceres. El resultado del proceso de micritización es la pérdida de brillo de los espeleotemas y la formación de cubiertas mates, que hacen perder belleza a los espeleotemas afectados. Este estudio se centra en el análisis del proceso de formación de micrita en ambientes kársticos que aparece poco descrito en la literatura (Frisia *et al.* 2002). En nuestro caso, se trata de un proceso muy reciente cuyo cono-

cimiento es aplicable al estudio de diagénesis de carbonatos antiguos y más específicamente al estudio de paleokarsts. Por otra parte se discutirá el carácter orgánico o inorgánico del proceso, pues el resultado final puede ser el mismo.

Contexto geológico

La Cueva de Castañar de Ibor se encuentra en la provincia de Cáceres, Extremadura. Se localiza en el Dominio de Pliegues Verticales de la Zona Centroibérica, en el Macizo Ibérico (Fig. 1). El Dominio de los Pliegues Verticales abarca materiales que van desde el Neoproterozoico hasta el Cámbrico inferior y, en términos generales se puede dividir en tres grupos (Fig. 1b): el Grupo Domo Extremeño en la parte inferior, el Grupo Ibor en la parte media y el superior denominado Grupo Valdelacasa (Álvarez Nava *et al.*, 1988). Sus estructuras más características son los anticlinorios variscos de Valdelacasa e Ibor, en cuyo núcleo se encuentra la cueva. Los materiales en los que está excavada pertenecen a la parte alta de la serie neoproterozoica, en el Grupo Ibor, constituido principalmente por pizarras y areniscas con algunos niveles dolomíticos (Fig. 1c). Las galerías de la cueva siguen la orientación NW característicos de los

pliegues y fallas de la zona de los Ibore y además reproducen la morfología de los pliegues en cofre de la serie.

La formación de la cueva se debe a la disolución de los niveles dolomíticos, que, a su vez, ha provocado colapsos en las capas superiores, esto hace que el aspecto de las paredes de la cueva sea oscuro por las pizarras, areniscas y dolomías grises que quedan sin disolver. Además de estos materiales es frecuente la aparición de arcillas formadas por la hidrólisis de las pizarras tapizando todas las paredes de la cueva. Por lo tanto, es un sistema kárstico con un claro control estructural y litológico.

Los espeleotemas de la cueva son variados desde un punto de vista mineralógico y morfológico. Los espeleotemas más abundantes son de calcita y aragonito. Las morfologías presentes se pueden resumir en: agregados fibrosorradiados, varillas, estalactitas cónicas o cilíndricas, estalagmitas, columnas, cortinas, banderas y depósitos de *moon-milk*, formados esencialmente por dolomita y huntita (Alonso-Zarza *et al.* 2005; Martín-Pérez y Alonso-Zarza, 2005).

Materiales y métodos

Dado que el proceso de micritización en la cueva de Castañar de Ibor afecta a

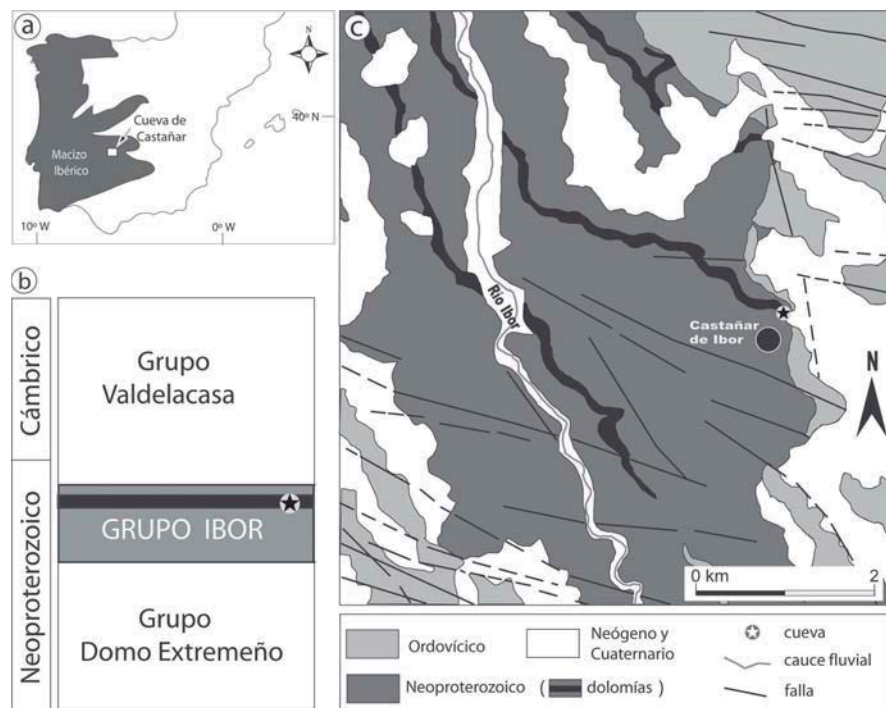


Fig. 1.- Situación de la Cueva de Castañar: a) Ubicación de la Cueva de Castañar dentro del Macizo Ibérico, b) Columna estratigráfica sintética, mostrando la situación de las dolomías del Grupo Ibor en las que se desarrolla la cueva, c) Mapa geológico del área de estudio, con indicación de la localización de la cueva.

Fig. 1.- Location of Castañar Cave: a) General situation within the Iberian Massif, b) Sketch of the stratigraphic log, indicating the situation of Grupo Ibor, which contains the dolostones that constitute the hostrock of the cave, c) Geologic map of the study area showing the location of the cave.

casi todos los espeleotemas se recogieron muestras de prácticamente todas las salas y de todas las morfologías. Este trabajo se centra en banderas (espeleotemas que cuelgan de las paredes y techos como velos), estalactitas y estalagmitas.

La muestras se estudiaron mediante difracción de rayos X para conocer la naturaleza y proporción de los minerales presentes. Para el estudio petrográfico se realizaron láminas delgadas. Dada la naturaleza frágil y porosa de las muestras fue necesario embutirlas en una resina de dos componentes. Una vez embutidas las muestras, el procedimiento para su realización fue el habitual. El estudio de SEM se llevó a cabo en muestras metalizadas con oro.

Rasgos texturales de los espeleotemas micritizados.

Textura inicial y mineralogía de los espeleotemas

Los espeleotemas de Castañar de Ibor son inicialmente de calcita o de aragonito. En el segundo caso, debido a la inestabilidad de este mineral, muchos se transforman en calcita. Las caracterís-

ticas texturales de los espeleotemas están muy relacionadas con el proceso de estabilización como veremos a continuación.

Una gran parte de los espeleotemas de la cueva son transparentes y brillantes, en este caso al microscopio no se observan zonas micríticas. La mineralogía de estos espeleotemas más brillantes es principalmente aragonito y calcita en diferentes proporciones, llegando a ser 100% aragonito en las muestras más transparentes.

Algunas banderas, estalactitas y estalagmitas presentan un aspecto blanco y mate en su parte externa, en la parte interior la macroestructura es laminada y está definida por capas blancas, pulverulentas y porosas que alternan con otras grises compactas y brillantes (Fig. 2). Estas bandas pueden ser interpretadas como líneas de tiempo y por ello los espeleotemas son uno de los materiales más utilizados para dataciones y reconstrucciones paleoclimáticas (Mcdermott, 2004; Fairchild *et al.*, 2006). Las capas blancas del interior son de la misma naturaleza que la parte exterior y en lámina delgada corresponden a zonas de aspecto micrítico con porosidad alta.

Texturas del aragonito

En la cueva de Castañar de Ibor el aragonito se presenta de varias formas: a) como cristales aciculares de hasta 5 mm muy finos que nacen de un punto y crecen formando agregados fibrorradiados. Estas formas pueden llegar a los 3 cm de diámetro y siempre aparecen nucleadas en las arcillas; b) en las estalactitas se dispone radialmente a partir del canal central de modo que en lámina delgada aparece como finos cristales en abanico que pueden no conservar la mineralogía original; c) otra forma de aparición muy



Fig. 2.- Muestra de mano de uno de los espeleotemas que muestra internamente algunas líneas de micritización (ver flechas) y una cubierta externa blanca y mate, también micritizada.

Fig. 2.- Hand sample of an speleothem showing inner micritization lines (arrows) and a white-matt external coating also formed by micritization.

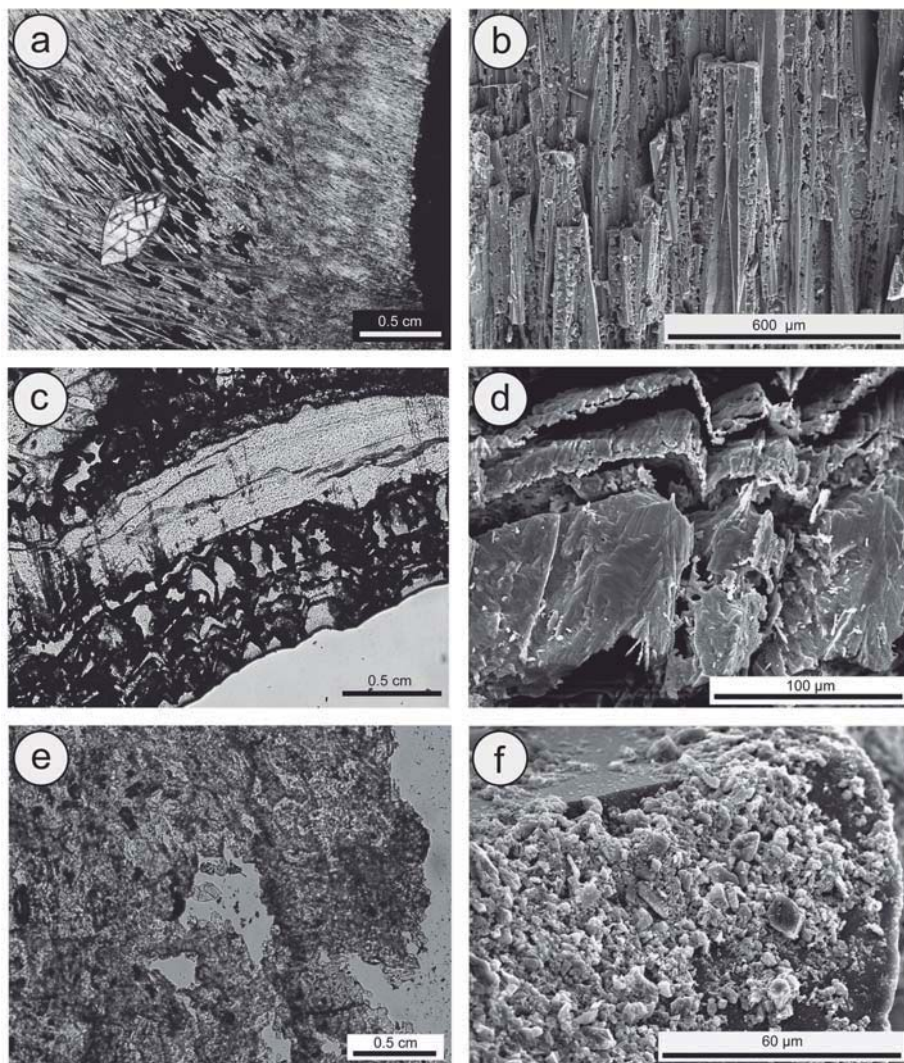


Fig. 3.- a) Microfotografía de un espeleotema formado por fibras de aragonito que se están micritizando, sobre todo en las zonas más porosas generadas por disolución (centro y derecha de la foto). El cristal grande es calcita creciendo sobre fibras de aragonito; b) Imagen de SEM de cristales de aragonito disolviéndose y micritizándose, sobre todo a lo largo de sus caras más externas; c) Microfotografía de una de las banderas en la que se observa que la disolución y micritización van a favor de las líneas de crecimiento; en el centro de la fotografía la calcita está muy bien preservada que muestra la textura inicial del espeleotema; d) Imagen de SEM del mismo espeleotema que muestra el proceso de disolución y formación de micrita; e) Micritización total de un espeleotema de calcita en el que la textura inicial se ha perdido; f) Imagen de SEM que muestra la formación de una cubierta micrítica y su penetración hacia en interior del cristal mayor de calcita.

Fig. 3.- a) Speleothem of aragonite fibres showing micritization closely related with the dissolution porosity (centre and right). The large crystal is calcite growing on the aragonite fibres; b) SEM view of aragonite crystals undergoing dissolution and micritization, mostly along the external faces of the crystals; c) Microphotograph of a flag-like speleothem, which is dissolving and micritizing along the lines of growth; in the centre part the calcite is well preserved showing the initial texture of the speleothem; d) SEM view of the same speleothem, showing the dissolution and the formation of micrite; e) Total micritization of a calcite speleothem, the initial texture is lost; f) SEM view of the same speleothem showing the micrite coating on and penetrating within the coarse calcite crystal.

común es como relictos en los cristales de calcita neomórfica (de distintos tipos de espeleotemas) en la que quedan preservados morfológicamente y, en ocasiones, mineralógicamente, y se puede adivinar su antigua disposición e incluso continuar las acículas de aragonito dentro de los cristales de calcita. Esta última situación ha sido descrita también por Woo y Choi (2006) en espeleotemas de Corea.

Texturas de la calcita

En las muestras que son de calcita originalmente, este mineral se presenta como grandes cristales en empalizada. Pero en los otros casos se formó posteriormente al aragonito y entonces aparece como un mosaico esparfítico que engloba a los cristales a los que reemplaza o bien como grandes cristales alargados que recuerdan a la morfología de los de aragonito. Hemos observado también cementos de calcita en los poros de disolución y en el hueco del canal central. Este cemento está formado por cristales equidimensionales muy euhedrales.

El proceso de micritización

La micritización afecta a ambas mineralogías de manera diferente. En todos los casos el proceso de micritización avanza de forma simultánea a la disolución de los espeleotemas. Esto es visible tanto en SEM como en microscopio petrográfico, y en ocasiones incluso a simple vista.

Aragonito

El aragonito puede encontrarse como cristales limpios, que en muestra de mano corresponden a las zonas más transparentes de los espeleotemas, y cristales con aspecto terroso que van asociados a zonas disueltas (Fig. 3a) y que en muestra de mano corresponden a las zonas mates. La micritización es bastante homogénea en todo el cristal aunque algo mayor en los bordes. Estos cristales micritizados también se pueden ver conservados como relictos dentro de cristales de calcita. Por medio del SEM apreciamos la forma en que comienza la micritización. Inicialmente se forman microporos de disolución que van coalesciendo (Fig. 3b) y per-

mitiendo que la disolución avance hacia el interior sin seguir ningún orden determinado, de manera que al final quedan convertidos en masas de pequeños cristales micríticos en los que se puede intuir la antigua morfología acicular.

Calcita:

La micritización de la calcita comienza de forma parecida, si bien en este caso el avance del proceso está controlado por la estructura interna del mineral, la calcita se micritiza comenzando por las uniones intercrystalinas apareciendo en ocasiones cristales con los bordes completamente micritizados mientras que el interior permanece intacto. Pero lo más común es que continúe por las líneas de crecimiento (Fig 3c). Mediante SEM se pueden describir cristales en diferentes estadios de micritización, al comienzo de la disolución las caras cristalinas se van descamando, después la disolución continúa por las líneas de crecimiento modificando la morfología (Fig. 3d) de los cristales o disminuyendo su tamaño. Cuando la micritización está avanzada lo único

que se puede observar son grandes cristales idiomorfos sobre los cuales queda una masa de pequeños cristales que van desde tamaños de menos de 1 mm hasta algunos de más de 10 mm resultado de la disolución de su superficie (Fig. 3e y 3f). En las muestras donde la micrita ha sido lavada se ve el cristal limpio y disuelto a favor de las uniones intercristalinas y las líneas de crecimiento, quedando marcadas por la porosidad.

Discusión y conclusiones

La micritización de carbonatos en ambientes kársticos es un proceso muy extendido pero poco estudiado. Los estudios en otros ambientes se centran en la micritización debida a la acción de distintos tipos de microorganismos (p.e. Kobluk y Risk, 1977; Reid y Macintyre, 2000). La participación biológica en los procesos de micritización en los espeleotemas estudiados es considerada en este trabajo como muy improbable pues en las imágenes de SEM se observan cristales disueltos que no presentan ningún recubrimiento de tipo biológico, ni siquiera en las zonas más superficiales. Esto nos hace pensar en un proceso de micritización inorgánica debida a disolución. Esta micritización, por tanto, se puede relacionar con paradas en la precipitación de los espeleotemas por la entrada de aguas subsaturadas que disuelven la superficie y el interior de los espeleotemas o bien porque en algunos momentos la humedad dentro de la cueva haya podido disminuir favoreciendo los procesos de condensación. El resultado final sería la disolución y micritización de la superficie de los espeleotemas, es decir formación de unos cristales pequeños por disolución de otros más grandes. El estudio hidroquímico de las aguas de la cueva indica que generalmente hay saturación en calcita y en menor medida también en aragonito (Sánchez-Moral *et al.*, 2006).

También hemos observado diferentes formas de disolución/micritización según la especie mineral. El hecho de que el aragonito se disuelva más fácilmente que

la calcita se debe a que es un mineral metaestable, y su disolución, según Morse y Mackenzie (1990) es un proceso fundamental en la conversión a calcita durante la litificación de sedimentos en agua dulce. Estudios anteriores (Reid y Macintyre, 1998) llegaron a la conclusión de que los cambios mineralógicos de carbonatos de aguas marinas someras suelen ir acompañados de cambios texturales. Esto también es observable en el caso de la Cueva de Castañar de Ibor, donde la inversión de aragonito a calcita va acompañada de un cambio textural a micrita que se debe a variaciones en el grado de saturación en calcita y aragonito de las aguas meteóricas. Muy posiblemente en las etapas con mayor aporte de agua, la dilución es mayor, lo que favorece la disolución y micritización de los espeleotemas previamente formados. Si esto fuese así, la presencia de micrita dentro de espeleotemas, podría ser un buen indicador de cambios en el régimen de pluviosidad, pero será necesario llevar a cabo estudios más detallados para confirmarlo.

Como conclusiones señalaremos que los procesos de micritización en ambientes meteóricos, pueden ser relativamente abundantes. Estos procesos tienen implicaciones importantes en cuanto a la génesis de porosidad en sustratos carbonáticos. Además hay que considerar que estos procesos modifican la textura y el brillo inicial de los espeleotemas lo que contribuye a modificar su aspecto y el del entorno donde se ubican. En el caso de la Cueva de Castañar, se obtiene un mayor contraste entre texturas brillantes y mates que enriquece la diversidad de la Cueva, aunque puede ser negativo para su mejor conservación.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por la Junta de Extremadura, a través del convenio con la UCM nº 411/2005 y por el Proyecto del MEC CGL2005-05953-C02-02. Agradecemos I.Gil, E. Martínez y P. Muñoz sus discusiones sobre el origen de

la cueva. El estudio de SEM se ha llevado a cabo en el CAI Luis Brú de la UCM.

Referencias

- Alexanderson, E. T. (1972). *Universitet Uppsala, Geologiska Institut Bulletin*, 7, 201-236.
- Alonso-Zarza, A. M., Martín-Pérez, A., Gil-Peña, I., Martínez-Flores, E. y Muñoz-Barco, P. (2005). *Geogaceta*, 38, 247-250.
- Álvarez Nava, H., García Casquero, J.L., Gil Toja, A., Hernández Urroz, J., Lorenzo Álvarez, S., López Díaz, F., Mira López, M., Monteserín, V., Nozal, F., Pardo, M. V., Picart, J., Robles, R., Santamaría, J. y Sole, F. J. (1988). En: *II Congreso Geológico de España. Comunicaciones*, 1, 19-22.
- Fairchild, I. J., Smith, C. L., Baker, A., Fuller, L., Spötl, C., Matthey, D., McDermott, F. y E.I.M.F. (2006). *Earth-Science Reviews*, 75, 105-153.
- Frisia, S., Borsato, A., Fairchild, I. J., McDermott, F. y Selmo, E. M. (2002). *Journal of Sedimentary Research*, 72, 687-699.
- Kobluk, D. R. y Risk, M. J. (1977). *AAPG Bulletin*, 61, 1069-1082.
- Neugebauer, J. (1978). *Sedimentology*, 25, 267-283.
- Martín-Pérez, A. y Alonso-Zarza, A. M. (2005). *Geo-Temas*, 8, 67-71.
- McDermott, F. (2004). *Quaternary Science Reviews*, 23, 901-918.
- Morse, J. W. y Mackenzie, F. T. (1990). *Geochemistry of sedimentary carbonates*. Elsevier, 707p.
- Reid, R. P. y Macintyre, I. G. (1998). *Journal of Sedimentary Research*, 68, 928-946 Part A.
- Reid, R. P. y Macintyre, I. G. (2000). *Journal of Sedimentary Research*, 70, 24-28 Part A.
- Sánchez-Moral, S., Cuezva, S., Lario, J. y Taborda-Duarte, M. (2006). En: *Karst, cambio climático y aguas subterráneas* (J.J. Durán, B. Andreo y F. Carrasco, Eds.). IGME, 339-347.
- Woo, K. S. y Choi, D. W. (2006). *Geological Society of America Special Paper*, 404, 297-306.