

Paleokarstificación en facies yesíferas e implicaciones sedimentarias. Ejemplos del Mioceno de la Cuenca de Madrid

Gypsum paleokarst and its sedimentary significance. Examples from Miocene formations of the Madrid Basin

J.P. Rodríguez-Aranda, J.P. Calvo y M.E. Sanz Montero.

Dpto. Petrología y Geoquímica. Fac. CC. Geológicas. Univ. Complutense. 28040-Madrid.

ABSTRACT

Paleokarst surfaces developed in gypsum deposits are present in two distinct situations within the Miocene evaporite formations of the Madrid Basin: 1) paleokarst surfaces related to major sedimentary breaks and 2) incipient paleokarsts at the tops of the evaporite sedimentary sequences (sedimentary diastems). The karstification features are varied and include small dolines, networks of chimneys and fissures as well as collapse frameworks. Emphasis is placed on the role of bush vegetation in promoting dissolutional features of the gypsum karst, which is clearly evidenced within the sedimentary diastems.

Key words: *Paleokarst, gypsum, Miocene, Madrid Basin.*

*Geogaceta, 20 (2) (1996), 327-330
ISSN: 0213683X*

Introducción

El estudio de paleokarsts desarrollados sobre rocas carbonáticas ha tenido una amplia difusión en las últimas décadas (Wright, 1982; James y Choquette, 1988), sin embargo, las referencias de superficies paleokársticas bien definidas en materiales sulfatado cálcicos son muy escasas (Rossi, 1993; Cañaveras, 1994; Rodríguez-Aranda, 1995). Por el contrario, el estudio de fenómenos de karstificación recientes en este último tipo de rocas sí ha sido tratado en la literatura geológica con una cierta profundidad (p.e. Klimchouk, 1986).

En este trabajo se describen las características más significativas de las superficies de paleokarstificación desarrolladas sobre facies yesíferas miocenas de la Cuenca de Madrid y se analizan algunas de sus implicaciones sedimentológicas.

La Cuenca de Madrid es una extensa cuenca sedimentaria intracratónica de edad terciaria, situada en el centro de la Península Ibérica (Calvo et al., 1989). Durante el Mioceno inferior y medio (Unidades Inferior e Intermedia del Mioceno) la cuenca presentó un funcionamiento endorreico con sistemas lacustres evaporíticos en su centro, orlados por sistemas de abanicos aluviales con sus cabezales en los bordes de cuenca (Sistema Central al N y W, Montes de Toledo al S, Sierra de Altomira y Cordillera Ibérica al E). En el Mioceno superior (Unidad Su-

perior del Mioceno), la cuenca muestra, sin embargo, un régimen fluvioacustre con facies detríticas y carbonáticas. Los sedimentos miocenos yacen horizontales o subhorizontales, salvo excepciones debidas a tectónica local.

Situación estratigráfica de los paleokarsts

A grandes rasgos, se pueden diferenciar dos tipos de superficies paleokársticas desarrolladas sobre los materiales yesíferos miocenos de la Cuenca de Madrid: (a) paleokarsts asociados a rupturas sedimentarias importantes, límites entre unidades litoestratigráficas mayores (Fig.1), y (b) superficies de paleokarstificación incipientes dentro de series evaporíticas asociadas a interrupciones poco importantes o diastemas sedimentarios (Fig.2).

Los paleokarsts que marcan o definen rupturas sedimentarias importantes se localizan entre las Unidades Inferior e Intermedia del Mioceno (Aragoniense medio) (Fig.1), hacia techo de la Unidad Intermedia (Aragoniense sup.-Vallesiense) y separando las Unidades Intermedia y Superior del Mioceno (Vallesiense). Este último paleokarst ha sido estudiado en detalle por Cañaveras (1994) y Cañaveras et al., (1996) y, consecuentemente, no se tratará en el presente trabajo.

Por otro lado, las superficies de paleokarstificación incipientes relacionadas

con diastemas sedimentarios se pueden observar en asociaciones de facies que marcan la transición desde llanuras lutíticas alimentadas por sistemas aluviales de gran desarrollo a ambientes de lago salino yesífero (Fig.2-A), y en asociaciones de lago salino yesífero con episodios definidos de exposición subaérea (Fig.2-B). Ambos tipos de asociaciones de facies, que suelen tener un carácter secuencial positivo, se hallan, sobre todo, en los términos superiores de la Unidad Inferior del Mioceno (Aragoniense inferior-Aragoniense medio bajo) y, menos frecuentemente, en la Unidad Intermedia del Mioceno (Aragoniense medio-Vallesiense).

Los afloramientos de las dos tipologías de paleokarst son comunes en la zona oriental de la Cuenca de Madrid, a lo largo de los valles de los Ríos Tajuña y Tajo, así como de sus afluentes. Así pues, este estudio se focalizará en dicha zona de la cuenca.

Características generales de los paleokarsts en yesos

Paleokarsts asociados a rupturas sedimentarias importantes: El paleokarst que separa la Unidad Inferior de la Unidad Intermedia posee una extensión areal de, al menos, 150 km², afectando esencialmente a facies sindeposicionales lacustres de yeso lenticular unimodal y bimodal (Rodríguez-Aranda et al., 1992) y facies palustres de yeso anedral con rasgos de disolución/reprecipitación. Estos

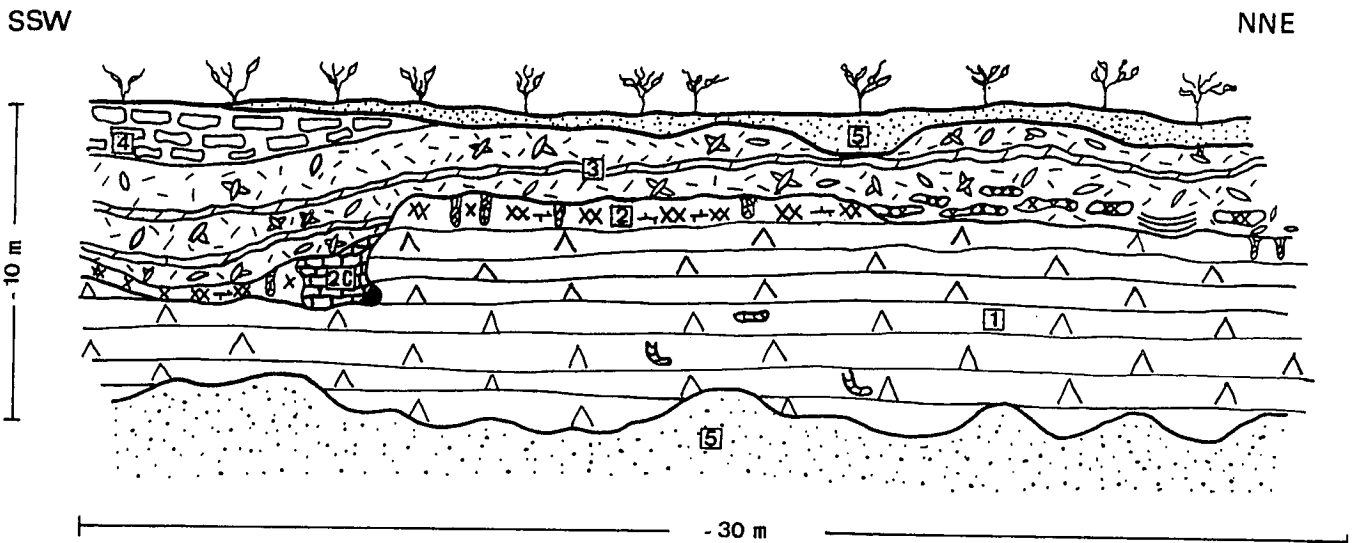


Fig. 1.- Esquema de afloramiento del paleokarst que separa las Unidades Inferior e Intermedia del Mioceno en los alrededores de Pezuela de la Torres. (1) Yesos lenticulares bioturbados color crema; (2) facies yesíferas afectadas por procesos paleokársticos; (2c) colapso relleno de brechas de yeso carbonatadas; (3) lutitas con yesos intrasedimentarios y niveles de dolomicritas; (4) calizas oquerosas; (5) coluviones y suelo actual.

Fig. 1.- Outcrop scheme of the paleokarst limiting the Miocene Lower and Intermediate Units. (1) Bioturbated lenticular gypsum; (2) gypsum showing paleokarstic processes; (2c) collapse structure filled by carbonate (after gypsum) breccias; (3) mudstone with intrasedimentary gypsum and dolostone levels; (4) limestone; (5) Quaternary sediments.

sedimentos yesíferos tienen un característico color crema en afloramiento.

Por otro lado, en los materiales yesíferos postdeposicionales, procedentes de reemplazamiento de sales solubles, que afloran en las zonas centrales de la Cuenca de Madrid, también se observan procesos de karstificación separando las Unidades Inferior e Intermedia (Calvo et al., 1984), pero el estudio de esta karstificación presenta una problemática muy particular que no entra dentro de los objetivos de este trabajo.

En tercer lugar, el paleokarst que se encuentra incluido en los términos superiores de la Unidad Intermedia tiene características similares al primer caso, aunque su extensión areal es reducida, del orden de 25 km², representando un fenómeno muy local.

Los paleokarsts poseen un desarrollo vertical comprendido generalmente entre 1 y 2,5 m y se hallan fosilizados por lutitas con cristales y rosetas intrasedimentarios de yeso que pueden intercalar niveles carbonáticos de espesor decimétrico (Fig.1).

La karstificación usualmente se manifiesta por superficies de disolución irregulares en las que se pueden distinguir pequeñas dolinas, generalmente de 1 a 10 m de anchura, y posibles acanaladuras de anchura decimétrica a métrica. En otras ocasiones, se observan redes de tubos y grietas rellenas por lutitas, donde se pueden aislar bloques de yeso. Esporádica-

mente, existen cavernas de orden métrico, también con relleno lutítico. Las estructuras de colapso no son frecuentes, pero, cuando se observan, se componen de clastos de yeso lenticular que, a veces, están reemplazados por carbonato. Los colapsos tienen anchuras de hasta 2 m y pueden llegar a profundidades de 2-2,5 m. Las facies carbonáticas de reemplazamiento de yeso son relativamente comunes, aunque su importancia cuantitativa es muy variable.

Los niveles de yeso más superiores afectados por la karstificación muestran comúnmente bioturbación por sistemas de raíces de vegetación arbustiva (Rodríguez-Aranda, 1992; Rodríguez-Aranda y Calvo, en prensa) y, asimismo, presentan colores amarillentos y ocres debidos a impregnaciones por óxidos de hierro.

Únicamente se ha observado una tipología de espeleotema s.s. de yeso, que consiste en tubos verticales de raíces agrandados por disolución y tapizados por cortezas de yeso fibroso que, a su vez, engloban cementos en mosaico de yeso macrocristalino.

B) Superficies de paleokarstificación incipientes en diastemas sedimentarios: Esta tipología se puede caracterizar como superficies de disolución, desarrolladas sobre facies sindeposicionales lacustres de yeso lenticular unimodal y bimodal, que profundizan sólo unos pocos decímetros en el sedimento. Se hallan dentro de

series evaporíticas en relación con los contactos entre niveles de yeso color crema y niveles lutíticos rojizos o verdosos que se superponen a ellos (Fig.2). Los contactos muestran estructuras de sección canaliforme rellenas de material lutítico de hasta 4 m de anchura y 1 m de espesor aunque, normalmente, la anchura es menor de 1 m y el espesor no sobrepasa unos pocos decímetros. En otras ocasiones, se aprecian sobre el yeso niveles irregulares compuestos por carbonatos oquerosos de color crema o rosáceo y espesor de hasta 1,5 m (Fig.2-A). La porosidad puede estar cementada por mosaicos de yeso macrocristalino. Estos carbonatos se interpretan como procedentes de reemplazamiento de yeso y desarrollo de calcretas (Rodríguez-Aranda, 1995).

En cualquier caso, la paleokarstificación afecta a trazas fósiles de raíces de vegetación arbustiva que se habían desarrollado previamente en episodios de desecación del lago. A este respecto, cabe señalar la existencia de facies de yeso anedral palustre con rasgos de disolución/reprecipitación en el sustrato yesífero, el cual puede presentar procesos de brechificación notables (Fig.2-B).

Implicaciones sedimentarias

A) Paleokarst asociado a la ruptura entre las Unidades Inferior e Intermedia (zona oriental de la Cuenca de Madrid): Este paleokarst representa una interrupción

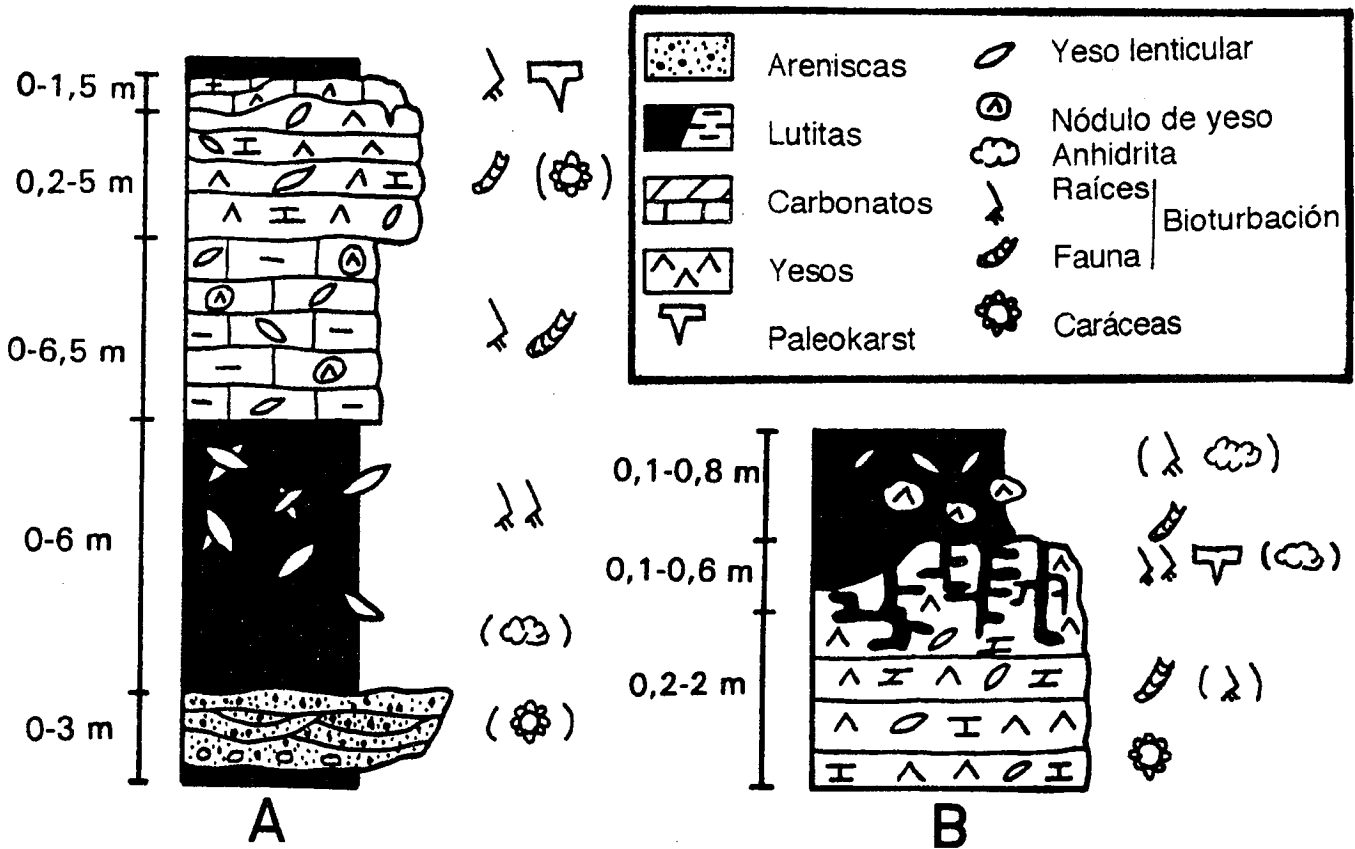


Fig. 2.- Asociaciones de facies que muestran superficies de paleokarstificación incipientes relacionadas con diastemas sedimentarios.

Fig. 2.- Facies associations showing incipient paleokarsts at the top of sedimentary sequences.

importante en la sedimentación miocena, reflejando una transición brusca desde un ambiente lacustre salino a un ambiente de llanura lutítica alimentada por abanicos aluviales procedentes del Sistema Central. El ambiente lacustre salino sufrió una desecación generalizada y la superficie de los sedimentos quedó expuesta a la acción de aguas meteóricas diluidas y a colonización vegetal halófila. La desecación se relaciona con una evolución climática hacia climas más secos y cálidos (Calvo *et al.*, 1993), la colmatación de los sistemas lacustres y el inicio de la fase tectónica Guadarrama de levantamiento del Sistema Central (De Vicente *et al.*, 1996); esta fase ocasionaría una retracción inicial de los abanicos que se nutrían en dicho borde, según el modelo de Heward (1978), y disminuiría el aporte de agua a la cuenca.

Tras el levantamiento del Sistema Central, se produjo una progradación generalizada de los abanicos aluviales y el paleokarst quedó fosilizado por los sedimentos finos de llanura lutítica. La discontinuidad en la sedimentación de estos materiales finos se manifiesta en la exis-

tencia de rosetas intrasedimentarias de yeso y en la intercalación de sedimentos carbonáticos, estromatolíticos o de charca, cuyo desarrollo estaba controlado en ocasiones por la paleomorfología del paleokarst (Fig. 1).

De este modo, el paleokarst se puede clasificar según Wright (1982) como un *karst descubierto enterrado*. Por otro lado y hasta el momento, no se dispone de datos suficientes para determinar un posible carácter singenético de la karstificación, dado que ésta se produjo rápido tras la sedimentación del yeso; sin embargo, el contorno neto de algunas estructuras de disolución indican que el substrato yesífero se encontraba bien litificado, al menos en algunas partes del perfil.

El escaso desarrollo vertical del paleokarst, usualmente menor de 2 m, puede deberse a la conjunción de varios factores: (1) tiempo de karstificación relativamente pequeño (¿decenas de miles de años?); (2) imperancia de un clima semiárido durante la interrupción sedimentaria (Calvo *et al.*, 1993) que aportara poca cantidad de agua; (3) existencia de una paleomorfología plana de colmatación de

un lago, lo cual dificultaría los procesos de escorrentía que favorecen los procesos exokársticos; (4) posición elevada del nivel freático, característica de los ambientes endorreicos, con lo cual la zona vadosa de karstificación más efectiva sería estrecha; y (5) posible colapso de estructuras mayores, debido a la poca estabilidad de la roca caja yesífera. De estos factores, probablemente, los más significativos son los señalados como 2 y 3.

Por su parte, el predominio de formas exokársticas frente a las endokársticas estaría relacionado con la posición elevada del nivel freático y el colapso de estructuras internas. Además, el flujo difuso y relativamente poco jerarquizado de los karsts en yesos (Ford y Williams, 1989) no favorece la formación de estructuras definidas de tipo caverna o conducto, pero sí el desarrollo de redes freáticas laberínticas, que son frecuentes en el paleokarst descrito.

B) Superficies de paleokarstificación incipientes en diastemas sedimentarios: Esta tipología de paleokarst se corresponde con episodios de desecación e interrup-

ción sedimentaria dentro de un ambiente de lago salino yesífero orlado por llanuras lutíticas. En los episodios de interrupción sedimentaria, los yesos sufrirían colonización vegetal vadosa y se verían sometidos a la acción de aguas meteóricas diluidas. Así, las facies yesíferas sindeposicionales se transforman frecuentemente en facies diagenéticas tempranas de yeso anhedral debido al efecto de procesos de disolución/reprecipitación y a la existencia de anhidritizaciones inducidas por la acción de los vegetales (Gunatilaka, 1990; Rodríguez-Aranda y Calvo, en prensa). En otras ocasiones, la dilución relativa del ambiente favorece los procesos de carbonatación de las facies yesíferas, más abundantes cuando la karstificación está fosilizada por facies de llanura lutítica aluvial (Fig.2-A), que implican una mayor dilución del medio, observándose, además, desarrollo de calcretas sobre los yesos. Las carbonataciones se asocian fundamentalmente con la acción de aguas meteóricas bicarbonatadas y la vegetación que colonizaba el substrato.

El significado de las facies lutíticas que fosilizan los paleokarsts depende de la asociación de facies considerada. Así, en la figura 2-A representan sedimentos distales de abanico aluvial y en la figura 2-B los depósitos característicos de los momentos de dilución del nuevo lago salino que se instala en la zona. De este modo, las superficies de disolución en los yesos con sección canaliforme podrían

corresponderse, más que con paleodolinas, con acanaladuras de flujo horizontal de agua que alimentarían el nuevo lago o la llanura lutítica. De cualquier forma, cuando no se observa colonización vegetal ni anhidritizaciones claras, no se puede descartar el efecto de una disolución subacuática del yeso en los episodios de dilución lacustre.

Dentro de las series sedimentarias evaporíticas se han reconocido hasta nueve ciclos (desarrollo de lago yesífero/microkarstificación) apilados en la vertical, lo cual sugiere la existencia de mecanismos tectónicos y/o climáticos efectivos para generar los episodios de desecación lacustre y para que se conserve el registro de exposición subaérea.

Conclusiones

La dificultad de conservación y observación de paleokarsts en yesos ha motivado que su estudio sea muy restringido. Sin embargo, el análisis detallado de los paleokarsts desarrollados en series yesíferas se revela como un instrumento importante en el análisis paleoambiental y de evolución de cuencas evaporíticas, tal y como se puede apreciar en los ejemplos expuestos de la Cuenca de Madrid.

Referencias

Calvo, J.P. *et al.*, (1984): *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 2, 145-176.

- Calvo, J.P. *et al.*, (1989): *Acta Geol. Hispánica*, 24, 281-298.
 Calvo, J.P. *et al.*, (1993): *Rev. Soc. Geol. España*, 6, 29-40.
 Cañaveras, J.C. (1994): *Tesis Doctoral*. U.C.M., 433 p.
 Cañaveras, J.C. *et al.*, (1996): En: *Tertiary Basins of Spain*. Cambridge Univ. Press, 278-284.
 De Vicente, G. *et al.*, (1996): En: *Tertiary Basins of Spain*. Cambridge Univ. Press, 263-267.
 Ford, D.C. y Williams, P.W. (1989): *Karst Geomorphology and Hydrology*. Unwin Hyman, 601 p.
 Gunatilaka, A. (1990): *Sediment. Geol.*, 69, 95-116.
 Heward, A.P. (1978): En: *Fluvial Sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5, 669-702.
 James, N.P. y Choquette, P.W. (1988): *Diagenesis-9*. Geoscience Canada Reprint Series, 4, 35-73.
 Klimchouk, A. (1986): *C.A.I. Colec. Le Grotte d'Italia*, 51-71.
 Rodríguez-Aranda, J.P. (1992): *Geogaceta*, 12, 113-115.
 Rodríguez-Aranda, J.P. (1995): *Tesis Doctoral*. U.C.M., 474 p.
 Rodríguez-Aranda, J.P. *et al.* (1992): 3º *Congr. Geol. España*, Actas 1, 196-200.
 Rodríguez-Aranda, J.P. y Calvo, J.P. (en prensa): *Pal. Pal. Pal.*
 Rossi, C. (1993): *Tesis Doctoral*. U.C.M., 324 p.
 Wright, V.P. (1982): *Jour. Sed. Petrol.*, 52, 83-94.