

## PERFILES PALEOKARSTICOS EN EL TECHO DE LA UNIDAD INTERMEDIA DEL MIOCENO DE LA CUENCA DE MADRID

J. C. Cañaveras\*, S. Sánchez-Moral\*\*, S. Ordóñez\* y J. P. Calvo\*\*\*

### RESUMEN

En el techo de la Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid se ha desarrollado un paleokarst temprano, somero y de forma tabular que muestra un marcado control litológico y del dispositivo de facies deposicionales en su génesis. Integrando criterios geomorfológicos, petrográficos y geoquímicos se ha establecido una zonación hidrogeológica en los perfiles paleokársticos estudiados, diferenciándose: (i) una zona vadosa caracterizada por la existencia de cavidades alargadas en la vertical tapizadas discontinuamente por espeleotemas y otros cementos vadosos; (ii) una franja de oscilación del nivel freático de unos 3-7 metros de espesor, caracterizado por el desarrollo extensivo de cuerpos brechoides estratiformes, la yuxtaposición de cementos vadosos y freáticos y los contenidos más bajos en Fe y Mn en el material encajante, y (iii) una zona freática caracterizada por un aumento en los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y el predominio de la cementación freática. La correlación de los perfiles paleokársticos revela una paleogeografía para el techo de la Unidad Intermedia con un paisaje topográficamente descendente de norte a sur en la cuenca para el Vallesense.

**Palabras clave:** *Paleokarst, diagénesis meteórica, Mioceno, Cuenca de Madrid.*

### ABSTRACT

An intra-Vallesian (Upper Miocene) paleokarst developed at the top of the Intermediate Miocene Unit in the continental Madrid basin is recognized. This paleokarst is a early shallow, tabular-shaped karst that shows a marked control by the depositional facies pattern and lithologies. By integrating morphological, petrological and geochemical data, three hydrogeological or environmental zones have been established throughout the paleokarstic profiles: (i) a vadose zone, characterized by vertically elongated caves and discontinuous speleothems and vadose cements (ii) a 3-7 m thick water table fringe, characterized by the wide development of stratiform breccia bodies, the superimposition of both vadose and phreatic features, and the lowest Fe and Mn contents in host-rock carbonates; and (iii) a phreatic zone characterized by an increase of  $\delta^{13}\text{C}$  values and the predominance of phreatic cementation. The paleogeographic reconstruction for the intra-Vallesian paleokarst using paleokarstic profiles reveals relative topographic highs to the north and topographic lows to the south drawing the paleokarst landscape.

**Keywords:** *Paleokarst, meteoric diagenesis, Miocene, Madrid Basin.*

### Introducción

La identificación de paleoniveles freáticos y el establecimiento de zonaciones hidrogeológicas o ambientales (p. ej., vadoso, freático), tiene un valor

importante en la reconstrucción paleoambiental y paleogeográfica de superficies de exposición subaérea, así como en la evolución deposicional y diagenética a escala regional. La aplicabilidad del concepto de nivel freático a sistemas kársticos activos

\* Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Facultad de Ciencias. Universidad de Alicante. Campus San Vicente del Raspeig, 03690 Alicante.

\*\* Departamento de Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid.

\*\*\* Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias Geológicas. UCM. 28040 Madrid.

es problemática, dada la complejidad de los sistemas de flujo hidrodinámico (Jennings, 1985), pero en sistemas paleokársticos la diferenciación entre ambientes vadoso y freático a escala regional, ofrece una información relevante sobre la evolución geomorfológica del sistema y hace esencial el uso de dicho concepto.

La posición del nivel freático en el registro geológico se ha inferido mediante criterios petrográficos y/o geoquímicos en muy diversos contextos, en sistemas donde los caracteres kársticos son escasos o están ausentes (Land, 1970; Pingitore, 1976; Meyers, 1978; Halley y Harris, 1979; Allan y Matthews, 1982; Given y Lohmann, 1986; Strasser y Davaud, 1986; Budd, 1988; Saller y Moore, 1989; Budd y Vacher, 1991; McClain *et al.*, 1992; Holail, 1992); y mediante criterios geomorfológicos combinados con éstos en terrenos kársticos (Wright, 1982; Craig, 1988; Palmer, 1989). Todos estos estudios muestran la complejidad de las superficies de exposición subaérea y el carácter dinámico de las zonas o ambientes hidrogeológicos que se establecen. Asimismo se concluye la frecuente necesidad de emplear la combinación de diferentes tipos de criterios diagnósticos para establecer las mencionadas zonaciones.

En el presente trabajo se integran datos geológicos, geomorfológicos, petrológicos y geoquímicos extraídos del estudio de diversas series de carbonatos y evaporitas continentales (Mioceno superior, Cuenca de Madrid) afectados por una karstificación temprana, con el objeto de establecer una reconstrucción paleogeográfica de la cuenca durante el Vallesense.

### Encuadre geológico

La Cuenca de Madrid es una cuenca intracratónica generada por la orogenia alpina, que contiene un registro muy completo de depósitos neógenos, con un notable desarrollo de complejos lacustres y aluviales (fig. 1a). La estratigrafía general del Neógeno de la Cuenca de Madrid consta de tres unidades litoestratigráficas mayores para el Mioceno, que, de base a techo, son (fig. 1b): Unidad Inferior, Unidad Intermedia y Unidad Superior (Alberdi *et al.*, 1983; Hoyos *et al.*, 1985). Las unidades Inferior e Intermedia presentan una disposición de facies en orlas concéntricas de carácter endorreico, con sedimentos lacustres más o menos salinos en el centro que gradan lateralmente a depósitos aluviales progresivamente más gruesos hacia las márgenes de la cuenca (Alonso-Zarza *et al.*, 1986). La Unidad Superior, compuesta de un tramo basal siliciclástico de origen fluvial y un tramo superior carbonático fluvio-lacustre, supone un reajuste de los sistemas deposi-

cionales de la cuenca, con un paso de condiciones netamente endorreicas a más exorreicas (Martín Escorza, 1976; Calvo *et al.*, 1990). Separando las unidades Intermedia y Superior, se ha reconocido un paleokarst intra-Vallesense con abundante registro de rasgos exokársticos y endokársticos (Calvo *et al.*, 1980; Ordóñez *et al.*, 1985; Cañaveras, 1994; Cañaveras *et al.*, 1996a).

### Metodología

La caracterización y contextualización de los caracteres paleokársticos y de los distintos grupos de materiales o litofacies que componen y/o se asocian al techo de la Unidad Intermedia, se ha realizado mediante un exhaustivo estudio de más de una veintena de secciones y/o columnas litoestratigráficas, donde se realizaron los muestreos. Para el análisis petrográfico se estudiaron cientos de láminas delgadas mediante técnicas de microscopía óptica convencional (microscopio petrográfico y lupa binocular) y de catodoluminiscencia. Asimismo se estudiaron muestras seleccionadas mediante microscopía electrónica de barrido (microscopios Philips XL-20 y Jeol-6400). Los análisis mineralógicos se han realizado en un difractor de R-X Philips PW-1710. Para el cálculo del porcentaje molar  $MgCO_3$  de las distintas fases carbonáticas se ha seguido el método de Goldsmith y Graf (1958). Los análisis de geoquímica elemental y trazas se han realizado específicamente en los materiales carbonáticos y han sido efectuados mediante espectrometría de fluorescencia de rayos-X (espectrómetro Philips 1410/20). Se han analizado los contenidos de Mg, Sr, Fe y Mn de un centenar de muestras, abarcando la casi totalidad de los tipos texturales identificados. Los valores isotópicos de carbono y oxígeno de 41 muestras seleccionadas se determinaron mediante técnicas estándar. Los valores isotópicos se expresan mediante notación delta referida al estándar PDB.

### Características litológicas del techo de la unidad intermedia

Se han distinguido cuatro grupos litológicos o subunidades espacialmente diferenciadas a techo de la Unidad Intermedia (fig. 1c):

— Subunidad Dolomicitica. Formada por la alternancia de dolomicritas, calizas micriticas, margodolomías y arcillas en bancos tabulares de espesor decimétrico. Se reconocen abundantes moldes y pseudomorfos de yesos lenticulares, huellas de raíces, cristales de yeso intrasedimentario y marmorizaciones. El contenido molar  $MgCO_3$  de las dolomías varía del 46 al 49%, mientras que el de la fracción calcítica, al igual que en los términos calcáreos de las siguientes subunidades, no supera el 3%.

— Subunidad Evaporítica. Formada por bancos masivos de orden decimétrico a métrico de yesos de tonos crema con textura meso-macrolenticular, abundantes huellas de bioturbación y con silicificaciones dispersas.

— Subunidad Micritica. Formada por calizas tipo *wackestones-packstones* intraclásticos y/o

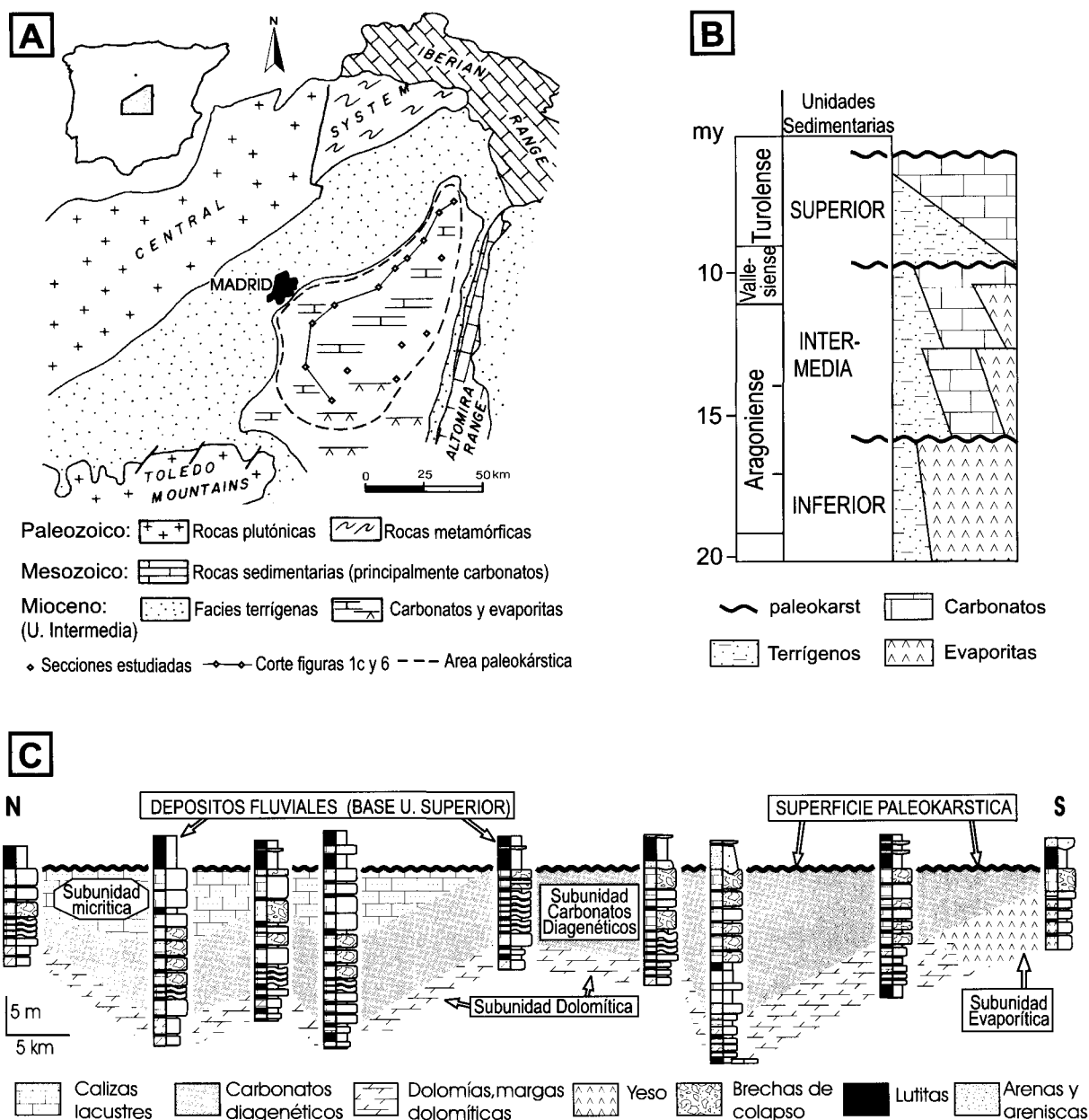


Fig. 1.—Encuadre geológico y litoestratigráfico de la Cuenca de Madrid. A) Distribución de facies sedimentarias para el techo de la Unidad Intermedia con indicación de la extensión de la paleokarstificación intra-Vallesiense. B) Cuadro litoestratigráfico del Mioceno de la Cuenca de Madrid. C) Esquema de la distribución de las subunidades definidas para el techo de la Unidad Intermedia en un corte N-S.

peloidales y *mudstones* más o menos fosilíferos, dispuestos en bancos tabulares de orden decimétrico a métrico.

— Subunidad de Carbonatos Diagenéticos. Consistente en calizas con fábricas micro a macrocristalinas en las que raramente se preservan texturas deposicionales o primarias. Estos carbonatos se dis-

ponen en bancos tabulares con superficies más o menos onduladas de orden decimétrico (0,2-0,9 m de potencia), con base y techo irregulares o en cuerpos brechoides heterométricos generalmente clastosostenidos. En conjunto componen un litosoma de gran extensión lateral y un espesor medio de unos 8-9 m. Estos materiales se caracterizan por una

amplia complejidad textural, diferenciándose distintas fábricas diagenéticas, a menudo interrelacionadas espacialmente, tanto a escala de afloramiento como a escala microscópica (Cañaveras *et al.*, 1997). Estas fábricas diagenéticas complejas (calizas fibrosas, suturadas, rómbicas, etc.) son el resultado de procesos de diagénesis meteórica superficial (dedolomitización, calcitización de yesos) (Cañaveras *et al.*, 1996b; 1997).

### Rasgos paleokársticos

#### *Exokarst*

El contacto entre las unidades Intermedia y Superior del Mioceno de la Cuenca de Madrid se caracteriza por una marcada irregularidad y constituye una superficie paleokárstica con relieves máximos locales de unos 15 m. A escala de afloramiento se reconocen paleodepresiones (paleodolinas y paleovalles) y paleorrelieves positivos de magnitudes y morfologías variables, con unas dimensiones de orden métrico a decamétrico; si bien, hay que tener en cuenta que en los afloramientos sólo quedan representadas secciones más o menos aleatorias de estas morfologías, con lo cual no se pueden calibrar con exactitud sus dimensiones.

Los depósitos exokársticos se localizan preferentemente rellenando paleodepresiones. En la figura 2 se muestra un fotosquema de una de las secciones estudiadas, con un amplio desarrollo de formas y rellenos exokársticos:

— Material brechoide calcáreo (Unidad Intermedia): generalmente clasto-sostenido, con clastos muy heterométricos (de pocos centímetros a fragmentos de estratos de orden métrico) y matriz margo-arcillosa y/o arenosa. Las morfologías de estos cuerpos brechoides son de bolsada (relleno de dolina) o tabular (desde regolitos incipientes a «mantos de brechas» bien desarrollados). Ocasionalmente estos depósitos presentan una imbricación de los cantos, indicando paleopendientes.

— Material carbonático bioclástico y/o oncolítico (Unidad Superior): en cuerpos canalizados de espesor métrico, que lateralmente pasan a cuerpos arenosos arcósicos. Este tipo de materiales es escaso y se encuentra localizado exclusivamente en secciones septentrionales.

— Material siliciclástico (Unidad Superior): consistente en arenas, areniscas y en menor medida conglomerados, de tonalidades blanco verdosas y con abundante cemento carbonático; y/o lutitas y lutitas arenosas de tonos pardo rojizos, con intercalaciones de areniscas, conglomerados y niveles carbonáticos oncolíticos, tobáceos y edáficos. Cuando

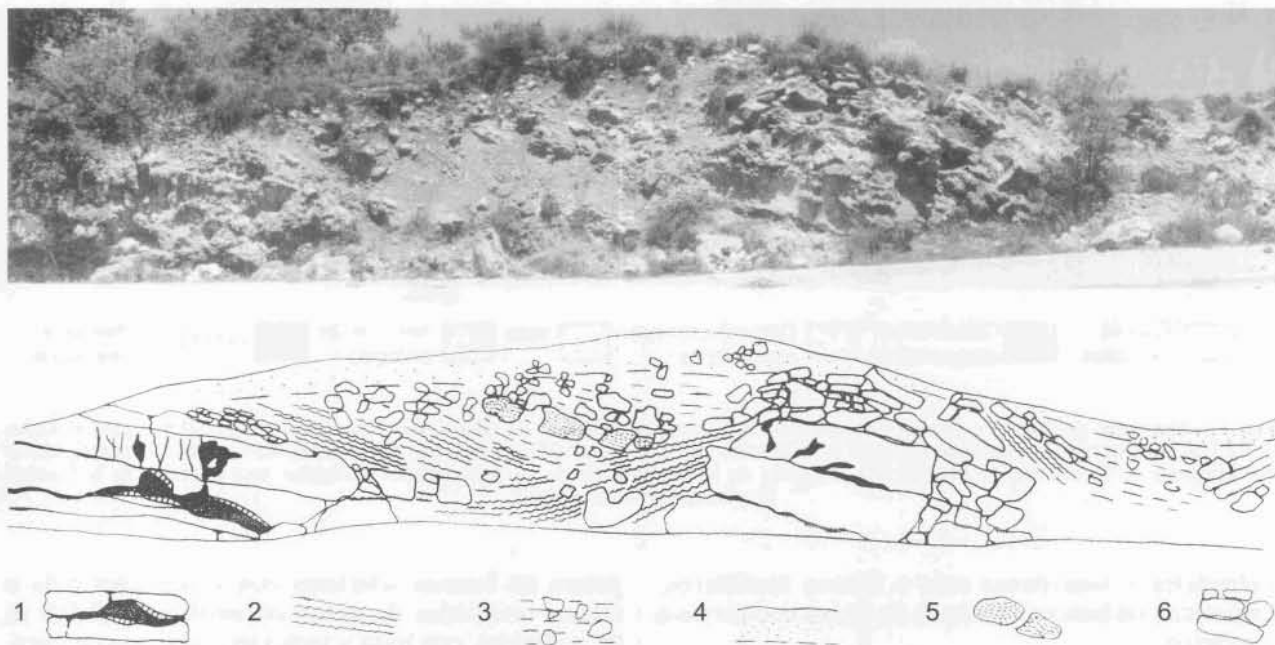


Fig. 2.—Sección de Padilla de Hita (Guadalajara). Esquema morfo-sedimentario del afloramiento del trazado antiguo de la carretera C-101. 1: cavidades con rellenos lutíticos y espeleotemas fibrosos; 2: sedimento lutítico con nodulizaciones; 3: lutitas masivas y cantos calcáreos dispersos; 4: suelo actual; 5: fragmentos de carbonatos laminados de textura aterronada (sedimentos paleokársticos reelaborados de fondo de dolina y/o paleosuelos); 6: calizas micríticas (cuerpos tabulares y brechoides).

existen niveles bien definidos (canales de areniscas y/o conglomerados, paleosuelos), éstos suelen presentar una estratificación horizontal que mantiene una relación de *onlap* con los materiales karstificados de la Unidad Intermedia.

### *Endokarst*

Las morfologías y dimensiones originales de las cavidades raramente se preservan en los paleokarsts en general, y en el paleokarst objeto de estudio en particular, por lo que sus características deben inferirse por la naturaleza y geometría de los rellenos, así como por la calibración de las estructuras asociadas (colapsos, por ejemplo).

En los niveles basales de la subunidad micrítica y en el conjunto de la Subunidad de carbonatos diagenéticos se reconoce un entramado de cavidades alargadas a favor de planos de estratificación que presentan un desarrollo vertical de orden decimétrico y un desarrollo lateral de orden métrico a decamétrico. Este entramado se encuentra conectado con conductos de desarrollo vertical de secciones irregulares y dimensiones decimétricas. En las partes centrales y especialmente en las más septentrionales de la zona de estudio, generalmente desarrolladas en materiales de la subunidad micrítica se reconocen pequeñas cavidades y grietas de sección irregular con tendencia a alargarse en la vertical, de dimensiones milimétricas a centimétricas, rellenas por un material complejo (a veces con estructura geopetal).

Los sedimentos endokársticos, que pueden presentarse tanto en posición original como basculados y/o deformados por motivo de colapsos, se dividen en: sedimentos clásticos (calcáreos y siliciclásticos) y sedimentos químicos (espeleotemas).

Los cuerpos de brechas calcáreas, petrológicamente no se diferencian en gran medida de las descritas para el exokarst, si bien, se puede apreciar una mayor heterogeneidad composicional, con mayor proporción de fragmentos de sedimentos internos, tanto químicos como detríticos (aunque desde el punto de vista cuantitativo siguen siendo minoritarios). Se trata, pues, de brechas heterométricas, generalmente clasto-sostenidas dispuestas en cuerpos irregulares con formas más o menos definidas, condicionadas por la superficie y volumen de la cavidad previa, destacando las morfologías tabulares o estratiformes.

Los depósitos clásticos gruesos (areniscas de grano fino-medio, con intercalaciones de lutitas) se presentan en cuerpos alargados (1-5 metros) con espesor variable (20-60 cm). Se puede observar, en algunos afloramientos, la disposición de material fino (lutitas y limos) en el fondo y techo de las cavi-

dades fosilizando la morfología de las mismas, así como la relación localmente erosiva de los cuerpos arenosos asociados. Texturalmente se trata de arcosas y subarcosas con baja variabilidad textural y composicional, y escasa o nula presencia de matriz y cemento calcítico. Estos materiales están espacialmente restringidos a algunas secciones centrales en niveles superiores del perfil, asociados a la subunidad de Carbonatos Diagenéticos. Localmente se reconocen arenas y areniscas de naturaleza calcárea formando parte de la matriz de brechas kársticas o asociados a otros rellenos endokársticos (generalmente lutitas). Forman cuerpos poco potentes (menores de 10 cm), irregulares y discontinuos, de tonos claros y sin estructuración visible. El tamaño de grano es fino a medio y presentan mala selección; los clastos son micro y mesocristales subeuhedrales a anhedrales. Rara vez se encuentran cementados, y cuando lo están el cemento es de naturaleza calcítica y textura sintaxial y poiquilotópica predominantemente.

Los depósitos detríticos finos (lutitas) se reconocen dispuestos en cuerpos irregulares de pequeño tamaño o asociados a brechas, como parte de la matriz. Se distinguen dos tipos de rellenos lutíticos en función de su posición estratigráfica y su color (estando mezcladas en alguna ocasión): Lutitas pardo-rojizas, asociadas a niveles superiores (Subunidad Micrítica) y lutitas pardo-verdosas, en niveles inferiores. Presentan una composición esmectítico-ilítica casi exclusiva, con pequeñas cantidades de filosilicatos fibrosos (sepiolitas y paligorskitas), en una proporción menor al 5%. Localmente se reconocen rellenos endokársticos lutíticos silicificados, formando lentejones de orden decimétrico y tonos marrones-amarillentos.

Los espeleotemas predominantes consisten en cortezas formadas por empalizadas de calcita fibrosa, de espesor muy variable (1-10 cm) (fig. 3a), aunque en cuerpos brechoides se han encontrado fragmentos de más de 15 cm. Parece existir una correlación entre el tamaño y abundancia de estas cortezas con su situación en el marco del aparato kárstico, pudiéndose constatar un aumento en el número y tamaño de las cortezas en los niveles estratigráficamente superiores del perfil, en las zonas de mayor desarrollo kárstico (zonas centro-meridional y occidental). Estas cortezas se disponen tapizando cavidades de modo más o menos continuo, formando depósitos principalmente pavimentarios y parietales, y en menor medida cenitales, o, como fragmentos de brechas endo y exokársticas. Tienen unas tonalidades claras, de blancuzcas a grisáceas. También se han reconocido espeleotemas bandeados tipo «flowstone» en algunas secciones y cementos esparíticos ya sea tapizando grietas y fisuras de sección irregular como tapizando cavidades alargadas (fig. 3b).

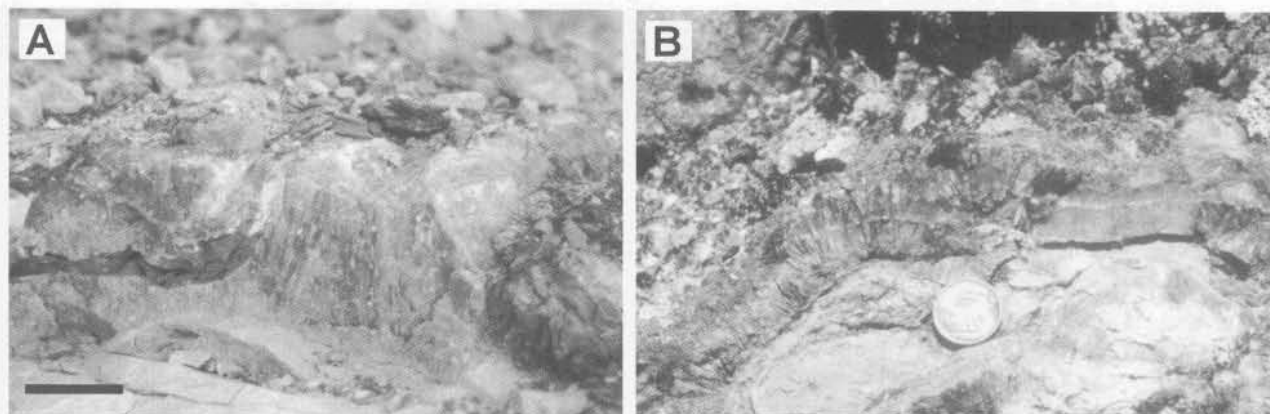


Fig. 3.—*a*) Espeleotema fibroso pavimentario (Sección de Miralrío, Guadalajara; escala: 5 cm); *b*) Empalizada calcítica freática; terminaciones cristalinas en «diente de perro» (Sección de Valdilecha, Madrid).

### Perfiles kársticos

Las zonas con evidencias de paleokarstificación muestran una amplia variedad de rasgos kársticos distribuidos de forma heterogénea que refleja una compleja historia de procesos de disolución, colapso y relleno, tanto químico como clástico (fig. 4). En los perfiles kársticos, como en otros contextos meteóricos, se pueden establecer dos zonas hidrogeológicas (freática y vadosa) separadas por una interfase más o menos móvil (nivel freático).

En los perfiles kársticos se intenta definir la presencia y distribución de los diferentes subambientes kársticos, así como de los propios límites de la karstificación. Las principales características de los perfiles kársticos, aparte de la descripción de los diferentes rasgos, tanto endokársticos como exokársticos, son:

— Situación del límite inferior de la karstificación, es decir, el grado de penetración de la karstificación. Esto nos indica la potencia mínima del perfil kárstico, debido a la más que probable falta de registro de niveles superiores, ya sea por la propia dinámica kárstica, como por fenómenos de erosión/fosilización posterior. Este límite vendrá regido por la ausencia de rasgos kársticos propiamente dichos, así como por la inexistencia de procesos diagenéticos meteóricos asociados.

— Situación del paleonivel freático, o en su defecto, de su zona de influencia, que nos delimita los subambientes vadoso y freático. Esta zona de influencia puede abarcar la zona de fluctuación del nivel freático, la franja de capilaridad y la zona freática somera. La magnitud de esta zona o franja de influencia es el reflejo de la existencia de una o varias fases de karstificación y/o la magnitud de las oscilaciones relativas del nivel freático.

Los caracteres geomorfológicos y petrográficos diagnósticos para situar la posición del nivel freáticos que hemos empleado son (Land 1970; Halley and Harris 1979; Buchbinder and Friedman 1980; Strasser and Davaud; 1986; Budd 1988); la geometría y distribución de las paleocavidades, y la distribución y tipología de los depósitos endo y exokársticos detríticos y químicos (cementos meteóricos y espeleotemas). Atendiendo a estos criterios se han definido 4 tipos de perfiles paleokársticos que representan distintas áreas de la cuenca (figs. 4 y 5).

### Perfil paleokárstico I (fig. 5)

Correspondiente a la zona noreste del área de estudio, este tipo de perfil tiene un desarrollo de 12-20 metros de espesor, estableciéndose una franja de oscilación del nivel freático de 3-5 metros de espesor caracterizada por la abundancia de cuerpos brechoideos tabulares, abundantes espeleotemas (cortezas fibrosas) y yuxtaposición de cementos meteóricos vadosos y freáticos. La zona vadosa se caracteriza por la presencia de pequeñas dolinas y depresiones irregulares rellenas de cuerpos brechoideos superficiales de escaso desarrollo (prácticamente regolitos), brechas calcáreas en bolsadas y rellenos correspondientes a materiales de la Unidad Superior (incluso Pliocenos) consistentes en lutitas y lutitas arenosas con intercalaciones terrígenas y carbonáticas (paleosuelos) o material carbonático bioclástico y oncolíticos.

### Perfil paleokárstico II (fig. 5)

Zona central de la cuenca, con un desarrollo de 10-30 metros de espesor. Como el perfil anterior los

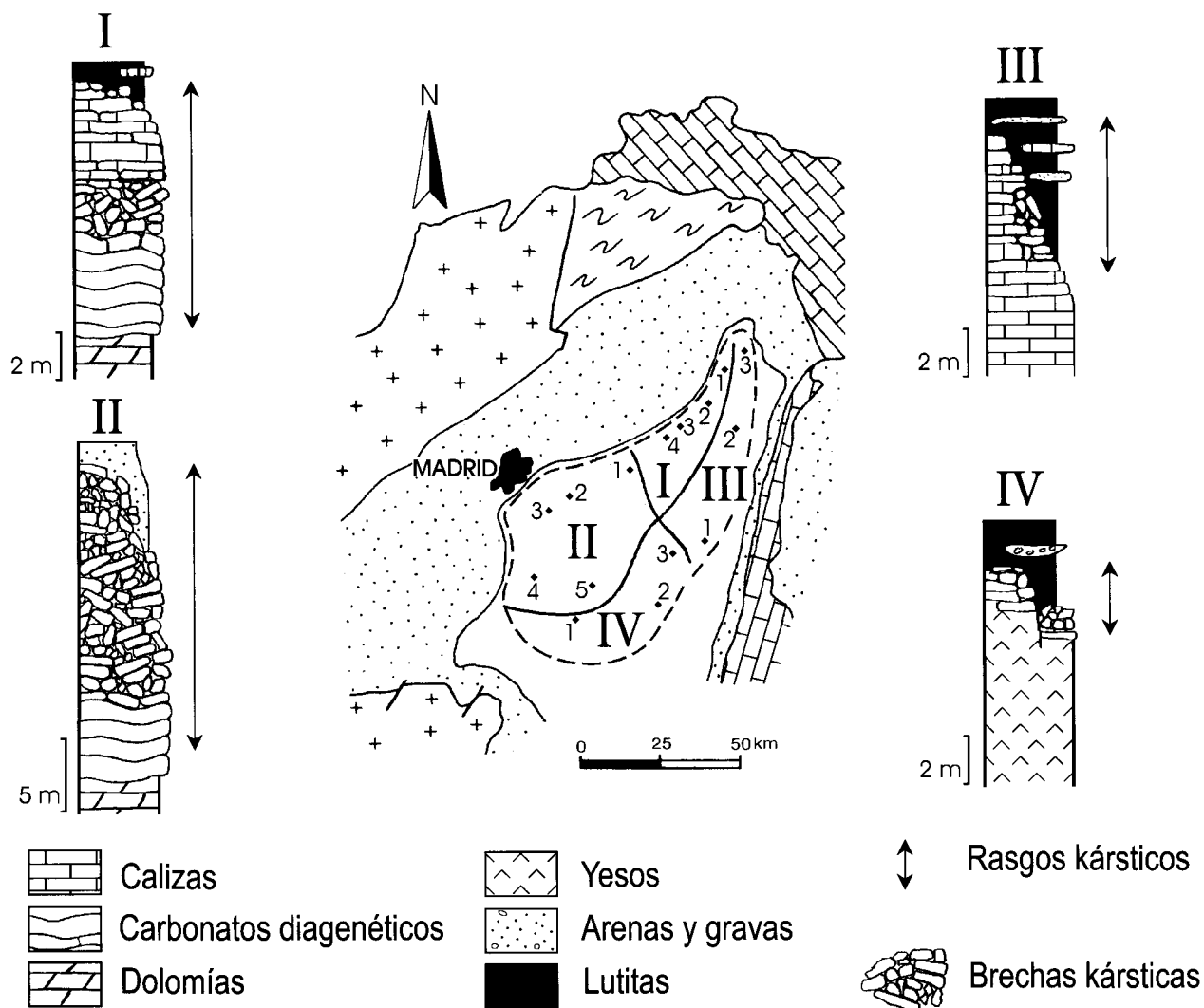


Fig. 4.—Distribución en el área de estudio de los 4 tipos de perfiles paleokársticos definidos en el techo de la Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid (ver texto).

rasgos exokársticos son indicativos de un paleorre-lieve con bajo rango topográfico. Este perfil se caracteriza por el amplio desarrollo de cuerpos brechoides endokársticos, espeleotemas y rellenos siliciclásticos. La complejidad textural y estructural de este perfil no permite fijar una estrecha franja de oscilación del nivel freático.

*Perfil paleokárstico III (fig. 5)*

Sector Este de la cuenca. Este perfil muestra un desarrollo muy variable, con una superficie paleokárstica con un rango topográfico a escala de aflora-

miento amplio, hasta 10-15 metros. Las formas exokársticas que caracterizan la zona vadosa, predominante en este perfil, consisten en amplias depresiones de dimensiones decamétricas, asimilables a grandes dolinas, más o menos complejas, e incluso a paleovalles. Estas morfologías están rellenas de material brechoide calcáreo, y lutitas con intercalaciones de areniscas y niveles carbonatados (paleosuelos, canales de oncolitos), correspondientes a los niveles basales de la Unidad Superior del Mioceno. El desarrollo de cuerpos brechoides calcáreos es relativamente escaso, en comparación con los de otros perfiles donde los rangos topográficos son análogos (Perfil paleokárstico II).

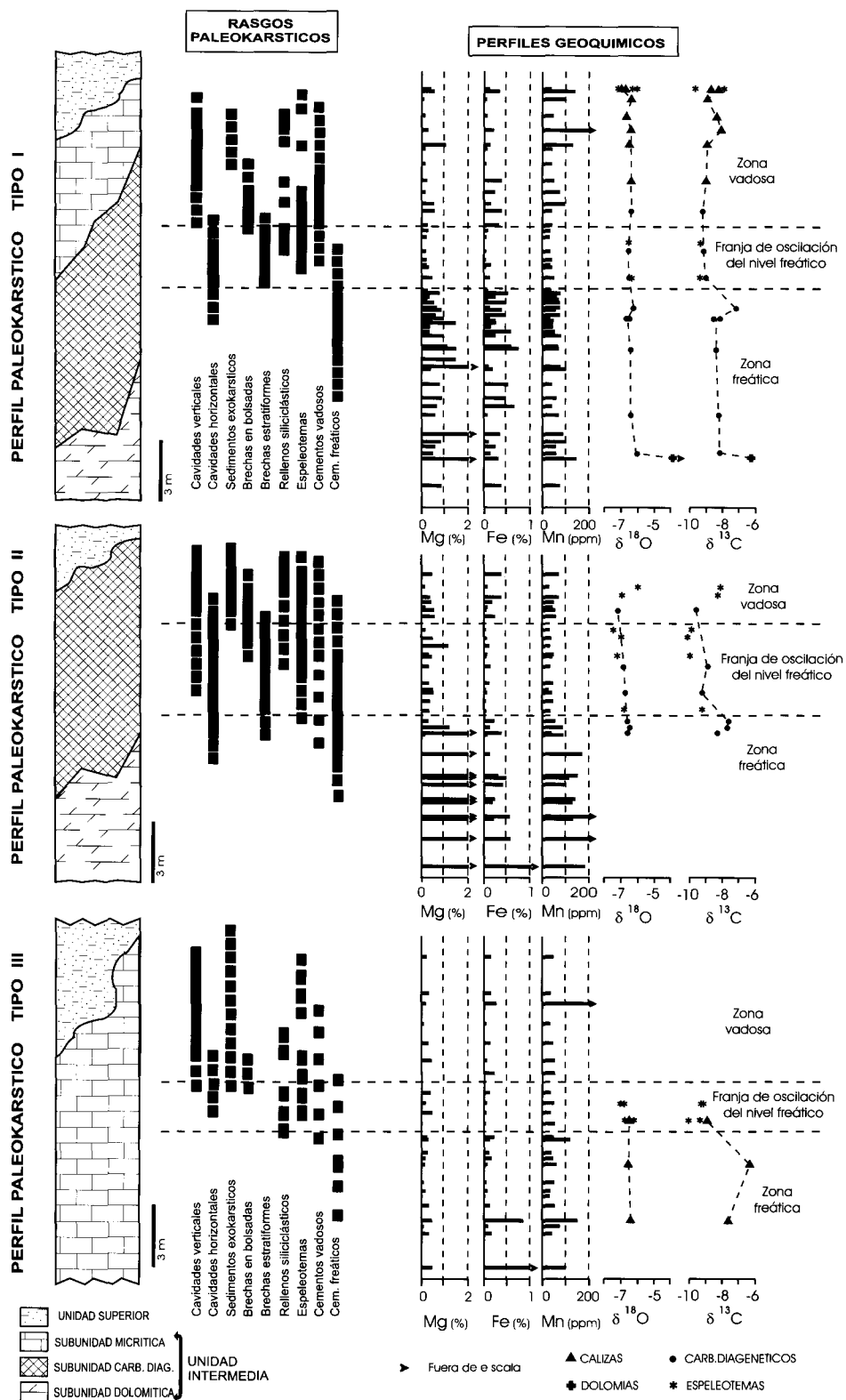


Fig. 5.—Perfiles paleokársticos: distribución de rasgos paleokársticos, y perfiles geoquímicos (ver texto).



### *Perfil paleokárstico IV*

Representativo de la zona sur de la cuenca, este perfil se desarrolla sobre materiales yesíferos (Subunidad Evaporítica). Se caracteriza por la presencia de una zona brechoide estratiforme de poco espesor (5-10 metros) compuesta por fragmentos de espeleotemas y carbonatos diagenéticos y por la existencia de un relieve paleokárstico acusado de marcado control tectónico.

### **Geoquímica**

En el apartado anterior se ha definido una zonación hidrogeológica precisa solamente para los perfiles del tipo I. En los otros perfiles, los caracteres morfológicos, sedimentológicos y petrográficos no permiten una localización definida del paleonivel freático. La caracterización geoquímica (trazas e isótopos estables) de este perfil I, permitirá extrapolar la zonación geoquímica obtenida a los otros perfiles con el objeto de establecer un modelo general de la evolución geoquímica del paleokarst y su distribución paleogeográfica en toda la cuenca.

### *Perfiles geoquímicos*

La zona de oscilación del nivel freático en los perfiles tipo I se caracterizan por los valores más bajos en Mg, Fe y Mn y por la existencia de una inflexión hacia valores isotópicamente más pesados de  $\delta^{13}\text{C}$ , por debajo de la misma, es decir en la zona netamente freática. Esta pauta también se reconoce en los perfiles correspondientes al tipo II (zona central de la cuenca), siendo menos resolutive en los de tipo III (fig. 5). En el perfil IV no se han realizado los perfiles ya que éstos están constituidos mayoritariamente por facies no carbonáticas.

### *Elementos traza*

Los materiales de la subunidad dolomítica presentan mayores contenidos medios en Mg, Fe, Sr y Mn con respecto a los demás grupos litológicos (tanto soportes como espeleotemas o cementos). No obstante, un análisis de la dispersión de los valores de las variables analizadas para cada grupo nos indica que este grupo presenta la mayor dispersión de los valores de las variables. Esto es debido, en gran medida, a que la Subunidad Dolomítica abarca material con diferentes mineralogías, desde dolomita pura a mezclas de dolomita-calcita. Al tratarse total o parcialmente de mineralogías dolomíticas,

estos materiales presentan una buena discriminación con respecto a los demás grupos por sus contenidos en Ca y Mg, ya que como hemos visto, los materiales de las otras subunidades carbonáticas están compuestos, prácticamente de forma exclusiva, por calcita (LMC). Al igual que sucede con el Mg, sus contenidos en Mn son claramente superiores (80-210 ppm) con respecto al resto de materiales. Sin embargo, sus contenidos en Sr (100-1.700 ppm) y Fe (0,1-3 %) se solapan en buen grado con otros tipos de materiales.

Dentro de los soportes correspondientes a subunidades carbonáticas con presencia de rasgos paleokársticos, el rasgo geoquímico más significativo de este grupo es el solapamiento o coincidencia de contenidos y rangos entre sus distintos subgrupos (tipos texturales) y también con los grupos de los espeleotemas/cementos, lo que se traduce en un bajo nivel de discriminación en conjunto. Solo en los perfiles geoquímicos individuales o por tipos, y para determinados elementos (especialmente Fe y Mn), se observan pautas de variación geoquímica que reflejen una zonación hidrogeológica.

El contenido en Fe y Mn de los carbonatos está directamente condicionado por las condiciones redox del sistema (Lohmann, 1988; Barnaby y Rimstidt, 1989; Woo *et al.*, 1993), siendo en estado divalente cuando se produce su incorporación a la red mineral en posiciones estequiométricas sustituyendo al  $\text{Ca}^{2+}$  o al  $\text{Mg}^{2+}$ . En condiciones oxidantes el Fe y el Mn no están disponibles en las aguas diagenéticas, de forma que aun siendo liberados a la solución por procesos de alteración mineral, son rápidamente precipitados y retirados en forma de óxidos e hidróxidos insolubles como cationes al alta valencia. En nuestro caso, los bajos contenidos en Fe y Mn sugieren un sistema diagenético cerrado con respecto a estos elementos, es decir, no había fuentes externas de Mn y Fe y el fluido (aguas meteóricas) era oxidantes, una situación típica de la zona de oscilación del nivel freático, donde comúnmente se alcanzan los valores más bajos en estos elementos (tanto en soporte como en espeleotemas).

### *Isótopos estables*

Los rangos isotópicos obtenidos reflejan una mayor variabilidad de los contenidos en isótopos de carbono que de los de oxígeno, tanto en el conjunto total de muestras como en los distintos grupos considerados. Esta distribución de rangos es típica de procesos de estabilización mineralógica por diagénesis meteórica asociada a superficies de exposición subaérea (Allan y Mathews, 1982), debido a la mayor variedad de fuentes o reservorios de carbono

con respecto a los de oxígeno. En este sentido y como ya se apuntó anteriormente, los valores isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$  de los carbonatos diagenéticos oscilan entre unos rangos ( $-6$  a  $-8\text{‰}$ ) que denotan procesos de estabilización con aguas meteóricas (Hudson, 1977).

Aunque prácticamente no ha quedado registro material de la existencia de una cubierta vegetal (paleosuelo) a techo de la Unidad Intermedia, los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de los materiales estudiados (carbonatos diagenéticos, cementos, espeleotemas) indican la existencia de una fuente de carbono isotópicamente ligero derivado de  $\text{CO}_2$  edáfico. El  $\delta^{13}\text{C}$  de  $\text{CO}_2$  atmosférico es aproximadamente  $-7\text{‰}$  (Keeling, 1961) y el carbonato cálcico precipitado a partir de una solución acuosa en equilibrio con el  $\text{CO}_2$  atmosférico es aproximadamente  $+2\text{‰}$  (Emrich *et al.*, 1970). El intercambio entre el  $\text{CO}_2$  atmosférico y los carbonatos del techo de la Unidad Intermedia, con valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre  $-6$  y  $-10\text{‰}$  (Bellanca *et al.*, 1992; Calvo *et al.*, 1995), durante su exposición subaérea no darían como resultado precipitados con valores de  $\delta^{13}\text{C}$  tan negativos como los obtenidos para los materiales que componen el paleokarst ( $-6,5$  a  $-11\text{‰}$ ) si no hubiera participación de  $\text{CO}_2$  orgánico. Una interpretación alternativa es que las reacciones se produjeran en un ambiente prácticamente cerrado.

El comportamiento de los isótopos de oxígeno es particularmente diagnóstico para el reconocimiento de superficies de exposición subaérea, ya que es el primero en equilibrarse con las aguas diagenéticas (Banner y Hanson, 1990; Woo *et al.*, 1993, entre otros). Sin embargo, esto mismo le resta eficacia para establecer zonaciones dentro del sistema.

La tendencia del  $\delta^{13}\text{C}$  hacia valores más pesados con la profundidad, en especial por debajo del paleonivel freático, coincide con las pautas del modelo

de Allan y Matthews (1982); el escaso valor absoluto de estas variaciones refleja un ambiente vadoso poco desarrollado (y/o poco preservado), así como una escasa influencia de procesos de evaporación.

## Discusión y conclusiones

Mediante la integración de datos geomorfológicos y petrológicos se ha podido establecer una zonación hidrogeológica (ambientes vadoso y freático, y zona de fluctuación del nivel freático) en los perfiles paleokarsticos del tipo I del techo de la Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid (fig. 5). La evolución en la vertical de los contenidos en elementos traza e isótopos estables en estos perfiles corroboran el establecimiento de esta zonación, así como complementan su caracterización. La zona o ambiente vadoso se caracteriza por el desarrollo de rasgos exokársticos: cavidades verticales, cementos y espeleotemas discontinuos. La zona de oscilación del nivel freático se caracteriza por el amplio desarrollo de cuerpos brechoides estratiformes, la yuxtaposición de cementos vadosos y freáticos y los contenidos más bajos en Fe y Mn. La zona freática se caracteriza por la ausencia total de rasgos vadosos y el predominio de fábricas de cementos freáticos.

La paleomorfología superficial (exokárstica) del techo de la Unidad Intermedia, compone un paisaje relativamente peneplanizado, con rangos topográficos locales que no suelen superar la decena de metros (fig. 6). Esta paleotopografía es perfectamente concordante con una escasa penetración de los procesos kársticos y con la evolución de un sistema acuífero regional superficial sobre una serie predominantemente horizontal.

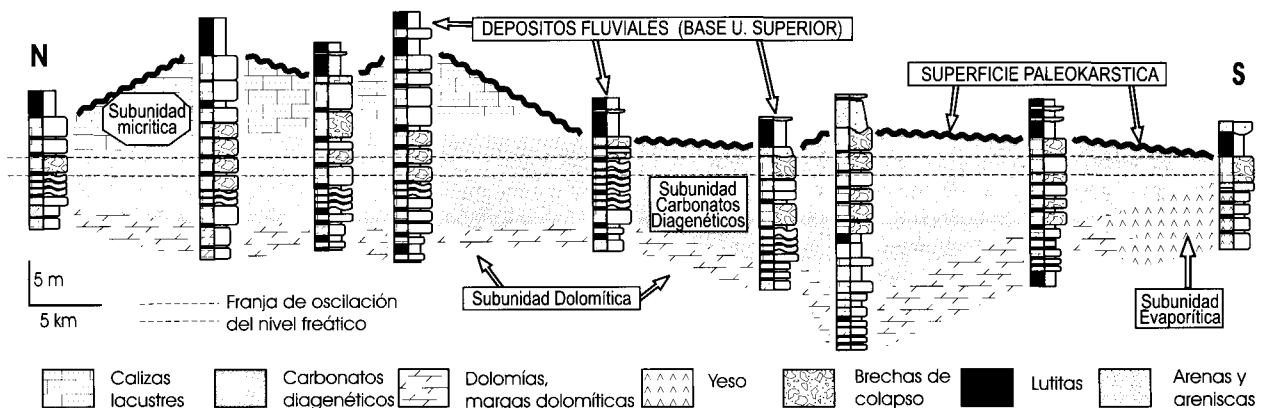


Fig. 6.—Correlación del techo de la unidad Intermedia y de las principales subunidades definidas usando el paleonivel freático como nivel de correlación (ver texto).

Según el análisis e interpretación de los rasgos endokársticos reconocidos se pueden inferir algunas características de la red paleokárstica subterránea (endokarst).

La red kárstica subterránea, al estar controlada por la estratificación y por la horizontalidad de la misma, debió contener trazados sinuosos y curvilíneos (Palmer, 1991), muy remodelados por colapsos. Mientras que la morfología de las cavidades individuales está controlada por la estratificación, su situación con respecto al paleonivel freático y su evolución geomorfológica, el tipo de red y su geometría está controlada por el modo de recarga. De acuerdo con esto, en el paleokarst del techo de la Unidad Intermedia se pueden distinguir dos tipos o estilos de redes kársticas:

— De tipo laberíntico (incluso tipo *spongework*) en la zona W y S, donde predomina la recarga alóctona lateral y la espeleogénesis está controlada por la disolución de evaporitas interestratificadas y subyacentes (karst en yesos).

— De tipo ramificado (*branchwork*) en las zonas septentrionales e interiores del conjunto kárstico, donde el tipo de recarga es autigénico (depresiones kársticas).

Con respecto a la evolución del paleokarst se puede concluir que, posteriormente a la sedimentación de los materiales del techo de la Unidad Intermedia, se pueden distinguir dos grandes etapas sin solución de continuidad en la evolución diagenética de dichos materiales, ambas bajo la influencia o en el seno de un acuífero meteórico superficial saturado. La falta de solución de continuidad mencionada se refiere a que estas fases pueden solaparse, y de hecho lo hacen, espacial y/o temporalmente en el área de estudio. Estas dos etapas son la estabilización u homogeneización mineralógica y geoquímica que acompaña a la litificación de los materiales del techo de la Unidad Intermedia y la karstificación propiamente dicha, es decir, la generación extensiva de cavidades y el depósito de rellenos kársticos (fig. 7).

Desde los primeros estadios de la exposición subaérea del techo de la Unidad Intermedia existe un acuífero meteórico superficial con un nivel freático muy cercano a la superficie (figs. 6 y 7). El acuífero es oxidante (cerrado para el Fe y Mn) y presenta unos flujos relativamente altos (alta relación agua/roca), comportándose todo el conjunto como un sistema diagenéticamente abierto para todos los elementos e isótopos considerados, especialmente en las zonas cercanas al paleonivel freático. La alteración diagenética y la zonación hidrogeológica del paleokarst está muy controlada por la naturaleza composicional del encajante (potencial diagenético), especialmente en materiales dolomíti-

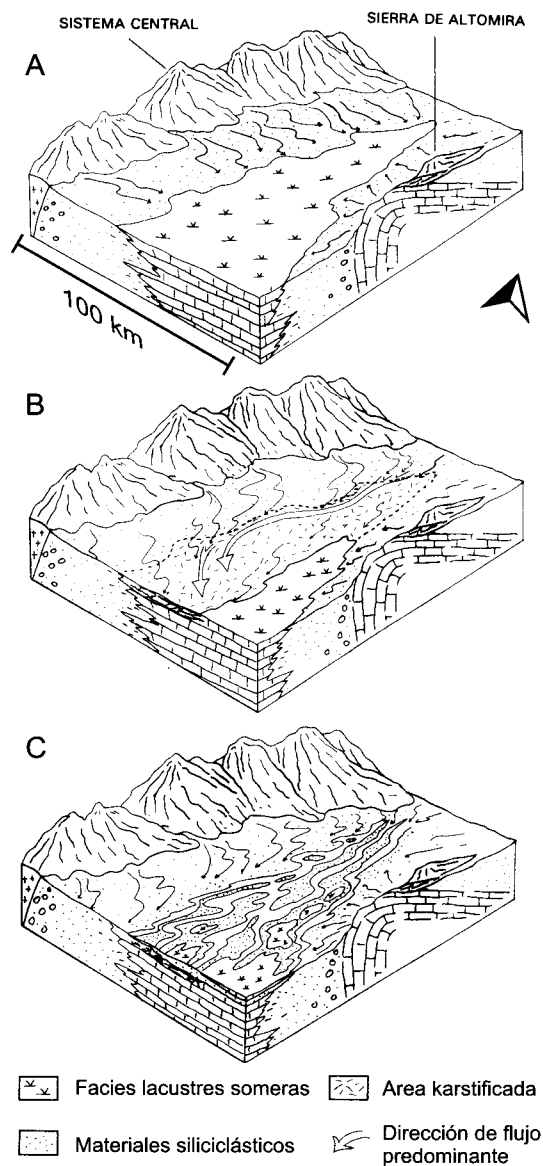


Fig. 7.—Evolución del paleokarst; a) Sedimentación del techo de la Unidad Intermedia. Expansión generalizada de complejos lacustres someros en un contexto netamente endorreico; b) Karstificación. Levantamiento relativo de los materiales del techo de la Unidad Intermedia con respecto al nivel de base de la cuenca. Inicio del cambio del régimen de la cuenca hacia condiciones exorreicas: primeros estadios de la instalación de una red fluvial de direcciones norteadas que atraviesan toda la cuenca. Generación de un suave paleorrelieve con un gradiente topográfico de dirección N-S a NW-SE. Generación de rasgos endokársticos especialmente en las zonas de bode orientales y nororientales del cuerpo carbonático-evaporítico central. Establecimiento de unas direcciones de flujo hidráulico predominante norteadas; c) Fosilización. Sedimentación de la Unidad Superior; descolgamiento hidrológico de los materiales del techo de la Unidad Intermedia; pérdida progresiva de la funcionalidad del paleokarst. Jerarquización progresiva de una red fluvial con predominio de facies siliciclásticas a la base y denotando una disminución en la energía hacia el techo y hacia el sur (Calizas fluvio-lacustres).

cos y yesíferos, siendo la disolución de niveles evaporíticos un factor determinante, no sólo en los procesos de dedolomitización (Cañaveras et al., 1996), sino también en la génesis del entramado de cavidades y conductos en el paleokarst intra-Vallesiense. Dado que la alteración diagenética en ambientes meteóricos se desarrolla preferentemente en la zona de fluctuación del nivel freático (McClain *et al.*, 1992), la distribución y desarrollo de fábricas diagenéticas (Subunidad de Carbonatos Diagenéticos) evidenciará la existencia y rangos de esta fluctuación en los perfiles paleokársticos

La propia existencia de rasgos paleokársticos, así como la distribución, el espesor y la continuidad de los perfiles paleokársticos reconocidos, nos indican que los materiales del techo de la Unidad Intermedia componían un acuífero regional con un sistema de drenaje kárstico y con unas tasas de flujo relativamente elevadas. Este acuífero regional, al que denominaremos acuífero paleokárstico o simplemente paleoacuífero, se enmarca en los materiales karstificables (carbonatos y evaporitas) del techo de la Unidad Intermedia. Por esta razón, desde el punto de vista hidrogeológico, consideraremos tanto a los bordes de cuenca como a la orla terrígena miocena, como posibles zonas de recarga alóctona de este paleoacuífero (fig. 7). De este modo, la propia geometría y composición de los sedimentos del techo de la Unidad Intermedia, aspectos controlados por la tectónica regional de la cuenca, son las que nos sitúan al acuífero paleokárstico (y, por ende, al propio paleokarst) en la parte centro-oriental de la misma.

El espesor y la continuidad lateral de este paleoacuífero están controlados por las características estructurales y deposicionales de los materiales encajantes, las cuales configuran su entorno hidrogeológico. De esta manera, la horizontalidad de los mismos y la escasa presencia de materiales impermeables nos configuran un paleoacuífero no confinado de escasa potencia (que no supera las pocas decenas de metros de espesor) y con alta continuidad hidrológica. La franja comprendida entre el paleonivel freático y el límite inferior de la karstificación (en nuestro caso referido al límite inferior de los carbonatos diagenéticos) sólo marcan la zona freática superior del mencionado paleoacuífero, es decir, la zona más activa hidrodinámicamente y de generación extensiva de rasgos kársticos.

Para que se establezca un sistema acuífero meteórico regional, aparte de la existencia de una unidad sedimentaria con continuidad hidrológica, se necesita una pendiente que establezca un sistema de flujo por gravedad y un contexto climático en el que el suministro de agua sea mayor que la que se pier-

de (Moore, 1989). El análisis de la distribución de los rasgos kársticos y la potencia de los perfiles nos caracterizan un acuífero con un flujo predominantemente horizontal y con tasas de flujo relativamente altas; asimismo, nos sitúa las áreas de recarga regional del paleoacuífero hacia el N y W y las de descarga hacia el S y SE, definiendo un gradiente hidráulico de dirección noroesteada (N-S, NW-SE) (fig. 7). La recarga del acuífero a partir de los bordes de la cuenca es de tipo alóctono lateral, de modo que las aguas procedentes de dichos bordes discurren por las facies (orlas) terrígenas miocenas (acuífero más difuso y homogéneo) llegando a las facies químicas karstificables en el centro de la cuenca. Las zonas de recarga autigénica se distribuyen especialmente hacia el N del conjunto karstificado preservado.

Basándonos en la interpretación de los datos petrológicos y geoquímicos, sabemos que los procesos diagenéticos predominantes que han tenido lugar a techo de la Unidad Intermedia son dedolomitización, calcitización de sulfatos, recristalización y precipitación de cementos y espeleotemas. También se conoce que las aguas eran predominantemente oxidantes, por lo que los contenidos en hierro y manganeso disueltos eran muy bajos, así como que tendrían un pH variable (generalmente, entre 6 y 8,5) controlado por la entrada de aguas meteóricas subsaturadas en carbonatos y evaporitas, y por las propias reacciones de disolución-precipitación de carbonatos (y en menor medida de transformación y neoformación de arcillas) (Cañaveras 1994, Cañaveras et al., 1996b).

Como consideración final y basándose en la reconstrucción paleogeográfica elaborada a partir de la correlación de los distintos perfiles paleokársticos (fig. 6) se puede indicar que la geomorfología e hidrología del paleokarst presentan unas directrices noroesteadas, situándose las zonas relativamente más elevadas hacia el norte y las zonas más deprimidas hacia el S y E (fig. 7). Estas directrices condicionan la sedimentación de los materiales directamente suprayacentes, por lo que las directrices que presenta la U. Superior coinciden con las que presenta la paleomorfología kárstica. Asimismo, estas directrices también coinciden en gran medida con las de la red de drenaje actual, que es la que condiciona los afloramientos, lo que puede llevar a cuestionar la representatividad de los mismos, en el sentido de que gran parte de los afloramientos, en especial en el margen occidental, pueden considerarse como una red de drenaje fósil exhumada, y que las zonas actuales de interfluvio nos ocultan elementos significativos del paleokarst que enriquecerían y completarían su conocimiento.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto BTE2002-04492-C02-02 del M.I.C.Y.T. Forma parte de la de INQUA Commission on Carbon y del proyecto 448 (World Karst Ecosystem Correlation) del PICG. Agradecemos a E. Rodríguez Badiola y R. González (MNCN-CSIC) por su ayuda y colaboración con la analítica geoquímica y mineralógica.

## Referencias

- Alberdi, M.T., Hoyos, M., Junco, F., López Martínez, N., Morales, J., Sesé, C. y Soria, D. (1983). Biostratigraphie et evolution sedimentarie de l'aire de Madrid. *Abstract Interim. Coll. on Mediterranean Neogene continental Paleoenvironments and Paleoclimatic Evolution*. Montpellier, p. 18-23.
- Allan, J.R. y Matthews, R.K., (1982). Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis: *Sedimentology*, 29: 709-817.
- Alonso Zarza, A.M., Calvo, J.P. y García del Cura, M.A. (1986). Sedimentología y petrología de los abanicos aluviales y facies adyacentes en el Neógeno de Paracuellos del Jarama (Madrid). *Estudios Geol.*, 42: 79-100.
- Banner, J.L. y Hanson, G.N. (1990) Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54: 3123-3137.
- Barnaby, R.J. y Rimstidt, J.D. (1989). Redox conditions of calcite cementation interpreted from Mn and Fe contents of authigenic calcites: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101: 795-804.
- Bellanca, A., Calvo, J.P., Censi, P., Neri, R. and Pozo, M. (1992). Recognition of lake-level changes in Miocene lacustrine units, Madrid basin, Spain – Evidences from facies analysis, isotope geochemistry and clay mineralogy: *Sedim. Geol.*, 76: 135-153.
- Buchbinder, L.G. y Friedman, G.M. (1980). Vadose, phreatic, and marine diagenesis of Pleistocene-Holocene carbonates in a borehole: Mediterranean coast of Israel: *J. Sedim. Petrol.*, 50: 953-962.
- Budd, D.A. (1988). Petrographic products of freshwater diagenesis in Holocene ooid sands, Schooner Cays, Bahamas: *Carbonates and Evaporites*, 3: 143-163.
- Budd, D.A. y Vacher, H.L. (1991). Predicting the thickness of fresh-water lenses in carbonate paleo-islands: *J. Sedim. Petrol.*, 61: 43-53.
- Calvo, J.P., García del Cura, M.A. y Ordóñez, S. (1980). Facies diagenéticas, retrodiagenéticas y karstificación en calizas continentales (sector NE de la cuenca de Madrid). *Rev. Inst. Invest. Geol.*, 34: 135-148.
- Calvo, J.P., Hoyos, M., Morales, J. y Ordóñez, S. (1990). Neogene stratigraphy, sedimentology and raw materials of the Madrid basin: *Paleontología i Evolució*, 2: 63-95.
- Calvo, J.P., Jones, B.F., Bustillo, M., Fort, R., Alonso-Zarza, M.A. y Kendall, C. (1995). Sedimentology and geochemistry of carbonates from lacustrine sequences in the Madrid Basin, central Spain: *Chem. Geol.*, 123: 173-191.
- Cañaveras, J.C., 1994, El paleokarst del techo de la Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid: Unpublished Ph.D.Thesis. Universidad Complutense de Madrid, 433 págs.
- Cañaveras, J.C., Calvo, J.P., Hoyos, M. y Ordóñez, S. (1996a). Palaeomorphologic features of an intra-Vallesian paleokarst, Tertiary Madrid basin. Significance of paleokarstic surfaces in continental basin analysis. In: *Tertiary Basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (Friend, P. y Dabrio, C.J., eds.) Cambridge Univ. Press. World and Regional Geology, 6: 278-284.
- Cañaveras, J.C., Sánchez-Moral, S., Calvo, J.P., Hoyos, M. and Ordóñez, S. (1996b). Dedolomites associated with karstification. An example of early dedolomitization in lacustrine sequences from the Tertiary Madrid Basin, central Spain: *Carbonates and Evaporites*, 11: 85-103.
- Cañaveras, J.C., Hoyos, M., Ordóñez, S., y Calvo, J.P. (1997). Fábricas diagenéticas asociadas al paleokarst del techo de la Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid: *Estudios Geol.*, 53: 197-210.
- Craig, D.H. (1988). Caves and other features of Permian karst in San Andres dolomite, Yates Field reservoir, west Texas. In: *Paleokarst* (James, N.P. y Choquette, P.W., eds.) Springer-Verlag, New York, p. 342-363.
- Emrich, K., Ehhalt, D.H. y Vogel, J.C. (1970) Carbon isotopic fractionation during the precipitation of calcium carbonate. *Earth Plan. Sci. Letters*, 8: 363-371.
- Given, R.K. y Lohmann, K.C. (1986). Isotopic evidence for the early meteoric diagenesis of the reef facies, Permian Reef Complex of West Texas and New Mexico: *J. Sedim. Petrol.*, 56: 183-193.
- Goldsmith, J.R. y Graf, D.L. (1958). Relation between lattice constants and composition of the Ca-Mg carbonates. *Amer. Mineral.*, 43: 84-101.
- Halley, R.B. y Harris, P.M. (1979). Freshwater cementation of a 1000 year-old oolite: *J. Sedim. Petrol.*, 49: 969-988.
- Holail, H., 1992, Coordinated petrography-isotopic-chemical investigation of meteoric calcite cement (Jurassic-Pleistocene), Egypt: *Carbonates and Evaporites*, v. 7, p. 48-55.
- Hoyos, M., Junco, F., Plaza, J. M., Ramírez, A. y Ruiz Sánchez- Porro, J. (1985). El Mioceno de Madrid. En: *Geología y paleontología del Terciario Continental de la Provincia de Madrid* (M.T. Alberdi, edit.). CSIC, 9-16.
- Hudson, J.D. (1977). Stable isotopes and limestone lithification: *J. Geol. Soc. London*, 133: 637-660.
- Jennings, J.N. (1985). *Karst geomorphology*: Basil Blackwell Ltd., New York, 293 págs.
- Keeling, C.D. (1961) The concentration and isotopic abundances of carbon dioxide in rural and marine air. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 24: 279-298.
- Land, L.S. (1970). Phreatic vs. vadose meteoric diagenesis of limestones: Evidence from a fossil water table: *Sedimentology*, 14: 175-185.
- Lohmann, K.C. (1988). Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst. In: *Paleokarst* (James, N.J. and Choquette, P.W., eds.) Springer-Verlag, New York, p. 58-80.
- Martín Escorza, C. (1976) Actividad tectónica, durante el Mioceno, de las fracturas del basamento de la Fosa del Tajo. *Estudios Geol.*, 32: 509-522.
- McClain, M.E., Swart, P.K. y Vacher, H.L. (1992). The hydrogeochemistry of early meteoric diagenesis in a

- Holocene deposit of biogenic carbonates: *J. Sedim. Petrol.*, 62: 1008-1022.
- Meyers, W.J. (1978). Carbonate cements: their regional distribution and interpretation in Mississippian limestones of southwestern New Mexico: *Sedimentology*, 25: 371-400.
- Moore, C.H. (1989). *Carbonate diagenesis and porosity*. Devs. in *Sedimentology*, 46, Elsevier, Amsterdam, 193-250.
- Ordoñez, S., García del Cura, M.A., Hoyos, M. y Calvo Sorando, J.P. (1985). Middle Miocene paleokarst in the Madrid basin (Spain). A complex karstic system. *6th Eur. Reg. Meeting of Sedimentology I.A.S. Lleida*, p. 624-627.
- Palmer, A.N. (1989). Stratigraphic and structural control of cave development and groundwater flow in the Mammoth Cave region. In: *Karst hydrology: Concepts from the Mammoth Cave Area* (White, W.B. and White, E.L., eds.) Van Nostrand Reinhold, New York, p. 293-316.
- Palmer, A.N. (1991). Origin and morphology of limestone caves. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 103: 1-21.
- Pingitore, N.E. (1976). Vadose and phreatic diagenesis: Processes, products, and their recognition in coral reefs: *J. Sedim. Petrol.*, 46: 985-1006.
- Saller, A.H. y Moore, C.H. (1989). Meteoric diagenesis, marine diagenesis, and microporosity in Pleistocene and Oligocene limestones, Enewetak Atoll, Marshall Islands: *Sedim. Geol.*, 63: 253-272.
- Strasser, A. y Davaud, E. (1986). Formation of Holocene limestone sequences by progradation, cementation, and erosion: Two examples from the Bahamas: *J. Sedim. Petrol.*, 56: 422-428.
- Woo, K.S., Anderson, T.F. y Sandberg, P.A. (1993). Diagenesis of skeletal and nonskeletal components of mid-Cretaceous limestones: *J. Sedim. Petrol.*, 63: 18-32.
- Wright, V.P. (1982). The recognition and interpretation of paleokarst: two examples from the lower Carboniferous of South Wales. *J. Sedim. Petrol.*, 52: 83-94.

Recibido el 16 de enero de 2003.

Aceptado el 3 de mayo de 2003.