

Evolución geomorfológica del karst y paleoambientes cuaternarios en el macizo de Patones-Cerro de la Oliva (Madrid)

Karstic geomorphological evolution and Quaternary palaeoenvironments in Patones-Cerro de la Oliva massif (Madrid)

J. Barea ⁽¹⁾, J. López-Martínez ⁽¹⁾, J.J. Durán ⁽²⁾, A. Arribas ⁽²⁾ y R. Julià ⁽³⁾

⁽¹⁾ Dpto. Química Agrícola, Geología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid. 28049 Madrid.

⁽²⁾ Instituto Geológico y Minero de España. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.

⁽³⁾ Instituto Jaume Almera. CSIC. Lluís Sole i Sabarís s/n, 0828 Barcelona.

ABSTRACT

Geomorphological, sedimentological and palaeontological evidences allowed to identify several phases in the evolution of the Patones-Cerro de la Oliva karstic massif. The studied speleothems, jointly with data of previous works indicate the presence of at least five episodes of chemical precipitation under favorable climatic conditions during isotopic stages 9-11?, 7, 5, 4-3 and 1, respectively.

Key words: karst, evolución paleoambiental, Cuaternario, Sistema Central.

Geogaceta, 31 (2002), 35-38
ISSN:0213683X

Introducción

Entre los diferentes macizos kársticos existentes en las proximidades del Sistema Central español, destaca el de Patones-Cerro de la Oliva. Está situado en el extremo nororiental de la provincia de Madrid, cerca del límite con la de Guadalajara (Fig. 1). Forma una banda estrecha y alargada en dirección NE-SO, con una altitud máxima de 900 m s.n.m. El macizo está constituido por rocas carbonáticas, con un espesor próximo a los 200 m y edades que abarcan desde el Cenomaniense al Campaniense (Gil y García, 1996). La disposición estructural de la serie cretácica da lugar a una morfología en cuesta, con un buzamiento medio de alrededor de 25° hacia el SE.

Las formas exokársticas en el macizo se encuentran poco desarrolladas. No existen depresiones cerradas de tipo dolina y el desarrollo de lapiaz es relativamente escaso, y se encuentra, además, parcialmente cubierto. El endokarst, sin embargo, es relativamente extenso, habiéndose inventariado 22 cavidades (Barea, 2001), de las cuales la de mayor desarrollo es la Cueva del Reguerillo, con 8.910 m. Muchas de ellas contienen depósitos detríticos y de precipitación química, habiéndose encontrado también restos paleontológicos. En algunas de las

cuevas situadas junto al Pontón de la Oliva han sido datados restos fósiles de macromamíferos (Cabra *et al.*, 1983) y de micromamíferos (Sesé y Ruiz-Bustos, 1992), pertenecientes al final del Pleistoceno inferior y al Pleistoceno medio.

El presente trabajo aborda, basándose principalmente en la información procedente del endokarst y del análisis geomorfológico regional, la evolución cuaternaria del macizo de Patones-Cerro de la Oliva. Para ello, se han tenido en cuenta datos procedentes del estudio mineralógico de sedimentos endokársticos, análisis de isótopos estables y dataciones Th/U de espeleotemas, aspectos paleontológicos y evidencias de carácter geomorfológico. Los análisis de isótopos estables han sido efectuados en el Servicio Interdepartamental de Investigación de la Universidad Autónoma de Madrid y las dataciones radiométricas en el Instituto Jaume Almera del CSIC, en Barcelona.

Geomorfología y evolución fluviokárstica

El río Lozoya y el arroyo Valdetales han producido marcadas incisiones fluviokársticas, individualizando el macizo de Patones-Cerro de la Oliva de otros relieves de su entorno. En su encajamiento, el río Lozoya ha formado, junto al Pontón de

la Oliva, un barranco de unos 80-90 m de profundidad, cortando algunas cavidades subterráneas. En las laderas escarpadas del cañón pueden observarse múltiples galerías, "colgadas" sobre el lecho actual, que debieron formar parte de una red de conductos kársticos más compleja.

Al igual que en el resto de los macizos kársticos del borde sur del Sistema Central, la formación del endokarst en el macizo de Patones-Cerro de la Oliva podría haberse iniciado en el Plioceno (Barea *et al.*, 1997b). La instalación de la red fluvial plio-cuaternaria en la zona centro peninsular (Martín Serrano, 1991) provocó que el río Lozoya y el arroyo Valdetales cortasen, durante su encajamiento, las galerías formadas con anterioridad en el karst del Cerro de la Oliva. Se producirían entonces episodios de intrusión fluvial en las cavidades, sucediéndose etapas de colmatación, reactivación y erosión, que han quedado marcadas por el depósito de materiales detríticos en el interior de las cuevas y por la formación de terrazas fluviokársticas (Fig. 2). Torres *et al.* (1994) sitúan la primera de estas terrazas a +145 m sobre el *talweg* del río Lozoya, lo que lleva a estos autores a concluir que a finales del Plioceno el río circulaba encajado, a su paso junto al Cerro de la Oliva, unos 60 m por debajo del nivel de la raña.

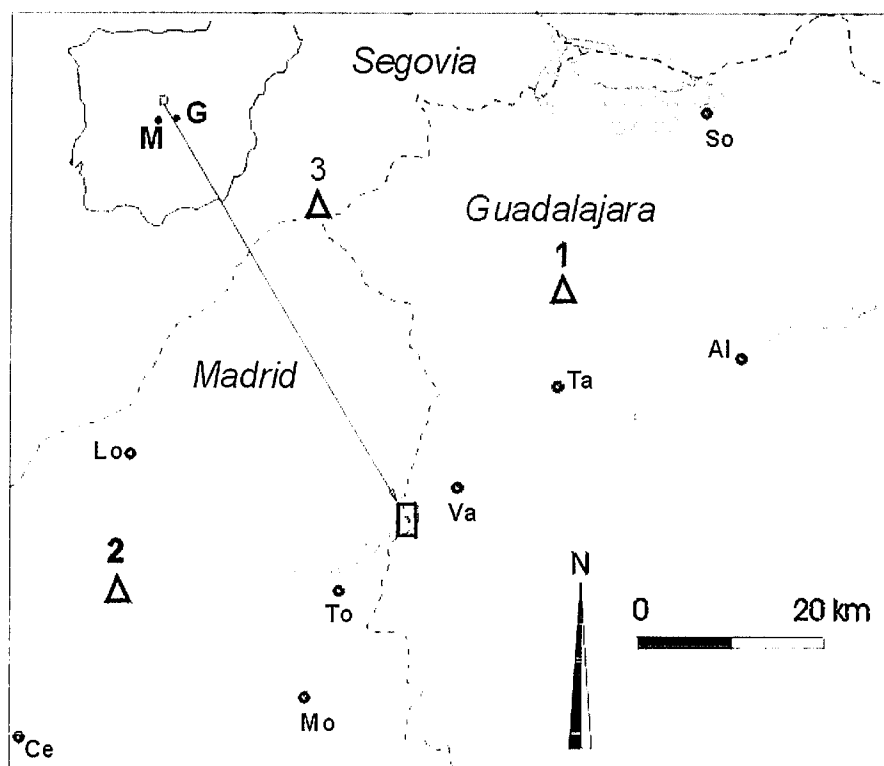


Fig. 1.- Situación del karst de Patones-Cerro de la Oliva y de los demás macizos kársticos del sector meridional del Sistema Central. M: Madrid, G: Guadalajara, Al: Alcorlo, Ce: Cerceda, Lo: Lozoya, Mo: El Molar, So: Somolinos, Ta: Tamajón, To: Torrelaguna, Va: Valdepeñas de la Sierra, 1: Pico Ocejón (2.048 m), 2: La Najarra (2.105 m), 3: Cebollera (2.129 m).

Fig. 1.- Location of the karst of Patones-Cerro de la Oliva and the other karstic massifs of the southern side of the Spanish Central Range. M: Madrid, G: Guadalajara, Al: Alcorlo, Ce: Cerceda, Lo: Lozoya, Mo: El Molar, So: Somolinos, Ta: Tamajón, To: Torrelaguna, Va: Valdepeñas de la Sierra, 1: Pico Ocejón (2048 m), 2: La Najarra (2105 m), 3: Cebollera (2129 m).

Desde finales del Plioceno al Pleistoceno inferior-medio, el encajamiento sufrido alcanzaría los 116 m, lo que refleja la velocidad de la incisión fluvial en la zona. De esta forma el endokarst va siendo progresivamente desactivado, a causa del descenso del nivel de base que marcan los ríos próximos (Lozoya y Jarama). Como consecuencia de este proceso, los conductos freáticos pasarían a un régimen vadoso, hasta llegar a su completa desactivación hidrogeológica. La Fig. 2 refleja la situación del río Lozoya desde el Plioceno superior hasta la actualidad. En ella también se señala la altura de las diferentes terrazas fluvio-kársticas descritas por Torres *et al.* (1994) en relación con las terrazas fluviales del río Jarama estudiadas en la zona por Cabra *et al.* (1983). Un análisis de los datos permite realizar una aproximación cuantitativa del encajamiento del río Lozoya en este sector. Así, en el periodo Plioceno superior-Pleistoceno inferior el río se habría encajado unos 71 m, a una velocidad media de 3,4 cm/1.000 años. Durante el Pleistoceno inferior-medio, el descenso en el nivel de base habría sido de unos 88 m, es decir,

una media de 9,6 cm/1.000 años. Finalmente, desde el Pleistoceno medio a la actualidad el río Lozoya habría profundizado otros 36 m su cauce, a una velocidad media de 5,1 cm/1.000 años.

Depósitos endokársticos y significación paleoambiental

Los análisis mineralógicos de muestras pertenecientes a diversas secuencias detríticas de las cuevas del Reguerillo y de los Retamales, junto con los efectuados en otras cavidades de los bordes septentrional y meridional del Sistema Central (Barea *et al.*, 2000), ponen de manifiesto el predominio de feldespatos, junto con cuarzo, filosilicatos y muy escasa dolomita. En cuanto a los minerales de la arcilla predomina la illita, seguida de la caolinita. Los resultados indican la procedencia alóctona de muchos de los sedimentos detríticos, aunque se detectan también etapas que reflejan episodios con menos aportes del exterior, probablemente más secos.

El registro paleobiológico sobre las faunas del Cuaternario en el macizo es discontinuo pero interesante desde el

punto de vista paleoambiental. El yacimiento más antiguo, Pontón de la Oliva (Cabra *et al.*, 1983), presenta una pobre asociación faunística atribuida a finales del Pleistoceno inferior. Entre los géneros identificados destacan, como probable, la hiena gigante de rostro corto (*Pachycrocuta brevirostris*), un primate (*Macaca* sp.), el puercoespín (*Hystrix* cf. *major*) y, con interés paleoambiental, el hipopótamo (*Hippopotamus* sp.). La presencia en este yacimiento, de origen fluvio-kárstico, de hipopótamo sugiere que durante el Pleistoceno inferior final las condiciones climáticas en la zona fueron templadas, con la suficiente humedad como para que el río Lozoya y/o el Jarama tuvieran una lámina de agua permanente y, a su vez, profunda, como requieren los hipopótamos. Por otra parte, la temperatura anual no podría bajar de 0° C ya que, los representantes de este género no habitan en regiones en las que las aguas corrientes alcanzan el punto de congelación. Por otra parte, la presencia de puercoespín indica también unas condiciones ambientales benignas, pues su registro va ligado a periodos climáticos cálidos.

En el Pleistoceno medio final encontramos un registro paleobiológico, dentro de este macizo (Cueva de las Pinturas), restringido a los micromamíferos (Sesé y Ruíz-Bustos, 1992). Según estos autores, en función de la asociación de roedores, el clima habría de ser "relativamente templado" durante este periodo de tiempo, como testimonio, por otra parte, la rica y diversa asociación faunística recuperada en el relativamente cercano yacimiento de Pinilla del Valle (Valle del Lozoya).

En la zona destaca, si bien no por el número de especies registradas si por la abundancia de restos, la cueva del Reguerillo. En los depósitos de esta gran cavidad, atribuidos al Pleistoceno superior, se han encontrado fósiles de dos especies de grandes mamíferos con intensas adaptaciones anatómicas para la vida en las cavernas durante los intervalos finopleistocénicos con clima frío: *Ursus spelaeus* y *Crocota crocuta spelaea*. La asociación en el registro paleontológico de ambas especies, condicionada en primera instancia por la configuración y distribución de los volúmenes en el endokarst, es frecuente en los depósitos en cuevas de la Península Ibérica hasta hace aproximadamente 20.000 años.

Para concluir, es destacable la presencia, en el área del Pontón de la Oliva, de diversos divertículos kársticos (colmataados por depósitos detríticos endokársticos y con huesos humanos) expuestos en su-

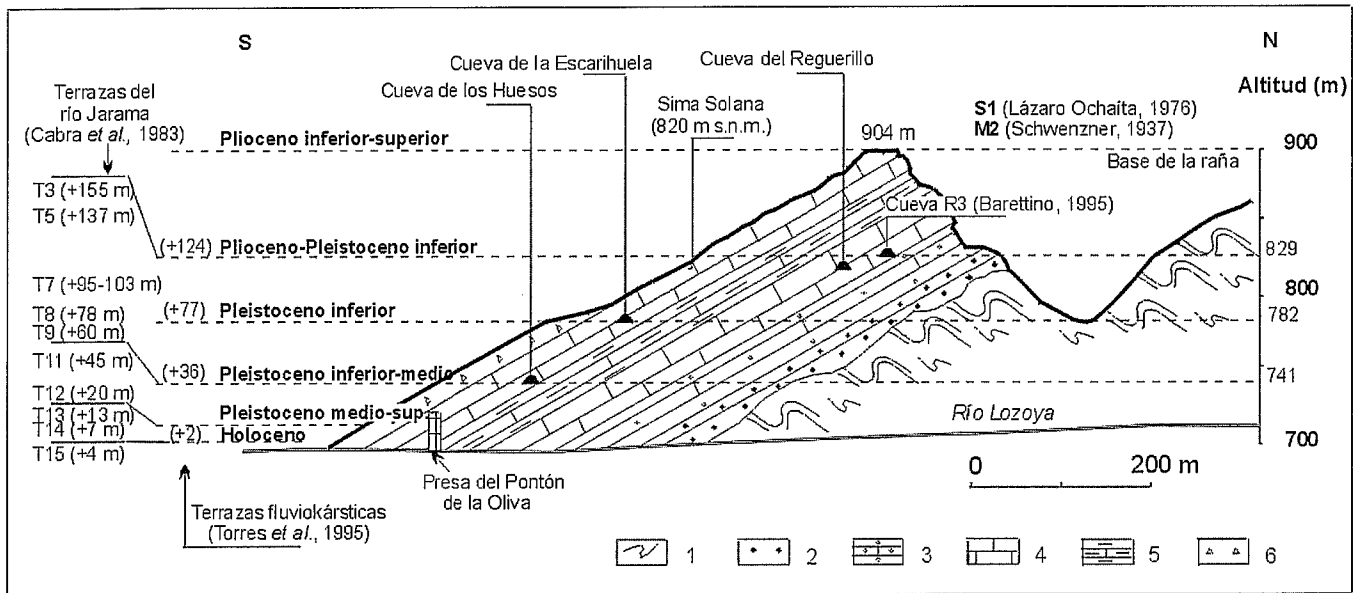


Fig. 2.- Representación del encajamiento del río Lozoya a su paso por el Cerro de la Oliva desde el Plioceno hasta la actualidad. Se indica la altura de las diferentes terrazas fluvio-kársticas definidas por Torres *et al.* (1995), así como la altura de las terrazas fluviales del río Jarama descritas en la zona por Cabra *et al.* (1983). Se señala también la situación de la superficie de erosión S1 o M2 y la base de la raña, que marcaría el inicio del proceso de encajamiento del río Lozoya. 1: pizarras ordovícicas; 2: arenas y areniscas (facies Utrillas); 3: dolomías arenosas, margas arenosas y arenas; 4: dolomías tableadas; 5: calcarenitas, margas dolomíticas y dolomías margosas nodulosas; 6: brechas dolomíticas.

Fig. 2.- Representation of the Lozoya river incision near Cerro de la Oliva from the Pliocene to the present day. The figure includes the height of the fluvio-karstic terraces identified by Torres *et al.* (1995) and the height of the fluvial terraces of the Jarama river described in the region by Cabra *et al.* (1983). The erosion surface S1 or M2 is signalled as well as the base of the raña, that suppose the start of the incision of Lozoya river. 1: Ordovician shales; 2: sands and sandstones (Utrillas Facies); 3: sandy dolomites, sandy marls and sands; 4: tabled dolomites; 5: calcarenites, dolomitic marls and nodular marly dolomites; 6: dolomitic breccia.

perficie. Dichos fósiles humanos son perfectamente asignables al Calcolítico, lo que indicaría una intensa erosión de ladera en la zona durante los últimos 5.000 años.

Las dataciones Th/U de espeleotemas del macizo kárstico aportan información sobre las fases de precipitación química que ha sufrido el endokarst. En la cueva BC-3 (Barranco de las Cuevas) ha sido datada una colada estalagmítica que recubre un depósito formado por cantos y arenas. La colada, de más de 300.000 B.P. (Tabla 1), evidencia un episodio de precipitación de carbonatos anterior a dicha fecha. Teniendo en cuenta datos regionales (Barea, 2001), dicho episodio podría corresponder a la parte inicial del Pleistoceno medio.

En la Cueva del Reguerillo han sido reconocidas varias etapas de concrecionamiento. Torres *et al.* (1994) identifican tres ciclos de sedimentación separados por coladas estalagmíticas en una secuencia sedimentaria situada en el primer piso de la cueva. El más antiguo de ellos vendría marcado por el depósito de materiales detríticos y refleja la entrada del río Lozoya a la cavidad. El ciclo finaliza con la formación, bajo condiciones climáticas relativamente cálidas, de una colada estalagmítica asignada a los comienzos del Pleistoceno medio, posiblemente equiva-

lente en edad al espeleotema datado en la cueva BC-3 del Barranco de las Cuevas, que, como se ha indicado, presenta una antigüedad >300 ka. El segundo ciclo refleja condiciones de estabilidad en el karst, con un aumento de la infiltración, finalizando con la formación de espeleotemas en el Pleistoceno medio (ca. 208 ka). El último ciclo señala un aumento significativo del nivel hídrico local, con nuevos episodios de intrusión fluvial en la cueva y el aporte de sedimentos detríticos alóctonos, finalizando con la formación de una nueva colada estalagmítica cuya edad se estima como Pleistoceno superior (70-50 ka). A partir de aquí la cavidad quedó inactiva, con la excepción de la formación en el Holoceno de los últimos espeleotemas (Torres, 1974) asociados al «óptimo climático holoceno», equivalentes a los reconocidos en otras cavidades de macizos próximos, como el

de Tamajón (Barea *et al.*, 1997a). Una secuencia sedimentaria similar a la del primer piso de la Cueva del Reguerillo es la situada en el tercer piso de esta misma cueva, donde hemos podido identificar otra fase de concrecionamiento con una edad de alrededor de 114 ka (Tabla 1), correspondiente a comienzos del Pleistoceno superior (estadio isotópico 5). Cerca de la Cueva del Reguerillo, Torres *et al.* (1994) encuentran, en las cuevas de los Huesos y de la Escarihuela, dos generaciones más antiguas de espeleotemas, con edades en torno a 981 ka y 216 ka, respectivamente.

Por otra parte, se han realizado un total de 38 análisis de isótopos estables (¹⁸O y ¹³C) sobre espeleotemas de varias cavidades situadas en el macizo de Patones-Cerro de la Oliva: Cueva del Reguerillo, Cueva de la Campana, Cueva de la Escarihuela y Cueva BC3. Los resultados de

Muestra	U ppm	Th ppm	U ²³⁴ /U ²³⁸	Th ²³⁰ /U ²³⁴	Th ²³⁰ /Th ²³²	Edad (años B.P.)	Error (años)
CR-3-6	10,84	0	1,24	0,67	-	113.948	± 8.477
BC3-2	0,25	0,23	1,12	0,94	3,639	>300.000	-

Tabla 1.- Datos correspondientes a las dataciones absolutas (Th/U) realizadas en cavidades del macizo de Patones-Cerro de la Oliva. CR: Cueva del Reguerillo. BC: Barranco de las Cuevas.

Table 1.- Data of the dated (Th/U) samples in caves of the Patones-Cerro de la Oliva massif. CR: Reguerillo Cave. BC: Barranco de las Cuevas.

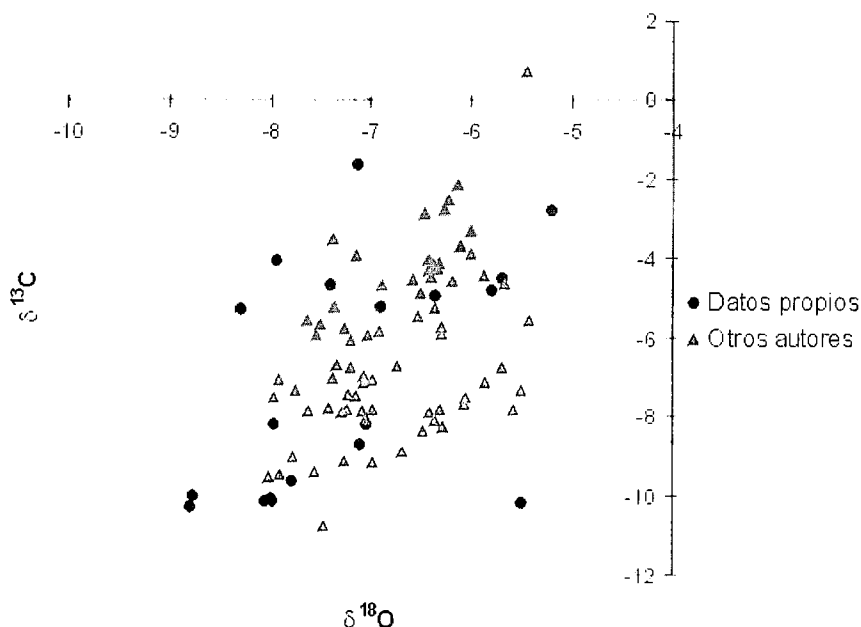


Fig. 3.- Composición isotópica de espeleotemas correspondientes a diversas cavidades del macizo de Patones-Cerro de la Oliva.

Fig. 3.- Isotopic composition of speleothems from different caves of the Patones-Cerro de la Oliva massif.

los citados análisis muestran valores comprendidos entre -8,8 y -5,2 ‰ para $\delta^{18}O$ y entre -10,3 y -1,6 ‰ para $\delta^{13}C$ (Fig. 3). Los valores menos negativos de $\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$ corresponden a espeleotemas del estadio isotópico 5, mientras que los más negativos pertenecen al espeleotema antes mencionado con una edad superior a 300.000 B.P. Los resultados anteriores se han comparado con las 73 determinaciones de ^{18}O y otras tantas de ^{13}C realizadas en el sector del Cerro de la Oliva por otros autores (Barettino, 1995; Torres *et al.*, 1996). Se aprecia (Fig. 3) que los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$ son muy similares en ambos grupos de datos.

La mejoría de las condiciones ambientales reflejada por la presencia de los espeleotemas correspondería a la primera mitad del Pleistoceno medio (>300 ka B.P., posiblemente estadio

isotópico 9 o incluso 11), segunda mitad del Pleistoceno medio (216-208 ka, estadio isotópico 7), comienzos del Pleistoceno superior (114 ka, estadio isotópico 5), segunda mitad del pleistoceno superior (70-50 ka, estadios isotópicos 4 y 3) y Holoceno (estadio isotópico 1).

Agradecimientos

El presente trabajo se ha realizado en el marco de los proyectos PB97-1267-CO3-02 de la Dirección General de Investigación Científica y Técnica y 06/0101/2001 de la comunidad Autónoma de Madrid. Es también una contribución del Grupo Español de Trabajo del Proyecto 448 del Programa Internacional de Correlación Geológica (IGCP).

Referencias

Barea, J. (2001): *Tesis Doctoral*. Univ. Complutense de Madrid. 267 p.(Inédita)
 Barea, J., Casas, J., Durán, J.J., López-Martínez, J. y Martín de Vidales, J.L. (2000): *Bol. Geol. y Min.*, 111(2-3), 17-32.
 Barea, J.; López-Martínez, J. y Durán, J.J. (1997a): *Bol. Geol. y Min.*, 108 (1), 45-56.
 Barea, J., López-Martínez, J. y Torres, T. (1997b): En C. Fierro (Coord.). *La Cueva del Reguerillo y su entorno: un estudio multidisciplinar*, 19-24. Fed. Madrileña de Espeleología.
 Barettino, D. (Coord.) (1995): *Reconstrucción paleoclimática desde el Pleistoceno medio a partir de análisis geocronológicos e isotópicos de travertinos españoles*. Instituto Tecnológico Geominero de España. Informe inédito. 126 p.
 Cabra, P., Goy, J.L., Hoyos, M. y Zazo, C. (1983): *Tecniterrae*, 51, 32-42.
 Gil, J. y García, A. (1996): *Est. Geol.*, 52, 37-49.
 Martín Serrano, A. (1991): *Rev. Soc. Geol. de España*, 4, 337-351.
 Ochaíta, L. (1976)
 Schwenzner (1937)
 Sesé, C. y Ruiz Bustos, A. (1992): *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Secc. Geol.)*, 87 (1-4), 115-139.
 Torres, T. (1974): *Proyecto fin de carrera*. ETSI de Minas. Madrid. 375 p.
 Torres, T., Barettino, D., Canoira, L., Cobo, R., García Cortés, A., Grün, R., Hoyos, M., Juliá, R., Llamas, J., Mansilla, H., Meyer, V., Quintero, I., Soler, V., Valle, M., Brusi, D., Coello, F.J., García Alonso, P., Guerrero, P., Nestares, T., Peláez, A. y Rodríguez Alto, N. (1996): *Publicaciones Técnicas*, 3. ENRESA. 118 p.
 Torres, T., Cobo, R., García Alonso, P., Grün, R., Hoyos, M., Juliá, R., Llamas, J. y Soler, V. (1995): *Geogaceta*, 17, 46-48.
 Torres, T., Cobo, R., García Cortés, A., Hoyos, M. y García Alonso, P. (1994): *Geogaceta*, 15, 90-93.