

LOS TRAVERTINOS DE SANTA MARÍA DE TRASSIERRA (CÓRDOBA, ESPAÑA)

A la memoria de D. Antonio Algar Fernández, un amigo amable que ya no está entre nosotros, pero del que su recuerdo persistirá siempre en nuestra memoria

ANICETO LÓPEZ FERNÁNDEZ
ACADÉMICO CORRESPONDIENTE

El haber elegido este tema para el trabajo que paso a exponer es consecuencia, en la línea de otras publicaciones nuestras anteriores (LÓPEZ, 2006 a y b; LÓPEZ y RECIO, 2006 a y b; RECIO Y LÓPEZ 2005), del deseo de contribuir a la reivindicación de los valores naturales de estos parajes kársticos de la Sierra de Córdoba, en consonancia con lo que sucede en otras partes de España y del mundo (AYALA et al., 1986; COLÓN y MOLINA, 1987; COLÓN y DÍAZ del OLMO, 1989; DURÁN y LÓPEZ, 1989; DURÁN y ROBLEDO 2002), ya que gozan de unos elevados valores geomorfológicos, hidrológicos, zoológicos, botánicos, paisajísticos, en suma ecológicos, que hacen de ellos unos ecosistemas dignos de proteger para las generaciones venideras. Asimismo se expondrán aquí los últimos resultados de nuestras investigaciones que nos ayudan a comprender el pasado en que estos depósitos calcáreos fueron formados.

El nombre travertino es una voz italiana derivada del latín *lapis tiburtinus*, piedra de Tívoli, que es la antigua ciudad italiana de Tibur, que, entre otras acepciones históricas, viene a significar ciudad cerca del salto de agua, cascada en la que se forman los travertinos.

Travertinos, tobas y espeleotemas son precipitados de carbonato cálcico. Existe cierta controversia a la hora de emplear esta nomenclatura, ya que para algunos autores de hace años (MELÉNDEZ y FUSTER, 1973) las tobas o toscas se originan sobre los vegetales subacuáticos cuando por fotosíntesis absorben el anhídrido carbónico del agua, depositándose el carbonato sobre el propio vegetal formándose, con el tiempo, una concreción esponjosa en cuyo interior se pueden apreciar restos vegetales e incluso conchas de moluscos que habitaban en ese lugar cuando se formó el depósito tobáceo. Para estos autores los travertinos tienen un origen parecido pero el depósito de carbonato tendría más que ver con la sobresaturación de anhídrido carbónico, que pasa a la atmósfera, que con los organismos fotosintéticos. Es decir, a la hora de precipitar el carbonato en unos dominarían las causas biológicas y en otros las físicas. Otros investigadores como DELANNOY (1987) designan como tobas a los depósitos formados por desgasificación o pérdida de anhídrido carbónico del agua, aunque

mencionan la acción de la vegetación en su desarrollo; los hay que no distinguen entre tobas y travertinos (COQUE, 1987), mientras que otros (TORRES et al., 1996) distinguen solo entre travertinos y espeleotemas, adjudicando la formación de los primeros a la pérdida de confinamiento producida al desembocar un cañón en una cuenca en la que el agua se extiende formando una lámina de gran superficie y poca profundidad, donde la pérdida de anhídrido carbónico se ve acelerada por la acción fotosintética de las plantas acuáticas. Sea como fuere a menudo los fenómenos que producen tobas y travertinos se presentan conjuntamente porque se entrelazan, aunque en diferentes porcentajes, las causas biológicas y las físicas. Personalmente preferimos definir el travertino como: "una formación calcárea, edificada en períodos cálidos y húmedos, resultado de las precipitaciones en capas sucesivas de carbonato cálcico que pueden encerrar fosilizados restos vegetales y de moluscos, la cual se ha originado por pérdida de carbónico disuelto del agua, ya sea vía física y/o biológica y que normalmente se presenta asociado a surgencias, denominándose también toba o toba calcárea". No hay controversia, sin embargo, para la denominación de espeleotemas, que hace referencia a los depósitos de carbonato cálcico, estalagmitas, estalagmitas, etc., originados en el interior de las cuevas, cuando las aguas saturadas en carbónico, que estaban confinadas en los conductos kársticos, acceden a una oquedad con atmósfera libre, donde el descenso de presión y la evaporación de parte del agua provoca el depósito de calcita cristalina.

Lo cierto es que para que se produzcan todos estos precipitados el agua debe reunir unas características particulares: han de ser aguas duras, aguas de una elevada reserva alcalina, entendiéndose por tal el exceso de cationes sobre aniones fuertes, correspondiendo por tanto a los aniones débiles que, sobre todo en aguas dulces, son el bicarbonato y el carbonato, correspondiendo generalmente al catión calcio el papel de fijarlos. La alcalinidad se expresa en meq/l, correspondiendo 1 meq a 50 mg de carbonato cálcico y si toda la alcalinidad es debida a los bicarbonatos, como sucede en las aguas de St^a M^a de Trassierra, 1 meq es igual a 20 mg de calcio (MARGALEF, 1983). Estas aguas duras son precisamente las que manan de las zonas kársticas como la que nos ocupa.

Una zona kárstica o *karst* (ya sea con k o con c) hace referencia a aquellas regiones cuyo modelado es parecido a la región de Kras, Carso en italiano, que se sitúa en Istria, Croacia, entre la ciudad italiana de Trieste y la croata de Rijeka, cuyo nombre italiano era Fiume, ciudad del E. de Istria de origen veneciano.

El karst se produce en aquellas regiones donde afloran rocas carbonatadas y evaporitas de edades comprendidas entre el Paleozoico y el Cenozoico (FORD y WILLIAMS, 1989), materiales que son susceptibles de ser disueltos poco a poco por la acción del agua enriquecida en carbónico. En España las formaciones potencialmente karstificables se cifran en unos 110.000 Km² que son los ocupados por rocas carbonatadas, a los que hay que sumar cerca de 35.000 pertenecientes a sedimentos yesíferos (DURÁN et al., 1989).

El modelado kárstico se caracteriza por la asociación de tres grandes categorías de formas.

En primer lugar citemos las formas de superficie resultantes de la disolución de las calizas, como los lapiaces, las dolinas y los poljés.

El *poljé* (voz serbo-croata que significa llanura cultivable) es una depresión cerrada, que en St^a M^a de Trassierra se encuentra en forma de paleopoljé como es el del Caño de Escarabita, hoy afuncional y que ha sido objeto de nuestro estudio con anterioridad (RECIO y LÓPEZ op. cit). Además se ubican aquí otros llanos que tienen

nombre propio como los Llanos de Arjona o los Llanos de Goisa, que representan formas cársticas de superficie que hemos podido conocer a finales de la década de los sesenta aún cultivadas de cereal y hoy cubiertos por urbanizaciones.

En segundo lugar están las formas subterráneas constitutivas del endocarst, que a menudo comunican con el exterior, y que son el resultado del ensanchamiento y profundización de las fracturas y diaclasas de las calizas. A este grupo pertenecen las simas o ponors (otra voz serbo-croata), como el que encontramos en St^a M^a de Trassierra muy cerca de la Fuente del Elefante -hoy colapsado, pero que otrora funcionara como sumidero de agua hacia el interior de las calizas-, y las cavernas o cuevas como la Cueva del Fato, situada junto al río Guadiato en el camino que va desde La Caballera al puente que atraviesa el río para comunicar con Los Arenales.

En tercer lugar citemos a las formas fluviales que nacen de manantiales, surgencias o fuentes kársticas que vomitan el agua interna del sistema. En St^a M^a de Trassierra, por citar algunas, tenemos la Fuente del Elefante o el Primer Venero del Bejarano, cuyas aguas ya fueron utilizadas por los romanos y posteriormente por los árabes para abastecer a Córdoba y a la ciudad califal de Medina Azahara, a través del Acueducto de Valdepuentes (VENTURA, 1993), denominado *Aqua Augusta* o *Aqua Vetus* por los romanos. También merece la pena citar el pequeño manantial del travertino del Fato, que forma un típico gour antes de ceder sus aguas al Guadiato.

En definitiva, en St^a M^a de Trassierra encontramos las tres grandes categorías de formas que definen un karst, que aquí se presenta desarrollado sobre calizas de edad Cámbrico inferior pertenecientes al Sector Ossa-Morena, que se extiende también por el norte de las provincias de Sevilla y Huelva (DELANNOY et al., 1989; OLÍAS et al., 2002), con una extensión de 740 Km², presentando una potencia que oscila desde escasos metros a varios centenares, aunque los tramos carstificados más permeables rara vez sobrepasan los 60 m (ITGE y JUNTA DE ANDALUCÍA, 1998).

Nos referimos a continuación a explicar el porqué las aguas del karst nacen con una elevada dureza, lo que va a ser el elemento primordial para la formación de los travertinos que nos ocupan.

Hay que tener en cuenta que las rocas calizas de por sí son impermeables, pero dejan pasar el agua con mucha facilidad cuando están agrietadas por la existencia de planos de disyunción o diaclasas que rompen la roca sin desplazamiento relativo, las cuales aparecen en direcciones perpendiculares entre sí y al plano de estratificación. Las grietas, al principio finas, se van poco a poco ensanchando por el efecto de disolución que ejercen las aguas carbónicas. Esta alteración química se produce por la acción del anhídrido carbónico atmosférico que se disuelve en el agua de lluvia proporcionándole una acidez que la puede llevar hasta un pH de 5.6. Este agua al llegar al suelo se enriquece mucho más en carbónico al contactar con la atmósfera del suelo que tiene cantidades de dióxido de carbono mucho más elevadas - hasta varios cientos de veces más (ROQUES, 1962; BÖGLI, 1969)-, debido a la acción microbiana en la descomposición de la materia orgánica que libera CO₂ y ácidos orgánicos que también coadyuvan en la disolución (ATKINSON y SMITH, 1976). El resultado es el enriquecimiento en CO₂ gas disuelto y ácido carbónico del agua de infiltración, que llega a tener un pH de hasta 4.5, atacando así al carbonato cálcico de las calizas y dando lugar a bicarbonato cálcico, soluble en agua, y que es el responsable de la dureza del agua a la que antes nos hemos referido. Hay que citar que un agua, por ejemplo, con un 8% de carbónico disuelto tiene una capacidad de disolución de calizas 60 veces superior a la de un agua normal (MELÉNDEZ y FUSTER op. cit.). Además la temperatura también influye ya que mientras más fría esté el agua mayor poder de retención de

carbónico posee. Un litro de agua saturada en dióxido de carbono puede disolver 85 mg de carbonato cálcico a 0°C, pero sólo 55 a 30°C. A lo largo de un año la tasa teórica de disolución de las calizas superaría los 80 g/m² en áreas de elevada pluviosidad como puede ser Grazalema, mientras que para otras zonas de Andalucía se alcanzaría sobre la mitad de esa cifra (GARCÍA, 1989).

El agua de infiltración, a medida que va disolviendo, experimenta un aumento en el pH y en la concentración de todos los iones, aumenta su conductividad eléctrica y evoluciona generalmente desde un agua clorurada sódica a bicarbonatada cálcica, al ir atravesando los bancos calizos.

La acción disolvente del agua carbónica con el tiempo va ensanchando los conductos y fisuras por los que va circulando, a lo que también contribuye el desgaste mecánico ocasionado por los materiales detríticos que arrastra. El agua aumenta su temperatura por este efecto de rozamiento. En el interior del macizo se desarrolla un complejo sistema de galerías y pozos por los que el agua va internándose cada vez a mayor profundidad, a la par que va bajando el nivel hidrostático que se fijará cuando el agua alcance el substrato impermeable.

En la envergadura que alcanza el proceso de karstificación incide la tectónica que afectó a las calizas, la topografía local, el nivel de base definido por las rocas impermeables sobre las que descansan las calizas, el clima regional, ya que en las etapas lluviosas se favorece la karstificación, mientras que las secas lo ralentizan, e incluso incide la vegetación porque, cuando el karst se va desarrollando en profundidad, la vegetación tiende a desaparecer por falta de agua en el suelo ya que se infiltra rápidamente con lo que el proceso se acelera.

En definitiva el proceso de karstificación termina afectando a todo el espesor del macizo calizo dando lugar en superficie al modelado exocárstico, mientras que en el interior (endocarst) se forman cavernas a menudo comunicadas por conductos y simas.

La salida del agua enriquecida en bicarbonatos y otros iones -por tanto con mayor conductividad que la del agua de lluvia, y también con mayor temperatura- se produce a través de surgencias que dan nacimiento en St^a M^a de Trassierra a arroyos como el del Molino o del Bejarano.

Con el tiempo el karst se va abandonando al circular el agua cada vez por zonas más profundas; los túneles y oquedades se van viendo rellenos de sedimentos ricos en arcillas, arenas, gravas y fragmentos rocosos desprendidos, a la par que se intensifica la formación de concreciones calcáreas, como las tobas y travertinos a los que nos referimos.

Ya hemos dicho que las aguas de los manantiales cársticos son aguas duras, variando el grado de dureza con el envejecimiento del karst y su capacidad en la disolución de las calizas. Estas aguas tienen un elevado poder tampón o resistencia a los cambios de pH, lo que consiguen moviendo hacia uno u otro lado las formas de carbono inorgánico disueltas en ellas. En primer lugar citemos al carbónico disuelto, formado por anhídrido carbónico gas disuelto y por el ácido carbónico, que desde un punto de vista limnológico se consideran conjuntamente. En segundo lugar están los iones bicarbonato, y en tercero los carbonatos. La abundancia de cada una de estas fracciones del carbono va a depender del pH. Así por ejemplo a un pH de 4.5 todo el carbono está como carbónico, a un pH de 6.5 el 50% del carbono está como carbónico y el otro 50% como bicarbonato, a un pH 8.3 todo el carbono está como bicarbonato, etc. de manera que si se pierde dióxido de carbono del agua, el sistema reacciona para compensar esa pérdida restituyéndola. Para ello en las aguas duras, que tienen abundancia

de bicarbonatos disueltos, se efectúa la reacción entre dos iones bicarbonato más el catión calcio para producir ácido carbónico (que compensa la pérdida de anhídrido carbónico gas disuelto) más carbonato cálcico, que precipita primero como calcita, que es la forma hexagonal romboédrica del carbonato cálcico, que es menos soluble que la forma ortorrómbica que es el aragonito o aragonita, mineral descubierto por Abraham Gottlob Werner en 1788 a partir de unos ejemplares procedentes de Molina de Aragón en Guadalajara. El aragonito se formaría a partir de la verterita (ROQUES, 1964). Este precipitado de carbonato cálcico es lógicamente el que forma los travertinos o tobas y los espeleotemas.

Ahora bien ¿qué causas son las que fuerzan las pérdidas de carbónico del agua para que entre en operación la reacción anteriormente vista que produce los precipitados de carbonatos? Se pueden esquematizar en cuatro:

- el paso de CO_2 desde el agua a la atmósfera.
- la función fotosintética de los autótrofos acuáticos.
- el aumento de la temperatura que disminuye la solubilidad del carbónico
- y los procesos que alcalinizan el agua

Cuando ocurren una o más de estas causas se producirán los depósitos de travertinos, que típicamente se forman cuando el agua que sale del endocarst se extiende en forma de laguna de poca profundidad, lo que acelera la pérdida de carbónico por paso a la atmósfera junto al consumo que realizan los vegetales acuáticos y en su caso el aumento de temperatura por insolación. También los saltos de agua, que imponen flujo turbulento y contacto con la atmósfera de todo el volumen de agua circulante más la vegetación adherida en esas cascadas, hacen depositar travertinos.

Los travertinos sólo se van a formar o sólo se han formado bajo unas estrictas condiciones climáticas, coincidentes con las de los períodos cálidos y húmedos, por lo que su presencia es un indicador paleoclimático que necesita de datación para conocer en qué período cálido del pasado, más o menos lejano, se formó. Viceversa, en condiciones de aridez, no se depositan travertinos ni espeleotemas. Es más, en períodos de aridez las plataformas travertínicas se inciden y aterrazan, a la vez que los espeleotemas no siguen su crecimiento y en condiciones de humedad y frío se erosionan, ya que son disueltos por la agresividad del agua.

El karst de St^a M^a de Trassierra y el agua que encierra, ha sido sin duda la causa del establecimiento en ese lugar desde tiempos remotos de asentamientos humanos, conocidos, al menos desde la época romana.

Desde Córdoba, nada más comenzar la subida a St^a M^a de Trassierra, pasando el Castillo de La Albaida, podemos observar desde la carretera el travertino de Peña Melaria, nombre probablemente asociado a un antiguo monasterio que debió ubicarse en esa zona. En esta Peña eran abundantes las colmenas silvestres de abejas (*Apis mellifera*) y, tal vez, de la miel tomó el nombre. Es un travertino muy viejo y representa el vestigio de un período de karstificación donde los manantiales vertían hacia el sur, hacia el Guadalquivir (RECIO et. al., 1991).

Ya en la zona de St^a M^a de Trassierra encontramos cuatro grandes formaciones travertínicas: la del Bejarano, Molino, Fato y Valdehuertas.

La más alejada del núcleo urbano es esta última situada pasando Puerto Artafi y Castro y Picón, en la bajada por carretera hacia el río Guadiato, en la finca que lleva su nombre. De lejos son distinguibles dos grandes plataformas travertínicas (Fotografía 1): la primera o más baja situada en su base a 299 m.s.n.m., tiene una longitud de 36 m., una anchura de 29 y una altura de 25 m; la segunda es más extensa, pero de menor desnivel (longitud:52m., anchura: 32 m y altura 14m.). La vegetación es

típicamente hidrofítica, con zonas alteradas de olivares abandonados. Entre los dos travertinos nace un curso de agua que es más una resurgencia del arroyo que viene desde La Porrada, que aparece y desaparece entre las calizas y que emana en una cueva artificial. Sus aguas son transparentes, subsaturadas en oxígeno disuelto (3.8 a 5.3 mg/l), de elevada alcalinidad, en torno a los 6meq/l, con un pH próximo a 7, de moderada conductividad, alrededor de los 500 microSiemens, con bajos cloruros 0.4 meq/l y a una temperatura que se mueve en el intervalo 16-20°C. Estas aguas son tributarias del Guadiato.

En el arroyo del Bejarano no encontramos las grandes masas travertínicas anteriores; aquí los depósitos calcáreos son de mucha menor potencia y mucho más recientes en el tiempo. Estamos en la actualidad pendientes de los resultados de las dataciones por radioisótopos del carbono de estas formaciones, probablemente Holocenas. En el primer venero del Bejarano encontramos una campana de carbonato por la que cae el agua (Fotografía 2), que nos recuerda a la cascada de los Baños de Popea en el arroyo del Molino, que veremos más tarde.

Al ir siguiendo el curso del arroyo llama la atención el travertino que se forma en el salto al unirse al arroyo de La Aguardentera. A lo largo del cauce encontramos una sucesión de travertinos con disposición a manera de peldaños de escalera de gran belleza (Fotografía 3), y que deben estar aún en proceso de formación. En la margen izquierda hallamos unas masas calcáreas colgadas a pocos metros del cauce, así como algunas formaciones típicas que se forman cuando el agua circula lentamente, como son los *gours* escalonados que se pueden observar lindando con el cauce actual.

Cuando el Bejarano toma la pendiente acusada para tributar sus aguas al Guadiato, cerca de las minas romanas, en la margen derecha de su cauce, que suministraron metales a Roma, se pueden observar, no sin cierta dificultad, otras pequeñas masas de travertinos colgados a unos 2-3 m sobre el cauce.

El Bejarano es un arroyo que seguramente recibió su nombre de Béjar, ciudad salmantina famosa por sus paños o por algún personaje oriundo de ella, puesto que aquí también se fabricaban paños siglos atrás. Arroyo que en la actualidad tiene una calidad de sus aguas seguramente mejor que la que tenía en el pasado, a causa de la actividad minera de la zona, los batanes o los molinos de batir cobre como el del Martinete, cuyos restos aún se pueden contemplar. Hasta cierto punto, salvando la contaminación procedente del ganado que campea por las fincas que lindan con él, podemos decir que ahora está en mejores condiciones ecológicas que antaño, lo que no es extrapolable a muchos de nuestros ecosistemas acuáticos en nuestros días. Tal es el caso del arroyo del Molino, que por el vertido de aguas residuales del núcleo de población que recibe desde hace años, contamina el acuífero y arremete contra los depósitos de carbonatos que se encuentran en su curso.

En la zona del Molino se distinguen varias plataformas travertínicas. En la superior al borde del camino que baja hacia el arroyo, en la derecha, hay un bloque prismático que mide casi 4 m de largo, por 2.6 de alto y 1.5m de fondo, a 298 m.s.n.m. Se trata de un travertino fuente o de manantial, de color grisáceo, en el que es fácil observar restos vegetales fosilizados. Una muestra de este bloque (Fotografía 4) ha sido datada por primera vez por las series del Uranio en 121.501 ± 4646/-4495 años B.P. Corresponde, por tanto, a la etapa isotópica del oxígeno cinco, situada en el período cálido del comienzo del interglacial Riss-Wurm. Hay que pensar en un paleoambiente dominado por aguas someras donde predominaban plantas acuáticas, macrófitos y árboles en las proximidades de las orillas, a tenor de los restos fosilizados que se encuentran en él. La combinación de pérdidas de CO₂ por causas físicas, incluido el aumento de la tempera-

tura por insolación y el consumo fotosintético por parte de los productores primarios, fue la causa que originó este depósito.

Esta plataforma superior se encuentra actualmente disectada por el arroyo del Molino, que a ese nivel transcurre entre paredes travertínicas de unos cinco metros de altura.

A continuación aguas abajo nos encontramos con otra plataforma, incidida también por el Arroyo, que genera la poza conocida como Los Baños de Popea (Fotografía 5), que tiene más de 3 m de profundidad. A este nivel se observa el espesor de los depósitos que superan los 5 m y la campana por donde resbala el agua. En la oquedad de la pared se encuentra un gour afuncional y en las paredes viejas concreciones y conductos rellenos de gravas cementadas que indican ciclos de dominancia erosiva. Disponemos en esta zona de cronología por paleomagnetismo, que hemos realizado sobre varias campanas, que van desde los 118 Ky la más antigua a los 50-26 Ky la más reciente. Más abajo de los Baños de Popea se sitúan otras plataformas de menores dimensiones: hacia la margen derecha se disponen unos depósitos de carácter suelto, deleznales, ricos en arcilla y restos vegetales, que por sus características deben ser más recientes en el tiempo que los anteriores. Antes de llegar al Molino hemos datado unas concreciones más duras, también por U/Th, de edad 7253 ± 318/-317 años atrás.

Sin embargo, los depósitos más jóvenes en esta zona son históricos y de origen antrópico y se encuentran a la salida del depósito que, en cascada, suministraba agua al Molino. Tienen forma de mogote o joroba y se debieron formar preferentemente en época árabe, ya que desde mediados del siglo XV hasta mediados del XIX el clima fue más frío que el actual (es el período conocido como La Pequeña Edad del Hielo), que no debió ser favorable a la formación o crecimiento de estas concreciones. Probablemente su cronología se sitúe alrededor del año 1000-1200 de nuestra Era, coincidiendo con el óptimo climático que sucedió en ese entonces y coincidiendo también con la datación, por radiocarbono, que encontramos en los depósitos travertínicos de las patas traseras de ese pequeño elefante asiático que daba nombre a la Fuente del Elefante, figura que por esa época funcionaba como lujosa fuente de una alquería árabe (RECIO Y LÓPEZ op. cit.)

También forma travertinos el arroyo que viene de La Caballera, justo al desembocar en el Arroyo del Molino, aguas abajo de su confluencia con el arroyo del Molinillo. Es fácil encontrar ramitas cubiertas de carbonato en su cauce, lo que demuestra su funcionalidad actual.

Nombrar, aunque solo sea para recalcar el aspecto histórico del Molino que da nombre al Arroyo, que las dataciones que por paleomagnetismo hemos efectuado en varios de sus ladrillos, revelan que el arco inferior que sustenta el canal de agua es de origen romano (Siglo I ó IV), que en otras dependencias del Molino hemos datado ladrillos del S XIII, e incluso análisis efectuados sobre argamasa revelan restauraciones de finales del S XVIII, lo que habla a favor de su aprovechamiento secular. Hoy día está absolutamente abandonado haciéndose necesaria su restauración, lo que contribuiría a darle un esplendor histórico, y a complementar el valor ecológico que ya tiene.

Por último debo hacer mención de un travertino muy asociado, al igual que el anterior, a mi adolescencia ya que a él solíamos ir los amigos de aquella entrañable pandilla de finales de los sesenta, cuando D. Juan Moreno era el párroco de St^a M^a de Trassierra. Es el travertino del Fato (Fotografía 6), nombre relacionado con el mal olor, que cae casi verticalmente sobre el Guadiato, mucho menos conocido a nivel popular que los anteriores. Su cota superior se sitúa a 300 m.s.n.m. y la inferior a 260, tiene por tanto una potencia de 40m. Su longitud total es de más de 160 m.

Por su aspecto es un travertino muy viejo, en fase de desplome por varios lugares, agrietado por otros. Precisamente una de esas grietas da acceso, tras bajar un desnivel de 3 m, a una sala endocárstica rica en espeleotemas entre los que destacan unas magníficas columnas de calcita. En una segunda sala se presentan tanto en las paredes como en el techo y suelo grandes estructuras estalagmíticas y estalactíticas, cortinas y otras formaciones calcáreas.

A nivel del río también hay una entrada a otra cavidad diferente de la anterior que da acceso, después de recorrer unos 20 m, a una sala con varias vías donde las paredes y el suelo están recubiertas por carbonato cálcico precipitado de gran pureza, aportando a la cueva una gran belleza por la blancura, brillo y suavidad de las concreciones (Fotografía 7). Aquí la humedad es grande, del 90%, debido al agua que se infiltra por las paredes y que luego toma un cauce descendente. La temperatura en el interior es de 18° C, algunos grados más de los que se miden a la entrada, que en el mes de Enero fueron de 11° C. La acción del hombre se nota en esta cueva por las antiguas vigas de sujeción que se encuentran, que además están cubiertas también por carbonatos.

Esta acción antrópica se deja notar igualmente en otras zonas del travertino donde se encuentra un pozo, con una boca de casi un metro y veintiuno de profundidad, de donde se extraía agua hace más de veinte años para abastecer algunas urbanizaciones de la zona. Cerca del pozo hay un túnel, que debió ser una antigua boca de mina, que tiene 16 m de profundidad y más de 2 m de altura. Las paredes de este túnel se encuentran recubiertas por concreciones de carbonato cálcico de un blanco lechoso brillante y suave al tacto, depósitos que son purísimos ya que no dejan ningún residuo cuando se atacan con ácido clorhídrico. En un principio pensamos que se podría tratar de aragonito, el cual se forma en espacios subterráneos bajo unas condiciones hidroquímicas y microclimáticas específicas (FAGUNDO et al. 1996; ZELINKA, 2002), pero al someter las muestras al ensayo de difracción por rayos X comprobamos que se trataba de calcita, al igual que los precipitados que antes mencionamos de la cueva. Este túnel presenta una particular dinámica del agua, ya que en las ocasiones que lo hemos visitado no hemos podido observar infiltraciones ni escorrentía de agua por las paredes, sin embargo en el mes de Enero de este año, antes de las lluvias, hubo fuertes infiltraciones tanto por las paredes como por el techo que acumulaban el agua en el suelo, curiosidades del karst.

De manera natural al pie del travertino sale un pequeño manantial, el resto del agua debe de infiltrarse y subterráneamente desembocar en el río Guadiato, cuyas aguas han formado un gour principal (de 3.5m por 2.4) y otro de menor tamaño (2 por 1.3 m). Esta agua, que sale a una temperatura de 17°C, con una conductividad de 500 micro-Siemens, un pH ligeramente ácido (6.5), bajo contenido en oxígeno disuelto 4.5 mg/l y una elevada alcalinidad de 7.5 meq/l, al contactar con la atmósfera forma precipitados de calcita, que diseñan los gour y forman precipitados de manera espectacular sobre la vegetación acuática e incluso sobre la concha de los caracoles acuáticos, *Melanopsis dufouri* Férussac, 1823, aquí de un tamaño mayor a los que ya citamos en la Fuente del Elefante (LOPEZ op. cit.). Estos reducidísimos hábitats donde se encuentra *Melanopsis* deben ser cuidados con esmero para proteger la supervivencia de este antiguo caracol que data del Mioceno.

Por el momento hasta aquí llegan nuestras investigaciones, lo que hemos podido traducir del Libro de la Naturaleza de St^a M^a de Trassierra, aunque aún nos quedan muchas páginas por leer y a ello nos entregaremos con absoluta dedicación.

BIBLIOGRAFÍA

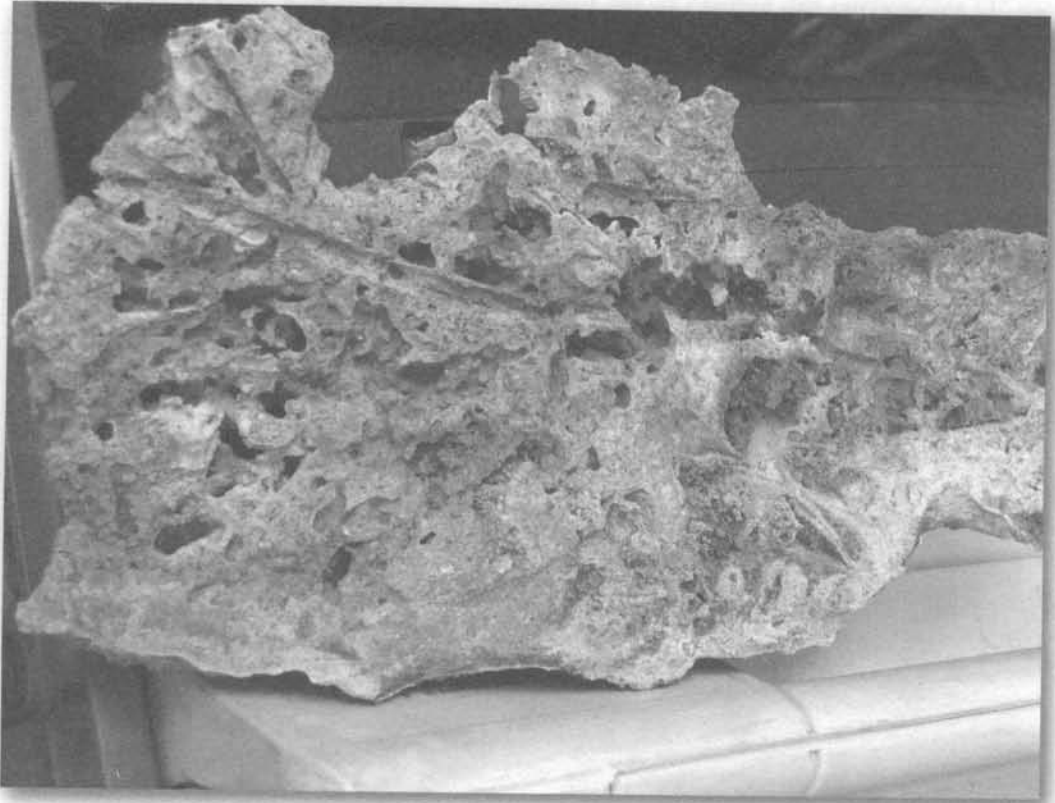
- AYALA CARCEDO, F. J., RODRÍGUEZ ORTIZ, J. M. DEL VALS MELUS, J., DURÁN VALSERO, J.J., PRIETO ALCOLEA, C. Y RUBIO AMO, J. (1986). *Memoria del mapa del karst de España*. IGME. Madrid. 68 pp. + Cartgr.
- ATKINSON, T. C. Y SMITH, D. I. (1976). "The erosion of limestones". In Ford, T.C. y Cullingford, C. H.: *The science of speleology*. Oxford. Academic Press.
- BÖGLI, A. (1969). CO₂ *Gehalte der lift in Alpine Karstboden und Hohlen*. 5th. Int. Congr. Stuttgart, 28:1-9.
- COLÓN, M. Y MOLINA, F. (1987). "Protección y gestión de los paisajes kársticos andaluces: el karst en yesos de sorbas". *Vida Silvestre* 62: 47-52.
- COLÓN, M. Y DÍAZ DEL OLMO, F. (1989). *Naturaleza en armonía y Naturaleza necesaria. Espacios naturales y gestión medioambiental en Andalucía*. Ed. Alfar. Colec. Universidad de Sevilla. 170 pp.
- COQUE, R. (1987). *Geomorfología*. Alianza Editorial.
- DELANNOY, J. J. (1987). *Reconocimiento biofísico de Espacios Naturales de Andalucía*. Junta de Andalucía y Casa de Velázquez. 50 pp.
- DELANNOY, J.J., DÍAZ DEL OLMO, F. Y PULIDO, A. (1989). "Paleokarst de Sierra Morena (Massif Hespérique)". En *Reunión Franco-Española sur les karst Mediterraneens d' Andalousie Occidentale*: 187- 218.
- DURÁN, J. J. Y LÓPEZ, J. (Eds). (1989). *El Karst en España*. Monografía 4. Sociedad Española de Geomorfología. 414 pp.
- DURÁN, J. J., LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. Y DEL VAL, J. (1989). "Perspectiva General del karst en España". En *El Karst en España*. Durán, J. J. y López-Martínez, J. (Eds). Monografía 4. S. E. G. 13-28.
- DURÁN, J. J. Y ROBLEDO, P. A. (2002). "Karst y patrimonio natural". In: Carrasco, F., DURÁN, J.J. Y ANDREO, B. (Eds). *Karst and Environments*: 261-266.
- FAGUNDO, J. R., VALDÉS, J. J. Y RODRÍGUEZ, J. E. (1996). *Hidroquímica del karst*. Grupo de Investigación: Recursos Hídricos y Geología Ambiental. Granada. 212 pp.
- FORD, D. C. AND WILLIAMS, P. W. (1989). *Karst, Geomorphology and Hydrology*. Unwin and Hymand. Londres 601 pp.
- GARCÍA, J. C. (1989). "La influencia del clima". En: *Karst en España*. Durán, J. J. y López-Martínez, J. (Eds). Monografía 4. S. E. G.: 73-82.
- ITGE Y JUNTA DE ANDALUCÍA. (1998). *Atlas Hidrogeológico de Andalucía*. Instituto Tecnológico Geominero de España y Junta de Andalucía. Madrid. 216 pp.
- LÓPEZ, A. (2006 a). "Crónica Ambiental". *Boletín de la Real Academia de Córdoba, de Ciencias, Bellas Letras y Nobles Artes*. LXXV, nº 150: 63-68.
- LÓPEZ, A. (2006 b). "El Arroyo del Molino". *Revista Sociedad de Plateros*. Año XV. Nº 25: 27-29.

- LÓPEZ, A. Y RECIO, J. M. (2006 a). "Aportación a la cronología de los edificios travertínicos del Arroyo del Molino (Córdoba, España)". *Libro de Resúmenes del XIII Congreso de la Asociación Española de Limnología y V Congreso Ibérico de Limnología*. p 123. Barcelona.
- LÓPEZ, A. Y RECIO, J. M. (2006 b). "Elementos del karst y reconstrucción paleoecológica de ecosistemas acuáticos en Sierra Morena Central (Stª Mª de Trassierra, Córdoba)". *Libro de Resúmenes del XIII Congreso de la Asociación Española de Limnología y V Congreso Ibérico de Limnología*. p 124. Barcelona.
- MARGALEF, R. (1983). *Limnología*. Omega. Barcelona.
- MELÉNDEZ, B. Y FUSTER, J. M. (1973). *Geología*. Paraninfo. Madrid.
- OLÍAS, M., CERÓN, J. C., FERNÁNDEZ, I., RODRÍGUEZ-VIDAL, J. Y CÁCERES, L. (2002). "Algunos aspectos hidroquímicos de las aguas subterráneas relacionadas con la Cueva de la Sima y su entorno (Constantina, Sevilla)". In Carrasco, F., Durán, J.J. y Andreo, B. (Eds). *Karst and Environments* 219-225.
- RECIO, J. M., BAENA, R. Y DÍAZ DEL OLMO, F. (1991). "Evolución reciente del Karst de la Sierra de Córdoba: sistema hidroquímico y travertinos". *III Simp. Agua en Andalucía*, T. I., ITGE, 575-583.
- RECIO, J. M. Y LÓPEZ, A. (2005). "Caño de Escarabita y Fuente del Elefante (Stª Mª de Trassierra, Córdoba, España): reconstrucción paleoecológica y cronología". *Boletín de la Real Academia de Córdoba*, de Ciencias, Bellas Letras y Nobles Artes: LXXXIV nº 148: 235-253.
- ROQUES, H. (1962). *Consideration theoriques sur la chemie des carbonates* (1º memoire). *Ann. Speleol.*, 17(1):11-41.
- ROQUES, H. (1964). *Contribution a l'étude statique et cinetique des systemes gaz carbonique-eau-carbonate*. *Ann. Speleol.*, 19(2): 255-484.
- 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. *Aportaciones al conocimiento de la evolución paleoclimática y paleoambiental en la península Ibérica durante los dos últimos millones de años a partir del estudio de travertinos y espeleotemas*. Enresa Publicación Técnica nº 3/96 118 pp.
- VENTURA, A. (1993). *El abastecimiento de agua a la Córdoba romana*. I. El acueducto de Valdepuentes. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Córdoba. Monografía nº 197. 174 pp.
- ZELINKA, J. (2002). "Microclimatic monitoring in the Ochtinska aragonite cave". In Carrasco, F., Durán, J. J. y Andreo, B. (Eds). *Karst and Environments* 521-527.

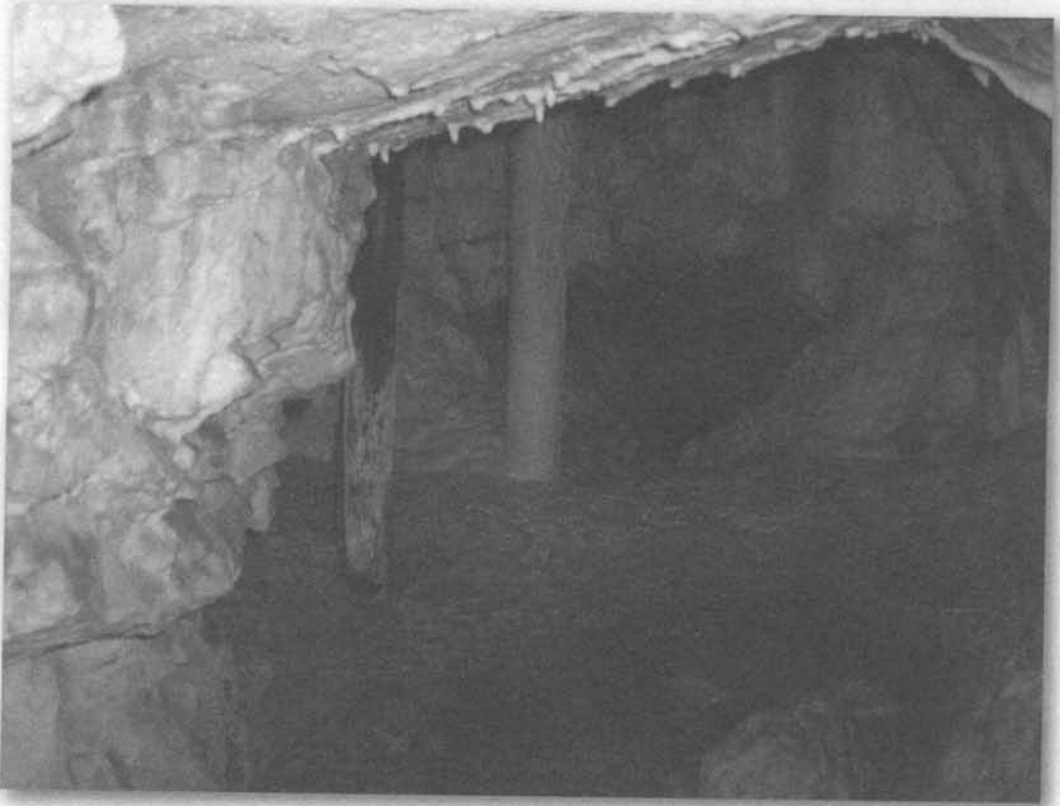




LXXXIV nº 146, 235-252







EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA Y GEOMORFOLÓGICA DE LA CUEVA DEL CAÑAVERALEJO (ADAMUZ, CÓRDOBA)*

JOSÉ MANUEL RECIO ESPEJO, ACADÉMICO CORRESPONDIENTE
JAVIER LÓPEZ VALLEJOS, UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA

I.- Introducción

La cueva del Cañaveralejo constituye una cavidad de origen kárstico labrada en las calizas carboníferas aflorantes en la zona de Adamuz (Sierra Morena Central, Córdoba). Presenta una sala principal ampliamente abierta al exterior, de reducidas a medianas dimensiones, cuyo acceso se hace sin dificultad y riesgo alguno, accediendo por una especie de vereda abierta entre la vegetación natural (Figura 1).

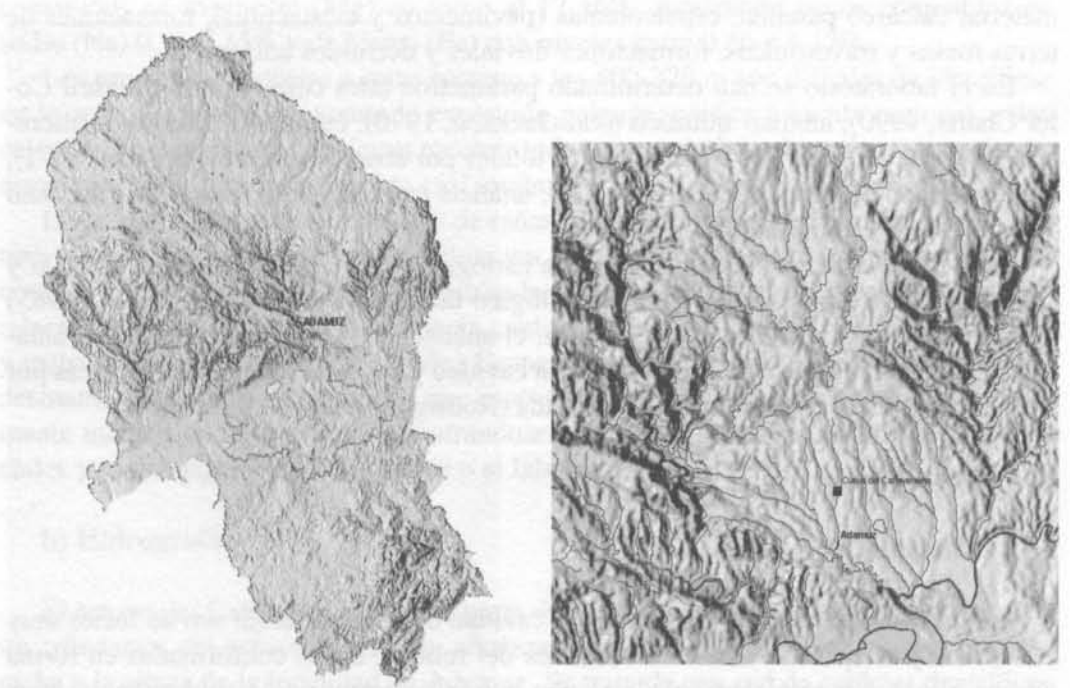


Fig.1 Localización de la cavidad en la provincia de Córdoba (modelo digital del terreno).

(*) : Este trabajo es una contribución al desarrollo del proyecto “Puesta en valor integral de la cueva de El Cañaveralejo”, patrocinado por el Ilmo. Ayuntamiento de Adamuz (Córdoba) y dirigido por el Profesor J.C. Martín de la Cruz.

Ocupa una posición de media ladera, presenta un sentido longitudinal y una génesis disolutiva favorecida por la gran cristalinidad que muestran las facies de estos materiales calcáreos. En la actualidad la circulación kárstica se encuentra a varios metros por debajo del fondo actual de la cavidad, fluyendo de manera subterránea hacia el arroyo del Cañaveralejo que discurre a pie de la misma y conforma su actual nivel de base local. La presencia de agua en la misma es pues en la actualidad inexistente.

El paisaje del entorno viene definido por un gran desarrollo de la vegetación natural, arbustiva y arbórea, que contrasta enormemente con las grandes zonas de olivar existentes sobre otros tipo de materiales, viniendo a realzar muy en gran medida el estado actual e interés de esta cavidad,

Los trabajos de prospección han puesto de manifiesto la presencia de suelos y sedimentos que tapizan sus fondos, muy alterados y movidos, con síntomas evidentes de haber sido modificados por una ocupación diversa y continuada de la misma.

Haciendo uso de las formaciones superficiales existentes en su interior así como analizando la evolución paleogeográfica experimentada por su zona de ubicación, el presente trabajo pretende efectuar una aproximación a la génesis y evolución cuaternaria sufrida por esta cavidad así como a contribuir a profundizar en el estudio del escenario físico que ha facilitado su ocupación prehistórica así como su explotación y usos posteriores.

II.- Material y métodos

Se ha analizado y estudiado sedimentaria y macroscópicamente las diferentes formaciones superficiales encontradas en el interior de la cueva, morfología de la cavidad, material calcáreo parental, espeleotemas (pavimentos y estalactitas), formaciones de terras rossas y travertínicas, formaciones fluviales y derrubios antrópicos.

En el laboratorio se han determinado parámetros tales como color (Munsell Color Charts, 1990), análisis químico total (Jackson, 1970), estados del hierro de alteración (Barrón y Torrent, 1986), elementos totales por absorción atómica (Pinta, 1971), conductividad eléctrica (U.S.D.A., 1973), análisis textural (Soil Survey England and Wales, 1982), y nitratos (Ros, 1979).

A nivel regional, se ha dispuesto de la cartografía topográfica a escala 1.10.000 y ortoimagen correspondiente, y mapa geológico de la serie magna del IGME (1985) nº 902. Los trabajos de campo efectuados, el análisis de la red de drenaje, el levantamiento topográfico realizado a detalle de la cavidad y las dataciones radiométricas por Ur/Th, completan la metodología empleada (Rodríguez Vidal et als, 2002).

III.- Resultados

a) Litología.

Las calizas carboníferas que arman la cavidad del Cañaveralejo son de facies muy cristalinas y ocupan las zonas culminantes del relieve. Estan conformadas en forma de una alineación semicontinua de rumbo hercínico, en posición subhorizontal muy permeables, solubles y fácilmente karstificables, y donde predominan las pequeñas y medianas cavidades, paredes muy verticalizadas, escarpes y cañones fluviales labrados por los actuales cursos de agua. La zona de Los Conventos constituiría un ejemplo de estos espacios kársticos de sumo interés paisajístico que vendrían ha asemejarse a los que aquí describimos (Figura 2).

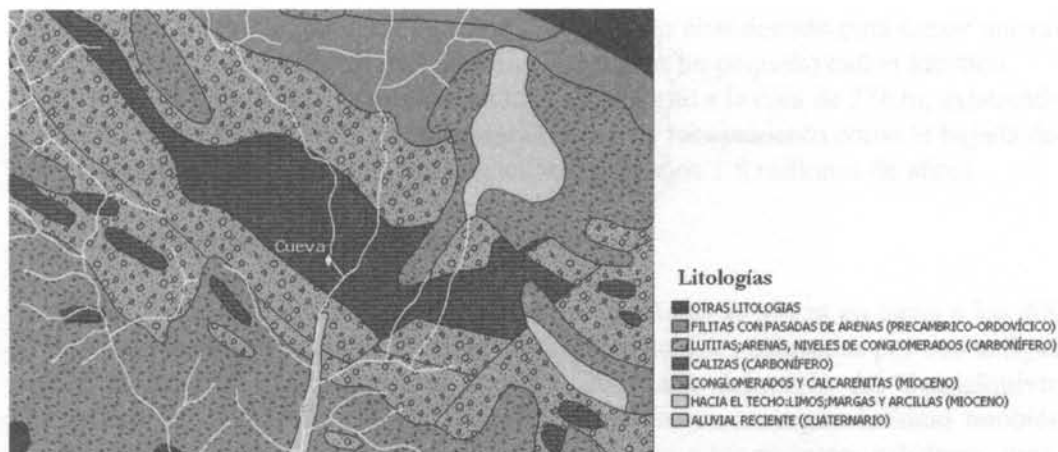


Fig. 2 Esquema litológico

Muestras tomadas y analizadas de esta litología en la misma cavidad revelan la presencia de facies muy espáticas de medianos cristales (I) (99.92% de carbonatos y un resto insoluble (r.i.) de 0.08%), junto a otras más masivas y de coloración algo más parda (II) (99.73% y 0.27% respectivamente). Otras facies muestreadas, no en el interior de las paredes de la cueva (III) si no en los alrededores, muestran unos mayores niveles de resto insoluble (7.74%), y un menor contenido en carbonatos. Estos datos pueden ayudar de alguna manera a justificar en parte la formación y localización concreta de la misma.

El contenido en calcio (Ca) llega a ser del 79.9% en (II), presentando todas ellas contenidos en magnesio (Mg) en torno al 12-16%, mostrando pocos contenidos en sodio (Na) 0.11-0.15% y de hierro (Fe) con niveles entre 0.46 y 1.12%.

Los retazos de mioceno a cotas entorno a los 400-370 m son difíciles de identificar en la zona. Teniendo en cuenta la evolución paleogeográfica a escala regional, estas calcarenitas tortonienses debieron recubrir todo este conjunto paleozoico; sin embargo estos materiales han desaparecido casi totalmente por erosión.

De la misma forma los depósitos de rañas pliocenas o pliocuaternarias se encuentran muy erosionados y desmantelados; tan solo pequeños retazos situados in situ a cotas en torno a los 280-300 m, muestran las características facies de estos depósitos relacionados con la antigua red es decir, cantos de cuarcitas de mediano a gran tamaño y matriz ultisólida empastante (Nuñez Granados y Recio Espejo, 2006) (Figura 2). El desmantelamiento de estos motiva que cantos procedentes de la misma tapicen actualmente muchas de las laderas, encontrándose mezclados con otros materiales superficiales y suelos por efecto del arrastre o el laboreo.

b) Hidrografía

El arroyo del Cañaveralejo, forma parte del conjunto de cursos de agua que forman los tributarios del arroyo Tamujoso, afluente del río Guadalquivir por su margen derecha a la altura de la localidad de Adamuz. Se trata de una red de carácter dendrítico, orientación NW-SE, ligeramente herciniana, aunque esta dirección es abandonada por algunos cursos hacia el este de su cuenca, dibujando aquí direcciones de sentido N-S, como es el caso concreto del arroyo Cañaveralejo que analizamos (Figuras 3 y 4).

Presenta un marcado carácter erosivo, con una acentuada acción remontante, que ha motivado la captura de todos los tributarios por la margen derecha del río Varas, tri-

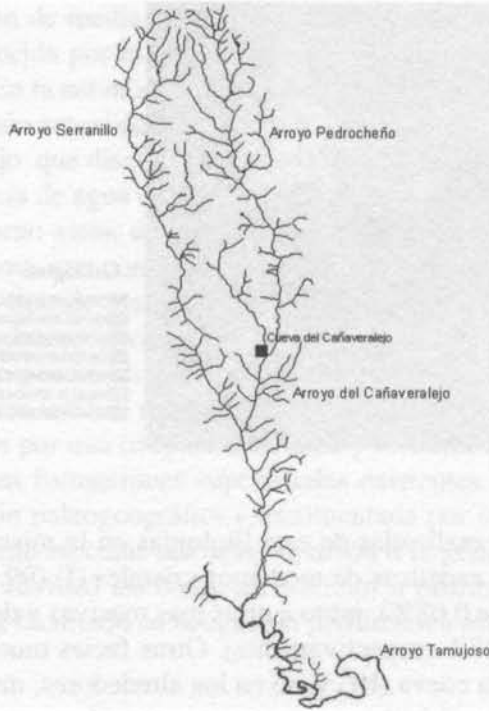


Fig. 3 Cuenca y red del arroyo Cañaveralejo.

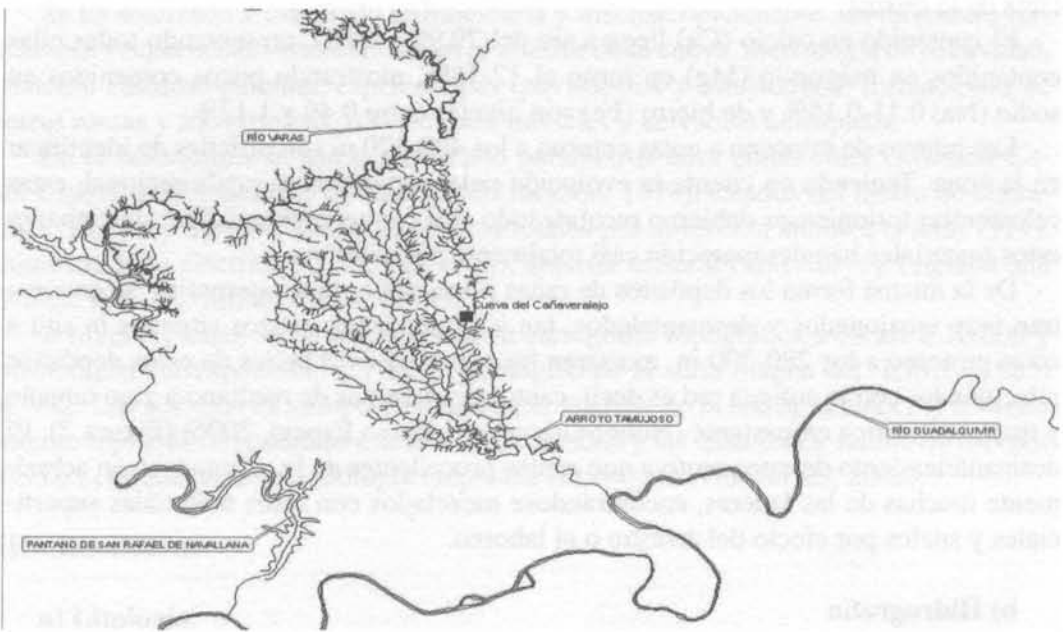


Fig. 4 Red hidrográfica regional: río Guadalquivir, arroyo Tamujoso, arroyo Cañaveralejo y río Varas.

butario del río Guadalquivir. En particular el arroyo Cañaveralejo muestra un sentido de drenaje N-S, no ajustado a la estructura y con una fuerte labor erosiva.

No obstante en ciertos tramos de cabecera, al norte de la cavidad, se observan trazados de rumbos hercánicos NW-SE así como un codo de captura a cota en torno a los 300-290 m., que viene a coincidir con la dirección de los afloramientos calizos y

antiguo relieve antes comentado, y el cual habría sido abandonado para tomar nuevas direcciones N-S, cortar los paquetes calizos y generar un pequeño cañón kárstico.

El nivel de base actual se localiza en la zona en torno a la cota de 276 m, existiendo una incisión total de 125-120 m, considerándose este rebajamiento como la bajada del nivel de base acontecida durante el Cuaternario (últimos 1.8 millones de años).

c) Geomorfología, génesis y análisis de cotas.

Como se ha comentado las zonas somitales calcáreas se sitúan en torno a los 400 m de altitud (relieves positivos), encontrándose aplanadas y arrasadas por una antigua superficie de erosión miocena, que cae en sentido a la depresión del Guadalquivir. Los fondos del relieve (negativos) están conformados en litologías lutíticas también de edad carbonífera de mayor impermeabilidad frente a los paquetes calcáreos, mezcladas con canturreal procedente de la erosión de las rañas, tapizando laderas y fondos de vallejitos a cotas de 280 m., y por donde trascurre la red actual. Su carácter menos competente frente a la erosión sería la causante al mismo tiempo de que conformen, tal como se ha comentado, las zonas topográficamente más bajas (Figuras 5 y 6).

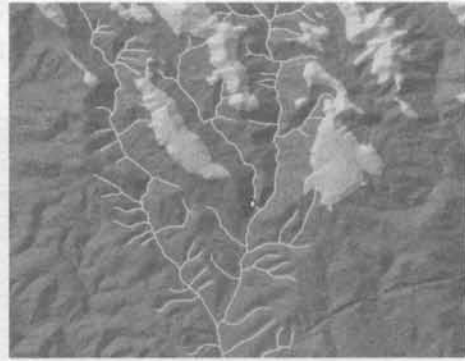
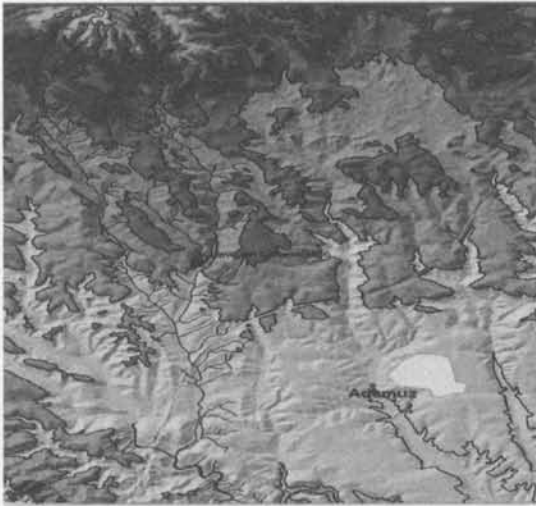


Fig. 5 y 6 Superficies altimétricas. Niveles de aplanamientos.

El cañón por donde discurre el arroyo Cañaveralejo es de origen fluvio-kárstico derivado de la fuerte incisión; este adopta una morfología de tipo cóncavo en la zona exacta de ubicación de la cavidad (zona de sedimentación), coincidente a su vez con un cambio de dirección y formación de un pequeño meandro. Los asomos de rocas en esta laderas son frecuentes, y la caída de bloques también lo son. Los suelos actuales, Litosuelos alternantes con roca aflorante, son casi inexistentes.

La génesis de este cañón habría conllevado por un lado la formación de una gran cantidad de clastos procedentes de este material calcáreo, y por otro ser la responsable de la exposición subaérea de la cavidad kárstica, hasta entonces perteneciente tan solo al dominio del endokarst.

Analizando el desarrollo topográfico, el talweg o cauce actual del arroyo Cañaveralejo se encuentra a unos 276 m. de cota, es decir a unos 7 m. por debajo de la entrada a la cavidad (Figura 7). Esta entrada se sitúa a su vez en torno a los 283 m., y los niveles

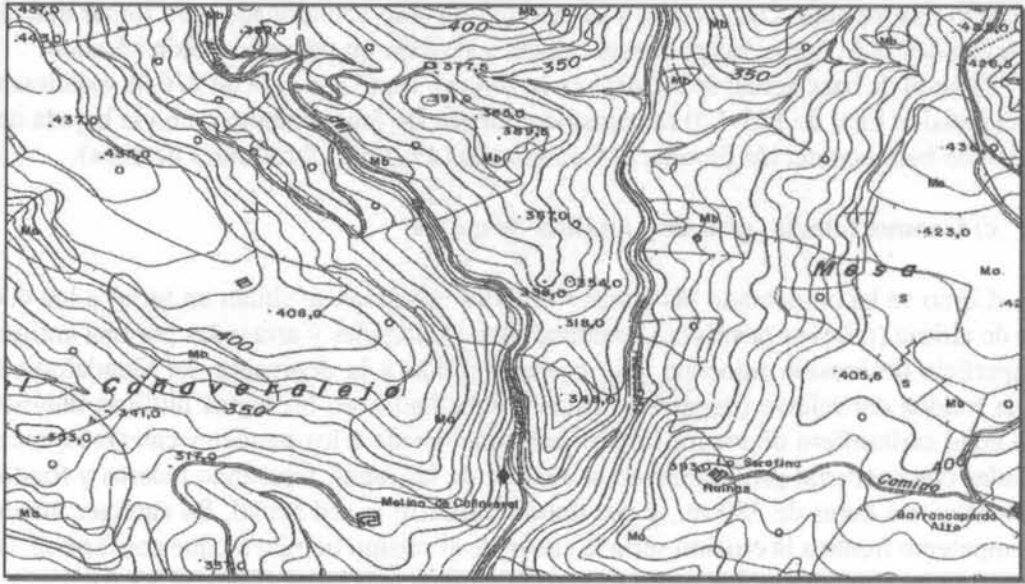


Fig. 7 Topografías a escala 1:10.000

mas altos de la cavidad estarían situados pues a 10 m por encima de este nivel de base actual, es decir a unos 286 m.

Ya en su interior la cota más alta a la que aparece un nivel de clastos pavimentados y cementados se encuentra a unos 286 m. y descansan en la pared oriental de la cueva a cotas de 282 m., conformando por tanto un talud desarrollado en dirección SE-NE y con una pendiente media del 14%. Sobre estos mismos niveles de 286-285 m. se encuentra también la entrada del conducto que cae en dirección S con una pendiente media del 11%.

El talud artificial de sedimentos que existe en el interior, en el fondo de la cavidad, presenta una pendiente aproximada del 37%, cayendo en sentido S-N desde cotas de 285m a los 283.6 m.

El fondo de la, zona primera o sala de entrada de la cueva se encuentra a unos 280 m, es decir a 5-6 m por debajo de los niveles naturales de clastos del interior comentados anteriormente. Ello quiere decir que la extracción efectuada de estos clastos y otros materiales del interior por las actividades humanas realizadas ha generado un desnivel de unos 5 m. Estos materiales fueron acarreados hacia el exterior de la cavidad, generando una gran acumulación de derrubios desordenados de gran envergadura, que han llegado incluso a colapsar en ocasiones el discurrir del mismo cauce del arroyo Cañaveralajo.

d) Formaciones superficiales del interior de la cueva.

Tal como se ha comentado la cavidad muestra en primer lugar una génesis relacionada con los procesos disolutivos típicos del endokarst, y cronologías muy antiguas quizás de edad mesozoica, y generadora de arcillas de descalcificación muy ácidas y ferruginosas de naturaleza tropical. El conducto existente en el final de la misma así como una generación de espelotemas antiguos serían formados en estos momentos, así como toda la corrosión que se observa en las paredes de la zona más profunda de la cavidad.

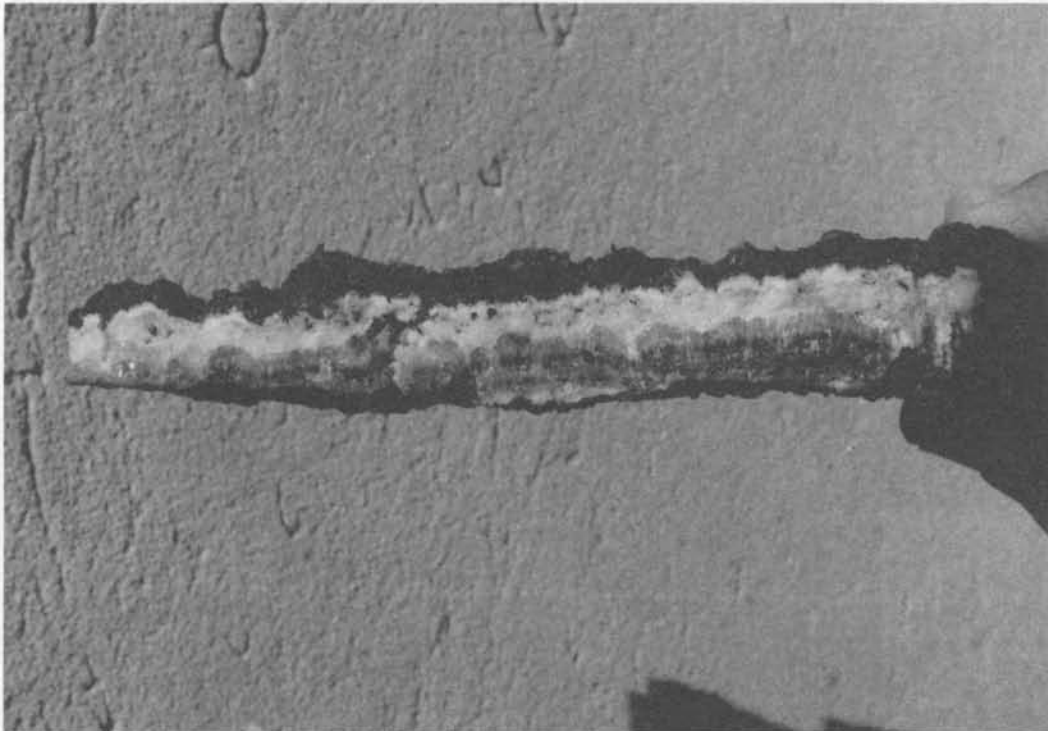
Fruto de esta karstificación, formaciones tipo terras rossas muy antiguas, oscu-

ras y potentes (7.5YR3/4, 7.5YR3/2, 5YR2.5/2), rellenan grietas y galerías, afectadas por una alteración de tipo tropical muy parecida a la que presentan otras formaciones antiguas similares estudiadas por nosotros en la sierra de Aracena, cerro del Hierro u Hornachuelos. Estas formaciones son ácidas (pH de 6.8-7.2) y han corroído junto a la circulación de unas aguas de naturaleza muy ácida las paredes de la zona interior de la cueva, y no de la sala primera o de entrada, lo que ayuda a pensar para esta zona en una génesis muy posterior de la misma, y quizás de carácter artificial.

Los niveles de hierro dititionito (Fed) son del 4.6-2.5 %, y el Feox del orden de 1.0-1.2%. lo asemeja a otros niveles encontrados para formaciones similares. Es por ello por lo que no se detecta en principio un especial elevado contenido de este metal en estas formaciones.

Sin embargo esta alteración antigua tropical es muy intensa, de tal forma que en los trabajos de excavación arqueológica efectuados se ha recuperado un fragmento o nódulo de mineral de hierro de mediano tamaño, en forma de hematite/oligisto, algo esponjoso pero bien cristalizado en algunas zonas. Este mineral, fruto de las segregaciones de hierro existentes en la masa de las terras rossas existentes, podría constituir un claro objetivo que justificaría la explotación minera que parece haber sufrido la cueva del Cañaveralejo en tiempos recientes.

A su vez todo ello se encuentran además fuertemente compactado y cementado por carbonatos laminares originados por una recarbonatación posterior que hace que presenten contenido anormales en carbonatos del 49 y 54%. En ocasiones este carbonato llega a aparecer como verdaderos espeleotemas de varios centímetros de espesor, en disposición horizontal y en posiciones claramente colgadas con respecto a los niveles de circulación actual. La datación radiométrica efectuada sobre ellos ha revelado una cronología de 141.000 yBP (Fotografía 1).



Fotografía 1. Espeleotema que tapiza el techo de la cavidad (140.000y BP)

Esta recarbonatación motiva a su vez que su textura presente contenidos en gravas y arenas considerables (del 54.25-66.16%); tan solo las gravas son del 38.6-36.2%, y la fracción fina de 45.75-33.85%.

De igual forma y debido a las labores de extracción, se encuentran muy modificadas las galerías del interior, donde el relleno de diaclasas y grietas por estas formaciones se han visto explotado de una manera intensiva. La existencia de pequeñas estalactitas *generadas una vez que cesó la extracción de estos materiales, ayuda a fechar la cronología del cese de esta actividad.*

La C.E. es muy elevada, del orden de 80.3-93.8 mhs/cm. que viene a incrementar la agresividad de esta aguas circulantes. Analizada estos extractos salinos, se pone de manifiesto la ausencia de sales responsables de la misma. Dado esto debemos de hacer responsables de esta salinidad a los niveles de amonio y nitratos procedentes de la murcielagina. A este respecto los contenidos de nitritos determinados superan las 250 ppm.

Se ha analizado al mismo tiempo los sedimentos que cubren el fondo de la cavidad, que se encuentran removidos y que arman el talud artificial existente en el fondo de esta antes comentado. Estos se muestran como menos carbonatados (8.65%), mas sueltos (41.65% de arenas y gravas, 8.5% de gravas, y finos 58.35%) y con una CE. de 30.8 mhs/cm.

Junto a todo ello existen otras que rellenan suelos y galerías más bajas, muestreadas en los fondos de la sala de la entrada. Son también oscuras (7.5YR 3/3; 5YR 3/2), no presentan carbonatos algunos, son sueltas y mucho mas arcillosas, y de cronologías mucho más recientes. El análisis textural revela que las fracciones más finas (limos y arcillas) representan el 90.85 %. Todo ello indica que se trata de una generación de

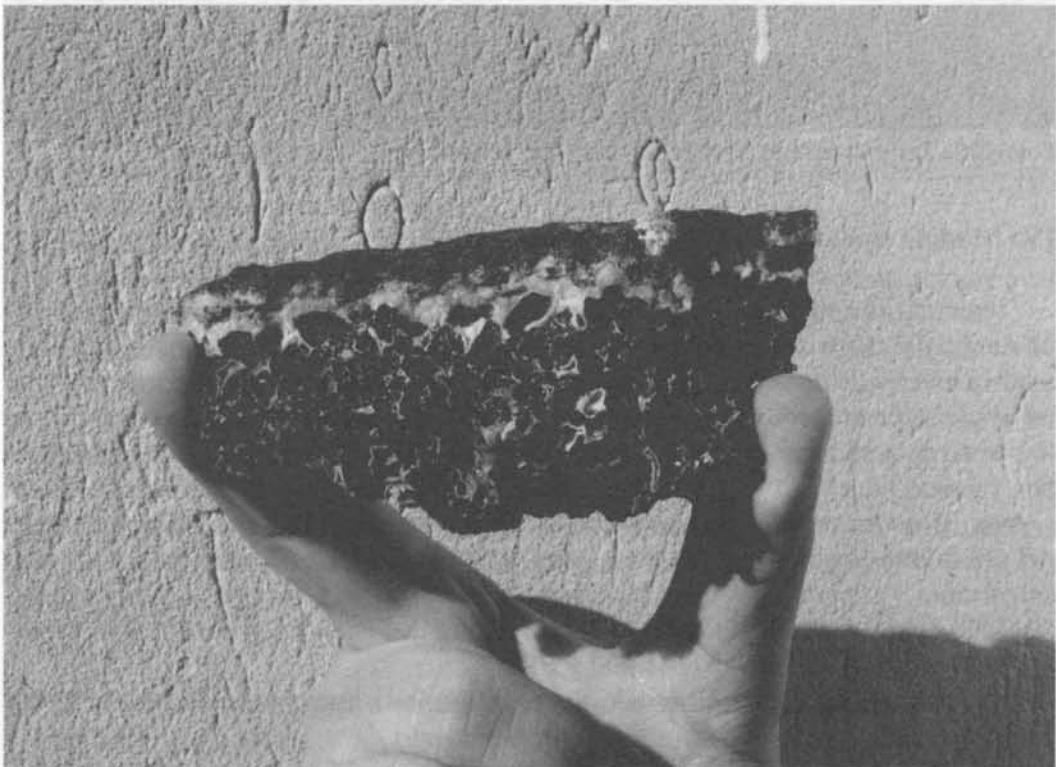


Fotografía 2. Espeleotema adherido a la pared y apoyado en el nivel-talud de clastos. Exhumación y apertura de la cavidad (12.000y BP)

arcillas de descalcificación mucho más moderna y distintas a la anteriormente comentadas.

Varias generaciones de coladas, estalactitas y banderas existentes en sus paredes pueden ser identificadas, algunas de las cuales llegan incluso a descansar sobre estas coladas de fondo. Estas presentan una cronología aproximada a los 12.000y BP (Fotografía 2). Por actos vandálicos la mayoría de ellas se encuentran rotas o muy deterioradas, al menos las más cercanas al suelo de fácil acceso. De igual forma que la corrosión de paredes, todo este conjunto de formas desaparecen en la gran sala de entrada de la cavidad. Aquí la morfología de las paredes inferiores es muy distinta a las zonas del interior, con formas angulosas, no corroidas y faltas de pavimentos. Tal como se ha comentado, ello puede sugerir una génesis totalmente antrópica.

La existencia de pozas que conservarían agua almacenada por un tiempo prolongado serían las responsables de la formación de ciertos depósitos travertínicos existentes en su interior. Uno de ellos se localiza a 283 m. coincidiendo con la posición de uno depósito de gravillas de origen fluvial, relacionados con el antiguo paleocauce del arroyo Cañaveralejo. Se trata de espeleotemas no muy potentes, oquerosos y vacuolares, algunas de ellas rellenas con terras rossas; estas formaciones son fácilmente distinguibles de otras más compactas y cristalinas (Fotografía 3).



Fotografía 3. Espeleotema oqueroso de facies tobáceo-lacustre.

La posición de los grandes bloques existentes en la entrada de la cavidad podría tener también un origen netamente antrópico. En la zona de entrada y en la pared NNW existen nuevas galerías y cavidades que se dirigen al parecer en dirección al cauce del Cañaveralejo, aún poco estudiadas. Se encuentran activas con formación actual de estalactitas, coladas y pavimentos diversos. De la misma manera la circulación kárstica continua en otras zonas de la cueva como lo demuestra la formación de estalactitas

muy recientes en el techo de galerías donde se han efectuado importantes extracciones de materiales antes comentadas (Fotografía 4).



Fotografía 4. Estalactita de cronología histórica: período post-extracción minera.

IV.- Modelo evolutivo y síntesis genética final.

Teniendo en consideración el desarrollo de cotas, podríamos estimar que el cambio de rumbo del curso de agua que formaría el actual arroyo Cañaveralejo se habría efectuado a niveles de unos 20 m. por encima de los actuales y cronologías correspondientes al pleistoceno medio inferior hace unos 300.000 años; ello vendría a coincidir por lo puesto de manifiesto por nosotros en otros trabajos de investigación (Nuñez Granados y Recio Espejo, 2003). Siguiendo este desarrollo de cotas, la cavidad localizada a unos 10 m por encima del cauce actual, sería pues puesta al descubierto a finales del pleistoceno medio-superior hace unos 140.000 años. La circulación de las aguas subterráneas y superficiales quedarían pues orientadas hacia unas nuevas direcciones, llevando consigo la formación de los espeleotemas que en disposición horizontal existen en el interior de la cueva (141.000 y BP).

Una vez perteneciente al mundo del exokarst, esta cueva y a manera de abrigo experimentaría un proceso de apertura e incremento de su capacidad, volúmenes y tamaño. Ello motivaría que los clastos empastados que conforman gran parte del suelo de la antigua cavidad y de naturaleza calcárea (+8-6 m.) habrían procedido del exterior e introducidos en el interior por un paleoCañaveralejo circulante a cotas más altas. La ausencia de cantos cuarcíticos procedentes de los depósitos de rañas en estos pavimentos ayuda a corroborar cronologías relativamente recientes de estos procesos.

A medida que evoluciona y bajan los niveles de base, este curso sería el responsable de la formación del nivel de gravillas del interior, a cotas de +6.3 m. Con posterioridad la formación de la pequeña terraza localizada a pie de la entrada (+6 m.) sería indicativa del momento en que la cavidad habría quedado desconectada de una

clara dinámica fluvial externa, acontecida hace unos 88.000 años. La existencia de una pequeña llanura aluvial a unos 0.5 m. por encima del cauce actual cerraría el conjunto de formas analizadas.

Las actividades antrópicas acontecidas en ella se habrían superpuesto de manera clara a las propiamente naturales. Las extracciones de material fino y de clastos, el trabajo efectuado en las paredes y fondo de la sala de entrada, el uso ganadero y la expoliación sufrida, serían las causas principales que han perfilado el estado actual que presenta la cueva.

Para finalizar y a modo de síntesis final, la génesis de formas que han podido ser identificada en la cueva del Cañaveralejo podrían seguir la siguiente secuenciación cronológica:

- o karstificación de las calizas y formación de una cavidad subterránea y arcillas de descalcificación, en ambiente tropicales meso-cenozoicos.
- o modelado y generación de una red de drenaje y una gran superficie de erosión miopliocena.
- o cambio de dirección intracuaternaria de la red y formación del cañón kárstico.
- o apertura de la cavidad durante el pleistoceno medio-superior.
- o progresiva bajada del nivel de base, vaciado de rellenos antiguos y entrada de clastos acarreados por el curso de agua en momentos torrenciales, con una posterior cementación por aguas carbonatadas.
- o entrada de gravillas no cementadas de origen fluvial, formación de pozas de acumulación de agua y depósitos travertínicos asociados.
- o desconexión de la cavidad de una acción fluvial directa en el pleistoceno superior, y formación posterior de terraza .
- o ocupación de la cavidad durante momentos neolíticos.
- o aprovechamiento minero de terras rosas y nódulos ferruginosos: extracción y evacuación de materiales.
- o uso ganadero y abandono actual.

V.- Bibliografía

- BARRÓN, V.; TORRENT, J. 1986.- Use of the Kubelka-Munk theory to study the influence of iron oxides on soil colour. *Journal of Soil Science*. XXXVII:
- JACKSON, M. L. 1970.- Análisis químico de suelos. Constable and Cie Ltd. Londres. 499-510.
- IGME 1985.- Hoja geológica a escala 1:50.000 n° 902. Adamuz.
- MUNSELL SOIL COLOR CHARTS 1990.- Munsell soil color charts. Koll Morgen Instruments Corporation. Maryland. EE.UU.
- NUÑEZ GRANADOS, M. A. Y RECIO ESPEJO, J. M. 2003.- Evolución de la red fluvial de la campiña de Córdoba (Tramo Medio del Guadalquivir). *Cuaternario y Geomorfología*. 18 (3-4): 89-93.
- NUÑEZ GRANADOS M. A. Y RECIO ESPEJO, J. M. 2006.- Kaolinitic paleosols in the south west pf the Iberian Peninsula (Sierra Morena region, Spain). *Paleoenvironmental implications*. *Catena*. (in press).

- PINTA, M. 1971.- Spectrometrie d'absortion atomique. Aplicacions a l'analyse chimique. Edit. Masson. Paris. 696 pp.
- RODRÍGUEZ VIDAL, J.; ÁLVAREZ GARCÍA, G.; BUENDÍA, A. F., MOLINA, J., MARTÍNEZ AGUIRRE, A., RIQUELME, J., RECIO ESPEJO, J. M., CÁCERES, J. M., RODRIGO, J. M., Y BERNABÉ, J. 2002.- La sima de Constantina (Sevilla), un ejemplo kárstico de recuperación del patrimonio científico y cultural. En "*Karst and Environment*". R. Carrasco, J. J. Durán y B. Andreo editores. Nerja, Málaga. 347-350.
- ROS ARAGONÉS, J. 1979.- Prácticas de Ecología. Edit. Omega. Barcelona. 181 pp.
- SOILS SURVEY ENGLAND AND WALES 1982.- Soil Survey laboratory methods. Technical monographs n° 6. Harpenden. England.
- USDA 1973.- Diagnóstico y rehabilitación de suelos salinos y sódicos. Edit. Limusa. México. 172 pp.