

cuevaTUR 2014

I CONGRESO IBEROAMERICANO Y V CONGRESO ESPAÑOL SOBRE CUEVAS TURÍSTICAS

iberoamérica subterránea

Editores:
José María Calaforra
Juan José Durán

CONVOCA



ORGANIZA



Ayuntamiento de
Aracena
Consejo de Desarrollo Local y Turismo

La cueva de Luchena, un ejemplo de cavidad hipogénica relacionada con descargas de aguas subterráneas en el acuífero Pericay-Luchena (Lorca, Murcia)

Antonio González-Ramón^(1,2), Andrés Segura-Herrera⁽²⁾, Tomás J. Sánchez-Díaz⁽²⁾, Alex Ignatenko⁽²⁾, Raúl D. Gea-López⁽²⁾, Pedro Pérez-Martínez⁽²⁾, Gonzalo Belmonte-Jiménez⁽²⁾ y Rubén Carra-Vélez⁽²⁾

(1) Urb. Alcázar del Genil, 4. Edf. Zulema bajo. Unidad del IGME en Granada (antonio.gonzalez@igme.es)

(2) Asociación de Espeleólogos Velezanos (espeleovelez@gmail.com)

RESUMEN

El cañón del río Luchena es una incisión en la Sierra del Pericay (O de Murcia) que la parte del NO al SE. A su salida se localiza el manantial de los Ojos de Luchena, el más caudaloso del entorno, con una descarga media de unos 210 l/s y aguas ligeramente termales. Cerca del punto de surgencia hay una cavidad de marcados rasgos hipogénicos, con formas de disolución muy bien definidas pues apenas existen recubrimientos litoquímicos que las enmascaren. Su plano topográfico ha sido levantado entre 2011 y 2013 por la Asociación de Espeleólogos Velezanos (AEV). El desarrollo medido fue de 561 m con un desnivel de 41 m, lo que la convierte en la principal cueva del término de Lorca, en el que se encuentra, y entre las 10 cavidades más extensas de la provincia de Murcia, según el catálogo que la Federación Murciana de Espeleología mantiene en su web. La génesis de la cavidad aparece íntimamente relacionada con la evolución durante el Cuaternario del cañón del río Luchena, y con el manantial que se localiza a su salida, único punto de descarga del extenso acuífero carbonatado y kárstico de Pericay-Luchena. La presencia de una falla de borde que superpone margas y margocalizas sobre carbonatos jurásicos que constituyen el acuífero, provoca el flujo de agua de circulación profunda hacia el manantial. La evolución del cañón ha ocasionado que el punto de surgencia vaya variando su cota conforme éste se encaja. La cueva puede interpretarse como una cavidad relacionada con la paleosurgencia del manantial en un momento de estabilidad en el encajamiento del cauce, a unos 100 m por encima de la cota actual. En la cueva se reconocen rasgos característicos de cavidades hipogénicas tales como *feeders*, *outlets*, *mega-scallops*, cúpulas, y canales de convección en paredes y techos, que aparecen especialmente bien expuestos. Las galerías se adaptan a los planos de estratificación inclinados unos 70° al SE y a fracturas más o menos verticales. Esto provoca la presencia de galerías laberínticas en planos verticalizados, con dos niveles de galerías horizontales, que podrían indicar un desarrollo de la cavidad en dos fases. Los espeleotemas son escasos y se limitan a zonas muy concretas, lo que puede interpretarse como un signo de juventud de la cavidad.

Palabras clave: Cañón fluviokárstico, flujos regionales, karstificación hipogénica, Ojos de Luchena, termalismo.

Luchena cave, an example of hypogenic cave related to the discharge of the Pericay-Luchena aquifer (Lorca, Murcia)

ABSTRACT

The Luchena river canyon is an incision in the Pericay range (O of Murcia) which cuts the range from NW to SE. The Ojos de Luchena spring is located at the end of the canyon, and is the most copious spring on the area, with a flow

around 210 l/s in average, and slightly thermal waters. Near to the spring there is a cave with evident hypogenic features, with very well exposed dissolution features because there are scarce speleothems which can hide them. The topographic map was made by the Asociación de Espeleólogos Velezanos (AEV) in 2011-2013. The cave has 561 m in length and 41 m in depth. Actually, the cave is the largest in the municipality of Lorca, and it is one of 10 most important ones in the Murcia province because of its dimensions. The genesis of the cave is closely related to the evolution of the Luchena river canyon during the Quaternary age and with the Ojos de Luchena spring. The spring is the only discharge-point of the vast karstic carbonate aquifer of Pericay-Luchena. Due to a boundary fault, marls and marly limestone overlie the Jurassic limestone that formed the aquifer, and cause the existence of deep water with upflow to the spring. The evolution of the canyon morphology determines that the spring changed his location due the river incision in the canyon. The cave is the consequence of this, because is related to former position of the spring during a stage of stability in the canyon evolution, around 100 m over the current channel. In the cave it is easy to recognize characteristic features of the hypogenic caves such as feeders, outlets, megascallops, cupolas, rising chains of cupolas and rising wall channels. Passages are related to bedding planes, dipping 70° to the SE, and with almost vertical fractures. For this reason, there is a verticalized labyrinth of passages, with two main horizontal levels of galleries, which may indicate the development of the cave in two stages. Speleothems are scarce and only they are in very specific places, which could be interpreted as a sign of youthfulness in the genesis of the cave.

Keywords: *fluviokarstic canyon, hypogenic karstification, Ojos de Luchena, regional flows, thermal springs.*

INTRODUCCIÓN

Las cuevas hipogénicas responden por lo general a cavidades generadas en condiciones en las que el flujo de agua subterránea se encuentra confinado, con circulación vertical ascendente y a velocidades lentas. Este tipo de flujo aparece frecuentemente en relación con circulación regional en bordes de acuíferos extensos y en zonas de descarga, donde materiales de baja permeabilidad se superponen a la formación permeable (Klimchouk, 2007). El desarrollo kárstico de oquedades puede generarse por varios mecanismos, uno de ellos es el enfriamiento del agua conforme asciende hacia los puntos de salida, que modifica su estado de saturación en calcita y dolomita (espeleogénesis hidrotermal) (Ford y Williams, 1989). También la mezcla de agua de circulación profunda de elevada salinidad con agua de infiltración superficial y salinidad más baja puede producir karstificación (Palmer, 1991). Por otra parte, si en el agua de circulación profunda existe H₂S en disolución, su oxidación por mezcla con aguas superficiales bien oxigenadas produce espeleogénesis hipogénica, lo que no parece ser el caso de la cueva de Luchena. Estos procesos dan lugar a unas morfologías características que quedan esculpidas en las paredes y techos de las cavidades (Forti *et al.*, 2002; Klimchouk, 2007). La disolución puede producirse a favor de superficies de estratificación buzantes o de zonas fracturadas más o menos verticales, en cuyo caso la cavidad suele presentar un desarrollo en planta fuertemente inclinado. Frecuentemente el agua es termal o ligeramente termal, pero esta no es una condición indispensable (Klimchouk *et al.*, 2000).

Los vacíos generados por la karstificación hipogénica, por lo general, no están abiertos al exterior hasta que la acción erosiva en laderas y valles los corta. A veces las cavidades aparecen en las laderas de cañones kársticos íntimamente relacionadas con la propia evolución del cañón, como ocurre en la cueva francesa de la Adouste (Audra *et al.*, 2002), donde estos autores han podido reconocer, dentro de la cavidad, rasgos asociados a la evolución del cañón desde el Mioceno superior hasta el Cuaternario, que habían sido descritos previamente por otros autores (Clauzon, 1979, 1988; Delange, 1997, entre otros). La cueva de Luchena aparece igualmente asociada a un cañón encajado en calizas jurásicas, y en ella pueden reconocerse algunos rasgos similares a la cueva francesa, cuya morfología en su parte más profunda, se adapta a la inclinación de las capas jurásicas, que presentan fuertes buzamientos, algo que también ocurre en la cueva de Luchena.

El objetivo del trabajo que se expone aquí es la descripción de la cavidad, donde se reconocen muy bien morfologías hipogénicas de disolución en las paredes y techos de las galerías, así como la interpretación de los rasgos estructurales que han favorecido su génesis y su relación con la evolución del cañón del río Luchena.

CONTEXTO GEOGRÁFICO, GEOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO

La Sierra del Pericay, donde se ubica la cueva, se encuentra en la zona occidental de la provincia de Murcia, cerca del límite con la de Almería y en el término municipal de Lorca (Figura 1). Está formada por una serie mesozoica incluida en el Subbético Interno, y es la continuación hacia oriente de las sierras de María, Muela y Gigante. La sierra está constituida por afloramientos de calizas y dolomías del Lías-Dogger (formaciones Gavilán y Camarena según Rey, 1993) con potencias del orden de 700 m. Tiene una orientación cercana a N-S, con los carbonatos estructurados en un pliegue sinclinal seguido de un anticlinal y el borde E definido por una falla (Figuras 2 y 3) que separa los carbonatos jurásicos de las margas y margocalizas cretácicas de la Formación Capas Rojas (Cretácico superior-Paleógeno).

El río Luchena nace en la confluencia de los ríos Caramel o Alcaide y la Rambla Mayor, discurre hacia el SE hasta su encuentro con el promontorio jurásico, al que corta de parte a parte generando un espectacular cañón fluvio-kárstico. En la entrada del cañón se encuentra la cerrada del embalse de Valdeinfierno, actualmente colmatado y sólo utilizado para prevención de avenidas. En su salida se localiza el caudaloso manantial de los Ojos de Luchena, que en realidad es una galería de varios cientos de metros de longitud que sigue el cauce del río y cuya salida se encuentra a 575 m s.n.m.

La cueva de Luchena se sitúa también en esta zona a una cota de 666 metros. La entrada a la cueva se abre a 86 metros por encima del cauce del río. Se trata de una boca redondeada que ha sido abierta por retroceso erosivo de las laderas (Figuras 4 y 5). Este hecho es evidente, pues ni siquiera constituye el punto más elevado de la cueva, ya que una parte de sus galerías se desarrollan a cotas superiores. El entorno geológico en el que se ubica, está caracterizado por la existencia de una falla que separa los carbonatos jurásicos de margas y margocalizas cretácicas y terciarias que forman una barrera de baja permeabilidad (Figuras 2 y 3).

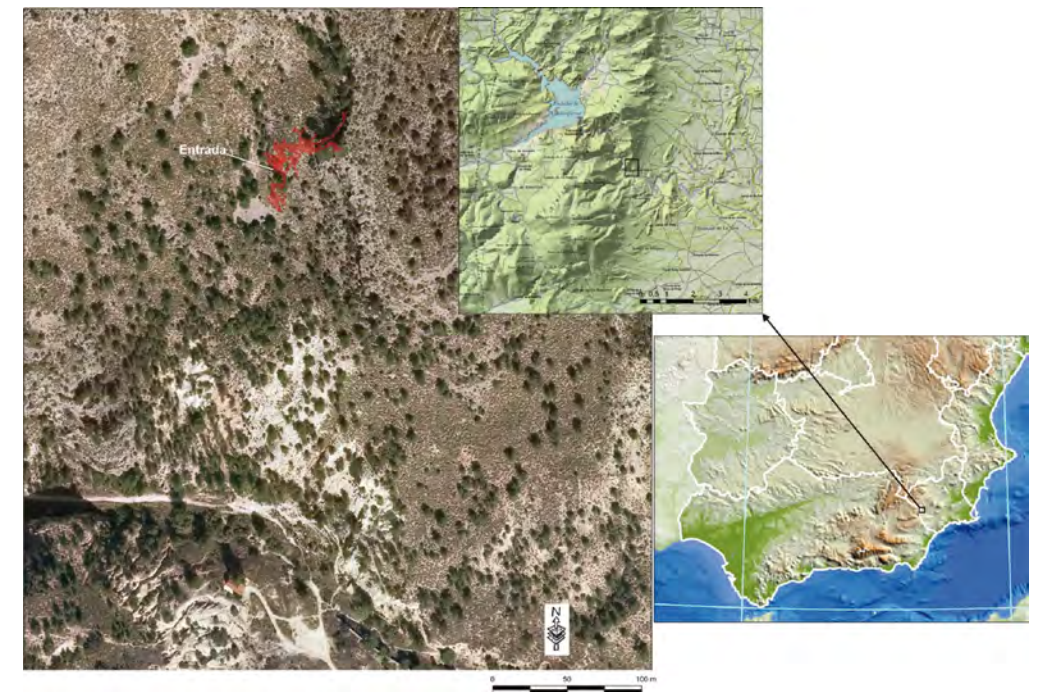


Figura 1. Situación geográfica de la Cueva de Luchena, en color rojo aparece la planta de la cavidad proyectada sobre la ortofoto del IGN. Los mapas de situación han sido tomados de IBERPIX.

El manantial de los Ojos de Luchena es el principal punto de descarga de un extenso acuífero que comprende los afloramientos carbonatados de las Sierras de Pericay, Larga y el Gabar incluidos a efectos de gestión en la Masa de Agua Subterránea nº 071.043 (Valdeinfierno). La superficie de afloramientos es del orden de 100 km² (Rodríguez Estrella, 1995). El manantial está dentro de las redes de control que mantiene la Confederación Hidrográfica del Segura (CHS), por esta razón su caudal y su quimismo son actualmente controlados mensualmente. Esta información puede consultarse en su página web (www.chsegura.es). Su caudal medio fue de 212 l/s en el periodo 2008/09-2011/12; el agua es ligeramente termal, con una temperatura variable entre 21 y 24 °C, lo que indica que ha circulado a profundidades altas y su surgencia está asociada a flujos verticales ascendentes. Además, tiene una elevada salinidad, con una conductividad eléctrica superior a 3100 µS/cm y altos valores en Cl⁻ (entre 375 y 410 mg/l) y SO₄²⁻ (>900 mg/l), que pone de manifiesto una posible relación con un sustrato evaporítico, posiblemente triásico. Según la información aportada por la CHS, el agua tiene un potencial redox alto (Eh ≈ 200 mV), que indica condiciones oxidantes, lo que excluye la presencia de gases como el H₂S y sugiere cierto grado de mezcla con aguas de infiltración reciente bien oxigenadas. Por otra parte, no se han reconocido travertinos asociados al manantial o al cauce en ningún punto, lo que indica que no existen condiciones incrustantes y el agua debe estar en equilibrio o subsaturada con respecto a la calcita y dolomita. El valor del nitrato es muy bajo (1-2 mg/l) y el amonio y el nitrato están ausentes, lo que es nuevamente un indicio de aguas oxidantes y antiguas, con circulación profunda.

ESPELEOGÉNESIS

La cueva se localiza cerca de la zona de contacto entre los carbonatos jurásicos y la barrera impermeable formada por las margas y margocalizas del Cretácico-Terciario que limitan el acuífero por el E (Figuras 2 y 3). Las galerías se adaptan, a grandes rasgos, a las superficies de estratificación, inclinadas hacia el E del orden de 60-70° si bien se pueden observar dos niveles con desarrollo de galerías horizontales situados a cotas en torno a 650 m el nivel superior y a 635 m el inferior (Figura 4).



Figuras 2. Interpretación geológica de la salida del Cañón del Río Luchena, en la zona donde se localiza la cueva. La fotografía está orientada del SO (izquierda) al NE (derecha).

En la Figura 3 se muestra un esquema interpretativo sobre las condiciones hidrogeológicas que favorecieron la formación de la cavidad. Según Baena et al. (1977), la formación jurásica estaría cabalgando a la formación Capas Rojas en esta zona, con una estructura en la que apenas habría enraizamiento del acuífero en profundidad, lo que contrasta con la presencia de una importante zona saturada puesta de manifiesto por la existencia de flujos profundos que explican el termalismo. Por otra parte, tampoco el quimismo del agua encaja con esta disposición geológica, pues muestra relación con materiales evaporíticos que no existen en la Formación Capas Rojas. Otros autores (Fernández-Fernández, 2003; Jabaloy et al., 2007) interpretan el contacto entre las formaciones jurásicas que conforman la Sierra de Pericay y la Formación Capas Rojas como una falla normal que tendría una edad prerogénica, es decir, anterior al orógeno bético que deformó la plataforma mesozoica durante el Mioceno. La existencia de un contacto por falla normal encaja con las observaciones de campo, donde las margas y margocalizas cretácico-terciarias están superpuestas a los carbonatos jurásicos en el punto de surgencia del manantial de Luchena. Por otra parte, esta estructura es coherente con la información hidro-

geológica estudiada, si bien, sería necesaria la presencia de un sustrato impermeable triásico, que por ahora no ha sido reconocido en ninguno de los trabajos geológicos o estructurales realizados en la zona.

Los flujos regionales que circulan por el acuífero adquieren componentes verticales al alcanzar la barrera de baja permeabilidad provocada por la presencia de las margas y margocalizas de la Formación Capas Rojas, que constituye el límite lateral del acuífero. Al iniciar su ascenso hacia la superficie el agua, cargada en CO₂ disuelto, se enfría lo que incrementa su agresividad y favorece la disolución de la roca al penetrar por las fisuras y superficies de estratificación. Las diferencias de densidad provocadas por variables geoquímicas o por contrastes térmicos generan corrientes convectivas (Klimchouk, 1997) que dan lugar a características morfologías de disolución en las paredes, a la génesis de galerías coalescentes y a la presencia de morfologías de techo por acumulación de burbujas de gas o por flujos agresivos ascendentes. La agresividad del agua también ha podido estar favorecida por mezclas, cerca del punto de surgencia, con agua de infiltración meteórica, más fría y oxigenada.

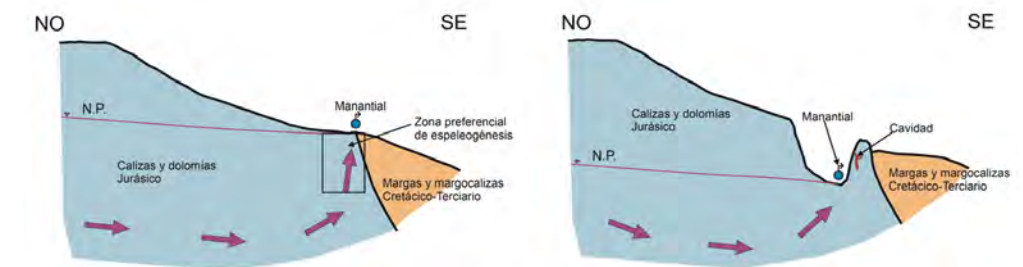


Figura 3. A la izquierda se esquematiza el contexto geológico e hidrogeológico en el que podría haberse generado la cueva de Luchena. El esquema de la derecha muestra la situación actual. Las flechas moradas indican las líneas de flujo regionales asociadas al acuífero Pericay-Luchena.

Según Klimchouk (2007) el conjunto de morfologías que identifican una cueva hipogénica consiste en: canales de alimentación (*feeders*), formas de transición en paredes y techo, y canales de salida (*outlets*). Estos tres rasgos pueden reconocerse en la cavidad estudiada (Figuras 4 y 5).

Durante las labores de topografía de la cavidad se han podido localizar dos canales de alimentación situados a diferentes cotas, el inferior alcanza la zona más profunda de la cavidad, se trata de una sima estrecha pero penetrable de unos 5 m de profundidad que se encuentra a -29 m desde la boca de entrada. El segundo *feeder* tiene una profundidad similar pero su base se localiza unos 15 m más elevada, en la *Galería de la Cortina*. Por otra parte se han reconocido al menos 3 chimeneas (*outlets*), también a distintas cotas, la inferior da nombre a la *Sala de la Chimenea*, tiene 6 m de longitud y está parcialmente recubierta de espeleotemas. En el *Sector Zarpazos* se localiza otra chimenea de gran longitud y paredes lisas que hasta la fecha no ha podido ser explorada. En las galerías que conectan los *feeders* con los *outlets* se reconocen muchas de las morfologías de disolución características de cuevas hipogénicas en techos y paredes, tales como cadenas de cúpulas ascendentes (*rising chain of cupolas*), cúpulas de techo (*ceiling cupolas*), canales de convección, conductos coalescentes conectados o no (*rising wall channels*), tabiques (*partitions*) y terminaciones ciegas de pasajes laterales que indican patrones de flujos cerrados ascendentes. En resumen, en la cavidad se reconoce todo el conjunto de formas que Klimchouk (2007) ha denominado como *morphologic suite of rising flow* (MSRF).

La presencia de canales de alimentación a distintas cotas sugiere la posibilidad de que la cavidad se generase en dos fases, lo que explicaría el nivel de galerías horizontales superiores, denominadas como *Sector Zarpazos* por la presencia de numerosas marcas de zarpas de mamíferos carnívoros que utilizan la cavidad. Por otra parte, no se han reconocido espeleotemas que suelen asociarse a cavidades hipogénicas, tales como nubes de cuevas, rafts o spar (Forti et al., 2002; Gázquez et al., 2012), lo que parece indicar que no ha habido niveles estables de

la superficie freática bajo el techo de la cavidad y de que el agua no alcanza fácilmente el estado de saturación en calcita. En las zonas más profundas se reconocen *popcorn*, cuya génesis debe estar relacionada con rezumes en las paredes una vez que el nivel freático descendió bajo la base de la cavidad. Tampoco se reconocen depósitos de yeso, lo que descarta una génesis por mezclas de aguas oxidantes y reductoras con presencia de H₂S.

La escasez de espeleotemas comunes tales como estalactitas, estalagmitas, coladas... sugiere que la cobertera de baja permeabilidad que recubría el techo de los carbonatos ha desaparecido en tiempos geológicos relativamente recientes. Sólo se reconocen espeleotemas de importancia de este tipo en la denominada *Galería de la Cortina*, que debieron comenzar a formarse una vez erosionadas las margas y margocalizas suprayacentes de la Formación Capas Rojas, lo que permitió la entrada de agua de infiltración reciente a la cavidad.

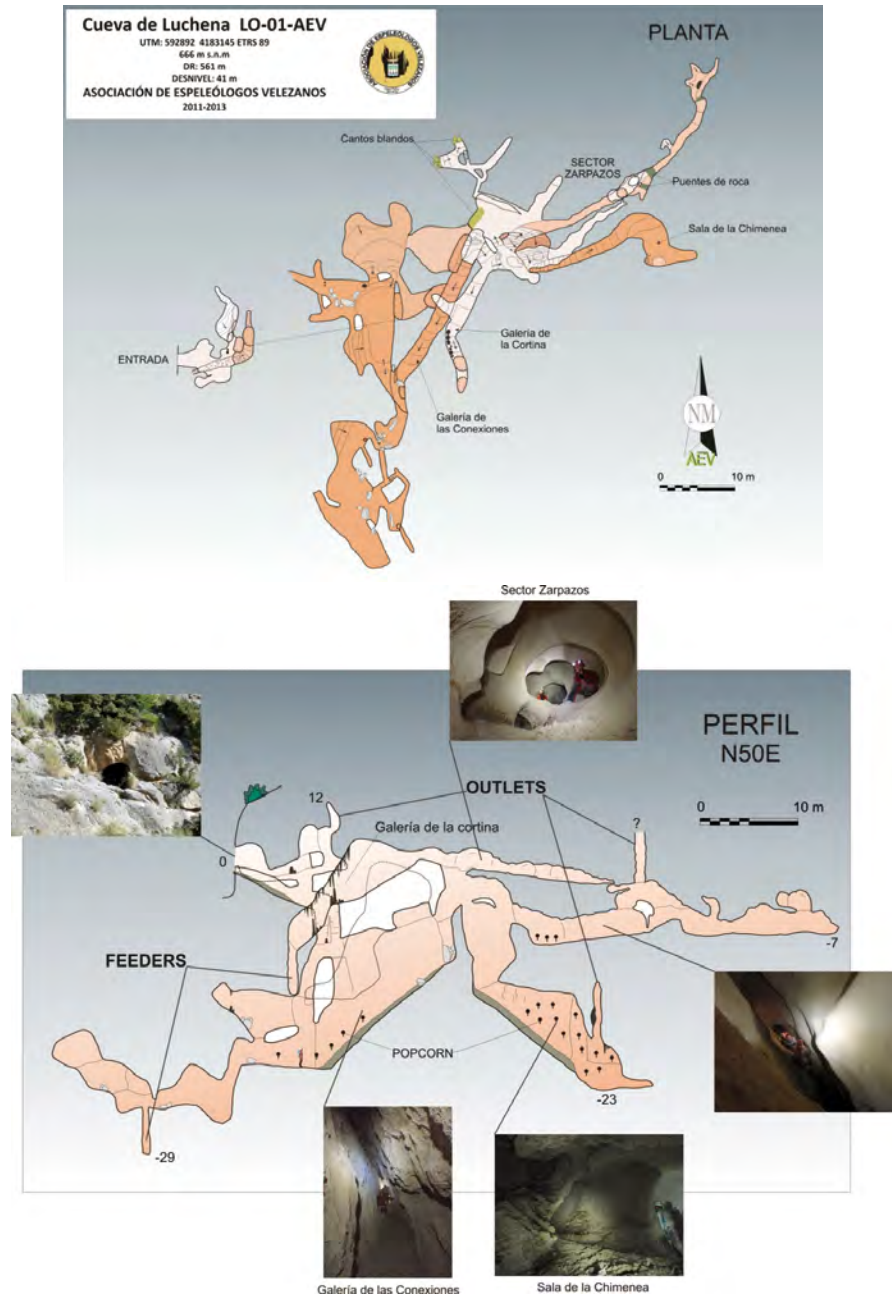


Figura 4. Planta (superior) y perfil (inferior) de la Cueva de Luchena en la dirección N50E que incluye fotos de algunas zonas representativas.



Figura 5. (A) Conducto de entrada a la cavidad. (B) Conducto kárstico de origen hipogénico dismantelado en las paredes del cañón de Luchena. (C) Canal de convección. (D) Cadena de cúpulas ascendentes (rising chain of cupolas). (E) Conductos colalescentes conectados (rising wall channel) y tabiques (partitions) (F) Mega-scallops con paredes recubiertas de popcorn en las galerías inferiores.

RELACIÓN ENTRE LA CAVIDAD Y EL CAÑÓN

En las paredes del cañón del río Luchena es posible reconocer periodos de estabilidad del cauce junto a otros en los que éste ha sufrido encajamientos rápidos. Estas marcas quedan expuestas en cauces colgados de arroyos tributarios o del propio cauce principal (Figura 6).

En la Figura 7 se muestra un corte de las paredes del cañón perpendicular a la dirección del cauce, con la situación a escala del perfil de la cavidad. Se reconocen al menos 5 niveles de estabilidad en el proceso de encajamiento del cauce. El nivel 4 está definido por una amplia zona aplanada que aparece bien expuesta en la margen derecha; este nivel se correlaciona bien con la cota a la que se localiza la entrada a la cavidad y con las galerías horizontales superiores. Un segundo escalón aparece en los perfiles de ambas márgenes, el denominado nivel 3, que parece relacionarse con la parte inferior de la cavidad, por debajo del *feeder* superior.



Figura 6. Cauces colgados relacionados con la evolución del cañón del río Luchena.

La morfología de los cañones fluvio-kársticos es consecuencia de la combinación de la acción erosiva de los ríos, junto con el avance de la disolución kárstica de los carbonatos. El avance más o menos rápido del encajamiento está condicionado por la climatología, el levantamiento tectónico de la sierra y los cambios en el nivel de base que se relacionan con cambios climáticos globales a los que se asocian los cambios en el nivel del mar. Según Baena *et al.* (1977), los sedimentos continentales más antiguos que se encuentran en el entorno de la Sierra del Pericay son pliocenos. Los afloramientos se localizan al E de la sierra, en parte relacionados con el cauce del río Luchena. Esto permite situar el inicio de la incisión del cañón en esa edad, y debió coincidir con el momento en que surgen los manantiales que drenan el acuífero, lo que supone el comienzo de la karstificación generalizada de las formaciones jurásicas. Así pues se puede considerar que el río Luchena comenzó a encajarse en la sierra del Pericay hace aproximadamente unos 5 m.a. y que su encajamiento ha evolucionado en función de las pulsaciones tectónicas y de los cambios climáticos globales. Diversos trabajos realizados en la zona oriental de la Cordillera Bética (Braga *et al.*, 2003; Soler *et al.*, 2003; Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004) estiman la velocidad de levantamiento tectónico de la zona en torno a 0,2 mm/año, lo que supone un levantamiento de unos 200 m en el último millón de años. Si se supone que esta tasa de elevación ha sido más o menos uniforme durante el Cuaternario, puede concluirse que los escalones en los perfiles del cañón están condicionados fundamentalmente por los momentos en que el nivel del mar se encuentra más elevado, en los periodos más cálidos.

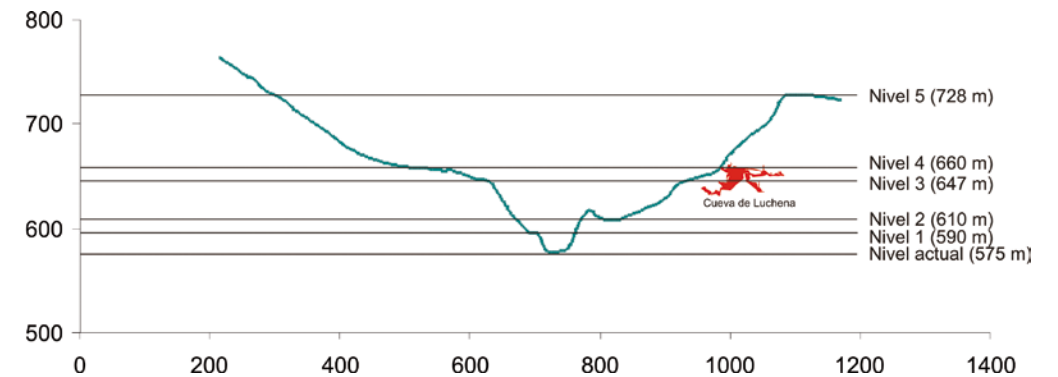


Figura 7. Corte perpendicular al cauce del río Luchena en la zona donde se localiza la Cueva de Luchena con la situación del perfil de la cavidad

Con una tasa de elevación como la expuesta, la ubicación de la entrada de la cavidad a unos 100 m por encima del cauce actual implicaría que se habría formado durante el Cuaternario, y más probablemente entorno al límite Pleistoceno inferior-medio. La existencia del nivel 3 que parece correlacionarse con el nivel del *feeder* inferior sugiere la posibilidad de una génesis de la cavidad en dos fases.

El nivel 4 podría estar mostrando la cota de ubicación del paleo-manantial de los Ojos de Luchena en el momento en que la cueva estaba formándose. El agua, probablemente termal, ascendería por el acuífero condicionada por el recubrimiento de margas y margocalizas cretácicas y terciarias que provoca su confinamiento parcial en el borde del acuífero. En su ascenso se enfría, esto provoca un descenso en el pH, lo que convierte el agua en agresiva con respecto a la caliza iniciando su disolución. El ensanche de la cavidad se produce a favor de las superficies de estratificación, fuertemente inclinadas hacia el E, lo que condiciona la morfología de la cueva. Posteriormente el río vuelve a encajarse, el nivel saturado de agua en el acuífero desciende al bajar la cota de los manantiales, y deja en seco la cueva. Finalmente, el avance de la erosión superficial en la ladera del cañón alcanza el hueco formado por la cueva y abre una entrada que permite el acceso al espeleólogo.

CONCLUSIONES

La génesis de la cueva de Luchena aparece íntimamente ligada a la formación del cañón del río Luchena durante el Cuaternario y a la presencia del manantial de los Ojos de Luchena. El agua de flujo regional que circula por el acuífero del Pericay-Luchena toma componentes ascendentes a la salida del cañón a consecuencia de la existencia de una barrera de baja permeabilidad que recubre parcialmente el acuífero. Esto provoca que adquiera condiciones agresivas con respecto a los carbonatos. La agresividad podría ser provocada por una combinación de las siguientes causas, sin que ninguna excluya a las demás: 1) enfriamiento al ascender (espeleogénesis hidrotermal), 2) alto contenido en CO₂ de origen profundo, 3) mezclas con aguas de diferente temperatura y naturaleza (alimentación basal e infiltración meteórica reciente). La posibilidad de la presencia de otros gases que hayan aportado agresividad al agua como el H₂S parece descartada, pese a que el agua contiene cantidades elevadas de SO₄²⁻, ya que el agua actual que surge por el manantial tiene condiciones oxidantes y no hay indicios de depósitos de yeso en el interior de la cavidad.

Los condicionantes geológicos que han dado lugar a la cavidad, implican la existencia de un espesor saturado importante en el acuífero y de un límite impermeable que recubre las formaciones jurásicas. Estos condicionantes contrastan con la interpretación geológica dada por Baena *et al.* (1977) si bien están de acuerdo con la estructura sugerida por Fernández-Fernández (2003). Por otra parte, las características químicas actuales del agua subterránea sugieren la presencia de un sustrato evaporítico, probablemente triásico, que no ha sido reconocido hasta ahora en ninguno de los trabajos geológicos realizados en la zona.

En la cavidad se reconocen todo el cortejo de morfologías descritas por Klimchouk (2007) para cavidades de origen hipogénico, tales como canales de alimentación (*feeders*), formas de transición en paredes y techo (*rising channels*) y canales de salida (*outlets*). La presencia de conductos de alimentación a dos cotas diferentes sugiere que la cueva ha podido generarse en dos fases en relación con la evolución del cañón. Por otra parte la escasez de espeleotemas comunes es un indicio de juventud de la cueva, pues su génesis debió haber estado impedida por el recubrimiento de margas y margocalizas de baja permeabilidad, y comenzó en el momento en que éste desaparece. El estudio de la morfología del cañón en relación con la cavidad sugiere que ésta se formó durante el Cuaternario, y más probablemente cerca del límite entre el Pleistoceno inferior y medio.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Jorge Hornero la información aportada sobre el manantial Ojos de Luchena y a Rosa M. Mateos la revisión de la traducción al inglés del resumen.

REFERENCIAS

- Audra, P., Bigot, J.Y. y Mocochain, L. 2002. Hypogenic caves in Provence (France). Specific Features and sediments. *Acta Carstologica*, 31(3), 33-50.
- Baena, J., de Torres, T., Geel, R. y Roep, Th. B. 1976. Memoria y mapa geológico de España E. 1:50.000. Hoja 952 (Vélez Blanco). *IGME*.
- Braga, J. C., Martín, J.M. y Quesada, C. 2003. Patterns and average rates of late Neogene-Recent uplift of the Betic Cordillera, SE Spain. *Geomorphology*, 50, 3-26.
- Confederación Hidrográfica del Segura (CHS) 27/05/2014. <http://www.chsegura.es>.
- Clauzon, G. 1979. Le canyon messinien de la Durance (Provence, Fr.): Une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 29, 15-40.
- Clauzon G. 1988. Evolution géodynamique pliocène du bassin de Cucuron / Basse Durance (Provence, France): une mégaséquence régressive de comblement d'une ria méditerranéenne consécutive à la crise de salinité messinienne. *Geologie alpine, Mémoire hors-série*, 14, 215-226.
- Delange, P. 1997. L'étude des tracés sismotectoniques dans les cavités karstiques de la Moyenne Durance et de la Trévaresse. *Rapport de contrat CEA-IPSN. URA 903*, Université de Provence. 88 pp.
- Instituto Geográfico Nacional (IGN) 27/05/2014. <http://www2.ign.es/iberpix/visoriberpix/visorign.html>.
- Fernández-Fernández, E. M. 2003. Estructura del contacto entre las zonas Externas e Internas en el área de Sierra de María y los Vélez (sector oriental de las Cordilleras Béticas). *Tesis doctoral. Univ. Granada*. 147 pp.
- Ford, D. C. y Williams, P. W., 1989. *Karst Geomorphology and Hydrology*. Unwin Hyman, 601 pp. London.
- Forti, P., Galdenzi, S. y Sarbu, S. M. 2002. The hypogenic caves: a powerful tool for the study of seeps and their environmental effects. *Continental Shelf Research*, 22, 2373-2386.
- Gázquez Sánchez, F. y Calaforra-Chordi, J. M., Rull, F. y Martínez-Frías, J. 2012. Espeleotemas y evidencias de cavernamiento hipogénico en la Sima de la Higuera (Pliego, Murcia). En: Duran y Robledo (Eds.) *Las cuevas turísticas como activos económicos: conservación e innovación*. 21-23. IV Congreso sobre cuevas turísticas. Aguilar del Campoo (Palencia).
- Jabaloy-Sánchez, A., Fernández-Fernández, E.M. y González-Lodeiro, F. 2007. A cross section of the Eastern Betic Cordillera (SE Spain) according field data and a seismic reflection profile. *Tectonophysics*, 433, 97-126.
- Klimchouk, A. B. 2007. Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective. *Special Paper n° 1, National Cave and Karst Research Institute, Carlsbad, NM*, 106 pp. Second edition 2011.
- Klimchouk, A. B., Ford, D.C., Palmer, A.N. y Dreybrodt, W. 2000. *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers*. National Speleological Society, Huntsville, Alabama. 527 pp. Rey, 1993.
- Palmer, A. N. 1991. Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 1-21.

Rodríguez-Estrella, T. 1995. El "Pericay-Luchena": Un acuífero kárstico de montaña que puede paliar los problemas de la sequía al regadío de Lorca (Murcia). Evaluación de las reservas y recursos hídricos y normas de explotación. *VI Simposio de Hidrogeología. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos* Vol. XXI, 263-279. Asociación Española de Hidrología Subterránea. Sevilla.

Sanz de Galdeano, C. y Alfaro, P. 2004. Tectonic significance of the present relief of the Betic Cordillera. *Geomorphology*, 63, 175-190.

Soler, R., Masana, E. y Santanach, P. 2003. Evidencias geomorfológicas y estructurales del levantamiento tectónico reciente debido al movimiento inverso de la terminación sudoccidental de la falla de Alhama de Murcia (Cordillera Bética Oriental). *Rev. Soc. Geol. España*, 16 (3-4), 123-134.