Cuevas hipogénicas en la zona occidental de Murcia. Investigaciones realizadas por la Asociación Espeleológica Velezana

Hypogenic caves in western part of Murcia province (Spain). Researches by Velezana Speleological Association

Antonio González Ramón^{1, 2}

- 1 Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Unidad de Granada. Urb. Alcázar del Genil 4, Edf. Zulema bajo. 18006 Granada
- 2 Asociación Espeleológica Velezana (AEV). C/ Levante, 1. Vélez Rubio (Almería)

RESUMEN

Entre 2011 y 2014 la AEV ha trabajado en tres zonas diferentes, situadas en el límite entre las provincias de Almería y Murcia, en las que hay cavidades con marcados rasgos hipogénicos. La Cueva de Luchena se encuentra en la Sierra de Pericay en carbonatos del Subbético Interno y su génesis se relaciona con el ascenso de aguas termales mineralizadas infiltradas en un extenso acuífero de más de 100 km². Las Cuevas del Cabezo de la Jara se localizan en un pequeño afloramiento de calizas y dolomías alpujarrides y se interpretan como el resultado de cavernamiento hipogénico precuaternario, en un acuífero más extenso que el actual parcialmente desmantelado por procesos erosivos. La sima de Peñas Blancas se desarrolla más al sur, en mármoles dolomíticos del Nevado-Filábride de la Sierra de Enmedio. Se caracteriza por presentar depósitos de yeso microcristalino y selenítico, de hasta 5 m de espesor, que delatan procesos de espeleogénesis por ácido sulfúrico.

ABSTRACT

Between 2011 and 2014 the AEV has been working in three zones with caves with hypogenic marked features located in the boundary of Almería and Murcia provinces. The Luchena Cave is located in Subbetic Internal carbonates of the Sierra de Pericay and its genesis is related to mineralized thermal groundwater rising that has been infiltrated in an extensive aquifer with more than 100 km². The Cabezo de la Jara caves are located in a little aquifer formed by alpujarrides limestone and dolomites and they are interpreted as the result of pre-Quaternary hypogenic cavern processes, in an aquifer more extensive than the actual that was later dismantled by erosive processes. Peñas Blancas cave is developed southern of the others ones in Nevado-Filabide dolomitic marbles of the Sierra de Enmedio. It is characterized by gypsum microcristaline and selenitic deposits, up to 5 m thick, as a results of sulfuric acid speleogenesis.

Palabras clave: Depósitos de yeso, espeleogénesis por ácido sulfúrico, flujos ascendentes, mezclas de aguas, termalismo.

Key words: Gypsum deposites, sulfuric acid speleogenesis, rising flows, water mixing, thermalisme.

INTRODUCCIÓN. PROPUESTA DE CLASIFICACIÓN GENÉTICA PARA LAS CAVIDADES DE LA CORDILLERA BÉTICA

En la Cordillera Bética es posible clasificar las cavidades atendiendo exclusivamente a sus aspectos genéticos. Una clasificación de este tipo tiene la ventaja de que las morfologías de las cuevas aparecen bien definidas en función de los procesos que han dado lugar a su génesis, por lo pueden establecerse criterios para diferenciarlas y establecer pautas que permitan agruparlas fácilmente en un grupo u otro. Además, la clasificación litológica se hace innecesaria, pues los procesos de formación de cuevas dan lugar a similares morfologías en unos tipos de roca o en otras.

En la Tabla I se presenta una propuesta de clasificación para las cuevas formadas en los distintos dominios geológicos de las Cordilleras Béticas que atiende exclusivamente a procesos genéticos, pero que incluye a la práctica totalidad de cavidades de interés espeleológico que pueden encontrarse.

En la Figura 1 se muestra un plano de situación de cavidades en función de tres grupos genéticos principales. A partir de las zonas donde se localizan uno u otro grupo pueden extraerse algunas conclusiones. Por ejemplo, las principales cavidades hipogénicas se localizan en las zonas donde la pluviometría es más baja, en el sureste español. Pero también aparecen en otros ambientes climáticos mucho más húmedos, como la costa malagueña, la Sierra de Mollina, el karst de Utrera o en otras zonas de la provincia de Granada. Las cuevas epigénicas, en cambio, se localizan casi exclusivamente en las zonas más lluviosas de la cordillera, donde la precipitación media anual supera los 700 mm, tales como la Sierra de las Nieves, Grazalema, Cazorla y Segura con su extensión hacia el Calar del Mundo. La excepción son los karst en yesos como el de Sorbas, debido a la alta solubilidad de estas rocas.

Por último, las cuevas gravitacionales suelen aparecer en zonas con relieves enérgicos y en cualquier situación climática. Las más importantes se localizan asociadas a grandes masas de rocas deslizadas en dolomías alpujárrides, en el entorno de Sierra Nevada. Las cuevas tectónicas pueden aparecer en cualquier zona de la cordillera.

Las cuevas generadas por disolución de la roca de caja son el grupo más numeroso y donde se incluyen las cavidades de mayores dimensiones y profundidad de las que aparecen en la Cordillera Bética. La diferenciación entre epigénicas e hipogénicas es de tipo hidrogeológico y atiende al estado en el que se encuentra el agua subterránea en el acuífero donde se está produciendo

	CAVIDADES EN LAS CORDILLERAS BÉTICAS								
	FACTORES GENÉTICOS								
	DISOLUCIÓN DE LA ROCA DE CAJA						PROCESOS MECÁNICOS		
ĺ	DISOLUCIÓN EPIGÉNICA	DISOLUCIÓN HIPOGÉNICA							l
		DISOLUCIÓN POR ÁCIDO CARBÓNICO	DISOLUCIÓN POR ÁCIDO SULFÚRICO						
			REDUCCIÓN DEL SULFATO	OXIDACIÓN DE SULFUROS METÁLICOS	MEZCLA DE AGUAS	TERMALISMO	PROCESOS TECTÓNICOS	PROCESOS GRAVITACIONALES	

Tabla I. Clasificación de cavidades en las Cordilleras Béticas basada en factores genéticos.

Table I. Classification of caves of the Betic mountain range based on genetic factors.

32



Figura 1. Distribución de cavidades por tipologías en la Cordillera Bética.

Figure 1. Distribution of caves by genetic tipologies in Betic mountain range.

la karstificación. Las cuevas epigenéticas generalmente se definen como aquellas en las que el agua circula a través de los conductos por acción de la gravedad a presión atmosférica en un acuífero libre, mientras que en las hipogénicas el agua circula a presión superior a la atmosférica como consecuencia de la existencia de confinamiento o por acción de flujos regionales profundos en acuíferos extensos.

Estas diferencias dan lugar a un gran número de posibilidades y de diferentes ambientes que generan cavidades. Siguiendo a KLIMCHOUCK (2007) los flujos más superficiales y rápidos (flujos locales) son los que se relacionan con la formación de cuevas epigénicas, pues dan lugar a la circulación de aguas bien oxigenadas, con condiciones redox positivas, abundante CO₂ disuelto y condiciones ácidas. En las zonas donde se producen flujos intermedios o regionales (los más profundos) el agua puede adquirir condiciones reductoras por que se ha consumido la mayor parte del oxígeno que llevaba en disolución cuando se infiltró. Además se produce un incremento de sales disueltas y de la temperatura del agua, con la aparición de fenómenos de termalismo. Si hay sulfatos disueltos en presencia de materia orgánica (p.e. CH,) puede generarse gas sulfhídrico y también pueden existir aportes profundos de gas carbónico. En estas condiciones, cuando el agua asciende hacia la superficie en las

zonas donde se localizan las surgencias, se vuelve agresiva, aún más si se mezcla con aguas con condiciones oxidantes, y son las zonas donde preferencialmente se produce karstificación hipogénica.

En las cuevas hipogénicas béticas se pueden diferenciar cuatro procesos genéticos principales (Tabla I), si bien no son exclusivos unos de otros y todos ellos pueden haber actuado en una misma cavidad. En función de si el gas que proporciona acidez al medio es el CO₂ o el SH₂ se diferencian cavidades generadas por ácido carbónico o sulfúrico. Las mezclas de aguas de diferente salinidad pueden igualmente generar aguas agresivas que producen karstificacion (BÖGLI, 1964). Muchas de las cuevas costeras, especialmente las malagueñas, han sido atribuidas a este tipo de génesis (BERROCAL, 2016), pero estos procesos también puede ocurrir en zonas alejadas de la costa (GONZÁLEZ RAMÓN et al., 2014). Por otra parte el termalismo es otro de los factores que puede generar karstificación, por enfriamiento de las aguas durante su ascenso hacia la superficie y por favorecer la condensación-corrosión en medios subaéreos (PALMER, 1991). Este tipo de procesos ha sido descrito en varias cuevas murcianas (GÁZQUEZ et al., 2017)

Las cuevas hipogénicas pueden aparecer en cualquier tipo de clima y de roca karstificable, por lo que se encuentran en Figura 2. Contexto geológico en el que se sitúan las cuevas de Luchena, Cabezo de la Jara y Almendricos (modificado de GONZÁLEZ RAMÓN *et al.*, 2017).

Figure 2. Geological context of the location of caves Luchena, Cabezo de la Jara and Almendricos (modified of GONZÁLEZ RAMÓN *et al.*, 2017).



cualquier parte de la cordillera. Sin embargo, en las zonas de pluviometrías elevadas estas cavidades pueden quedar enmascaradas al ser capturadas por las redes epigénicas.

Es en las zonas de mayor aridez donde se encuentran los mejores ejemplos de cuevas hipogénicas y entre ellas la región de Murcia es una zona privilegiada. Allí se mezclan rasgos que favorecen la hipogénesis, tales como: actividad tectónica reciente, termalismo, numerosos afloramientos de carbonatos con un sustrato evaporítico, presencia de sulfuros metálicos, flujos regionales, zonas confinadas... Esto da lugar a un conjunto de extraordinarias cavidades hipogénicas de desarrollos kilométricos y distintas tipologías concentradas en una zona relativamente reducida.

En general las morfologías que son consecuencia de la disolución hipogénica son similares independientemente del proceso que las haya generado. Pero hay rasgos que sirven de indicadores para reconocer el factor genético que pudo actuar preferentemente. El más importante que diferencia las cavidades generadas por acción del ácido carbónico o del sulfúrico es la aparición de depósitos de veso (microcristalino fundamentalmente) en el interior de la cavidad. El yeso es el resultado de la disolución del carbonato cuando el ataque se produce por la presencia de ácido sulfúrico. Este proceso se denomina

Espeleogénesis por Ácido Sulfúrico (EAS) y ha dado lugar a algunas de las cavidades más importantes del mundo. El ejemplo por excelencia en la cueva de Lechuguilla, en Nuevo Méjico (EEUU) (HILL, 2000). En las Béticas se conocen dos importantes ejemplos, la Sima de Peñas Blancas en la provincia de Murcia (GONZÁLEZ RAMÓN et al., 2016) y las cuevas y simas de Mollina (Sima del Soldado y Cueva de los Órganos) donde inicialmente el yeso fue atribuido a que las cavidades penetraban en sedimentos triásicos (DURÁN VALSERO, 1996). Sin embargo, en estas simas se observan morfologías de EAS, con yesos que son el producto de la sustitución del carbonato cálcico de la roca de caja por sulfato cálcico, como consecuencia del ataque por ácido sulfúrico. En el interior de estas cavidades no se observan sedimentos triásicos.

La existencia de fenómenos termales es una característica común en muchas de las cavidades murcianas. Algunas de las más importantes son Sima Destapada y Cueva del Agua (LLAMUSI *et al.*, 2016, GÁZQUEZ *et al.*, 2017), Sima de la Higuera (GÁZQUEZ *et al.*, 2012), Sima Benis (PÉREZ LÓPEZ *et al.*, 2009), la Sima del Vapor (PÉREZ LÓPEZ *et al.*, 2016) y la Cueva de Luchena (GONZÁLEZ RAMÓN, 2014).



Figura 3. Situación geográfica de la Cueva de Luchena y el manantial Ojos de Luchena, en color rojo aparece la planta de la cavidad proyectada sobre la ortofoto del IGN. El mapa de situación ha sido tomado de IBERPIX.

Figure 3. Geographic situation of the Luchena Cave and the Ojos de Luchena spring. Plan view of the cave in red color (IGN ortophoto). Situation map from IBERPIX.

CAVIDADES HIPOGÉNICAS EN LA ZONA OCCIDENTAL DE MURCIA

En el límite entre las provincias de Almería y Murcia, pero dentro de la segunda, se encuentran tres interesantes cuevas que presentan marcados rasgos de karstificación hipogénica. Se localizan alineadas en dirección N-S en tres distintos dominios geológicos (Fig. 2). Los procesos que las formaron y su edad son diferentes, sin embargo las tres presentan rasgos morfológicos similares debido a que todas ellas fueron formadas por aguas sometidas a presión superior a la atmosférica, que ascendían por las discontinuidades de los carbonatos hacia sus zonas de surgencia y que contenían gases disueltos tales como el gas carbónico (CO_2) o el sulfhídrico (H_2S).

La Cueva del Luchena es la que se localiza más al N y se formó en carbonatos jurásicos que pertenecen al Subbético Interno, dentro de las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Se trata de una cueva situada en un extenso acuífero que aparece en relación con su actual zona de descarga y asociada al encajamiento de un cañón kárstico (GONZÁLEZ-RAMÓN *et al.*, 2014 y GONZÁLEZ-RAMÓN, 2015).

Las cuevas del Cabezo de la Jara y la Sima de Almendricos o Peñas Blancas se encuentran en las Zonas Internas, las primeras en el dominio Alpujárride y la segunda en el Nevado-Filábride. En el caso del Cabezo de la Jara se conocen cuatro cavidades situadas en un pequeño afloramiento (GONZÁLEZ-RAMÓN, 2015) que ha quedado como testigo de un acuífero mucho más extenso desmantelado en su mayor parte por los procesos erosivos. Estas cuevas, son por tanto, más antiguas que la Cueva de Luchena. Figura 4. Planta y perfil de la Cueva de Luchena.

Figure 4. Plan view and profile of the Luchena cave.



La Sima de Peñas Blancas (GONZÁLEZ-RAMÓN et al., 2016) es hasta ahora el mejor ejemplo conocido en España de espeleógénesis por ácido sulfúrico (EGEMIER, 1981, JAGNOW et al., 2000 entre otros). En su interior aparecen rellenos de depósitos de yeso de tipología similar a las descritas en Nuevo Méjico (EEUU) (HILL, 1987) y en otras cuevas europeas (GALDENZI Y MARUOKA, 2003; AUDRA et al., 2013; DE WAELE et al., 2016 entre otros). También aparecen megacristales de yeso similares a los de la Geoda de Pulpí (GARCÍA-GUINEA et al., 2002) si bien, en este caso rellenando por completo los huecos de la roca de caja en los que el yeso ha precipitado.

El objetivo de esta publicación es describir las tres cavidades, poniendo de relieve sus diferencias espeleogenéticas y sus principales aspectos morfológicos.

La Cueva de Luchena

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 (Figs. 2 y 3).

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 cañón fluviokárstico. 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.

El manantial de los Ojos de Luchena es el principal punto de descarga de un extenso acuífero con una superficie de afloramientos del orden de 100 km². Su caudal medio fue de 212 l/s en el periodo 2008/09-2011/12; el agua es termal, con una temperatura del orden de 24°C, lo que indica que ha circulado a profundidades elevadas y su surgencia está asociada a flujos verticales ascendentes.



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.

Figura 5. A la

Figure 5. Left: geological and hydrogeological context of the area at the time of the genesis of the cave. Rigth: context in the actual situation. Purple arrows show the regional flow lines in the Pericay-Luchena aquifer.

36



Figura 6. (A) Conducto de entrada a la cavidad. (B) Conducto kárstico de origen hipogénico desmantelado en las paredes del cañón de Luchena. (C) Canal de convección. (D) Cadena de cúpulas ascendentes. (E) Conductos colalescentes conectados y tabiques. (F) Megascallops con paredes recubiertas de coraloides en las galerías inferiores.

Figure 6. (A) Karstic conduit of entrance to the cavity. (B) Dismantled karstic conduit with hipogene origin in the walls of Luchena canyon. (C) Convection Channel. (D) Rising chain of cupolas. (E) Rising wall channel and partitions (F) Megascallops and walls with popcorns in lower galleries.

La Cueva de Luchena se sitúa también en esta zona a una cota de 666 m. La entrada a la cueva se abre a 86 m por encima del cauce del río. Se trata de una boca redondeada que ha sido abierta por retroceso erosivo de las laderas (Figs. 4 y 6A). 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 formando una barrera de baja permeabilidad (Fig. 5).

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.

En la Figura 4 se muestra un esquema interpretativo sobre las condiciones hidrogeológicas que pudieron favorecer la formación de la cavidad. Los flujos regionales adquieren componentes verticales al alcanzar la barrera de baja permeabilidad provocada por la presencia de las margas y margocalizas, 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 Figura 7. Situación geográfica de la Cueva del Cabezo de la Jara y de la Sima de la Tinaja, en color rojo aparece la planta de las cavidades proyectada sobre la ortofoto del IGN. Los mapas de situación han sido tomados de IBERPIX.

Figure 7. Geographic situation of the Cabezo de la Jara Cave and the Tinaja Shaft. In red color, plan view of the cavities (IGN ortophoto). Situation maps from IBERPIX.

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, 2007) 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 (Fig. 6C, D, F, G). La agresividad del agua también ha podido estar favorecida por mezclas con agua de infiltración meteórica, más fría y oxigenada, cerca del punto de surgencia. Una vez que desciende el nivel freático por avance erosivo del cañón, el flujo de calor provocado por el termalismo ha podido favorecer procesos de condensación-corrosión en las zonas más altas de la cavidad, mientras que en las más bajas, la evaporación de aguas saturadas provoca la generación de coraloides (SARBU & LASCU, 1997).

Las cuevas del Cabezo de la Jara

El Cabezo de la Jara se sitúa en el límite suroriental de la Comarca de los Vélez con la provincia de Murcia (Figs. 2 y 7). Se trata de un cerro formado por carbonatos de edad Triásico medio-superior del dominio geológico Alpujárride, incluido en las Zonas Internas de la Cordillera Bética. Su vértice alcanza los 1247 m de cota y en él confluyen los términos de Vélez Rubio, Huércal Overa y Puerto Lumbreras. Se conocen cuatro cavidades principales, dos en el término de Vélez Rubio y las de mayores dimensiones en el de Puerto Lumbreras. Las bocas de entradas a todas ellas están situadas a cotas similares (entre 1087 y 1125 m).

Las cavidades situadas en Puerto Lumbreras se denominan la Cueva del Cabezo de la Jara y la Sima de la Tinaja, sus bocas se encuentran a sólo 40 m de distancia, en una loma de la ladera oriental (Fig. 7). A primera vista se pueden apreciar los signos de disolución de la roca en ambas cavidades, pues las bocas son circulares, con las típicas paredes curvas de las cuevas hipogénicas (Fig. 9A).

La cueva del Cabezo de la Jara presenta un desarrollo total de 450 m con un desnivel de 36 m. La planta se extiende desde el SE hacia el NO y las galerías horizontales se adaptan bien a las juntas de estratificación, lo que sugiere que fueron vías preferenciales de circulación del agua durante la génesis de la cavidad. Las galerías aparecen conectadas

Figure 8. Plan view and profile of the Cabezo de la Jara cave.

por pozos verticales y las chimeneas y simas son numerosas (Fig. 8).

Presenta, a grandes rasgos, tres niveles; el nivel intermedio tiene un trazado laberíntico (maze cave), que caracteriza muchas cuevas hipogénicas, y paredes en las que la corrosión y la disolución química de la roca es evidente. El perfil topográfico de la cueva muestra la presencia de chimeneas de varios metros de longitud (outlets) que se interpretan como zonas de salida del agua ascendente hacia los puntos de surgencia (manantiales) (Figs. 8 y 9A y C), y al menos cuatro simas que serían puntos de entrada del agua agresiva a la cavidad (feeders) (Figs. 8 y 9D).

Sobreimpuesta a esta morfología aparecen formaciones coraloides, con aspecto de coliflores en algunas zonas, que recubren buena parte de las paredes (popcorn en la literatura anglosajona). Estas formaciones aparecen en las zonas más profundas, en los feeders y en el nivel intermedio preferentemente en la parte suroriental, donde se da el mayor desarrollo de galerías laberínticas (Figs 9B, D, E y F). El rasgo más tardío, que puede cubrir las paredes lisas o recubiertas por coraloides, son las coladas, estalactitas y estalagmitas, que en algunas zonas se observan todavía en plena formación (Fig. 9F). La sima de la Tinaja debe su nombre al parecido de su entrada con la boca de las vasijas de barro utilizadas para guardar aceite, vino o cereal. Se trata de un pequeño pozo, de algo menos de medio metro de diámetro y unos 4,5 m de profundidad, cuyo descenso debe hacerse asegurado con una cuerda. El pozo desemboca en una sala alargada desde el SE hacia el NO de 25 m de longitud y unos 10 m de ancho (GONZÁLEZ-RAMÓN, 2015).

Actualmente las cuatro cuevas principales están en torno a 1100 m de altitud, con el nivel freático en el acuífero a unos 250 m de profundidad desde sus bocas. Esto es un claro indicio de la antigüedad de su génesis y de la rápida evolución del terreno en el que están. El Cabezo de la Jara se encuentra en el bloque levantado de la Falla de Alhama, cuya traza está a unos escasos 4 km de distancia. SOLER et al. (2003) evaluaron un movimiento vertical para este bloque de entre 0,16 y 0,2 mm/año para el Pleistoceno inferior, y aún mayor, de 0,6 mm/año para el Pleistoceno medio. Esto remontaría, como mínimo, hasta el final del Plioceno el momento en que la cavidad se encontraba completamente inundada de agua. Además, para la formación de estas cuevas tienen que existir lentos flujos de aguas ascendentes, que solo pueden generarse

Figura 9. (A) Boca de entrada a la Sima de la Tinaja con morfología de outlets. (B) Paredes afectadas por disolución hipogénica en la Sala del Coral. (C) Pozo de acceso a la Cueva del Cabezo de la Jara que es un doble canal de salida. (D) Canal de alimentación en la Sala de los Arcos. (E) Las coliflores. espeleotemas coraloides desarrollados en la base de un canal de salida. (F) Galerías inferiores, coraloides recubiertos por coladas vadosas.

Figure 9. (A) The **Tinaja Shaft entrance** have a outlets morphologie. (B) Walls affected by hipogenic dissolution in Coral Chamber. (C) The access pit to the Cabezo de la Jara Cave is a double outlet channel. (D) Feeder in Arcos Chamber. (E) The cauliflowers, speleothems coralloidal developed in the base of an outlets. (F) Lower galleries, coralloidal covered by vadose flowstones.

con los carbonatos recubiertos por una formación geológica de baja permeabilidad, que posibilita que el agua esté sometida a presión, saturando todo el acuífero, y afloramientos de carbonatos a mayor cota, por donde el acuífero se recargaría. Esta formación de baja permeabilidad tuvo que estar compuesta por filitas grises azuladas, que fueron erosionadas conforme el cerro se fue levantando, y actualmente pueden verse orlando los bordes del afloramiento de carbonatos.

La Sima de Almedricos o Peñas Blancas

Se localiza en la Sierra de Enmedio, en el término municipal de Lorca (Murcia) entre

Puerto Lumbreras y Pulpí (Figs. 2 y 10) cerca de la población de Almendricos. La alineación montañosa se extiende desde el SO hacia el NE justo en medio de la denominada Depresión o Cubeta de Pulpí, rodeada de los materiales terciarios y cuaternarios que rellenan esta depresión y separa los corredores de Pulpí, al E, y Puerto Lumbreras, al O. La cavidad se localiza en la cima de un pequeño cerro formado por mármoles dolomíticos, en la zona SO de la sierra a una cota de 493 m.

La entrada es una sima situada junto a una trinchera de mina de 10 m de longitud excavada en dirección N12E (Fig. 11). La cavidad se extiende hacia el S a partir de un

Figura 10. Mapa geológico de la Sierra de Enmedio en la zona donde se encuentra la Sima de Peñas Blancas y corte geológico con situación de la cavidad. Mapa modificado de Booth-Rea y Bardají (2013). 9 y 10 filitas, cuarcitas, metabasitas. yesos y pizarras, Permo-Triás; 11 y 12 dolomías, calizas, pizarras y mármoles, Triásico; 26 cuarcitas, filitas y metaconglomerados, Permo-Trías Maláguide. Imagen de satélite tomada de Bing Maps.

Figure 10. Geological map of the Sierra de Enmedio in the area were Peñas Blancas Shaft is located and geological cross section with the location of the cave. Map modified from Booth-Rea and Bardají (2013). 9 and 10 phyllites, guartzites, metabasites gypsum and shales, Permian-Triassic: 11 and 12 dolomites, limestones, shales and marble, Triassic; 26 quartzites, phyllites and metaconglomerates, Permian-Triassic Malaguide. Satellite image from Bing Maps.

pozo de 18 m de profundidad desde donde parte una rampa descendente sobre una amplia galería que sigue una veta de mineral (Fig. 12A). En líneas generales, la cavidad está formada por salas de considerable tamaño, compartimentadas por la presencia de un gran desarrollo de espeleotemas vadosos, y varias galerías horizontales redondeadas con tipologías freáticas parcialmente rellenas de yeso microcristalino. También las salas presentan el aspecto típico redondeado de las cavidades freáticas. Sin embargo, el rasgo más característico es la presencia de numerosos depósitos de yeso que aparecen recubriendo suelos de salas y galerías, aunque también existe yeso en cortezas de reemplazamiento en algunas paredes, como la sima de entrada a la cavidad, o rellenando huecos en forma de megacristales, como en la Galería de Cristal (Fig. 12C).

La abundante presencia de yesos microcristalinos pone de manifiesto la existencia de procesos espeleogéneticos relacionados con la sustitución del carbonato de la roca de caja, en techos y paredes, por yeso, como consecuencia de la generación de ácido sulfúrico. Esto pudo ocurrir por dos vías diferentes: (1) oxidación de gas sulfhídrico procedente de la disolución yesos triásicos y posterior reducción del sulfato disuelto; (2) oxidación de sulfuros metálicos. Ambos procesos podrían haber ocurrido puesto que no son excluyentes. La presencia de yeso sedimentario primario en la base de la formación carbonatada hace que el primer proceso no pueda ser descartado. Por otra parte, el estudio en lámina delgada de las mineralizaciones, ha puesto de manifiesto la presencia de oxi-hidróxidos de hierro con huecos en los que hay yeso (GONZÁLEZ

Figura 11. Mapa topográfico de la Sima de Peñas Blancas. (a) Planta y (b) perfil en dirección N-S.

Figure 11. Topographic maps of the Peñas Blancas Shaft. (a) plan view and profile in N-S direction.

RAMÓN *et al.*, 2016), lo que apunta a que el segundo proceso es uno de los mecanismos espeleogenéticos formadores de la cavidad.

El crecimiento de la cavidad debió comenzar bajo nivel freático, con el punto de surgencia de agua subterránea en el entorno de la actual entrada, que debía situarse cerca de la línea costera. El levantamiento progresivo de la sierra, la retirada de la línea de costa y los procesos erosivos provocaron descensos en el nivel freático y una mayor recarga de aguas recién infiltradas en la superficie de la cueva. En medios subaéreos, con aguas oxidantes y liberación de gas sulfhídrico se produciría la oxidación de los sulfuros metálicos y la formación de nuevos minerales (siderita, limonita, hematites...) con la generación de cortezas de yeso.

El reemplazamiento del carbonato por el yeso ocupa un mayor volumen, como consecuencia, las cortezas formadas caen al suelo, y pueden englobar cantos de otra naturaleza. Sin embargo, las cortezas subacuosas tiene una textura distinta más homogénea, en la que a veces puede preservarse la textura original de los carbonatos; esto es más difícil que ocurra en dolomitas, pues el volumen del yeso es aún mayor que en calizas (PALMER & PALMER, 2000). Los depósitos de yeso generados en la interfaz de mezcla de aguas reducidas con H₂S y aguas meteóricas oxigenadas son usualmente blancos y tienen una estructura microcristalina (FORTI et al., 2002). En general se trata de acumulación de depósitos de color blanco con laminaciones planares a escala milimétrica, formados por finos cristales de yeso y de varios metros de espesor (Fig. 12D).

GALDENZI & MARUOKA (2003) interpretan los depósitos de yeso de varios metros de espesor como consecuencia del desprendimiento y el flujo fangoso de yesos (glaciares de yesos) microcristalinos generados en paredes y techos de la cavidad como cortezas de reemplazamiento, en zonas expuesta a intensos vapores de H₂S.

Figura 12. (A) Rampa de acceso a la Sala de la Culebra, en el techo se observa la veta de mineral y dos canales de techo, en la pared derecha megaescalops. (B) Canal de alimentación o fedeer y marcas de canales de salida en la pared (bubble trails). (C) Megacristales de yeso transparente en la Galería de Cristal. (D) Depósitos de yeso microcristalino de unos 3 m de espesor en la Sala del Yeso. (E) Masa de megacristales de yeso desprendida, que rellenaba un hueco en el techo de la cavidad, conocida como la Bola de Cristal.

Figure 12. (A) Acces ramp to the Culebra Chamber, The mineral vein and two roof channels are visible on the roof, mega scallops in rigth Wall. (B) Feeder and bubble trails. (C) Transparent gypsum mega-crystals in Crystal Gallery. (D) Microcristaline gypsum deposits about 3 m thick in Gypsum Chamber. (E) The Crystal ball, Mass of megacrystals of detached gypsum, which filled a hole in the ceiling of the cavity

Se han localizado también dos zonas en las que aparecen yesos seliníticos formados por grandes cristales transparentes de gran pureza. La primera, denominada "la Bola de Cristal" se localiza cerca de la base de la sima de la entrada en una zona en la que el techo de la cavidad se ha desgajado dejando al descubierto un hueco completamente relleno de megacristales de yeso. La masa de cristales, posteriormente se desprendió y quedó encajada entre el techo y el suelo de la cavidad (Fig. 12E); en la pared del hueco se observa el desarrollo de boxworks. La segunda se localiza en lo que posiblemente fue uno de los canales de alimentación primarios (feeder) durante la génesis de la cueva, en una de las zonas más profundas. Se trata de la Galería de Cristal y es una

zona de difícil acceso (Fig. 11). Se observa una transición entre yesos microcristalinos y seleníticos hasta que el hueco de roca quedó completamente relleno de grandes megacristales de gran pureza (Fig. 12C). Posteriormente, se generó una estrecha galería que disolvió parte de estos cristales de tal forma que las paredes de la galería están formadas por grandes cristales de yeso transparente.

Las agujas de aragonito son también muy abundantes en la cavidad y se atribuyen a zonas con rezumes en las que hay una fuerte evaporación. Se producen en zonas enriquecidas en magnesio (dolomías) y en estroncio; la alta temperatura también lo favorece pero no es esencial (DAVIS, 2012).

BIBLIOGRAFÍA

AUDRA, P., GÁZQUEZ, F., RULL, F., BIGOT, J.Y. & CAMUS, H. (2013). Hypogene sulfuric acid speleogenesis and rare sulfate minerals (fibroferrite, jarosite subgroup) Baume Galiniere cave (Alpesde-Haute-Provence, France). 16th International Congress of Speleology. Procedings. Vol 3: 425-431.

BERROCAL, J.A. (2016). Sobre el origen hipogénico de las cavidades de la Araña y del Rincón de la Victoria. Málaga. Andalucía Subterránea, 27: 24-31

BÖGLI, A. (1964). Corrosion par mélange des eaux. Int. Journ. Spel. 1: 61-70.

DAVIS, G.D. (2012). Helictites and related speleothems. In: White and Culver (Eds.), Encyclopedia of caves. Second Edition: 379-383.

DE WAELE, J., AUDRA, P., MADONIA, G., VATTANO, M., PLAN, L., D'ANGELI, I. M., BIGOT, J.Y. & NOBÉCOURT, J. C. (2016). Sulfuric acid speleogenesis (SAS) close to the water table: Examples from southern France, Austria, and Sicily. Geomorphology, 253: 452-467.

DURÁN VALSERO, J.J. (1996). Los sistemas kársticos de la provincia de Málaga. Contribución al conocimiento paleoclimático del Cuaternario en el Mediterráneo occidental. Tesis doctoral. Dep. de Geodinámica. Fac. de Ciencias Geológicas. Univ. Complutense de Madrid.

EGEMEIER, S.J., (1981). Cavern development by thermal waters. NSS Bull. 43: 31–51.

FORTI, P., GALDENZI, S. & 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.

GALDENZI S. & MARUOKA T. (2003). Gypsum deposits in the Frasassi Caves, central Italy. Journal of Cave and Karst Studies. 65 (2): 111–125 GARCÍA-GUINEA, J., MORALES, S., DELGADO, A., RECIO, C. & CALAFORRA, J.M., (2002). Formation of gigantic gypsum crystals. Journal of the Geological Society, 159: 347-350.

GÁZQUEZ, F., CALAFORRA, J. M., & RULL, F. (2012). Boxwork and ferromanganese coatings in hypogenic caves: an example from Sima de la Higuera Cave (Murcia, SE Spain). Geomorphology, 177, 158-166.

GÁZQUEZ, F., CALAFORRA, J. M., RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T., ROS, A., LLAMUSÍ, J. L., & SÁNCHEZ, J. (2017). Evidence for Regional Hypogene Speleogenesis in Murcia (SE Spain). In Hypogene Karst Regions and Caves of the World: 85-97. Springer, Cham.

GONZÁLEZ RAMÓN, A. (2015). Las cuevas de los Vélez y su entorno. Un karst diferente. Centro de Estudios Velezanos. 144 pp.

GONZÁLEZ RAMÓN, A., SEGURA HERRERA, A., SÁNCHEZ DÍAZ, T. J., IGNATENKO, A., GEA LÓPEZ, R. D., PÉREZ MARTÍNEZ, P., BELMONTE JIMÉNEZ, G. & CARRA VÉLEZ, R. (2014). La cueva de Luchena, un ejemplo de cavidad hipogénica relacionada con descargas de aguas subterráneas en el acuífero Pericay-Luchena (Lorca, Murcia). En: J.M. Calaforra y J.J. Durán (Eds.), I Congreso Iberoamericano y V Congreso Español sobre Cuevas Turísticas. Iberoamérica Subterránea. Aracena (Huelva). Asociación de Cuevas Turísticas Españolas: 319-329.

GONZÁLEZ RAMÓN, A., FERNÁNDEZ LEIVA, C., SEGURA HERRERO, A., SÁNCHEZ DÍAZ, T., IGNATENKO, A., GARCÍA BENZAL, V., PÉREZ MARTÍNEZ P., GEA LÓPEZ R.D., LLAMAS SÁNCHEZ J. & QUESADA, I. (2016). Espeleogénesis por ácido sulfúrico en el SE de España. Caracterización preliminar de la sima de Peñas Blancas (Lorca-Murcia). En: B. Andreo y J. J. Durán (Eds.), El karst y el hombre: las cuevas como Patrimonio Mundial. Nerja (Málaga). Asociación de Cuevas Turísticas Españolas: 267-282.

GONZÁLEZ-RAMÓN, A., MARTOS-ROSILLO, S., RUIZ-CONSTÁN, A., PEDRERA, A., GALINDO-ZALDIVAR, J., & MARTÍNEZ-MARTOS, M. (2017). Multidisciplinary Hydrogeological Study of a Folded Karst Aquifer Under Intensive Exploitation: The Bedmar-Jódar Aquifer (Southern Spain). In EuroKarst 2016, Neuchâtel: 351-362. Springer, Cham.

HILL, C.A., (1987). Geology of Carlsbad cavern and other caves in the Guadalupe Mountains, New Mexico and Texas. New Mex. Bureau of Mineral Resources. Mem. 117: 1–150.

HILL C.A., (2000). Overview of geological history of cave development in the Guadalupe Mountains, New Mexico. Journal of Cave and Karst Studies, 62 (2): 60-71.

JAGNOW D.H., HILL C.A., DAVIS D.G., DUCHENE H. R. CUNNINGHAM K. I., NORTHUP D. E. & QUEEN J. M. (2000). History of sulfuric acid theory of speleogenesis in the Guadalupe Mountains, New Mexico. Journal of Cave and Karst Studies 62 (2): 54-59.

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.

PALMER A.N., (1991). Origin and morphology of limestone caves. Geological Society of America Bulletin, 103 (1): 1-21.

PALMER A. & PALMER, M. (2000). Hydrochemical interpretation of cave patterns in the Guadalupe Mountains, New Mexico. Journal of Cave and Karst Studies 62 (2): 91-108. PÉREZ-LÓPEZ, R., RODRÍGUEZ-PASCUA, M. A., GINER-ROBLES, J. L., MARTÍNEZ-DÍAZ, J. J., MARCOS-NUEZ, A., SILVA, P. G., BEJAR M. & CALVO, J. P. (2009). Speleoseismology and palaeoseismicity of Benis Cave (Murcia, SE Spain): coseismic effects of the 1999 Mula earthquake (mb 4.8). Geological Society, London, Special Publications, 316 (1): 207-216.

PÉREZ-LÓPEZ, R., SÁNCHEZ-MORAL, S., MARTÍNEZ-DÍAZ, J. J., CUEZVA, S., SÁNCHEZ-MALO, Á., BANÓN, E., QUILES, L., MARCOS, A., CARBALLO, J. & ÁGUILA, M. (2016). Condiciones ambientales extremas de la Sima del Vapor: temperatura, traza isotópica de CH y CO y valores de radón. Actas EspeleoMeeting Ciudad de Villacarrillo: 143, 149.

SARBU, S. M. & LASCU, C., (1997). Condensation corrosion in Movile cave, Romania. Journal of Cave and Karst Studies, 59 (3): 99-102.

SOLER, R., MASANA, E. & 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 (2): 123-134.