

Agradecimientos

En primer me gustaría agradecer a Carlos Sancho, ese “vendedor de libros” que me encontré en el despacho de Andrés Gil en tercero, que tras tomarme el pelo un buen rato me brindara la oportunidad de hacer este trabajo con él, uniendo mi carrera con mi pasión, la espeleología. Muchísimas gracias. También quiero darle las gracias a Cinta Osácar y Ana Moreno por asegurar desde la sombra que alcanzase mi meta. Agradecer a Brauli Torres (G.E.B) los datos de la poligonal del Sistema.

Y por último y no menos importante, a ti Miguel, por enseñarme, guiarme y "curtirme" durante este último año.

INDICE

ABSTRACT	1
1. INTRODUCCIÓN.....	1
2. OBJETIVOS.....	2
3. METODOLOGIA.....	2
4. ÁREA DE ESTUDIO	4
5. CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS DE LA CAVIDAD.....	7
6. ESTALAGMITA B1-12-5'	12
7. DISCUSIÓN	17
8. CONCLUSIONS	21
BIBLIOGRAFÍA.....	21

ABSTRACT

B1 Cave is part of Las Fuentes de Escuaín karstic system developed in Paleocene-Eocene limestone (internal ranges) in Central Pyrenees. This work shows the study of 425 meters small sub- horizontal gallery of develop and +9m/-2m of gradient. Geomorphological study allowed it recognizes chemical deposits (carbonate deposits) and clastic deposits (falling blocks and fluvial). Moreover, a stalagmite that covers a temporal period between 3601 y BP and 945 y BP has been studied. Mineralogical, textural and geochemical analyses show the presence of aragonite and calcite along the stalagmite. Textural and mineralogical observations point out that aragonite fibers coexisting with neoformic calcite. Age model stabilized with 8 U/Th ages shows changes in growth rate. Thus, aragonite formation took place between ~3500 y BP y 2750 y BP (Bronze-Iron ages transition). Aragonite presence, low growth rate and heavy $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotopic values point out low water availability during this period. These dates are coherent with regional and hemispheric reconstructions.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. El Karst en el Pirineo

La cadena pirenaica, con una longitud total 430 km y una anchura que varía entre los 50 y los 150 km, se prolonga desde el mar Mediterráneo (Cabo de Creus) hasta el mar Cantábrico (Golfo de Vizcaya). En ella se encierran algunos de los sistemas kársticos de la península más notables por su espectacularidad geomorfológica, su desarrollo espeleológico o su interés hidrogeológico (López-Martínez y Freixes, 1989). Así, cabe destacar el Macizo de la Piedra de San Martín o de Larra, las Sierras Interiores al Oeste de Ansó, las Sierras interiores entre el Valle de Ansó y Ordesa, Macizo de Monte Perdido-Marboré, Sierra de Guara, Macizo de Cotiella, Macizo de las Maladetas, Sierra del Montsec, Sierra del Cadí y otras áreas kársticas del pirineo Oriental. Principalmente se encuentran desarrollados en las rocas carbonatadas mesozoicas y cenozoicas que constituyen las Sierras Exteriores y Sierras Interiores, aunque algunos de los sistemas kársticos pirenaicos se sitúan en materiales carbonatados de edad Devónico en la zona Axial (López-Martínez y Freixes, 1989).

Singular relevancia adquiere el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (PNOMP), ya que constituye el mayor macizo montañoso calcáreo de Europa Occidental y en él se encuentra el karst de mayor altura con 3353 metros. Contiene un gran número de cavidades desarrolladas en calizas de edad Paleoceno-Eoceno inferior, como el sistema Punta de las Olas que, localizado a 3009 metros de altura, siendo una de las simas más altas del mundo, además del sistema Fuentes de Escuaín, con un desnivel de 1151 metros (Anexo, 1).

1.2. Interés de los espeleotemas

Los espeleotemas son depósitos de precipitación química que se originan y desarrollan en el interior de las cavidades kársticas (Duran *et al.*, 2013). Las formaciones más utilizadas en el análisis paleoambiental son las estalagmitas; desarrolladas a favor de un eje vertical desde el suelo de la cueva hacia el techo como resultado de la precipitación de carbonato a partir de agua de goteo saturada en carbonato. Las estalagmitas constituyen un archivo excepcional de los cambios climáticos del pasado (tanto térmicos como hidrológicos), gracias a que las diferencias en la concentración de elementos traza y en la composición isotópica del carbonato registran información sobre las condiciones climáticas en el

momento de su formación (White, 2004). Así, los parámetros que se suelen medir son los isótopos estables de oxígeno y del carbono ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$), los espesores de las láminas, el color, la densidad, y la abundancia de Mg, Sr, Ba, P u otros elementos traza (Durán *et al.*, 2013).

Una de las mayores ventajas de este tipo de “archivos” del pasado frente a otros más comunes como los registros sedimentarios marinos o lacustres es su datación mediante la técnica del U-Th, que requiere tan solo 100-200 mg de calcita (Dorale *et al.*, 2004) para poder obtener dataciones con un amplio rango de resolución temporal, desde casi la actualidad hasta hace 600.000 años. Además, en la Península Ibérica la escasez de archivos paleoclimáticos terrestres que cubran más allá del último ciclo glaciar aporta un interés especial a este tipo de registros como fuentes de información de variaciones pasadas en la humedad y en la temperatura (Moreno *et al.*, 2013).

Aunque en España hay muy pocos grupos de investigación dedicados a esta temática, cada vez son más los trabajos sobre la utilización de espeleotemas como registros paleoclimáticos (*e.g.* Moreno *et al.*, 2013; Durán *et al.*, 2013; Bartolomé *et al.*, 2015). Su estudio en el Pirineo es todavía incipiente y muchas cavidades cuentan con material espeleotémico de gran potencial paleoclimático.

2. OBJETIVOS

La finalidad principal de este trabajo es el análisis geomorfológico y espeleogenético de la cavidad B-1 (Escuaín, Huesca), y el estudio de la información paleoclimática contenida en la estalagmita B1-12-5'. Este fin general se desglosa en los siguientes objetivos de carácter más específico:

- Reconocimiento de las diferentes morfologías y de los principales tipos de depósitos encontrados en la cavidad.
- Elaboración de un modelo de edad para la estalagmita B1-12-5' a partir de dataciones absolutas mediante series de desintegración del uranio (U/Th).
- Caracterización mineralógica, textural y geoquímica de la estalagmita.
- Reconstrucción de los cambios climáticos registrados por el espeleotema.

3. METODOLOGIA

3.1. Revisión bibliográfica

La consecución de estos objetivos ha abarcado una serie de tareas de campo, laboratorio y recopilación de datos y bibliografía, análisis e interpretación.

3.2. Trabajo de campo

El trabajo de campo se llevó a cabo a lo largo de cuatro jornadas durante las que se realizaron cuatro labores principales:

- Seguimiento continuo de las variaciones de temperatura del interior de la cueva. Se colocaron dos sensores: B1.1) cercano al punto de conexión con el resto del sistema endokárstico, B1.2) situado en una sala fósil) cuyos datos fueron descargados al final de las estaciones de otoño (2016), invierno (2017) y primavera (2017).

- Elaboración de la topografía de la cavidad (Anexo 2). Para ello se midió con un distanciómetro láser la distancia (Disto X2), la dirección y la inclinación de 39 puntos topográficos (Anexo 3). Los datos obtenidos fueron procesados mediante el *software Visual Topo*. Esta topografía se utilizó como base de referencia para realizar la cartografía geomorfológica (Anexo 4).
- Reconocimiento de los depósitos internos y realización de una cartografía geomorfológica. Los diferentes depósitos endokársticos encontrados han sido clasificados según los criterios establecidos por Ford y Williams (2007) y plasmados en la cartografía geomorfológica.
- Retirada de la estalagmita BI-12-5'. Fue cortada longitudinalmente para su posterior muestreo y análisis mediante las técnicas de laboratorio pertinentes.

3.3. Trabajo de laboratorio

- Preparación de la estalagmita. La estalagmita BI-12-5' fue cortada a lo largo de su eje de crecimiento. Después una de las dos mitades fue pulida con discos abrasivos de diferente tamaño de grano hasta que la superficie permitiese llevar a cabo un muestreo preciso. Además, se hicieron dos láminas delgadas de la parte inferior del espeleotema para un análisis textural.
- Composición mineralógica. Para determinar la mineralogía del espeleotema se emplearon técnicas de difracción de rayos X (DRX) utilizando el difractor de polvo Phillips 1729 de la Universidad de Zaragoza. Los datos obtenidos fueron procesados mediante el *software Xpowaer*.
- Datación. La datación de la estalagmita se llevó a cabo mediante técnicas de desintegración de las series del uranio (U/Th). Se extrajeron un total de 8 muestras que fueron enviadas al Laboratorio de Isótopos de la Universidad de Minnesota (Minneapolis, EEUU), para establecer así un modelo de edad. Los análisis se realizaron con un espectrómetro MC-ICP-MS (ThermoFinnigan™ Neptune) y siguiendo las pautas establecidas por Cheng *et al.*, (2000). El proceso químico de separación del uranio y del torio se realizó siguiendo el protocolo de Edward, (1987). Las edades aparecen como años BP (*Before Present*, siendo el presente el año 1950).
- Análisis de isótopos estables. Se ha extraído un total de 48 muestras tomadas cada 5 milímetros a lo largo del eje de crecimiento, para el análisis de isótopos estables del carbono y del oxígeno ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$). Los análisis se realizaron en la Universidad de Barcelona mediante un espectrómetro de masas Finnigan 252-MAT, unido a un dispositivo tipo Kiel Carbonat III, con una reproducibilidad de 0.02‰ en el caso del $\delta^{13}\text{C}$ y un 0.06‰ para el $\delta^{18}\text{O}$. La edad de cada punto se ha interpolado linealmente a partir del modelo de edad del punto anterior. Adicionalmente, se extrajeron cuatro muestras de la misma lámina para comprobar, mediante el test de Hendy, si durante el crecimiento de la estalagmita la precipitación de carbonato se produjo en condiciones de equilibrio (Hendy, 1971).

4. ÁREA DE ESTUDIO

4.1. Situación geográfica

El macizo de Escuaín o Sierra de las Tucas, englobado dentro del PNOMP en el Pirineo central (Fig 1. A), se sitúa al N de la comarca del Sobrarbe, al SE del Macizo de Monte Perdido (Fig 1. B). Es una sierra de aproximadamente 17 kilómetros de largo y 5 kilómetros de anchura media, cuyos límites quedan determinados por la red hidrográfica: al Norte del macizo se encuentra el río Cinca que discurre por el valle de Pineta con dirección SE; el río Yaga, que nace en el propio macizo de Escuaín, cierra el límite meridional del macizo hasta el entorno de cuello Viceto, en las proximidades del cañón de Añisclo, y finalmente el río Bellós, cuyo nacimiento tiene lugar entre el Monte Perdido y Escuaín, que discurre desde el cañón de Añisclo hasta el municipio de Escalona.

Es en este Macizo de Escuaín, entre el circo de Gurrundué y el barranco Angonés, en el que se sitúa el sistema Fuentes de Escuaín (o sistema Badalona) y en él la cavidad B1 en la que se centra este trabajo, (Figura 1. C).

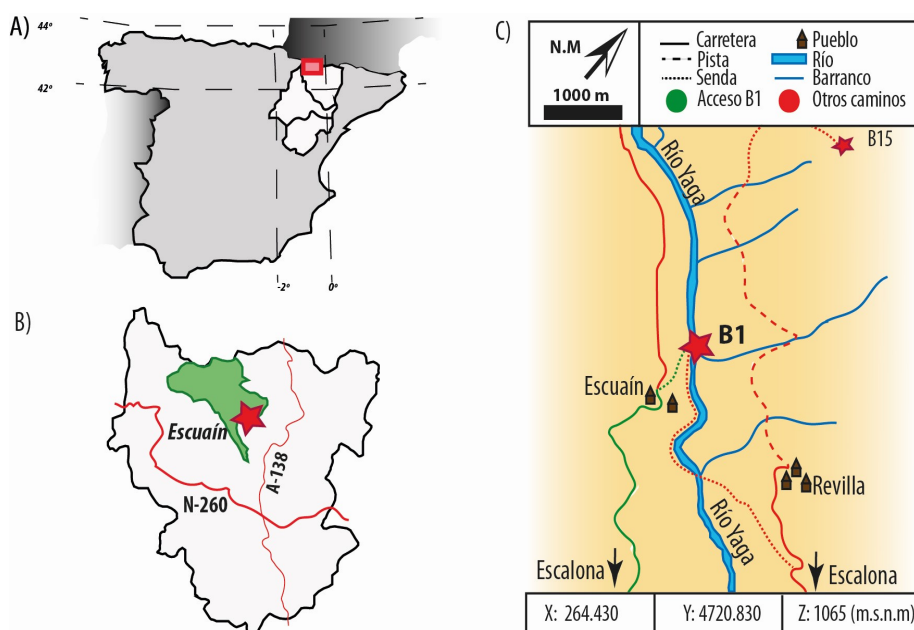


Fig. 1.- A) Mapa de España; en color rojo queda enmarcada la zona de estudio. **B)** Mapa de la Comarca del Sobrarbe. Muestra en color verde el territorio correspondiente al PNOMP y con una estrella roja la población de Escuaín. **C)** Acceso y coordenadas de la boca de la cavidad B1.

La posición geográfica del Pirineo, entre el océano Atlántico y el mar Mediterráneo, y sus importantes variaciones orográficas le confieren un régimen climático característico. En este sentido, la zona de estudio, situada en la parte central del Pirineo, recibe influencias tanto mediterráneas como atlánticas. Esto se traduce en inviernos fríos y secos, veranos templados y frescos e importantes precipitaciones, que aumentan según alcanzan cotas altitudinales mayores. Las temperaturas medias anuales son de 3°C en invierno y 17°C en verano y las precipitaciones medias anuales alcanzan los 1200 mm. La vegetación de la Garganta de Escuaín se caracteriza por bosques compuestos principalmente por pinos (*Pinus sylvestris*), encinas (*Quercus ilex*), boj (*Buxus sempervirens*) y por praderas con diversos tipos de gramíneas. Hacia los 1.500 metros de altura esta vegetación va dejando paso a niveles de bosque subalpino y finalmente, a partir de los 2000 metros, niveles alpinos donde abundan los edelweiss (*Leontopodium alpinum*).

4.2. Situación geológica

La cueva se localiza en las Sierras Interiores pirenaicas; alineación estrecha y alargada en sentido NNO-SSE (Figura 2. A) compuesta fundamentalmente por calizas con importantes intercalaciones de areniscas y calizas margosas de edad Cretácico y Eoceno (Figura 2. B) que forman en el macizo de Monte Perdido importantes apilamientos de pliegues cabalgantes hacia el S, superpuestos en sucesivos mantos de cabalgamiento (Martí-Bono y García-Ruiz, 1993). El sistema Fuentes de Escuaín está formado por una serie de galerías verticales y horizontales desarrolladas a favor de numerosos cabalgamientos que forman parte del sistema de cabalgamientos Larra-Monte Perdido.

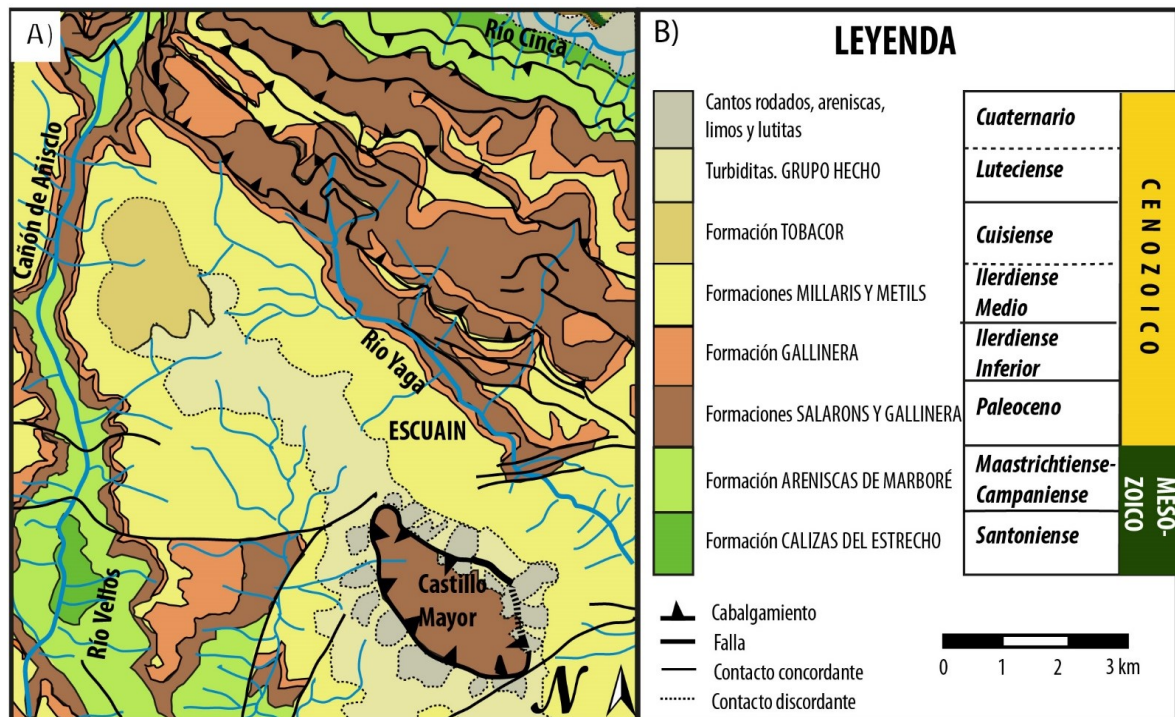


Fig. 2.- A) Mapa geológico escala 1: 100.000 de la zona de estudio. Modificado de la Leyenda del Mapa Geomorfológico del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (2001) B) Leyenda del mapa geológico de la zona de estudio y edades de las formaciones que aparecen. Modificado de la Leyenda del Mapa Geomorfológico del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido por Martí-Bono y García-Ruiz, (2001)

El Macizo de Escuaín en su mayor parte está formado por los materiales de la unidad tectónica Manto de Gavarnie. Además, presenta un conjunto de estructuras sensiblemente orientadas en la dirección ESE-ONO, coincidentes con la orientación pirenaica, y con la vergencia hacia el SO. La potencia del conjunto de materiales es de 200 a 300 metros, aunque el espesor de dichas formaciones se multiplica en el sector septentrional por causas tectónicas, permitiendo el desarrollo de grandes sistemas kársticos como el de Fuentes de Escuaín, que supera los 1.000 metros de desnivel.

4.3. Geomorfología

El relieve del Pirineo está condicionado, en gran medida, por el acortamiento de la cadena pirenaica que se produce por la orogenia alpina. Además, en el Macizo de Escuaín, destacan dos importantes agentes geomorfológicos: el glaciario y los procesos kársticos. La actuación de estos dos procesos a lo largo del Cuaternario es responsable de la configuración del relieve actual (Martí-Bono y García-Ruiz, 2001).

Morfológicamente el macizo presenta una estructura fuertemente asimétrica (Figura 3): por el N descende bruscamente hacia el río Cinca, dando lugar a una de las paredes que forman el valle de Pineta, con un desnivel aproximado de 1.400 metros; por el contrario, hacia el S la pendiente que descende hacia el río Yaga se caracteriza por ser relativamente suave. Son frecuentes las paredes completamente verticales, de hasta 300 metros de desnivel, intercaladas entre extensos planos orientados siguiendo los ejes de plegamiento, todo lo cual confiere al macizo su típica estructura escalonada.

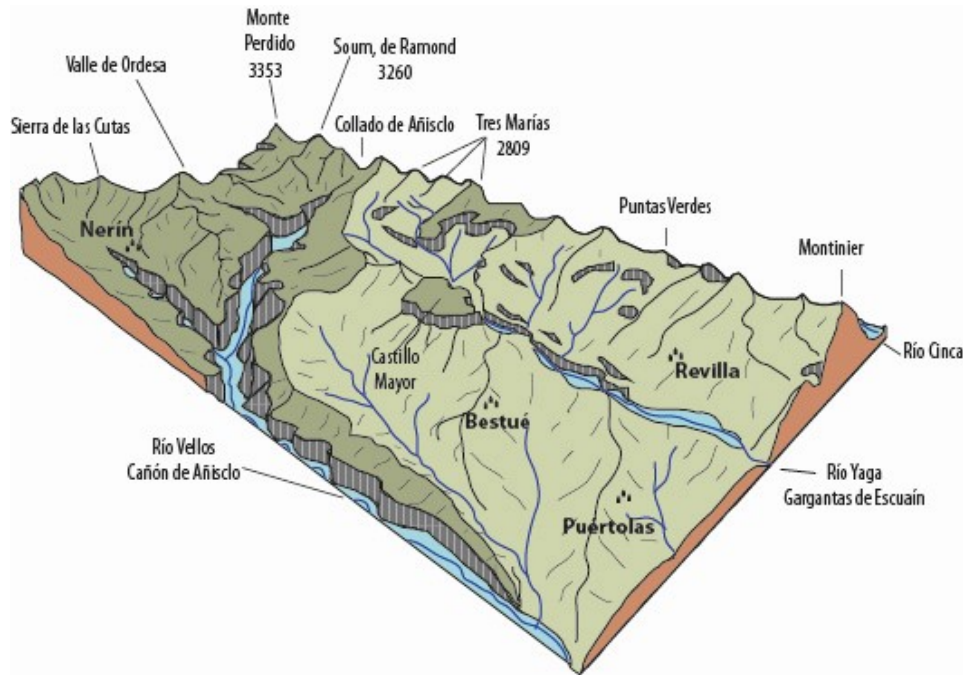


Fig. 3.- Bloque diagrama del sector Añisclo y Escuaín. En claro, Macizo de Escuaín. Modificado de Gtierres et al., (1986).

El drenaje del río Yaga se encuentra alimentado por una serie de torrentes cuyo caudal proviene fundamentalmente de importantes surgencias kársticas situadas en su cabecera. Destacan por su caudal el Torrente de Gurrundué y el Torrente de la Sarra.

Actualmente el glaciario en la zona es de poca extensión y queda limitado a determinados circos de cabecera como el de Gurrundué (Martí-Bono y García-Ruiz, 1993).

En términos generales se trata de un macizo calcáreo intensamente karstificado por profundos cañones (de tipo fluvikárstico) en los que no siempre es fácil jerarquizar la importancia de lo fluvial, lo glaciario y lo kárstico (Martí-Bono y García-Ruiz, 2001).

4.4. Sistema Fuentes de Escuaín

El Sistema de las Fuentes de Escuaín o Sistema Badalona es un sistema endokárstico activo desarrollado en el Macizo de Escuaín. Según los datos aportados por el Grupo de Espeleología de Badalona (G.E.B-C.M) el sistema en el año 2016 contaba con un desarrollo explorado y topografiado de 35,711 kilómetros y un desnivel de 1.151 metros. Su boca más alta (la sima B15) y más baja (B1) se encuentran respectivamente a 2216 y 1065 m.s.n.m confiriéndole el título de la tercera travesía integral subterránea de mayor profundidad del mundo.

Se puede precisar la coexistencia de varios sistemas de drenaje subterráneo distribuidos a lo largo y ancho del macizo. La mayor parte de sus aguas son conducidas hacia un único

colector denominado *La Turbina* que comprende el tramo inferior del sistema hasta la unión con la Surgencia B1.

5. CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS DE LA CAVIDAD

5.1. Características generales

El sistema de las Fuentes de Escuaín actualmente cuenta con siete bocas de acceso. La correspondiente a la cavidad B1 coincide con la surgencia de Escuaín y se abre a aproximadamente 40 metros sobre el cauce del Yaga en la margen izquierda del mismo. Tiene unas dimensiones de aproximadamente 4.70 metros de alto y 7.90 metros de ancho, que le confiere una sección transversal de forma semicircular que se extiende a todo el conducto. Aunque el sistema cuenta con un desarrollo mayor, este trabajo se ha centrado en una zona comprendida entre la entrada y una sala fósil circular de unos 20 metros de diámetro, estudiando y topografiando un desarrollo subhorizontal de 425 metros y un desnivel de +9m/-2m (Figura 4).

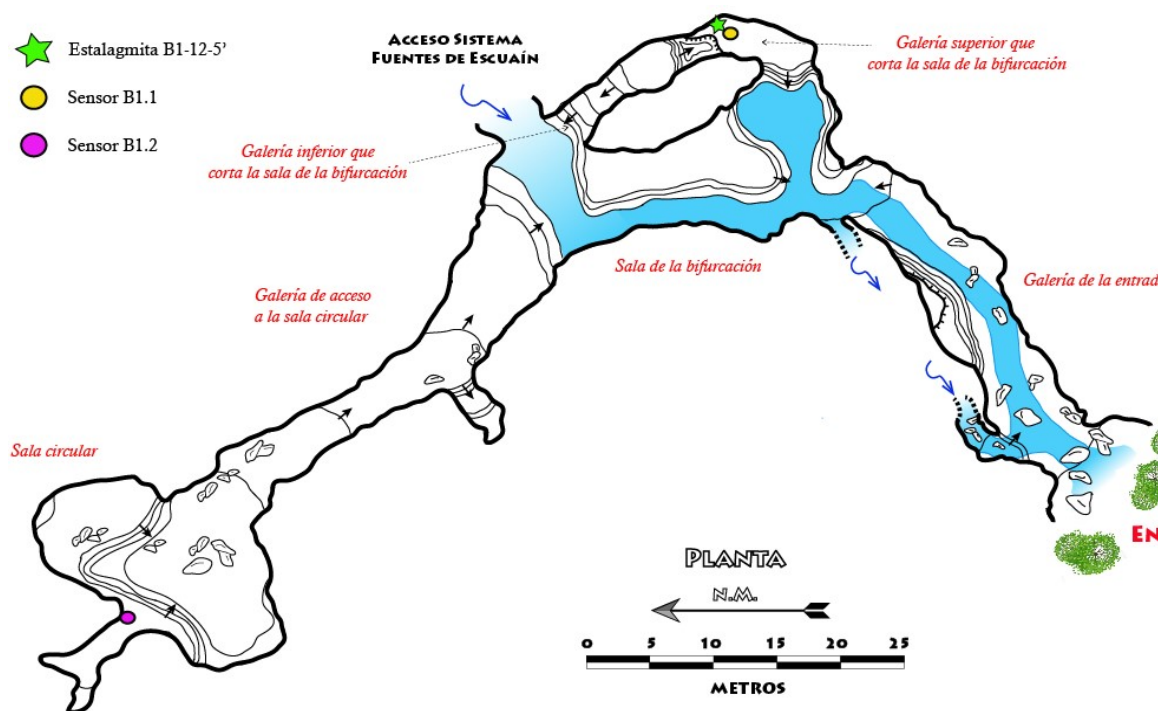


Fig. 4.- Topografía parcial de la cavidad B1. Con una estrella verde se señala el sitio del que se extrajo la estalagmita B1-12-5'. Los círculos señalan la posición de los sensores, en amarillo el B1.1 y en rosa el B1.2.

Actualmente desde la boca de la cueva hasta el acceso al sistema la circulación de agua se produce de forma continua pero con importantes variaciones estacionales. En la entrada a la cavidad se concentran bloques de gran tamaño generados a partir de colapsos del techo y que han sido arrastrados hasta ese punto por la corriente.

La temperatura media de la cavidad durante los meses que ha estado monitorizada ha sido de 7.56°C, con valores máximos y mínimos de 9°C y 5.3°C respectivamente. Las variaciones estacionales de la temperatura quedan reflejadas en la Tabla 1:

	21/09/16 – 21/12/16			21/12/16 – 21/03/17			21/03/17 – 21/06/17		
	<i>T^a med</i>	<i>T^a max</i>	<i>T^a min</i>	<i>T^a med</i>	<i>T^a max</i>	<i>T^a min</i>	<i>T^a med</i>	<i>T^a max</i>	<i>T^a min</i>
B1.1	8,0	8,9	5,6	7,0	7,7	5,3	7,7	8,3	6,4
B1.2	8,9	9,0	8,7	8,7	8,8	8,6	8,8	8,9	8,8

Tabla 1.- Temperatura (°C) media, máxima y mínima medida en el interior de la cavidad durante las estaciones de otoño, invierno y primavera por los sensores B1.1 y B1.2

5.2. Morfologías erosivas

Consisten en morfologías desarrolladas en el techo, denominadas cúpulas, de forma semiesférica y cuya formación está ligada al efecto erosivo de remolinos ascendentes bajo condiciones de alta presión (Figura 5. A).

También es posible encontrar una serie de recovecos en las paredes de la cavidad, cuya génesis resulta principalmente de la abrasión continuada que produce el sedimento en suspensión del flujo de agua (Figura 5.B), y numerosas muescas con morfologías de golpes de gubia. A partir de este punto hasta la sala circular se han ido implantando unas condiciones vadosas probablemente perturbadas por periodos de flujo turbulento forzado.

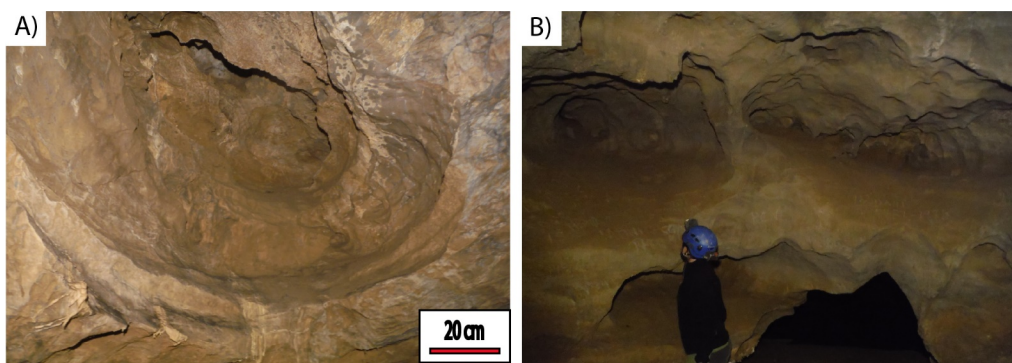


Fig. 5.- A) Cúpula d forma semiesférica localizada en el techo de la sala circular. B) Morfologías erosivas desarrolladas en las paredes de la prolongación NO de la Sala circular.

5.3. Depósitos de la cavidad

Una vez formadas las galerías del sistema y que la circulación de agua cambiase de unas condiciones de circulación freática forzada a unas vadosas, las salas y galerías pasan de ser activas a ser fósiles, y comienzan a rellenarse y colmatarse por diversos tipos de sedimentos. La clasificación de los diferentes tipos de depósitos encontrados en la cavidad se ha basado en los criterios aportados por Ford y Williams (2007). Los depósitos localizados son fundamentalmente de naturaleza autóctona y es posible diferenciarlos en clásticos (de origen gravitacional y fluvial) y químicos relacionados con la precipitación de carbonato; su distribución queda reflejada en la cartografía geomorfológica realizada.

5.3.1. Depósitos autóctonos clásticos

a) Gravitacionales

Consisten en acumulaciones de bloques angulosos de tamaño variable distribuidos a lo largo de todo el recorrido. Las mayores concentraciones se localizan principalmente en la

galería de la entrada, en la sala circular y en los márgenes de la galería que da acceso a esta (Figura 6. A).

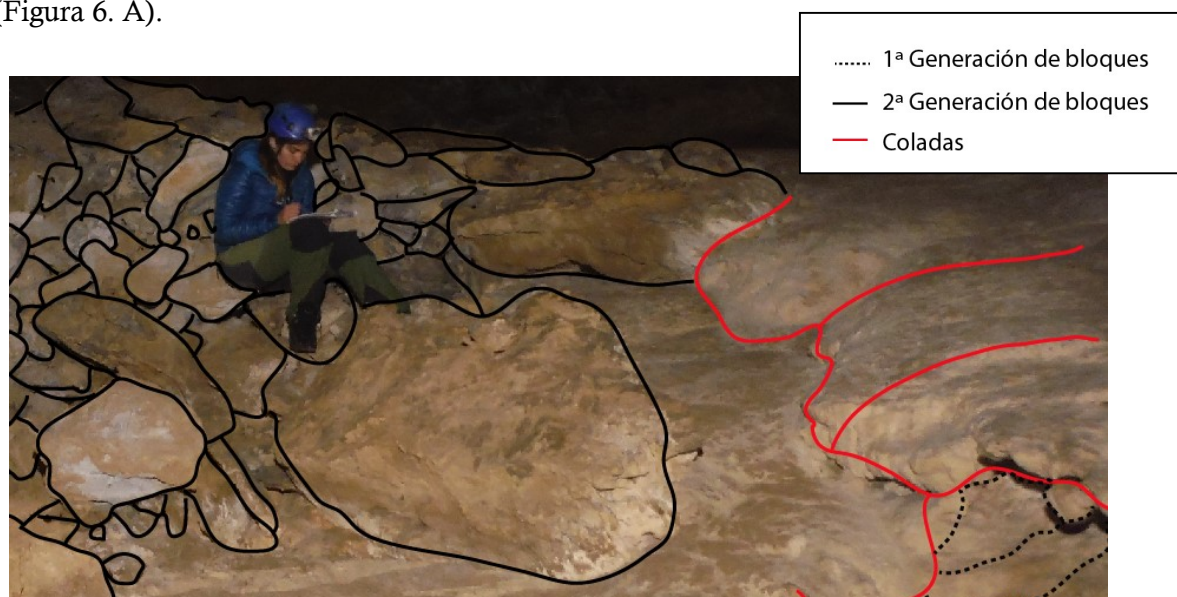


Fig.6.- Representación de los diferentes episodios de caídas de bloques en la Sala circular. Diferenciándose como mínimo dos generaciones. La primera, en puntos suspensivos, es fosilizada por diferentes coladas marcadas en rojo. Con una línea continua negra se señala la segunda fase de bloques caídos que recubre las coladas (al no estar diferenciados se asignan en su totalidad a la segunda generación).

Es el agua que penetra por las grietas la que da lugar a la disolución de la caliza, fenómeno que lleva consigo la pérdida de volumen y su inestabilidad y desprendimiento por lo que es frecuente encontrarlos sobre todo bajo las cúpulas nombradas en el apartado anterior. Las acumulaciones en la sala circular se hallan sobre todo en el centro y en la parte más septentrional de esta sobre gours y coladas, aunque también los hay fosilizados por la misma colada. Además, en el escarpe de la galería de la entrada se localizan una serie de bloques caídos sobre los que posteriormente se han desarrollado espeleotemas. Su formación está relacionada con momentos fríos y de alta disponibilidad hídrica pero debido a su distribución aleatoria en la cavidad resulta imposible establecer una relación temporal en la evolución espeleogenética de esta.

b) Fluviales

Depósitos de gravas, arenas y lutitas

Consisten en un tipo de acumulaciones que combina gravas de pequeño tamaño, arenas y lutitas (Figura 7.A). Se localiza a lo largo de toda la cavidad y sus afloramientos se corresponden con aquellas secciones sobre las que no se ha desarrollado otro tipo de depósito. Conforme el recorrido se aleja de la boca de entrada va disminuyendo el tamaño medio de las partículas. El origen de las arenas es algo incierto, puede tratarse de una mezcla de arenas de origen autóctono procedentes de la Fm. Arenisca de Marboré o de origen alóctono, introducidas al sistema a través de simas, dolinas o pequeñas zonas de absorción.

Depósitos de grava

Son acumulaciones alargadas de cantos, de naturaleza caliza de alta redondez y baja esfericidad, cuyo diámetro varía entre los 0.5 y los 20 centímetros (Figura 7.B). La litología es concordante con la del resto del sistema endokárstico y se localiza fundamentalmente en los márgenes de la galería fósil que corta la sala de la bifurcación a aproximadamente 1.2 m del suelo y con una extensión de 7 m. Debido a su situación en la cavidad y a la naturaleza de estas barras, se puede afirmar que se trata de un depósito autóctono cuyos cantos

proviene de niveles superiores del sistema Fuentes de Escuaín. Esto queda contrastado porque aunque los cantos no se encuentran excesivamente imbricados, el sentido de paleocorriente que se intuye es coincidente con el esperado.

Depósitos de brechas

Este tipo de depósito se compone de gravas litificadas constituidas por clastos de naturaleza caliza, mayoritariamente angulosos, cuyo diámetro oscila entre los 0.3 y los 25 centímetros, inmersos en una matriz también carbonatada (Figura 7.C). Su acumulación es muy frecuente a lo largo de los laterales de la galería de entrada, formando parte de afloramientos que alcanzan el metro y medio de altura.

Depósitos lutíticos

Se trata de sedimento de grano muy fino constituido por partículas de tamaño limo, incoherente y de color marrón oscuro (Figura 7. D); ha sido transportado en suspensión por el río y depositado en condiciones de inundación. Se localizan en las zonas más fósiles de la cavidad: la galería superior que corta la sala de la bifurcación, la galería de acceso a la sala circular y en la propia sala circular y sus prolongaciones.

5.3.2. Depósitos autóctonos químicos

Los depósitos químicos encontrados en la parte estudiada de la cavidad B1 están relacionados principalmente con la precipitación de carbonato. Su depósito se puede producir de dos formas diferentes: 1) Como consecuencia de la desgasificación de una delgada línea de agua que circula sobre una superficie y que produce la precipitación de carbonato sobre dicha superficie 2) Por la desgasificación de la gota de agua procedente del goteo de la propia cueva. (Ford y Williams, 2007).

Gours

Este tipo de espeleotemas se localiza principalmente en la sala circular bajo una gran colada y en la galería fósil que conduce hasta ella; orientadas en ángulo recto a la dirección del flujo de agua, dando lugar a morfologías de represamiento escalonado y siempre aprovechando la pequeña pendiente del sustrato. Su tamaño es muy variable: en el escarpe de la galería de la entrada se pueden encontrar gours cuya altura no excede el centímetro (microgours, Figura 7.E), mientras que en la sala circular estos pueden alcanzar alturas de 30 centímetros y una superficie represada de metro y medio. La precipitación de estos espeleotemas es posible gracias a las irregularidades del lecho, pues son las responsables del incremento en la turbulencia del flujo que acelera los procesos de desgasificación que permiten la precipitación de carbonato (Ford y Williams, 2007).

Coladas y banderas

Es uno de los espeleotemas más comunes de la cavidad. Destacan por su espectacularidad las coladas de la galería que corta la sala de la bifurcación (Figura 7.F) y la sala circular. Adquieren la forma de la roca subyacente. Junto a las coladas es común encontrar banderas. Ambos espeleotemas son consecuencia de la circulación de agua, pero en el caso de estas últimas el movimiento de las gotas de agua es por el techo de la cueva.

Estalactitas y macarrones

Las estalactitas se caracterizan por crecer desde el techo de la cavidad hacia el suelo. Su estructura está condicionada por un canal de alimentación central que permite su crecimiento longitudinal. Este tipo de depósitos están presentes a lo largo de todo el recorrido y en ningún caso alcanzan grandes tamaños. Se encuentran en zonas aisladas de

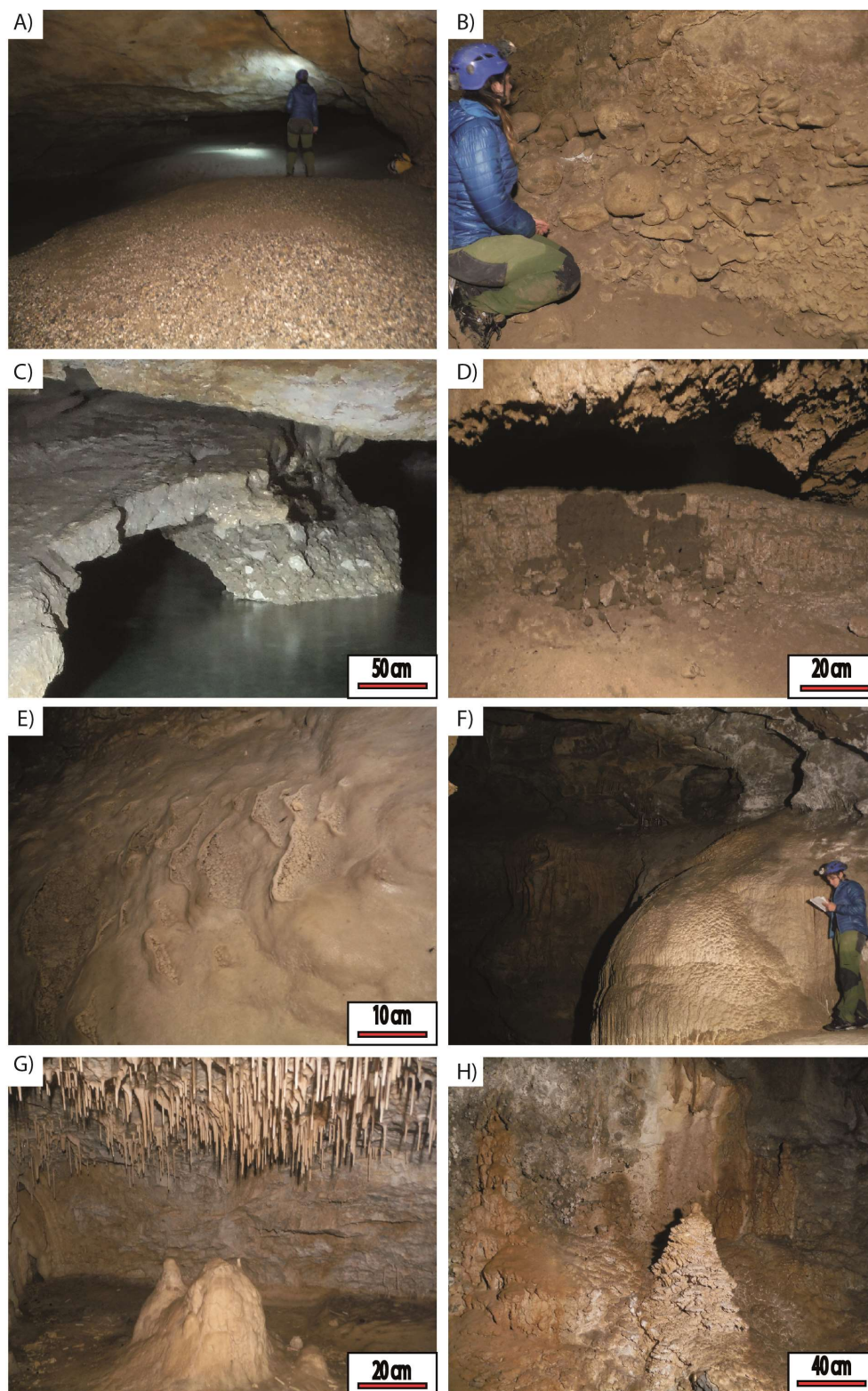


Fig.7.- A) Depósitos de gravas de pequeño tamaño, arenas y lutitas de la galería de la bifurcación. **B)** Acumulaciones alargadas de cantos carbonatados. **C)** Brecha carbonatada. **D)** Depósitos lutíticos. **E)** Microgours. **F)** Colada de grandes dimensiones. **G)** En la parte superior se ven estalagmitas (macarrones) de geometría tabular y pequeño tamaño. En la parte inferior, como consecuencia de la elevada tasa de goteo de las formaciones superiores ha precipitado una estalagmita de gran anchura a la que se han solapado otras estalagmitas de similares características. **H)** Estalagmita con morfología de pila de platos.

la circulación freática continua como en la sala circular aprovechando la red de fracturas, sobre el escarpe de la galería de la entrada. También se han reconocido estalactitas recientes de geometría tabular y pequeño tamaño (macarrones, Figura 7.G) localizadas sobre todo en el techo de dicho escarpe.

Estalagmitas

Exceptuando aquellas zonas en las que el sustrato está cubierto por depósitos fluviales, las estalagmitas están presentes en todo el recorrido. Por lo general, su diámetro es mayor que las estalactitas con las que están relacionadas, suelen tener la punta redondeada y en ningún caso exceden el metro de longitud. Las hay con una morfología en pila de platos (Figura 7.H), cónicas, tubulares y dobles. Si la tasa de goteo es elevada el depósito se lleva a cabo en los laterales y la estalagmita aumenta en anchura (Figura 7.G), mientras que si el goteo es muy lento el carbonato se deposita en el ápice y el espeleotema resultante es alargado y delgado.

6. ESTALAGMITA B1-12-5'

6.1. Descripción general

La estalagmita B1-12-5' tiene un tamaño de 28 cm de largo y 7 cm de ancho, es de color oscuro, con forma cilíndrica y punta redondeada (Figura 8). Aunque no presenta cambios significativos en su dirección del eje de crecimiento es posible diferenciar dos zonas: la primera muestra una laminación relativamente constante y está constituida por el propio crecimiento principal, mientras que la segunda se caracteriza por un aspecto masivo y torcido hacia el lateral derecho del espeleotema. En la parte inferior se distinguen claramente dos coloraciones relacionadas posiblemente con cambios en la mineralogía.

6.2. Modelo de edad

En la Tabla 2 se recogen las ocho dataciones realizadas por el método del U/Th sobre la estalagmita. El periodo temporal que abarca la estalagmita es entre hace 3601±18 años BP y hasta los 945±15 años BP detrítico (^{232}Th) es muy bajo a lo largo de toda la estalagmita, y por lo tanto

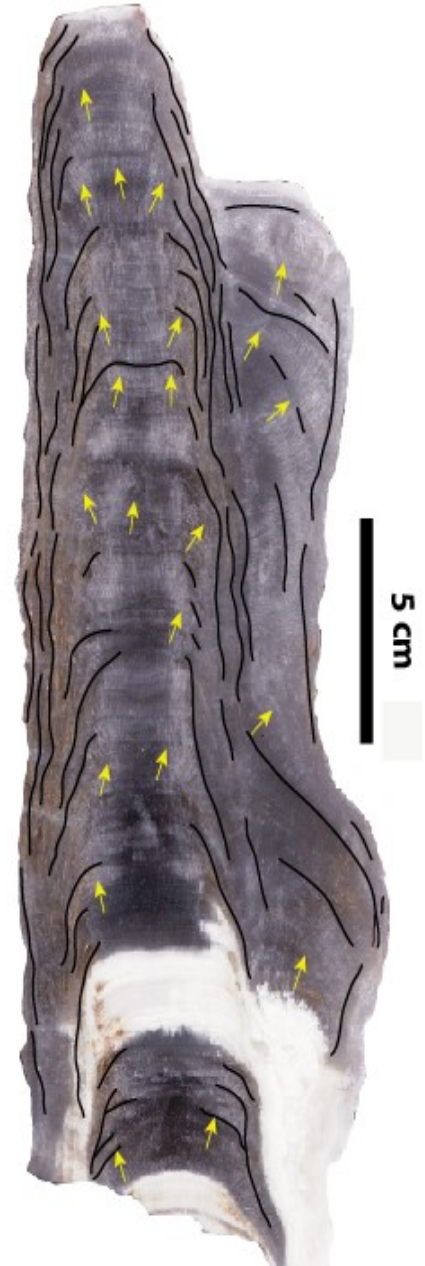


Fig. 8.- La línea roja continua se corresponde con el modelo de edad, relacionando cada mm desde la base del espeleotema con su edad teórica. La Línea azul hace referencia a la tasa de crecimiento

Resultado de la datación de Th 230 . El error es de 2 σ

Número	^{238}U	^{232}Th	$^{230}\text{Th} / ^{232}\text{Th}$	$\delta^{234}\text{U}^*$	$^{230}\text{Th} / ^{238}\text{U}$	^{230}Th Age (yr)	^{230}Th Age (yr)	$\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}}^{**}$	^{230}Th Edad (años, BP)***
Muestra	(ppb)	(ppt)	(atómico $\times 10^{-6}$)	(medido)	(actividad)	(no corregido)	(corregido)	(corregido)	(corregido)
B1-12-5, 240 mm	5517.9 $\pm$ 9.0	1096 $\pm$ 23	546 $\pm$ 13	-292.5 $\pm$ 1.3	0.0066 $\pm$ 0.0001	1019 $\pm$ 14	1011 $\pm$ 15	-293 $\pm$ 1	945 $\pm$ 15
B1-12-5, 198 mm	5574.1 $\pm$ 22	1907 $\pm$ 38	422 $\pm$ 9	-291.8 $\pm$ 1.5	0.0088 $\pm$ 0.0000	1359 $\pm$ 7	1344 $\pm$ 12	-293 $\pm$ 2	1281 $\pm$ 12
B1-12-5, 150 mm	5248.9 $\pm$ 24	1769 $\pm$ 36	488 $\pm$ 10	-293.5 $\pm$ 1.9	0.0100 $\pm$ 0.0001	1552 $\pm$ 9	1539 $\pm$ 14	-295 $\pm$ 2	1476 $\pm$ 14
B1-12-5, 75 mm	5810.8 $\pm$ 20	227 $\pm$ 5	5657 $\pm$ 124	-294.8 $\pm$ 1.4	0.0134 $\pm$ 0.0001	2093 $\pm$ 10	2091 $\pm$ 10	-297 $\pm$ 1	2028 $\pm$ 10
B1-12-5, 37 mm	82546.7 $\pm$ 1838	595 $\pm$ 12	40573 $\pm$ 831	-297.7 $\pm$ 7.6	0.0177 $\pm$ 0.0004	2793 $\pm$ 71	2792 $\pm$ 71	-300 $\pm$ 8	2729 $\pm$ 71
B1-12-5, 25 mm	134946.6 $\pm$ 1608.9	2939 $\pm$ 97	15919 $\pm$ 533	-317.1 $\pm$ 3.2	0.0210 $\pm$ 0.0003	3418 $\pm$ 47	3417 $\pm$ 47	-320 $\pm$ 3	3351 $\pm$ 47
B1-12-5, 17 mm	7921.1 $\pm$ 16.8	810 $\pm$ 576	3499 $\pm$ 2489	-310.5 $\pm$ 1.2	0.0217 $\pm$ 0.0001	3493 $\pm$ 16	3489 $\pm$ 17	-314 $\pm$ 1	3423 $\pm$ 17
B1-12-5, 0 mm	5968.0 $\pm$ 9.1	545 $\pm$ 11	4189 $\pm$ 88	-297.1 $\pm$ 1.3	0.0232 $\pm$ 0.0001	3671 $\pm$ 17	3667 $\pm$ 18	-300 $\pm$ 1	3601 $\pm$ 18

Constante de desintegración de U: $\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10}$ (Jaffey et al., 1971) y $\lambda_{234} = 2.82206 \times 10^{-6}$ (Cheng et al., 2013). Constante de desintegración del Th: $\lambda_{230} = 9.1705 \times 10^{-6}$ (Cheng et al., 2013).

* $\delta^{234}\text{U} = ((^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{\text{actividad}} - 1) \times 1000$. ** $\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}}$ calculado a partir de la edad ^{230}Th (T), i.e., $\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}} = \delta^{234}\text{U}_{\text{medido}} \times e^{\lambda_{234}T}$.

Edad corregida de ^{230}Th asumiendo una relación atómica inicial para $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ de $4.4 \pm 2.2 \times 10^{-6}$. Estos son los valores de un material secular en equilibrio, con un valor de 3.8 para el $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ terrestre. Se asumen de forma arbitraria errores del 50%.

***B.P. significa "Before Present" (antes de la actualidad) donde "Present" hace referencia al año 1950 A.D. (después de cristo)

Tabla 2.- Resultados de las dataciones de U/Th. Las muestras se eligieron asumiendo que el crecimiento se produjo de manera continua.

las dataciones realizadas poseen un bajo margen de error y son muy precisas.

El modelo de edad se obtuvo realizando interpolaciones lineales entre las dataciones. Según el modelo obtenido la tasa de crecimiento media del espeleotema es de $111\mu/\text{año}$ siendo el valor máximo de $231\mu/\text{año}$ y el valor mínimo de $19\mu/\text{año}$ (Figura 9).

6.3. Mineralogía

Debido a los cambios de coloración observados en la estalagmita en muestra de mano se decidió determinar la composición mineralógica en dos puntos de la estalagmita con intención de asociar el cambio de color a una diferente mineralogía. La zona en la que se realizó el primer difractograma (DRX1) es homogénea, más oscura y compuesta exclusivamente por calcita, según muestran los análisis de difracción. Por el contrario, en la parte más antigua de la estalagmita se observa un zonado de colores (gris translúcido, blanco mate), así como una marcada laminación. Los resultados de ese segundo difractograma (DRX2) (Figura 10), indican la presencia de aragonito y calcita como mayoritarios, además de trazas de goethita.

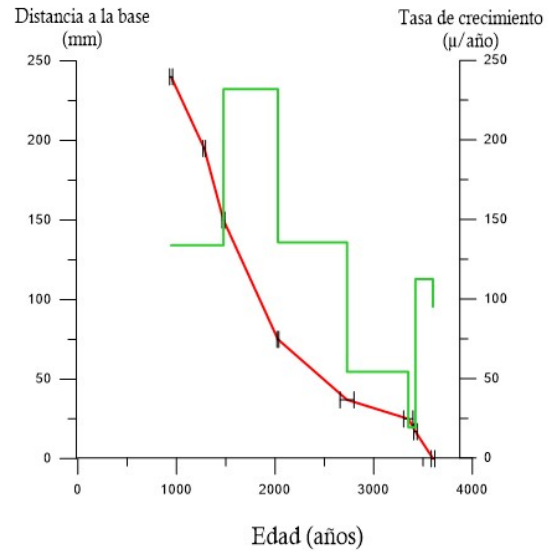


Fig. 9.- La línea roja continua se corresponde con el modelo de edad, relacionando cada mm desde la base del espeleotema con su edad teórica. La Línea azul hace referencia a la tasa de crecimiento ($\mu/\text{año}$).

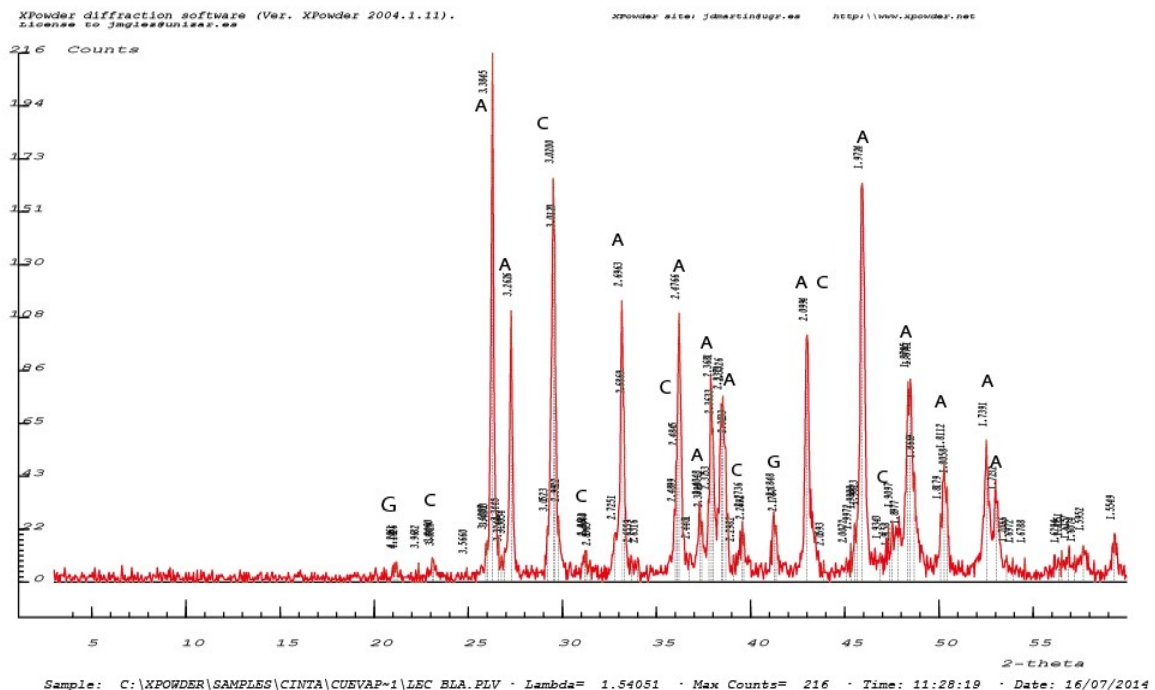


Fig.9.- Resultados DRX2. A = Aragonito, C = Calcita, G=Goethita.

6.4. Precipitación de carbonato (Equilibrio isotópico)

En la Figura 10 aparecen reflejados los resultados del Test de Hendy (Hendy, 1971). Las concentraciones isotópicas se expresan como desviaciones positivas o negativas en tanto por mil en relación al material de referencia *VPDB* (*Vienna Pee Dee Belemnite*). La variación

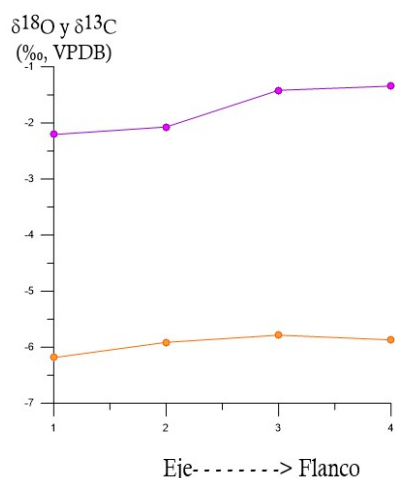


Fig.10.- Evolución de ^{18}O (lila) y ^{13}C (naranja) a lo largo de una lámina.

de los isótopos de ^{13}C y ^{18}O a lo largo de una misma lámina es de 0.32‰ y de 0.87‰ respectivamente. Ambas evoluciones muestran cierto paralelismo y los valores isotópicos a lo largo de la lámina no aumentan excesivamente.

Además, la covariación de todas las muestras de esta lámina tiene un bajo coeficiente de correlación ($r^2=0,061$). Siguiendo el criterio establecido por Hendy (1971) se puede asumir que la estalagmita creció en condiciones próximas al equilibrio isotópico.

No obstante, este test no es definitivo, ya que pueden darse condiciones de equilibrio en el eje central durante

el crecimiento y procesos de desgasificación en los flancos (Dorale y Liu, 2009). Por eso, para mejorar la fiabilidad de los datos sería necesario disponer de otra estalagmita que cubriese el mismo periodo temporal y que mostrase el mismo patrón isotópico (Dorale y Liu, 2009).

6.5. Registro de isótopos estables

En función de la tasa de crecimiento calculada para la estalagmita *B1-12-5'* este muestreo aporta aproximadamente un dato isotópico medio cada 45 años. La Figura 11 muestra los

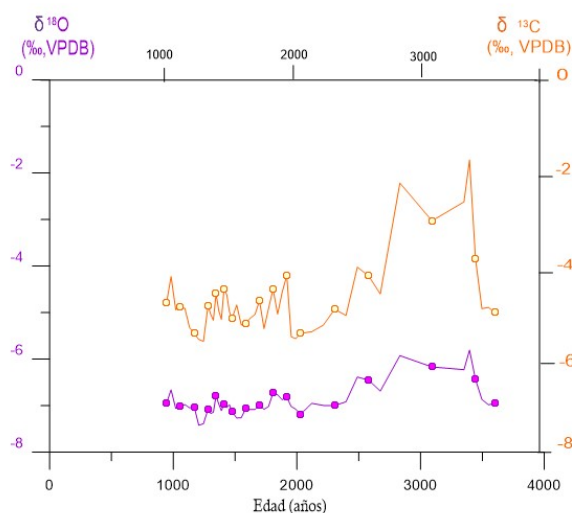


Fig.11.- Evolución de ^{18}O (lila) y ^{13}C (naranja) a lo largo del eje de crecimiento de la estalagmita *B1-12-5'*.

resultados isotópicos obtenidos a lo largo del eje de crecimiento, abarcando un periodo temporal que va desde el año 945 B.P. hasta el 3.601 BP. Aunque la variabilidad de los isótopos de carbono (~3,8‰) es mucho mayor que la de oxígeno (~1.6‰), la evolución de ambas señales es similar.

Así, en la parte inferior de la estalagmita, durante los primeros 100 años del registro isotópico (3600-3500 años BP), los valores isotópicos se enriquecen bruscamente hasta que, en el año 3396 BP, alcanzan valores máximos de $\delta^{13}\text{C} = -1,72\text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O} = -5,81\text{‰}$. Esta tendencia isotópica continua hasta aproximadamente los

2750 BP. Es necesario destacar que el enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$, se intensifica porque durante el fraccionamiento isotópico el aragonito se enriquece en el isótopo pesado del oxígeno un 0.6‰ más que la calcita (Tarutani, 1969). En el caso del carbono $\delta^{13}\text{C}$ este enriquecimiento inicial está más relacionado con las propias condiciones de formación del aragonito (Frisia *et al.*, 2002). Desde el año 2750 y hasta aproximadamente los 2100 BP, ambos perfiles muestran un progresivo empobrecimiento. A partir de aquí y hasta el techo

de la estalagmita, es decir, entre el año 2100 y 945 BP, los perfiles isotópicos muestran pequeñas fluctuaciones, de las cuales destaca el progresivo enriquecimiento en $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ producido a partir del año 1300 BP hasta el final del espeleotema.

6.6. Descripción de la textura cristalina

El estudio textural se ha realizado en la base de la estalagmita, cubriendo el intervalo con aragonito. En general predominan los cristales alargados, paralelos entre sí y perpendiculares a la superficie de crecimiento, curvándose hacia los laterales para mantener dicha perpendicularidad. En la parte inferior de la estalagmita, en relación con la composición mineralógica antes citada, se han podido distinguir por microscopía de luz transmitida, hasta seis tramos distintos (Figura 12.A) según los criterios establecidos por Frisia *et al.*, (2000):

- **TRAMO 1:** Este primer tramo tiene un espesor de 3 milímetros y se corresponde con la parte baja de la estalagmita. Contiene cristales de aragonito con una longitud ~ 2 milímetros, hábito fibroso y dispuestos en forma de abanico (Fans). La principal característica de esta textura es que la relación longitud/ anchura sea mayor de 6:1 (Folk, 1965). La porosidad se concentra en el contacto con el tramo superior y en algunos casos alcanza tamaños de 250μ .
- **TRAMO 2:** Consiste en 3 milímetros de cristales de calcita en mosaico sin ninguna orientación preferente con un tamaño medio de $\sim 80\mu$, a los que se superponen relictos fibrosos de aragonito (Figura 12. B). Los relictos de aragonito se observan como líneas dentro de los cristales de calcita, llegando a continuarse de un cristal a otro. Se encuentra delimitada tanto a base como a techo por calcita microcristalina. La porosidad es mucho menos abundante que en el Tramo 1, y de un tamaño similar al de los cristales de la calcita en mosaico.
- **TRAMO 3:** Tiene un espesor de aproximadamente 8 milímetros. Al igual que el Tramo 1 está compuesto por cristales de aragonito de gran tamaño y hábito fibroso, pero en este caso la disposición en abanico no es tan marcada. Se encuentra delimitado tanto a base como a techo por calcita microcristalina. Resulta interesante destacar la existencia hacia techo de grandes poros alargados y paralelos a las fibras de aragonito, capaces de alcanzar los 2.6 milímetros de longitud.
- **TRAMO 4:** El espesor es de ~ 40 milímetros. Está formado por grandes cristales de calcita columnar paralelos entre sí y perpendiculares a la superficie de crecimiento. El tamaño medio de los cristales es de ~ 2.5 mm. La porosidad, también con morfología alargada, se dispone de forma paralela y tiene un tamaño similar al de los cristales de calcita (Figura 12.C). En la parte superior del tramo y hacia los laterales es posible diferenciar algunas láminas constituidas por cristales de calcita microcristalina y una masa con tonalidades rojizas que posiblemente se trate de la goethita que aparece en el segundo difractograma.
- **TRAMO 5:** De aspecto similar al Tramo 2. Consiste en 25 milímetros de cristales de calcita en mosaico a los que se superpone relictos fibrosos de aragonito, y cuya continuidad se ve interrumpida por láminas de calcita microcristalina sucedidas a lo largo de todo el tramo (Figura 12.D). La porosidad no es abundante ni de gran tamaño ($<100\mu$).
- **TRAMO 6:** El último tramo diferenciado tiene un espesor de 30 milímetros y está formado fundamentalmente por cristales de calcita columnar con características similares a las descritas en el Tramo 2. Entorno al eje longitudinal, la estalagmita no presenta laminación. Sin embargo, hacia los márgenes se ven láminas de cristales de

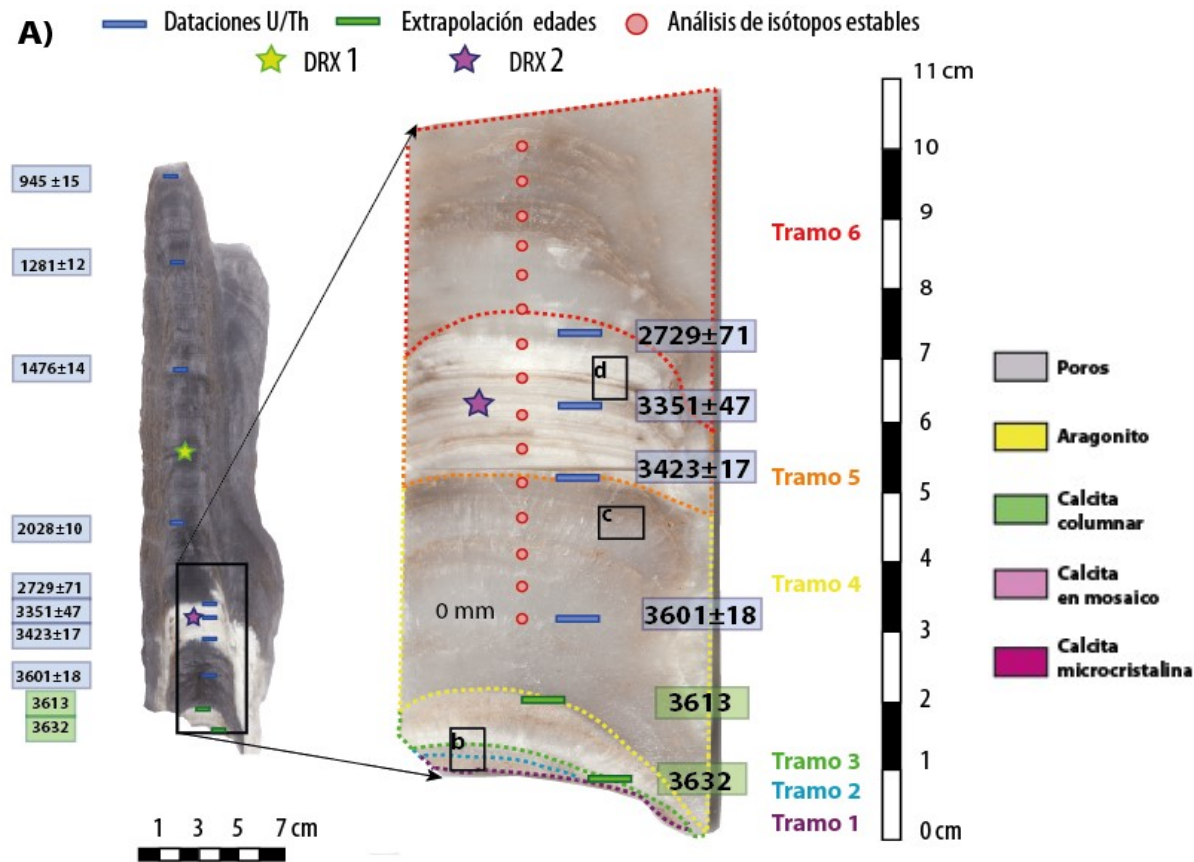
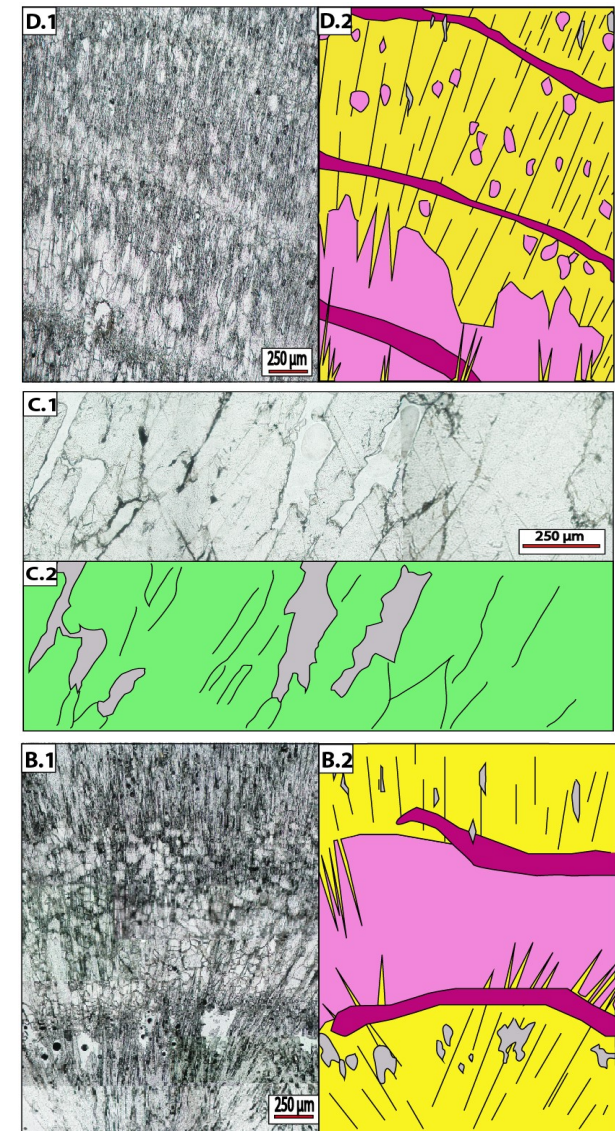


Fig. 13.- a) Muestra pulida ampliada de la estalagmita B1-12-5' sobre la que se muestran los siete tramos texturales (líneas discontinuas) y las áreas correspondientes a las microfotografías de las Figuras b) c) y d) (recuadros). En azul se señalan las zonas de muestreo destinadas a dataciones (U/Th) y en verde zonas cuya edad se ha calculado extrapolando hacia abajo el modelo de edad. Así mismo, los recuadros de colores azules y verdes muestran las respectivas edades (en años) obtenidas. En rojo los puntos en los que se han realizado análisis de isótopos estables. Las estrellas marcan la situación de los dos difractogramas realizados. **b)** Relictos de aragonito sobre los que ha cristalizado calcita neomórfica en mosaico y microcristalina. Nícoles paralelos. **b.1)** Esquema de la Figura b). **c)** Calcita primaria columnar elongada paralela a poros de tamaño similar. Nícoles paralelos. **c.2)** Esquema de la Figura c). **d)** Cristales de calcita en mosaico y láminas de calcita microcristalina con relictos de aragonito. Nícoles paralelos. **d.2)** Esquema de la Figura d).



calcita microcristalina y cristales fibrosos de aragonito sobre los cuales ha comenzado a cristalizar calcita en mosaico.

7. DISCUSIÓN

7.1. Mineralogía y texturas

La composición mineralógica y el estudio microscópico en lámina delgada muestran la existencia de distintas etapas de formación del carbonato a lo largo del crecimiento de la estalagmita. En la parte inicial el mineral primario fue el aragonito (DRX2), mientras que en la parte superior precipitó calcita primaria (DRX1). La calcita en mosaico que coexiste con el aragonito en los tramos 2 y 5 se interpreta como calcita procedente de la transformación diagenética del aragonito primario. Esta transformación obedece a que la calcita es el polimorfo estable en condiciones de P y T ambiente. En este caso la transformación ha sido incompleta y la calcita engloba relictos de aragonito acicular. La inversión aragonito-calcita es irreversible, por lo que nunca un aragonito se forma por un proceso de neomorfismo a partir de calcita, siempre es de precipitación primaria (Perrin *et al.*, 2014). El estadio final de esta transformación se atribuye a grandes cristales alargados de calcita neomórfica con bastantes impurezas y extinción ondulante, cuya orientación sería la heredada del aragonito reemplazado (Figura 13, Perrin *et al.*, 2014).

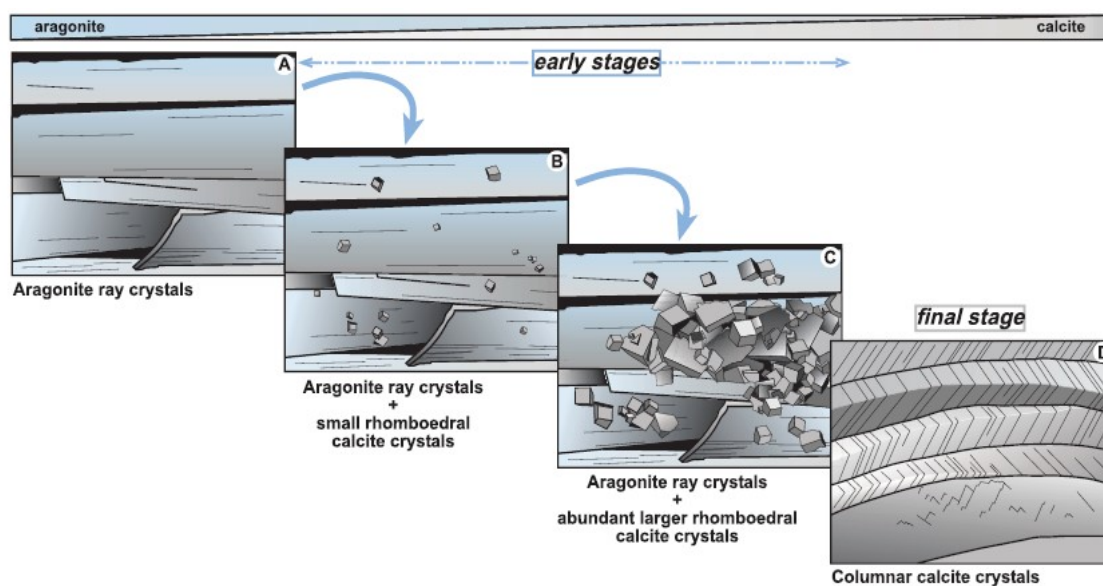


Fig. 13.- Esquema interpretativo de las sucesivas etapas involucradas en el proceso de recristalización de aragonito a calcita columnar a partir de imágenes SEM. Tomado de Perrin *et al.*, (2014).

Los cristales de calcita columnar neomórfica sólo se pueden diferenciar de los cristales primarios de calcita columnar si quedan relictos de aragonito sin transformar, además de por la porosidad, que suele disminuir durante la diagénesis (Perrin *et al.*, 2014). Por ello la calcita columnar de los tramos 4 y 6 podría interpretarse, en principio, tanto como primaria como de transformación total de aragonito. Sin embargo la total ausencia de aragonito y de impurezas, además de la abundante porosidad y del gran tamaño de esta a lo largo de todo el tramo, sugieren que se trata de calcita primaria. Sólo en la base y en el lateral derecho del tramo 6 se aprecian restos de fibras de aragonito, por lo que es posible que en este tramo, puntualmente, comenzara a precipitar aragonito y después, como resultado de un cambio

en las condiciones ambientales, el aragonito se transformó en calcita, que continuó precipitando hasta las secciones más modernas del espeleotema (~945 años BP).

Puesto que la calcita es el polimorfo estable a P y T ambiente, la precipitación directa del aragonito sólo es posible bajo unas circunstancias especiales, de las que la más frecuente es la alta concentración de Mg que inhibe la precipitación de calcita (mayor relación Mg/Ca) en el agua de goteo a partir de la cual precipita el carbonato (Hill y Forti, 1997). A su vez, el contenido en Mg está asociado con los procesos de evaporación y con la tasa de goteo, siendo las épocas áridas las que favorecen el enriquecimiento de Mg en el agua y, por consiguiente, la precipitación de aragonito en lugar de calcita, así como las bajas tasas de goteo. Por tanto, la precipitación de aragonito en la estalagmita de estudio se puede asociar a un ambiente más árido, que posteriormente, evolucionó hacia condiciones de mayor humedad (parte superior de la estalagmita).

Este periodo de escasez hídrica es coherente con la tasa de crecimiento de la estalagmita (Figura 14. E) que alcanza valores mínimos de 19µm/año en el intervalo temporal en el que precipita aragonito. La calcita primaria de los tramos 4 y 6 podría indicar una oscilación en las condiciones de humedad.

7.2. Implicaciones paleoambientales

Los valores del $\delta^{13}\text{C}$ del carbonato están relacionados con los valores isotópicos del CO_2 del suelo generado a partir de la actividad vegetal (respiración principalmente). En gran parte, dicha actividad vegetal está regulada por las variaciones en la precipitación y la temperatura. En este sentido el registro de $\delta^{13}\text{C}$ aporta información sobre la disponibilidad hídrica del momento de la formación de los espeleotemas, siendo los periodos más húmedos los que proporcionan valores más negativos y los periodos más secos, los enriquecidos en el isótopo pesado (Fairchild y McMillan, 2007).

Los valores del $\delta^{18}\text{O}$ dependen en una primera instancia de la composición isotópica del agua de la precipitación meteórica, cuyo valor final depende de muchos factores como pueden ser la temperatura durante el momento de la lluvia, la procedencia de las borrascas o la cantidad de lluvia. Posteriormente, el $\delta^{18}\text{O}$ está influido por la temperatura que tiene la cueva durante el paso del agua de goteo a calcita (fraccionamiento isotópico), y por la tasa de goteo. En definitiva, hay muchos factores que pueden enmascarar la señal climática recogida en el agua de lluvia debido a los procesos posteriores en superficie y en el epikarst (Lachniet, 2009). Por eso, los valores del $\delta^{18}\text{O}$ de la estalagmita y su parecido al perfil $\delta^{13}\text{C}$ parecen indicar que las variaciones del $\delta^{18}\text{O}$ pueden estar relacionadas con cambios más de tipo hidrológico, que térmicos, y por lo tanto es aceptable interpretar que, en este contexto, valores más negativos del $\delta^{18}\text{O}$ indicarían condiciones de mayor disponibilidad hídrica.

Los cambios en la tasa de crecimiento también suelen estar relacionados con momentos de mayor o menor disponibilidad hídrica (*e.g* Stoll *et al.*, 2013), encontrándose en general crecimientos más rápidos en periodos húmedos y cálidos, mientras que durante eventos secos y/o fríos hay una mayor facilidad para que se interrumpa el crecimiento y se formen hiatos.

El comienzo del crecimiento de la estalagmita tuvo lugar hace ~3600 años antes del presente. Durante este momento inicial y en los siguientes 100 años, los valores del $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 14. C) y $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 14. D) (en torno a -5‰ y -7‰ respectivamente) apuntan hacia unas condiciones relativamente húmedas. Coherentemente, se observa una tasa de crecimiento relativamente alta (~100µm/año).

A partir del año 3500 y hasta el año 2750 BP, enmarcado entre el Periodo Árido Romano y el inicio de la Época Fría del Hierro, los valores isotópicos tienden a enriquecerse coincidiendo con la zona de precipitación de aragonito (Franja naranja Figura 14) Este enriquecimiento alcanza los valores menos negativos del registro que, sumado a la presencia de aragonito, indica un déficit hídrico. Por último, la tasa de crecimiento disminuye mucho hasta alcanzar los valores de crecimiento más bajos de toda la estalagmita (19 $\mu\text{m}/\text{año}$).

A nivel regional este periodo más árido queda reflejado en el descenso en el nivel del lago de la Basa de la Mora (Saravillo, Huesca) (González-Sampériz *et al.*, 2017), uno de los registros Holocenos más significativos del clima en el Pirineo durante los últimos 10.000 años (Figura 14 F). En este lago, los valores de concentración de silicio (que indican menos aportes detríticos) decrecen en el mismo periodo (Pérez-Sanz *et al.*, 2013; Moreno *et al.*, 2012) (Figura 14B). En el hemisferio Norte, entre 3500 y 2500 años BP se produce uno de los Cambios Climáticos Rápidos (*Rapid Climate Changes*, RCC) descritos por Mayewski *et al.*, (2004), el RCC-4, que podría correlacionarse con este periodo árido de bajo crecimiento y con la presencia de aragonito. En este contexto de baja disponibilidad hídrica y apoyando el carácter árido de esta fase, se produce el retroceso del glaciar del Monte Perdido (García-Ruiz *et al.*, 2014). Además coetáneamente con esta fase árida reconocida en la estalagmita, tiene lugar uno de los eventos de Bond (Figura 14. A) (Bond-2) de carácter frío (Bond *et al.*, 1997). Estos eventos están relacionados con la descarga masiva de icebergs en el Atlántico Norte debido al aumento de los glaciares del Ártico (Bond *et al.*, 1997) y se detectan por la presencia de partículas gruesas alóctonas en los sedimentos marinos del Atlántico Norte. A partir del año 2750 BP comenzó a precipitar calcita en lugar de aragonito y los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ muestran valores más negativos que indican un cambio hacia condiciones más húmedas.

Además, coincidiendo con el Periodo Húmedo Romano y el Periodo Húmedo Ibero-Romano, se produce un aumento de la tasa de crecimiento ($\sim 135\mu/\text{año}$) que alcanza sus mayores valores entre 2150 BP y 1500 BP ($\sim 230\mu\text{m}/\text{año}$). Este periodo con valores isotópicos ligeros y mayor crecimiento corresponde además con un aumento del nivel del lago de la Basa de la Mora (González-Sampériz, 2017). A partir de este momento y hasta el final de crecimiento de la estalagmita los valores del $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ muestran variaciones de escala centenaria que se engloban dentro de un momento relativamente húmedo. El evento Bond-1, de menor intensidad que el anterior, no se aprecia en un cambio isotópico, pero sí que se observa una cierta correlación temporal, a pesar de la incertidumbre cronológica de los registros de tipo glaciar, con un pequeño momento de expansión del glaciar de Monte Perdido (García-Ruiz *et al.*, 2014), correspondiendo con un aumento de la humedad reflejado en los valores isotópicos de la estalagmita (entre hace 1500-1300 años BP). Por último, coherentemente con las *Dark Ages* , a partir del año 1300 BP y hasta el final del espeleotema, los perfiles isotópicos se enriquecen progresivamente en $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, indicando el paso hacia unas condiciones cada vez más áridas sin llegar a la aridez previamente reconocida.

En definitiva, el registro isotópico, la mineralogía, los cambios texturales y las tasas de crecimiento de la estalagmita de estudio nos proporcionan los primeros resultados de carácter paleoclimático para el periodo cubierto que, aunque aún no tengan carácter definitivo, sí que apuntan a una buena correlación con otros registros regionales y globales.

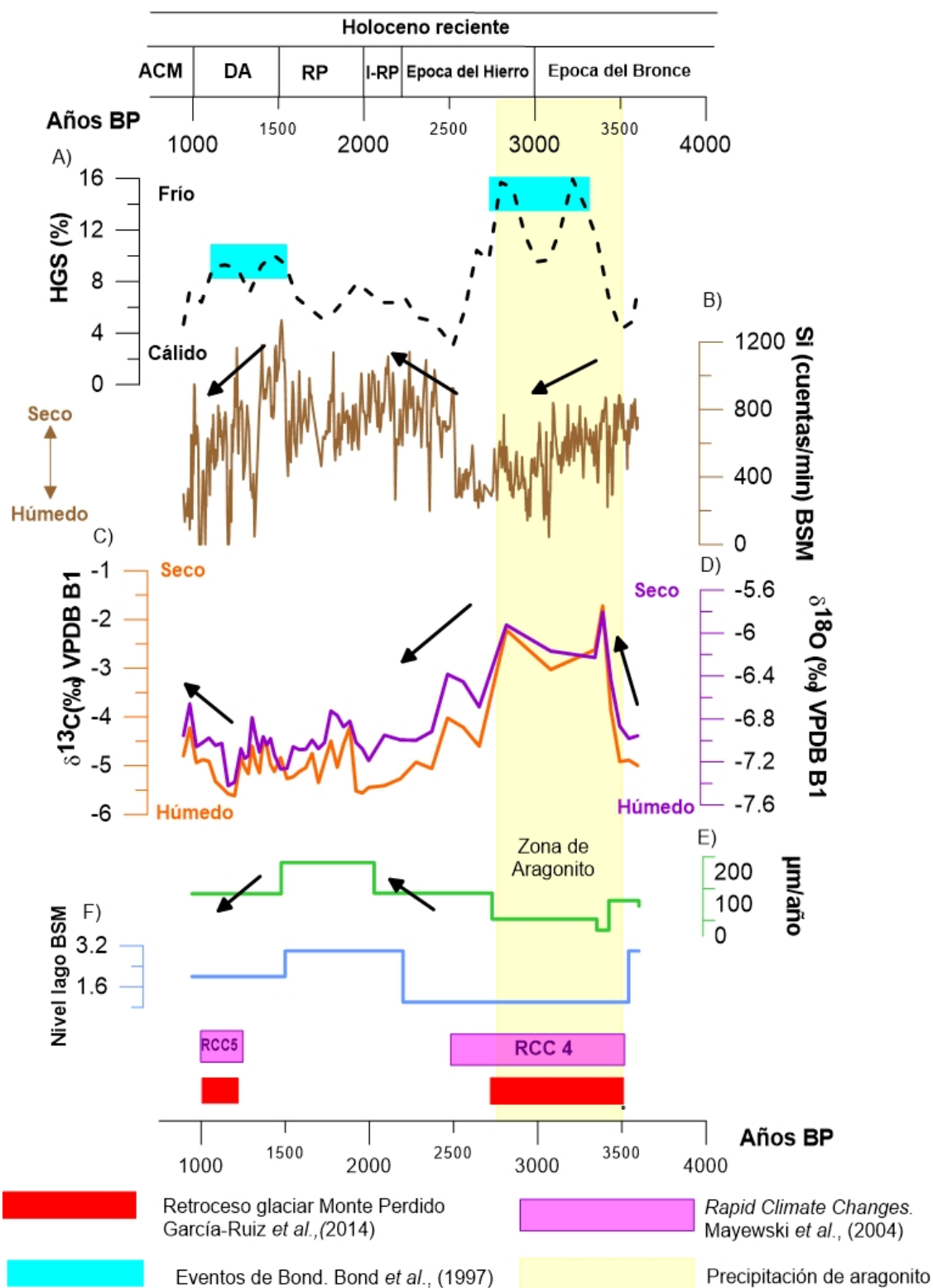


Fig. 14.- Variabilidad climática a partir del registro estalagmítico de la cavidad B1 y correlación a escala regional y global. La franja naranja indican la zona en la que precipitó el aragonito A) Eventos de Bond descritos por Bond *et al.*, (1997). B) Variación en los aportes detríticos recibidos por el lago de la Basa de la Mora descritos por Pérez-Sanz *et al.*, (2013) y Moreno *et al.*, (2012). C) Variación de $\delta^{13}\text{C}$ y D) $\delta^{18}\text{O}$ en la estalagmita B1-12-5'. E) Variación en la tasa de crecimiento de la estalagmita B1-12-5'. F) Variación del nivel del lago de la Basa de la Mora (BSM) (Pérez-Sanz *et al.*, 2013).

8. CONCLUSIONS

The geomorphologic study of B1 Cave allowed to identify several karstic morphologies, as well as both clastic (gravitationals and fluvial) and chemical (carbonatic) deposits. As a consequence, an early, phreatic stage, with occasional forced flow conditions, was inferred; this phreatic stage evolved to the present vadose conditions. Although this study does not pretend to propose an evolution model of this endokarstic system, future dating of other stalagmites and other suitable deposits will provide a time-ordering of the various deposits of this cave.

An age model for the *B1-12-5'* stalagmite has been established on the basis of eight U-Th disintegration-series datings, spanning from 3601 BP to 945 BP.

On account of the mineralogy, the textural and geochemical features, and the stalagmite growth-rate, an oscillation of humid and arid conditions has been determined, which can be correlated with local and global climatic events. The most relevant of these events are:

- a) 3500-2750 BP: an increase in aridity, which was characterized by the occurrence of aragonite, the increase of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ and the low stalagmite growth-rate; it is correlated with the arid stage of the Bronze Age and the beginning of the Cold Iron Age
- b) 2750-1300 BP: humid stage corresponding to the Humid Roman Period and the Humid Iberian-Roman Period; this period shows an aridity pulse in 2440 BP, characterized by an increase of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$, which correlates with a Bond cold event.
- c) 1300-945 BP: arid stage linked to the Dark Ages and characterized by a gradual increase of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$.

These good results, derived of a single stalagmite, suggest that a wider research in cave B1 would produce palaeoclimatic information of global relevance.

BIBLIOGRAFÍA

- Bartolomé, M., Moreno, A., Sancho, C., Cacho, I., Stoll, H., Edwards, L.R., Cheng, H., Mas, J. y FUERTES, X., (2015). Upper Pleistocene interstratal piping-cave speleogenesis: The Seso Cave System (Central Pyrenees, Northern Spain). *Geomorphology*, 228: 335-344.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W.S., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J.T., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G., Ivy, S., 1992. Evidence for masive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature* 360, 245–249.
- Cheng, T.H., Chang, C.R., Joy, P., Yablok. S.,Gartenberg, M.R., (2000). The half-lives of uranium-234 and thorium-230. *Chemical Geology*, 169:17-33.

- Dorale, J.A., Uranium-series dating of speleothems: current techniques, limits and applications. En J.E. Mylroir & I.D., (2004). Sasowsky, eds. *Studies os Cave Sediments: pHyscal and Chemical Records of Paleoclimate*. New York: Kluwer Academy/Plenum publishers, 177-197.
- Dorale, J.A., y Liu, Z. (2009): Limitations of Hendy test criteria in judging the paleoclimatic suitability of speleothems and the need for replication. *Journal of Cave and Karst Studies*, 71: 73-80.
- Durán, J.J., Pardo-Igúzquiza, E., Robledo, P.A. y López-Martínez, J. (2013). Cyclicity in speleothems: What climatic signals do they reveal?. *Boletín Geológico y Minero*, 124 (2): 307-321.
- Fairchild, I.J. y McMillan, E.A. (2007). Speleothems as indicators of wet and dry periods. *International Journal os Speleology*, 36: 69-74.
- Folk, R.L. (1965). Some aspects of recrystallization in ancient limestones. En Dolomitization and Limestone Diagenesis, Murray, R.C., eds. *Society of Economic Paleontologist and Mineralogists. Special Publication*, 13: 14-48.
- Ford. D. & Williams, P., (2007). *Karst Hydrogeology and Geomorphology: Ford/Karst Hydrogeology and Geomorphology*, West Sussex, England: John Wiley & Sons Ltd.,.
- Frisia, S., Borsato, A., Fairchild, I.J., McDermott, F. y Selmo, E.M., (2002). Aragonite-calcite relationships in espeleothems (Grotte de Clamouse, France): environment, fabrics and carbonate geochemistry. *Journal of Sedimentary Researcg*, 72: 687-699.
- Frisia, S., Borsato, A., Fairchild, I.J., McDermott, F., (2000). Calcite fabrics, growth mechanisms, and environments of formation in speleothems from the Italian Alps and Southwestern Ireland. *Journal of Sedimentary Research*, 70: 1183-1196
- García-Ruiz, J.M., Palacios, D., Andrés, N. de, Valero-Garcés, B.L., López-Moreno, J.I., Sanjuán, Y., 2014. Holocene and 'Little Ice Age' glacial activity in the Marboré Cirque, Monte Perdido Massif, Central Spanish Pyrenees. The Holocen
- Gutierrez, D., Ferrer, D., Mas, J. (1986) *Cavernas especial n°1 Monográfico Escuaín*. Ed. Grupo de Espeleología Badalona (G.E.B.).155 pp.
- Hendy, C.H., (1971). The isotopic geochemistry os speleothems—I.The calculation of the effects of different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as paleoclimatic indicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 35(8): 801-824.
- Hill, C.A. y Forti, P. (1997). Cave minerals of the world. *National Speleological Society*, Huntsville, 463pp.
- Lachniet, M. (2009). Climatic and environmental control son speleothem oxygen-isotope values. *Quaternary Science Reviews*, 28: 418-432.

- López-Martínez, J. y Freixes, A. (1989): El karst en los Pirineos. *El karst en España*. Monografía nº4, 131-144.
- Martí-Bono, C. y García-Ruiz, J.M. (1993). La extensión del glaciario cuaternario en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido *Geographicalia*, 30: 271-282.
- Mayewski, P.A., Rohling, E.J., Stager, J.C., Karlén, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., Van Kreveld, S.A., Holmgren, C.A., Lee-Thorp, J.A., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R., Steig, E.J., 2004. Holocene climate variability. *Quat. Res.* 62, 243–255.
- Moreno, A., Belmonte, A., Bartolomé, M., Sancho, C., Oliva, B., Stoll, H., Edwards L.R., Cheng, H. y Hellstrom, J., (2013). Formación de los espeleotemas en el noreste peninsular y su relación con las condiciones climáticas durante los últimos ciclos glaciares. *Cuadernos de investigación geográfica*, 39: 25-47.
- Moreno, A., Pérez, A., Frigola, J., Nieto-Moreno, V., Rodrigo-Gámiz, M., Martrat, B., González-Sampériz, P., Morellón, M., Martín-Puertas, C., Corella, J.P., Belmonte, Á., Sancho, C., Cacho, I., Herrera, G., Canals, M., Grimalt, J.O., Jiménez-Espejo, F., Martínez-Ruiz, F., Vegas-Vilarrúbia, T., Valero-Garcés, B.L., 2012. The Medieval Climate Anomaly in the Iberian Peninsula reconstructed from marine and lake records. *Quat. Sci. Rev.* 43, 16–32
- Pérez-Sanz, A., González-Sampériz, P., Moreno, A., Valero-Garcés, B., Gil-Romera, G., Rieradevall, M., Tarrats, P., Lasheras-Álvarez, L., Morellón, M., Belmonte, A., Sancho, C., Sevilla-Callejo, M., Navas, A., 2013. Holocene climate variability, vegetation dynamics and fire regime in the central Pyrenees: the Basa de la Mora sequence (NE Spain). *Quat. Sci. Rev.* 73, 149–169
- Perrin, C., Prestimonaco, L., Servelle, G., Tilhac, R., Maury, M. y Cabrol, P. (2014). Aragonite-calcite speleothems: identifying original and diagenetic features. *Journal of Sedimentary Research*, 84,:245-269.
- Stoll, H., Moreno, A., Méndez-Vicente, A. y Wang, X. (2013). Paleoclimate and growth rates of speleothems in the northwestern Iberian Peninsula over the last two glacial cycles. *Quaternary Research*, 80 (2): 284-290.
- Tarutani, T., Clayton, R.N. y Mayeda, T.K. (1969). The effect of polymorphism and magnesium substitution on oxygen isotope fractionation between calcium carbonate and water. *Geochimica et Cosmochimica*, 33: 987-996.
- White, W.B. 2004. Studies of Cave Sediments: Physical and Chemical Records of Paleoclimate. En *Studies of Cave Sediments: Physical and Chemical Records of Paleoclimate*, J.E. Mylroie, I.D. Sasowsky (eds.), Kluwer Academy/Plenum Publishers, New York, pp.135-175.

