

eman ta zabal zazu



Universidad
del País Vasco

Euskal Herriko
Unibertsitatea

**INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL Y VARIABILIDAD CLIMÁTICA A
PARTIR DE ESPELEOTEMAS HOLOCENOS EN CUEVA MAYOR DE
ATAPUERCA (BURGOS) Y SU COMPARACIÓN CON LA CUEVA DE
GOIKOETXE (BUSTURIA, BIZKAIA)**

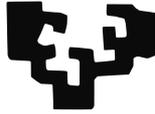
TESIS DOCTORAL

VIRGINIA MARTÍNEZ-PILLADO

2018

Ilustración de la cubierta: "*Die Höhle von Antiparos*" Ludwig, Rudolph (1861). Das Buch der Geologie - Naturgeschichte der Erde (Vol I), 212 p.

eman ta zabal zazu



Universidad del País Vasco Euskal Herriko Unibertsitatea

FACULTAD DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA
Departamento de Mineralogía y Petrología

Programa de Doctorado “*Cuaternario: Cambios Ambientales y Huella Humana*”

TESIS DOCTORAL

INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL Y VARIABILIDAD CLIMÁTICA A PARTIR DE ESPELEOTEMAS HOLOCENOS EN CUEVA MAYOR DE ATAPUERCA (BURGOS) Y SU COMPARACIÓN CON LA CUEVA DE GOIKOETXE (BUSTURIA, BIZKAIA)

Memoria para optar al grado de Doctor
presentada por

VIRGINIA MARTÍNEZ PILLADO



Bajo la dirección de
Arantza Aranburu Artano
Juan Luis Arsuaga Ferreras

Leioa, 2018

Esta tesis doctoral se ha realizado gracias a la Ayuda de Investigación Predoctoral de la Fundación Atapuerca. La investigación se ha llevado a cabo bajo el apoyo económico de los proyectos CGL2009-12703-C03-03 y CGL2012-38434-C03-01 del Ministerio de Ciencia e Innovación y el proyecto EHU 11/21 de la Universidad del País Vasco.

Agradecimientos

Si me preguntan qué es lo más difícil que me ha resultado escribir en esta tesis doctoral, sin duda diría que los agradecimientos. A lo largo de la vida de un doctorando son muchas las personas que aparecen por el camino; algunas de ellas permanecen presentes desde el primer día hasta el último, y se quedan para siempre, y otras lo hacen de manera fugaz. Pero todas ellas, de alguna manera, aportan lo suficiente para dejar su huella en este manuscrito. A todas ellas, gracias, porque hoy no sería quien soy, y esta tesis no sería lo que es sin sus aportaciones, tanto académicas como personales. Quisiera aprovechar estas líneas para pedir disculpas de antemano a quienes cuyos nombres olvide poner en este apartado: sois muchos y, por mucho que quiera evitarlo, seguro que a alguien olvido mencionar.

En primer lugar, quisiera expresar mi agradecimiento a las personas que han creado los cimientos de esta tesis: mis codirectores. Gracias a ambos por iniciarme en este camino que es la investigación, por todas las oportunidades que me habéis dado para hacerme crecer profesionalmente y por acogerme en vuestros proyectos. Al Prof. Juan Luis Arsuaga, por la confianza que puso en mí prácticamente desde el día en que me conoció, por sus infinitos consejos, y por dejarme formar parte del equipo Atapuerca, que ha sido como una segunda familia cada verano. A la Dra. Arantza Aranburu, no sólo por la confianza en mí al aventurarse a dirigirme esta tesis, sino por compartir sus conocimientos y su experiencia conmigo, por adentrarme en el maravilloso mundo del karst, y por acogerme en Bilbao con los brazos abiertos, tanto dentro como fuera de la Universidad.

Quiero mencionar aquí a dos personas que, pese a no ser directores de este trabajo, en ocasiones han actuado como si lo fueran: Al Dr. Iñaki Yusta, por realizar parte de las analíticas y su tratamiento previo, por ayudarme con las interpretaciones de sus resultados, y por las continuas correcciones y sugerencias; de verdad ha sido mucha la ayuda prestada durante todos estos años. También al Dr. Eneko Iriarte, por las mil ideas en cuanto a aplicar nuevas técnicas, la interpretación de análisis, las sugerencias a la hora de discutir resultados... En definitiva, gracias por toda la ayuda, el apoyo y los consejos, y por los debates surgidos en el laboratorio que, en ocasiones, me han ayudado a entender las cosas desde otro punto de vista; aunque la mayoría de las veces las discusiones se iniciasen con la estética de alguna que otra figura...

En segundo lugar, quisiera agradecer a aquellas entidades y personas que han colaborado conmigo, prestándome sus servicios y sus conocimientos estos años: A los laboratorios SgiKer de la Universidad del País Vasco, donde no sólo he podido realizar gran parte de los análisis, sino también por dejarme estar presente y aprender en cada técnica. Quiero dar las gracias particularmente a Piti, por su infinita paciencia cada vez que le pedía más láminas delgadas o le llevaba una nueva (y cada vez más grande) estalagmita para cortar. También al Dr. Francisco Javier Sangüesa por realizar los análisis de XRD de los sedimentos.

Gracias a la Prof. Heather Stoll por las oportunidades que me ha dado para hacer estancias en los laboratorios de la Universidad de Oviedo y para aprender a realizar los análisis de isótopos estables y de elementos traza. Quiero mencionar

especialmente a la Dra. Ana Méndez por realizar parte de las medidas de isótopos estables y al Dr. Saúl González-Lemos por realizar el primer muestreo para datación por U/Th, por ayudarme a preparar todas las muestras para el ICP-AES, por enseñarme a manejar el equipo y sobre todo por estar pendiente de mí todas las veces que he pasado por los laboratorios.

Gracias también a la Dra. Ana Moreno por acogerme en el IPE y enseñarme a muestrear espeleotemas; por echarnos una mano a la hora de enviar muestras a distintos laboratorios, y por todos los consejos y aportaciones en la discusión de resultados. Al Dr. Miguel Bartolomé, por su generosidad al incluir parte de mis muestras entre las suyas para datar en Minnesota y realizar el tratamiento químico. A la Dra. Isabel Cacho, por realizar parte de los análisis isotópicos, y por las sugerencias sobre su interpretación. A las Dras. Blanca Ruiz-Zapata y M^a José Gil, por proporcionarme todos los datos polínicos de El Portalón y ayudarme con las interpretaciones de los mismos. Al Dr. Joeri Kaal por llevar a cabo los análisis de pirólisis, al Dr. Jaime Frigola por su ayuda durante el uso del XRF-Core Scanner, a la Dra. Ana Álvaro y a Nuria Ortega por sus sugerencias para preparar las muestras para Raman y FTIR y por la realización de estos análisis, y a Roberto Porres por la realización de los TACs. Quiero agradecer también a la Dra. Laura Rodríguez el haberme iniciado en el uso del MIMICS, dándome un montón de consejos y trucos.

Quiero hacer una mención especial al Grupo Espeleológico ADES, principalmente a Gotzon Aranzabal, a Javi Moreno y a Antuá, por darme la oportunidad de estudiar los espeleotemas de Goikoetxe, por llevarme y enseñarme la cueva, por ayudarme a recoger las estalagmitas, y por ofrecermme todos los datos necesarios de sus estudios y estar siempre dispuestos a ayudar con todo.

Quiero agradecer también su ayuda y aportaciones al Prof. Javier Martín-Chivelet, y a la Dra. María Jesús Turrero por la cesión de los datos de monitorización de la Galería de las Estatuas.

Y por supuesto a la Dra. Ana Isabel Ortega por toda la ayuda que me ha proporcionado a lo largo de esta investigación. Por las sugerencias y correcciones respecto a la geomorfología de Atapuerca, por ofrecermme los datos y fotografías que he necesitado, tanto de su propia Tesis Doctoral como del G.E. Edelweiss, y por los ánimos día tras día, sobre todo en el tramo final de este camino.

Gracias al Dr. Wolfgang Griem por la cesión de la imagen de la portada y contraportada de esta tesis.

Por supuesto muchísimas gracias a la Fundación Atapuerca, por creer en mi investigación y hacer que este trabajo haya sido posible; si ya es de por sí difícil ser científico en este país, más lo es sin tener financiación económica. Gracias por ayudarnos a tantos investigadores a cumplir nuestra vocación.

Al Equipo de Investigación de Atapuerca, con Juan Luis Arsuaga, Jose María Bermúdez de Castro y Eudald Carbonell al frente, por acogerme y proporcionarme unos valores científicos y humanos que me han ayudado a formarme, no sólo como investigadora, sino también como persona a lo largo de muchos años. Gracias a mis compañeros de excavación de la Galería de las Estatuas, de la Sima de los Huesos y de El Portalón, por tantos momentos compartidos, y tanto apoyo que me han prestado. Quiero mencionar en especial a Nohemi y a Adrián, no sólo por haberme recogido los espeleotemas de la Galería del Silo en una de sus expediciones, sino

también por la cantidad de veces que me han ofrecido su ayuda. A Asier, por mandarme ánimos constantes en la distancia, por los mostos de reencuentro, y por haber tenido la valentía de leer y corregir la introducción de este trabajo. A Ana (La Panto) por sus constantes ánimos, por esos días intensos juntas en la biblioteca de la Gil de Siloé maquetando gráficas, y por saber mejor que nadie lo que supone estar en ese “ya casi está, pero no”.

También al Equipo de Pinilla del Valle, por tantos buenos momentos dentro y fuera del yacimiento, y por el apoyo que todos me han dado, sobre todo en las largas noches de ordenador en la sala común. Quiero agradecer profundamente a Enrique Baquedano y a Belén Márquez el cariño que me han mostrado desde que llegué en mi primer día.

Gracias a José Miguel Carretero por permitirme anidar en Laboratorio de Evolución humana de la UBU durante un año y acogerme en su grupo, y a todos los compañeros del I+ que hicieron tan agradable mi estancia allí.

Gracias a todo el grupo de centro UCM-ISCIH por los meses de convivencia en ese Pabellón 14. A Ana Gracia, Ignacio Martínez y Nuria García, por compartir conmigo sus conocimientos y abrirme las puertas de sus despachos siempre que lo he necesitado. A Jaime, por supuesto, mi gran compañero de biblioteca, por las inspiradoras charlas, sus enérgicos “buenos días” y porque sin sus bolsas de mandarinas diarias y su inagotable termo de café no habría sido capaz de escribir el grueso de esta tesis. A Irene, mi perita, por la cantidad de momentos vividos juntas, pero sobre todo las largas terapias en el jardín. A Ele, mi sol, por tramitar todas las estancias, viajes y papeleos burocráticos, pero también tener siempre palabras y gestos de ánimo y cariño. A Mila, por vestir siempre una sonrisa y tener la palabra de apoyo perfecta en cada momento. A Maicu, por enseñarme a sacar carácter en las ocasiones que lo merecen, y sobre todo por dejarme invadir su laboratorio de restauración de fósiles para realizar mis pruebas y muestreos, haciéndome hueco a su lado para pelear codo con codo cada una con nuestras costras. A los grandes compañeros de café y, por supuesto, a los que hacían de la hora de la comida la mejor reunión pseudocientífica cada día: Alejandro, Almudena, Álvaro, Marian y Richi, sin olvidarme de los psicólogos, David, Laura, Paco, Pili y Sabela, y sus temidas pruebas llenas de electrodos.

Por supuesto gracias a todas las personas que he conocido y han formado parte de mis años de adopción vasca, en especial a los compañeros con los que compartí el laborategi, haciendo que mi llegada y adaptación fuesen de lo más sencillas: Aranzazu, Carlos, Iñaki, Jon, Miren, Ruth y Unai, y a “los de paleo” por las reuniones con café después de comer y las tardes frikis por el centro de Bilbo: Amaya, Arantxa, Blanca, Jone y Oier. A Laura Damas por su ayuda y sus consejos, y por enseñarme a manejar la cátodo explicándome sus aplicaciones (definitivamente las calizas rojas de Ereño son más agradecidas que los espeleotemas). A Peru, por recorrerse medio Bilbao, es decir, medio mundo, con una de mis estalagmitas a cuestas para encontrar una sierra suficientemente grande para cortarla, por enseñarme a tamizar para la XRD y, lo más importante, por enseñarme a pronunciar correctamente la “z”. A Aitziber, por ser una de las personas más maravillosas y especiales que existen, gracias mil por todos los ánimos, por los cafés de media tarde desestresantes y por todo el cariño incluso en la distancia. A Martintxo, por ser mi gran compañero de andanzas en este camino, por las largas jornadas enclaustrados en la UPV y en el geoQ, por las salidas a campo, las tardes

de kaña y pintxo, y en definitiva por ser el mejor amigo, psicólogo y apoyo moral estos años. También a Juantxis, mi compi de piso, mi hermano mayor en Bilbao y en Atapuerca, por las tardes de terapia en el sofá, las caminatas con helado por el paseo marítimo desde el Puente Colgante hasta el Puerto Viejo, y las cenas con hamburguesa en el barrio, cargadas de ánimos y libertad mental.

Quiero agradecer de manera especial a Jon y a Ilargi (también a Aran) el haberme ayudado a integrarme en la cultura del pintxopote, los largos paseos por Algorta y los, casi siempre frustrados, intentos por enseñarme euskera. Recuerdo esos momentos con mucho cariño; llegar de nuevas a una ciudad a veces es duro, y vosotros me hicisteis sentir como en casa. ¡Mila esker!

También a todos los profesores de la Facultad de Ciencia y Tecnología que se han interesado por mí estos años y me han ofrecido su ayuda, sobre todo a Patxi y a Miren Mendía por los cariñosos saludos cada vez que volvía de visita, con un “bienvenida a casa” que hacía que por dentro me llenase de emoción y quisiera quedarme a vivir allí para siempre.

Y a Eli y a Eneko, por las miles de veces que me han acogido en sus casas en Barcelona y en Burgos para realizar estancias a lo largo de estos años. Han sido los mejores anfitriones que se pueda desear, y Eli una maravillosa cocinera.

A los compañeros del CENIEH que me han acompañado en los últimos meses de tesis, ofreciéndome ayuda y consejos en la etapa más difícil. A Ana, Belén, Isabel, José María, Josep, María José y Marina por estar pendientes cada día y por las eternas preguntas: “¿Qué tal vas? ¿Has acabado ya? ¿Podemos ayudarte con algo?”, a veces se necesita esa presión externa para acelerar motores cuando has perdido fuelle. A Vero, por ayudarme con la parte de química orgánica. Al grupo de Perros y Gatos, por estar ahí, y por los eternos ánimos: Carmen, Ceci, Clos, Laura, Lucy y Ruth. A Fernando, por los consejos y sugerencias sobre la parte técnica de las analíticas y por su comprensión a la hora de cargarme con trabajo de laboratorio cuando me veía en los momentos de más agobio y estrés. A Carlos, por su continuo apoyo y su gran capacidad para ejercer de psicólogo y solucionador de problemas ajenos en cualquier momento, y por todos los sabios consejos a nivel personal que me han hecho afrontar con otra perspectiva muchas situaciones. A Javi, por acompañarme en los momentos de risa, de rabia, de felicidad, de frustración, y apuntarse a todas las “actividades extraescolares” conmigo, con sus correspondientes vinos post-clase a modo de terapia junto a Pili. A mi Contracomando Cachopo: Chus, David y Nuria, por haber hecho tan gran equipo juntos y hacer que madrugar cada día merezca la pena, por los (a veces obligados) desayunos para desconectar a media mañana, y ser quienes me han aguantado de cerca en los momentos más difíciles. Al Frente Gallego: Guille, Marco, Olalla y Patri por los falsos cafés en la quinta planta, las conversaciones transcendentales durante las comidas y los momentos de confort en el Rincón de Pensar; sin vuestro apoyo muchos días habría tirado la toalla. A Olalla además quiero agradecerle todos los consejos y sugerencias sobre la estética durante la maquetación, y el soporte moral que me ha aportado durante meses. También a mi Utotimelia, Nuria, por haber sido mi otra mitad durante los meses compartidos en el laboratorio, por escucharme, animarme, ayudarme y sacarme una sonrisa cada día. Nos quedan muchas cenas de sushi pendientes juntas.

No puedo dejar de mencionar a los amigos de siempre que, por muy lejos que estén, siempre están. A mi gran familia Selana, por toda una vida juntos. En especial a mi fomina favorita Vans, a Raúl y Rodri, por ser quienes más se han interesado siempre en lo que hacía, y a Aneke y Belén porque son quienes mejor me han podido entender con este “sufrimiento” con cada una de sus oposiciones.

A mis Pollos y Belloto: Angy, Maritxu, Zuri y Guille porque, aunque hay amigos “de toda la vida”, hay otros a los que conoces por el camino y sabes que también se van a quedar para siempre. También a los consortes, Gaizka, Igor y Txatxe, por dejaros arrastrar. Habéis sido mi piña de cariño y apoyo, en las buenas, en las malas y en las peores.

A Mamá Pollo, Evusky, por ser también una de las incondicionales en mi vida. Mi compañera de cuarto en las campañas de Ata, confidente y paño de lágrimas. Gracias por enseñarme a tener fuerza y entereza, y a aprender a valorar las cosas importantes de la vida.

Al Eje del Mal: Marta y Sole, porque por muchos años que pasen siempre seguiremos igual y no habrá distancia suficiente que haga que los reencuentros no sean como si nos hubiésemos visto ayer.

A mis dos almas gemelas: Evita, mi ahizpa, por haber seguido mis días de tesis como suyos, acompañarme en las visitas al norte, estar a mi lado en todos los momentos y ser la mejor amiga que se pueda desear. Alejo, lameruzo de mi corazón, porque es, con diferencia, la persona que más me sobreestima del mundo; gracias por confiar en mí y animarme siempre.

Gracias infinitas a mi familia, por ser la base de todo. A mis padres, por inculcarme los valores de la honradez y la responsabilidad. Por no dejarme nunca de lado y darme siempre todo lo que he necesitado sin tener que pedirlo. Por los años de educación, por las “becas Martínez-Pillado” cuando no había nada más, y por todo el respaldo que he recibido de ellos. A mi madre le quiero agradecer especialmente todos los viajes que se ha hecho acompañándome incluso a muestrear, el interés en mi tema de investigación, las visitas allá donde he vivido y, sobre todo, por las torres de tupperes preparadas en el recibidor de casa cada vez que me dejaba ver por Madrid. Gracias Amatxu, por seguirme en esta locura.

A mi hermana, por hacer de la vida un lugar lleno de cariño, de juegos y también de aprendizaje, donde nunca faltan las lecciones de superación. Gracias también a mi cuñi, David, por su alegría y espontaneidad, y los ánimos en cada encuentro.

A mis cuatro ángeles de la guarda: Carmen, Jose Luis, Venancio y Venancia. Porque los abuelos son sinónimo de felicidad, de inocencia, de amor puro y desinteresado. Porque de ellos aprendí desde pequeña todo lo realmente necesario para afrontar el mundo real cuando crecí. Porque incluso cuando se han ido de nuestro lado, siguen estando presentes. Mi abuela Venancia fue la única que pudo estar en el inicio de esta aventura, acompañándome gran parte de los años que ha durado, alegrándose más que nadie con cada buena noticia, y sufriendo más que yo misma con cada desencanto en el camino. A ella le debo el coraje y las ganas de seguir luchando siempre, por mucho que la vida te ponga todo en contra. Gracias Abuelita, por haber estado a mi lado y seguir estándolo, siempre.

Y no toda la familia es siempre humana. Gracias Arturito y Mine por hacer de las noches frías un hogar y haber sido el aporte tranquilizador y relajante estos últimos meses.

Y tampoco es toda de sangre. Cuando decides iniciar tu vida de la mano de otra persona nunca viene solo, y yo he tenido la suerte de encontrar el amor de otra familia como si fuese la mía propia. Gracias Jose, Iñaki y Mariapi por acogerme entre vosotros. Y por supuesto gracias, Aure, por haberte convertido en una segunda madre, por tanto cariño y tanto apoyo, y por preocuparte por mí tanto como la mía; por ser mi confidente y psicóloga, y darme mil maravillosos consejos siempre.

Gracias a los amigos que vienen también “en el pack”, porque he descubierto grandes personas. Gracias a todos los Colombianos, en especial a Albertucho, Bego, Eva, Jorge, Mar y Rafa, y a las Pendonas Bea, Carmen, Nato y Tuca, por todos los ánimos que me habéis dado.

Y GRACIAS, Txomin. Gracias por tirar de mí en los momentos más desesperados y hacerme ver que, aunque todo pareciera negro, yo era capaz de salir adelante. Gracias por aguantarme con mis quejas y lloros, y alegrarte con mis progresos como si fuesen también tuyos. Gracias por confiar en mí y estar siempre a mi lado todos estos años, por ser el mayor apoyo que existe y el mejor compañero de vida. Gracias por tus siempre sabios consejos, sugerencias y correcciones. Gracias por hacer que la distancia no exista a pesar de los kilómetros, por ser mis coordenadas 0-0, por ser mi norte cuando estoy perdida. Gracias por ser, y haber elegido ser conmigo. No habría llegado hasta aquí, ni como investigadora ni como persona, de no ser por ti.

Y por último, y a pesar de que pueda parecer extraño, a aquellas personas que me han dado la espalda o que me han puesto trabas en algún momento de estos años. Aunque en su momento me sintiera desilusionada y abatida, al final me han enseñado a valerme por mí misma, a buscar alternativas cuando parecía que no las había y a salir adelante creciendo por el camino. A veces hace falta ese empujón involuntario para aprender a volar sola:

“- ¿No me acompañáis?, pregunta 103.

- No. Un proverbio cucaracha dice: *Cada cual con sus problemas*. Arréglatelas con la ayuda de ti misma. Tú eres tu mejor aliada.”

-*El día de las hormigas (Bernard Werber).*-

A Txomin.

A mis padres.

A mi abuela.

“Según viene el aire, se pone la capa”

ÍNDICE

1	CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN	1
1.1	EVOLUCIÓN PALEOCLIMÁTICA DURANTE EL CUATERNARIO EN LA PENÍNSULA IBÉRICA.....	5
1.2	CONFIGURACIÓN CLIMÁTICA ACTUAL.....	11
1.3	UTILIDAD DE LOS RELLENOS ENDOKÁRSTICOS EN EL ESTUDIO PALEOAMBIENTAL.....	19
1.3.1	<i>Las cavidades kársticas como testigos de los cambios climáticos</i>	19
1.3.2	<i>Espeleogénesis. Diversidad y relación de las formas espeleotémicas</i>	21
1.3.3	<i>Estudios e investigación en espeleotemas</i>	26
1.3.4	<i>Antecedentes en la investigación paleoclimática en la Península Ibérica a partir de espeleotemas carbonáticos</i>	32
1.4	PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS DEL TRABAJO.....	34
2	CAPÍTULO II. MATERIAL Y METODOLOGÍA	37
2.1	ESTALAGMITAS ESTUDIADAS.....	41
2.2	MÉTODOS DE CAMPO.....	42
2.2.1	<i>Reconocimiento de las Galerías</i>	42
2.2.2	<i>Estudio in situ de las formaciones: Relaciones de crecimiento</i>	43
2.2.3	<i>Criterios de muestreo: Elección y extracción de los ejemplares</i>	43
2.3	MÉTODOS DE LABORATORIO.....	44
2.3.1	<i>Preparación de las muestras: Corte y pulido</i>	44
2.3.2	<i>Microscopía petrográfica</i>	44
	- Petrological Log.....	45
2.3.3	<i>Microscopía Electrónica de Barrido y Espectroscopía de Rayos X (SEM-EDS) y Microscopía Electrónica de Transmisión (TEM)</i>	45
2.3.4	<i>Tomografía Axial Computarizada (CT)</i>	46
2.3.5	<i>Fluorescencia de los Espeleotemas</i>	47
	- Fotoluminiscencia de Luz Ultravioleta (FL).....	48

- Catodoluminiscencia (CL).....	48
2.3.6 <i>Contaje de láminas (NIS_Elements D)</i>	49
2.3.7 <i>Difracción de Rayos X (XRD)</i>	49
2.3.8 <i>Dataciones</i>	50
- Datación por Series de Uranio.....	50
- Datación por Radiocarbono.....	51
- Tasas de crecimiento.....	51
2.3.9 <i>Geoquímica isotópica</i>	52
- Test de Hendy.....	53
2.3.10 <i>Geoquímica de elementos traza</i>	54
- Espectrometría de Emisión Atómica con Inducción de Plasma Acoplado (ICP-AES).....	54
- Fluorescencia de rayos X mediante <i>Core Scanner (XRF-CS)</i>	55
2.3.11 <i>Modelo de Edad StalAge</i>	55
2.3.12 <i>Pirólisis de Materia Orgánica</i>	56
2.3.13 <i>Fluorescencia de Rayos-X (XRF)</i>	57
2.3.14 <i>Espectroscopía Raman y FTIR</i>	57
2.3.15 <i>Análisis espectral</i>	58
2.3.16 <i>Nomenclatura taxonómica</i>	59

3 CAPÍTULO III. MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO DE LAS CAVIDADES

ESTUDIADAS	61
3.1 CUEVA MAYOR DE ATAPUERCA: La Galería de las Estatuas y La Galería del Silo.....	65
3.1.1 <i>Localización</i>	65
3.1.2 <i>Clima y Vegetación de la zona</i>	67
3.1.3 <i>Geología y karst</i>	68
3.1.4 <i>La Galería de las Estatuas</i>	70
3.1.5 <i>La Galería del Silo</i>	77
3.2 LA CUEVA DE GOIKOETXE: La Sala Roja.....	79
3.2.1 <i>Localización</i>	79

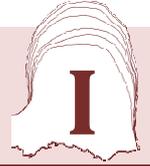
3.2.2	<i>Clima y Vegetación de la zona</i>	80
3.2.3	<i>Geología y karst</i>	83
3.2.4	<i>La Sala Roja</i>	83
4	CAPÍTULO IV. FORMACIONES ESPELEOTÉMICAS EN CUEVA MAYOR DE ATAPUERCA	87
4.1	PARÁMETROS QUE CONTROLAN LOS DISTINTOS TIPOS DE ESPELEOTEMAS.....	91
4.2	CARACTERIZACIÓN DE LOS DIFERENTES PRECIPITADOS EN ATAPUERCA.....	93
4.3	DISTRIBUCIÓN Y CRONOLOGÍA.....	99
4.4	EDADES DE FORMACIÓN DE ESPELEOTEMAS EN EL NORTE PENINSULAR.....	107
4.5	CONCLUSIONES.....	111
5	CAPÍTULO V. ESTALAGMITAS DE CUEVA MAYOR	113
5.1	ESTALAGMITA <i>ILARGI</i>	117
5.1.1	<i>Microscopía petrográfica y SEM</i>	119
-	Petrological Log.....	124
5.1.2	<i>Tomografía Axial Computarizada (CT)</i>	125
5.1.3	<i>Fluorescencia de la calcita</i>	126
-	Fotoluminiscencia de Luz Ultravioleta (FL).....	126
-	Catodoluminiscencia (CL).....	127
5.1.4	<i>Contaje de láminas (NIS_Elements_D)</i>	127
5.1.5	<i>Difracción de Rayos-X (XRD)</i>	129
5.1.6	<i>Dataciones</i>	129
-	Datación por Series de Uranio.....	129
-	Datación por Radiocarbono.....	131
-	Tasas de Crecimiento.....	131
5.1.7	<i>Geoquímica isotópica</i>	134
-	Existencia de equilibrio isotópico.....	136

5.1.8	<i>Geoquímica de elementos traza</i>	137
	- Espectrometría de emisión atómica (ICP-AES).....	137
	- Fluorescencia de Rayos-X (XRF-CS).....	144
5.1.9	<i>Modelo de Edad StalAge</i>	147
5.2	ESTALAGMITA GS1.....	148
5.2.1	<i>Microscopía petrográfica</i>	149
5.2.2	<i>Contaje de láminas (NIS_Elements_D)</i>	151
5.2.3	<i>Geoquímica de elementos traza</i>	152
	- Espectrometría de emisión atómica (ICP-AES).....	152
5.3	ESTALAGMITA GS2.....	157
5.3.1	<i>Microscopía petrográfica</i>	159
5.3.2	<i>Tomografía Axial Computarizada (CT)</i>	160
5.3.3	<i>Contaje de láminas (NIS_Elements_D)</i>	161
5.3.4	<i>Dataciones</i>	162
	- Datación por Series de Uranio.....	162
	- Tasas de Crecimiento.....	163
5.3.5	<i>Geoquímica de elementos traza</i>	164
	- Espectrometría de emisión atómica (ICP-AES).....	164
5.4	ESTALAGMITA GS3.....	169
5.4.1	<i>Microscopía petrográfica</i>	171
	- Petrological Log.....	174
5.4.2	<i>Tomografía Axial Computarizada (CT)</i>	175
5.4.3	<i>Contaje de láminas (NIS_Elements_D)</i>	176
5.4.4	<i>Dataciones</i>	178
	- Datación por Series de Uranio.....	178
	- Tasas de Crecimiento.....	179
5.4.5	<i>Geoquímica isotópica</i>	182
	- Existencia de equilibrio isotópico.....	183
5.4.6	<i>Geoquímica de elementos traza</i>	185
	- Espectrometría de emisión atómica (ICP-AES).....	185

5.4.7	<i>Modelo de Edad StalAge</i>	191
5.5	CARACTERIZACIÓN E INTERPRETACIÓN DE LAS LAMINACIONES NEGRAS PRESENTES EN LAS ESTALAGMITAS DE CUEVA MAYOR DE ATAPUERCA	192
5.5.1	<i>Propiedades bajo microscopía</i>	192
-	<i>Descripción de las Black Laminae</i>	194
5.5.2	<i>Tomografía Axial Computarizada (CT)</i>	199
5.5.3	<i>Composición química</i>	201
-	SEM-EDS y TEM: Geoquímica semicuantitativa.....	201
-	ICP-AES: Geoquímica cuantitativa.....	205
5.5.4	<i>Pirólisis de la materia orgánica</i>	206
5.5.5	<i>Cronologías</i>	207
5.5.6	<i>Origen de las laminaciones oscuras</i>	208
5.5.7	<i>Implicaciones en el estudio de espeleotemas</i>	212
5.5.8	<i>Espeleotemas como registros de actividad humana</i>	213
5.6	RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL EN EL ENTORNO DE ATAPUERCA DURANTE EL PLEISTOCENO SUPERIOR Y HOLOCENO	215
5.6.1	<i>La secuencia arqueológica de El Portalón</i>	215
5.6.2	<i>Espectro polínico</i>	219
5.6.3	<i>El entorno de Atapuerca en los últimos 20.000 años</i>	221
5.6.4	<i>Espeleotemas holocenos del norte peninsular</i>	227
5.7	CONCLUSIONES	231
6	CAPÍTULO VI. ESTALAGMITA DE GOIKOETXE	235
6.1	ESTALAGMITA MORENO	239
6.1.1	<i>Microscopía petrográfica</i>	240
6.1.2	<i>Tomografía Axial Computarizada (CT)</i>	242
6.1.3	<i>Fluorescencia de la calcita</i>	243
-	Fotoluminiscencia de Luz Ultravioleta (FL).....	243
-	Catodoluminiscencia (CL).....	245

6.1.4	<i>Contaje de láminas (NIS_Elements D)</i>	245
6.1.5	<i>Dataciones</i>	247
	- Datación por Series de Uranio.....	247
	- Tasas de Crecimiento.....	248
6.1.6	<i>Geoquímica isotópica</i>	249
	- Existencia de equilibrio isotópico.....	250
6.1.7	<i>Geoquímica de elementos traza</i>	252
	- Espectrometría de emisión atómica (ICP-AES).....	252
	- Fluorescencia de Rayos-X (XRF-CS).....	260
6.1.8	<i>Modelo de Edad StalAge</i>	263
6.1.9	<i>Pirólisis de la materia orgánica</i>	264
6.1.10	<i>Causas de la coloración rojiza</i>	265
	- Fluorescencia de Rayos-X (XRF).....	265
	- Espectroscopía Raman y FTIR.....	267
6.2	RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL EN EL ENTORNO DE URDAIBAI DURANTE EL HOLOCENO MEDIO	270
6.2.1	<i>Integración de los registros</i>	271
6.2.2	<i>Oscilaciones climáticas en la cornisa cantábrica en el Holoceno Medio</i>	273
	- Cambios en la circulación del Atlántico Norte.....	273
	- Cambios en la insolación.....	280
6.3	CONCLUSIONES	287
7	CAPÍTULO VII. COMPARATIVA ENTRE LOS REGISTROS HOLOCENOS	289
	SÍNTESIS Y CONCLUSIONES GENERALES	301
	REFERENCIAS	307
	ANEXOS	355
	ANEXO I: <i>Petrological Log</i> a mayor detalle de las láminas delgadas de las estalagmitas <i>Ilargi</i> (A) y <i>GS3</i> (B).....	357
	ANEXO II: Reconstrucción tridimensional mediante CT de las estalagmitas <i>Ilargi</i> (A), <i>GS3</i> (B) y <i>Moreno</i> (C).....	359
	ANEXO III: Tabla de resultados de la PY-GC-MS para las estalagmitas <i>estudiadas</i> en este trabajo.....	361

CAPÍTULO



I

INTRODUCCIÓN

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

1.1 EVOLUCIÓN PALEOCLIMÁTICA DURANTE EL CUATERNARIO EN LA PENÍNSULA IBÉRICA

1.2 CONFIGURACIÓN CLIMÁTICA ACTUAL

1.3 UTILIDAD DE LOS RELLENOS ENDOKÁRSTICOS EN EL ESTUDIO PALEOAMBIENTAL

1.3.1 Las cavidades kársticas como testigos de los cambios climáticos

1.3.2 Espeleogénesis. Diversidad y relación de las formas espeleotémicas

- Precipitados de goteo
- Precipitados a partir de capilaridad
- Precipitados de flujo
- Precipitados de agua estancada
- Precipitados a partir del agua de condensación

1.3.3 Estudios e investigación en espeleotemas

- La datación por Series de Uranio
- La formación de laminaciones
- La petrología de espeleotemas
- El análisis de isótopos estables
- La geoquímica de elementos traza

1.3.4 Antecedentes en la investigación paleoclimática en la Península Ibérica a partir de espeleotemas carbonáticos

1.4 PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS DEL TRABAJO

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

1.1 EVOLUCIÓN PALEOCLIMÁTICA DURANTE EL CUATERNARIO EN LA PENÍNSULA IBÉRICA.

El clima es un sistema complejo inherente a cualquier cuerpo planetario, resultado de la interacción de diversos procesos que ocasionan su alta variabilidad y hacen que su comportamiento sea difícil de predecir. Desde hace décadas la ciencia se ha interesado por conocer y estudiar los cambios climáticos que han ido aconteciendo a lo largo de la historia de nuestro planeta, y ha surgido un interés especial en aquellos sucedidos durante el Cuaternario para considerar su impacto y relación con la aparición, desarrollo y actividad de la especie humana.

El Cuaternario es la última de las eras en que se divide la historia geológica de la Tierra, y su inicio da comienzo hace unos 2,6 millones de años (Ma), coincidiendo con la inversión paleomagnética Gauss-Matuyama, durando hasta la actualidad. La escala temporal más ampliamente utilizada para la delimitación de cambios climáticos globales durante el Cuaternario es la de los Estadios Isotópicos Marinos (*Marine Isotopic Stages*, MIS) también conocidos como Estadios Isotópicos del Oxígeno (*Oxygen Isotopic Stages*, OIS), que alternan periodos fríos (glaciales) con periodos cálidos (interglaciales), identificados a partir de sondeos en los fondos oceánicos. Fue desarrollada por Cesare Emiliani en la década de 1950 (Emiliani, 1955) basándose en las predicciones de Urey (1947) por las que la relación entre los isótopos del oxígeno (^{18}O y ^{16}O) en la calcita de las conchas de los moluscos, y otros organismos marinos, debería variar dependiendo de la temperatura del agua en la que se formó esta calcita. Estas variaciones en el ratio $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en los registros marinos han sido la base para numerosos trabajos de reconstrucciones paleoambientales desde mediados del siglo XX hasta nuestros días (p. ej. Broecker *et al.*, 1968; Shackleton y Opdyke, 1973; Wright, 2000; Yelovicheva, 2006; Tzedakis *et al.*, 2012a, b; Railsback *et al.*, 2015). Hasta la fecha se han identificado un total de 104 estadios isotópicos, siendo el MIS-104 el más antiguo, correspondiente con el inicio del Cuaternario, y el MIS-1 el más moderno, coincidiendo con el Holoceno. Aquellos estadios isotópicos asociados a números pares se correlacionan con

periodos glaciales, mientras que los impares se corresponden con épocas interglaciales (Arrhenius, 1952) aunque, en ocasiones, ha sido posible identificar diferentes fases dentro de ellos, referidas alfabéticamente, siendo el caso más notable el del MIS-5 con las subetapas MIS-5a, 5b, 5c, 5d y 5e (Shackleton, 1969).

Durante el último periodo glacial (Pleistoceno Superior, 110 kiloños (ka) – Holoceno, 12 ka), el clima del Hemisferio Norte estuvo sujeto a rápidos enfriamientos y calentamientos conocidos como *Ciclos de Dansgaard-Oeschger* (D/O), o estadales-interestadales respectivamente (Dansgaard *et al.*, 1993), con una periodicidad media de entre 1,5 y 3 ka. Los intervalos interestadales normalmente comienzan con un calentamiento abrupto de unos 5 a 10°C que se produce en unas pocas décadas. Este calentamiento es sustituido gradualmente por un enfriamiento durante varios cientos de años (y en ocasiones mucho más tiempo) que a menudo termina con una reducción brusca de la temperatura, regresando a unas condiciones frías o estadales (Burroughs, 2005). Estas variaciones fueron identificadas en los sondeos de hielo (*ice-cores*) de Groenlandia, a partir de estudios isotópicos que mostraban cambios climáticos abruptos, sugiriendo que el clima había sido capaz de reorganizarse rápidamente, posiblemente en cuestión de décadas. Esta inestabilidad climática no solamente ha sido constatada para la última glaciación, sino que también se observa durante el último interglacial (Dansgaard *et al.*, 1993). Todos estos rasgos de la variabilidad climática dibujan un cuadro mucho más complejo de la naturaleza y frecuencia de los interestadales que el que se había realizado a partir de los registros anteriores (Burroughs, 2005).

Además, durante los últimos 70 ka se detectaron una serie de episodios especialmente fríos, identificados por oleadas de icebergs procedentes del Atlántico Norte, llamados *eventos Heinrich* (HE) (Heinrich, 1988; Bond *et al.*, 1993). Estos eventos se producen durante los estadales y representan la expresión breve de las condiciones glaciales más extremas. Fueron registrados en los hielos de Groenlandia como nuevos descensos de la temperatura (entre 3 y 6°C) en el clima glacial ya frío, que coincidían con intervalos fríos y áridos documentados en Europa y Norteamérica, ejerciendo una influencia global en el clima (Burroughs, 2005). Estos eventos se infirieron a partir de la presencia de sedimentos detríticos en el fondo del océano Atlántico debido al aporte masivo de icebergs por la crecida de los mantos de

hielo que, al desequilibrarse, producían grandes derrumbes. Al derretirse estos icebergs se generaba un notable aporte de aguas dulces al océano que provocaba el descenso de la salinidad de las aguas superficiales debilitando el movimiento convectivo de la circulación termohalina del Atlántico Norte. Estos eventos cronológicamente se registran hace unos 17,5; 22; 30; 38; 45 y 65 ka (Bond, 1992) y, algunos de ellos, preceden a las fases de calentamiento abrupto de los ciclos D/O (Ahn y Brook, 2008) (**Fig. 1.1**). Los *Eventos Heinrich*, que afectaron a la hidrodinámica del Atlántico Norte, también han sido reconocidos tanto en sedimentos continentales como marinos de otras partes del mundo, incluyendo el Mar Mediterráneo (Cacho *et al.*, 1999; Martrat *et al.*, 2004; Sierro *et al.*, 2005).

Todos los registros disponibles confirman que las últimas condiciones glaciales a nivel global alcanzaron su máximo desarrollo entre los 19 y 23 ka antes del presente (*Before Present*, BP) durante el *Último Máximo Glacial* (*Last Glacial Maximum*, LGM), durante el que el nivel del mar se encontraba 130 m por debajo del actual, debido al gran desarrollo de casquetes polares (Mix *et al.*, 2001). Durante el LGM, las fluctuaciones climáticas a gran escala fueron desapareciendo mientras que las de corto plazo permanecieron latentes (Burroughs, 2005). Sin embargo, este periodo no coincide con el máximo avance de los glaciares en la Península Ibérica, ocurrido con anterioridad durante el MIS-3, entre los 35.000 y los 30.000 años BP (Jiménez Sánchez y Farias Arquer, 2002; García-Ruiz *et al.*, 2003; González-Sampériz *et al.*, 2006; Moreno *et al.*, 2009). Tampoco fueron las condiciones de máximo enfriamiento ocurridas en nuestras latitudes en los últimos 50.000 años, coincidiendo éstas con los *Eventos Heinrich* (Cacho *et al.*, 2010), por lo que, en el Mediterráneo occidental, el LGM se puede considerar un periodo glacial con temperaturas relativamente cálidas y estables (Cacho *et al.*, 2001).

La deglaciación que tuvo lugar posteriormente supuso el final de los grandes cambios climáticos a escala planetaria, produciéndose un rápido aumento general de las temperaturas y de la concentración atmosférica de gases de efecto invernadero (Cacho *et al.*, 2010). El calentamiento de las aguas oceánicas asociado a este periodo de deglaciación supuso un incremento de 5°C en las aguas superficiales del Atlántico, y hasta de 8°C o más en la cuenca Mediterránea (Cacho *et al.*, 2001; 2010). El inicio de este calentamiento en la Península Ibérica se produjo hace unos 15,5 ka

(Cacho *et al.*, 2001; Timmerman y Menviel, 2009) y coincide con el episodio *Bølling-Allerød* (Fig. 1.2), identificado a partir de la curva de aumento de corales en Barbados debido a la descongelación parcial del hielo en la Antártida (Bassett *et al.*, 2005).

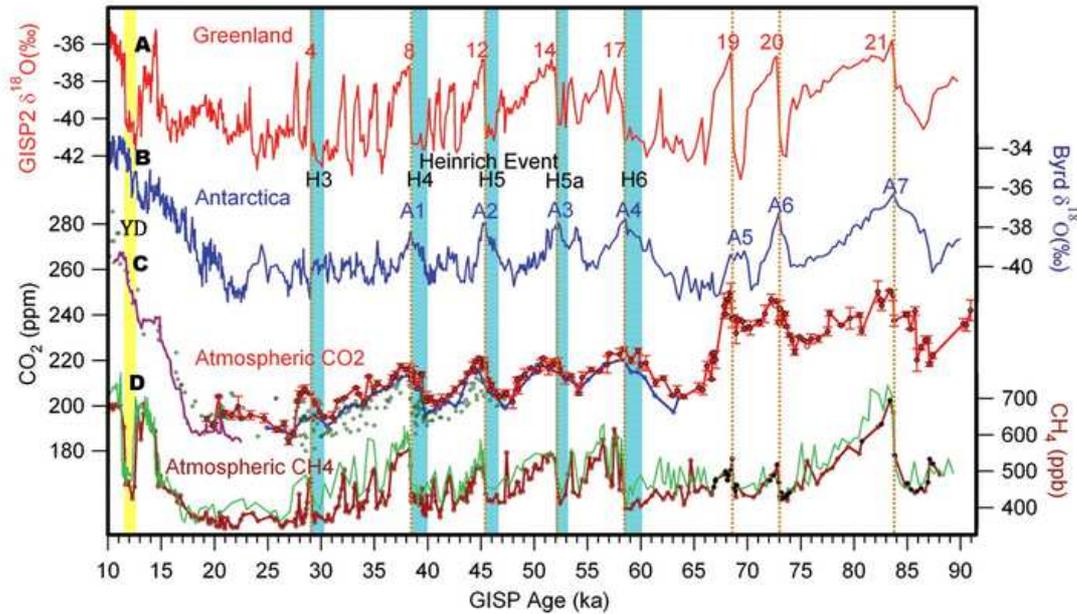


Fig. 1.1- Cambios en la concentración de CO₂ atmosférico y variaciones climáticas durante el último periodo glacial. Los números rojos indican los ciclos D/O, precedidos por los HE (bandas azules), y la banda amarilla el YD (Modificado de Ahn y Brook, 2008).

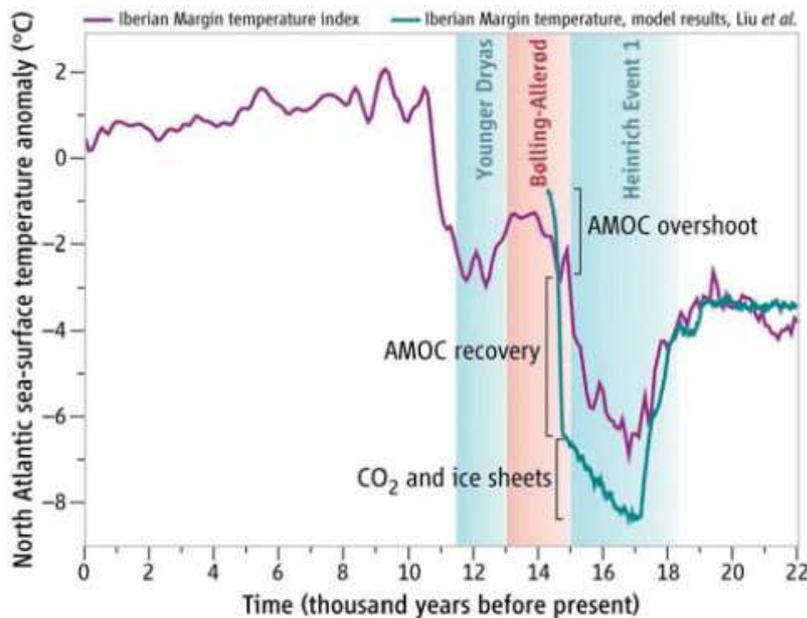


Fig. 1.2- Simulación de la temperatura del Atlántico Norte en Iberia junto con los eventos climáticos tras el LGM y el inicio del Holoceno (Tomado de Timmerman y Menviel, 2009).

Tras este calentamiento tuvo lugar uno de los episodios climáticos más estudiados y controvertidos hasta hoy en día, el denominado *Younger Dryas* (YD). Este episodio tuvo la peculiaridad de interrumpir el calentamiento que se estaba produciendo durante la última deglaciación, ocasionando un rápido enfriamiento a nivel global (**Figs. 1.1 y 1.2**). Los registros en aguas profundas muestran evidencias de este cambio abrupto hace entre 12,9 y 11,5 ka (Broecker, 2006; Muscheler *et al.*, 2008), relacionado con un aporte masivo de aguas dulces al océano debido a la fusión progresiva de los casquetes polares, que interrumpió la cinta transportadora y reorganizó el patrón de circulación del Atlántico Norte (Hughen *et al.*, 2000). El final de este evento de enfriamiento marca el comienzo del Holoceno. En la Península Ibérica se observan condiciones de relativa aridez y bajas temperaturas a partir de secuencias polínicas, aunque los registros son altamente variables debido, quizá, a la existencia de refugios de vegetación cercanos a las secuencia estudiadas, o a diferencias en la sensibilidad con la que la vegetación local responde ante una misma perturbación (Cacho *et al.*, 2010). Sí se ve claramente representado por una caída de las temperaturas superficiales del Mar de Alborán de unos 3°C (Cacho *et al.*, 2001).

El inicio del actual periodo interglacial (el Holoceno) queda, por tanto, marcado con la recuperación de las temperaturas a escala global. Hace 9.000 años BP se produce uno de los episodios cálidos más importantes; el Óptimo Climático Holoceno, también llamado *Hypsithermal Period* (Deevey y Flint, 1957). En la Península Ibérica, este evento queda mucho más evidenciado por variaciones hidrológicas que por cambios en las temperaturas, existiendo unas condiciones significativamente más húmedas al inicio del Holoceno que durante el Holoceno tardío (Cacho *et al.*, 2010). Este evento, sin embargo, parece iniciarse antes en el norte peninsular, hacia los 9,5 ka BP, con el momento más húmedo dándose antes de los 8 ka BP. En la Iberia Mediterránea, sin embargo, este periodo aparece en torno a los 8 ka BP y el máximo de humedad se produce en torno a los 7-6 ka BP (Cacho *et al.*, 2010).

Nuevos estudios paleoclimáticos muestran la presencia de oscilaciones con carácter rápido durante el Holoceno, de décadas a centenares de años, que alteraron significativamente las condiciones climáticas (**Fig. 1.3**). Estas oscilaciones fueron

definidas como *Rapid Climate Changes* (RCC) por Mayewski *et al.* (2004). Uno de los eventos más marcados durante esta época fue el llamado *Evento 8.2* (Johnsen *et al.*, 1992; Dansgaard, 1993; Alley *et al.*, 1997; Barber *et al.*, 1999; Alley y Agustsdottir, 2005; Rohling y Palike, 2005; Thomas *et al.*, 2007) haciendo referencia a su edad (8,2 ka BP) durante el que se produjo un repentino descenso en la temperatura, aunque no tan acusado como el ocurrido durante el YD, siendo así una excepción significativa en la evolución general del Óptimo Climático Holoceno. Las mejores representaciones de este evento se encuentran en sedimentos marinos, por ejemplo en el Mar de Alborán, en el que se registra un enfriamiento del orden de 1°C (Cacho *et al.*, 2001). En las zonas más altas del Pirineo se manifiesta como un evento árido y también frío y, a pesar de la relativa escasez de registros paleoclimáticos que muestren claramente el impacto del 8.2, existen numerosas evidencias arqueológicas que indican un cambio en la distribución de asentamientos prehistóricos en el Valle del Ebro asociados a este evento (González-Sampériz *et al.*, 2009).

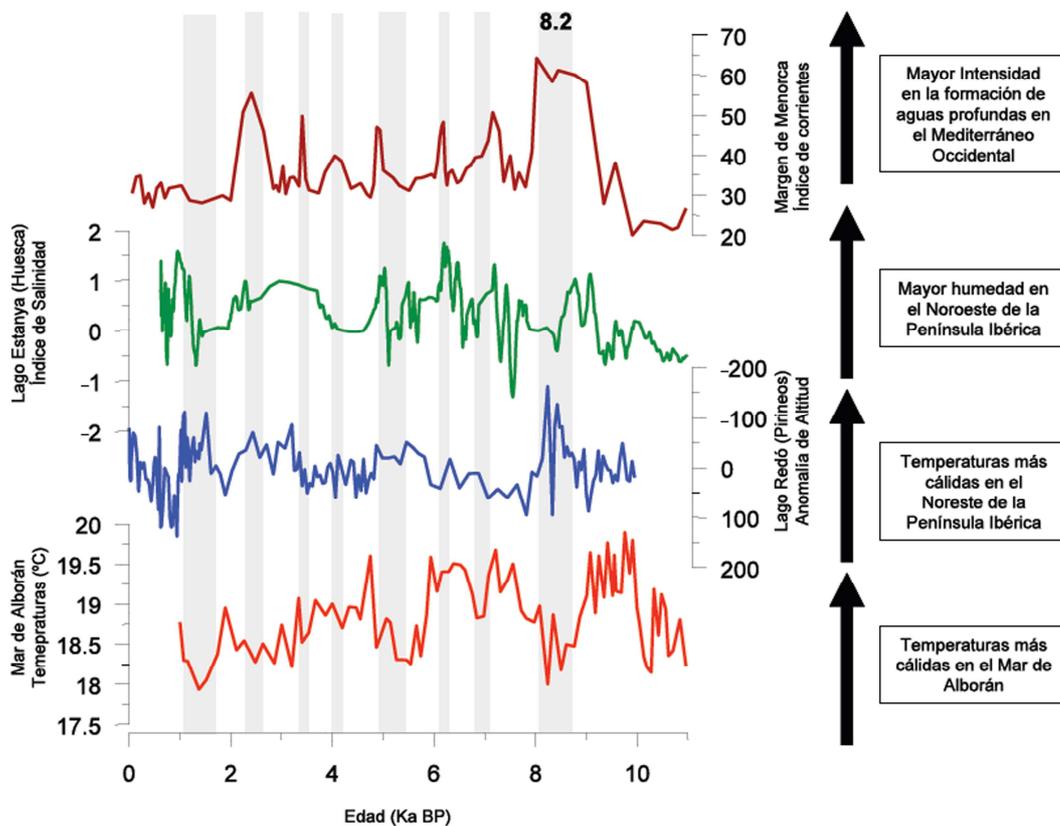


Fig. 1.3- Comparación de diferentes registros paleoclimáticos holocenos de la Península Ibérica y Mediterráneo Occidental (Cacho *et al.*, 2010).

Esta evolución se ha asociado a un aumento de la aridez, que forzó el desplazamiento de los grupos de cazadores-recolectores hacia áreas menos limitadas en recursos hídricos (González-Sampériz *et al.*, 2009), poniendo de manifiesto el impacto que una oscilación climática relativamente modesta puede tener en el desarrollo de las sociedades humanas. Sin embargo, este no fue el único evento de variabilidad climática rápida registrado durante el Holoceno en la Península. Entre otros destacan dos eventos registrados también en el Mar de Alborán, que tuvieron lugar hace 5,5 y 1,3 ka (Cacho *et al.*, 2010).

En los últimos 3.000 años, los registros paleoclimáticos son particularmente relevantes gracias a que se conservan documentos históricos con los que se pueden cotejar, y que se van haciendo más completos hacia momentos más recientes. A lo largo de estos tres milenios, en la Península Ibérica se han descrito una serie de oscilaciones climáticas entre las que destacan el *Periodo Húmedo Íbero-Romano* (2.600-1.600 años BP), caracterizado por ser el periodo más húmedo de los últimos 3.500 años; la *Anomalía Climática Medieval* (años 550-1.300 de nuestra era), ocurrida posteriormente y en la que se registra una importante aridez del medio debido a un claro calentamiento; y la *Pequeña Edad del Hielo* (entre los años 1.300 y 1.850 de nuestra era), caracterizada por un aumento generalizado en la disponibilidad hídrica a pesar del descenso de temperaturas, debido a la abundancia de precipitaciones durante el invierno por la gran intensidad de los vientos del Oeste (Cacho *et al.*, 2010).

1.2 CONFIGURACIÓN CLIMÁTICA ACTUAL

Desde los últimos 11.500 años, tras el YD, nos encontramos en un periodo interglacial dominado generalmente por temperaturas suaves; sin embargo, existen múltiples factores en la disposición geográfica y geológica del planeta que influyen en la zonación climática global, como la latitud, el relieve, la continentalidad o las corrientes marinas.

Para caracterizar y definir los diferentes tipos de clima que dominan el planeta se han sugerido muchas clasificaciones a lo largo de la historia, casi todas basadas en variaciones atmosféricas. La más utilizada es la propuesta por Wladimir Köppen a

comienzos del siglo XX (Köppen, 1884; 1918) y modificada más tarde junto a su colega Rudolf Geiger (Köppen, 1936), quedando así como versión definitiva (**Tabla 1.1**). Está basada en un sistema de carácter cuantitativo que tiene en cuenta el volumen de precipitación atmosférica anual, su distribución y régimen, y los promedios tanto mensuales como anuales de temperatura.

Tabla 1.1- Clasificación climática propuesta por Köppen (1936).

	Humedad					
Temperatura	S	W	f	m	w	s
A Tropical	-	-	Ecuatorial <i>Af</i>	Monzónico <i>Am</i>	Tropical de sabana <i>Aw</i>	Tropical de sabana <i>As</i>
B Seco	Estepario <i>BS</i>	Desértico <i>BW</i>	-	-	-	-
C Templado	-	-	Subtropical sin estación seca (pampeano o chino) <i>Cfa</i>	-	Subtropical de altura <i>Cwa, Cwb</i>	Mediterráneo <i>Csa</i>
			Oceánico <i>Cfb</i>			Oceánico de veranos secos <i>Csb</i>
D Continental	-	-	Continental <i>Dfa, Dfb,</i>	-	Manchuriano <i>Dwa, Dwb</i>	-
			Subártico <i>Dfc, Dfd</i>			
	T			F		
E Frío	Clima de Tundra <i>ET</i>			Polar <i>EF</i>		

En esta clasificación se diferencian cinco grandes grupos de climas, cada uno de ellos subdividido en función de criterios de variación de precipitación y temperatura:

- A) Tropical: con temperaturas siempre mayores a 18°C.
- B) Seco: en zonas áridas o desérticas con una evaporación mayor que la precipitación media anual.

- C) Templado: con el mes más frío del año con temperaturas entre 18 y -3°C.
- D) Continental: con temperaturas mínimas de hasta -3°C para el mes más frío y 10°C para el más cálido.
- E) Frío: ningún mes llega a alcanzar los 10°C de temperatura máxima.
- T) Tundra: con el mes más cálido entre 0 y 10°C.
- F) Polar: con el mes más cálido por debajo de los 0°C.

A estos grupos se añaden criterios variables teniendo en cuenta la distribución estacional de las precipitaciones:

- S) Climas de Estepa.
- W) Climas desérticos.
- f) Climas con humedad todo el año.
- m) Bosques muy lluviosos con régimen monzónico
- w) Estación seca en invierno
- s) Estación seca en verano

Para completar el sistema y realizar una división morfoclimática del planeta en varias zonas de límites fijos también se tienen en cuenta los siguientes factores:

- a) Veranos muy calurosos (>22°C)
- b) Veranos cálidos y suaves (<22°C) y T^a media anual > 10°C
- c) Veranos suaves (<22°C), inviernos fríos (>-38°C) y T^a media anual < 10°C
- d) Inviernos muy fríos (<-38°C)
- h) Inviernos calurosos y secos (T^a media anual > 18°C)
- k) Inviernos fríos y secos (T^a media anual < 18°C)

El mapa mundial con la zonación climática propuesta por los autores anteriores queda recogido y actualizado en los trabajos de Kottek *et al.* (2006) y Peel *et al.* (2007), que añaden datos de precipitación y temperatura medios desde 1951 hasta el año 2000 (**Fig. 1.4**).

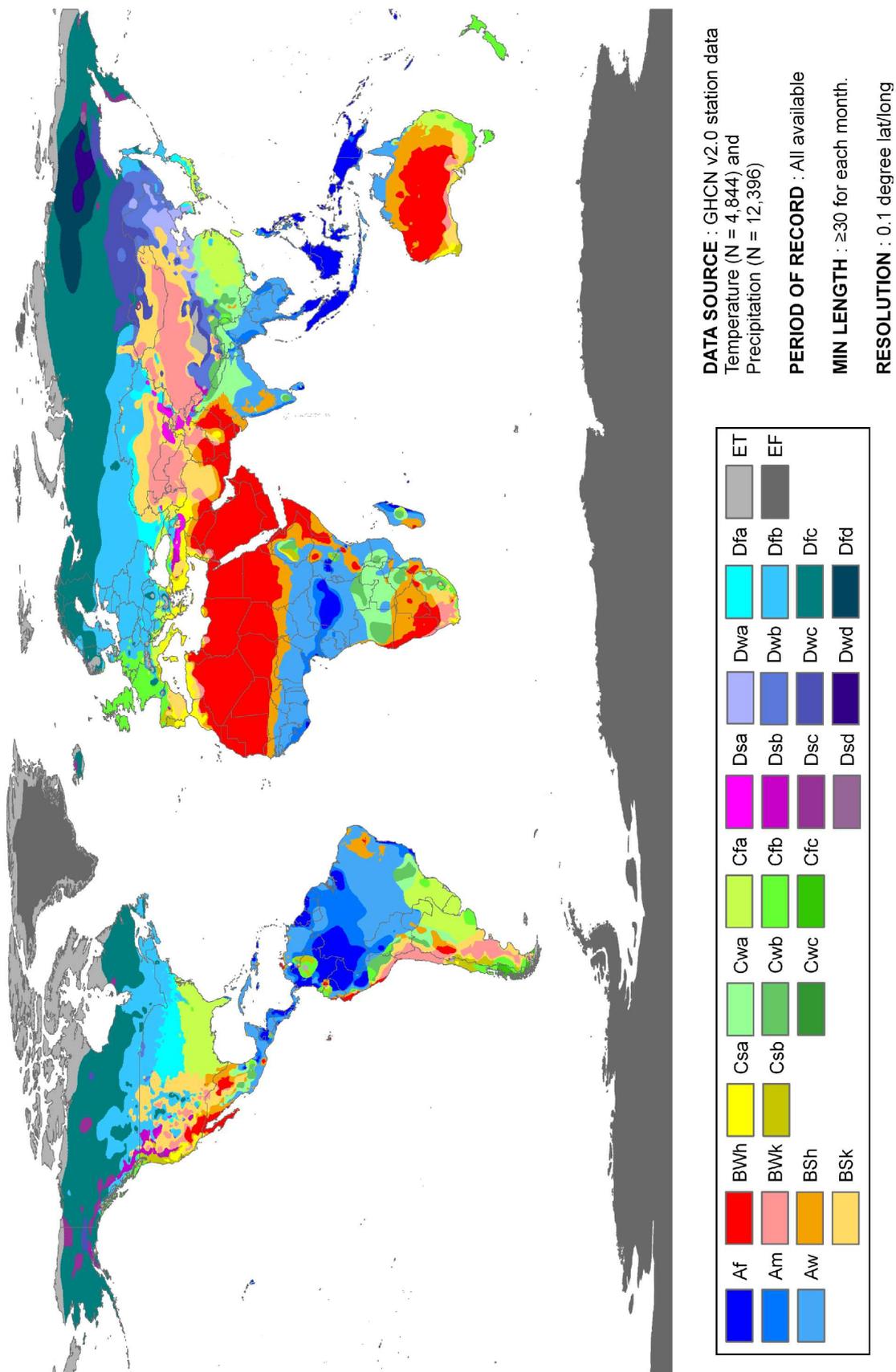


Fig. 1.4- Mapa climático Mundial de Köppen-Geiger actualizado. Tomado de Peel et al. (2007).

Para la Península Ibérica se ha realizado una delimitación de las zonas climáticas de Köppen-Geiger aplicando técnicas de álgebra de mapas a los campos medios mensuales de temperatura y precipitación en el *Atlas Climático Ibérico* de la Agencia Estatal de Meteorología de España y el Instituto de Meteorología de Portugal (AEMET e IM, 2011) (Fig. 1.5).

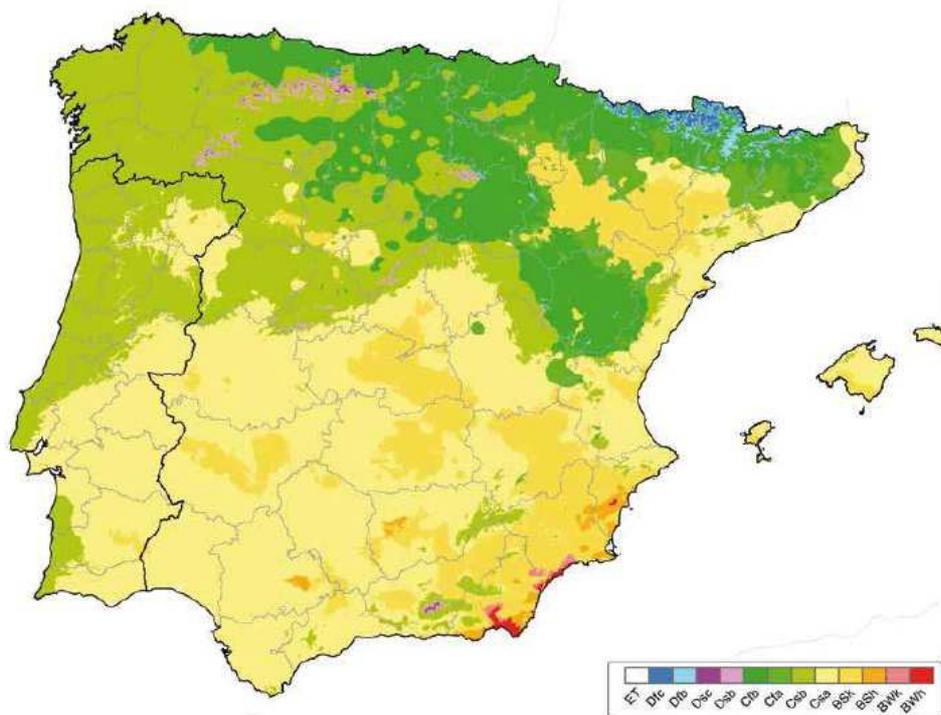


Fig. 1.5- Distribución climática en la Península Ibérica y en las Islas Baleares en Función de la Clasificación de Köppen (AEMET e IM, 2011).

Debido a su posición latitudinal y a su variada orografía, en la Península Ibérica se observa una gran diversidad climática marcada por una tendencia general de influencia Mediterránea en la mitad Sureste y oceánica en el norte. Según Peinado Lorca y Rivas-Martínez (1987), a grandes rasgos se distinguen en ella dos grandes regiones biogeográficas/climáticas en función de la distribución fitogeográfica: la Eurosiberiana y la Mediterránea. La primera de ellas engloba la zona norte y noroeste de la Península y está caracterizada por un clima húmedo y frío, y con la ausencia de veranos secos muy marcados. El resto del territorio queda enmarcado dentro del clima Mediterráneo, caracterizado por la presencia de veranos secos y cálidos, e inviernos fríos y húmedos.

Dentro de estas dos regiones, atendiendo a las temperaturas, la precipitación y la altitud, se observan distintos tipos de clima dominando en áreas geográficas claramente delimitadas, aunque el amplio rango de valores de los elementos climáticos y su compleja distribución espacial impide poder establecer una regionalización climática de España definitiva, siendo diversas las propuestas de subdivisión desde hace décadas (p. ej. Linés, 1970; Rivas-Martínez, 1987; Font Tullot, 2000; Capel Molina, 2000; Martín Vide y Olcina, 2001)

Rivas-Martínez (1987) establece diversos índices numéricos y gráficos para plasmar la relación entre el clima y la vegetación. Basándose en las temperaturas medias mensuales y en el incremento de la biomasa forestal, este autor propone el índice PAV (Periodo de Actividad Vegetal) para estimar el número de meses dentro de cada piso bioclimático propuesto en el que las temperaturas medias superan los 7,5°C (temperatura límite para la actividad vegetativa). En base a estos criterios se proponen los siguientes pisos bioclimáticos (**Tabla 1.2; Fig. 1.6**):

Tabla 1.2- Clasificación de los pisos bioclimáticos dentro de las grandes regiones Eurosiberiana y Mediterránea según Rivas-Martínez (1987).

Región	Piso	Tª media anual (°C)	Tª mínima media (°C) (mes más frío)	Tª máxima media (°C) (mes más frío)	PAV (meses/año)
E U R O S I B E R I A N A	Alpino	< 3	< -8	< 0	1 a 3
	Subalpino	3 a 6	-8 a -4	0 a 3	4 a 6
	Montano	6 a 10	-4 a 0	3 a 8	7 a 10
	Colino	> 10	> 0	> 8	11 a 12
M E D I T E R R Á N E A	Crioromediterráneo	< 4	< -7	< 0	2 a 3
	Oromediterráneo	4 a 8	-7 a -4	0 a 2	4 a 6
	Supramediterráneo	8 a 13	-4 a -1	2 a 9	7 a 8
	Mesomediterráneo	13 a 17	-1 a 4	9 a 14	9 a 11
	Termomediterráneo	17 a 19	4 a 10	14 a 18	12

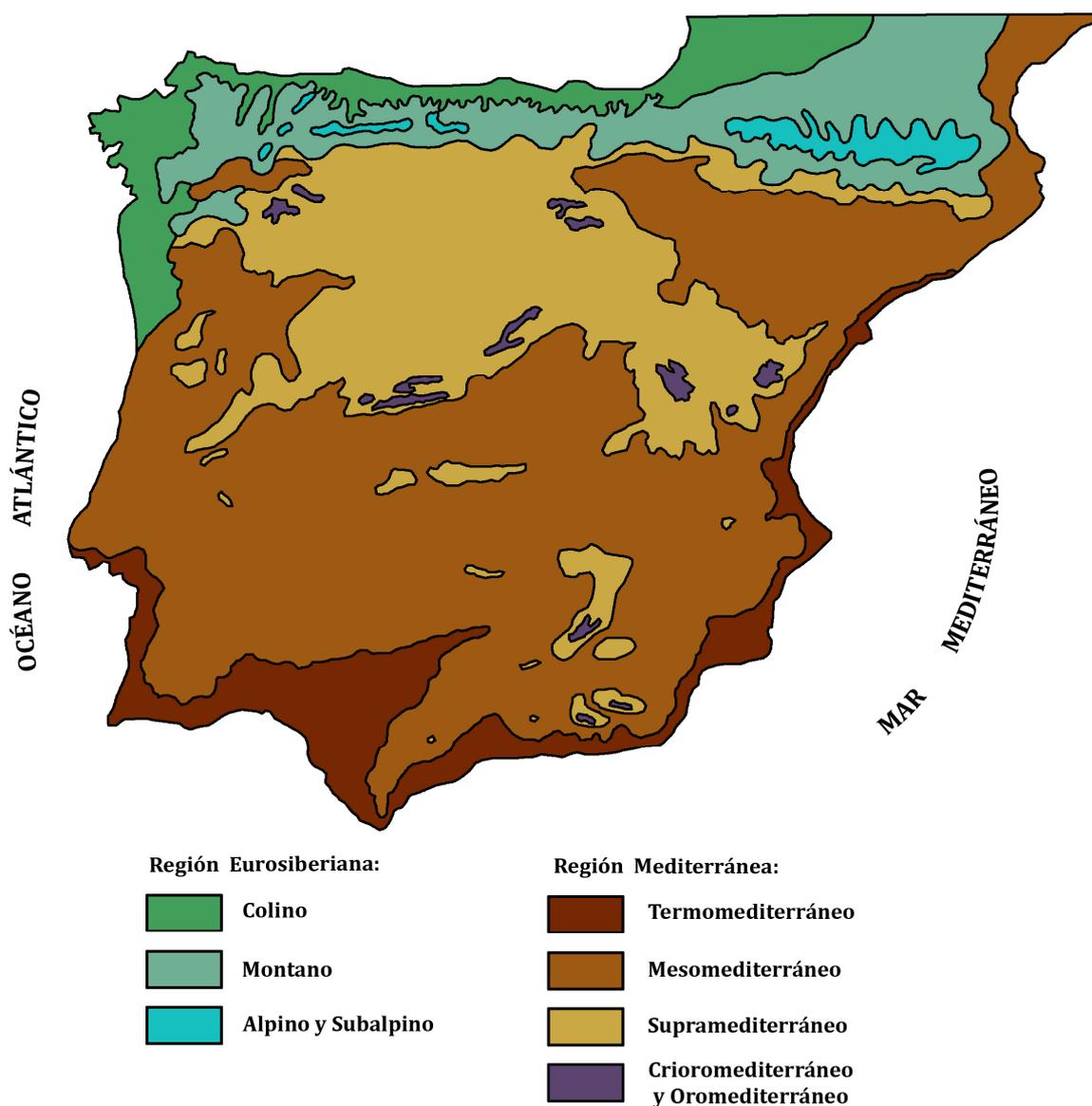


Fig. 1.6- Pisos bioclimáticos de la Península Ibérica. Modificado de Rivas-Martínez (1987).

Martín-Vide y Olcina (2001) también realizan una subdivisión de las regiones climáticas de la Península Ibérica, incluyendo las Islas Baleares, aunque para ellos la región Eurosiberiana toma el nombre de región Oceánica, y cobra mayor importancia la tasa de precipitación para delimitar las variedades climáticas por regiones (Tabla 1.3).

Tabla 1.3- Regionalización climática de la Península y Baleares según Martín-Vide y Olcina (2001).

Tipo	Subtipos	Variedad	Precipitación Media anual (mm)	Tª media anual (°C)	Características
O C E Á N I C O	Atlántico	Gallego	1000-2500	11-15	Abundante nubosidad y Elevada humedad ambiental
		Asturiano y Cántabro	900-1500	12-14	
		Vasco litoral	1100-2000	12-14	
	De montaña	---	1000-2500	<12	
M E D I T E R R Á N E O	Submediterráneo	---	700-900	11-14	---
	Continental	Meseta Norte	350-550	10-12,5	Heladas frecuentes en invierno
		Meseta Sur	350-550	12-15	Tª máxima estival alta
		Valle del Ebro	300-550	13-15	Viento NW seco
	De fachada oriental	Catalán	550-750	14-17	Precipitaciones torrenciales en otoño
		Valenciano	400-850	15,5-17,5	
		Balear	400-800	16-18	
	Meridional	Litoral	400-750	17-18,5	Heladas excepcionales
		Valle del Guadalquivir	550-650	17-18,5	Tª máxima estival muy alta
		Extremeño	450-600	16-16,5	Tª máxima estival alta
	Árido o del sureste	---	150-350	14,5-18,5	Extrema aridez
	De montaña	---	600-2000	<14	---

1.3 UTILIDAD DE LOS RELLENOS ENDOKÁRSTICOS EN EL ESTUDIO PALEOAMBIENTAL.

1.3.1 Las cavidades kársticas como testigos de los cambios climáticos.

Los registros más comúnmente utilizados para las reconstrucciones paleoclimáticas se obtienen principalmente de sondeos de origen marino y glacial, bien de sedimentos de los fondos oceánicos o bien de los testigos de hielo procedentes de Groenlandia o la Antártida. Obtener un registro equiparable en zonas continentales tiene mayor complejidad debido a que los depósitos que contienen la información paleoclimática son generalmente poco extensos y presentan una mayor dificultad a la hora de ser datados de manera absoluta, como las secuencias polínicas o los registros lacustres. Sin embargo la naturaleza de los entornos kársticos, así como los procesos que los forman, proporcionan todos los componentes necesarios para la captura, preservación y estudio de las señales ambientales (Fairchild *et al.*, 2007).

El primer paso en la formación del karst es la disolución de una roca, generalmente carbonática, debido al paso de aguas meteóricas combinadas con el dióxido de carbono procedente de la descomposición de la cobertera vegetal (Fairchild y Treble, 2009).

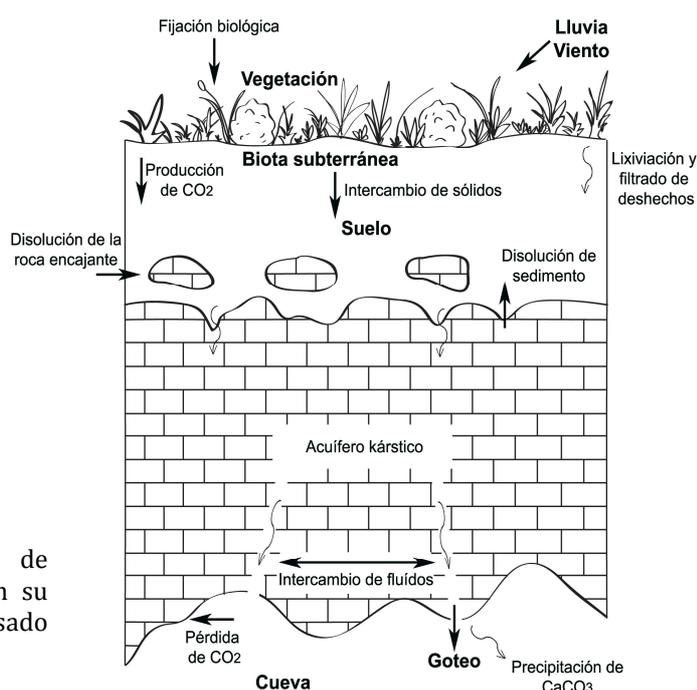


Fig. 1.7- Esquema de fuentes de elementos y procesos implicados en su transporte en sistemas kársticos. Basado en Fairchild y Treble (2009).

La precipitación de los minerales acumulados por el agua durante su recorrido se produce al llegar al interior de una cavidad donde, debido a la sobresaturación del agua en un compuesto concreto y a las reacciones de desgasificación del CO₂, se forman los espeleotemas (Fairchild y Treble, 2009; Frisia y Borsato, 2010; Fairchild y Baker, 2012) (**Fig. 1.7**).

El crecimiento de los espeleotemas se relaciona, generalmente, con momentos de temperaturas medias relativamente altas que favorezcan el desarrollo de una cobertura vegetal activa y, por tanto, concentraciones elevadas de CO₂ en el suelo, y con una recarga de agua significativa que drene el suelo y se infiltre en el macizo kárstico (Fairchild y Treble, 2009). Sin embargo, se han encontrado formaciones de espeleotemas desarrollados durante periodos fríos y bajo condiciones glaciares, denominados carbonatos criogénicos (p. ej. Žák *et al.*, 2012; Spötl y Cheng, 2014; Bartolomé *et al.*, 2015b).

Debido a las condiciones necesarias para su formación y a las relaciones generadas con los cambios en el entorno, el estudio de los espeleotemas constituye uno de los principales registros continentales para establecer secuencias evolutivas paleoambientales y paleoclimáticas. La gran ventaja que aportan los espeleotemas es que su formación está directamente controlada por las oscilaciones climáticas, de manera que se puede establecer una estrecha relación entre las etapas de crecimiento y episodios climáticos (Atkinson *et al.*, 1978; Henning *et al.*, 1983; Gordon *et al.*, 1989). Según Martín-Chivelet *et al.* (2004), el potencial de los espeleotemas en el campo de la reconstrucción paleoclimática viene determinado por múltiples aspectos:

- Reflejan los cambios ambientales del exterior de la cueva a través de variaciones petrológicas o geoquímicas en su estructura interna.
- Son sensibles al cambio climático en lapsos de años o décadas, pero no a los eventos de tipo meteorológico debido a su fuerte inercia térmica e hidrológica.
- Pueden ser datados con alta precisión mediante técnicas radiométricas para ubicar la información paleoclimática en un marco temporal concreto según la relación ²³⁰Th/²³⁴U.

- Su resolución puede llegar a ser muy superior a la del resto de indicadores paleoclimáticos.

1.3.2 Espeleogénesis. Diversidad y relación de las formas espeleotémicas.

Existe una gran variedad de estas formaciones endokársticas de precipitación carbonática secundaria (**Fig.1.8**), cada una de ellas formada mediante procesos muy diversos (Hill y Forti, 1986; 1997; 2004; Self y Hill, 2003; Fairchild *et al.*, 2007; Ford y Williams, 1989).

La gran mayoría de espeleotemas se generan por la reprecipitación de los hidrocarbonatos procedentes de la roca que atraviesan. El 95% de todos los espeleotemas están formados por calcita, el 2-3% por aragonito (el segundo polimorfo del CaCO_3), y menos del 2% de espeleotemas están formados por el resto de los aproximadamente 250 minerales que se forman en las cavidades, incluidos los espeleotemas de yeso (Shopov, 2003).

Entre las formas de espeleotemas más comunes se incluyen:

- Precipitados de goteo:

Son aquellos formados esencialmente debido a la fuerza de la gravedad.

• **Soda straw (macarrones).** Se trata de formas tubulares huecas en las que el carbonato precipita en el borde de contacto de la gota con la superficie de la roca, en forma de anillo. Una vez generado el primer precipitado, la gota circula desde el interior situándose en el extremo, de manera que cada gota va haciendo crecer el borde en la vertical.

• **Estalactitas.** Se forman a partir de los *soda straw* en los que, debido a la consecuente precipitación de carbonato, se bloquea el canal central discurriendo el agua por sus costados y haciendo que ésta crezca también en la lateral.

• **Estalagmitas.** Crecen comúnmente bajo el goteo de una estalactita, desarrollándose desde el suelo hacia el techo tomando gran variedad de

formas cilíndricas o cónicas, compuestas por capas superpuestas unas encima de otras ofreciendo una clara estratigrafía interna.

• **Columnas.** Se forman debido a la unión de una estalactita y una estalagmita, creando grandes pilares que llegan de suelo a techo.

- Precipitados a partir de capilaridad:

Se forman debido a la absorción del agua por parte de la roca, precipitando el carbonato en contacto con el aire al atravesarla debido a las fuerzas de cristalización. Son frecuentes las dislocaciones cristalinas y las impurezas o cationes intercrystalinos.

• **Helictitas o excéntricas:** Son formaciones erráticas que crecen en los techos y paredes de las cuevas a partir de *soda straws*. A medida que crecen cambian su eje respecto a la vertical debido a la fuerza de cristalización en un aporte de agua muy lento, no influenciado por la caída gravitacional, o bien debido a impurezas dentro de la estructura mineral.

• **Coraloideos:** También denominados *popcorns*, son una formación de espeleotemas nodulares de pequeño tamaño que aparecen en grupos o “racimos” en paredes y suelos de las cavidades, pero también sobre bloques de roca u otros materiales. En ocasiones también pueden formarse debido a las salpicaduras generadas por el goteo sobre una estalagmita, apareciendo a su alrededor con formas abotonadas, o bien en zonas encharcadas con una fina película acuosa.

- Precipitados de flujo:

Al igual que los precipitados de goteo, están fundamentalmente influenciados por la fuerza de la gravedad, que en este caso permite su movimiento sobre las paredes y los suelos de las cavidades.

• **Flowstones (Coladas):** Son precipitados a partir de un flujo laminar de agua que discurre por las paredes o por los suelos de las cavidades, creando una costra que tapiza la superficie sobre la que se forma.

- **Banderas:** Su formación también está ligada a fases de goteo, en las que el agua discurre por una pared inclinada de la cueva resbalando, precipitando lateralmente y creando ondulaciones.
- **Gours:** Son formaciones relacionadas con el paso de agua por una pendiente de no más de 30° en la que, debido a la desgasificación del CO₂ por pequeñas irregularidades en el terreno, el flujo del agua crea pequeñas turbulencias y precipita carbonato, tanto en la horizontal como en la vertical, dando lugar a morfologías escalonadas en forma de piscina o tabique. En el fondo de los pocillos creados suelen formarse cristales subacuáticos debido a las fuerzas de cristalización.
- **Cave pearls (Pisolitos):** Son acreciones regulares de calcita radial alrededor de partículas, como granos de arena. Su formación también está ligada al goteo, que agita aguas poco profundas, creando ligeras oscilaciones que hacen precipitar el carbonato de forma esférica. Suelen crecer en grupos desde unas pocas hasta miles, con morfologías idealmente redondeadas.
- Precipitados en agua estancada:

Se trata de cristales siempre calcíticos formados bajo una considerable capa de agua, donde las fuerzas principales que condicionan su desarrollo son la fuerza de cristalización y la tensión superficial.

 - **Calcita spar (Dogtooth):** Se trata de espeleotemas epifreáticos o subacuáticos, monocristalinos, que crecen en las paredes y fondos de las piscinas de agua estanca sobresaturada en carbonato.
 - **Calcita flotante (Rafts o Cornflakes):** Son finas láminas planares de calcita que se forman en la superficie de estas aguas por desgasificación, o por concentración de partículas carbonatadas procedentes del goteo.
- Precipitados a partir del agua de condensación:

Son formas carbonáticas de diferente naturaleza formadas debido a la humedad presente en el interior de las cavidades, cargada en iones de carbonato. También

debido a la corrosión y reprecipitación de la roca carbonática sobre la que condensan las gotas, generalmente de composición más ácida.

- **Rims (Toberas):** Son depósitos formados por condensación del vapor de agua caliente sobre la propia roca madre o sobre otros espeleotemas previos cuyas superficies están a menor temperatura. Suelen encontrarse alrededor de agujeros y grietas presentes en el suelo de las galerías.

- **Moonmilk:** Son depósitos no consolidados de material blanco y plástico compuesto por calcita criptocristalina, aunque en ocasiones se dan otros minerales como la hidromagnesita o la gipsita. Se forman por la disolución previa y reprecipitación de minerales por condensación del vapor de agua sobre superficies de roca o espeleotemas previos. En ocasiones se ha ligado su presencia y génesis a la actividad microbiana; bien por corrosión química debido a ácidos orgánicos, o bien por la precipitación inducida bacteriana.

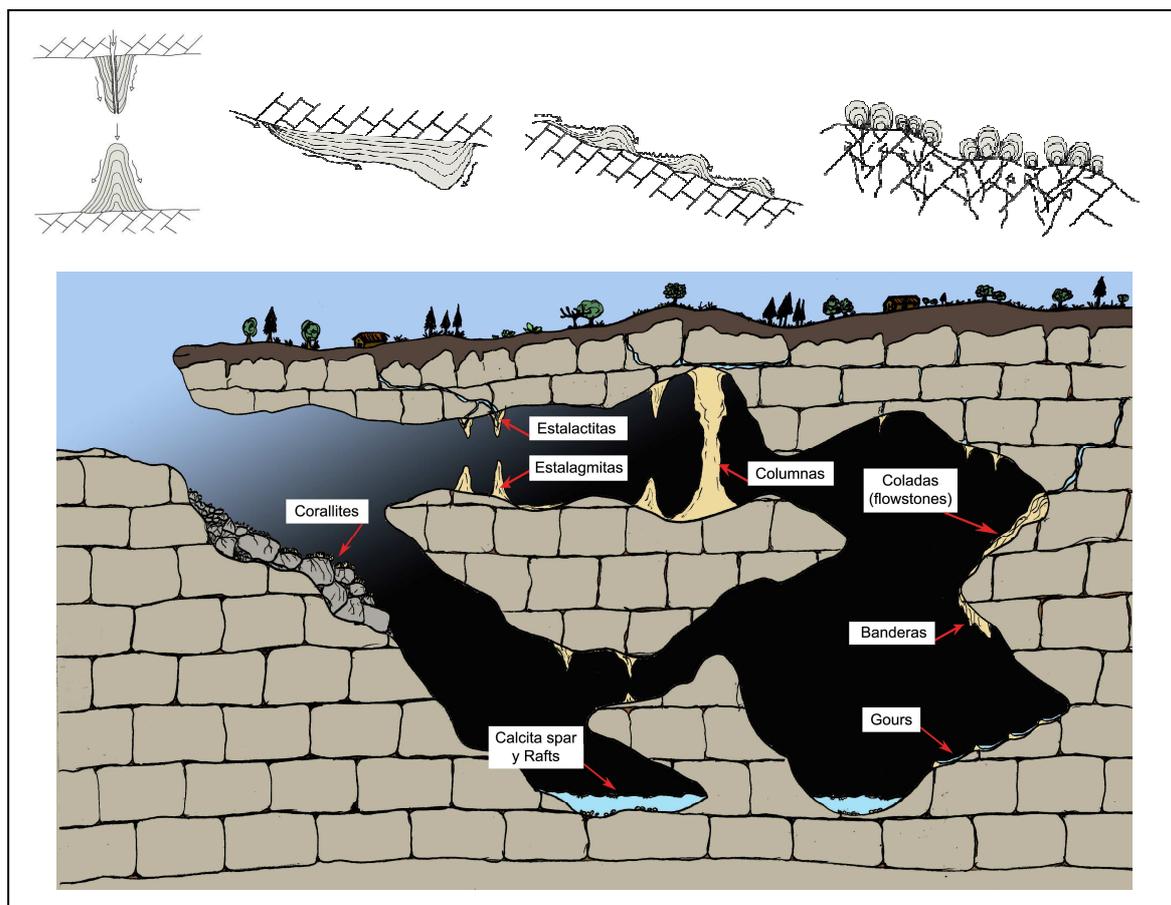


Fig. 1.8- Diferentes formaciones de espeleotemas y su ubicación más habitual dentro de las cavidades. En la zona superior, y de izquierda a derecha: estalactitas y estalagmitas, banderas, *gours* y coraloides.

Generalmente, la determinación de estudios paleoclimáticos se lleva a cabo utilizando estalagmitas dado que las características de su formación conllevan unas ventajas que sólo pueden obtenerse en este tipo de formaciones endokársticas: Al contrario que el resto de espeleotemas, las estalagmitas tienen una geometría simple ofreciendo una clara estratigrafía al presentar una continuidad en el crecimiento cristalino, fundamentalmente vertical, pudiendo aplicarse el Principio de Superposición de Estratos. Además, tienen un relativamente rápido crecimiento y una mayor tendencia a precipitar bajo condiciones de equilibrio isotópico, lo que facilita las reconstrucciones paleoclimáticas (McDermott *et al.*, 2005). En muchas ocasiones, las formaciones de tipo *flowstone* también presentan una clara laminación y pueden ser utilizadas para el mismo propósito (p. ej. Baker y Smart, 1995; Baker *et al.*, 1995; Drysdale *et al.*, 2006; Boch y Spötl, 2011) aunque es menos común debido a la abundante presencia de materiales terrígenos en su interior.

Aunque el desarrollo de las diversas formaciones de espeleotemas en una cueva suele deberse a diferentes puntos de aporte hídrico, y por tanto su génesis no tiene por qué estar relacionada, Self y Hill (2003) propusieron un nuevo modelo de entendimiento de la relación de los depósitos espeleotémicos, definiendo la llamada “genética mineralógica”. Esta disciplina de estudio de los espeleotemas establece relaciones ontogenéticas y filogenéticas entre ellos, que incluyen la nucleación de los primeros cristales, su iniciación, desarrollo, alteración e incluso su desintegración. Estos autores definen la *Ontogenia* como el estudio de los cristales individuales y su combinación para formar agregados; y la *Filogenia* como el estudio de las especies minerales y sus paragénesis, es decir, sus asociaciones con otras especies minerales contemporáneas. Además proponen el término *Minor Mineral Bodies* (MMB) para definir los depósitos minerales endokársticos que son producto de una cristalización sincrónica en un espacio geométrico definido, y que pueden estudiarse mediante técnicas mineralógicas. Los MMB se clasifican de acuerdo a la complejidad de su estructura (o naturaleza física de los cristales individuales y sus relaciones entre ellos) y su textura (o los aspectos geométricos de la construcción, como la organización de los agregados dentro de un depósito mineral), y se distribuyen en distintos niveles jerárquicos que van desde los subindividuos, o Nivel 0, hasta los conjuntos, o Nivel 4 (Self y Hill, 2003).

1.3.3 Estudios e investigación en espeleotemas

Desde mediados del S. XX el interés por el estudio del clima del pasado ha ido creciendo, extendiéndose en diversos campos científicos. Los *proxies* comúnmente más utilizados a la hora de reconstruir secuencias paleoclimáticas a partir de espeleotemas son:

La datación por Series de Uranio:

La utilización de las Series de Uranio para la datación de espeleotemas tuvo su mayor auge a partir de la década de 1970, cuando comenzó su aplicación mediante espectrometría alfa (α). Hasta entonces el método más habitual de datación era el ^{14}C (Franke, 1965; Labeyrie *et al.*, 1967; Geyh, 1970; Franke y Geyh, 1971). La primera aplicación de la desintegración del uranio la llevaron a cabo Barnes *et al.* (1956) sobre unos corales, y unos años más tarde comenzaron los primeros intentos sobre espeleotemas (Rosholt y Antal, 1962; Cherdyntsev *et al.*, 1965).

Actualmente, la datación radiométrica por U/Th es el método más utilizado debido a su gran precisión y a que su rango de aplicación permite llegar hasta cronologías de unos 600.000 años BP (Richards y Dorale, 2003; Cheng *et al.*, 2000; 2013; Drysdale *et al.*, 2012). Su alta precisión permite realizar dataciones de la laminación interna de los espeleotemas, llegando a ofrecer una resolución incluso anual (Tan *et al.*, 2003; Treble *et al.*, 2003; 2005; Fleitmann *et al.*, 2004).

A partir de las dataciones realizadas, también es posible reconstruir la tasa de crecimiento de los espeleotemas identificando intervalos cálidos o condiciones menos favorables para la precipitación del carbonato (p.ej. Ayliffe *et al.*, 1998; Spötl y Mangini, 2002).

La formación de laminaciones

En múltiples espeleotemas es posible observar una laminación interna con variaciones de grosor, correspondientes generalmente a estacionalidad anual (Broecker *et al.*, 1960; Frisia *et al.*, 2003). Estas laminaciones anuales aparecen en estalagmitas y *flowstones*, y en ocasiones también en estalactitas, desde las latitudes medias-altas hasta cuevas localizadas en latitudes bajas (Boch y Spötl, 2008; 2011), y ofrecen un buen potencial para estudios paleoambientales cuando se combinan

con las dataciones por U/Th, siendo posible determinar la cantidad de precipitaciones ocurridas (Polyak *et al.*, 2001; Fleitmann *et al.*, 2004) o la media de las temperaturas anuales de la cavidad (Frisia *et al.*, 2003; Johnson *et al.*, 2006).

La petrología de espeleotemas

A partir del estudio de la estratigrafía interna de los espeleotemas es posible determinar los distintos episodios de ruptura, interrupción del crecimiento o fábrica sedimentaria que se producen tanto durante su formación como en momentos posteriores (diagénesis). El estudio petrográfico de la fábrica cristalina, es decir, de la morfología y disposición espacial de los cristales primarios que forman el espeleotema (Grigor'ev, 1961; Stepanov, 1997; Self y Hill, 2003), también permite realizar una correlación entre el crecimiento del espeleotema y la disponibilidad hídrica, la saturación en carbonato o la estacionalidad. La morfología cristalina está relacionada con la variabilidad del flujo de agua disponible, la química, la tasa de goteo o la tasa de desgasificación de CO₂ (González *et al.*, 1992; Genty, 1992; Jones y Kahle 1993; Kendall, 1993; Genty y Quinif, 1996).

La relación de las diferentes fábricas cristalinas conocidas con la variación de estos factores ha sido profundamente estudiada por diversos autores como Folk y Assereto (1976), Kendall y Broughton (1978), Frisia *et al.* (2000; 2002), Fairchild *et al.* (2007), Frisia y Borsato (2010), y Frisia (2015). Esta relación, junto con la descriptiva de las diferentes fábricas y la mineralogía asociada a cada una de ellas, puede observarse recogida y resumida en la **Tabla 1.4**.

Tabla 1.4- Tipos de fábricas cristalinas, características, y condiciones asociadas a cada una de ellas.



Fábrica	Subtipo	Morfología de los cristales [longitud:anchura]	Crecimiento de los cristales	Extinción cristalina	Fase mineral	Tasa de goteo	Saturación en carbonato	Tasa de desgasificación	Características
Columnar	<i>c. sensu stricto</i>	elongados relación L:A <6:1	perpendicular a la superficie de nucleación bordes paralelos sin fenómenos de competitividad	Uniforme	Ca	Constante	Baja y constante	Elevada	La más común en espeleotemas calcícos
	abierta	elongados relación L:A <6:1	perpendicular a la superficie de nucleación bordes paralelos sin fenómenos de competitividad		Ca	Constante Mayor que en <i>c. sensu stricto</i>	Baja y constante	Baja	—
	elongada	elongados relación L:A >>6:1	perpendicular a la superficie de nucleación bordes paralelos sin fenómenos de competitividad		Ca/Ar	Alta y constante	Baja y constante. Relación Mg/Ca>0,3	—	Con presencia de impurezas intercristalinas Típica en <i>flowstones</i> de cuevas dolomíticas
	microcristalina	elongados relación L:A <6:1	perpendicular a la superficie de nucleación bordes irregulares con fenómenos de competitividad	<i>Patchy</i> , formando grandes dominios	Ca	Variable, con impurezas	Variable (generalmente bajo)	Baja	Habitual en espeleotemas holocenos laminados
Dendrítica	abierta	elongados relación L:A >>6:1	radial desde el punto de nucleación entramado ramificado con poros entre cristales	—	Ca	Variable	Variable/Alta	Periodos de prolongada desgasificación	Con presencia de impurezas intercristalinas
	compacta	elongados relación L:A >>6:1	radial desde el punto de nucleación entramado ramificado con poros entre cristales	—	Ca	Variable	Alta	Periodos de prolongada desgasificación. Posible efecto de evaporación	—
En abanico	<i>rays</i>	elongados relación L:A >>6:1	perpendicular a la superficie de nucleación bordes paralelos sin fenómenos de competitividad	Uniforme	Ar/HMC	Baja y constante	—	—	—
	acicular	elongados relación L:A >>>6:1	radial desde el punto de nucleación		Ar	—	—	Extrema	—
Fibrosa	fibras	elongados relación L:A >>6:1	aleatorio, sin ningún tipo de orden	—	Ca	Alta	Muy baja (salvo en lugares con acción bacteriana)	—	Típica de <i>Moonmilk</i>
	<i>whiskers</i>	elongados relación L:A >6:1	perpendicular a la superficie de nucleación bordes paralelos sin fenómenos de competitividad	—	Ca/Ar	Fluctuante	Baja	Periodos de alta desgasificación	También puede considerarse un tipo de columnar
Mosaico	--	ehedrales o anhedrales	fábrica destructiva	Uniforme o <i>patchy</i>	Ca (Ar relicto)	—	—	—	Comúnmente por reemplazamiento. Es la más clara fábrica diagenética
Micrítica	--	romboédricos <2μm	a veces con textura estromatolítica y selección geométrica	<i>Patchy</i>	Ca	—	Extrema	—	Generalmente asociada a hiatos. También por bioinducción o diagénesis

El análisis de isótopos estables:

Los primeros estudios isotópicos sobre espeleotemas fueron desarrollados por Hendy y Wilson (1968) publicando las primeras series de paleotemperaturas basadas en los trabajos sobre el geotermómetro de oxígeno en la calcita de Urey (1947) y en la composición isotópica de las aguas meteóricas estudiada por Craig (1961). Son precisamente los primeros trabajos realizados por Hendy (1969, 1971) los que sentaron las bases del estudio isotópico en espeleotemas.

La señal climática incluida en los isótopos estables del oxígeno en los espeleotemas, $\delta^{18}\text{O}$, está principalmente controlada por la composición isotópica del agua de precipitación así como por las propiedades de las mismas lluvias, como su temperatura o la naturaleza de su fuente (Gascoyne, 1992; McDermott, 2004), aunque también por la temperatura de la cavidad. Los valores finales del $\delta^{18}\text{O}$ en los espeleotemas además están influenciados por los procesos ambientales en el océano, la atmósfera, el suelo edáfico y el propio sistema de cuevas, de manera que su interpretación dependerá del conocimiento que se tenga de la relación entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del agua de goteo y los de la calcita del espeleotema; es decir, del fraccionamiento isotópico (Feng *et al.*, 2012).

La serie temporal del $\delta^{18}\text{O}$ también puede combinarse con otras variables de procesos que discurren en los suelos, como los isótopos estables del carbono, $\delta^{13}\text{C}$, (Dorale *et al.*, 1998; Genty *et al.*, 2003). El uso de ambos *proxies* resulta muy útil para conseguir estimaciones acerca de la composición de las paleoprecipitaciones, las condiciones físico-químicas del suelo, la tasa de humedad o el tipo de cobertura vegetal presente por encima de la cueva (plantas C3/plantas C4) y la densidad de la vegetación (Baldini *et al.*, 2008).

Es común que la interpretación de estos isótopos sea problemática debido a la gran cantidad de factores que pueden afectar a la composición de las aguas meteóricas, por lo que es necesario apoyarse en otros *proxies* como la petrología, el grosor de las laminaciones o los elementos traza para realizar una correcta lectura del registro isotópico. En general, se asume que la calcita de las estalagmitas se deposita cerca del equilibrio isotópico con el agua de goteo en cuevas con alto grado de humedad (McDermott *et al.*, 2005). Sin embargo, se ha comprobado que puede

existir un enriquecimiento cinético causado, habitualmente, por una relativamente rápida desgasificación de la gota (Mickler *et al.*, 2004). Ya en 1971 Hendy observó que, bajo condiciones de alta evaporación, los valores del $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita se enriquecían, por lo que ideó un test para comprobar la existencia de equilibrio isotópico durante la precipitación de calcita. Esta comprobación se sigue realizando hoy en día en todos los estudios de isótopos de oxígeno y carbono en estalagmitas, conocida como *Test de Hendy*, que consiste en medir el ratio isotópico de estos elementos a lo largo de una misma lámina de crecimiento de la estalagmita, con un espaciado regular entre puntos de muestreo, y a la vez comprobar si existe una correlación entre los valores obtenidos del $\delta^{18}\text{O}$ y del $\delta^{13}\text{C}$.

La geoquímica de Elementos Traza

La incorporación de elementos traza al carbonato de las estalagmitas viene influenciada por la procedencia del agua de goteo, su carácter químico, la dinámica hidrológica, la tasa de crecimiento del espeleotema o el tipo de cobertera edáfica existente sobre la cueva, por lo que el análisis de su contenido constituye uno de los indicadores paleoambientales más utilizados en el estudio de los espeleotemas (Fairchild y Treble, 2009; Osácar *et al.*, 2013). Su interpretación es bastante compleja debido a la gran variedad de factores que controlan su incorporación y, aunque presentan variaciones a distintas escalas temporales, es frecuente que presenten ciertas pautas estacionales (Treble *et al.*, 2003; Fairchild *et al.*, 2007; Johnson *et al.*, 2006).

A pesar de que el estudio de elementos traza para reconstrucciones paleoclimáticas en espeleotemas ha sido mucho menos utilizado que el registro de isótopos de oxígeno y carbono, son abundantes los trabajos que desde hace décadas se están llevando a cabo para su caracterización (p. ej. Gascoyne, 1983; Ayalon *et al.*, 1999; Fairchild *et al.*, 2001; Baldini *et al.*, 2002; Borsato *et al.*, 2007).

El avance de la instrumentación moderna permite cada vez una gama más amplia de técnicas para el análisis de elementos traza, que incluyen la espectrometría de absorción atómica (*Atomic Absorption Spectrometer*, AAS), la espectrometría de emisión atómica con acoplamiento de plasma inductivo (*Inductively-Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometer*, ICP-AES), la

espectrometría de masas con acoplamiento de plasma inductivo (*Inductively-Coupled Plasma Mass Spectrometer*, ICP-MS), la espectrometría de masas de iones secundarios (*Secondary Ionisation Mass Spectrometer*, SIMS) o la espectroscopía de plasma inducido por láser (*Laser-Induced Breakdown Spectroscopy*, LIBS) (Fortes *et al.*, 2012) existiendo un factor limitante entre el volumen de muestra analizado y la precisión de los resultados (Fairchild y Treble, 2009) y, por tanto, de la velocidad y el coste del proceso analítico.

Además de estos *proxies*, a partir de la segunda mitad del siglo XX han ido apareciendo nuevas metodologías que amplían y complementan los datos de las analíticas anteriores, como el estudio de la respuesta ante luminiscencia (Gilson y McCarthney, 1954; Shopov, 1986; 1989; 1991; 1997; 1999; Shopov *et al.*, 1990; 1994; 1996; 2004; van Beynen, 1998; van Beynen *et al.*, 2001), el deuterio (δD) en las inclusiones fluidas (Dennis *et al.*, 2001; Krüger *et al.*, 2011; Affolter *et al.*, 2015), el polen que queda adherido durante la formación de la estructura cristalina carbonática (McGarry y Caseldine, 2004), el paleomagnetismo (Ponte *et al.*, 2016; Feinberg y Lascu, 2011), las concentraciones en gases nobles (Kluge *et al.*, 2008) y sulfatos (Frisia *et al.*, 2005; Wynn *et al.*, 2008; 2010) o la tomografía axial computarizada (Vanghi *et al.*, 2015; Walczak *et al.*, 2015).

Los cambios en la composición mineralógica y química, así como en la tasa de crecimiento de los espeleotemas, han sido interpretados por distintos autores como el reflejo de las variaciones ambientales y climáticas. Sin embargo, los estudios realizados desde hace años muestran la gran dificultad de extrapolar datos de diferentes regiones e incluso de la misma región y/o cueva, debido a la gran variabilidad de los depósitos espeleotémicos. Teniendo en cuenta que la roca que engloba a la cavidad kárstica no es en absoluto homogénea o isótropa, la tipología del espeleotema puede depender del tipo de permeabilidad a través de la cual circula el agua. En la misma cueva puede confluír la formación de espeleotemas de goteo regular y continuo en el tiempo, donde la infiltración de agua está regulada por la roca, con precipitados de goteo intermitentes formados a partir de puntos de infiltración de agua por fisuras, o formas epiacuáticas. Por ello, es importante estudiar cómo se han producido los espeleotemas en cada cavidad kárstica individualmente a lo largo del tiempo, cuáles son los factores que afectan en mayor

grado a su desarrollo, teniendo en cuenta su situación geológica y geográfica, y elegir, en la medida de lo posible, aquellos espeleotemas de registro continuo (fundamentalmente estalagmitas).

1.3.4 Antecedentes en la investigación paleoclimática en la Península Ibérica a partir de espeleotemas carbonáticos.

La Península Ibérica posee un extraordinario desarrollo de cavidades kársticas con una gran diversidad de espeleotemas, distribuidas ampliamente por toda ella (Durán *et al.*, 2004). En España, las cuevas constituyen un importante recurso cultural y turístico-económico (Durán *et al.*, 2002; Durán y Robledo, 2002; Rivas *et al.*, 2004), por lo que muchas de ellas han quedado consideradas como Patrimonio Geológico e incluso se han creado diversas figuras de protección (Jiménez-Sánchez *et al.*, 2006).

A nivel ambiental, los trabajos realizados sobre paleoclimatología en espeleotemas en la Península Ibérica han empezado a tener un gran auge en el siglo XXI. Actualmente, en la Península Ibérica encontramos un amplio registro paleoclimático a partir de espeleotemas, sobre todo en el norte peninsular (**Fig. 1.9**). El mayor número de cavidades estudiadas se concentra en Asturias, con la cueva del Pindal (Stoll *et al.*, 2007; Jiménez-Sánchez *et al.*, 2009; Moreno *et al.*, 2010), La Vallina, Cueva Rosa, Cueva Fría, La Trapa (Stoll *et al.*, 2013) y Tito Bustillo (Stoll *et al.*, 2013). También en la Cornisa Cantábrica se localizan la cueva del Soplao (Gázquez *et al.*, 2011), La Garma (Baldini *et al.*, 2015) y la cueva de Asiul (Smith *et al.*, 2016) en Cantabria, Praileaitz en Gipuzkoa (Vanghi, 2012), y en La Rioja, en Ortigosa de Cameros, se han estudiado las cuevas de la Paz y de la Viña (Muñoz *et al.*, 2001; 2004; 2009; Muñoz y Sancho, 2008). Castilla y León también comprende un gran número de cavidades estudiadas, sobre todo en la provincia de Burgos, con Kaite (Turrero *et al.*, 2004; Domínguez-Villar *et al.*, 2004; 2008; 2009; Martín-Chivelet *et al.*, 2011; Cruz *et al.*, 2015; Muñoz-García *et al.*, 2016), Cueva Mayor (Martín-Chivelet *et al.*, 2006; 2011; Martínez-Pillado *et al.*, 2010; 2014; Muñoz-García *et al.*, 2016) y Fuentemolinos (Moreno *et al.*, 2013). En la provincia de León encontramos las cuevas de Valporquero (Durán *et al.*, 2000), en Palencia la Cueva

del Cobre (Muñoz-García *et al.*, 2002; 2004; 2007; 2008; Muñoz-García, 2007; Martín-Chivelet *et al.*, 2011) y en Soria La Galiana Baja y la Sima del Carlista (Moreno *et al.*, 2010). Hacia el noreste peninsular aparece una alta concentración de cavidades estudiadas, sobre todo en el Pirineo y Prepirineo de Huesca, con la Cueva del Seso (Moreno *et al.*, 2010; Bartolomé *et al.*, 2012; 2015a), Espluca Alta de Lasgüeriz, Pot au Feu y la Sima de Esteban Felipe (Moreno *et al.*, 2010), y en el Sistema Ibérico en la provincia de Teruel, con las Grutas de Cristal de los Molinos (Moreno *et al.*, 2010; 2013; 2017; Muñoz *et al.*, 2015) y la cueva del Recuenco (Moreno *et al.*, 2010; 2017; Pérez-Mejías, 2013; Pérez-Mejías *et al.*, 2017).



Fig. 1.9- Distribución de las cavidades estudiadas en España para la realización de reconstrucciones paleoclimáticas a partir de espeleotemas. Los números de las cuevas de Asturias corresponden con: 1- El Pindal, 2- La Vallina, 3- Tito Bustillo, 4- Cueva Rosa y Pando, 5- Cueva Fría y 6- La Trapa.

En la mitad sur peninsular encontramos cuatro cavidades en las que se han realizado estudios paleoclimáticos sobre espeleotemas: en Málaga, la cueva de Nerja (Durán *et al.*, 1993; Reyes *et al.*, 1993; Caballero *et al.*, 1996; Jiménez de Cisneros *et*

al., 2003; 2006; Jiménez de Cisneros y Caballero, 2010; 2011; 2013), y la cueva de Órganos (Jiménez de Cisneros *et al.*, 2015); en Alicante la cueva del Canelobre (Cuevas-González *et al.*, 2006; 2007) y en Cáceres la cueva de Castañar de Ibor (Alonso-Zarza *et al.*, 2005; Martín-Pérez y Alonso-Zarza, 2005; Martín-Pérez *et al.*, 2008; Martín-García *et al.*, 2007a,b; 2009; 2011; Martín-García, 2012).

Además de estos trabajos en la Península Ibérica, en Mallorca también se han realizado estudios paleoclimáticos sobre espeleotemas de origen epifreático en las cavidades del levante insular, siendo, de hecho, los trabajos pioneros en España sobre el estudio de espeleotemas (Pomar *et al.*, 1979; Ginés *et al.*, 1981; Fornós *et al.*, 2002; Tuccimei *et al.*, 2006; 2007; 2010).

1.4 PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS DEL TRABAJO.

En esta tesis doctoral se ha estudiado la estructura interna de varias estalagmitas con los siguientes objetivos:

i) Obtener registros paleoclimáticos durante el Cuaternario (Pleistoceno Superior y Holoceno) en el complejo kárstico de Cueva Mayor de Atapuerca, Burgos, a partir de estalagmitas, y realizar una secuencia paleoambiental general de esta zona para estas cronologías.

Para ello se han caracterizado las propias cavidades, teniendo en cuenta el tipo de roca madre y sus características, así como los procesos que han originado la formación de los espeleotemas. Se ha incidido en las variaciones petrológicas y geoquímicas de cada estalagmita en función de sus condiciones de formación, identificando episodios de ruptura o erosión, o momentos de detención de la precipitación carbonática y sus posibles causas en relación (o no) a cambios paleoambientales.

ii) Correlacionar las variaciones, tanto climáticas como antrópicas, registradas en los espeleotemas con las evidencias de uso y ocupación humana en estas cavidades.

El sistema kárstico de Atapuerca se caracteriza por una elevada evidencia de actividad humana en su interior desde hace más de un millón de años; por tanto, es de prever que las comunidades que transitaban estas cavidades pudieran dejar su

impronta, tanto en los sedimentos que conforman los yacimientos, como en los propios espeleotemas. Se ha buscado la correlación entre las señales registradas en las estalagmitas y los momentos de ocupación del interior karst para observar si existe impacto de la huella humana en estas formaciones.

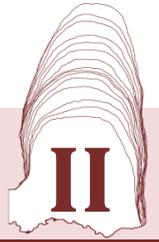
iii) Realizar una comparativa entre espeleotemas holocenos formados en diferentes regímenes climáticos: continental-mediterráneo y oceánico-atlántico.

Es imprescindible considerar las diferencias que puedan existir en el registro paleoclimático dependiendo de las condiciones climáticas regionales, por tanto también se ha elegido una estalagmita de la cueva de Goikoetxe, Bizkaia, para observar el comportamiento climático en estas dos diferentes regiones peninsulares para rangos cronológicos similares. Sobre ella se han realizado los mismos estudios y analíticas que sobre las estalagmitas de Atapuerca, para que la comparativa fuese lo más equiparable posible.

iv) Testar las metodologías aplicadas y establecer las limitaciones de cada una de ellas, complementándolas entre sí para establecer la mejor y más completa secuencia paleoclimática en cada cavidad.

Hasta la fecha, la mayor parte de los trabajos publicados se basan en la aplicación de una o dos técnicas analíticas sobre un número variado de espeleotemas. En esta tesis se ha seguido una metodología inversa, eligiendo de cada cavidad una estalagmita representativa y aplicando sobre ella el mayor número de técnicas disponibles. En el caso de la Galería del Silo se estudiaron tres estalagmitas debido a su pequeño tamaño y a la necesidad de aumentar el tamaño muestral para caracterizar las ocupaciones antrópicas.

CAPÍTULO II



MATERIAL Y METODOLOGÍA

CAPÍTULO II. MATERIAL Y METODOLOGÍA

2.1 ESTALAGMITAS ESTUDIADAS

2.2 MÉTODOS DE CAMPO

2.2.1 Reconocimiento de las Galerías

2.2.2 Estudio in situ de las formaciones: Relaciones de crecimiento

2.2.3 Criterios de muestreo: Elección y extracción de los ejemplares

2.3 MÉTODOS DE LABORATORIO

2.3.1 Preparación de las muestras: Corte y pulido

2.3.2 Microscopía petrográfica

- Petrological Log

2.3.3 Microscopía Electrónica de Barrido y Espectroscopía de Rayos X (SEM-EDS) y Microscopía Electrónica de Transmisión (TEM)

2.3.4 Tomografía Axial Computarizada (CT)

2.3.5 Fluorescencia de los Espeleotemas

- Fotoluminiscencia de Luz Ultravioleta (FL)

- Catodoluminiscencia (CL)

2.3.6 *Contaje de láminas (NIS_Elements D)*

2.3.7 *Difracción de Rayos X (DRX)*

2.3.8 *Dataciones*

- Datación por Series de Uranio
- Datación por radiocarbono
- Tasas de crecimiento

2.3.9 *Geoquímica isotópica*

- Test de Hendy

2.3.10 *Geoquímica de elementos traza*

- Espectroscopía de emisión atómica con inducción de plasma acoplado (ICP-AES)
 - Análisis estadístico de los datos
- Fluorescencia de rayos X mediante Core Scanner (XRF-Core scanner)

2.3.11 *Modelo de Edad StalAge*

2.3.12 *Pirólisis de Materia Orgánica*

2.3.13 *Fluorescencia de Rayos X (XRF)*

2.3.14 *Espectroscopía Raman y FTIR*

2.3.15 *Nomenclatura taxonómica*

CAPÍTULO II. MATERIAL Y METODOLOGÍA

2.1 ESTALAGMITAS ESTUDIADAS

Debido a las ventajas explicadas en el capítulo anterior respecto al uso de estalagmitas sobre el resto de espeleotemas para estudios paleoclimáticos, para la realización de este trabajo se han utilizado este tipo de formaciones. En total se han seleccionado cinco estalagmitas procedentes de dos sistemas kársticos distintos (Fig. 2.1).

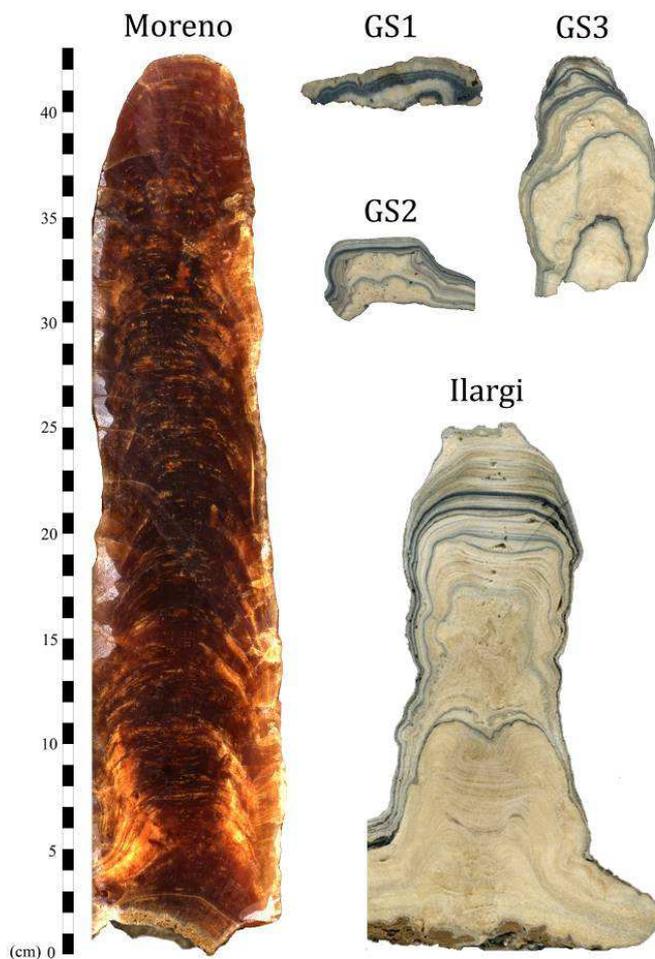


Fig. 2.1 - Estalagmitas estudiadas. De izquierda a derecha y de arriba abajo: *Moreno*, de la Sala Roja de Goikoetxe; *GS1*, *GS2* y *GS3*, de la Galería del Silo de Cueva Mayor, e *Ilargi*, de la Galería de las Estatuas de Cueva Mayor.

Cuatro de ellas pertenecen al sistema kárstico de Cueva Mayor de la Sierra de Atapuerca: *Ilargi*, recogida *in situ* en la Galería de las Estatuas; y *GS-1*, *GS-2* y *GS-3*, extraídas de la Galería del Silo, encontrándose fracturadas y ligeramente desplazadas de su posición original debido a que se trata de la zona de tránsito hacia

otros yacimientos endokársticos, como la Sima de los Huesos. Las cuatro pertenecen a la penúltima fase de precipitación química en este sistema kárstico, siendo la fase más reciente el desarrollo de formas tipo *soda-straw*.

La quinta estalagmita, denominada *Moreno*, fue extraída *in situ* de La Sala Roja del sistema kárstico Malloku o Cueva Goikoetxe, en Peña Forua. Esta estalagmita pertenece a la última fase de precipitación química del sistema kárstico, encontrándose actualmente el goteo activo en la cavidad.

Todas las estalagmitas se corresponden con fases de precipitación de espeleotemas que tapizan una secuencia detrítica de cronología pleistocena en ambos sistemas kársticos. Por criterios tanto arqueopaleontológicos como geomorfológicos, todas las estalagmitas deben haberse desarrollado entre el final del Pleistoceno Superior y la actualidad, haciendo posible realizar una comparativa entre ellas.

2.2 MÉTODOS DE CAMPO

2.2.1 Reconocimiento de las Galerías

El primer paso al comenzar un estudio sobre espeleotemas es caracterizar a fondo la cueva que los engloba. Para ello es necesario incidir en el tipo de roca madre sobre el que se desarrolla la cavidad y cómo ha sido su proceso de karstificación, identificando los procesos que originaron la formación de la cavidad elegida. Entre ellos se incluyen los factores naturales que han podido afectar posteriormente al entorno y a la propia formación de los espeleotemas (tectónica, glaciario, movimientos de derrubio...) y actividades antrópicas, actuales o prehistóricas, tanto en el interior como en el exterior. Estas actividades humanas se relacionan con el uso de las galerías, la deforestación de la superficie, la creación de canteras para extracción de roca, o la construcción en los alrededores.

Con este objetivo se realizaron exploraciones en ambos sistemas kársticos, evaluando la morfología de las galerías y los procesos de erosión o fracturación de paredes, techo y suelos, y de los mismos espeleotemas y rellenos sedimentarios.

2.2.2 Estudio in situ de las formaciones: Relaciones de crecimiento

Es prioritario caracterizar los procesos geológicos internos de la cavidad para establecer el orden de eventos, tanto de sedimentación de los rellenos endokársticos, como de erosión y modificación de los mismos. De esta forma se ha estudiado la dinámica geológica de la estratigrafía, en base a criterios litológicos y morfológicos principalmente, y se han identificado las distintas secuencias aloestratigráficas.

Las secuencias aloestratigráficas agrupan unidades litoestratigráficas, es decir, basadas en la litología de los sedimentos, limitadas por discontinuidades erosivas tanto a techo como a muro, por lo que se levantaron columnas estratigráficas para identificar los distintos niveles sedimentarios y conocer la relación entre ellos.

Además, en el karst de la Sierra de Atapuerca también se ha incidido de manera más amplia en la diversidad de formas espeleotémicas que aparecen, realizando una caracterización de las tipologías y su ubicación dentro del sistema, así como una aproximación cronológica a su formación y una descriptiva petrológica.

2.2.3 Criterios de muestreo: Elección y extracción de los ejemplares

Una vez caracterizadas las distintas etapas de relleno endokárstico en cada galería se centró la atención sobre las fases de precipitación espeleotémica, seleccionando para este estudio aquella que por motivos cronológicos fuera de mayor interés.

Se buscaron los ejemplares que, por sus características, cumplieran los requisitos más adecuados para un estudio paleoclimático (tamaño, morfología, estado de alteración de la superficie...). Se intentaron elegir estalagmitas que tuvieran morfologías cilíndricas con crecimiento recto, y alturas dentro de la moda de cada fase de precipitación y lo más cerca posible de la media, para que fuesen representativas del registro paleoclimático en cada cavidad.

En el caso de las estalagmitas de la Galería del Silo, éstas fueron recogidas por los doctores Nohemi Sala y Adrián Pablos, investigadores del equipo Atapuerca, al encontrarlos fracturados y observar su similitud, a primera vista, con la estalagmita de la Galería de las Estatuas.

2.3 MÉTODOS DE LABORATORIO

2.3.1 Preparación de las muestras: corte y pulido

Para dejar al descubierto la estructura interna de las estalagmitas extraídas y proceder a su estudio, se realizó un corte longitudinal de cada una de ellas mediante una cortadora con disco diamantado en los laboratorios SgiKer de la Universidad del País Vasco (UPV/EHU).

De este modo, se obtuvieron dos mitades idénticas en las que se efectuó un pulido con pasta abrasiva (polvo de *carburundum* de tamaño de grano 1.200 mezclado con agua) de la cara expuesta con la intención de mejorar la visibilidad del corte producido y se realizó una descriptiva de las variaciones observadas a nivel de muestra de mano del crecimiento de cada estalagmita.

Ambas mitades fueron fotografiadas bajo luz visible y una de ellas, además, bajo luz ultravioleta, y escaneadas para conservar testimonio de su estructura y apariencia antes de comenzar a trabajar sobre ellas.

De una de las mitades se extrajo una “loncha” de 5 mm de grosor para la realización de láminas delgadas para su estudio bajo microscopía óptica. El resto se guardó en el Departamento de Mineralogía y Petrología de la UPV/EHU para su conservación.

Sobre la otra mitad se realizaron las extracciones de muestras para el resto de analíticas.

2.3.2 Microscopía petrográfica

A partir de la sección longitudinal obtenida tras el corte y pulido de las estalagmitas, se realizaron varias láminas delgadas a lo largo del eje de precipitación en los laboratorios SgiKer (UPV/EHU). Para evitar la pérdida de información ocasionada por el corte debido al grosor del disco, se delimitó el perímetro de cada lámina delgada de manera que tuviera una zona de solape con las adyacentes.

Se realizaron 10 láminas delgadas para la estalagmita *Ilargi*, una para *GS1*, una para *GS2*, cuatro para *GS3* y 17 para la estalagmita *Moreno*.

La realización de los estudios mineralógicos y diagenéticos detallados se hizo mediante los microscopios petrográficos de luz transmitida Olympus BH2 con un sistema fotográfico digital Olympus DP10 acoplado, proporcionado por la UPV/EHU, y Nikon Eclipse LV100POL con una cámara digital Nikon DS-Fi1 acoplada, proporcionado por el Laboratorio de Evolución Humana de la Universidad de Burgos (LEH-UBU)

La diferenciación de las distintas fábricas cristalinas, tanto primarias como diagenéticas, se realizó acorde a la **Tabla 1.4** del Capítulo I.

- Registro petrológico (*Petrological Log*)

En base al trabajo de Frisia (2015) se ha construido un gráfico para caracterizar la distribución de las distintas fábricas cristalinas en cada una de las estalagmitas. Para ello se ha asignado un código numérico progresivo a cada fábrica cristalina siguiendo un orden desde las fábricas relacionadas con condiciones hidrológicas más estables (p. ej. Columnar) hasta aquellas producto de alteraciones diagenéticas (p. ej. Micrita) aumentando gradualmente el estrés hidrológico, el índice de saturación del agua de goteo y el contenido en Mg o impurezas.

La construcción de este gráfico de registro petrológico es relativamente subjetiva, ya que depende del grado de reconocimiento de cada fábrica por parte del investigador, así como de la asignación de cada código; sin embargo, permite reconocer cambios en el modelo deposicional a lo largo del tiempo (Frisia, 2015).

2.3.3 Microscopía electrónica de barrido y espectroscopía de Rayos X (SEM-EDS) y Microscopía electrónica de Transmisión (TEM)

Para observar los rasgos microtexturales y la composición semi-cuantitativa de los cristales carbonáticos, así como de los niveles oscuros que se intercalan en las estalagmitas de Cueva Mayor, se realizó un análisis mediante espectroscopía de energía de dispersión de Rayos X (*Energy Dispersive X-ray Spectroscopy*, EDS) acoplada a un microscopio electrónico de barrido (*Scanning Electron Microscopy*, SEM). Para ello se pegaron pequeños fragmentos de las muestras en un platillo de cobre, metalizados previamente con grafito, que fueron examinados a través de los

microscopios JEOL JSM-6400 y JEOL JSM-7000F de los laboratorios SgiKer (UPV-EHU).

De forma adicional, las partículas submilimétricas observadas en los niveles negros de las cuatro estalagmitas extraídas de Cueva Mayor fueron separadas de la fracción carbonática por disolución en HCl diluido siguiendo la metodología de Gradziński *et al.* (2003; 2007), para ser observadas posteriormente mediante SEM y también por microscopía electrónica de transmisión (*Transmission Electron Microscopy*, TEM-EDS) en un microscopio Philips CM200 de la UPV/EHU.

2.3.4 Tomografía Axial Computarizada (CT)

La Tomografía Axial Computarizada (*Computed Tomography*, CT) es una técnica de diagnóstico por imagen empleada habitualmente en estudios médicos, que permite visualizar el interior de objetos sólidos opacos a partir de la exposición de éstos a una fuente de rayos-X y realizar su reconstrucción tridimensional. Las imágenes obtenidas representan cortes transversales del objeto en los que figura el coeficiente de atenuación de cada material, es decir, la propiedad de absorber el haz de rayos, y por tanto la variación de las densidades. Al tratarse de una técnica no destructiva, también es empleada con frecuencia en el estudio de fósiles para visualizar estructuras internas y cavidades (Jungers y Minns, 1979; García *et al.*, 2006) por lo que se decidió utilizarla con estalagmitas y comprobar su utilidad en ellas.

Cuatro de los cinco espeleotemas estudiados se escanearon en la UBU mediante un aparato Yxlon CT Compact con mesa rotatoria, equipado con un tubo emisor de rayos-X Yxlon.TU 225-D03. Se aplicó una potencia de 225 kV y una intensidad de corriente eléctrica de 2,80 mA, y se utilizó un filtro de aluminio de 0,5 mm para absorber los fotones de baja energía. La resolución del escaneado fue diferente para cada estalagmita, realizando para cada una de ellas un número diferente de cortes transversales en función de su altura y de la calidad de imagen necesaria estimada para su estudio. Las condiciones de medida específicas para cada estalagmita pueden verse en la **Tabla 2.1**.

Tabla 2.1- Condiciones de medida establecidas para la CT de las estalagmitas muestreadas.

Estalagmita	Nº de cortes	Distancia entre cortes(mm)	Tamaño de píxel (mm)
<i>Ilargi</i>	1.240	0,2	0,07569824
<i>GS2</i>	215	0,2	0,06346680
<i>GS3</i>	565	0,2	0,06346680
<i>Moreno</i>	860	0,5	0,11713623

El tratamiento de los datos obtenidos y la visualización de la estructura interna de los espeleotemas fueron realizados utilizando el software MIMICS v.10, llevándose a cabo una reconstrucción tridimensional de cada uno de los espeleotemas.

A partir de las variaciones en la densidad, se abordó la detección y caracterización de la densidad relativa y la estructura en 3D tanto de las distintas fábricas cristalinas del carbonato, como de las distintas láminas oscuras para completar así los resultados obtenidos en la descripción petrográfica. Los datos de variación de densidad están expresados en escala de grises, correspondiendo los tonos más claros a densidades más altas, y los tonos más oscuros a densidades más bajas.

2.3.5 Fluorescencia de los Espeleotemas

Muchos minerales emiten radiación característica, conocida como luminiscencia, cuando son irradiados por una fuente de energía. Las emisiones se producen normalmente en el rango visible; sin embargo, también existen emisiones ultravioletas (UV) y de infrarrojo (IR).

La luminiscencia tiene distintos nombres dependiendo de la fuente de excitación utilizada: los rayos-X producen radioluminiscencia (RL); el bombardeo con electrones de alta energía produce catodoluminiscencia (CL) y el uso de radiación UV de alta energía genera fotoluminiscencia (FL).

La luz fluorescente emitida por los espeleotemas tras ser iluminados con rayos UV está presumiblemente relacionada con la presencia de constituyentes menores dado que, químicamente, la calcita pura es no fluorescente (van Beynen *et al.*, 2001).

Con el propósito de identificar posibles zonaciones, materia orgánica o presencia de impurezas en el interior de las estalagmitas se realizaron análisis de fluorescencia, empleando dos técnicas distintas:

- Fotoluminiscencia de Luz Ultravioleta (FL)

Las sales cálcicas de los ácidos fúlvicos y húmicos, derivados de los suelos e incorporados en las estalagmitas, pueden ser detectados mediante irradiación con luz ultravioleta (UV) (Perrette *et al.*, 2005), al igual que la materia orgánica (Shopov *et al.*, 1994).

Mediante el XRF-Core Scanner Avaatech de la Universidad de Barcelona se radiaron las estalagmitas *Ilargi* y *Moreno*, tras ser cortadas y pulidas, con luz UV de 380nm y se obtuvo una fotografía de alta calidad para identificar la aparición de estas sustancias y caracterizar la productividad del suelo suprayacente y de la cobertura vegetal. La calidad de imagen obtenida fue de 0,4 mm por píxel con una apertura focal de 2,8 y un tiempo de exposición de 0,05 s para *Ilargi* y de 0,04 s para *Moreno*.

- Catodoluminiscencia (CL)

Las características luminiscentes de la calcita bajo el bombardeo de electrones de alta energía están controladas por la relativa abundancia del Mn^{2+} e iones trivalentes de tierras raras (ambos activadores de luminiscencia) y la presencia de Fe^{2+} , principal inhibidor del proceso. Por tanto, la intensidad de la catodoluminiscencia dependerá de la relación Mn/Fe y no de la concentración absoluta de cada catión (Pierson, 1981; Filippelli y Delaney, 1993).

Para detectar las posibles variaciones en la concentración del Fe^{2+} , se observó la respuesta a la catodoluminiscencia usando un equipo Technosyn Cold Cathode Luminescence 8200MK II acoplado a un microscopio Olympus BH-2. Las condiciones de medida fueron de 15-20kV y 400 μA , insertando en una cámara de vacío las mismas láminas delgadas utilizadas para la caracterización petrográfica.

2.3.6 Contaje de láminas (NIS_Elements D)

Para realizar el contaje y la caracterización de las láminas de crecimiento se utilizó el software NIS_Elements D de Nikon Corporation, en el que se cargaron las imágenes de alta resolución obtenidas por el *Core Scanner*. Este software utiliza una interfaz de usuario con una única ventana gráfica adaptada para facilitar la captura de imágenes, y la medición de objetos, permitiendo una sistematización de los datos y la generación de informes y tablas. Para ello, primero fue necesario calibrar las imágenes antes de trabajar con ellas para mantener la escala y no crear valores de medida erróneos. Los tramos de contaje determinados para cada estalagmita fueron siempre perpendiculares a la superficie de crecimiento para tomar en cada caso el espesor real en el eje de crecimiento.

La estalagmita *Moreno* con luz normal no presenta laminaciones visibles y es difícil identificar las fases y líneas de crecimiento por lo que, para realizar el contaje, se utilizó la imagen obtenida mediante luz UV, donde sí aparecen de manera claramente visible.

Con este programa se crearon perfiles de intensidad de color para los parámetros RGB (rojo, verde y azul) con una resolución de 70 μ m, que permiten la discriminación de las diferentes láminas y fases de crecimiento.

2.3.7 Difracción de Rayos-X (XRD)

En función de las fábricas cristalinas identificadas en cada espeleotema se determinaron varias zonas para analizar la composición actual de los cristales carbonáticos (calcita o aragonito) mediante difracción de rayos X (*X-Ray Diffraction*, XRD).

Para las estalagmitas de Cueva Mayor, varias de las fábricas cristalinas presentes podían atribuirse a mineralogías de aragonito por lo que, con el propósito de identificar la composición de esos cristales, se llevaron a cabo análisis de XRD sobre la estalagmita *Ilargi*.

En la estalagmita *Moreno* se observó que todos los cristales conformaban una única fábrica cristalina a lo largo de todo el desarrollo del espeleotema. Esta fábrica

se corresponde con mineralogías puramente calcíticas, por lo que se omitió el análisis para esta estalagmita.

El estudio se realizó a partir de muestra total en polvo mediante XRPD (*X-Ray Powder Diffraction*) y Micro-XRD en los laboratorios SgiKer (UPV/EHU). La mineralogía de las muestras seleccionadas fue determinada mediante un difractómetro PANalytical X'Pert Pro.

2.3.8 Dataciones

- Datación por series de Uranio

Para el marco cronológico se realizaron varias dataciones sobre las estalagmitas por el método de desintegración radioactiva U/Th.

Se seleccionaron, de cada estalagmita, los puntos donde efectuar las dataciones en función del estudio petrológico previo, evitando zonas alteradas diagenéticamente que pudieran presentar modificada la señal isotópica original, y de ellos se extrajo una pequeña cantidad de material. En la estalagmita *Ilargi* esta extracción la realizó el Dr. Saúl González-Lemos con un microtaladro con broca dental de widia en la Facultad de Geología de la Universidad de Oviedo siguiendo las técnicas de Dorale *et al.* (2004). Las cantidades de polvo extraído oscilaron entre 80 y 270 mg. En el caso de las estalagmitas *GS1*, *GS2*, *GS3* y *Moreno* las muestras fueron extraídas mediante un microtaladro CTS Art-300/50 del laboratorio de restauración de fósiles del Centro Mixto UCM-ISCIH sobre Evolución y Comportamiento Humanos, con broca dental de carburo de 2,3 mm, tomando cantidades entre 300 y 400 mg.

Todas las muestras fueron tratadas en los laboratorios de la Universidad de Minnesota para separar el uranio y el torio. El polvo de calcita obtenido fue disuelto en ácido nítrico al que se añadió un indicador mixto de $^{229}\text{Th}/^{233}\text{U}/^{236}\text{U}$ y se dejó secar. Tras la adición de una solución de cloruro de hierro se agregó NH_4OH gota a gota hasta hacer precipitar el hierro, y la muestra se centrifugó para separarlo del resto de la solución. Después de cargar la muestra en columnas con una resina aniónica, se añadió HCl para separar el torio, y agua para separar el uranio. Cada muestra se dejó secar y se preparó para su posterior procesamiento.

En la estalagmita *Ilargi* se realizaron 6 dataciones que fueron procesadas en un espectrómetro de masas con plasma de acoplamiento inductivo (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer*, ICP-MS) en los laboratorios de la Universidad de Minnesota.

Las dataciones realizadas en las estalagmitas de la Galería del Silo (9 para *GS3* y 3 para *GS2*), fueron procesadas mediante un espectrómetro de masas con ionización térmica (*Termical Ionization Mass Spectrometer*, TIMS) en la Xi'an Jiaotong University siguiendo la metodología de Cheng *et al.* (2013). *GS1* no ha sido datada debido a su escasa altura.

Para la estalagmita *Moreno*, se realizó una primera serie de 6 dataciones procesadas en el ICP-MS de la Universidad de Minnesota, y posteriormente, tras el cotejo de las fechas obtenidas con los resultados del resto de analíticas, se optó por la realización de un segundo muestreo para contar con una secuencia cronológica más detallada. En esta segunda tanda se realizaron 4 dataciones procesadas en el TIMS de la Xi'an Jiaotong University.

- Datación por radiocarbono

También se realizaron dos dataciones por radiocarbono (^{14}C) mediante espectrometría de masas con aceleración de partículas (*Accelerator Mass Spectrometry*, AMS). Una sobre un fragmento de carbón encontrado en el interior de *Ilargi* en la *Radiocarbon Accelerator Unit* de los laboratorios de Oxford (ORAU), y otra sobre una de las bandas negras que aparecen en su interior, en los laboratorios del London BioScience Innovation Centre de Beta Analytic.

La calibración de ambas dataciones, así como de las publicadas por Carretero *et al.*, 2008 sobre El Portalón (ver Apartado 5.6.1), se realizó mediante el programa de calibración OXCAL4.2 y la curva de calibración INTCAL13.

- Tasas de crecimiento

En función de las dataciones obtenidas por ambas metodologías se calcularon las tasas de crecimiento en los diferentes tramos observados y se construyó una curva de crecimiento para cada estalagmita.

2.3.9 Geoquímica isotópica

Se han realizado análisis de isótopos estables de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) y de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) de la calcita para las estalagmitas *Ilargi*, *GS3* y *Moreno*, al ser las que más desarrollo presentan y las que más rango cronológico abarcan.

Para la estalagmita *Ilargi* el muestreo no se realizó siguiendo un espaciado determinado sino que se tomaron puntos en aquellas láminas que estaban mejor delimitadas de las adyacentes, intentando siempre que la resolución del muestreo no tuviera más de 2 mm. Se obtuvieron 80 muestras a lo largo del eje de precipitación mediante un microtaladro de columna de precisión con broca de 0,5 mm de diámetro en la Facultad de Geología de la Universidad de Oviedo.

Para la estalagmita *GS3* se extrajeron 80 muestras cada 2 mm, siguiendo las variaciones del eje principal de crecimiento, mediante un microtaladro DREMEL® Fortiflex (9100-21) a 2.000 rpm, de la UPV/EHU con broca dental de carburo de 0,5 mm.

Para la estalagmita *Moreno* se tomaron 398 muestras en el eje principal de crecimiento con una resolución de 1 mm, con una broca dental de carburo de 0,5 mm mediante un micromotor Navfram N-120 a 5.000 rpm, del Instituto Pirenaico de Ecología (IPE/CSIC), y el microtaladro CTS Art-300/50 a 3.500 rpm, del laboratorio de restauración de fósiles del Centro Mixto UCM-ISCIH.

Entre muestras se efectuó un lavado y purificado del cabezal de las brocas, primero mediante ácido nítrico al 10% para limpiar los restos de carbonato que pudieran haberse quedado adheridos a la misma, y posteriormente con etanol para eliminar los restos de ácido. También se utilizó aire comprimido sobre la superficie de cada estalagmita, y en el interior de los orificios creados por el taladro, para eliminar las partículas y residuos que pudieran quedar, evitando la contaminación de una muestra a otra.

Los datos isotópicos de la estalagmita *Ilargi* fueron analizados en un espectrómetro de masas de relaciones isotópicas (*Isotope-Ratio Mass Spectrometer*, IRMS) Nu instruments Horizon, GasPrep, nanoEA de la Facultad de Geología de la Universidad de Oviedo. Se intercalaron 16 estándares por cada 42 muestras de manera aleatoria para comprobar la efectividad de medida del equipo.

La analítica de las estalagmitas *GS3* y *Moreno* se realizó en los laboratorios de la Unidad de Medio Ambiente de la Facultad de Geología de la Universidad de Barcelona mediante un espectrómetro de masas Finnigan-MAT 252 equipado con un Kiel Carbonate Device III. Se intercalaron tandas de estándares cada 6-10 muestras con una reproducibilidad del 0,06‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ y del 0,02‰ para el $\delta^{13}\text{C}$.

Los valores obtenidos fueron expresados en tanto por mil (‰) con respecto al estándar Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB).

- Test de Hendy

Para comprobar la existencia de equilibrio isotópico durante la precipitación de la calcita y hacer fiables los resultados obtenidos en los análisis de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, se ha aplicado el test de Hendy (Hendy, 1971) a varias láminas en los tres espeleotemas, tomando varias muestras espaciadas 5 mm entre sí a lo largo de cada una de ellas, desde el eje principal de precipitación (EPP) hasta la zona de mayor curvatura lateral, designándoles letras consecutivas del alfabeto latino (**Fig. 2.2**). La nomenclatura utilizada para cada muestra ha sido “Hend-”, para recalcar que esas muestras estaban dedicadas a determinar el equilibrio isotópico, seguido del milímetro de la estalagmita desde la base en el que se ha realizado el test.

En *Ilargi* se han elegido tres láminas de muestreo (Hend-70, Hend-184 y Hend-235), y en cada una de ellas se han tomado 6 muestras (a → f).

En *GS3* se ha realizado en una lámina de crecimiento (Hend-49), tomando 5 muestras en ella (a → e).

En *Moreno* se han elegido cuatro láminas de crecimiento (Hend-47, Hend-142, Hend-148 y Hend-363), tomando en cada una de ellas 6 muestras (a → f).

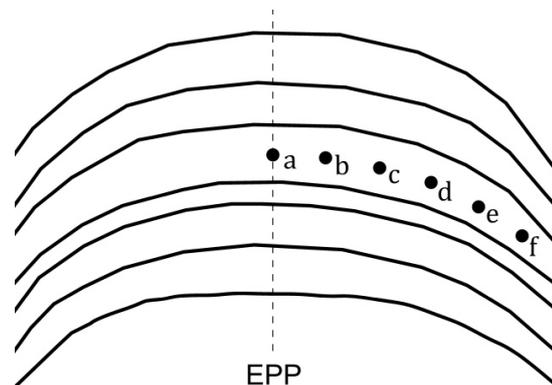


Fig. 2.2- Muestreo realizado en cada lámina para el Test de Hendy. Las siglas EPP se refieren al Eje Principal de Precipitación.

Los análisis isotópicos para la realización del Test de Hendy se llevaron a cabo en el espectrómetro de masas Finnigan-MAT 252 de la Universidad de Barcelona.

2.3.10 Geoquímica de elementos traza

- Espectrometría de Emisión Atómica con Inducción de Plasma Acoplado (ICP-AES)

Se realizaron análisis cuantitativos de elementos traza (Al, As, Ba, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, K, Mg, Mn, Na, Ni, P, Pb, S, Si, Sr y Zn) en la calcita de los espeleotemas mediante ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectroscopy*). Los muestreos se realizaron mediante un microtaladro CTS Art-300/50 a 3.500 rpm con broca dental de carburo de 0,5 mm en el LEH-UBU y en el laboratorio de restauración de fósiles del Centro Mixto UCM-ISCIH.

Para los espeleotemas de Cueva Mayor se tomaron 225 muestras a lo largo de los ejes de crecimiento de las cuatro estalagmitas (118 en *Ilargi*, 10 en *GS1*, 17 en *GS2* y 80 en *GS3*), de unos 3 mg cada una y espaciadas 2 mm.

Para la estalagmita de Cueva Goikoetxe (*Moreno*) se obtuvieron 400 muestras de 3 mg espaciadas 1 mm.

Las muestras fueron disueltas en 1,8 ml de ácido nítrico disuelto al 2% y mezcladas en un VORTEX MIXTER a 3.000 rpm. Después fueron centrifugadas en una centrífuga ROTINA 380 a 4.000 rpm durante 10 minutos para separar la posible fracción insoluble que pudieran incluir. Por último fueron procesadas mediante ICP-AES usando un equipo Thermo ICAP DUO 6300 de Thermo Scientific en los laboratorios de la Universidad de Oviedo y siguiendo la metodología propuesta por Moreno *et al.* (2010) y Stoll *et al.* (2012).

Análisis estadístico de los datos

Para facilitar la interpretación de los datos geoquímicos obtenidos mediante el ICP-AES, éstos fueron sometidos a un análisis estadístico multivariante. Se empleó, para cada conjunto de datos, el Análisis de Componentes Principales (*Principal Component Analysis*, PCA) para reducir el número de variables y agruparlas según sus tendencias y sus posibles condicionantes.

Con el objetivo de acotar los valores para que todos los datos puedan moverse en el mismo rango y equipararse entre sí, se realizó una normalización de los mismos mediante el uso de *z-scores* y se realizó un análisis factorial mediante los programas SPSS y Excel. Los resultados obtenidos en la solución rotada (varimax) fueron representados en gráficas para ser comparados y determinar tendencias similares.

- Fluorescencia de Rayos-X mediante *Core Scanner* (XRF-CS).

A partir del escaneo mediante el XRF-CS Avaatech de la Universidad de Barcelona se realizó un análisis cualitativo y no destructivo de elementos traza de las estalagmitas *Ilargi* y *Moreno*.

Se irradiaron las dos estalagmitas de base a techo en el eje de crecimiento y preestableciendo un espaciado de 0,4 mm en ambos espeleotemas. Para ello se utilizó una lámpara de rodio calibrada con dos potenciales diferentes para medir una mayor cantidad de elementos:

- 10 kV con intensidad de corriente de 1.000 μ A cada 25 segundos. Con estas características se pudieron determinar Al, Si, S, Cl, Ar, K, Ca, Cr, Mn, Fe, Co, Sb, Ba, Nd, Sm y Tm para ambas estalagmitas, además de La, Ce, Pr, Gd, Yb, Lu, Hf y Ta para *Ilargi*.
- 30 kV con intensidad de corriente de 2.000 μ A cada 70 segundos, obteniendo datos de Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, Br y Sr para las dos estalagmitas.

2.3.11 Modelo de Edad StalAge

Con el objetivo de precisar más en la cronología, se desarrolló un modelo de edad basado en el algoritmo StalAge presentado por Scholz y Hoffmann (2011).

StalAge es un algoritmo de ajuste manual, escrito en el software estadístico R. Utiliza las edades obtenidas por dataciones radiométricas y su incertidumbre de edad correspondiente detectando automáticamente *outliers* e inversiones de edad, incluyendo información estratigráfica. El programa representa los valores cronológicos obtenidos para cada punto concreto del espeleotema respecto a la

distancia al techo de la estalagmita, para lo cual hay que introducir en los comandos los puntos del espeleotema para los que queremos conocer la edad.

En el caso de las estalagmitas aquí estudiadas se cruzaron las dataciones realizadas por U/Th con el muestreo de isótopos estables de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, obteniendo un valor cronológico para cada dato isotópico.

Se han realizado los modelos de edad para las estalagmitas *Ilargi*, *GS3* y *Moreno*. Debido al bajo número de dataciones en *GS2* no ha podido realizarse un modelo de edad fiable para esta estalagmita.

2.3.12 Pirólisis de Materia Orgánica

Con el fin de caracterizar el tipo de materia orgánica detectada tanto en los niveles negros de las estalagmitas de Cueva Mayor como la incluida en los cristales carbonáticos de la estalagmita de Goikoetxe, se han efectuado análisis de pirólisis convencional (*Pyrolysis Gas Chromatography Mass Spectrometry*, PY-GC-MS).

Los carbonatos fueron eliminados añadiendo alícuotas de ácido clorhídrico al 5 % hasta que la reacción se completó. Se usaron 40 ml de solución HF/HCl 1 M, equilibrada durante tres horas en un agitador orbital, para eliminar los minerales reactivos que pudieran interferir durante la pirólisis. Se desechó el sobrenadante y se lavó el residuo mediante la adición repetida (4 veces) de 40 ml de agua destilada, tras lo que se procedió a su centrifugación y decantación. Finalmente, el residuo se secó durante 24 h en una estufa a 50°C.

Para la pirólisis, los residuos secos de HF/HCl fueron insertados en tubos de cuarzo provistos con lana de cuarzo en ambos extremos y pirolizados usando un CDS Pyroprobe 5250 durante 10 segundos a 750°C (con una tasa de calentamiento de 10°C ms⁻¹) manteniendo las temperaturas de la válvula del horno y de la línea de transferencia isotérmicas a 325°C. Los productos obtenidos fueron separados en un cromatógrafo de gases 6890N (Agilent Technologies) operando en modo no fraccionado para evitar la señal de reducción en la intensidad, usando helio como gas portador (1 ml min⁻¹) y una columna con base de polisiloxano-HP-5MS. El horno se mantuvo al inicio a 50°C durante un minuto, y se calentó hasta 325°C con una tasa de calentamiento de 20°C min⁻¹. Se usó como detector un espectrómetro de masas

Agilent 5975 que opera en 70 eV impacto electrónico (m/z 50-500). La cuantificación de los productos de la pirólisis se basó en la *peak area* dominante de fragmentos iónicos m/z. Las proporciones relativas de cada producto se calcularon como el porcentaje de la suma de todas las *peak areas* (*Total Quantified Peak Area*, TQPA).

2.3.13 Fluorescencia de Rayos-X (XRF)

Con el fin de identificar la causa de la característica coloración rojiza de la estalagmita de la cueva Goikoetxe, se han realizado análisis de fluorescencia de rayos X de dispersión por longitud de onda (*Wavelength Dispersive X-ray Fluorescence*, WDXRF) un equipo PANalytical Axios Advanced PW4400 XRF con espectómetro (4 kW Rh anode SST-mAX tubo de rayos-X) en los laboratorios de Sgiker (UPV/EHU).

Dado que en la Sala Roja de la cueva de Goikoetxe, de donde procede *Moreno*, existen variaciones en la coloración de espeleotemas de la misma fase de precipitación, también se han seleccionado 6 muestras de diferentes colores procedentes de otras 3 estalagmitas (*Antuá*, *Gorri* y *Zuri*) y 2 estalactitas tubulares, así como de otra estalagmita rojiza de la cueva cercana Familiakoa (ver más adelante el Apartado 6.1.10). El objetivo ha sido evaluar las diferencias en la concentración de elementos que puedan influir en estas variaciones cromáticas.

Además, con fechas de 5, 12, 26 de noviembre y 4 de diciembre de 2011 se recogieron muestras de agua goteo de la Sala Roja (ver Aranburu *et al.*, 2011), filtrando a 0,45 y 0,20 μm para analizar su composición y comprobar la presencia de partículas que también pudieran intervenir en la tinción de los cristales carbonáticos.

2.3.14 Espectroscopía Raman y FTIR

Para insistir en la determinación de la coloración de los espeleotemas de Goikoetxe, se optó por realizar análisis mediante espectroscopía Raman y de Infrarrojos por transformada de Fourier (*Fourier Transform Infrared Spectroscopy*,

FTIR) con el fin de identificar sustancias orgánicas que fuesen responsables de esta tinción.

La espectroscopía Raman se basa en hacer incidir un haz de luz monocromática sobre una muestra y examinar la luz dispersada en función de sus características moleculares, mientras que la espectroscopía FTIR hace incidir radiación infrarroja sobre la muestra provocando variaciones en los estados vibracionales característicos de las moléculas y calcula la absorción de dicha radiación por parte de la muestra.

A pesar de que puede realizarse sobre el material a analizar de manera directa y sin preparación previa de la muestra, en el caso de los espeleotemas, al ser puro carbonato, se procedió a su digestión mediante ácido para mantener sólo la fracción no carbonática. Se muestreó la estalagmita *Moreno* mediante un microtaladro de mano para extraer un volumen de polvo de 1g y se añadieron 2mL de HCl al 37%. El residuo obtenido se neutralizó 24 horas después de la reacción con NaOH 1M y se centrifugó repetidas veces, lavando la muestra con agua desionizada entre medias. Se pipeteó el exceso de agua sobrante y se dejó secar la muestra a T^a ambiente en una campana de extracción. El residuo se analizó mediante un microscopio Raman confocal DXR Thermo Fisher bajo un láser de 780 nm y mediante un espectrómetro FTIR Nicolet 6700 Thermo Fisher en los laboratorios de Arqueometría del CENIEH. Los resultados para ambas analíticas se trataron con el software Omnic.

2.3.15 Análisis Espectral

Para calcular la periodicidad de los ciclos observados en la estalagmita Moreno se realizaron análisis espectrales sobre los datos isotópicos del $\delta^{18}\text{O}$ y de la variación del color verde obtenida mediante NIS_Elements. Se aplicaron dos análisis de Fourier: el algoritmo Lomb periodogram (Press *et al.*, 1992), que delimita los niveles de significación (p-valor) al 0,01 y 0,05, y el módulo RED-FIT (Schulz y Mudelsee, 2002), que determina la curva de confianza al 99%. Para este último análisis se utilizó una ventana espectral rectangular y 3 segmentos con superposición del 30%.

Además también se llevó a cabo una transformada Wavelet (Torrence y Compo, 1998), con una ventana Morlet y un nivel de confianza del 95%, junto con la

delimitación del cono de influencia, fuera del cual los valores pierden fiabilidad estadística.

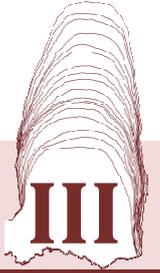
Los tres paquetes de análisis están incluidos en el software PAST V 3.20 (Hammer *et al.*, 2001).

2.3.16 Nomenclatura taxonómica

Los nombres de las especies animales y vegetales citadas en este manuscrito se han escrito siguiendo los reglamentos internacionales de taxonomía, indicando el nombre del taxón y el autor que realizó la clasificación.

En el caso de los taxones animales se ha seguido el Código Internacional de Nomenclatura Zoológica (International Commission of Zoological Nomenclature, 1999) mientras que para los taxones vegetales se ha seguido el Código Internacional de Nomenclatura para Algas, Hongos y Plantas (International Association for Plant Taxonomy, 2011).

CAPÍTULO III



MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO DE LAS CAVIDADES ESTUDIADAS

CAPÍTULO III. MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO DE LAS CAVIDADES ESTUDIADAS

3.1 CUEVA MAYOR DE ATAPUERCA: La Galería de las Estatuas y La Galería del Silo

3.1.1 Localización

3.1.2 Clima y Vegetación de la zona

3.1.3 Geología y karst

3.1.4 La Galería de las Estatuas

3.1.5 La Galería del Silo

3.2 LA CUEVA DE GOIKOETXE: La Sala Roja

3.2.1 Localización

3.2.2 Clima y Vegetación de la zona

3.2.3 Geología y karst

3.2.4 La Sala Roja

CAPÍTULO III. MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO DE LAS CAVIDADES ESTUDIADAS

Las dos cavidades estudiadas se localizan dentro de diferentes regímenes climáticos. Atendiendo a las diferentes clasificaciones climáticas actuales (Capítulo I, apartado 1.2), la sierra de Atapuerca, donde se localiza Cueva Mayor, estaría encuadrada dentro del tipo climático Csb (Templado oceánico de veranos secos) de la clasificación de Köppen-Geiger según la AEMET-IM (2011), que correspondería con el piso bioclimático Supramediterráneo de Rivas-Martínez (1987) y el Mediterráneo continental de la Meseta norte de Martín-Vide y Olcina (2001). Sin embargo Peña Forua, donde se localiza la Cueva de Goikoetxe, pertenece al tipo Cfb (Templado oceánico) de Köppen-Geiger, que se corresponde con el clima Colino de la región Eurosiberiana de Rivas-Martínez (1987) y el Oceánico Atlántico de variedad vasco-litoral de Martín-Vide y Olcina (2001).

3.1 CUEVA MAYOR DE ATAPUERCA: La Galería de las Estatuas y La Galería del Silo

3.1.1 Localización

La Sierra de Atapuerca se sitúa geográficamente en el norte de la Península Ibérica, a 15 km de la ciudad de Burgos, entre los sistemas montañosos de la Sierra de la Demanda, al norte del Sistema Ibérico, y la Cordillera Cantábrica (**Fig. 3.1A**). Se trata de una zona poco elevada (1.078 msnm frente a los 900 msnm sobre los que se encuentra el piedemonte) de cima horizontal debido a una superficie de erosión. Está dominada por el valle del río Arlanzón y ubicada en la divisoria de aguas entre las cuencas del Duero y del Ebro.

Esta situación geográfica establece un paisaje de transición entre la montaña y la llanura, representado por un relieve residual en morfología de Mont, que se corresponde con un anticlinal tumbado con vergencia hacia el NE de unos 17 km² de extensión (Olivé *et al.*, 1990; Pérez González *et al.*, 2001).

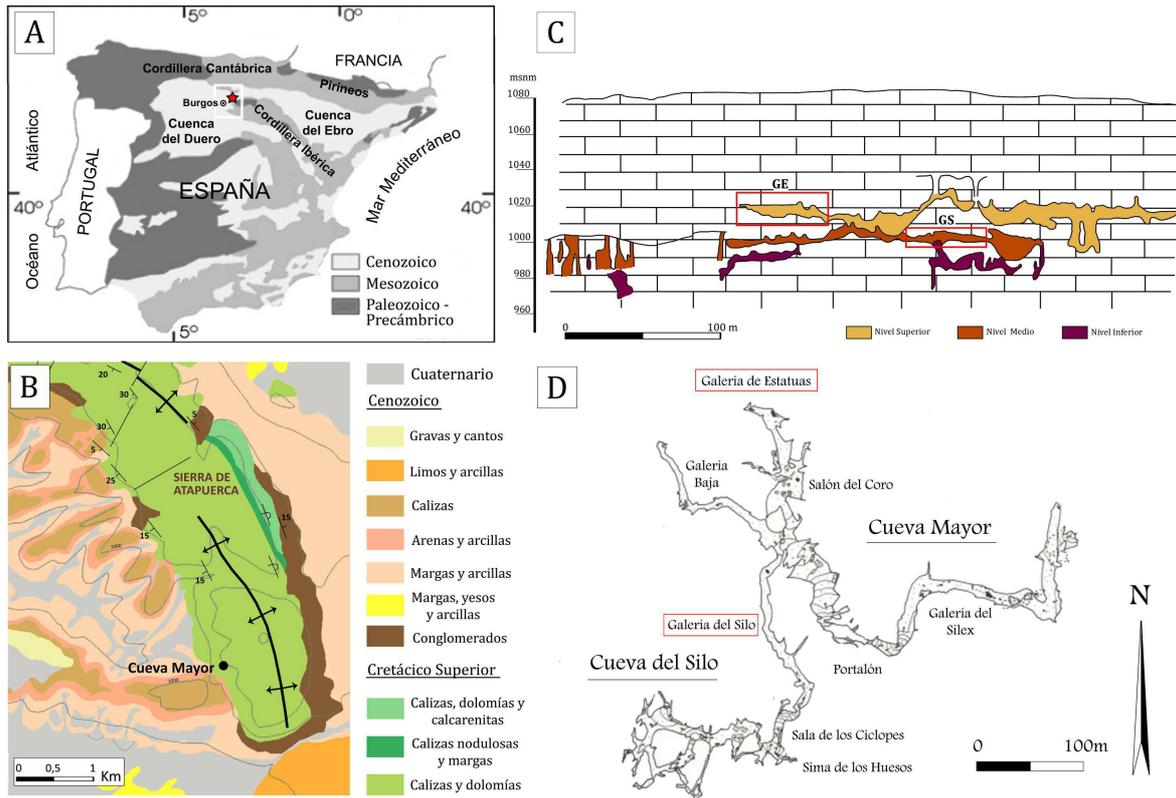


Fig 3.1- A) Localización de la Sierra de Atapuerca (estrella roja). B) Mapa geológico del área de estudio y ubicación de Cueva Mayor (Modificado de Olivé *et al.*, 1990 y Pineda y Arce, 1997). C) Sección del sistema kárstico Cueva Mayor-Cueva del Silo. La representación de los tres niveles está extrapolada a un único plano, por eso no se indica el norte (Modificado de Ortega Martínez, 2009). D) Planta del karst Cueva Mayor-Cueva del Silo y localización de las dos cavidades estudiadas (Modificado de Ortega Martínez, 2009).

La localización de la Sierra es estratégica para las vías de comunicación hacia el interior de la Península Ibérica, tanto actuales como del pasado, al estar situada en un corredor natural (Corredor de la Bureba) que canaliza los pasos migratorios desde el norte de la meseta.

Los yacimientos arqueopaleontológicos descubiertos en la Sierra de Atapuerca ofrecen un gran registro fósil, fundamental para inferir sobre todo las actividades de los homínidos en esta zona y sus relaciones ecológicas con otras especies desde el Pleistoceno antiguo hasta el Holoceno (Rodríguez, 2001). Estos yacimientos contienen el conjunto de restos de homínidos más antiguo y numeroso de Europa y, debido a su importancia, fueron declarados Patrimonio de la Humanidad por la UNESCO en el año 2000.

3.1.2 *Clima y Vegetación de la zona*

La Sierra de Atapuerca presenta un clima de tipo mediterráneo templado pero influenciado por su carácter semimontañoso. Los inviernos destacan por presentar temperaturas bajas y abundantes heladas mientras que los veranos son suaves y secos.

La temperatura media anual es de unos 10,7°C con una oscilación no sólo anual, sino también diurna. Los meses más calurosos son Julio y Agosto con temperaturas promedio de entre 19-20°C, en los que se concentra la mayor oscilación media diurna. Enero es, por su parte, el mes más frío del año, con unos 3°C de media, y llegando a acumular el mayor número de heladas con unos 18 días de promedio sobre los 81 días de heladas a lo largo del año (www.aemet.es).

Las precipitaciones medias anuales oscilan en torno a 550 mm, principalmente en forma de lluvia durante la primavera y el otoño-invierno, siendo Mayo y Diciembre los meses más lluviosos frente a Julio y Agosto. Las nevadas son altamente frecuentes en los meses de invierno, destacando Enero como el mes con mayor cantidad tanto de nevadas como de nieblas (www.aemet.es).

La combinación de estas condiciones climáticas con la naturaleza del sustrato que conforma la mayor parte de la Sierra (rocas calcáreas sobre las que se desarrollan suelos poco profundos) da lugar a una gran variedad de biotopos. La cubierta vegetal está formada por un bosque subesclerófilo formado mayoritariamente por encinas (*Quercus ilex* L.) y por grupos de quejigos (*Quercus faginea* Lam.), típico de climas continentales, en el que se puede apreciar cierto matiz atlántico debido a la existencia de brezos (*Erica vagans* L. y *Calluna vulgaris* (L.) Hull.).

En www.atapuerca.tv podemos encontrar una amplia información acerca de la distribución vegetal en los alrededores de la Sierra:

Entre las especies de arbustos que crecen en los calveros del encinar es posible hallar el espino de tintes (*Rhamnus saxatillis* Jacq.), madreselvas (*Lonicera etrusca* Santi. y *Lonicera splendida* Boiss.), majuelos (*Crataegus monogyna* Jacq.), escaramujos (*Rosa canina* L.) y en menor medida endrinos (*Prunus spinosa* L.) y jazmines silvestres (*Jasminum fruticans* L.). Junto a ellos pueden aparecer algunas

herbáceas como jaramillas (*Helianthemum hirtum* L.), zamarillas (*Teucrium polium* L.), alhucemas (*Lavandula latifolia* Medik.), viudas silvestres (*Knautia arvensis* (L.) Coult.), alcachofas borriqueras (*Onopordum acanthium* L.) y zanahorias salvajes (*Daucus carota* L.). En cotas superiores de la Sierra, las encinas aparecen en menor densidad, dejando paso a una vegetación de monte bajo formada por tomillos (*Thymus zygis* Loefl. ex L.), romeros (*Rosmarinus officinalis* L.), lavandas (*Lavandula pedunculata* (Miller) Cav.), espliegos (*Lavandula spica* Cav.), salvias (*Salvia* sp. L.) y aulagas (*Genista scorpius* (L.) DC.).

En los alrededores de la Sierra destacan los melojares (*Quercus pyrenaica* Willd.) y los campos de cultivo antrópicos, utilizados en su mayor parte para la plantación de trigo (*Triticum* sp. L.) y cebada (*Hordeum vulgare* L.), enclavados en los depósitos silíceos generados durante milenios por el río Arlanzón.

En la rivera actual del mismo se puede encontrar un bosque de galería mixto, formado por álamo negro (*Populus nigra* L.), álamo temblón (*Populus tremula* L.) y varias especies de sauces (*Salix neotricha* Goerz., *S. alba* L. y *S. fragilis* L.), a los que se asocian otros taxones riparios como helechos y juncos. En estas zonas también es fácil encontrar escaramujos (*Rosa canina*), mentas (*Mentha longifolia* (L.) Huds.) y rodales de tréboles (*Trifolium repens* L.).

3.1.3 Geología y karst

Los materiales que conforman la Sierra de Atapuerca están fundamentalmente compuestos por calizas y dolomías del Cretácico Superior (Turoniense-Santoniese Inferior) y materiales de la orla sintectónica del Oligoceno-Mioceno Inferior (margas y calizas continentales, así como ortoconglomerados monomícticos derivados de las rocas cretácicas (Aranburu *et al.*, 2017)) que aparecen plegados y fracturados a favor del anticlinal (**Fig. 3.1B**).

El proceso de karstificación de estos materiales carbonáticos mesozoicos habría dado lugar a las cavidades del gran complejo de Atapuerca, y, según algunos autores (Zazo *et al.*, 1983; 1987; Pineda y Arce, 1997; Olivé *et al.*, 1990), su inicio estaría relacionado con la formación de las llamadas calizas del Páramo Inferior, en el Mioceno medio (Aragoniense Medio-Superior). La subsiguiente incisión del nivel

de base del río Arlanzón, que tuvo su inicio hacia el límite Plioceno-Pleistoceno, fue el responsable de la apertura de las cavidades y su posterior relleno (Zazo *et al.*, 1983; Carbonell y Rodríguez, 1999). Los sedimentos detríticos fueron rellenando las galerías kársticas desde hace al menos 1,4 Ma (Falguères *et al.*, 2001; Carbonell *et al.*, 2008) formando parte de su estratigrafía, que se continúa, ya de manera antrópica, durante el Holoceno hasta los 1.000 años BP (Carretero *et al.*, 2008).

Durante estos períodos se produjeron distintas reactivaciones del karst relacionadas con descensos del nivel de base del río Arlanzón, así como con cambios climáticos, originando comunicaciones directas con el exterior. La apertura del karst habría permitido la ocupación de las cavidades y la conservación posterior de los primeros registros paleoambientales (Bermúdez de Castro *et al.*, 1995; Rodríguez *et al.*, 2011).

Las exploraciones espeleológicas realizadas hasta ahora en estas cavidades muestran grandes redes horizontales suspendidas en la actual red hidrográfica, que corresponden a un karst inactivo con sectores de entrada fosilizados y gran variedad de secuencias estratigráficas (Ortega Martínez, 2009).

Uno de los complejos de cavidades más importantes del sistema kárstico que forma la Sierra de Atapuerca es el de Cueva Mayor-Cueva del Silo, cuya extensión abarca 4 km de desarrollo y se articula en torno a tres pisos (**Fig. 3.1C**) formados en diferentes episodios cronológicos durante el Pleistoceno Inferior, dentro del cron Matuyama (0,78 – 2,58 Ma) (Ortega Martínez, 2009). El nivel superior, cuya formación es la más antigua en el sistema (posiblemente entre 1,22 y 1,77 Ma, según Parés *et al.*, 2016), es donde se localiza la Galería de las Estatuas. Este piso es el de mayor longitud, con un eje de ~615 m, y tiene unas dimensiones que superan los 10 m de anchura y los 15 m de altura, llegando a alcanzar la cota de 1.036 msnm en las dolinas de colapso existentes a su entrada (Ortega *et al.*, 2014). El nivel intermedio, donde se encuentra la Galería del Silo, presenta unas dimensiones sensiblemente más pequeñas que el superior, con un trazado sinuoso a lo largo de 500 m y con alturas de 2 a 4 m (Ortega Martínez, 2009). La edad mínima de formación para este piso es de 1,22 Ma (Parés *et al.*, 2016). El nivel inferior, de formación más reciente que los superiores (entre 0,78 y 0,93 Ma según Parés *et al.*, 2016), está formado por un largo enrejado de galerías y conductos. Los únicos dos conductos de Cueva Mayor

pertenecientes a este nivel son la Sima de los Huesos y la Gatera de las Oseras, situadas a cotas de unos 990 msnm (Ortega Martínez, 2009).

3.1.4 La Galería de las Estatuas

La Galería de las Estatuas, también conocida como del Betún debido a la abundante presencia de murcielaguina en uno de sus tramos, es una galería subhorizontal localizada en el sector noroeste del piso superior del sistema kárstico Cueva Mayor-Cueva del Silo, y comunica con la actual entrada de las cavidades (el denominado Portalón de Cueva Mayor) mediante un amplio espacio llamado Salón del Coro (**Fig. 3.1D**).

En su interior presenta una potente secuencia de relleno mixta conformada tanto por sedimentos carbonáticos de origen químico (espeleotemas) como por sedimentos detríticos (**Fig. 3.2**).

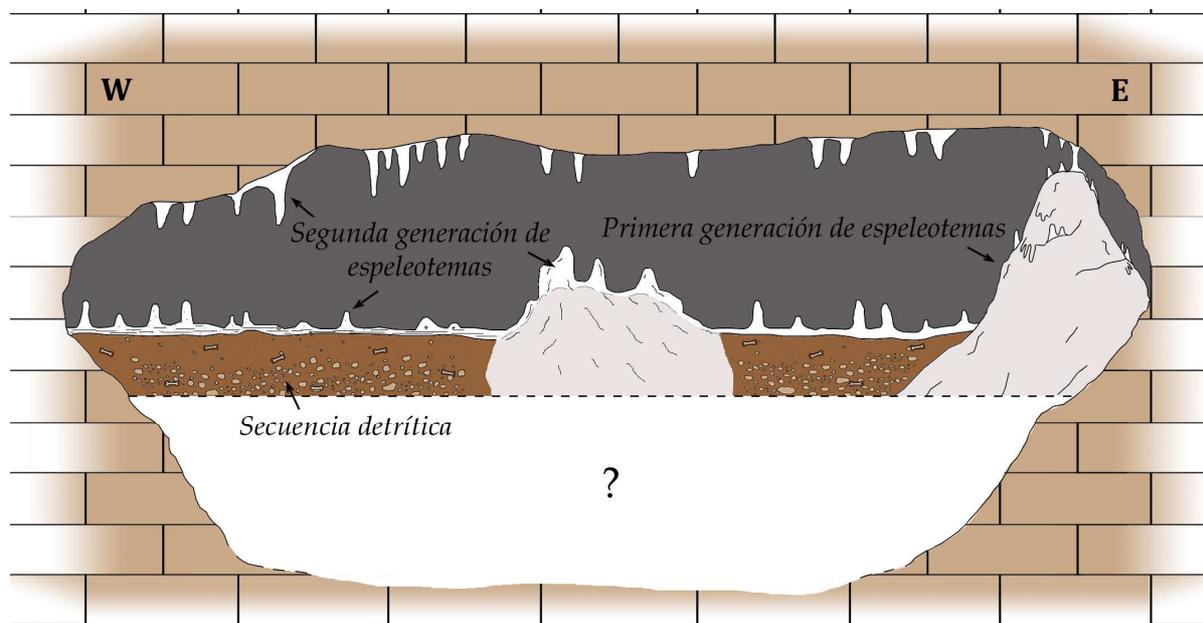


Fig. 3.2- Esquema estratigráfico general del sector norte de la Galería de las Estatuas de Cueva Mayor y relación entre las diferentes unidades de relleno endokárstico. Dibujo sin escalas.

Esta secuencia endokárstica comienza con una primera fase de formación de espeleotemas, actualmente muy erosionados y con alto grado de alteración, en la

que predominan las formas de flujo desde las paredes hasta el techo y que, en ocasiones, se originan por un elevado goteo creando grandes pilares de hasta 3,5 m de altura en su sector central, simulando grandes esculturas de las que toma nombre la Galería (**Fig. 3.3A**). Estos espeleotemas presentan también evidencias de corrosión por aguas anegadas, con tenues huellas de corriente (Ortega Martínez, 2009). Hasta la fecha no ha podido obtenerse una cronología precisa, pero los datos de paleomagnetismo (**Fig. 3.3B**) indican una polaridad inversa en el momento de su formación, coincidiendo seguramente con el cron Matuyama (>1,22 Ma según Parés *et al.*, 2016) y relacionándose con el descenso del nivel de base de las aguas freáticas y la formación de la terraza T2 del río Arlanzón (Ortega *et al.*, 2013).

La última fase de relleno endokárstico también se corresponde con una formación de espeleotemas que inician su desarrollo hacia los 14 ka BP (Martínez-Pillado *et al.*, 2010; 2014), con precipitados de tipo laminar de hasta 30 cm de espesor, que evolucionan a formas de goteo dando lugar a un extenso desarrollo de estalactitas y estalagmitas que cubren tanto el techo como el suelo de la cavidad, fosilizando un registro detrítico (**Figs. 3.2 y 3.3C**), que contiene un yacimiento arqueopaleontológico de cronología musteriense (Arsuaga *et al.*, 2017) y que se ubica cerca de una antigua entrada al complejo, actualmente fosilizada (Ortega *et al.*, 2014).

Como curiosidad, las estalactitas de esta fase de precipitación aparecen fracturadas con superficies de ruptura planas, probablemente debido a la acción humana. Por un lado, la creación de canteras para la extracción de dolomía cerca de la entrada a Cueva Mayor (Ortega Martínez, 2009) pudo dar lugar a la fracturación de las estalactitas. Además, cuando las cuevas de Atapuerca no estaban protegidas, los habitantes de las cercanías entraban en ellas y rompían y se llevaban los espeleotemas más vistosos a su alcance para usar como decoración; sirva como ejemplo la gran estalagmita que decora actualmente una fuente en el Paseo de la Isla de Burgos (**Fig. 3.3D**), cuyo expolio está bien documentado, ya que en 1880 se denuncia a un empresario vallisoletano por cargar un carro de estalactitas y estalagmitas extraídas de Cueva Mayor, que le son decomisadas y pasan a formar parte de esta fuente y de otra en Valladolid (www.atapuerca.tv).

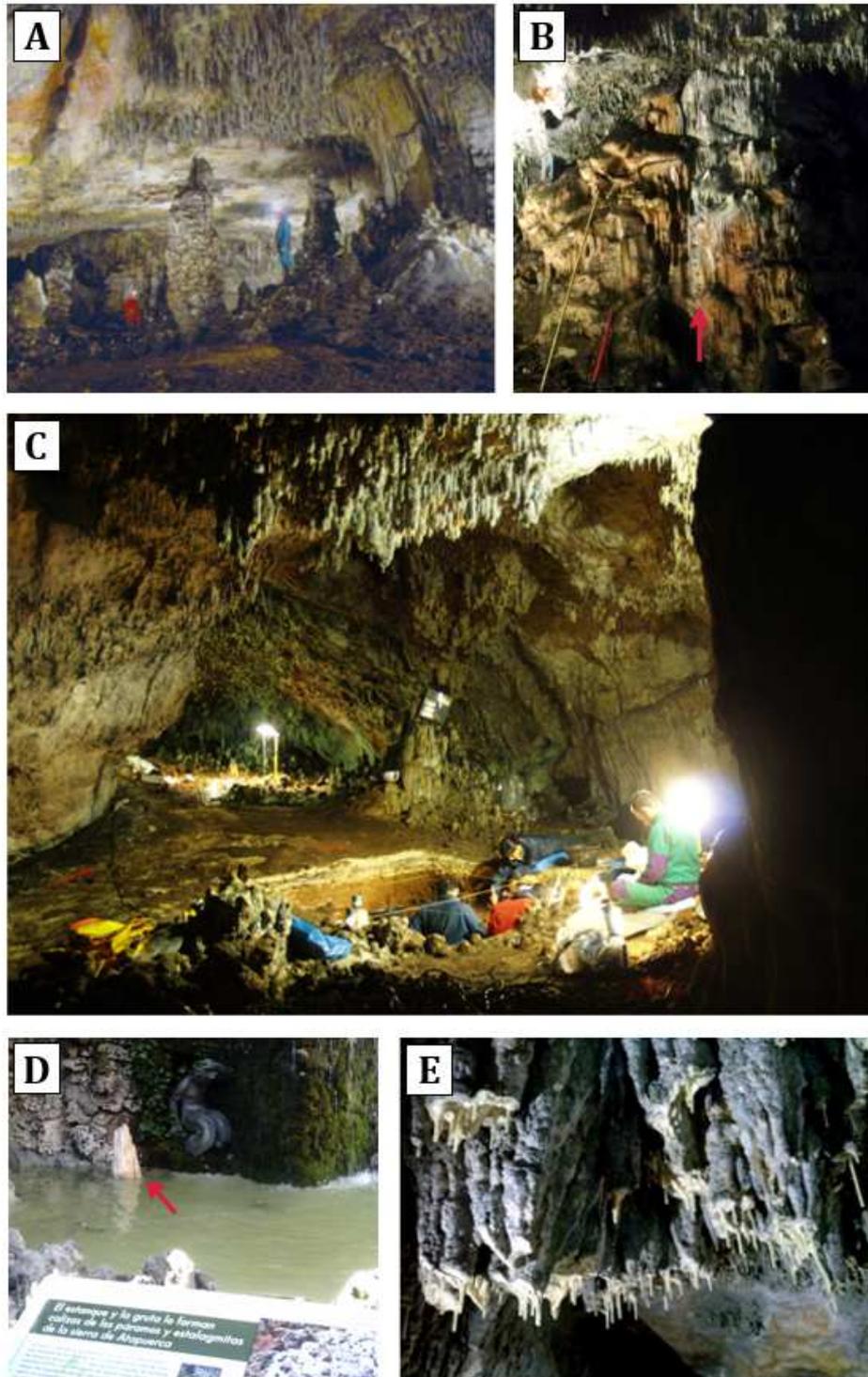


Fig. 3.3- A) Estalagmitas en el sector central de la Galería de las Estatuas, de las que toma nombre la galería. Estas formaciones pueden llegar a medir hasta 30 m de altura. Fotografía G.E. Edelweiss. B) Muestreo para dataciones por paleomagnetismo en la colada este de la cavidad, perteneciente a la primera generación de espeleotemas. C) Vista general del sector norte de la Galería de las Estatuas. En primer plano la Cata GE-I realizada para la excavación de los niveles arqueológicos pleistocenos. Se puede observar la secuencia detrítica sobre la que se genera la segunda generación de espeleotemas (el *flowstone* que la tapiza y las estalagmitas que crecen sobre él). Fotografía EIA. D) Estalagmita decorando una fuente en el Paseo de la Isla, en Burgos. E) Generación de *soda-straw* actuales formándose sobre la ruptura de las estalactitas de la segunda generación de espeleotemas.

Actualmente existe una fase de goteo activa en la Galería de las Estatuas, cubriendo los techos de las galerías de espeleotemas tipo *soda-straw*, que crecen sobre las estalactitas fracturadas (**Fig. 3.3E**).

La fase detrítica pleistocena que queda comprendida entre las dos etapas de crecimiento espeleotémico tiene un claro carácter alóctono, evidenciado por la presencia de cuarzo, filosilicatos y extraclastos de arenisca, gneis y óxidos de hierro (Aranburu *et al.*, 2012; Arsuaga *et al.*, 2017). En dos catas arqueológicas realizadas dentro del yacimiento, en el sector norte donde se encontraba la antigua entrada al sistema kárstico, (**Fig. 3.4**) se puede observar que el relleno alcanza una potencia de unos 2 m, identificando cinco niveles estratigráficos diferenciados por el contenido en limos y arcillas (**Tablas. 3.1 y 3.2**).

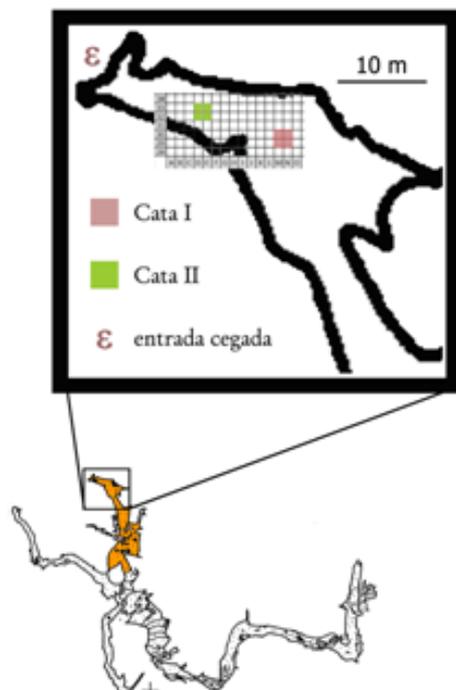
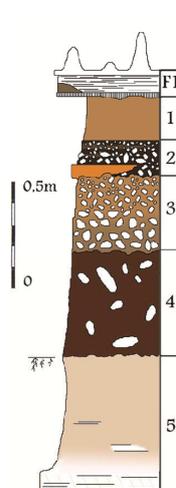


Fig. 3.4– Localización de las dos catas realizadas en el sector norte de la Galería de Estatuas (en la zona de la antigua entrada al complejo) para observar los niveles detríticos pleistocenos. Tomado de las memorias de excavación del Equipo de Investigación de Atapuerca.

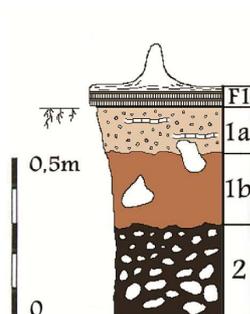
Todos los niveles de la secuencia estratigráfica presentan un alto contenido en clastos calizos procedentes del sustrato de la entrada de la cavidad, que pueden relacionarse con periodos fríos y áridos durante los que se produjo, posiblemente, crioclastia debido a una escasa cobertura vegetal y a su proximidad con el exterior. La llegada de estos clastos al interior de la cavidad se produjo por procesos de transporte en masa de densidad variable en las que el agua cargada en arcillas englobó y arrastró los clastos acumulados en la entrada de la cueva hacia el interior en un régimen climático húmedo.

Tabla 3.1- Columna estratigráfica de la cata GE-I y datos obtenidos para cada uno de los cinco niveles identificados en el yacimiento.



Nivel	Sedimento	Cantos	Litología						
			Matriz				Cantos		
			Q	Filos.	Calc.	Apto.	Cal/Dol.	Espel.	Otras rocas
1	Arcillas naranjas	Fragmentos milimétricos subhorizontales	42%	21%	37%	-	95%	4%	1%
2	Arcillas negras con niveles limosos naranjas	Abundantes. Su tamaño aumenta hacia la base del nivel.	57%	34%	9%	-	98%	2%	-
3	Limoarcillas anaranjadas más pardas hacia la base	Redondeados ortosoportados y tubulares en la base	29%	20%	46%	5%	97%	2%	1%
4	Arcillas oscuras	Decimétricos planares, aislados y muy heterométricos	29%	31%	40%	-	90%	2%	8%
5	Limoarcillas rosáceas con raíces a techo	No presenta	15%	8%	77%	-	-	95%	5%

Tabla 3.2- Columna estratigráfica de la cata GE-II y datos obtenidos para los dos primeros niveles del yacimiento.



Nivel	Sedimento	Cantos	Litología						
			Matriz				Cantos		
			Q	Filos.	Calc.	Apto.	Cal/Dol.	Espel.	Otras rocas
1a	Arenas claras con abundantes raíces	Subhorizontales blanquecinos alterados	43%	25%	29%	-	97%	5%	3%
1b	Arcillas anaranjadas	Decimétricos aislados	58%	25%	17%	-	90%	3%	7%
2	Sedimento limoarcilloso oscuro	Decimétricos abundantes de morfología angulosa.	55%	34%	7%	4%	80%	2%	18%

Datos obtenidos mediante georradar (Aranburu *et al.*, 2012) muestran la relación existente entre las fases de precipitación química y la sedimentación detrítica, alcanzándose una profundidad de estudio de casi 13 m. En el radargrama P1-P2 (Fig. 3.5A), realizado entre las dos catas, se observan los primeros tres metros de profundidad, caracterizados por la presencia de múltiples reflexiones. Un gran número de éstas están originadas por reflectores planos (a), aunque también se han registrado reflectores inclinados de mayor amplitud de reflexión (b). Éstos últimos presentan índices de reflexión correspondientes a materiales más duros (en la imagen en colores blancos y morados) al igual que la zona central de los reflectores planos (c).

Cabría relacionar la aparición de estos reflectores con las “raíces” o base de los espeleotemas de la primera fase de precipitación (**Fig. 3.5B**), mientras que los reflectores con coloraciones rojizas y verdosas se corresponderían con las fases arcillosas que conforman el yacimiento arqueológico.

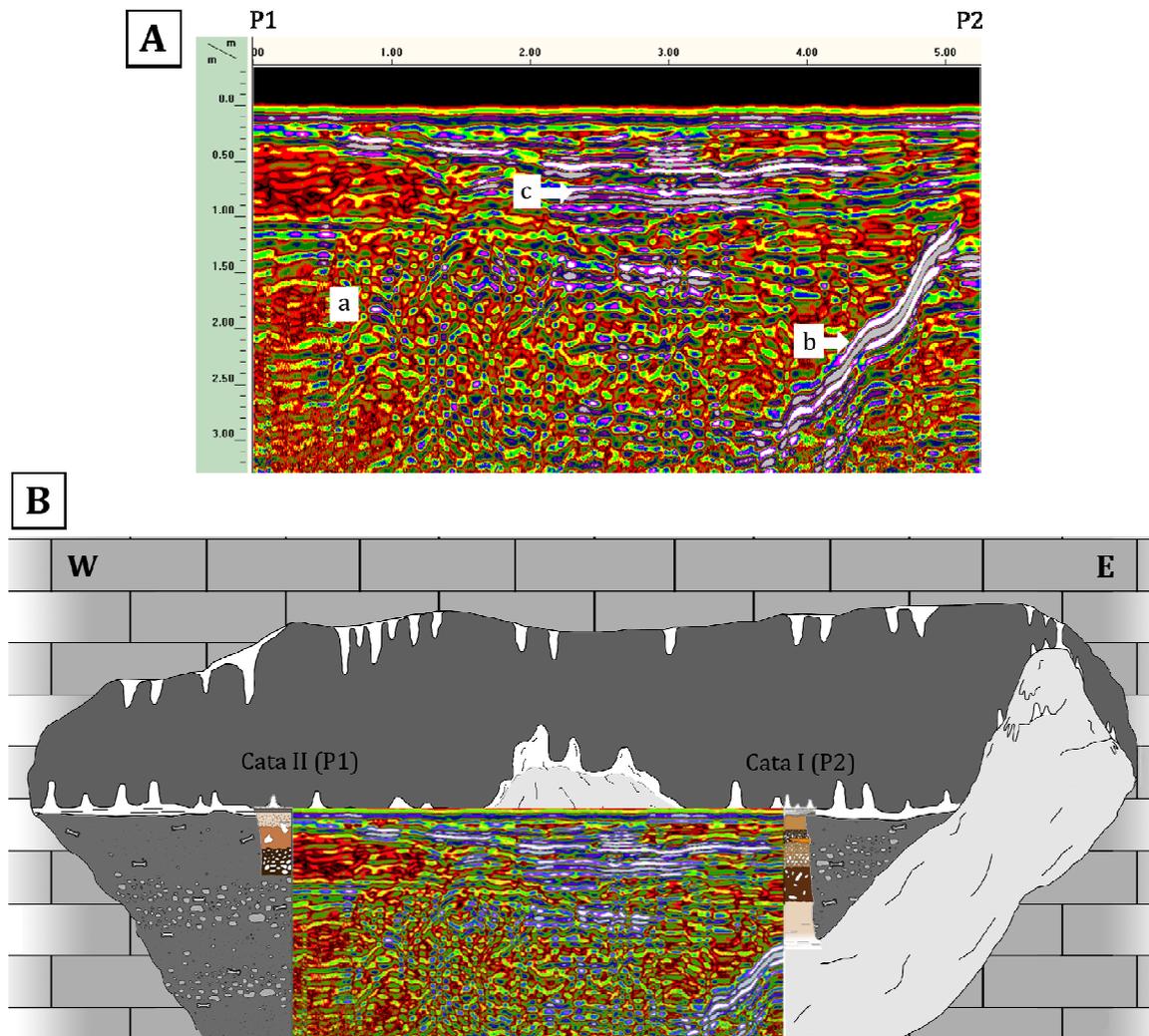


Fig. 3.5- A) Perfil de reflexión P1-P2 en el sector norte de la Galería de las Estatuas, a lo largo del tramo que une las dos catas realizadas para la excavación arqueopaleontológica. En el eje vertical se muestra la profundidad alcanzada por el georradar y en las abscisas la distancia horizontal entre ambas catas. Se ha utilizado un aparato GSSI SIR3000 con una antena de 400 MHz. B) Correlación entre el radargrama y el esquema estratigráfico de la Galería de las Estatuas. Dibujo sin escalar.

En el interior de la Galería de las Estatuas pueden encontrarse evidencias de la actividad humana en el karst, relacionada con el uso de la galería durante la Prehistoria reciente, representada por la aparición de una serie de estructuras negativas (silos) localizadas en su sector final (Ortega Martínez, 2009) (**Fig. 3.6A**).

En los cortes de estos silos se han encontrado restos óseos pleistocenos y su construcción, en algunos casos, ha roto estructuras neolíticas, destacando la presencia en el corte del silo 16 de restos de madera carbonizada, datados en 6.890 ± 40 BP, que indican una primera fase de actividad antrópica relacionada con fases del Neolítico antiguo (Ortega Martínez, 2009). Para esta autora la presencia de estos silos, junto con los documentados en el resto de galerías de Cueva Mayor, puede estar relacionada con el incremento demográfico e intensidad de las ocupaciones en la Sierra de Atapuerca a partir del Neolítico-Bronce Medio.

Cabe destacar, en la zona norte de la galería, la presencia de raíces de las encinas y quejigos que cubren la caliza de la cavidad y que cuelgan de los techos (**Fig. 3.6B**) indicando el escaso espesor de la roca en esta zona y la cercanía al suelo edáfico suprayacente (las bóvedas se encuentran a 1.020 msnm mientras que, en la vertical, la superficie está a cota de 1.027 msnm (Ortega Martínez, 2009)).

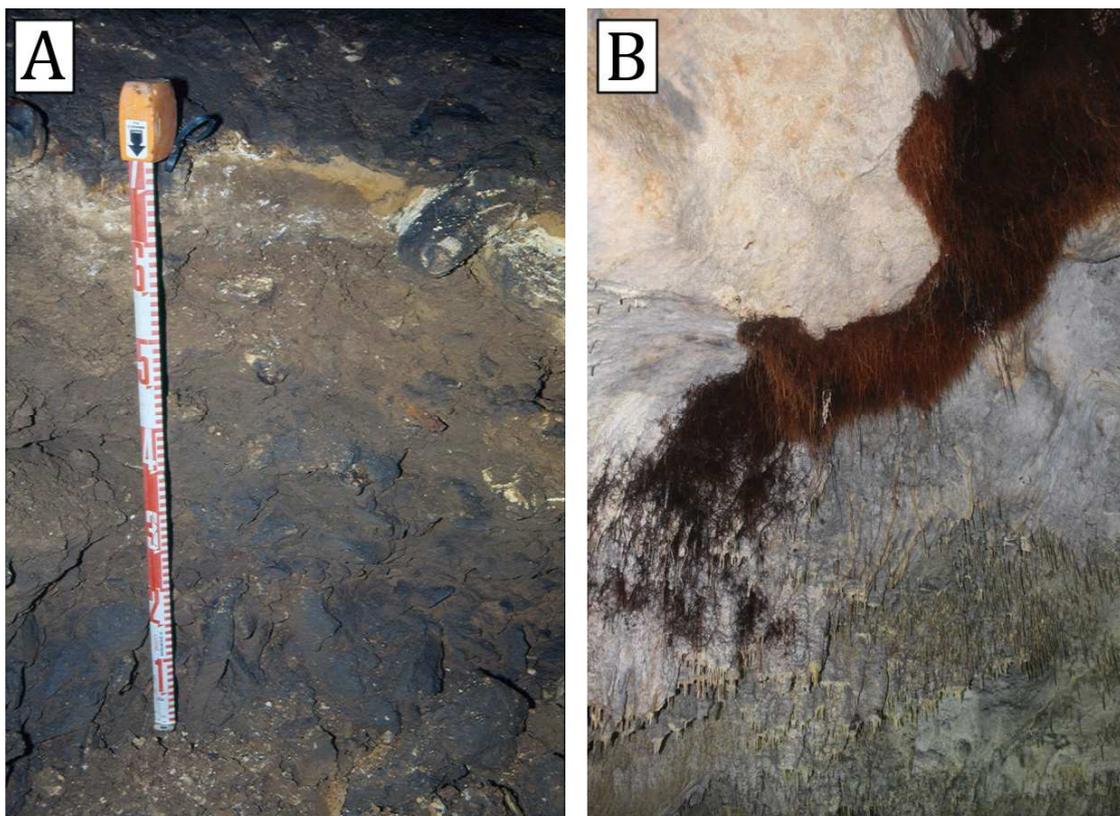


Fig. 3.6- A) Detalle de la estratigrafía de uno de los silos excavados en la Galería de las Estatuas. Imagen cedida por el G.E. Edelweiss. B) Raíces de los árboles que cubren la sierra y atraviesan la roca introduciéndose en la cavidad.

Parámetros ambientales

(Datos cedidos por el equipo de investigación del profesor Martín-Chivelet)

La temperatura media anual de la cueva es de $10,4 \pm 0,2^\circ\text{C}$, siendo la máxima anual de $10,5 \pm 0,2^\circ\text{C}$ y la mínima de $10,1 \pm 0,2^\circ\text{C}$, con una humedad relativa del 99%.

La presión de CO_2 observada, tanto para las aguas de goteo actuales como para el aire del interior de la cavidad son, respectivamente, $\log P(\text{CO}_2)_{\text{agua}} = -2,84 \pm 0,23$ y $\text{CO}_2(\text{ppmv})_{\text{aire}} = 1.505 \pm 523$.

Las medidas de pH del agua de goteo indican aguas ligeramente básicas (pH = $8,04 \pm 0,17$)

3.1.5 La Galería del Silo

La Galería del Silo es un tramo que comunica el Salón del Coro con la Sala de los Cíclopes, en el piso intermedio del sistema kárstico de Cueva Mayor-Cueva del Silo (Ortega Martínez, 2009), y que da acceso a la Sima de los Huesos (**Fig. 3.1D**), de la que recibe su nombre, ya que antiguamente a ésta se la conocía como El Silo.

Al igual que la Galería de las Estatuas, la Galería del Silo presenta varias fases de formación de espeleotemas (**Fig. 3.7**), la mayoría de ellos muy erosionados y en ocasiones hasta fracturados y colgados. La primera fase de precipitados químicos que pueden diferenciarse de manera visual son coladas altamente alteradas que forman grandes columnas desde el techo hasta el suelo, y que actualmente aparecen parcialmente cubiertas por una fase de relleno detrítico.

Una segunda fase espeleotémica puede identificarse rota y adherida a las paredes de la cavidad, a cotas de hasta 1,5 m por encima del suelo actual; se trata de fragmentos de una colada subhorizontal muy erosionada que marcan el nivel de un antiguo paleosuelo estalagmítico que, posiblemente, tapizaba la secuencia detrítica y que colapsó durante una fase de erosión posterior.

La fase de espeleotemas más moderna, exceptuando la actual formación de *soda straws*, está conformada por una fina colada laminar con algunos precipitados de goteo, que recubre el paleorrelieve post-erosivo a techo del relleno detrítico, en

cuyo nivel más superior pueden encontrarse fragmentos de huesos fósiles y madera carbonizada de cronologías holocenas, fruto de la actividad antrópica. Esta etapa de precipitación química puede correlacionarse con la última de la Galería de las Estatuas, formada también por una colada que tapiza la secuencia detrítica y que evoluciona a formas de flujo (**Fig. 3.2**).

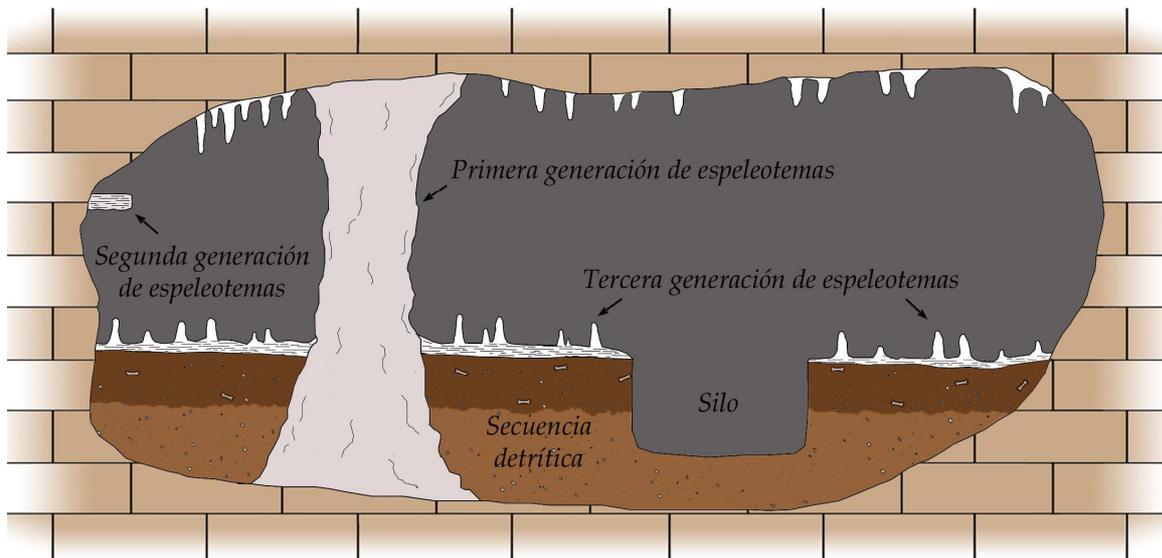


Fig. 3.7– Esquema estratigráfico general de una sección transversal de la Galería del Silo de Cueva Mayor y relación entre las diferentes unidades de relleno endokárstico. Dibujo sin escalas.



Fig. 3.8– A) Vista general de los silos excavados en el sedimento detrítico de la Galería del Silo. Imagen cedida por el G.E. Edelweiss. B) Detalle de uno de los silos en esta galería. Fotografía realizada por J.M. Parés.

La Galería del Silo también contiene un gran número de silos excavados durante la prehistoria (**Fig. 3.8**). En algunos sectores aparecen depósitos de guano y, puntualmente, restos de carbones relacionados con las actividades de uso de la cavidad por parte de las poblaciones humanas que habitaban la Sierra (Ortega Martínez, 2009).

3.2 LA CUEVA DE GOIKOETXE: La Sala Roja

3.2.1 Localización

La cueva de Goikoetxe, también llamada “Sistema Malloku”, se localiza dentro del karst de Peña Forua, en el municipio bizkaino de Busturia (**Fig. 3.9A**), dentro de la Reserva de la Biosfera de Urdaibai. Este área natural se enmarca dentro del estuario del río Oka y ocupa una superficie de más de 200 km², contando con una importante riqueza ecológica, tanto botánica como faunística, que le sirvió para ser declarada Reserva de la Biosfera por la UNESCO en 1984.

La entrada principal al sistema es una grieta llamada Goikoetxe Korta, ubicada dentro de la cuadra del caserío Goikoetxe (de donde toma su nombre la cueva), a una distancia de unos 6,5 km de la desembocadura del río Oka (**Fig. 3.9B**).

Geográficamente toda la comarca se articula en torno a la localidad de Gernika y a la ría del Oka, configurando un paisaje de colinas y valles, quedando limitada por la línea de costa al norte y el monte Oiz al sur, y flanqueada por una serie de montes de distintas alturas (Aranzabal y Maeztu, 2011).

A nivel geomorfológico cabe destacar un relieve estructural de tipo anticlinal diapírico con elevadas pendientes, y la presencia de materiales de diferente dureza ante la erosión, que dan como resultado resaltes de aquellos más competentes (calizas micríticas y areniscas del Cretácico Inferior), frente a los menos competentes, que aparecen en corredores y en valles más amplios, como la zona donde se encuentra Gernika y la propia ría, excavada en materiales triásicos.

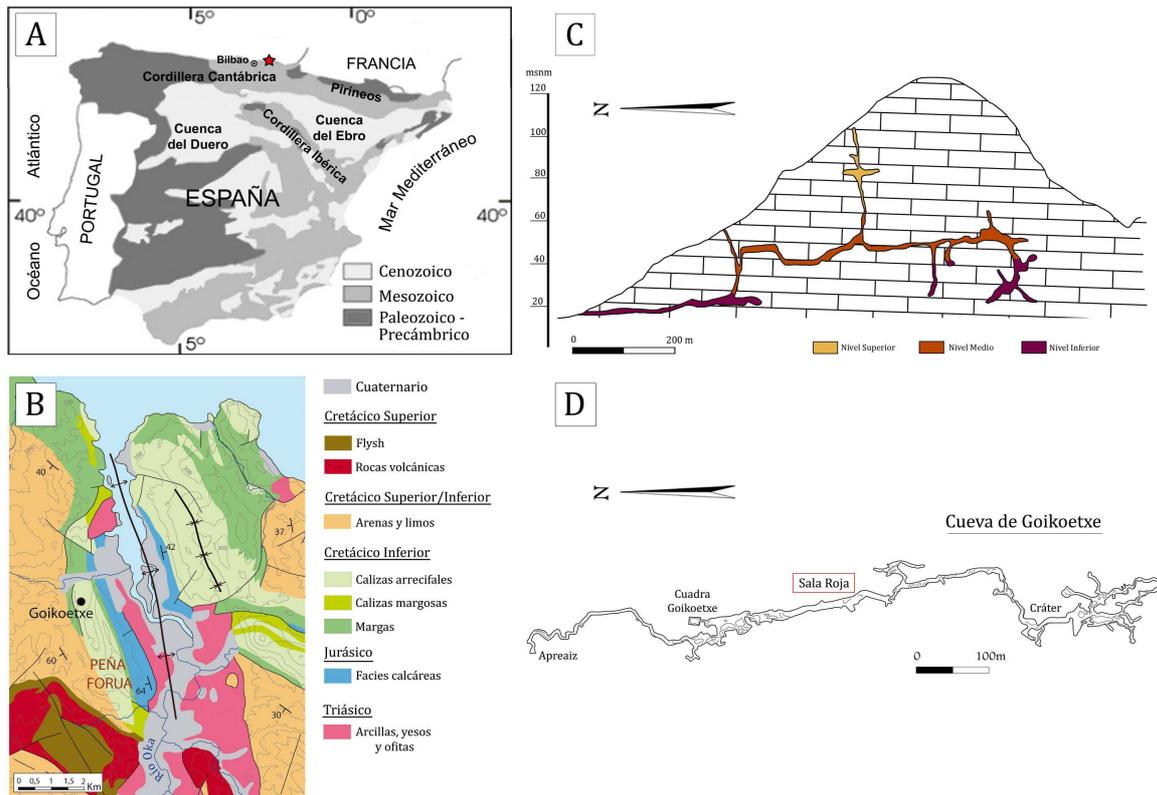


Fig 3.9- A) Localización del karst de Peña Forua (estrella roja). B) Mapa geológico del área de estudio y ubicación de la Cueva Goikoetxe (Modificado de Espejo-Molina, 1975 y Aranburu *et al.*, 2015). C) Sección del sistema kárstico Malloku con los tres niveles que lo forman (Modificado de Aranburu *et al.*, 2015) D) Planta del Sistema Malloku y localización de la cavidad estudiada (Modificado de Aranzábal y Maeztu, 2011).

3.2.2 Clima y Vegetación de la zona

La latitud es, probablemente, el factor geográfico que más condiciona el clima del País Vasco (entre los 42° y los 43,5°), caracterizado por unas condiciones templadas y húmedas durante todo el año.

La importante pluviosidad y la fuerte intensidad de las precipitaciones en toda la comunidad autónoma vasca se explica, fundamentalmente, por el factor orográfico. La orientación oeste-este de las sierras y el hecho de que las montañas vascas sean más bajas que las montañas de la Cordillera Cantábrica al oeste y las de los Pirineos al este, unida al efecto de succión de aire producido por la región ciclogénica del Mediterráneo occidental, es la causa de que con frecuencia el flujo general del oeste se tuerza hacia la cuenca mediterránea. La mayor o menor

pluviosidad de este clima viene definido no sólo por la cuantía de las precipitaciones sino también por su duración y distribución a lo largo del ciclo hidrológico. El tipo de precipitación más común es el sirimiri (una llovizna continua con gotas muy pequeñas), pero pueden producirse períodos de sequías y fenómenos extraños como lluvias torrenciales. El tiempo en que está lloviendo tiene en muchos casos mayor relevancia que la cantidad de lluvia caída (www.euskalmet.euskadi.eus).

Por su situación geográfica y su cercanía al mar Cantábrico, la Reserva de Urdaibai presenta abundantes precipitaciones (1.200 mm/año distribuidos de manera homogénea) siendo el periodo más lluvioso durante los meses de noviembre y diciembre, en los que se recogen entre 120-150 mm de precipitación media mensual. En verano se produce el periodo menos lluvioso, con una media de 50 mm durante el mes de Julio, sin que lleguen a registrarse menos de 30 mm en ningún mes (www.aemet.es).

En cuanto a la vegetación (www.urdaibai.org), Urdaibai presenta una alta diversidad de biotopos causada por la cercanía de la costa, por la variedad litológica del sustrato y por la abrupta orografía del terreno, que puede llegar a alcanzar hasta 1.000 m de desnivel. Predominan los elementos de distribución europea templada y los atlánticos, en consonancia con la ubicación del territorio, aunque puede encontrarse una importante representación de flora mediterránea asociada, principalmente, al encinar cantábrico.

Éste aparece tapizando los característicos crestones calizos, y está formado fundamentalmente por encina común (*Quercus ilex ilex*), sobre la que la hiedra (*Hedera hélix* L.) y la liana rubia (*Rubia peregrina* L.) forman una densa cubierta foliar que recubre los troncos, llegando muchas veces a alfombrar también el suelo del encinar. Otra especie trepadora importante es la zarzaparrilla (*Smilax aspera* L.), con tallos espinosos, que cuelga del entramado de la arboleda. En los claros y bordes del bosque aparecen dispersos algunos madroños (*Arbutus unedo* L.) y laureles (*Laurus nobilis* L.).

Los arbustos son frecuentemente espinosos y contribuyen a densificar aún más el sotobosque: labiérnago negro (*Phillyrea latifolia* L.), aladierno (*Rhamnus alaternus* L.), rosal siempreverde (*Rosa sempervirens* L.), brusco (*Ruscus aculeatus* L.), majuelo (*Crataegus monogyna*), cornejo (*Cornus sanguínea* L.), aligustre (*Ligustrum vulgare*

L.) y endrino (*Prunus spinosa*). El componente herbáceo tiene un menor desarrollo, con algunos helechos, gramíneas y otras plantas que sobreviven en la oscuridad perpetua del encinar. Son frecuentes los helechos (*Asplenium onopteris* L.), los aros (*Arum italicum* (Mill.) Raf.) y los lastones o rompebarrigas (*Brachypodium pinnatum* subsp. *rupestre* (L.) Beauv.).

En el interior del encinar abundan los prados, formados por arboledas de roble (*Quercus robur* L.), en las que también están presentes el fresno (*Fraxinus excelsior* L.), los arces (*Acer campestre* L. y *A. pseudoplatanus* L.) y el tilo (*Tilia platyphyllos* Scop.), entre los que aparecen algunos árboles de menor tamaño como el avellano (*Corylus avellana* L.), el acebo (*Ilex aquifolium* L.), el cerezo silvestre (*Prunus avium* L.) y el arce menor (*Acer campestre* L.).

En los suelos desarrollados sobre rocas ácidas como areniscas, cuarcitas o granitos, también está presente el bosque de robledal, pero aquí se encuentra combinado con el rebollo (*Quercus pyrenaica*), el abedul (*Betula pubescens* Ehrh.) y algunos castaños (*Castanea sativa* Mill.), producto de la plantación humana en tiempos pasados. En el interior del bosque se desarrolla un tenue estrato arbustivo a base de acebo (*Ilex aquifolium* L.), arraclán (*Rhamnus frangula* L.), peral silvestre (*Pyrus cordata* Desv.), majuelo (*Crataegus monogyna*), zarzamora (*Rubus ulmifolius* Schott.) y algunos matorrales como los brezos (*Daboecia cantábrica* (Huds.) K.Koch., *Erica vagans*, *Erica cinerea* L. y *Calluna vulgaris*), el arándano (*Vaccinium myrtillus* L.) o las argomas (*Ulex gallii* Planch. y *U. europaeus* L.). Destacan por su abundancia una gran variedad de helechos, hiedras y madreselvas.

En las orillas de ríos se desarrollan densos bosques de alisos (*Alnus glutinosa* (L.) Gaertn.), sobre suelos casi permanentemente encharcados, entre los que aparece algún fresno (*Fraxinus excelsior*), sauces (*Salix atrocinerea* Brot.) y avellanos (*Corylus avellana*).

Entre la gran riqueza florística del estuario se pueden encontrar más de 600 especies diferentes, entre las que se incluyen taxones endémicos como *Cytisus commutatus* (Willk.) Bricq., asociada a los claros de los encinares y robledales, o la *Armeria euscadiensis* Donad. & Vivant., que crece en las laderas con influencia marina de los roquedos silíceos.

3.2.3 Geología y karst

El karst de Peña Forua se localiza en el flanco norte del anticlinal diapírico de Gernika (Morales Juberías y Fernández de Valderrama, 2010). Se desarrolla sobre calizas arrecifales del Albiense-Aptiense en facies Urganiano, emergidas y deformadas durante la orogenia Alpina, desde el Eoceno hasta el Mioceno (García-Mondéjar *et al.*, 1985). Es en esta época cuando comienza el proceso de karstificación, dando lugar a un paisaje bien definido de tipo *cone-doline* (Aranburu *et al.*, 2015).

El sistema kárstico, desarrollado en la caliza Azbiribil (350 msnm) presenta una red principal de galerías a lo largo de 3.400 m de recorrido con orientación N-S (**Fig. 3.9C, D**). Comprende tres niveles subhorizontales de marcado origen freático que presentan cambios bruscos en la dirección de las galerías debido al intenso control estructural, y una ampliación de la cavidad donde varias discontinuidades coinciden. El nivel activo del karst (a unos 30 msnm) recibe agua autóctona de la zona de recarga, marcada por un amplio desarrollo de sumideros, así como agua alóctona procedente de los macizos siliciclásticos que drenan a través de pequeños cursos de agua que recorren lateralmente al karst. El nivel intermedio (a unos 50 msnm) constituye el 80% del sistema kárstico, e incluye abundantes formaciones de espeleotemas y depósitos terrígenos. En el nivel superior (a unos 80 msnm), que está prácticamente colmatado de sedimentos, ha sido posible explorar sólo unos metros (Aranzabal y Maeztu, 2011).

3.2.4 La Sala Roja

La Sala Roja (**Fig. 3.9D**) está ubicada en el piso intermedio del Sistema Malloku, piso con desarrollo subhorizontal con techos planos y paralelos a la estratificación, que sugieren la existencia de una disolución diferencial a favor de la estratificación, quizás acentuada por la existencia de calcita hidrotermal (Aranzabal y Maeztu, 2011).

La Sala Roja presenta una secuencia de relleno mixta formada por sedimentos detríticos siliciclásticos como cantos, gravas y arenas de origen fluvial (Edeso *et al.*, 2011) principalmente a la base, y precipitados químicos (coladas de tipo *flowstone*,

estalagmitas y estalactitas) en la parte superior. Su secuencia estratigráfica presenta una ruptura con erosión (o vaciado) del relleno detrítico, que provoca la fractura y el basculamiento de bloques de colada con sus estalagmitas asociadas. Tras esta fase de erosión y desprendimiento crece una segunda generación de espeleotemas de carácter netamente vadoso, con formas de goteo de hasta 5 m de altura (Aranburu *et al.*, 2011) (**Fig. 3.10**).

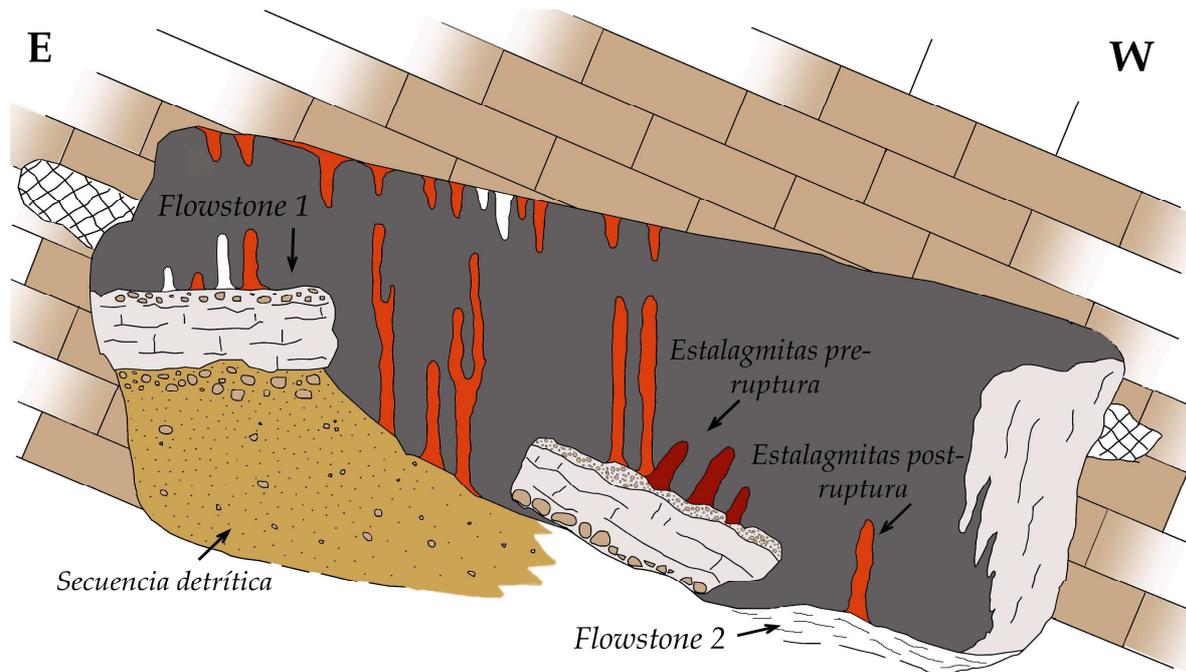


Fig. 3.10– Esquema estratigráfico general de la Sala Roja de Goikoetxe y relación entre las diferentes unidades de relleno endokárstico. Dibujo sin escalas.

La característica más distintiva de los espeleotemas de la Sala Roja de Goikoetxe (**Fig. 3.11A**) es la coexistencia de abundantes formaciones coloreadas (desde color miel a rojo) con algunas estalagmitas blancas o incluso delgadas estalactitas tubulares incoloras en la segunda generación de espeleotemas (**Fig. 3.11B**). Esta coloración en los espeleotemas podría estar relacionada con la presencia de cationes incorporados durante el crecimiento cristalino, aunque también puede deberse a inclusiones de otros minerales o a la presencia de defectos cristalinos. Vadillo y Barberá (2011) realizaron un estudio del quimismo de las aguas de goteo a lo largo del segundo nivel de la cueva Goikoetxe, recogidas bajo estalactitas de diferente coloración para buscar una correlación entre ésta y la

concentración de metales (Fe, Mn y Al) mediante ICP-MS. Los resultados no mostraron ninguna diferencia que permitiera diferenciar la composición de las aguas sobre las estalagmitas rojas y sobre las blancas. Tampoco el estudio del carbono orgánico total en el agua dio resultados que permitieran relacionar la coloración rojiza de algunos de los espeleotemas con la inclusión de materia orgánica proveniente de la cobertura vegetal del macizo (Vadillo y Barberá, 2011).

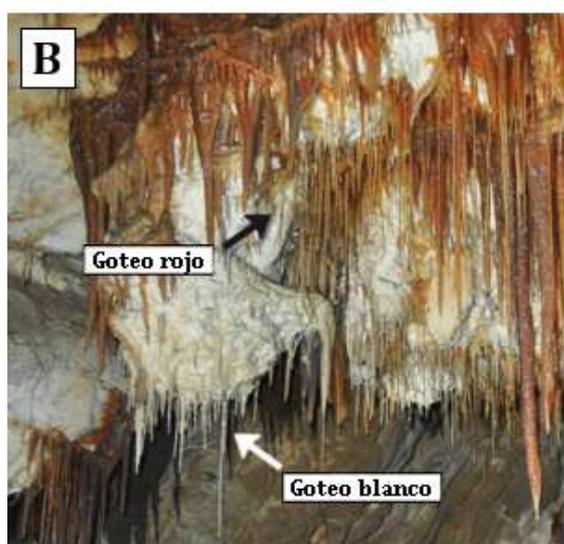


Fig. 3.11- A) Vista general de la Sala Roja, donde abundan las formaciones de espeleotemas de coloración rojiza, de las que toma nombre la cavidad. B) Detalle de las diferencias en la coloración de los goteos de la Sala Roja, generando estalactitas blancas y rojas. Fotografías del G.E. ADES.

Respecto a la secuencia detrítica, se ha estimado una potencia del relleno sedimentario entre los 150 y los 200 cm, asentándose directamente sobre el sustrato rocoso, en los que se reconocen 8 unidades estratigráficas bien diferenciadas. Todas ellas están formadas por gravas y cantos redondeados embebidos en una matriz arenosa en la que, en ocasiones, se reconocen laminaciones de corriente y se observa una ligera imbricación de los cantos. Estas unidades aparecen diferenciadas entre sí por superficies erosivas indicativas de procesos de desmantelamiento, producidos por variación en las condiciones climáticas (Edeso *et al.*, 2011). Según estos autores, la presencia de fauna pleistocena en la secuencia sedimentaria ha permitido enmarcarla dentro del estadio isotópico marino MIS-7 (~212.000 años BP).

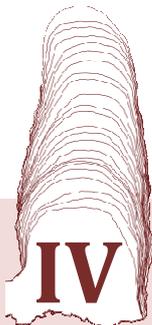
Parámetros ambientales

(Datos cedidos por el Grupo Espeleológico ADES)

La temperatura media anual de la cueva es de 12,67°C, siendo la máxima anual de 12,69°C y la mínima de 12,51°C, con una humedad relativa del 100%.

El sensor de CO₂ ha proporcionado datos claramente erróneos (desde -8.000 a +25.000 ppm), por lo que se han eliminado.

Las medidas de pH del agua de goteo indican aguas ligeramente básicas con una media de $8,02 \pm 0,34$.



CAPÍTULO IV

**FORMACIONES ESPELEOTÉMICAS
EN ATAPUERCA**

CAPÍTULO IV. FORMACIONES ESPELEOTÉMICAS EN ATAPUERCA

4.1 PARÁMETROS QUE CONTROLAN LOS DISTINTOS TIPOS DE ESPELEOTEMAS

4.2 CARACTERIZACIÓN DE LOS DIFERENTES PRECIPITADOS EN ATAPUERCA

- Estalagmitas, estalactitas y *soda straws*
- Coladas, *gours* y coraloides
- Calcita *spar* y calcita flotante
- *Moonmilk*

4.3 DISTRIBUCIÓN Y CRONOLOGÍA

- Estalagmitas, estalactitas y *soda straws*
- Coladas, *gours* y coraloides
- Calcita *spar* y calcita flotante

4.4 EDADES DE FORMACIÓN DE ESPELEOTEMAS EN EL NORTE PENINSULAR

4.5 CONCLUSIONES

CAPÍTULO IV. FORMACIONES ESPELEOTÉMICAS EN ATAPUERCA

4.1 PARÁMETROS QUE CONTROLAN LOS DISTINTOS TIPOS DE ESPELEOTEMAS

En el Capítulo I, Apartado 1.3.2, se han visto las distintas variedades de espeleotemas que existen y los diferentes procesos que las forman.

La **Tabla 4.1** recoge un resumen de las mismas junto a sus mineralogías principales, así como las fuerzas físicas que predominan durante su crecimiento. Las tres fuerzas principales que controlan los mecanismos de formación y crecimiento de espeleotemas tras la desgasificación del CO₂ son la gravedad, la tensión superficial y la fuerza de cristalización (Bodego *et al.*, 2014).

Tabla 4.1- Formas de espeleotemas de carbonato. ¹Grav.= Crecimiento influenciado por la gravedad. T.S.= Crecimiento dominado por la tensión superficial. F.C.=Crecimiento controlado por la fuerza de cristalización. Modificado de Bodego *et al.* (2014).

FORMA	ESPELEOTEMA	MINERALOGÍA	FUERZAS ¹
GOTEO	Macarrones (<i>Soda straw</i>)	Aragonito	Grav./T.S.
	Estalactitas	Calcita/Aragonito	Grav./T.S.
	Estalagmitas	Calcita/Aragonito	Grav.
	Columnas	Calcita	Grav./T.S.
	Coraloides	Aragonito/Calcita	Grav./T.S./F.C.
FLUJO	Coladas (<i>flowstones</i>)	Calcita	Grav.
	Banderas	Calcita	Grav./T.S.
	<i>Gours</i>	Calcita	Grav.
	Coraloides	Aragonito/Calcita	T.S./F.C./ (Grav.)
CAPILARIDAD	Helictitas	Calcita	T.S./F.C./ (Grav.)
	Coraloides	Aragonito/Calcita	T.S./F.C.
AGUA ESTANCADA	Calcita <i>spar</i>	Calcita	T.S./F.C.
	Calcita flotante	Calcita	T.S./Grav.
CONDENSACIÓN	Toberas	Calcita	F.C.
	<i>Moonmilk</i>	Calcita/Hidromagnesita	F.C.

Por un lado, los diferentes tipos de espeleotemas, o las distintas formas, dependen de los mecanismos hídricos que controlen su formación: goteo desde el techo de las cavidades, flujos de agua laminar por las paredes o los suelos, infiltración de agua por capilaridad... y su crecimiento puede estar condicionado, bien por un único mecanismo, o por la combinación de varios de ellos.

La gran mayoría de los espeleotemas se generan en cavidades englobadas en rocas carbonáticas, típicamente de caliza (CaCO_3) y/o dolomía ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$). Este tipo de rocas son las más susceptibles de acumular y transportar agua, creando acuíferos en su interior. Su permeabilidad depende de la facilidad para filtrar el agua a través de la porosidad de la roca, mediante fisuras o grietas, o por corrientes subterráneas (Fairchild y Baker, 2012). Dependiendo de la manera en que se infiltre el agua en el interior de la cavidad se darán los diferentes mecanismos hídricos que den lugar a la formación de los espeleotemas.

Además, la litología de la roca en la que se englobe la cavidad, y por tanto, la litología que atraviese el agua para llegar a su interior, dará lugar a las distintas mineralogías que pueden constituir los espeleotemas. Las más comunes en karst carbonáticos son la calcita y su polimorfo, el aragonito, y son los más utilizados para realizar reconstrucciones paleoclimáticas (Fairchild y Baker, 2012).

En la Sierra de Atapuerca, como se ha visto en el capítulo anterior, predominan los materiales calizos, aunque existen algunas zonas dolomitizadas en los materiales que conforman el karst (Aranburu *et al.*, 2017). Esta dolomitización, de carácter irregular, presenta una microporosidad intercristalina mayor que la roca caliza y permite la abundante formación de espeleotemas de goteo, como estalagmitas y macarrones, distribuidos homogéneamente por los techos de los dos pisos superiores. La formación de espeleotemas de flujo, en su mayoría coladas, obedece, sin embargo, a la presencia de fisuras en la roca (generalmente caliza) o al agua excedente del goteo que se acumula en paredes y suelos creando tapices de hasta 10 cm de espesor.

4.2 CARACTERIZACIÓN DE LOS DIFERENTES PRECIPITADOS EN ATAPUERCA

El sistema kárstico de Atapuerca presenta una rica variedad de espeleotemas, tanto en diversidad de formas como en edades de formación. La identificación de las fábricas texturales que en ellos aparecen, así como la interpretación ambiental derivada de ellas, se ha basado en los trabajos de Frisia *et al.* (2000; 2002), Frisia y Borsato (2010) y Frisia (2015) principalmente.

Estalagmitas, estalactitas y soda straws

Estos espeleotemas de goteo aparecen de forma muy abundante en los pisos superior e intermedio del karst, en las zonas alejadas de las actuales entradas al sistema kárstico. Pueden encontrarse al menos tres fases de formación diferentes de espeleotemas de goteo: La más antigua, con grandes estalagmitas que forman pilares de más de tres metros de altura y que incluyen un componente de precipitación por flujo, la segunda fase, formada por estalagmitas y estalactitas de alturas en torno a los 30 cm (**Fig.4.1A**) y una más moderna, casi actual, que comprende macarrones (*soda straw*) con longitudes de unos 5 cm (**Fig.4.1B**).

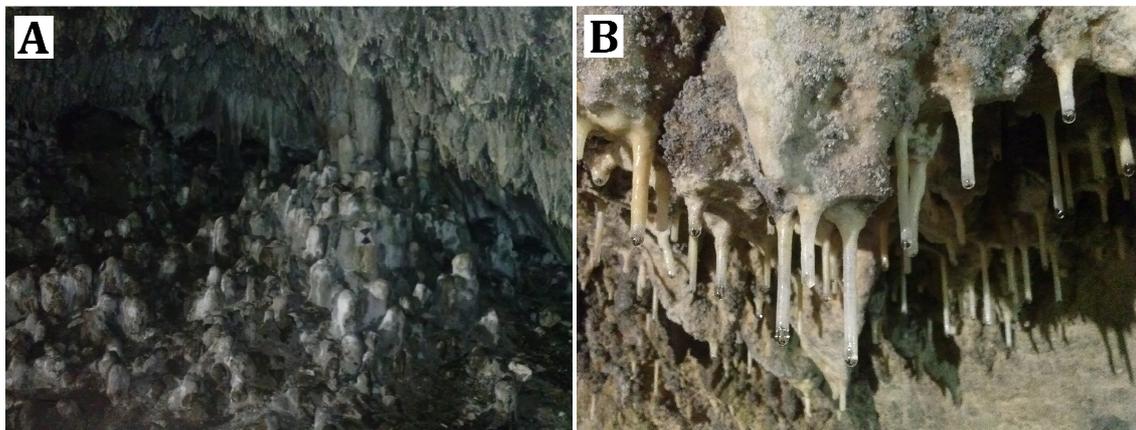


Fig. 4.1 – **A)** Fase de goteo formada por estalactitas y estalagmitas en el piso superior del karst. **B)** Fase de precipitación activa de formas tipo macarrón o *soda straw*, también presentes en este piso.

Las estalagmitas de la segunda fase presentan morfologías generalmente cilíndricas y en ellas, de forma general, sólo se aprecia un único punto de goteo. Las fábricas texturales identificadas son, en su mayor parte, de tipo dendrítico abierto

con algunos intervalos en los que esta fábrica aparece modificada a tipo cerrado, indicativo de unas condiciones climáticas variables (**Fig.4.2a**). En los tramos finales del crecimiento de todas las estalagmitas observadas, la textura dendrítica varía a microcristalina, asociándose ésta a unas sucesiones de niveles negros que parecen influir en el crecimiento y disposición de los cristales carbonáticos (**Fig.4.2b**). Esta fábrica cristalina se relaciona con menores tasas de goteo y la presencia de inhibidores del crecimiento.

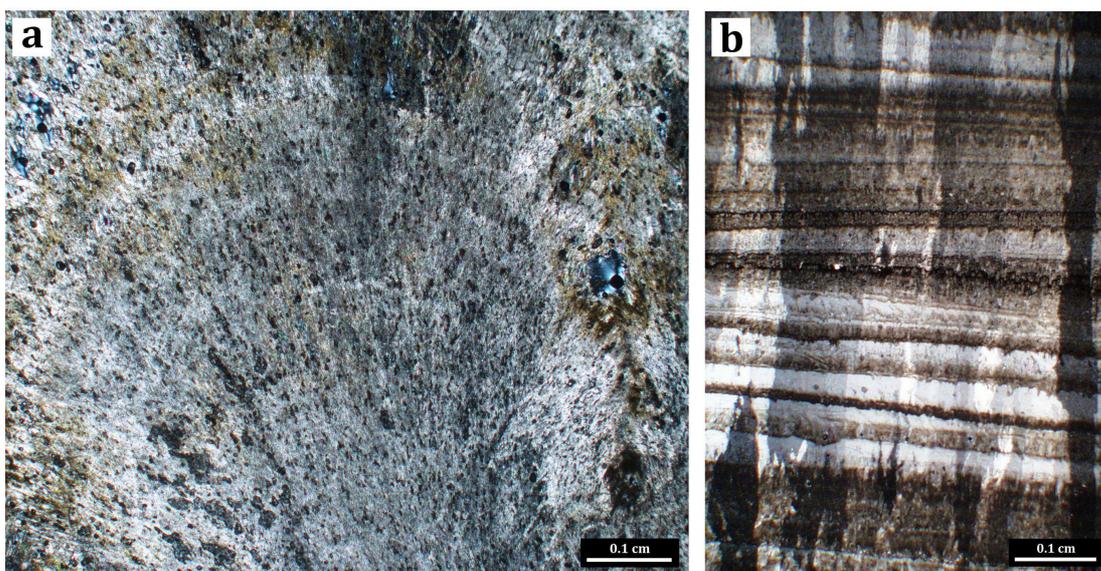


Fig. 4.2 – Fábricas texturales más comunes en los cristales carbonáticos en las estalagmitas de Cueva Mayor vistas bajo microscopio óptico. **a)** Fábrica dendrítica, que domina a lo largo de todas las estalagmitas estudiadas. **b)** Fábrica microcristalina, asociada a láminas de color negro intercaladas entre los cristales de carbonato.

Los macarrones aparecen formando cilindros huecos de cristales semitransparentes, desarrollándose directamente sobre los techos de las cavidades o sobre la fase anterior de estalactitas.

Coladas, gours y coraloides

Los espeleotemas precipitados a partir de flujos de agua laminares son los más abundantes en el karst de la Sierra de Atapuerca, encontrándose de manera regular en todos los pisos del sistema kárstico, tanto en zonas cercanas a las entradas del sistema como en las más alejadas. Con frecuencia aparecen intercalados en el

registro sedimentario detrítico o, de forma más común, tapizándolo y formando los suelos actuales de las galerías (**Fig. 4.3a**).

Las coladas tienen espesores de entre 5 y 20 cm y están compuestas por una alternancia de texturas carbonáticas columnares, dendríticas o microcristalinas (**Fig. 4.3b**) y láminas micríticas ricas en granos de cuarzo y filosilicatos (**Fig. 4.3c**) derivados de las arcillas presentes en el suelo de la cavidad. La formación de estos espeleotemas se relaciona con un mayor aporte hídrico dentro de la cavidad y una saturación en carbonato relativamente constante. La presencia de texturas dendríticas dentro de las coladas es indicativa de periodos de menor flujo en los que los cristales pueden desarrollarse en la lámina de agua.

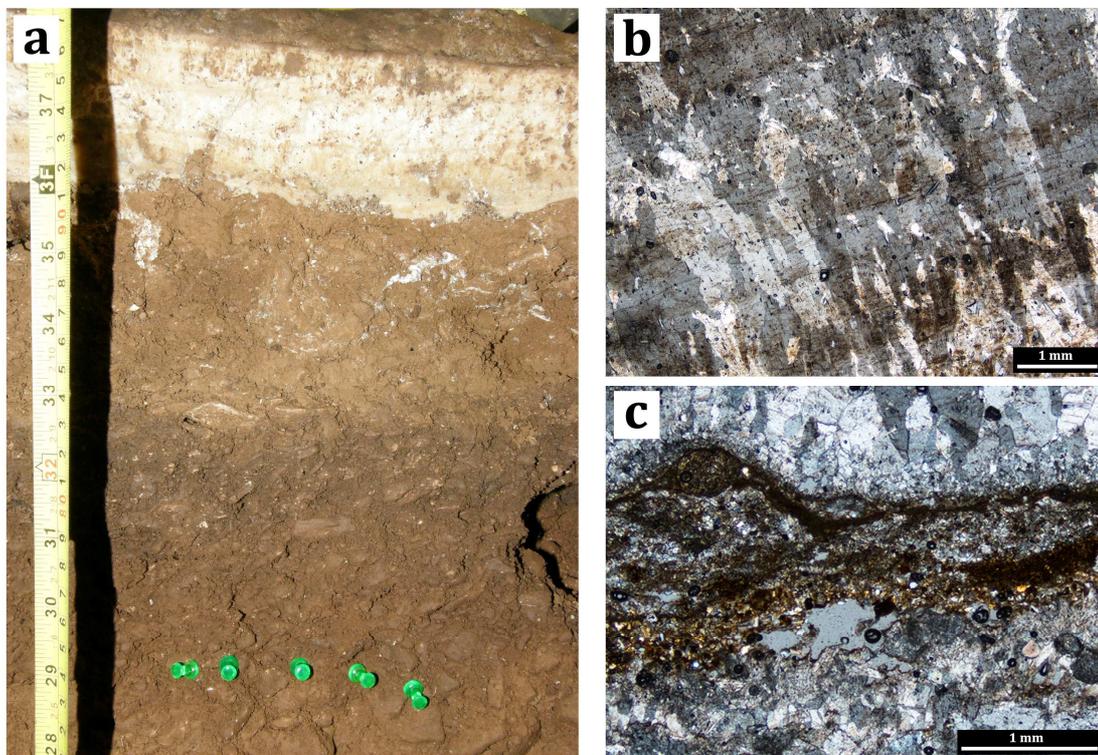


Fig. 4.3- a) Colada o *flowstone* tapizando la secuencia detrítica de la Galería de Estatuas y formando el actual suelo de la cavidad. b) Textura microcristalina en los cristales carbonáticos vista bajo microscopio óptico. c) Lámina detrítica rica en cuarzo y filosilicatos, intercalada entre los cristales carbonáticos bajo microscopio óptico.

Los *gours*, que pueden observarse sobre las coladas anteriores (**Fig. 4.4**), parecen ser resultado de pequeñas turbulencias en los flujos de agua (muy continuos) ocasionadas al cambiar la dirección de los mismos. Muchos de ellos aparecen ligados a la base de columnas o grandes estalagmitas, formados por exceso

hídrico durante el goteo, produciéndose un flujo de agua vertical que resbala por las mismas formando un tapiz a su alrededor.



Fig. 4.4- Pequeños *gours* formados sobre una colada previa en la Galería del Silo. Fotografía de A. Aranburu.

Los coraloides pueden encontrarse en el nivel intermedio del karst de Atapuerca, en zonas cercanas a antiguas entradas del sistema. Aparecen en asociaciones ramificadas sobre bloques y cantos de caliza intercalados en las secuencias estratigráficas (**Fig. 4.5**). Estas formaciones tienen morfologías globosas de entre 0,5 y 2 cm de altura y presentan su mayor desarrollo en dirección perpendicular a la superficie, en el punto de mayor convexidad del sustrato, con una limitada continuidad lateral.

Como se ha visto en el Capítulo I, Apartado 1.3.2, los coraloides (también denominados *pop corns*) pueden tener distintos orígenes, tanto subaéreos como freáticos. Los que aparecen en el karst de la Sierra de Atapuerca, debido a sus morfologías y a las fábricas cristalinas identificadas en ellos, se asocian a finas láminas de aguas semiestancadas o de débil escorrentía en un ambiente subaéreo que permiten la precipitación del carbonato disuelto en ellas, de manera similar a los estudiados por algunos autores (Self y Hill, 2003; Cuevas González *et al.*, 2006; Caddeo *et al.*, 2015).



Fig. 4.5- Espeleotemas tipo coraloides o *pop corn* sobre un canto de caliza *in situ* dentro de la secuencia estratigráfica de Gran Dolina.

A nivel petrológico se pueden apreciar dos etapas diferentes en su desarrollo: Los coraloideos propiamente dichos, formando agregados de individuos esferoidales con fábricas cristalinas calcíticas de tipo columnar fascicular (**Fig. 4.6a, b**) típicas de espeleotemas precipitados a partir de flujos laminares de agua en cavidades formadas en roca dolomítica (Frisia, 2015). Previa a esta fase globular aparece otra fase de crecimiento más laminar en la que predominan las fábricas aciculares (**Fig. 4.6c, d**). Ambas etapas de precipitación carbonática alternan las fábricas cristalinas con niveles micríticos.

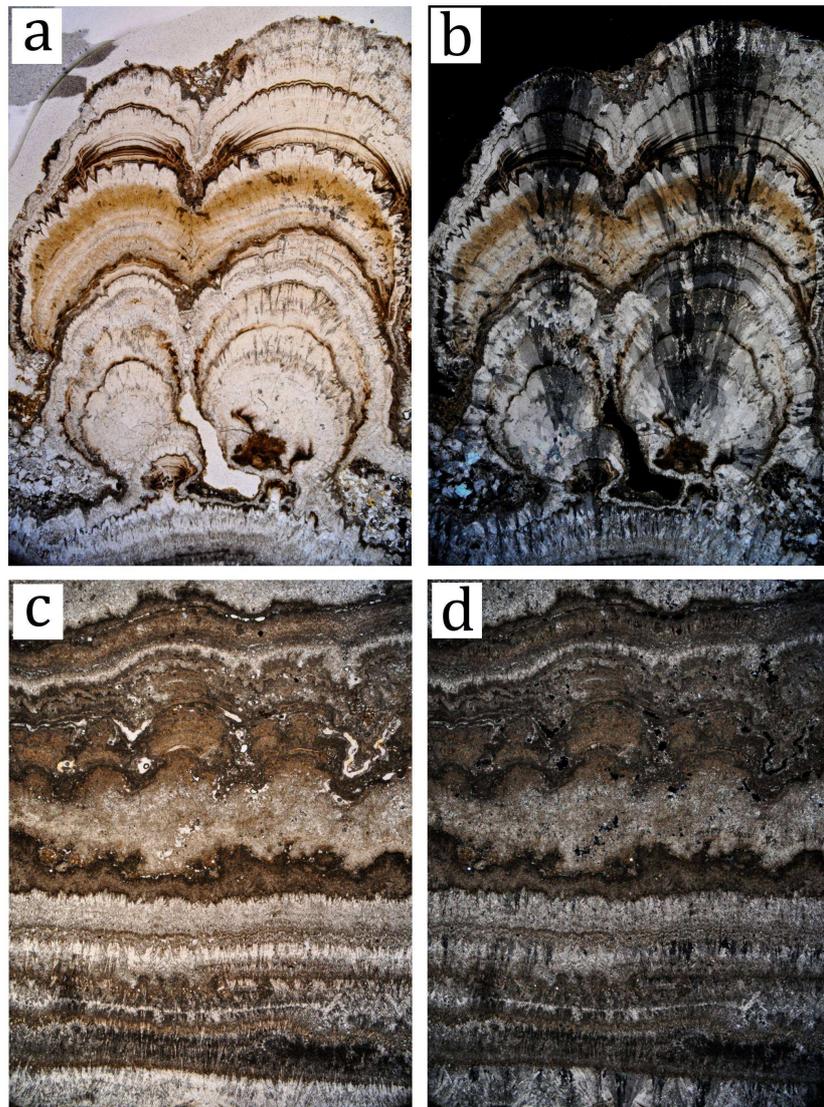


Fig. 4.6 - Variaciones en el desarrollo de los espeleotemas tipo coraloide vistas bajo microscopía óptica con luz normal y bajo luz polarizada. **a y b**) Formas globosas con fábricas cristalinas de tipo columnar fascicular. **c y d**) Formas laminares con fábricas cristalinas aciculares.

Calcita spar y calcita flotante

Estas formas se localizan exclusivamente en el piso inferior del karst, y aparecen incluidas en el interior de la secuencia sedimentaria detrítica como vestigios de antiguas piscinas formadas durante intervalos de detención en la sedimentación de arcillas (Aranburu *et al.*, 2017).

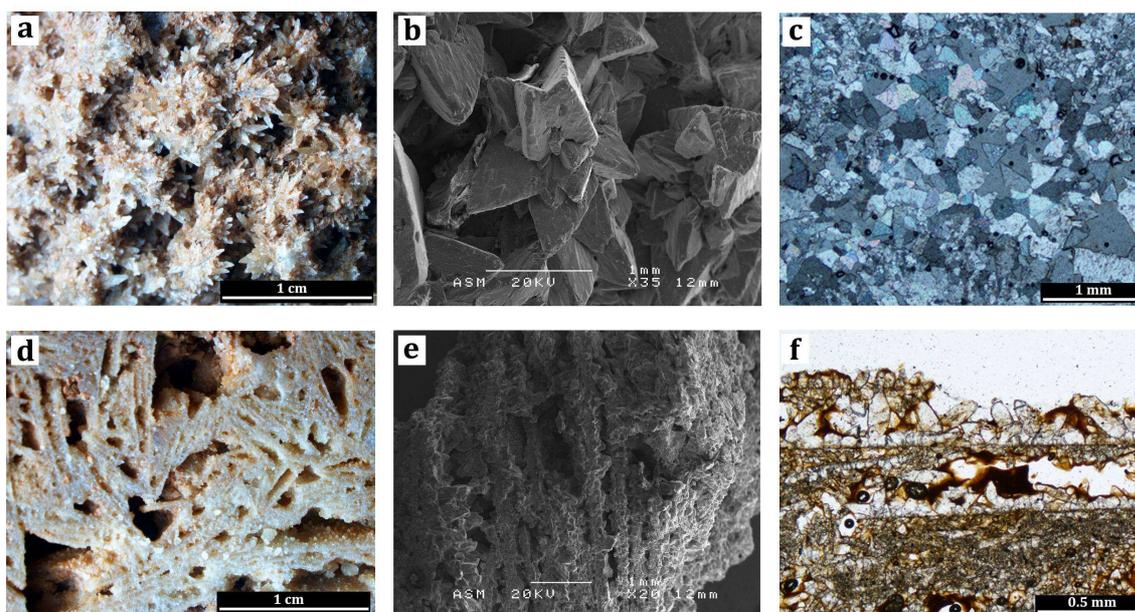


Fig. 4.7- a, b y c) Calcita tipo *spar* o *doogtooth* en muestra de mano, bajo SEM y bajo microscopía óptica convencional. d, e y f) Calcita flotante o *rafts* en muestra de mano, bajo SEM y bajo microscopía óptica convencional.

La calcita *spar*, también conocida como *doogtooth*, crece adherida a las paredes o al suelo de las pequeñas piscinas o charcos de agua estanca, en los que no se produce ningún tipo de sedimentación ni perturbación. Se trata de espeleotemas epifreáticos, o subacuáticos, monocristalinos de entre 0,1 y 1mm de longitud (**Fig. 4.7 a, b, c**).

La calcita flotante (*rafts* o *cornflakes*) está formada por aglomerados de cristales carbonáticos que crecen en la superficie del agua gracias a la tensión superficial, formando películas de agregados de hasta 2mm de espesor. Cuando superan la densidad del agua, las películas tienden a romperse y caer al fondo de las piscinas. Ahí se amalgaman cementándose entre sí por una segunda fase de carbonatación intersticial idiomórfica que rellena los espacios entre las láminas aglomeradas (**Fig. 4.7 d, e, f**).

Moonmilk

En algunas zonas de las galerías también pueden observarse agregados tipo *moonmilk*, originados a partir de la condensación de gotas sobre la roca carbonatada o espeleotemas previos. Esta gota, enriquecida en ácido carbónico, corroe el carbonato disolviéndolo en su interior y reprecipitándolo cuando las condiciones del interior de la cavidad permiten la condensación de la humedad y el CO₂ ambientales y la evaporación del agua. El resultado son pequeños cristales aciculares que forman una masa de aspecto lechoso, y que en ocasiones puede relacionarse con actividad microbiana.

4.3 DISTRIBUCIÓN Y CRONOLOGÍA

Las diferentes variedades de formas espeleotémicas que pueden encontrarse en Atapuerca se localizan en zonas muy específicas del karst, haciendo posible la determinación de cambios en las condiciones hidrológicas en cada sector, y permitiendo la identificación de antiguas entradas a las cavidades.

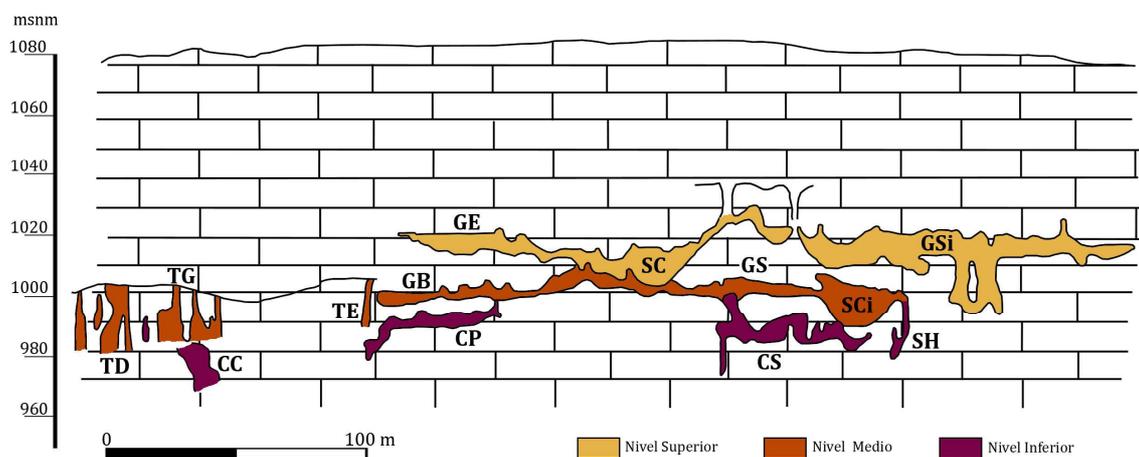


Fig. 4.8- Pisos kársticos del sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo y localización de las distintas galerías y cavidades. TD: Trincheras Dolina; TG: Trincheras Galería; CC: Cueva del Compresor; TE: Trincheras Elefante; GB: Galería Baja; CP: Cueva Peluda; GE: Galería de las Estatuas; SC: Salón del Coro; GS: Galería del Silo; CS: Cueva del Silo; SCi: Sala de los Cíclopes; SH: Sima de los huesos y GSi: Galería del Sílex. Modificado de Ortega Martínez, 2009.

La **Fig. 4.8** muestra la localización de las galerías y cavidades que comprenden el sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo de Atapuerca y su distribución en los tres pisos kársticos del mismo.

Estalagmitas, estalactitas y soda straws

Las formas de goteo aparecen en todos los niveles del karst de Cueva Mayor: en las Galerías de las Estatuas, la Galería del Silo, la Galería del Sílex y la Sima de los Huesos (GE, GS, GSi y SH, **Fig. 4.8**). Su presencia es muy abundante, cubriendo los suelos y los techos de las cavidades, e indica una gran cantidad de agua de percolación relativamente saturada en CaCO₃ (Fairchild y Baker, 2012).

En los niveles superior e intermedio del karst (GE, GS y GSi), el inicio de la formación de estos espeleotemas de goteo se sitúa a finales del Pleistoceno Superior, hace unos 14.000 años BP (Martínez-Pillado *et al.*, 2010; 2014), con estalagmitas de hasta 30 cm de altura, y su desarrollo se continúa durante todo el Holoceno hasta la actualidad (Martín-Chivelet *et al.*, 2011), donde se siguen formando tanto estalagmitas en forma de “huevo frito” como pequeños macarrones en paredes y techos.

En el nivel inferior (SH) las estalagmitas forman la última fase de relleno de esta cavidad. Tienen menor desarrollo vertical que en los niveles superiores del karst y datan de hace 25 ka BP (Bischoff *et al.*, 1997).

Coladas, gours y coraloides

Las formas de flujo son, con diferencia, las más abundantes en todo el sistema kárstico de Atapuerca, y aparecen indistintamente en los tres niveles del sistema, tanto en el interior de Cueva Mayor, como en los yacimientos de la Trinchera del Ferrocarril.

- Cueva Mayor:

En la Galería de las Estatuas y en la Galería del Silo estos espeleotemas se forman durante, al menos, dos episodios de precipitación carbonática de alto aporte

hídrico. Una fase antigua, iniciada por un goteo muy elevado, que fluye desde el techo y crea grandes montículos de varios metros de altura (“estatuas”) de aspecto hojaldrado, ha sido datada en la Galería de las Estatuas por paleomagnetismo, obteniéndose una polaridad inversa que la sitúa en el cron Matuyama ($>1,22$ Ma (Parés *et al.*, 2016)). La fase más moderna es una costra horizontal que tapiza los suelos de las dos cavidades, precediendo a la formación de espeleotemas de goteo, y su inicio se estima en el Pleistoceno Superior (*bajo datación*). Estas dos fases de crecimiento espeleotémico delimitan, a techo y a base respectivamente, la secuencia detrítica fosilífera que contiene la Galería de las Estatuas (**Fig. 3.2**) y posiblemente también la que rellena la galería del Silo (**Fig. 3.7**).

En la Sima de los Huesos (SH, **Fig. 4.8**) se han determinado 12 unidades litoestratigráficas (LU) entre las que aparecen cuatro fases de precipitación de espeleotemas intercaladas en la secuencia sedimentaria que rellena la cavidad (**Fig. 4.9**) (Aranburu *et al.*, 2017), de las que tres son precipitados tipo *flowstone* (LU-2, LU-8 y LU-10). Dentro de SH pueden diferenciarse dos grandes sectores: la Sima de los Huesos propiamente dicha (SH) y Sima Rampa (SR), que a su vez se subdivide en cuatro zonas (SRB, SRM, SRA y ST) (Arsuaga *et al.*, 2014). Las formaciones de espeleotemas se localizan en las catas excavadas en SRA y ST, pudiendo correlacionarse entre sí. En SRA aparecen tres *flowstones*, denominados SRA-I, SRA-II y SRA-III que se corresponden, respectivamente, con las LU-2, LU-8 y LU-10 (Arsuaga *et al.*, 2014). Según estos autores, SRA-I es el único espeleotema que se localiza por debajo de los niveles fosilíferos y está datado en $866+110/-80$ ka BP. SRA-II es una costra fina horizontal de menos de 3cm de espesor datada en $68\pm 2,5$ ka BP (Arsuaga *et al.*, 2014). SRA-III es una costra de entre 2 y 7 cm de espesor que tapiza todo el desarrollo de Sima Rampa, y tiene una edad media de 68 ± 6 ka BP (entre 62 y 112 ka BP por el método de isócronas) (Bischoff *et al.*, 1997) cuya fase más moderna evoluciona a formas de goteo.

En ST también aparecen tres espeleotemas de flujo, llamados ST-a, ST-b y ST-c. En literatura previa, ST-a y ST-b parecían corresponder con la parte basal del denominado SRA-3 (una costra cristalina de unos 10-15cm de espesor que presenta un hiato a unos 4 cm desde el techo según Bischoff *et al.*, 2007) al que este autor otorga una edad en torno a 530 ka BP y parecía correlacionarse estratigráficamente

con SRA-II (LU-8). Arsuaga *et al.*, 2014, tras realizar nuevas excavaciones y análisis petrográficos, observan que estos espeleotemas son fragmentos remanentes de una colada anterior, que se correlaciona con la LU-2 y que presenta una cronología de 856+110/-65 ka BP. ST-c es un *flowstone* que se corresponde con la parte superior de SRA-3, por encima del hiato, para el que se obtienen cronologías entre 281+28/-23 y 153±5 ka BP (Bischoff *et al.*, 2003; 2007) y que se correlaciona con SRA-II en la LU-8 (Arsuaga *et al.*, 2014).

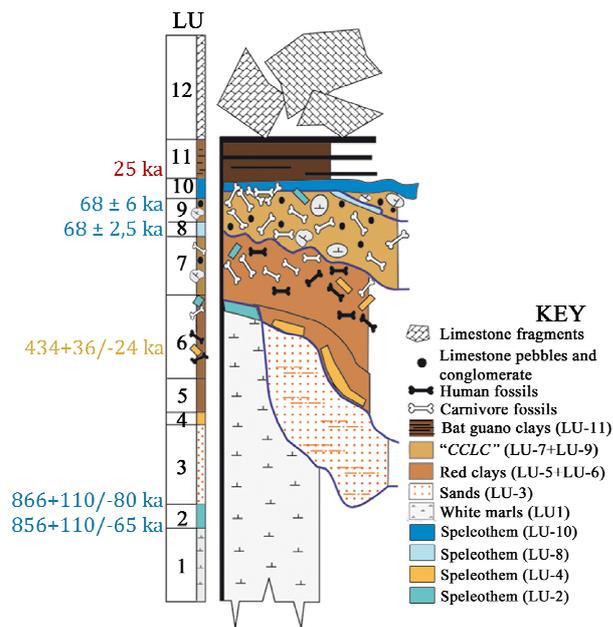


Fig. 4.9- Columna estratigráfica sintética de la Sima de los Huesos (Modificado de Aranburu *et al.*, 2017). En rojo se muestra la edad de los espeleotemas de goteo (Bischoff *et al.*, 1997), en azul las dataciones de las coladas (Bischoff *et al.*, 1997; Arsuaga *et al.*, 2014) y en amarillo la edad de los rafts (Arsuaga *et al.*, 2014).

- Trinchera del Ferrocarril:

En el yacimiento de la Gran Dolina (TD, **Fig. 4.8**), cuya secuencia de relleno está formada por 12 unidades estratigráficas (Gil *et al.*, 1987; Rodríguez *et al.*, 2011; Campaña *et al.*, 2015) aparecen cuatro costras espeleotémicas intercaladas entre los depósitos detríticos (**Fig. 4.10**). Dos potentes coladas de unos 50-60 cm de espesor, muy cristalinas y con morfologías lenticulares aparecen a techo de las unidades TD1 y TD2 (Campaña *et al.*, 2015). Todavía no existen dataciones para estas formaciones, pero los sedimentos de TD2 presentan una polaridad inversa, atribuida al cron Matuyama, mientras que en TD1 se ha observado una excursión a polaridad normal que podría estar relacionada con el evento Cobb Mountain (hace 1,201-1,211 Ma) (Parés y Pérez-González, 1999; Parés *et al.*, 2013). A techo del nivel TD4 aparecen algunos fragmentos de un antiguo suelo estalagmítico relicto, que, tras erosionarse

el sedimento infrayacente, se fragmentó y cayó hasta su posición actual, no muy por debajo de la original (Campaña *et al.*, 2015). Este espeleotema tampoco ha sido fechado todavía, sin embargo sí se han obtenido varias dataciones por ESR para los sedimentos que conforman los niveles TD4 y TD5, cuyos rangos temporales abarcan entre los 1 y 0,9 Ma BP (Moreno *et al.*, 2015), acotando las coladas de TD1 y TD2 entre 1,2 y 1 Ma BP. Por encima, se ha obtenido mediante TT-OSL una edad media de 846 ± 57 ka BP para el nivel TD6 (Arnold *et al.*, 2015), lo que acota el momento de formación de la costra remanente de TD4-5 entre los 0,8 y 0,9 Ma BP.

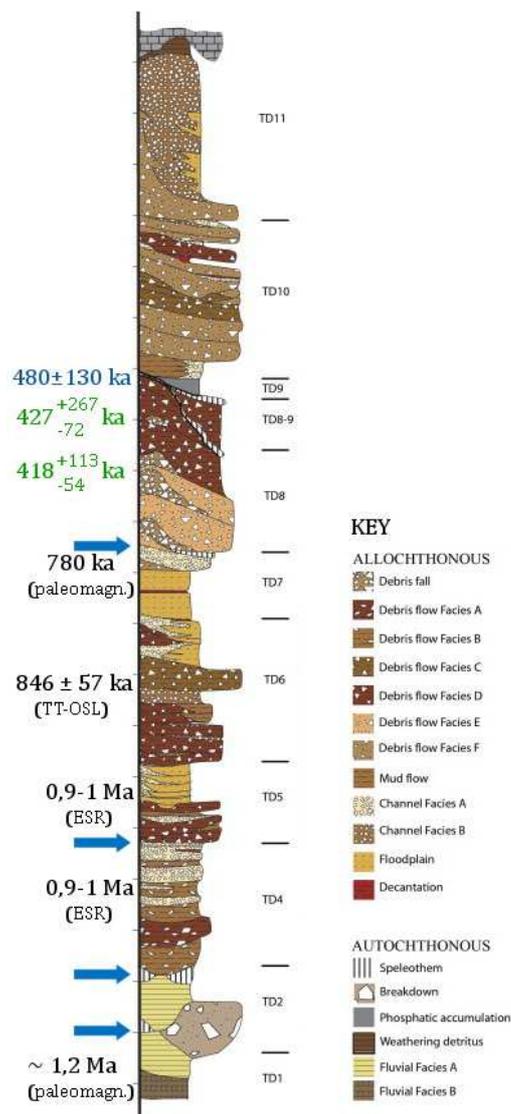


Fig. 4.10- Columna estratigráfica sintética de Gran Dolina (Modificado de Campaña *et al.*, 2015). A la izquierda se presentan las dataciones en los sedimentos (paleomagnetismo, Parés y Pérez-González, 1999 y Parés *et al.*, 2013; ESR, Moreno *et al.*, 2015; TT-OSL, Arnold *et al.*, 2015) que acotan la presencia de las coladas incluidas en la secuencia (flechas azules). En azul se muestra la datación de la colada más moderna (TL, Berger *et al.*, 2008), y en verde la edad de los coraloides por debajo de éste último (U/Th, Falguères *et al.*, 2013).

El nivel TD7 finaliza con otra costra no muy desarrollada que, lateralmente hacia el NW, aparece interrumpida por un aporte detrítico (Campaña *et al.*, 2015). Justo por debajo de este espeleotema se ha delimitado la inversión paleomagnética

Matuyama-Brunhes (780 ka) (Parés y Pérez- González, 1999). A techo de la unidad TD8/9 se puede encontrar la colada más moderna de este yacimiento, que ha sido datada por termoluminiscencia y que aporta una edad de 480 ± 130 ka BP (Berger *et al.*, 2008).

Los coraloides se localizan en el nivel TD8/9 (**Fig. 4.10**) de este yacimiento, cerca de una antigua entrada a la cavidad, que actualmente se encuentra colmatada por sedimentos. Estas formaciones parecen corresponderse con un único evento de precipitación carbonática, que podría estar ligado a una fase de desprendimiento de bloques calizos procedentes de los techos de la cavidad dado que siempre aparecen recubriéndolos. Las cronologías ubican el desarrollo de estas formaciones en el Pleistoceno Medio, entre los $427+267/-72$ y los $418+113/-54$ ka BP según Falguères *et al.* (2013).

En Trincherá Galería (TG, **Fig. 4.8**) aparecen cuatro formaciones de espeleotemas de flujo intercaladas en su secuencia sedimentaria, formada por cinco niveles estratigráficos (**Fig. 4.11**) (Pérez-González *et al.*, 1995; Falguères *et al.*, 2013; Demuro *et al.*, 2014). Una potente colada de unos 20 cm de espesor marca el inicio del relleno en esta cavidad, aunque su edad todavía se desconoce. Entre los niveles G.I y G.II aparece un *flowstone* que, por ESR, ofrece una cronología de 317 ± 60 ka BP (Grün y Aguirre, 1987); sin embargo esta fecha debe ser considerada poco fiable por varios motivos: 1) Por series de uranio queda fuera de rango (>350 ka BP) según Falguères *et al.* (2013). 2) El tramo basal del nivel G.II (subnivel G.IIa) ofrece unas cronologías de 500 ± 95 ka BP por termoluminiscencia en su base (Falguères *et al.*, 2013). 3) A mitad de G.I aparece el límite Matuyama-Brunhes (Pérez-González *et al.*, 1999). Estos tres puntos hacen ubicar la cronología de este espeleotema entre los 780 y los 500 ka BP. Otro espeleotema aparece incluido en la mitad del subnivel G.IIa, desapareciendo lateralmente. Para este espeleotema también se obtienen fechas fuera de rango por series de uranio, pero por estratigrafía se le asigna un intervalo cronológico entre los 500 y 350 ka BP, ya que justo por encima de él se obtienen unas fechas de 422 ± 55 ka BP por termoluminiscencia y entre 350-363 ka BP por ESR (Falguères *et al.*, 2013).

En el sector sur del Complejo Tres Simas (al sur de TG) aparece adherido al techo una plancha estalagmítica que, estratigráficamente, coincidiría con el límite

entre los subniveles G.IIIa y b de TG, y que mediante ESR ofrece una edad de 256 ± 33 ka BP (Falguères, 1986; Falguères *et al.*, 2001; 2013; Demuro *et al.*, 2014).

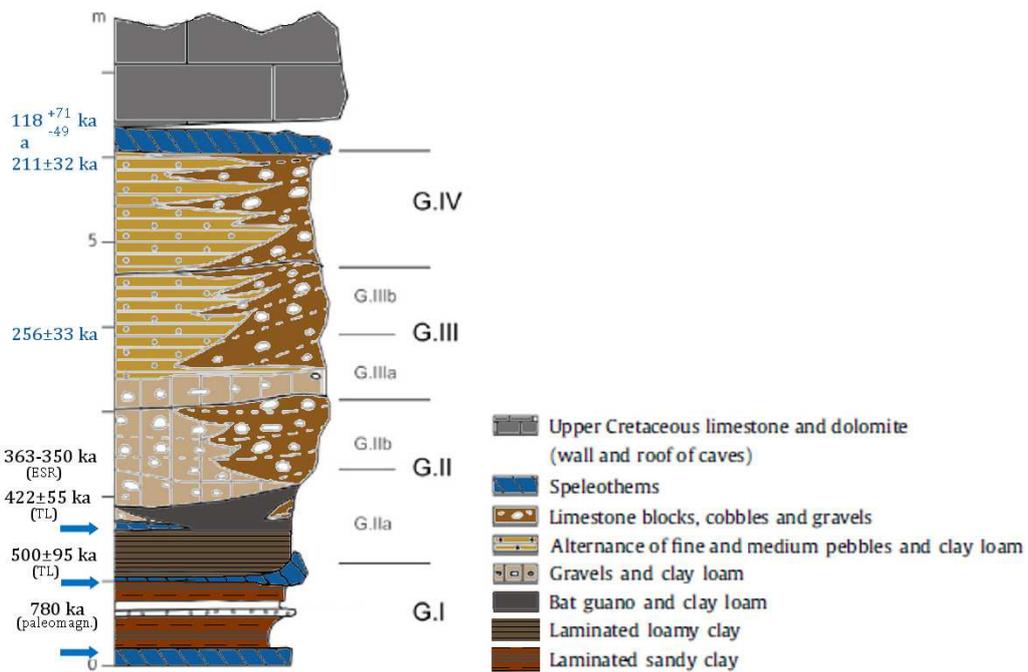


Fig. 4.11- Columna estratigráfica sintética de la zona central de Trincheras Galería (Modificado de Falguères *et al.*, 2013). A la izquierda se presentan las dataciones en los sedimentos (paleomagnetismo, Parés y Pérez-González, 1999; ESR, TL, Falguères *et al.*, 2013) que acotan la presencia de las coladas incluidas en la secuencia (flechas azules). En azul se muestran las dataciones de los espeleotemas tipo colada (ESR, Falguères, 1986; Grün y Aguirre, 1987; Falguères *et al.*, 2001; Falguères *et al.*, 2013; Demuro *et al.*, 2014; U/Th, Grün y Aguirre, 1987; Falguères *et al.*, 2013).

En la Covacha de los Zarpazos (el sector norte de TG) aparece un *flowstone* horizontal que se continúa hasta la zona central del yacimiento (Galería propiamente dicha) y cuya edad, obtenida mediante ESR, es de 222 ± 31 ka BP (Falguères, 1986; Falguères *et al.*, 2001; 2013; Demuro *et al.*, 2014). Este espeleotema aparece a techo del nivel G.IV, y es el que mayor extensión abarca. En la zona central de la cavidad se han obtenido unas cronologías sucesivas de 211 ± 32 ka BP por ESR (Falguères, 1986; Falguères *et al.*, 2001; 2013), 177 ± 23 ka BP por ESR (Grün y Aguirre, 1987; Falguères *et al.*, 2001; 2013), 166 ± 25 ka BP por series de uranio (Falguères *et al.*, 2013) y $118+71/-49$, también por series de uranio (Grün y Aguirre, 1987).

En la Sima del Elefante (SE, **Fig. 4.8**) se han identificado tres formaciones de costras estalagmáticas incluidas en su secuencia sedimentaria (**Fig. 4.12**).

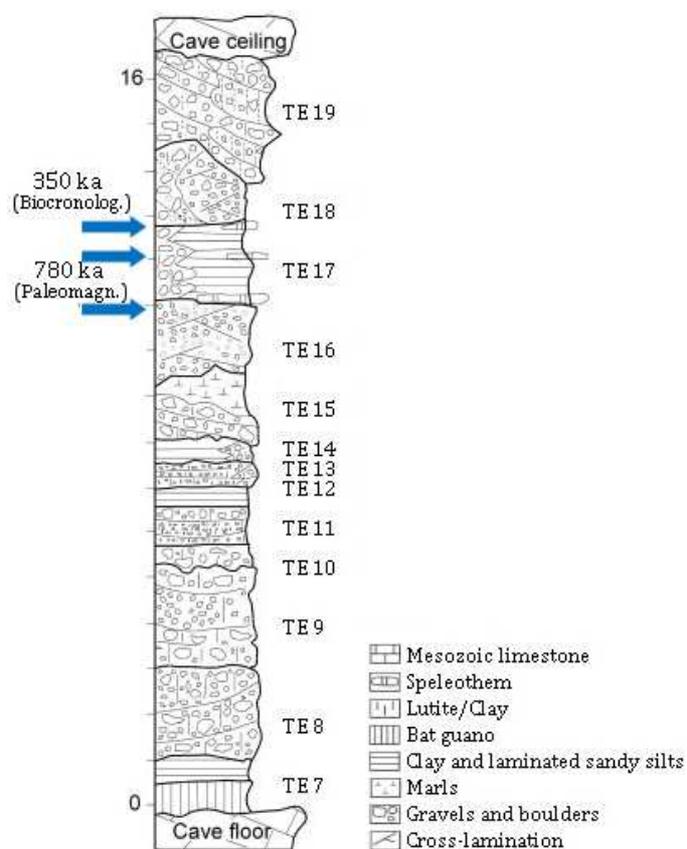


Fig. 4.12- Columna estratigráfica sintética de la zona central de Trinchera Elefante (Modificado de Carbonell *et al.*, 2008). A la izquierda se presentan las dataciones en los sedimentos (paleomagnetismo, Carbonell *et al.*, 2008; biocronología, Rosas *et al.*, 2006) que acotan la presencia de las coladas incluidas en la secuencia (flechas azules).

En el límite entre las unidades TE-16 y TE-17 aparece una costra con polaridad positiva, que presenta una fina capa de arcillas por encima con polaridad negativa (Carbonell *et al.*, 2008). Los niveles infrayacentes (TE-16 a TE-7) revelan una polaridad negativa pudiendo atribuirse al cron Matuyama (Parés *et al.*, 2006). Esto indicaría que este espeleotema podría haberse formado durante el evento Cobb Mountain o la excursión paleomagnética Jaramillo, aunque las cronologías obtenidas en niveles inferiores hacen sospechar que sea un precursor del gran cambio paleomagnético que marca el tránsito Matuyama-Brunhes, y que sucede unos centímetros más arriba al comienzo de TE-17 (Carbonell *et al.*, 2008). Dentro de esta unidad aparecen dos potentes *flowstones* de unos 20-30 cm de espesor intercalados en la secuencia sedimentaria: en la zona intermedia y a techo del nivel. Las dataciones obtenidas también han sido realizadas mediante paleomagnetismo, tanto en muestras en los propios espeleotemas como en las arcillas y limos que conforman esta unidad, dando una polaridad positiva (<780 ka BP). Los niveles TE-18 y TE-19

no están datados todavía con precisión, pero la asociación faunística proporciona una edad biocronológica de entre 350 y 250 ka BP (Rosas *et al.*, 2006), delimitando el rango de formación de las dos costras entre 780 y 350 ka BP.

Calcita spar y calcita flotante

Los espeleotemas formados en zonas de agua estancada aparecen únicamente en el nivel inferior del karst, concretamente en el yacimiento de la Sima de los Huesos (SH, **Fig. 4.8**). Allí se han observado dos fases de formación diferentes intercaladas en la secuencia sedimentaria detrítica, en las unidades litoestratigráficas LU-4 y LU-6 (**Fig. 4.9**) (Aranburu *et al.*, 2017).

LU-4 consiste en un fino suelo horizontal de entre 3 y 6 cm de grosor formado por calcita *pool-spar*, cuyo remanente en la actualidad es un anillo adherido a las paredes de la cavidad a modo de repisa (Aranburu *et al.*, 2017).

LU-6 consta de un potente paquete de arcillas rojas fosilíferas entre las que aparecen fragmentos de *rafts* y calcita *spar* situados en su posición original. La edad mínima obtenida para estas formaciones, a partir de los precipitados secundarios idiomorfos que unen los *rafts*, es de 434+36/-24 ka (Arsuaga *et al.*, 2014).

4.4 EDADES DE FORMACIÓN DE ESPELEOTEMAS EN EL NORTE PENINSULAR

Como se ha visto a lo largo de este capítulo, la aparición de espeleotemas en Atapuerca presenta un amplio registro discontinuo que abarca desde más de 1,2 Ma hasta la actualidad. La escasa información cronológica existente en la literatura sobre ellos no permite realizar un estudio detallado de su crecimiento, pero los datos que se aportan sí son suficientes para establecer momentos de formación espeleotémica (**Fig. 4.13**). En el nivel superior del karst (Galería de las Estatuas y Galería del Silo) aparecen tres etapas de crecimiento de espeleotemas, una muy antigua (>1,2 Ma según Parés *et al.*, 2016), una de cuyo registro sólo permanece un pequeño fragmento adherido a la pared en GS y de la que no existe todavía datación, y la última, cuyo comienzo se sitúa en el Pleistoceno final (>14.000 años, Martínez-Pillado *et al.*, 2014) y dura hasta la actualidad (Martín-Chivelet *et al.*, 2011). En los

niveles intermedio e inferior del karst, la formación de espeleotemas también se inicia durante el Pleistoceno Inferior (en torno a 1,1 Ma en Gran Dolina según Parés *et al.*, 2016), y se continúa, aunque de forma intermitente, a lo largo de todo el Pleistoceno, intercalando momentos de entrada de sedimentos alóctonos a las cavidades.

Durante el Pleistoceno Inferior, por tanto, es cuando se inicia la formación de espeleotemas en el sistema kárstico de la Sierra de Atapuerca, siendo los espeleotemas más antiguos hasta ahora datados, las coladas pertenecientes a la primera fase de precipitación de la Galería de las Estatuas, con >1,2 Ma (Parés *et al.*, 2016), y que aparecen erosionadas y colgadas de paredes y techos. El crecimiento de estos espeleotemas habría tenido antes o durante el estadio isotópico marino MIS-37 (1,24-1,21 Ma según Lisiecki y Raymo, 2005). Para este periodo también aparecen dos potentes costras estalagmíticas en Gran Dolina, con cronologías entre 1,2 y 1,1 Ma BP, entre los estadios isotópicos MIS-37 y MIS-33. En la Sima de los Huesos, los espeleotemas del Pleistoceno Inferior (también formas de flujo) aparecen con edades en torno a 860 ka BP, coincidiendo con el interglacial MIS-21 (Lisiecki y Raymo, 2005).

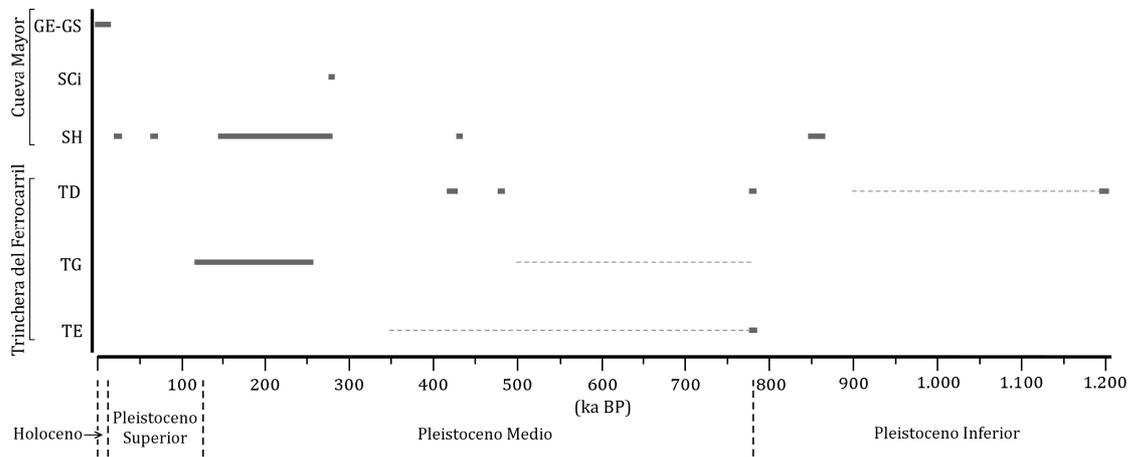


Fig. 4.13- Cronología de los espeleotemas de Atapuerca. Las líneas gruesas horizontales representan intervalos de crecimiento acotados por dataciones directas. Las líneas punteadas horizontales representan posibles intervalos de crecimiento, delimitados por dataciones de los niveles detríticos en los que se intercalan. Las líneas punteadas verticales bajo las edades delimitan las divisiones cronoestratigráficas de los últimos 1,2 Ma.

La formación de espeleotemas en Atapuerca durante los últimos 500 ka coincide a grandes rasgos con los interestadiales MIS-11, 7, 5 y 1, aunque, salvo en el MIS-10, también existe un crecimiento de los mismos durante los estadiales. El desarrollo de precipitados en estas cronologías se hace también patente en el norte peninsular (**Fig. 4.14**), sobre todo durante el Pleistoceno Superior y el Holoceno, coincidiendo con los interestadiales MIS-5 (el último interglacial) y MIS-1 (el presente interglacial), que se han considerado como los intervalos análogos más óptimos para el crecimiento espeleotémico (Muñoz-García *et al.*, 2008). Durante el MIS-11 aparecen en Atapuerca distintos tipos de formaciones, como coraloides en la Gran Dolina, datados en ~420 ka BP (Falguères *et al.*, 2013); posiblemente una colada en Galería (entre 500 y 350 ka BP según Falguères *et al.* (2013) y *rafts* en la Sima de los Huesos, con cronologías de ~430 ka BP (Arsuaga *et al.*, 2014), si bien estos últimos estarían en el límite entre los estadios MIS-12 y MIS-11. Esta diversidad de formaciones para unas fechas similares lleva a indicar que el tipo de espeleotema que se forma en una cavidad depende prácticamente en su totalidad de las condiciones locales, como pueden ser el espesor y la litología de la roca madre, la presencia de fisuras o poros en ella, la cubierta vegetal o la disponibilidad hídrica en distintos sectores de un mismo sistema kárstico, y no tanto de las condiciones climáticas. Para este estadio isotópico sólo aparece representación espeleotémica en las Cuevas del Pirineo (Moreno *et al.*, 2013).

El siguiente episodio de formación de espeleotemas en Atapuerca aparece ligado a momentos finales del MIS-9, y se continúa de manera ininterrumpida hasta inicios del MIS-5. Durante el MIS-7 existe un crecimiento continuo, y la presencia de espeleotemas durante las épocas frías (MIS-6 y 8) podría atribuirse a la ausencia de condiciones glaciares extremas en el entorno de la cavidad en estas cronologías, lo que permitiría una abundante disponibilidad hídrica, al contrario de lo que pudo ocurrir en otras cavidades de la meseta no muy alejadas (p. ej. Muñoz, 2007). En general el MIS-6 sí parece ser un estadio relativamente favorable para que continúe el desarrollo de espeleotemas en el norte peninsular (**Fig. 4.14**) (Jiménez-Sánchez *et al.*, 2011; Moreno *et al.*, 2013; Stoll *et al.*, 2013; Aranburu *et al.*, 2015). En cavidades del margen cantábrico, como Urtiaga y Goikoetxe (Aranburu *et al.*, 2015) también podría existir una fase de crecimiento espeleotémico durante el MIS-8, coincidiendo con los precipitados de la Sima de los Huesos (~281 ka BP, Bischoff *et al.*, 2003;

2007) o de Trincheras Galería (~256 ka BP, Falguères, 1986; Falguères *et al.*, 2001; 2013; Demuro *et al.*, 2014) en Atapuerca.

Sin embargo, al contrario que en otras cavidades cercanas, durante el MIS-5 en Atapuerca no existe un gran desarrollo de espeleotemas, estando éstos ligados únicamente al subestadio MIS-5e (Eemiense) y cesando su crecimiento en el tránsito al MIS-5d (118 ka BP). Destaca, durante este subestadio favorable para la precipitación de espeleotemas, la ausencia de los mismos en las cuevas del Pirineo y del Sistema Ibérico (**Fig. 4.14**), indicativo quizás de que durante esas cronologías todavía quedaban vestigios glaciares del MIS-6 en las zonas montañosas del noreste peninsular, permaneciendo condiciones de permafrost sobre estas cavidades (Moreno *et al.*, 2013), de forma inversa a lo que parece ocurrir en Atapuerca, en la Cueva del Cobre y en las cavidades de Asturias y el Margen Cantábrico.

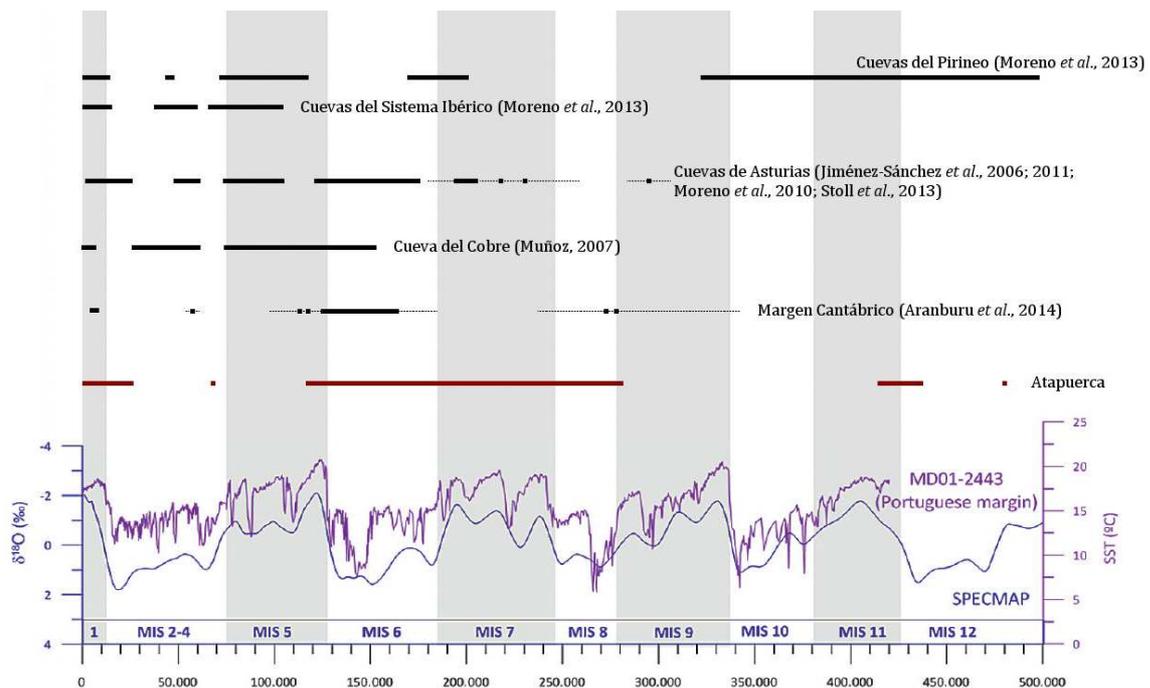


Fig. 4.13 - Representación del crecimiento de formaciones espeleotémicas en Atapuerca y otras cavidades del norte peninsular, y su correlación con los estadios isotópicos marinos (MIS) en el último medio millón de años. Modificado de Moreno *et al.* (2013).

Durante el Holoceno (MIS-1) aparecen registros espeleotémicos en todas las cuevas del norte peninsular (**Fig. 4.14**), indicando un momento climático óptimo

para su formación en las diferentes regiones. En los espeleotemas de Atapuerca se produce un crecimiento bastante continuo, representados en su mayor parte por estalagmitas y estalactitas en la Galería de las Estatuas, en la Galería del Silo, y en la Galería del Sílex, que inician su desarrollo a finales del Pleistoceno, hace unos 14 ka BP (Martínez-Pillado *et al.*, 2010; 2014). Estas formas de goteo se continúan hasta la actualidad (Martín-Chivelet *et al.*, 2011), aunque aparecen algunos hiatos estratigráficos y temporales en torno a cronologías cercanas a eventos climáticos fríos (ver en detalle el siguiente capítulo de esta tesis doctoral).

4.5 CONCLUSIONES

- La presencia de espeleotemas en el Sistema Kárstico de Atapuerca se hace patente desde hace más de 1,2 Ma hasta la actualidad; sin embargo, su registro es muy discontinuo, indicando una alternancia entre momentos propicios para la formación espeleotémica y momentos de aporte detrítico, generando potentes secuencias de relleno sedimentario mixto.

- Durante el Pleistoceno Inferior aparecen espeleotemas de flujo y alto goteo muy potentes (de orden métrico) en los tres pisos que conforman el sistema kárstico de Atapuerca, indicando una alta disponibilidad hídrica que se infiltra a partir de fisuras y grietas en la roca, fluyendo por paredes y suelos.

- Durante el Pleistoceno Medio hay una alta presencia de agua en los niveles más profundos del karst. Durante estas cronologías, en aquellas zonas cercanas a antiguas entradas predominan los espeleotemas de flujo o formados en películas de agua como los coraloides o los *rafts*. En este periodo el agua parece llegar al interior de las cavidades a través de fisuras o chimeneas locales, y fluye por el suelo formando coladas.

- Durante el Pleistoceno Superior y el Holoceno se produce una transición entre los espeleotemas de flujo y los de goteo en todos los niveles del karst (nivel superior: GE, nivel intermedio: GS y nivel inferior: SH). En estas cronologías el agua de precipitación se infiltra, predominantemente, a través de la microporosidad de la roca madre, principalmente de las dolomías que conforman el paisaje en la Sierra de Atapuerca.

- La aparición de espeleotemas en el karst de la Sierra de Atapuerca parece correlacionarse con los estadios isotópicos interglaciares, si bien también con algunos estadios fríos. Esto es un claro indicativo de la estrecha relación que existe entre la formación de precipitados químicos carbonáticos con momentos climáticos cálidos y húmedos que favorecen su desarrollo y que pueden prolongarse durante momentos menos propicios, siempre que continúe existiendo disponibilidad hídrica.

CAPÍTULO V



**ESTALAGMITAS DE CUEVA
MAYOR**

CAPÍTULO V. ESTALAGMITAS DE CUEVA MAYOR

5.1 ESTALAGMITA ILARGI

5.1.1 *Microscopía petrográfica y SEM*

- Petrological Log

5.1.2 *Tomografía Axial Computarizada (CT)*

5.1.3 *Fluorescencia de la calcita*

- Fotoluminiscencia de Luz Ultravioleta (FL)
- Catodoluminiscencia (CL)

5.1.4 *Contaje de láminas (NIS_Elements D)*

5.1.5 *Difracción de Rayos-X (XRD)*

5.1.6 *Dataciones*

- Datación por Series de Uranio
- Datación por radiocarbono
- Tasas de Crecimiento

5.1.7 *Geoquímica isotópica*

- Existencia de equilibrio isotópico

5.1.8 *Geoquímica de elementos traza*

- Espectrometría de emisión atómica (ICP-AES)
- Fluorescencia de Rayos-X (XRF-CS)

5.1.9 *Modelo de Edad StalAge*

5.2 ESTALAGMITA GS1

5.2.1 *Microscopía petrográfica*

5.2.2 *Contaje de láminas (NIS_Elements D)*

5.2.3 *Geoquímica de elementos traza*

- Espectrometría de emisión atómica (ICP-AES)

5.3 ESTALAGMITA GS2

5.3.1 *Microscopía petrográfica*

5.3.2 *Tomografía Axial Computarizada (CT)*

5.3.3 *Contaje de láminas (NIS_Elements D)*

5.3.4 *Dataciones*

- Datación por Series de Uranio
- Tasas de Crecimiento

5.3.5 *Geoquímica de elementos traza*

- Espectrometría de emisión atómica (ICP-AES)

5.4 ESTALAGMITA GS3

5.4.1 *Microscopía petrográfica*

5.4.2 *Tomografía Axial Computarizada (CT)*

5.4.3 *Contaje de láminas (NIS_Elements D)*

5.4.4 *Dataciones*

- Datación por Series de Uranio
- Tasas de Crecimiento

5.4.5 *Geoquímica isotópica*

- Existencia de equilibrio isotópico

5.4.6 *Geoquímica de elementos traza*

- Espectrometría de emisión atómica (ICP-AES)

5.4.7 *Modelo de Edad StalAge*

5.5 CARACTERIZACIÓN E INTERPRETACIÓN DE LAS LAMINACIONES NEGRAS PRESENTES EN LAS ESTALAGMITAS DE CUEVA MAYOR DE ATAPUERCA

5.5.1 *Propiedades bajo microscopía*

- Descripción de las Black Laminae

5.5.2 *Tomografía Axial Computarizada (CT)*

5.5.3 *Composición química*

- SEM-EDS y TEM: Geoquímica semicuantitativa
- ICP-AES: Geoquímica cuantitativa

5.5.4 *Pirólisis de la materia orgánica*

5.5.5 *Cronologías*

5.5.6 *Origen de las laminaciones oscuras*

5.5.7 *Implicaciones en el estudio de espeleotemas*

5.5.8 *Espeleotemas como registros de actividad humana*

5.6 RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL EN EL ENTORNO DE ATAPUERCA DURANTE EL PLEISTOCENO SUPERIOR Y HOLOCENO

5.6.1 *La secuencia arqueológica de El Portalón*

5.6.2 *Espectro polínico*

5.6.3 *El entorno de Atapuerca en los últimos 20.000 años*

5.6.4 *Espeleotemas holocenos del norte peninsular*

5.7 CONCLUSIONES

CAPÍTULO V. ESTALAGMITAS DE CUEVA MAYOR

5.1 ESTALAGMITA *ILARGI*

La estalagmita *Ilargi* (Fig. 5.1) pertenece a la segunda fase de precipitación carbonática de la Galería de las Estatuas, y su génesis está relacionada con el goteo procedente de la microporosidad de la roca encajante que conforma la cavidad (calizas con vetas dolomíticas).

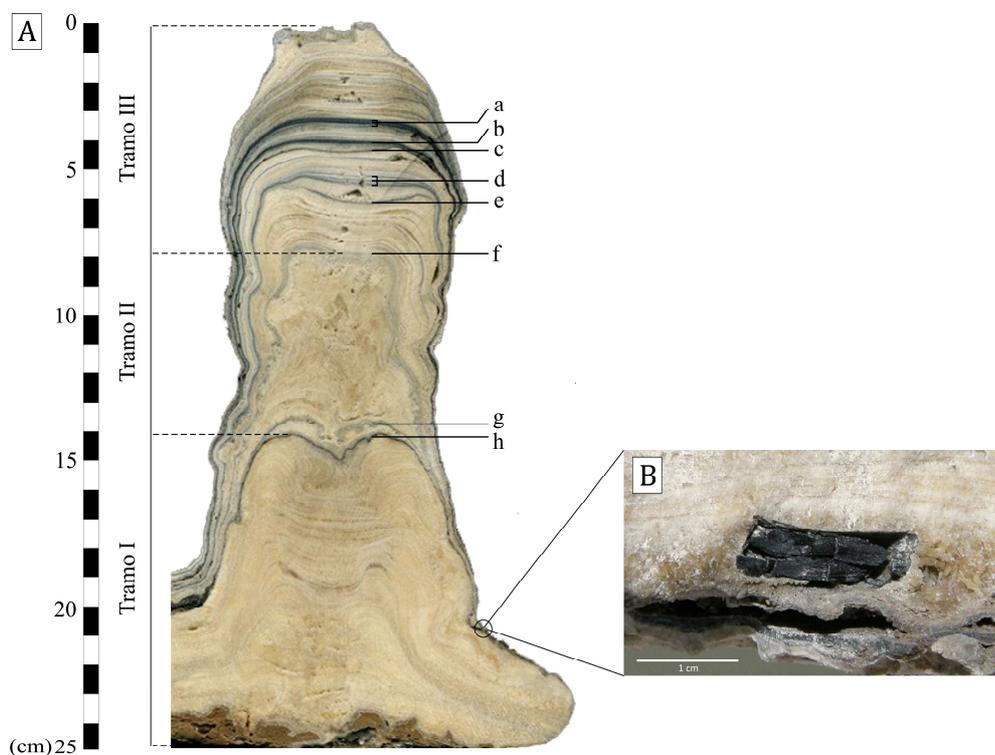


Fig. 5.1- A) Estalagmita *Ilargi* con los tres tramos diferenciados bajo muestra de mano y nomenclatura de los niveles oscuros más remarcables identificados bajo visu. B) Fragmento de carbón encontrado en la base del Tramo II, por encima del nivel *h*.

Presenta una morfología semicilíndrica, ya que se encontraba unida por uno de sus laterales a otra estalagmita siamesa. Tiene una longitud de 24 cm y un diámetro aproximado de 8,5 cm, y en su base se observa un nivel de arcillas que se corresponde con el sedimento detrítico del yacimiento infrayacente.

El exterior muestra una superficie rugosa de coloración grisácea con algunos recrecimientos de carbonato que crean pequeños nódulos. En su interior predomina una coloración crema con laminaciones amarronadas, y a partir de los 10 cm desde

la base, comienza a apreciarse una sucesión de niveles oscuros, casi negros, que se hace más intensa y rítmica hacia el techo de la muestra, sobre todo en los últimos 6 cm. En base a los cambios texturales y a las rupturas sedimentarias apreciadas, se han identificado tres tramos bien diferenciados (**Fig. 5.1A**):

El tramo basal (Tramo I) se caracteriza por presentar una precipitación homogénea del carbonato en capas regulares a lo largo de unos 10 cm en el eje de goteo. Este tramo presenta una morfología de crecimiento de tipo *Conical-shape* (Miorandi *et al.*, 2010) en la que la precipitación carbonática se produce tanto en el eje principal de la estalagmita como en los flancos, y un patrón de apilamiento de las láminas de tipo progradacional (Muñoz-García *et al.*, 2016). Este tramo está limitado a techo por un nivel oscuro que presenta un grosor desde 0,2 hasta 5 mm según las variaciones laterales del espeleotema (nivel *h*, **Fig. 5.1A**). Este nivel engloba una superficie erosiva con signos de corrosión sobre el carbonato infrayacente (**Fig. 5.2**), marcando una ruptura en el crecimiento de la estalagmita.



Fig. 5.2- Corrosión del carbonato a techo del Tramo I debido a la aparición del nivel oscuro que lo delimita (nivel *h*, Fig. 5.1).

El tramo intermedio (Tramo II) abarca unos 6,5 cm de longitud y, al contrario que el primer tramo, presenta un aspecto caótico sin láminas de crecimiento bien diferenciadas y con grandes zonas de alteración. También la morfología de crecimiento es diferente al Tramo I, siendo del tipo *Candle-shape* (Miorandi *et al.*, 2010) con precipitación carbonática exclusivamente en el eje central de la estalagmita, y un patrón de apilamiento agradacional (Muñoz-García *et al.*, 2016). Este segundo tramo queda limitado a techo por un nivel grisáceo de unos 0,3 mm de espesor (nivel *f*, **Fig. 5.1A**) que marca una clara diferencia en la organización de los cristales que forman este tramo y aquellos que aparecen por encima del nivel. En la base lateral del Tramo II, e inmediatamente por encima del nivel *h*, se observan grandes fragmentos de carbón aislados de tamaño centimétrico (**Fig. 5.1B**)

El tramo superior de la estalagmita (Tramo III) vuelve a presentar una regularidad en su crecimiento a lo largo de 8 cm y una morfología de crecimiento de

tipo *Conical-shape* (Miorandi *et al.*, 2010), pero un patrón de apilamiento de tipo retraccional (Muñoz-García *et al.*, 2016). La zona inferior, de 2,5 cm, recupera parte de la homogeneidad inicial del espeleotema, observándose una gran similitud en la laminación de crecimiento de los cristales. El resto del tramo se caracteriza por una alternancia casi rítmica de niveles oscuros ($a \rightarrow e$ **Fig. 5.1A**) y precipitación de carbonato en capas paralelas de orden milimétrico. Estos niveles oscuros parecen estar formados por cristales de calcita de coloración grisácea, cuyo aspecto difiere mucho del nivel *h* al no presentar rasgos erosivos en el carbonato y tener un aspecto más homogéneo. Cada uno de estos niveles está conformado por una aglomeración de láminas más finas.

5.1.1 Microscopía petrográfica y SEM

A lo largo de la estalagmita *Ilargi* se han observado diferencias significativas en la fábrica cristalina de las distintas láminas de crecimiento. Estas características en la disposición de los cristales hacen posible la diferenciación de cuatro etapas de crecimiento en base a la mineralogía, el tipo de textura cristalina y las diferentes superficies entre las láminas de crecimiento.

El tramo basal (Tramo I) comienza con la presencia de calcita columnar (**Fig. 5.3A**) consistente en cristales cuyos tamaños oscilan entre 0,3 y 0,5 mm de anchura y 1-3 mm de longitud con una relación longitud/anchura menor a 6:1. Crecen apilados unos sobre otros sin fenómenos de competitividad y con bordes rectos y paralelos, creciendo de manera perpendicular al substrato, con la máxima elongación en el eje *c*. Enseguida aparecen abanicos correspondientes a una fábrica dendrítica abierta (**Fig. 5.3B**) con cristales más elongados de unos 0,02-0,05 mm de anchura y 2-4 mm de longitud, que, en el límite entre láminas de crecimiento de la estalagmita, aparece recristalizada convirtiéndose en una textura dendrítica engrosada (dendrítica compacta según Frisia *et al.*, 2000; 2002) que simula cristales equidimensionales. Estas fábricas dendríticas dominan este tramo y definen unas condiciones ambientales variables con ciertos periodos de desgasificación. En la parte final, justo por debajo del nivel *h* (**Fig. 5.1A**), los cristales sufren un engrosamiento debido a un neomorfismo agradante, formando una textura en

mosaico de aspecto columnar con anchuras entre 1 y 3 mm y longitudes de 15 a 22 mm (**Fig. 5.3C**).

En la parte final del Tramo I se observa que el nivel oscuro identificado en visu (nivel *h*, **Fig. 5.1A**) está asociado a una superficie altamente erosiva que rompe los cristales carbonáticos infrayacentes (**Fig. 5.3C**). Esta erosión crea una porosidad intercrystalina que es rellenada por un precipitado mineral tiñendo los cristales de color caramelo (**Fig. 5.3D**) y que, como se verá más adelante, bajo microsonda electrónica (EDS) se identifica como hidroxiapatito. La presencia de este tipo de precipitados se ha relacionado con la degradación de guano o murciélaguina, indicando un momento de ocupación de la cavidad por alguna colonia de murciélagos debido, quizá, a algún cambio en las condiciones ambientales del entorno. Tapizando esta fase mineral aparece una capa micrítica que engloba porciones de sedimento detrítico, con granos de cuarzo y filosilicatos de tamaños inferiores a 2 μm (**Fig. 5.3D**), que podría estar relacionada con un episodio rápido de entrada de agua en la galería a través de la roca, arrastrando partículas de los suelos debido bien a una ausencia de vegetación, o por un flujo de agua suficientemente intenso como para acarrear partículas detríticas hasta la superficie de la estalagmita (Railsback *et al.*, 2011).

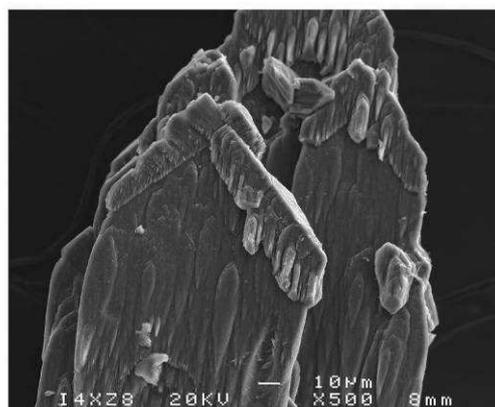
Sobre esta superficie erosiva, el Tramo II comienza con una zona de ~5 mm de espesor con cristales tipo *whisker*, con anchuras de 0,5 mm y 1 mm de longitud (**Fig. 5.3E**). El tramo continúa con una fábrica dendrítica abierta que, al igual que en el Tramo I, se convierte en dendrítica engrosada entre láminas de crecimiento. La fábrica dendrítica abierta consiste en unos ramificados policristalinos con una alta porosidad intercrystalina (**Fig. 5.3E**), entre los que se observan fenómenos de competitividad. Los cristales tienen un hábito rombohédrico elongado bien desarrollado con bordes planos, y con tamaños que oscilan entre 0,01-0,02 mm de anchura y 2,5-3 mm de longitud. En la mitad superior de este tramo aparece una fábrica dendrítica alterada con cristales disueltos y recristalizados en mosaico sobre los que nuclean nuevos cristales dendríticos que vuelven a alterarse. El tamaño de estos cristales en mosaico varía desde milímetros a centímetros y en su interior contienen fantasmas relictos de la fábrica dendrítica original (**Fig. 5.3F**). Las fábricas presentes en este tramo sugieren, según indican Frisia *et al.* (2000; 2002), una tasa

de goteo variable con prolongados episodios de desgasificación y fluctuaciones en las condiciones de saturación en carbonato de las aguas percolantes. Los cristales diagenetizados con signos de disolución podrían derivar de superficies con una fina lámina de agua (probablemente subsaturada) debido a un goteo más elevado y continuo. Estas superficies crearían por disolución pequeñas depresiones en las que crecerían nuevos cristales.

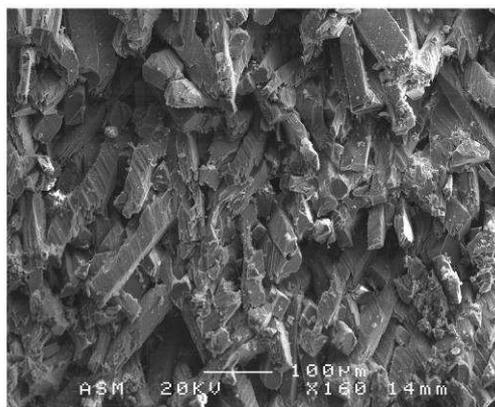
El Tramo III comienza con la misma alternancia entre la fábrica dendrítica abierta y la compacta que dominaba los dos tramos anteriores y, a partir de los 2 cm desde su base, muestra una característica alternancia entre laminaciones claras y otras casi negras. Las láminas negras tienen un espesor medio de 2-7 mm y su aparición produce un cambio drástico en la textura de los cristales, comenzando una fábrica microcristalina (**Fig. 5.3G**) que continúa hasta el final del crecimiento de la estalagmita. Los tamaños de los cristalitos de la calcita que forma esta fábrica, tanto en las láminas claras como en las oscuras, tienen una anchura media de 10 μm y una longitud de 0,3 mm. Crecen perpendiculares y en continuidad óptica con el sustrato de nucleación, formando dominios de 1-2 mm de ancho y 17 mm de longitud, con extinción *patchy* y bordes aserrados (**Fig. 5.3G**). Las láminas negras, además, están compuestas por partículas micrométricas que forman agregados tapizando las terminaciones de los cristales de calcita y rellenando la porosidad intercristalina de los mismos, concentrándose preferentemente en las zonas más deprimidas (**Fig. 5.3H**). Estas partículas se han identificado como restos de hollín o *black carbon* (ver Apartado 5.5.3) siguiendo los trabajos de Gradziński *et al.* (2001; 2003; 2007). La fábrica microcristalina es indicativa de una tasa de goteo variable con un índice de saturación relativamente bajo (Frisia *et al.*, 2000; 2002), lo que sugiere condiciones más secas durante este tramo de la estalagmita.

Fig. 5.3- Fábricas cristalinas de la estalagmita *Ilargi* bajo microscopía petrográfica (izq.) y microscopía de barrido (dcha.). **A)** Fábrica columnar con cristales de calcita esparítica. **B)** Fábrica dendrítica abierta y engrosada a techo, con cristales elongados en abanico. **C)** Superficie erosiva (nivel *h*, **Fig. 5.1A**) con la fase acaramelada de precipitados de hidroxiapatito y la capa superior más oscura micrítica. **D)** Detalle de la superficie erosiva. A la izquierda la lámina micrítica con granos de cuarzo y filosilicatos. A la derecha un depósito local de hidroxiapatito sobre cristales de calcita bajo SEM. **E)** Base del Tramo II con fábrica *whisker* y desarrollo de fábrica dendrítica abierta por encima. **F)** Cristales de calcita en mosaico con relictos de la textura dendrítica original, que se mantiene a la derecha de la imagen. **G)** Alternancia de láminas claras y oscuras de calcita en una fábrica microcristalina. **H)** A la izquierda detalle de dos láminas ricas en hollín. A la derecha agregados bajo SEM de las partículas de *black carbon* que las componen.

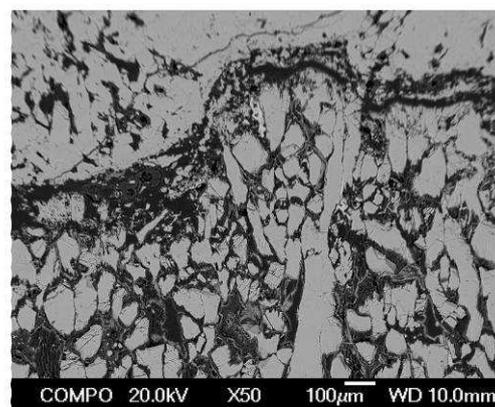




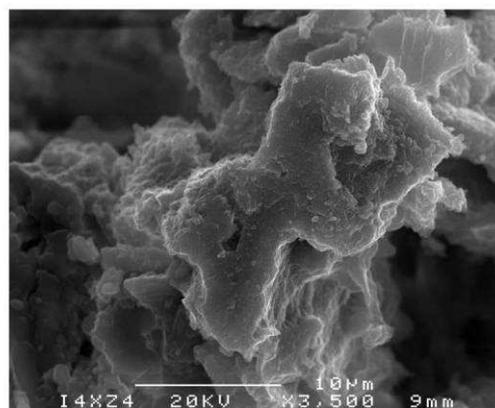
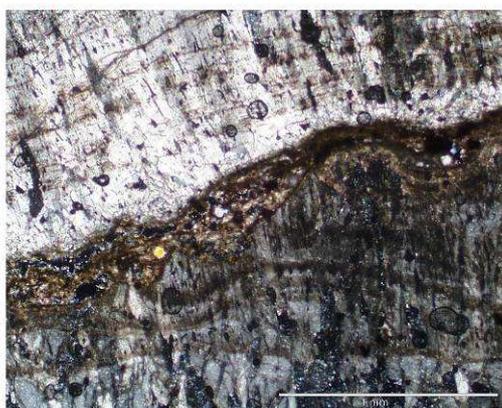
A



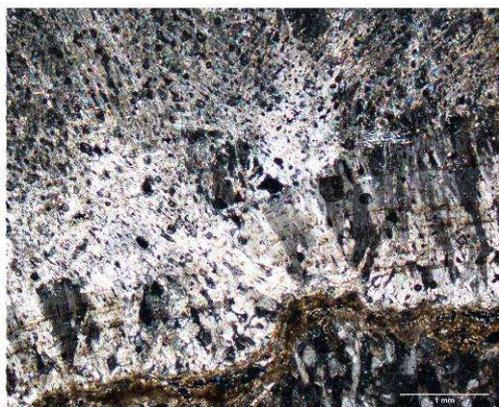
B



C



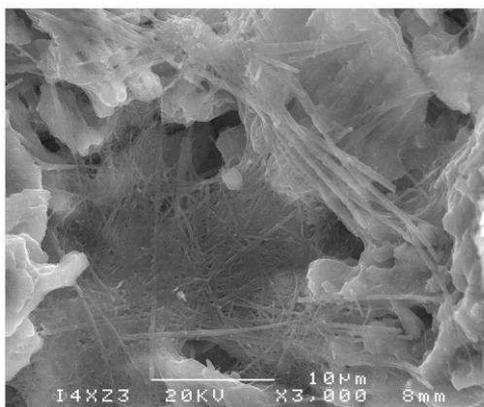
D



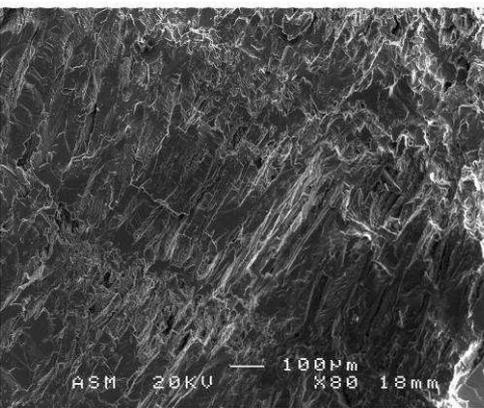
E



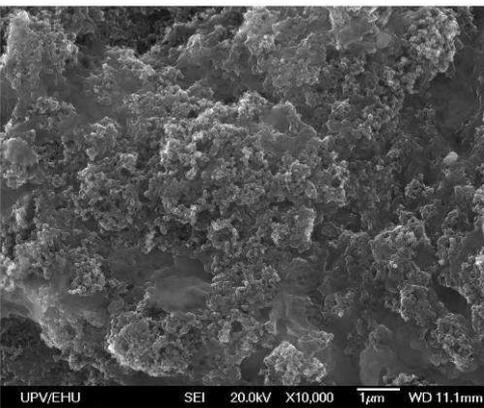
F



G



H



- *Petrological Log*

En base al trabajo de Frisia (2015) se ha esquematizado la distribución petrológica acorde con las fábricas cristalinas observadas en *Ilargi*, tomando como eje para su composición el centro de la estalagmita (**Fig. 5.4**). Para este esquema general se han representado las fábricas dendríticas abierta y compacta juntas debido a los cambios tan rápidos entre ellas. En el **Anexo 1A** se ha realizado un esquema más detallado de cada lámina delgada, diferenciando entre las distintas texturas dendríticas.

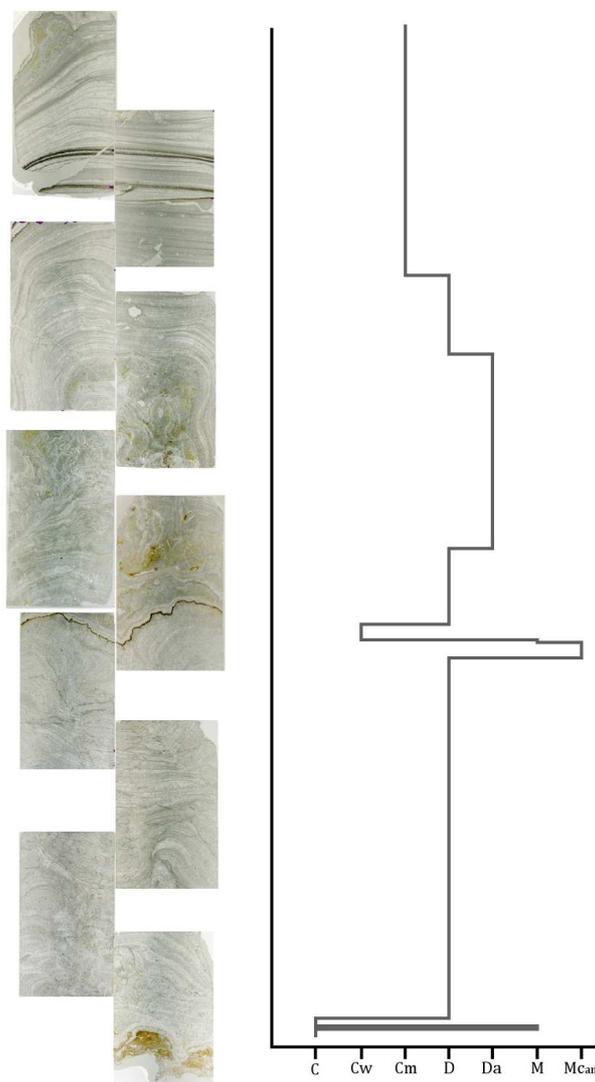


Fig. 5.4- Distribución petrológica (*Petrological Log*) general de la estalagmita *Ilargi*. Los acrónimos de la zona inferior se corresponden con la **Tabla 5.1**.

Las fábricas que conforman la estalagmita *Ilargi* están resumidas en la **Tabla 5.1** junto con los acrónimos propuestos por Frisia (2015) y el código numérico asignado a cada una de ellas para este estudio.

Tabla 5.1- Fábricas cristalinas presentes en la estalagmita *Ilargi* y los acrónimos y códigos numéricos asignados a cada una de ellas para la construcción del esquema de distribución petrológica.

Fábrica cristalina	Columnar	Whisker	Micro-cristalina	Dendrítica (D)		Dendrítica alterada	Micrítica	Mosaico con relictos
				Dendrítica abierta	Dendrítica cerrada			
Acrónimo	C	Cw	Cm	Do	Dc	Da	M	MCan
Código numérico	1	2	3	4	5	6	7	8

5.1.2 Tomografía Axial Computarizada (CT)

Para la realización de las tomografías se valoraron las condiciones de medida idóneas para *Ilargi* y se determinó una distancia entre cortes de 0,2 mm, obteniendo así un total de 1.240 cortes con un tamaño de pixel de 0,076 mm.

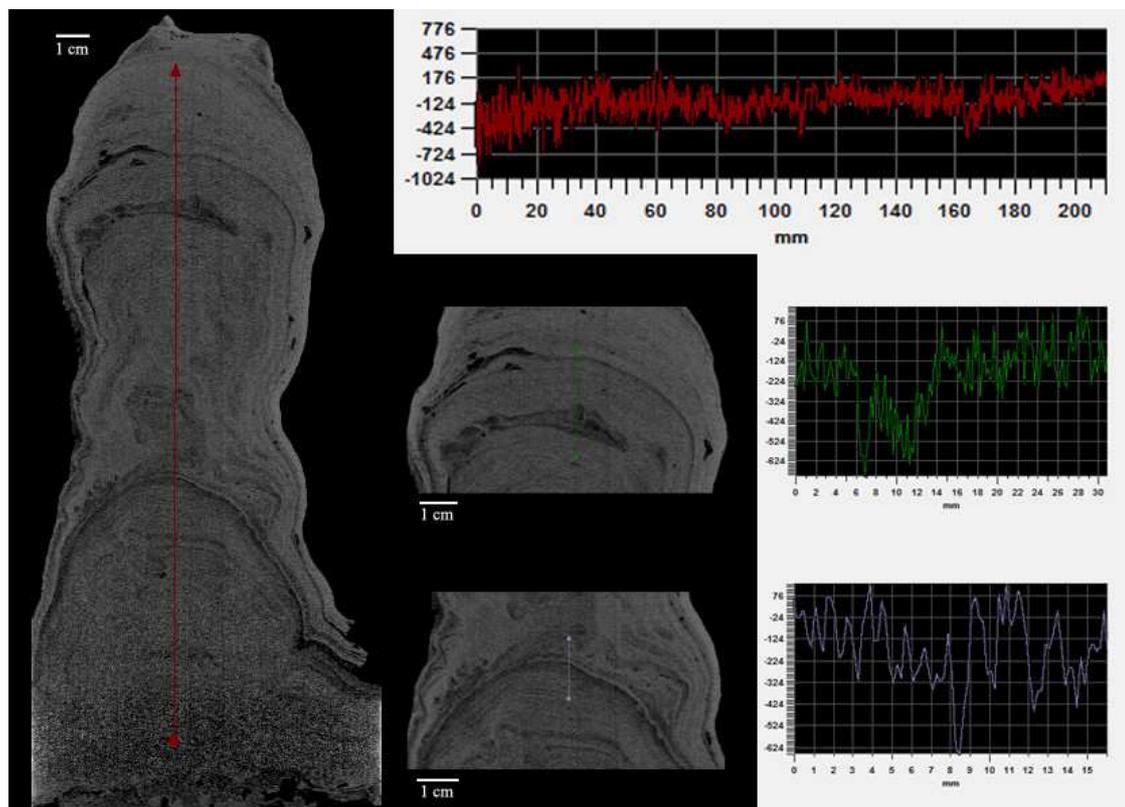


Fig. 5.5- Reconstrucción tomográfica de la estalagmita *Ilargi* mediante MIMICS. Se han trazado tres perfiles de valores de grises para observar las variaciones de densidad, sobre todo en aquellas zonas en las que predominan los niveles oscuros.

A partir de las tomografías obtenidas se realizó una reconstrucción del espeleotema mediante el software MIMICS V.10 (**Fig. 5.5**) en la que se pueden apreciar las distintas variaciones de densidad en función de la fábrica cristalina predominante.

La gráfica roja de la **Fig. 5.5** muestra un perfil con las variaciones de densidad a lo largo del eje principal de la estalagmita. Puede observarse como ésta aumenta hacia el techo del espeleotema (tonalidades de grises más claras), donde domina la fábrica microcristalina, y disminuye acusadamente en aquellos puntos en los que el perfil corta los niveles negros, mucho más porosos (tonos casi negros). Los tonos de gris intermedio que predominan en casi todo el espeleotema corresponden a la fábrica dendrítica, con mucha más porosidad intercristalina que la fábrica microcristalina. La gráfica verde abarca la parte basal del Tramo III de la estalagmita, donde los niveles oscuros son mucho más marcados. La gráfica violeta comprende el tránsito entre los Tramos I y II, cruzando el nivel oscuro basal erosivo (nivel *h*, **Fig. 5.1A**). En todos los perfiles puede observarse con claridad una caída brusca en las unidades justo en la zona de intersección con los niveles negros.

A partir de las imágenes en 2D, se ha realizado una reconstrucción tridimensional de la estalagmita (**Anexo 2A**).

5.1.3 Fluorescencia de la calcita

- Fotoluminiscencia de Luz Ultravioleta (FL)

Bajo luz UV (**Fig. 5.6**), la estalagmita *Ilargi* presenta diferencias en la intensidad de la coloración entre los distintos tramos identificados previamente bajo muestra de mano.

Los Tramos I y II proporcionan una respuesta baja a este tipo de radiación, aunque en el primer tramo se pueden apreciar variaciones asociadas a la laminación durante el crecimiento de los cristales carbonáticos. En el Tramo II esta ausencia en la luminiscencia coincide con la presencia de la fábrica dendrítica alterada.

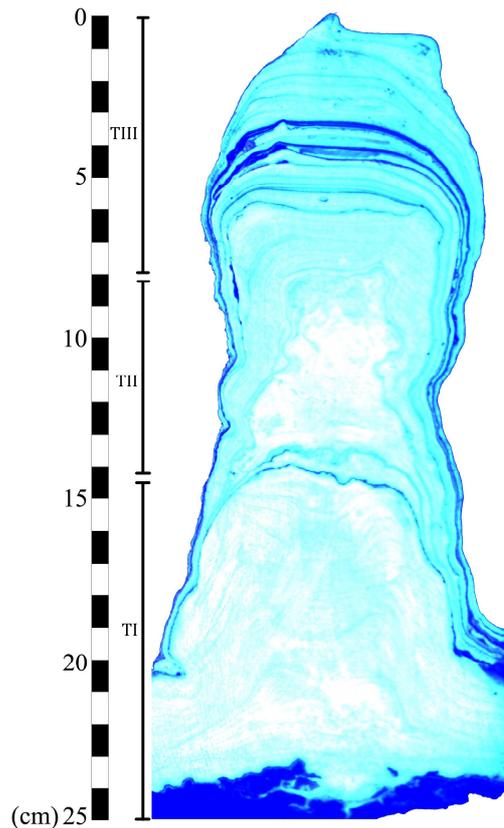


Fig. 5.6 – Estalagmita *Ilargi* fotografiada bajo luz ultravioleta de 380 nm. Se pueden observar las diferentes respuestas a la radiación de cada uno de los tramos.

A diferencia de los dos tramos basales, el Tramo III ofrece una alta respuesta a la radiación destacando, sobre todo, los niveles oscuros, indicando la presencia de forma abundante de material orgánico (Shopov *et al.*, 1994) en este tramo, sobre todo en los últimos 6 cm de la estalagmita.

En la superficie que delimita los Tramos I y II (nivel *h*, **Fig. 5.1A**) también se aprecia una intensa respuesta a la radiación, indicando la presencia local de material orgánico en las partículas asociadas a este nivel.

- Catodoluminiscencia (CL)

Se realizaron análisis de CL sobre las láminas delgadas utilizadas en el estudio petrográfico, pero no se observó ninguna respuesta en el carbonato ante este tipo de radiación, ofreciendo a lo largo de toda la estalagmita unas tonalidades grises muy oscuras, casi negras (*dull*).

Esto podría estar ocasionado por una ausencia de trampas o imperfecciones en la estructura química de la estalagmita (Damas, 2011) o por una alta presencia de atenuantes luminiscentes como el Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ni^{2+} (concretamente a la relación $\text{Fe}^{2+}/\text{Mn}^{2+}$) o el Co^{2+} (Machel, 2000).

5.1.4 Contaje de láminas (NIS_Elements D)

A partir de los perfiles de distribución del color RGB se han podido estudiar las variaciones en la coloración y laminación a lo largo de la estalagmita *Ilargi* sobre una fotografía realizada mediante un *core-scanner*. En los gráficos de variación del color (**Fig. 5.7A**) pueden delimitarse los tres tramos diferenciados en un principio bajo

muestra de mano, siendo el Tramo III el que presenta una mayor amplitud y frecuencia en la variación de los valores RGB, desplomándose al coincidir con las láminas negras, y en el que puede apreciarse una laminación más intensa. En este tramo, los valores de los tres colores están muy próximos, mientras que en los dos tramos puede observarse que existe una mayor diferenciación en sus perfiles.

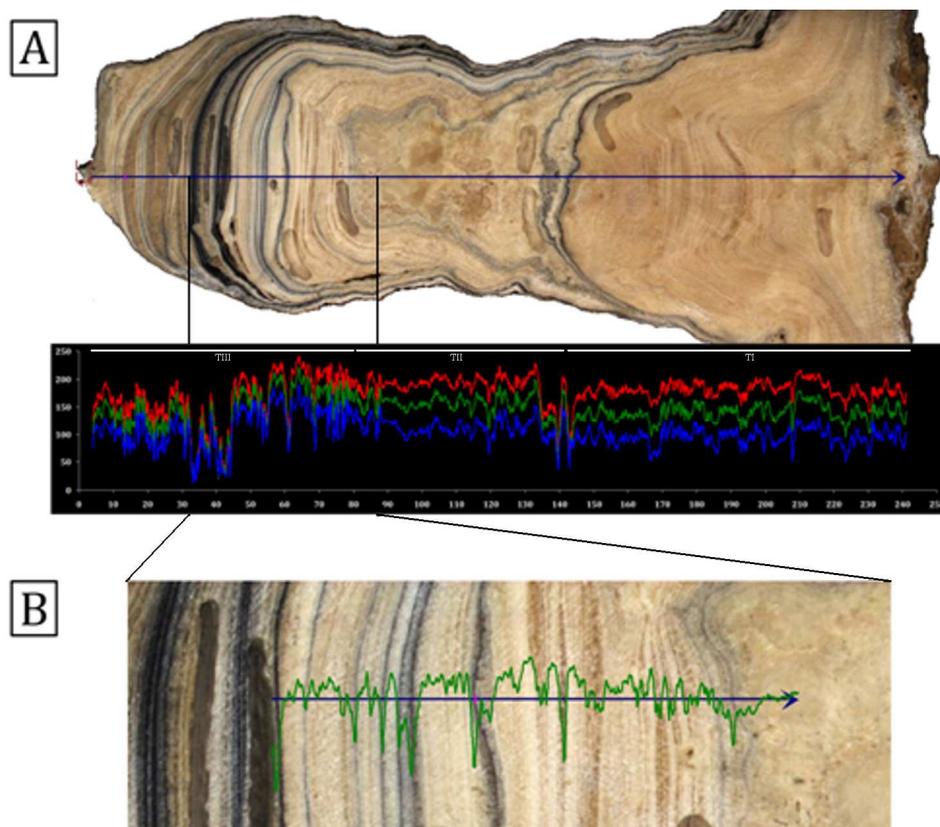


Fig. 5.7 – Gráficas de distribución de los colores RGB para la estalagmita *Ilargi* mediante el software NIS_Elements. **A)** Barrido del eje central de la estalagmita a lo largo de todo su desarrollo. **B)** Variación del color verde en un sector del Tramo III, donde la laminación es más visible y los niveles oscuros más intensos.

Debido a la recurrente aparición de niveles oscuros ricos en cenizas y hollín en el Tramo III, no es posible deducir una laminación natural (o climática) en este tramo de la estalagmita. En el Tramo I, por el contrario, se puede llegar a realizar un conteo de unos 56 pares de láminas claroscuras a partir del punto donde está realizada la datación más basal. Estas laminaciones parecen estar agrupadas en zonas de mayor amplitud en la zona intermedia de este tramo, pudiendo contarse 5 intervalos claros de ~ 1 cm de espesor formados por entre 6 y 8 pares de láminas, y 4

intervalos oscuros de $\sim 0,5$ cm de espesor formados por entre 4 y 5 pares. En el Tramo II, debido al alto contenido de recristalización que presenta, no es posible tomar como válidas las laminaciones que se muestran en el perfil.

En la **Fig. 5.7B** se ha tomado un segmento de la zona inferior del Tramo III, en el que la aparición de niveles oscuros es menor. En él pueden observarse láminas aparentemente naturales (láminas marrones en la mitad derecha de la imagen) que podrían indicar cambios estacionales. En este perfil pueden contarse 60 pares de láminas, de los cuales 40 se concentran en esta parte no antropizada, en 9 intervalos de predominancia clara y 8 más oscuros.

5.1.5 Difracción de Rayos-X (XRD)

Se realizaron analíticas de XRD sobre seis muestras tomadas en diferentes puntos de la estalagmita:

- a) Cristales columnares en la base.
- b) Cristales dendríticos hacia la mitad del Tramo I.
- c) Cristales en mosaico con relictos dendríticos a techo del Tramo I.
- d) Cristales *whisker* en la base del Tramo II.
- e) Cristales dendríticos hacia el techo del Tramo II.
- f) Cristales con fábrica microcristalina entre los niveles oscuros del Tramo III.

Todas las muestras tomadas dieron como resultado una mineralogía puramente calcítica, incluidos los cristales dendríticos que originalmente podrían haber estado formados por aragonito.

5.1.6 Dataciones

- Datación por Series de Uranio

Se realizaron 8 dataciones por U/Th (**Tabla 5.2** y **Fig. 5.8**). Las muestras presentan un contenido total en uranio entre 51 y 147 ppb, concentración relativamente baja, pero que ofrece buenos resultados con rangos de error

asumibles. Ninguna de las muestras parece presentar contaminación por torio detrítico inicial ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} < 20$), sin embargo dos de las muestras datadas tienen valores anómalos, quedando fuera del orden cronológico. La muestra *Ilargi-5* presenta una inversión temporal bastante acusada, seguramente debida a un envejecimiento por presencia de este elemento. La muestra *Ilargi-8* podría estar en consonancia con las dataciones anteriores de no ser por la datación, más moderna, de la muestra *Ilargi-7*. A la hora de decidir cuál de las dos dataciones tomar como correcta, se ha incidido en el estudio petrográfico y se ha observado que las laminaciones en los cristales de *Ilargi-8* presentan una coloración más oscura, posiblemente debida a la presencia de material procedente de los suelos suprayacentes, y que pueda haber aportado torio detrítico envejeciendo la edad de formación de los cristales.

Las dataciones obtenidas indican que la formación de *Ilargi* se inició en los últimos momentos del Pleistoceno (ca. 14 ka BP). El crecimiento queda interrumpido por un nivel erosivo (nivel *h*, **Fig. 5.1A**) debido al cual se produce un hiato en la cronología de unos 7.000 años, abarcando el tránsito entre el Pleistoceno final y el Holoceno.

Tabla 5.2- Dataciones U/Th para la estalagmita *Ilargi*. En rojo se señalan las dos muestras que presentan valores anómalos.

Muestra	^{238}U (ppb)	^{232}Th (ppt)	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ ppm	$\delta^{234}\text{U}$ medido	$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ actividad	Edad sin corregir	$\delta^{234}\text{U}_{\text{inicial}}$ corregido	Edad corregida
<i>Ilargi-1</i>	66 ± 0,4	1105 ± 4,4	121,2 ± 2,1	12 ± 9,2	0,123 ± 0,002	14173,00 ± 305,7	12,5 ± 9,5	13.689 ± 387
<i>Ilargi-2</i>	61 ± 0,2	1170 ± 4,9	100,2 ± 1,4	3,6 ± 3,5	0,116 ± 0,002	13391,60 ± 205,2	3,7 ± 3,7	12.837 ± 344
<i>Ilargi-3</i>	66 ± 0,4	880 ± 4,9	68,2 ± 1,8	-29 ± 5,2	0,054 ± 0,001	6333,90 ± 177,8	-29,5 ± 5,3	5.936 ± 266
<i>Ilargi-4</i>	51 ± 0,3	1675 ± 7,0	27,5 ± 0,9	-14,2 ± 8,2	0,055 ± 0,002	6289,90 ± 218,4	-14,4 ± 8,3	5.309 ± 537
<i>Ilargi-5</i>	52 ± 0,3	2397 ± 10,7	32,2 ± 0,9	-29,0 ± 5,2	0,090 ± 0,003	10.628,3 ± 326,1	-29,8 ± 5,7	9.233 ± 711
<i>Ilargi-6</i>	62 ± 0,4	535 ± 4,7	74,9 ± 3,0	-21,3 ± 6,1	0,039 ± 0,001	4443,00 ± 180,8	-21,5 ± 6,2	4.187 ± 221
<i>Ilargi-7</i>	147 ± 0,6	924 ± 5,9	77,5 ± 2,3	-14,7 ± 3,7	0,029 ± 0,001	3307,50 ± 98,4	-14,8 ± 3,7	3.122 ± 135
<i>Ilargi-8</i>	61 ± 0,34	761 ± 4,2	52,1 ± 2,2	-23,2 ± 8,0	0,039 ± 0,002	4.506,4 ± 198,0	-23,5 ± 8,1	4.133 ± 271

- Datación por radiocarbono

Se realizaron dos dataciones por ^{14}C sobre el material orgánico encontrado en el interior de la estalagmita (**Tabla 5.3**). Las muestras a datar fueron uno de los macrorrestos de carbón encontrados en la base del Tramo II (*Ilargi-Carb*), y el último, y de mayor espesor, de los niveles negros del Tramo III (*Ilargi-BL*).

La edad calibrada obtenida para el fragmento de carbón (7.759 ± 80 años BP) concuerda en estratigrafía con las dataciones obtenidas por U/Th y permite acotar mejor el hiato temporal producido por el nivel *h* (**Fig. 5.1A**), quedando reducido a unos 5.000 años.

Sin embargo, la datación calibrada obtenida para el nivel negro (4.725 ± 110 años BP) parece estar envejecida unos 2.000 años con la edad que le correspondería siguiendo el orden estratigráfico de las dataciones por U/Th (**Fig. 5.8**). Este desfase cronológico podría deberse debido, bien a una contaminación de la muestra durante el crecimiento de la estalagmita por aportes de material que modifique las relaciones isotópicas del $\delta^{13}\text{C}$, o bien porque este tipo de material orgánico embebido en cristales calcínicos requiere un tratamiento diferente en el laboratorio para el procesado de la muestra y poder separar ambas fracciones carbonáticas.

Debido a la incongruencia con la edad, esta datación no ha sido considerada para el estudio.

Tabla 5.3- Dataciones por ^{14}C realizadas sobre un carbón (OxA-25074), y un nivel negro (Beta-384272) de la estalagmita *Ilargi*.

Muestra	Sigla del laboratorio	Material	$\delta^{13}\text{C}$	Edad convencional radiocarbónica	Edad calibrada BP (2σ)
<i>Ilargi-Carb.</i>	OxA-25074	carbón	-23,26	6.927 ± 37	7.759 ± 80
<i>Ilargi-BL</i>	Beta-384272	carbonato	-9.0	4.180 ± 30	4.725 ± 110

- Tasas de Crecimiento

En función de las dataciones obtenidas por U/Th se ha estimado la tasa de crecimiento de la estalagmita para cada uno de los tramos identificados en el estudio de *visu* (**Fig. 5.8**).

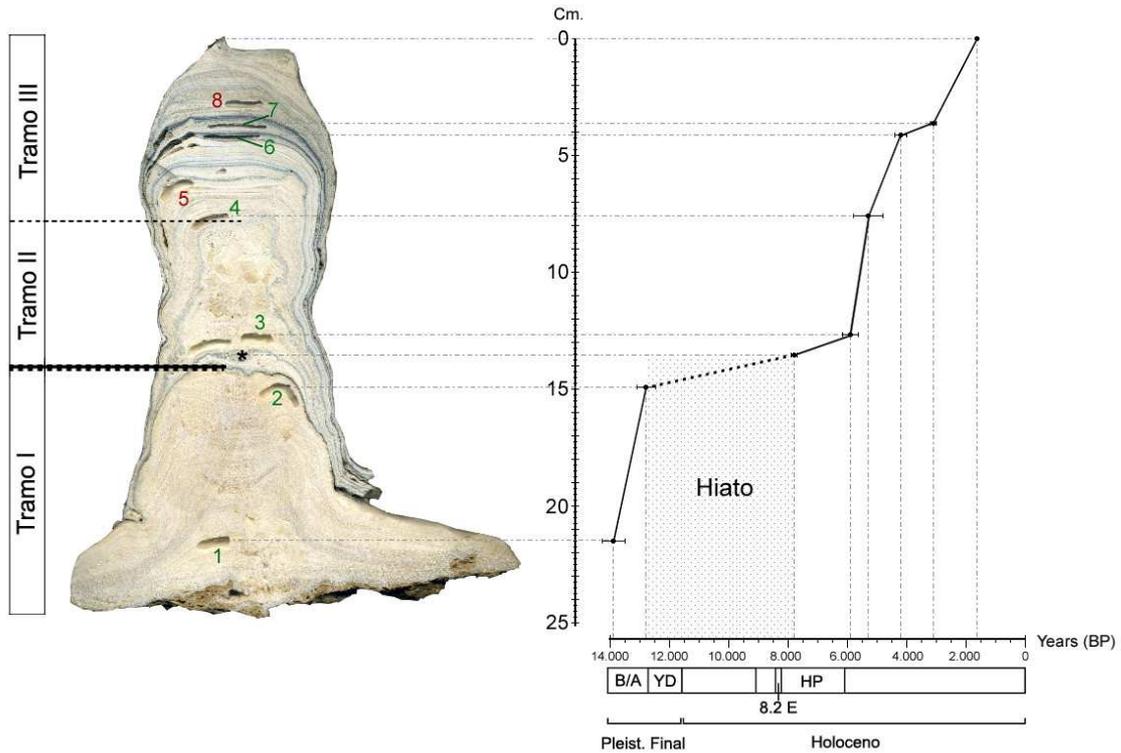


Fig. 5.8- Tasas de crecimiento para los diferentes tramos de la estalagmita *Ilargi*. Sobre ella, los números representan las dataciones por U/Th (en verde las que aportan valores óptimos y en rojo los anómalos). El asterisco marca la posición estratigráfica de la datación por ¹⁴C realizada sobre el carbón.

El Tramo I, de 8 cm de altura, comprende prácticamente mil años de crecimiento (13,7-12,8 ka BP) y se le infiere una velocidad de crecimiento de 0,077 mm/año.

A techo de este tramo, coincidiendo con el nivel *h* (Fig. 5.1A) se produce un brusco vacío temporal con una erosión y una posible detención en el crecimiento de la estalagmita. Extrapolando las tasas de crecimiento de los intervalos justo inferior y superior, se estima que el hiato temporal abarca desde los 12,6 hasta los 8 ka BP. Este nivel erosivo también disuelve las láminas de crecimiento infrayacentes, por lo que no es posible realizar ninguna estimación ni del crecimiento ni de tasa de erosión, pudiéndose sólo indicar un vacío estratigráfico de unos 4.600 años.

El Tramo II, de 6,5 cm de altura, comprende unas cronologías entre 7,8 y 5,3 ka BP. Las tasas de precipitación del carbonato deducidas son de 0,004 mm/año para el intervalo entre 7,8 y 5,9 ka BP, con unos 0,75 cm de espesor, y de 0,08 mm/año para el intervalo entre 5,9 y 5,3 ka BP, de 5 cm de potencia.

El Tramo III representa los últimos 5.300 años en un espesor de 8 cm. La tasa de crecimiento de la calcita varía desde 0,03 mm/año al inicio (5,3 - 4,2 ka BP) a 0,0047 mm/año entre 4,2 - 3,1 ka BP, donde la aparición de niveles oscuros es más intensa.

A falta de poder realizar una datación en la zona más a techo, se ha extrapolado la tasa media de crecimiento de este último tramo (0,018 mm/año) para los últimos 2,7 cm de la estalagmita, y se ha calculado que ésta habría detenido su crecimiento hace unos 1.600 años BP.

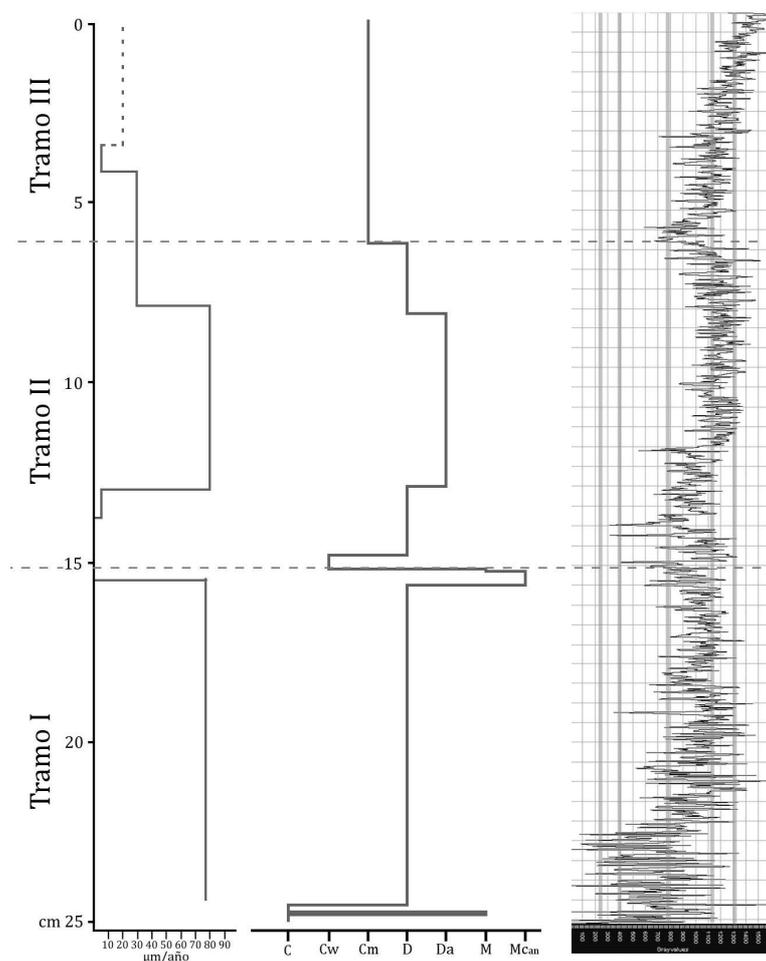


Fig. 5.9- Comparación entre las tasas de crecimiento (izquierda) y la variación de las fábricas cristalinas (centro) de base a techo de la estalagmita *Ilargi*. A la derecha se muestra la variación de la densidad a lo largo del crecimiento de la estalagmita, donde las líneas grises verticales más gruesas marcan la división entre las diferentes máscaras de densidad creadas (ver Apartado 5.5.2).

A partir de las tasas de crecimiento calculadas para esta estalagmita se ha realizado una comparativa con la distribución de las fábricas cristalinas a lo largo de la misma y la variación de densidades obtenida mediante la CT (**Fig. 5.9**). Puede observarse cómo las mayores variaciones en las fábricas cristalinas y, por tanto, en

las densidades a lo largo de la estalagmita, están plenamente relacionadas con las tasas de crecimiento, que reflejan las variaciones en las tasas de goteo.

Para el Tramo I de *Ilargi*, donde el contaje de láminas naturales es más fiable, a partir de las edades obtenidas (13,7-12,8 ka BP) y del contaje de láminas realizado mediante el software NIS_Elements D (56 pares de láminas, **Fig. 5.7A**), se ha podido calcular que cada par de láminas claras oscuras tiene una duración de unos 15 años de crecimiento.

5.1.7 Geoquímica isotópica

Se tomaron 80 muestras para isótopos estables con un espaciado aproximado de 2 mm. Dado el diámetro de la broca de muestreo (0,5 mm) y las tasas de crecimiento de *Ilargi*, se ha estimado que cada análisis isotópico integra una media de 6,5 años para el Pleistoceno Final (Tramo I), de unos 12 años para el Holoceno Medio (Tramo II) y de 29 años para la segunda mitad del Holoceno (Tramo III).

Los valores isotópicos obtenidos (**Fig. 5.10**) muestran una alta variabilidad a lo largo del espeleotema (3‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ y 9‰ para el $\delta^{13}\text{C}$) quedando comprendidos entre -8,35 y -5,29‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ y entre -10,51 y -1,21‰ para el $\delta^{13}\text{C}$.

La curva de isótopos de oxígeno muestra una ligera tendencia general hacia valores más negativos (empobrecimiento en ^{18}O) desde la base hacia el techo de la estalagmita. La curva de isótopos de carbono muestra, sin embargo, la tendencia contraria, mostrando un ligero enriquecimiento en ^{13}C a lo largo del crecimiento de la estalagmita.

En el Tramo II, aunque el número de muestras analizadas es menor que en los otros dos, los valores isotópicos de ambos elementos muestran una acusada dispersión y un aumento en sus magnitudes tomando valores mucho más altos (**Fig. 5.10**). Petrográficamente esta zona se caracteriza por presentar una fábrica cristalina dendrítica relativamente alterada, motivo que podría ser el causante de esta variación en los isótopos si se tratase de una fábrica diagenética secundaria. Sin embargo, los valores son prácticamente iguales a los del inicio de la estalagmita, donde no existe evidencia diagenética, y la diferencia con el resto de la misma podría

deberse a otros factores. Mühlinghaus *et al.* (2007) observaron que el enriquecimiento acusado en el $\delta^{13}\text{C}$ a lo largo del eje de crecimiento de una estalagmita puede estar ocasionado por un fuerte aumento en la tasa de goteo sobre la misma.

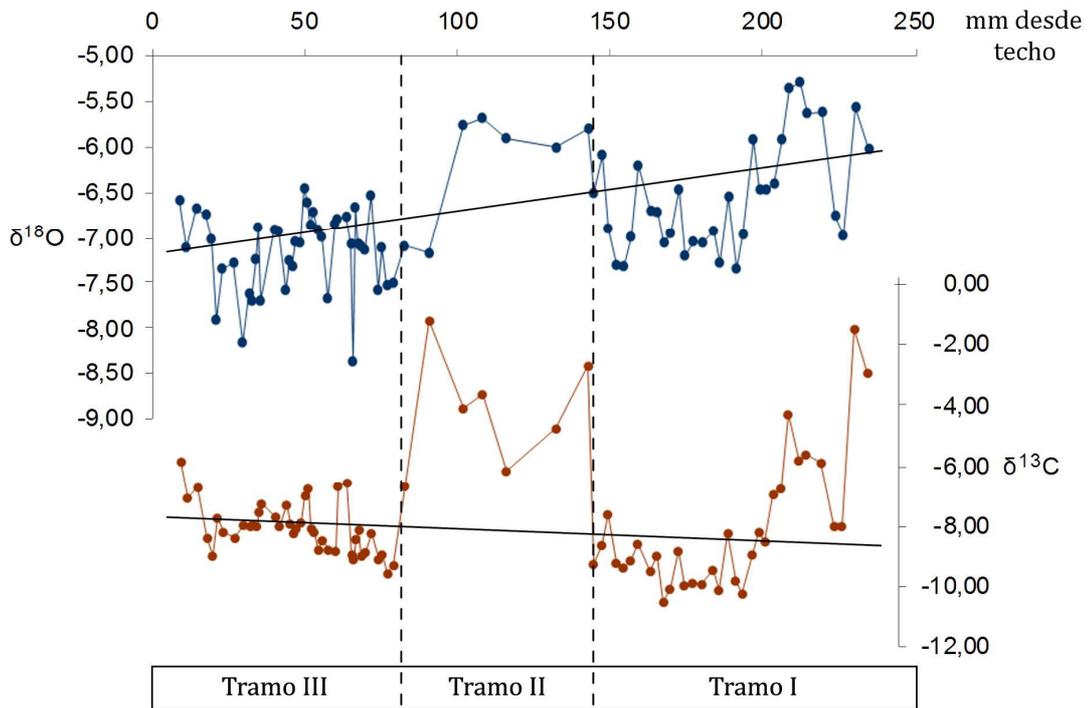


Fig. 5.10- Curvas de variación del $\delta^{18}\text{O}$ y del $\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB) para la estalagmita *Ilargi*.

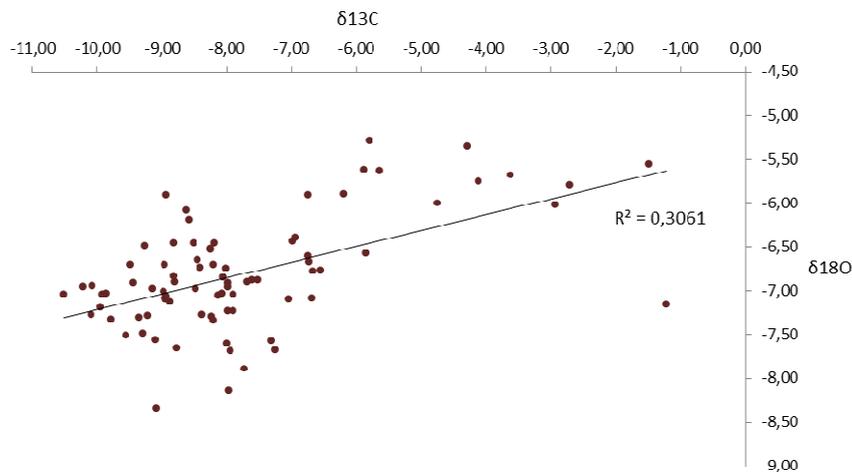


Fig. 5.11- Recta de regresión y coeficiente de correlación entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de la estalagmita *Ilargi*.

Experimentalmente estos autores comprobaron que, curiosamente, el incremento en la velocidad del goteo produce una disminución en el diámetro de la estalagmita, hecho que se puede observar en este tramo de *Ilargi*. Este rápido incremento en la tasa de goteo, y también de crecimiento (0,08 mm/año frente a los 0,004 mm/año con los que se inicia este tramo), podría atribuirse a la existencia de algún pequeño reservorio de agua en el epikarst que supliera de un goteo más acusado a la estalagmita de Atapuerca en este tramo. Esta hipótesis también sería compatible con la alteración que presentan aquí los cristales, tratándose entonces de una fábrica primaria generada por la alta disponibilidad hídrica sobre la superficie de la estalagmita.

El índice de correlación entre ambos elementos es de $R^2=0,3$ no observándose covariación entre ellos, lo que podría indicar una ausencia de procesos evaporativos que pudiesen afectar a los valores por fraccionamiento cinético (Hendy, 1971) (**Fig. 5.11**).

- Existencia de equilibrio isotópico

Para comprobar la existencia de equilibrio isotópico durante la formación de *Ilargi*, se realizaron tres Tests de Hendy (Hendy, 1971) a lo largo de tres láminas de crecimiento en los Tramos I y III (láminas situadas a 70, 184 y 235 mm desde la base, muestras *Hend-70*, *Hend-184* y *Hend-235*).

La **Fig. 5.12A** muestra la variación del $\delta^{18}\text{O}$ y del $\delta^{13}\text{C}$ desde el eje central de precipitación (*a*) hasta la zona lateral de la estalagmita (*f*) cada 5 mm. En ella puede observarse cómo los valores isotópicos del oxígeno permanecen constantes a lo largo de la lámina *Hend-70*, y sufren un pequeño aumento hacia el extremo de la estalagmita en las láminas *Hend-184* y *Hend-235* (variaciones de 0,8‰). Los valores isotópicos del carbono, sin embargo, sufren una variación algo más acusada (entre 1,2 y 2‰) haciéndose también más ligeros hacia el lateral en estas mismas láminas, que puede ser indicativa de procesos evaporativos en los flancos de la estalagmita.

En la **Fig. 5.12B** se representan los valores del $\delta^{18}\text{O}$ frente al $\delta^{13}\text{C}$ de las tres láminas de crecimiento muestreadas, y en ellas sí parece observarse una covariación entre los isótopos (r^2 entre 0,8 y 0,9), pudiendo indicar unas condiciones de quasi-equilibrio durante la precipitación carbonática en los laterales del espeleotema e

indicando un posible fraccionamiento cinético, ya que bajo microscopía petrográfica no se observan rasgos de alteración en los cristales que conforman estas láminas de crecimiento.

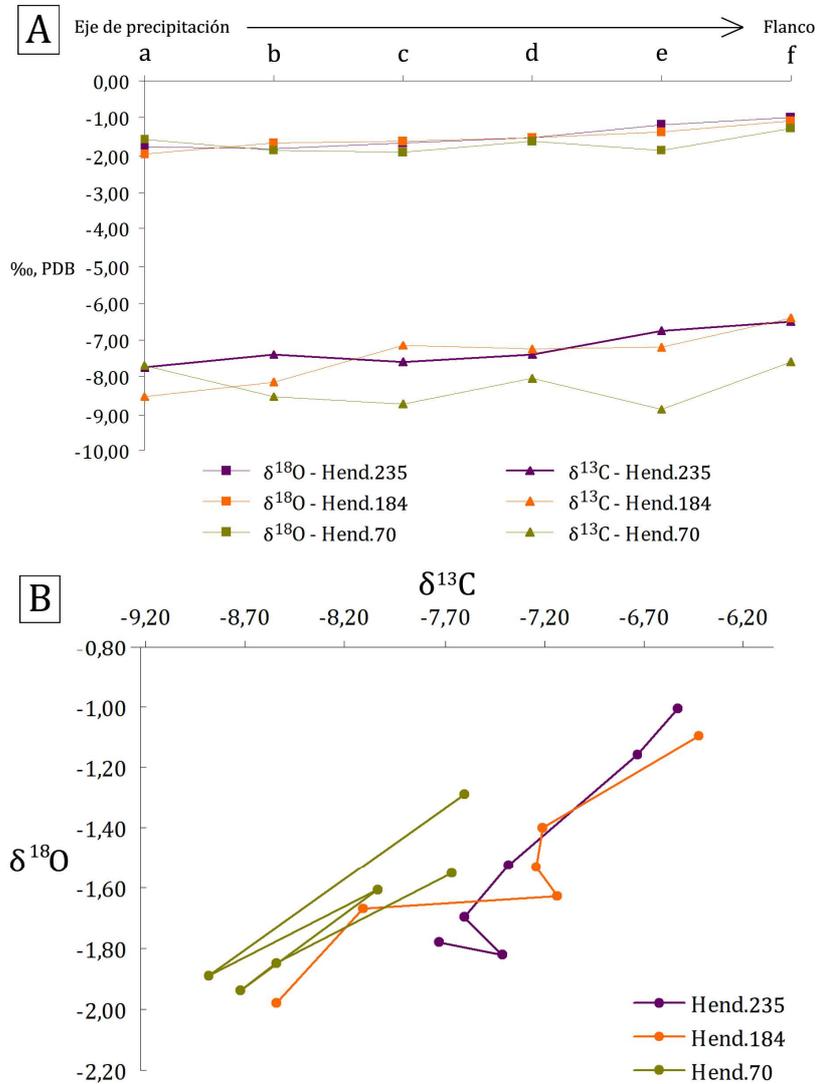


Fig. 5.12- A) Variación de los valores isotópicos del $\delta^{18}\text{O}$ y del $\delta^{13}\text{C}$ dentro de cada lámina muestreada en la estalagmita *llargi*. B) $\delta^{18}\text{O}$ frente a $\delta^{13}\text{C}$ para estas láminas.

5.1.8 Geoquímica de elementos traza

- Espectrometría de emisión atómica (ICP-AES)

Se ha analizado la distribución de 19 elementos traza (Al, As, Ba, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, K, Mg, Mn, Na, Ni, P, Pb, S, Si, Sr y Zn) a lo largo de la estalagmita y se han representado en diversas gráficas (**Fig. 5.13**) en las que también se han marcado los

niveles oscuros para ver si la aparición de éstos afecta de forma sistemática a la concentración de alguno de los elementos.

Teniendo en cuenta los valores de las cuentas por segundo (cps) detectadas por el espectrómetro, se han desestimado aquellos elementos cuyo valor quedaba por debajo de los límites de detección del equipo. Así, de los 19 elementos medidos, 5 no se han considerado válidos (Cd, Co Cr, Cu, Pb y Si).

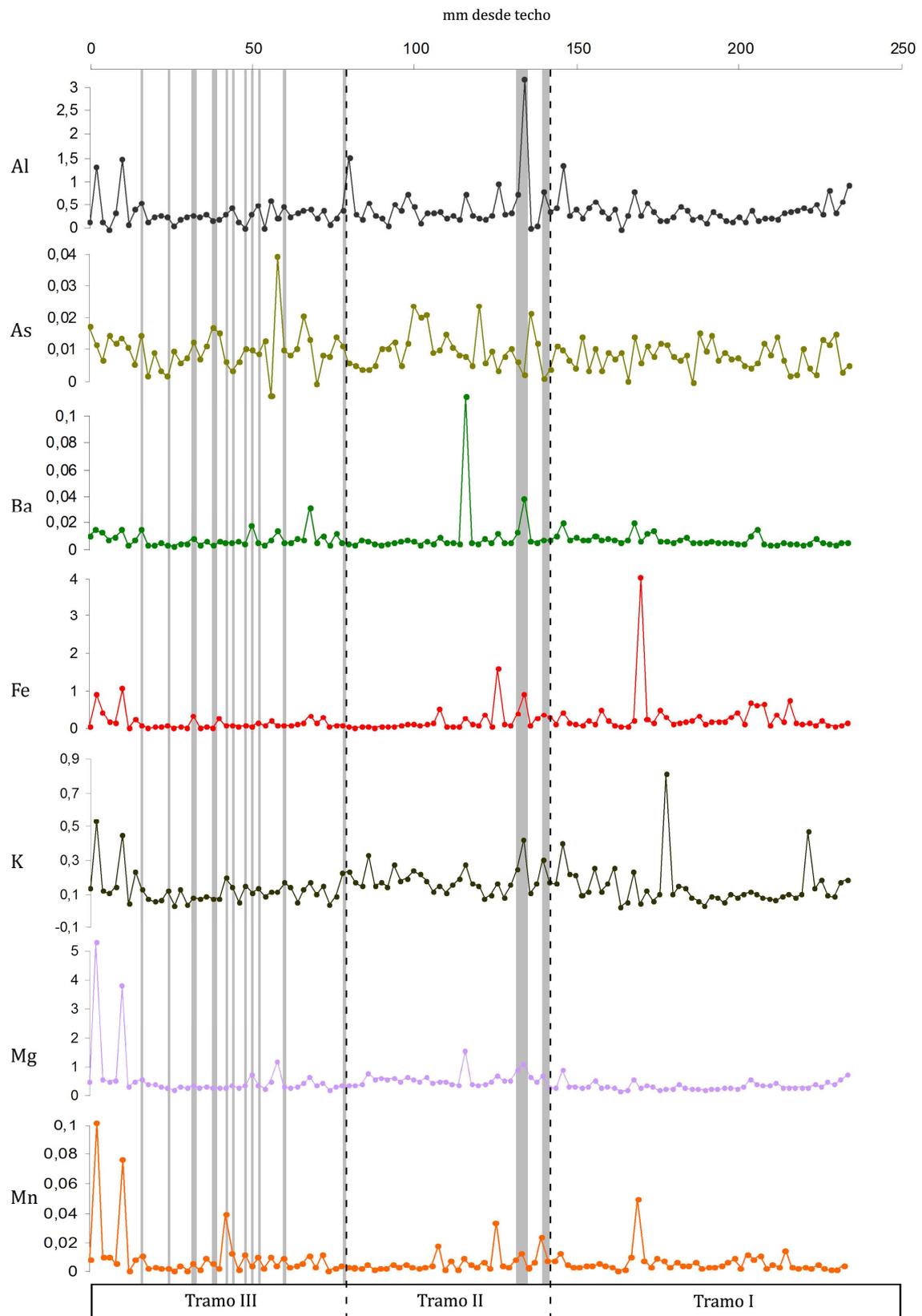
Las tendencias generales de la mayoría de los elementos indican unas concentraciones relativamente constantes durante toda la precipitación carbonática. Destaca la curva del S, que muestra una intensa disminución en su concentración en los últimos 60 mm de la estalagmita, coincidiendo con la intensa aparición de los niveles negros, tendencia contraria a la que presenta el Ni.

Salvando estos dos casos, aparentemente no parece existir una clara correlación entre la presencia de los niveles negros con variaciones significativas en el contenido elemental, aunque en algunos casos concretos sí parece observarse un aumento de algunos elementos en ciertas láminas. Este es el caso del Al, que muestra un pico bastante acusado coincidiendo con el nivel *h* de la **Fig. 5.1A**, en el que aparecía una capa detrítica (**Fig. 5.3D**) y algunos ligeros aumentos coincidiendo con algunas BL. El P es el elemento que muestra con mayor intensidad incrementos acusados con la aparición de los niveles oscuros, destacando el gran aumento que sufre coincidiendo con el nivel *h*.

Cabe destacar dos puntos de muestreo a techo de la estalagmita en los que se producen aumentos en casi todos los elementos, que a nivel petrológico no parecen corresponder con ninguna variación en el crecimiento de los cristales. Esto podría estar debido a un aporte particulado detrítico de tamaño micrométrico asociado a estos puntos, o a un mayor tiempo de residencia de las aguas percolantes en el suelo suprayacente en esos momentos.

Al contrario de lo que se observa en los datos isotópicos, la geoquímica elemental no parece evidenciar la presencia de alteraciones diagenéticas (p. ej. Tramo II) sin que aparezca ninguna variación en los valores de los elementos analizados. Tampoco parece existir correlación entre las variaciones elementales y las diferentes fábricas cristalinas o posibles cambios mineralógicos, que podrían

verse indicados por las variaciones en elementos como el Mg y el Sr (p. ej. si la mineralogía original fuese aragonito en vez de calcita en la fábrica dendrítica).



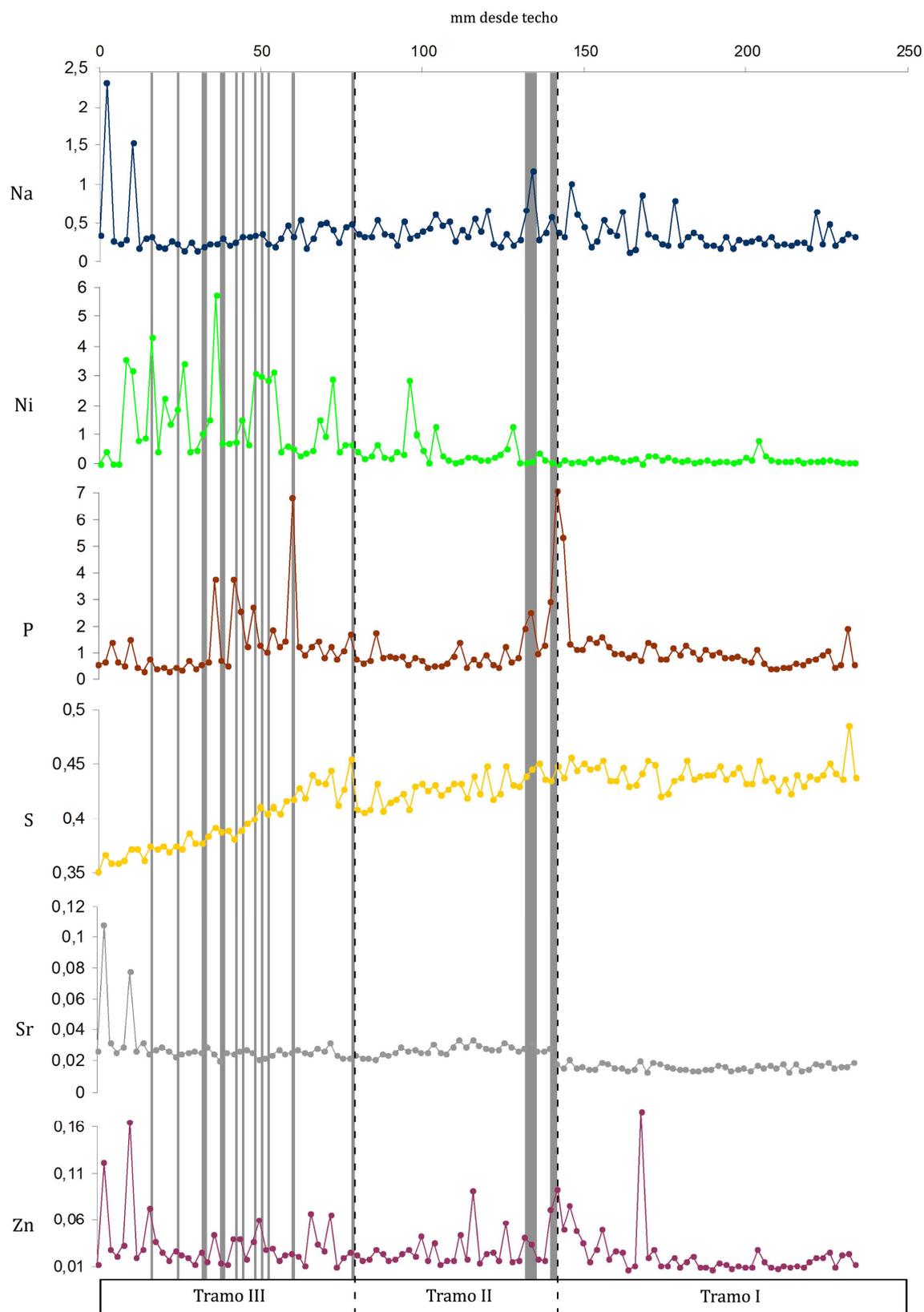


Fig. 5.13- Gráficas de distribución elemental por ICP-AES a lo largo del crecimiento de la estalagmita *Ilargi*. En la parte superior está representada la distancia al techo de la misma, y en la parte inferior los tramos que la conforman, delimitados por las líneas punteadas. Las bandas grises representan la ubicación de los niveles oscuros presentes en la estratigrafía de la estalagmita. Los ejes de ordenadas de los elementos están representados respecto al Ca en mmol/mol.

Análisis estadístico de los datos

En los análisis de componentes principales se obtuvieron 4 factores para el ICP-AES. Estos factores explican un total del 70,5% de la varianza acumulada; explicando el F1 un 37,8%, el F2 un 14,4%, el F3 un 9,2% y el F4 un 9,1%.

A partir de la matriz de componentes rotados se observa cómo afecta cada uno de los factores a los elementos analizados (**Tabla 5.4** y **Fig. 5.14A**), y los dos primeros factores enfrentados entre sí (**Fig. 5.14B**).

	F1	F2	F3	F4
Na	0,941	-0,027	0,084	-0,057
Mg	0,888	0,254	0,111	-0,200
Sr	0,764	0,490	0,071	-0,227
K	0,751	-0,201	-0,069	0,135
Zn	0,740	0,231	-0,007	0,335
Mn	0,726	0,291	0,529	-0,107
Al	0,665	-0,205	0,181	0,269
Ba	0,465	-0,177	-0,164	0,270
Fe	0,242	-0,099	0,807	-0,075
As	0,178	0,084	-0,575	-0,298
P	0,097	0,043	0,105	0,807
Ni	0,009	0,785	-0,094	0,298
S	-0,002	-0,832	0,060	0,190

Tabla 5.4- Matriz de componentes rotados para los elementos analizados por ICP-AES en la estalagmita *Ilargi*.

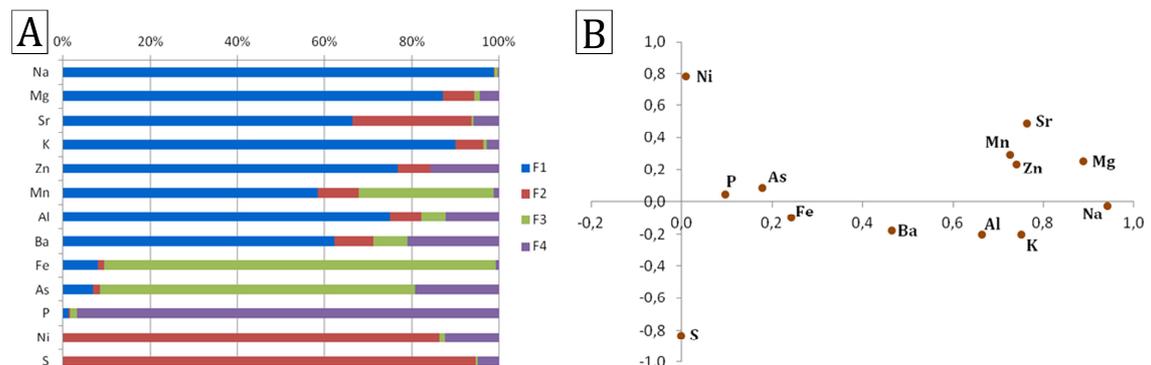


Fig. 5.14- A) Peso de cada factor sobre los elementos analizados, expresado en porcentaje. B) Peso de los factores 1 y 2, enfrentados entre sí.

En la **Fig. 5.15** quedan representadas las variaciones de los cuatro factores a lo largo de la estalagmita *Ilargi*.

El primer factor (F1) controla por completo el Na, Mg, Sr, K, Zn, Mn, Al y Ba. Esta componente está relacionada, seguramente, con la variación del caudal hídrico y con variaciones de temperatura (Mg, Sr, Ba y Na (Treble *et al.*, 2003; Johnson *et al.*, 2006; Borsato *et al.*, 2007; Fairchild y Baker, 2012)) y con el aporte de material detrítico procedente de la lixiviación de los suelos suprayacentes, que aportan elementos ligados a material terrígeno (Al, K (Fairchild y Treble, 2009)) y algo de materia orgánica (Zn, (Borsato *et al.*, 2007; Biester *et al.*, 2012)). Hasta el mm 150 (Tramo I) los valores de esta componente son predominantemente negativos (pudiendo indicar poca infiltración) y en el Tramo II cambia positivamente con algunos picos de mayor intensidad que podrían indicar un aumento en las tasas de goteo. En el Tramo III los valores vuelven a ser negativos, indicando un aumento en la aridez salvo en los últimos 10 mm de la estalagmita, donde alcanzan los valores máximos.

El F2 tiene un claro dominio sobre el Ni e, inversamente proporcional, sobre el S, por lo que es muy posible que esté ligado a la presencia de materia orgánica. Puede observarse una clara tendencia en aumento desde la base de la estalagmita con valores negativos hacia el techo de la misma, aumentando gradualmente hacia valores muy positivos, sobre todo en la zona donde las laminaciones oscuras son mucho más intensas. Cabe destacar la correlación inversa existente entre estos dos elementos a lo largo de toda la estalagmita, deduciéndose un aumento en Ni, metal muy biófilo asociado con la actividad antrópica (Li, 1985), procedente de la materia orgánica de combustión asociada a los niveles oscuros del Tramo III. La disminución del S, sin embargo, no estaría relacionada con la presencia de estos niveles oscuros, sino con una posible disminución de la cobertera vegetal (Gorham, 1960) quizá debido a la retirada del bosque caducifolio inducida por la presencia humana en los alrededores en estas cronologías (Ruiz-Zapata *et al.*, 2003c; Euba *et al.*, 2016).

El F3 está vinculado fundamentalmente al Fe y ligeramente al Mn, y al As de forma inversamente proporcional. La mitad inferior de la estalagmita presenta valores positivos en esta componente mientras que la mitad superior cambia a valores negativos con una pequeña recuperación hacia los 10 mm finales. Las

variaciones del Fe dominadas mayoritariamente por esta componente hacen deducir un aporte por lixiviación de óxidos desde el suelo, quizá por edafización de minerales de la arcilla en condiciones de aguas reductoras (Fairchild y Treble, 2009) ya que, al no estar representado por los factores anteriores, permite discriminar su procedencia asociada a terrígenos o materia orgánica.

El F4 domina exclusivamente la presencia de P, manteniendo valores relativamente constantes en torno a 0 y aumentando de forma intensa con la aparición del nivel *h* de la **Fig. 5.1A**, donde la presencia de minerales fosfáticos como el hidroxiapatito es muy elevada. También se observa un ligero aumento en el Tramo III, coincidiendo con las laminaciones oscuras recurrentes en este tramo de la estalagmita.

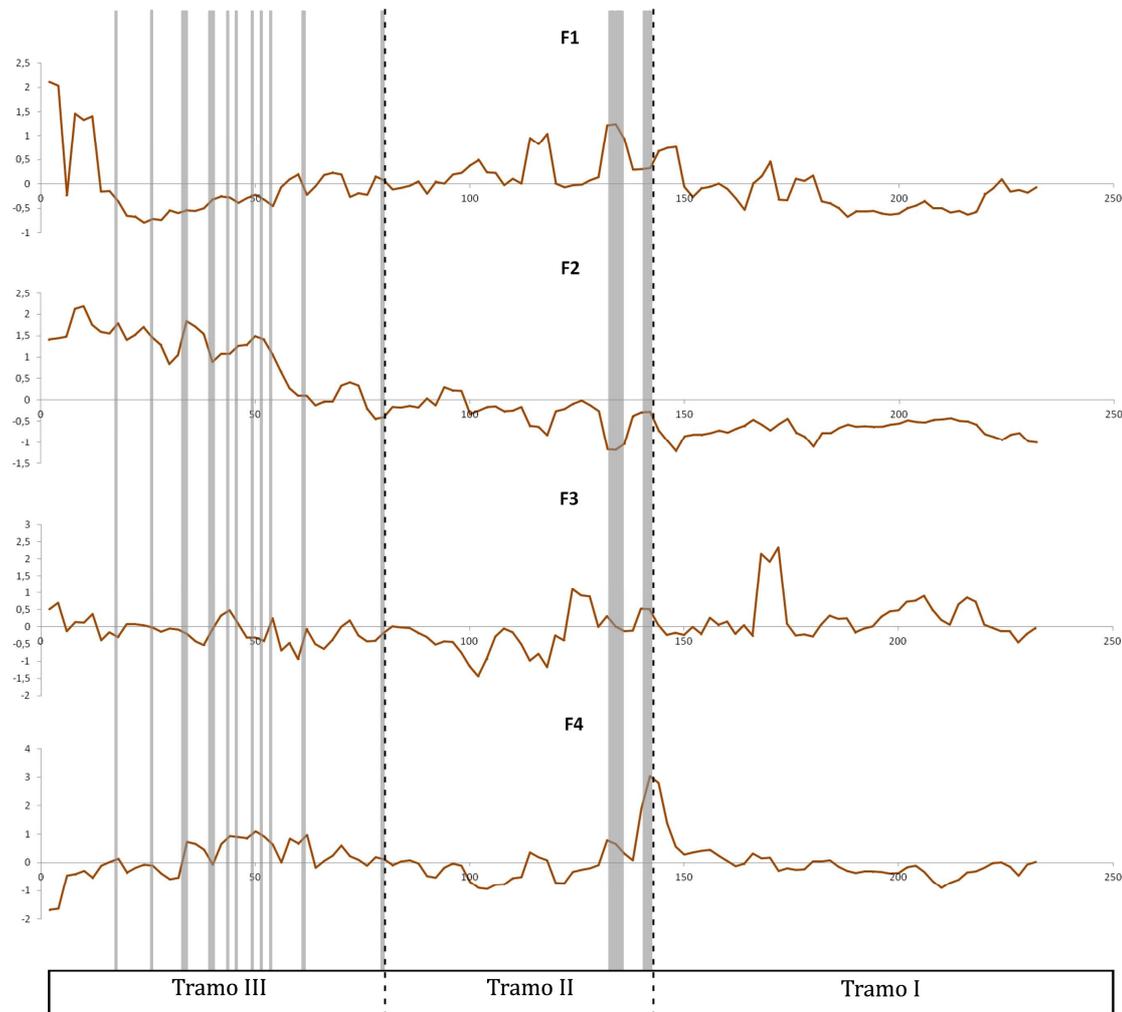


Fig. 5.15- Distribución de las cuatro componentes principales obtenidas a lo largo de la estalagmita *Ilargi*. Las bandas grises representan la posición de los niveles oscuros presentes en la estratigrafía de la estalagmita. El cero del eje de abscisas, a la izquierda, indica el techo de la misma.

- Fluorescencia de Rayos-X (XRF-CS)

Debido a la inclinación existente en el corte longitudinal de la estalagmita *Ilargi* no ha sido posible realizar un análisis mediante *Core-scanner* de todo su desarrollo, por lo que se ha elegido la mitad basal el tramo superior de la misma (Tramo III) debido a la intensa presencia de las laminaciones oscuras en él. El segmento analizado coincide con el utilizado para realizar el perfil del conteo de laminaciones mediante NIS-Elements D (**Fig. 5.7**). En este sector han podido analizarse 12 elementos con una señal significativa (Al, Ba, Ca, Cl, Co, Cr, Fe, K, Mn, Ni, S y Si) que han sido representados gráficamente en la **Fig. 5.16**. En general no se observan grandes tendencias en las gráficas obtenidas, y tampoco parece existir una correlación entre la aparición de niveles, tanto antrópicos como naturales, y las variaciones en la abundancia de los elementos.

El Al y el Ba son los elementos que presentan mayores amplitudes en sus variaciones. Sin embargo, éstas no parecen relacionarse de manera consistente ni entre sí, ni con la presencia de niveles oscuros.

Destaca en el perfil del Ca un aumento gradual desde el mm 85 hasta el 75, donde se estabilizan los valores, manteniéndose relativamente constantes hasta el mm 45. Hacia el mm 62 se observa una importante caída en los valores, coincidiendo con uno de los niveles antrópicos, y que coincide con un gran aumento en la concentración de K. En los últimos milímetros se aprecia un claro aumento de Ca que no parece coincidir con variaciones en ningún otro elemento.

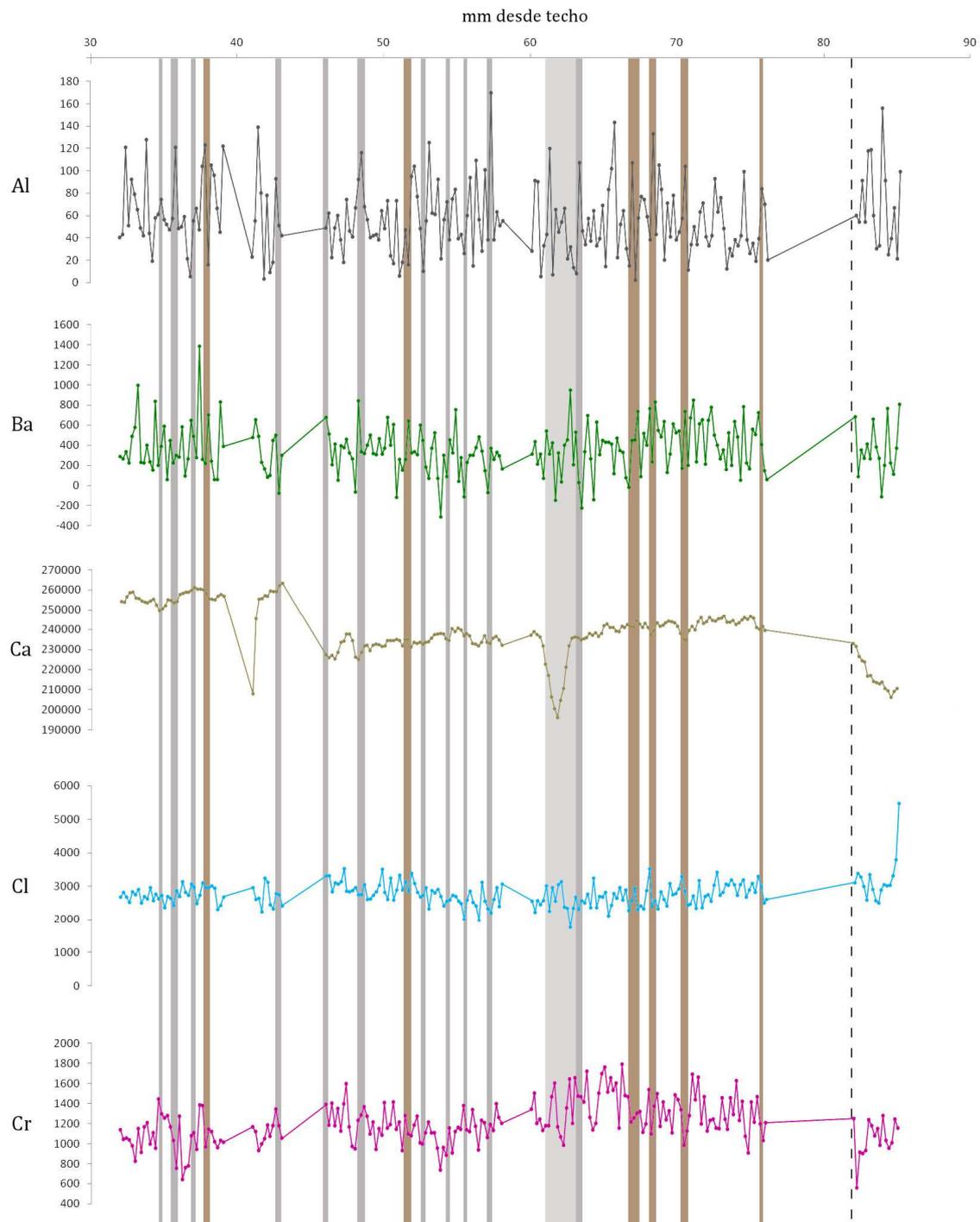
El perfil del Fe sufre una ligera disminución en los primeros 10 mm de este tramo, pero con la aparición de los niveles oscuros vuelve a aumentar de forma gradual.

Cabe destacar un ligero aumento observado en el perfil del Ni asociado a la aparición de niveles antrópicos, entre los mm 45 y 55.

Debido, tanto a la diferencia entre las zonas de la estalagmita analizadas mediante ICP-AES y XRF-CS, como a la resolución obtenida por cada una de las técnicas, por el momento no es posible realizar una comparativa real entre ellas.

A pesar de que algunas gráficas obtenidas mediante XRF-CS sí podrían tener cierta correspondencia con la presencia de laminaciones, tanto naturales como

antrópicas la variación que presentan los distintos elementos medidos por esta técnica no parece ser suficientemente significativa. Cabe la posibilidad de que las concentraciones de estos elementos se encuentren por debajo del límite de detección del equipo y, por tanto, se han desestimado estos resultados para realizar la discusión de este trabajo.



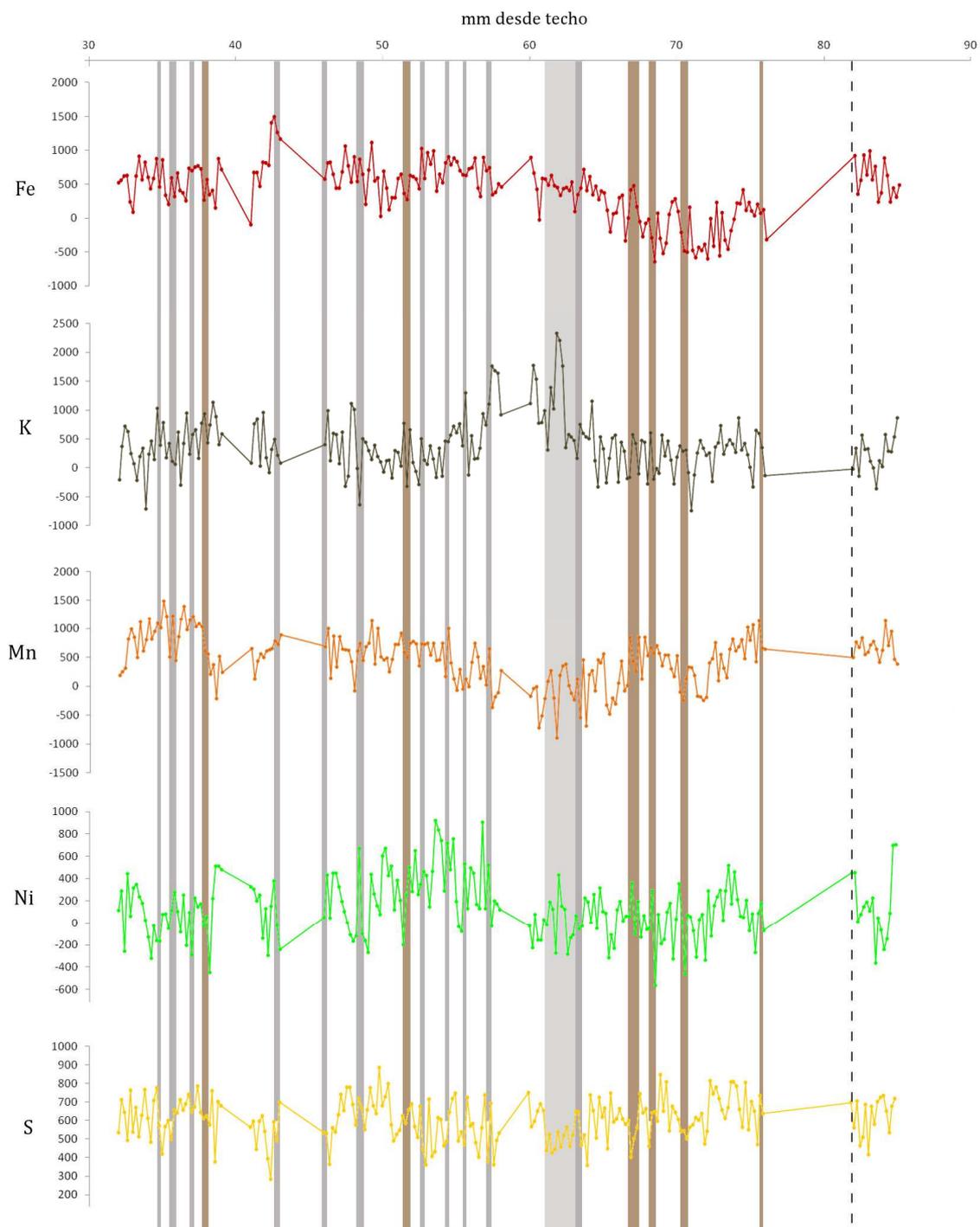


Fig. 5.16- Gráficas de distribución elemental por XRF-Core Scanner en la base del Tramo III de la estalagmita *Ilargi* (perfil coincidente con el realizado para el NIS en la **Fig. 5.7**). Las bandas grises representan la ubicación de los niveles antrópicos presentes en la estratigrafía de la estalagmita en este tramo, y las bandas marrones la laminación natural más acusada. Los ejes de ordenadas de los elementos están representados en cuentas por unidad de área.

5.1.9 Modelo de Edad *StalAge*

Para crear el modelo de edad para la estalagmita *Ilargi* se tomaron los valores cronológicos obtenidos por U/Th con sus rangos de error y se representaron gráficamente respecto a los puntos de muestreo tomados para geoquímica elemental (82 puntos a una resolución aproximada de 2 mm).

El modelo obtenido (**Fig. 5.17A**) coincide con las tasas de crecimiento obtenidas para esta estalagmita (**Fig. 5.8**), aunque se produce una distorsión de los valores cronológicos previos al hiato identificado. Por este motivo se volvió a realizar el modelo de edad sólo para cronologías post-hiato, evitando de esta manera introducir el lapso temporal (**Fig. 5.17B**). A pesar de haber excluido el hiato, el modelo no ajusta correctamente las edades obtenidas y envejece la más moderna, quizá porque al ser la última, la acerca a la anterior y queda sobreestimada por el programa.

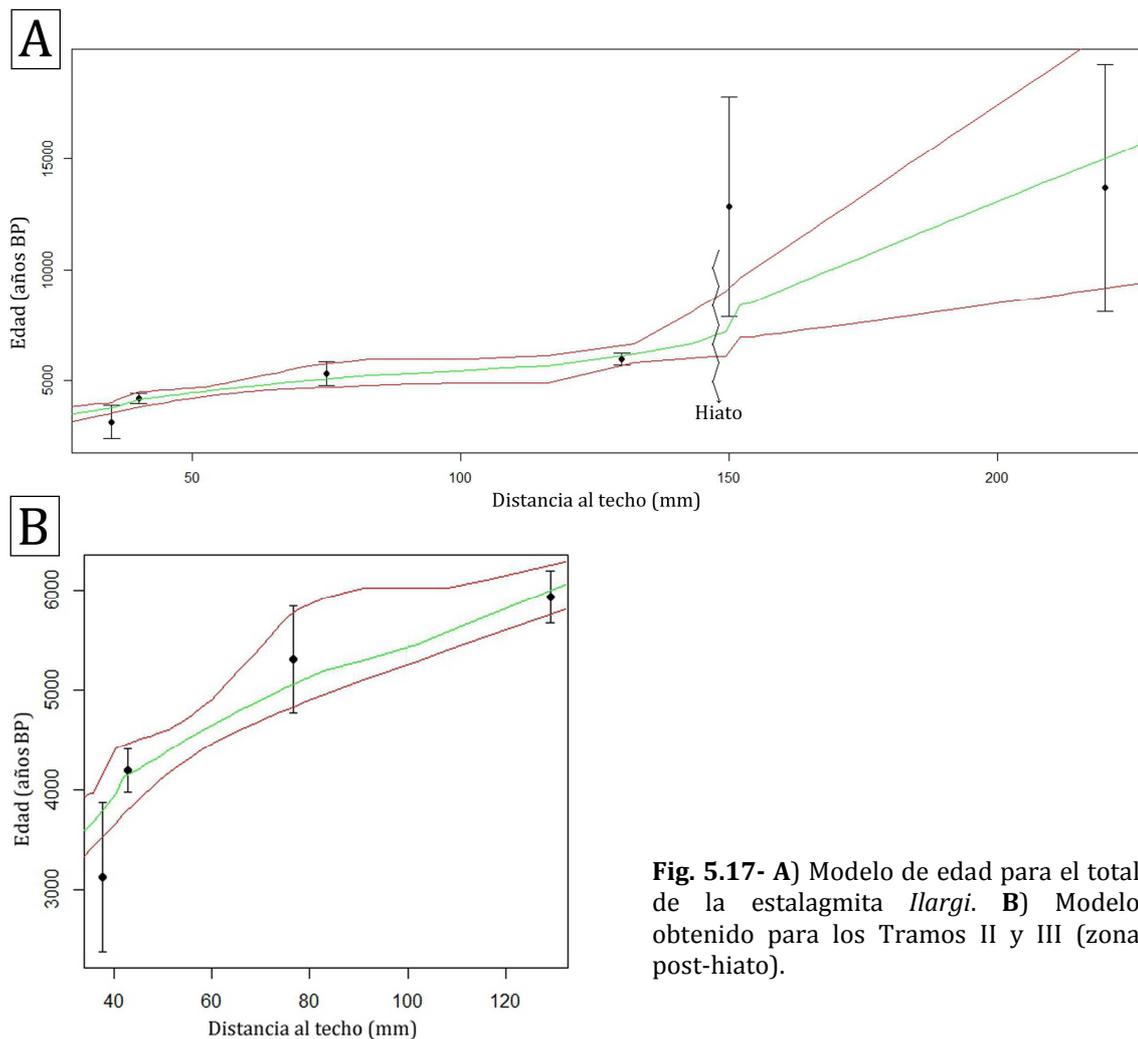


Fig. 5.17- A) Modelo de edad para el total de la estalagmita *Ilargi*. **B)** Modelo obtenido para los Tramos II y III (zona post-hiato).

5.2 ESTALAGMITA GS1

Se trata de un fragmento espeleotémico de escaso desarrollo vertical con una altura máxima de 2,3 cm, en el que se han diferenciado dos tramos de crecimiento; uno pequeño basal (Tramo I) de alrededor de 0,5 mm, y el superior (Tramo II) de unos 2 cm (**Fig. 5.18**). Aparentemente, comienza su formación con un punto de goteo focalizado en uno de sus extremos, y continúa desarrollándose lateralmente, posiblemente por un mayor aporte de agua que la acaba transformando prácticamente en un *flowstone*. A pesar de su escasa altura, se ha decidido considerar como estalagmita y no como fragmento de colada dado el carácter concéntrico de sus láminas en el eje principal de crecimiento, que denota la existencia de un punto de goteo como origen.

Presenta una coloración blanquecina a crema, con dos niveles negros muy notables. El más basal (nivel *b*, **Fig. 5.18**) tiene 2mm de grosor y un aspecto poroso, y parece corroer el carbonato infrayacente. Este nivel marca el tránsito entre los dos tramos delimitados en el espeleotema. El nivel superior (nivel *a*, **Fig. 5.18**), de 5 mm de potencia, no presenta rasgos erosivos y está formado por al menos tres niveles muy juntos, uno inferior, de hasta 3 mm, y dos más finos (de entre 0,5 y 1 mm) en su parte superior. Lateralmente estos tres niveles más finos se unen dejando de diferenciarse.

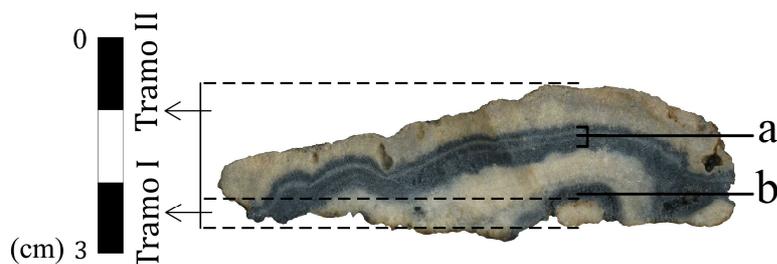


Fig. 5.18- Estalagmita GS1 con los dos tramos diferenciados bajo muestra de mano y nomenclatura de los niveles oscuros.

No se observan variaciones bruscas en el crecimiento de los cristales de esta estalagmita ni en la laminación, más allá de la superficie erosiva que ocasiona en su parte inferior el nivel *b*.

5.2.1 Microscopía petrográfica

GS1 comienza su formación (Tramo I) con cristales dendríticos con un claro neomorfismo agradable que, a techo, los acaba transformando en cristales en mosaico (**Fig. 5.19A**).

Sobre esta fábrica cristalina aparece el primer nivel oscuro, que se caracteriza por estar formado por varias fases alternando láminas altamente micríticas y láminas en las que se reanuda la precipitación carbonática (**Fig. 5.19A, B**). Este nivel tiene un claro carácter erosivo, y rompe los cristales infrayacentes (**Fig. 5.19A**). Las láminas micríticas presentan una coloración marrón con partículas anaranjadas identificadas como materia orgánica, y una alta concentración de partículas terrígenas siliciclásticas (**Fig. 5.19C**).

El crecimiento de la estalagmita continúa con una fábrica dendrítica abierta (Tramo II) con límites interdigitados entre los diferentes dominios de extinción. Se puede observar que, en las zonas donde aparecen las láminas de crecimiento, la textura se vuelve más masiva, creando una fábrica dendrítica cerrada (**Fig. 5.19D**).

A techo del tramo dendrítico aparece el nivel *a* (**Fig. 5.18**) resultante de una sucesión de diversos niveles más finos formados por partículas opacas micrométricas que tapizan las terminaciones de los cristales carbonáticos adaptándose a su morfología (**Fig. 5.19E**). Se puede observar con detalle cómo, al igual que ocurría con los niveles superiores de la estalagmita *llargi*, estas partículas opacas marcan el final de los cristales dando comienzo a nuevas fases de nucleación, y rellenan la porosidad intercrystalina preferentemente en zonas que asemejan valles (**Fig. 5.19F**). Durante todo el intervalo en el que aparecen estas laminaciones, la fábrica textural se vuelve microcristalina, siendo el tránsito de la dendrítica a ésta bastante neto y regular, pero sin afectar al crecimiento de los cristales (**Fig. 5.19G**).

La última fase de precipitación carbonática pura vuelve a estar caracterizada por una fábrica dendrítica abierta, con un aspecto caótico en la disposición de los cristales, y con pequeñas alteraciones focalizadas que los engrosan (**Fig. 5.19H**). En la zona final del espeleotema aparecen algunas partículas terrígenas incluidas en la porosidad intercrystalina, seguramente procedente del suelo actual de la cavidad y adheridas a la superficie de la estalagmita.

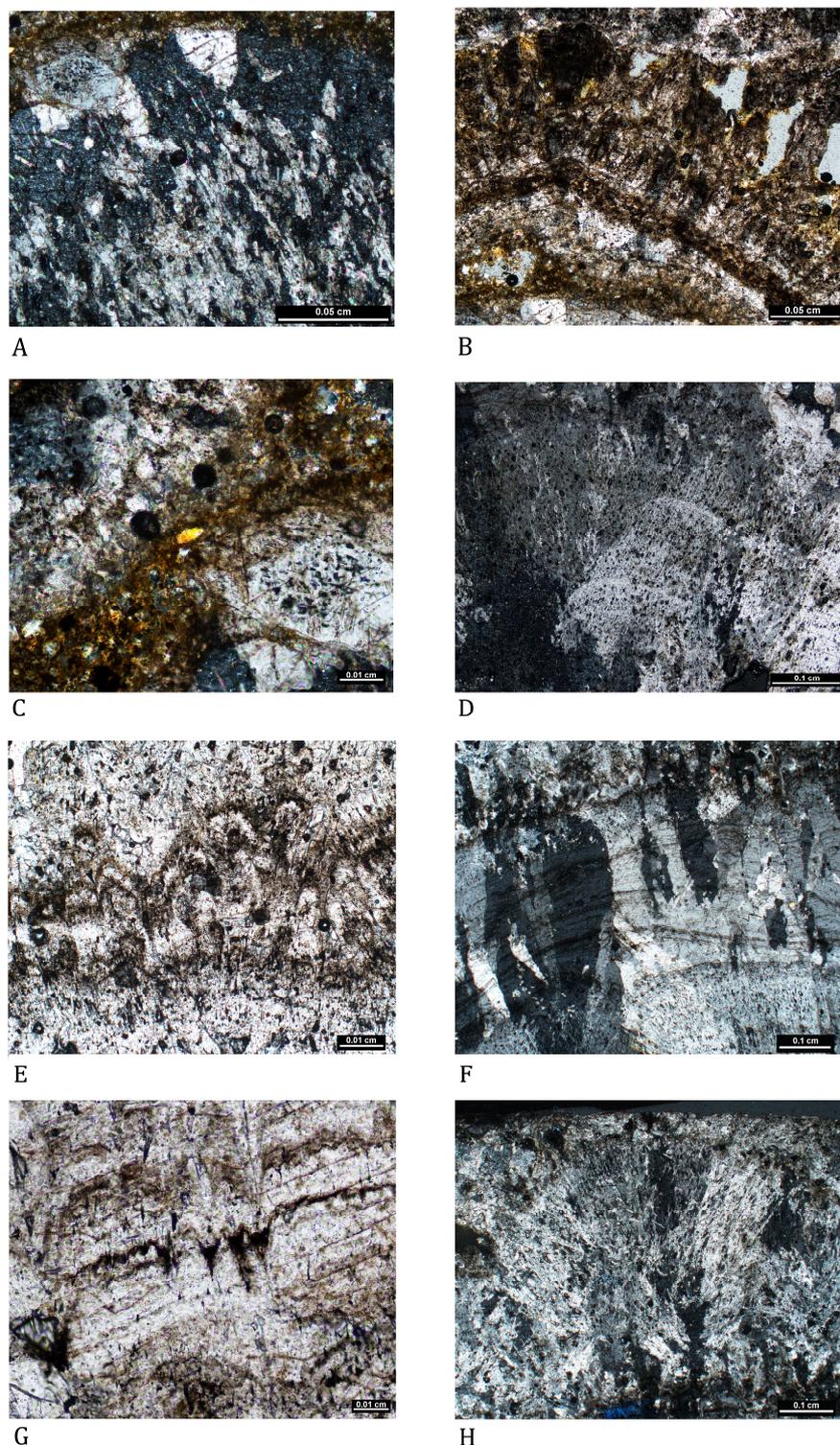


Fig. 5.19- Fábricas cristalinas de la estalagmita *GSI* bajo microscopía petrográfica. **A)** Transformación de cristales dendríticos en cristales en mosaico por neomorfismo. **B)** Nivel oscuro *b* (**Fig. 5.18**), formado por una alternancia de láminas detríticas con pequeñas reactivaciones en la precipitación carbonática. **C)** Detalle de las partículas terrígenas que forman las láminas detríticas de este nivel. **D)** Fábrica dendrítica abierta. **E)** Láminas de partículas opacas del nivel *a* (**Fig. 5.18**) tapizando las terminaciones de los cristales carbonáticos. **F)** Fábrica microcristalina en el tramo en el que aparecen las láminas del nivel *a*. **G)** Detalle de las partículas opacas relleno de la porosidad intercristalina. **H)** Fábrica dendrítica en la zona superior de la estalagmita.

5.2.2 Contaje de láminas (NIS_Elements D)

A partir de los perfiles RGB se han estudiado las variaciones de color en la estalagmita *GS1* sobre una imagen realizada mediante escáner de mesa (**Fig. 5.20**). En los gráficos obtenidos se marca muy claramente la presencia de los niveles oscuros, entre los que pueden observarse algunas laminaciones. Éstas, al tener una marcada influencia antrópica no se pueden caracterizar del mismo modo que aquellas que aparecen en el carbonato puro y que pueden tener relación con variaciones climáticas como la estacionalidad.

En la banda negra inferior (nivel *b*, **Fig. 5.18**) el contaje de laminaciones no puede realizarse debido a la alta alteración de los cristales, que aparecen corroídos. En la banda superior (nivel *a*, **Fig. 5.18**) pueden contarse 16 láminas oscuras y 15 claras, de las que 3 destacan de forma bastante acusada. Estas laminaciones quizá podrían ser indicativas de diferentes momentos de entrada en la cavidad por parte de los grupos humanos que habitaban la zona.

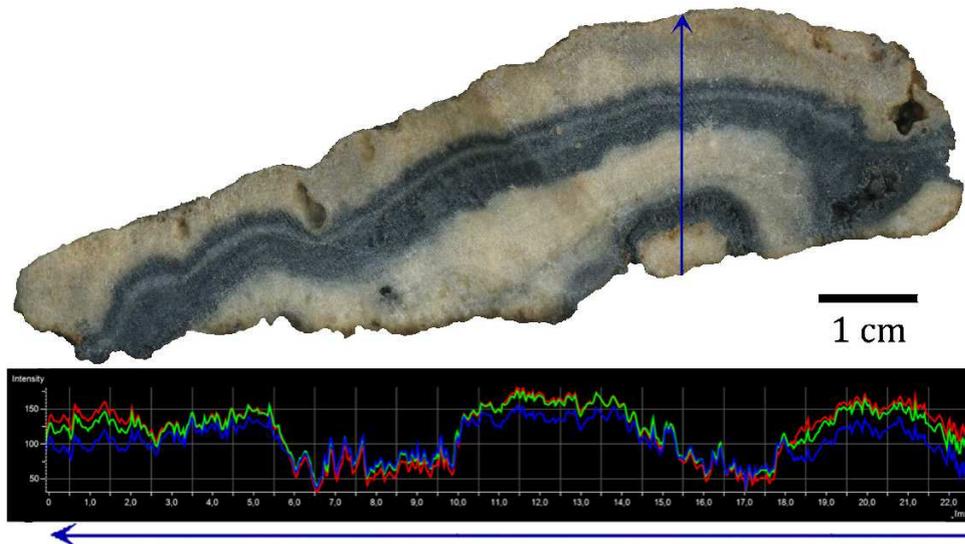


Fig. 5.20- Gráficas de distribución de los colores RGB para la estalagmita *GS1* mediante el software NIS_Elements en el eje central de precipitación.

En el primer intervalo de precipitación de carbonato puro, a pesar del escaso registro que preserva, aparecen 22 láminas claras y 21 oscuras. En los otros dos intervalos claros pueden contarse 13 pares de láminas clarooscuros en cada uno de ellos, compuestos por 26 láminas claras y 24 oscuras.

Debido a la falta de dataciones en este espeleotema no puede calcularse la periodicidad de aparición de estas laminaciones.

5.2.3 Geoquímica de elementos traza

- Espectrometría de emisión atómica (ICP-AES)

A partir de ICP-AES se ha determinado la concentración de 14 elementos presentes en la estalagmita *GS1* (Al, As, Ba, Fe, K, Mg, Mn, Na, Ni, P, S, Si, Sr y Zn).

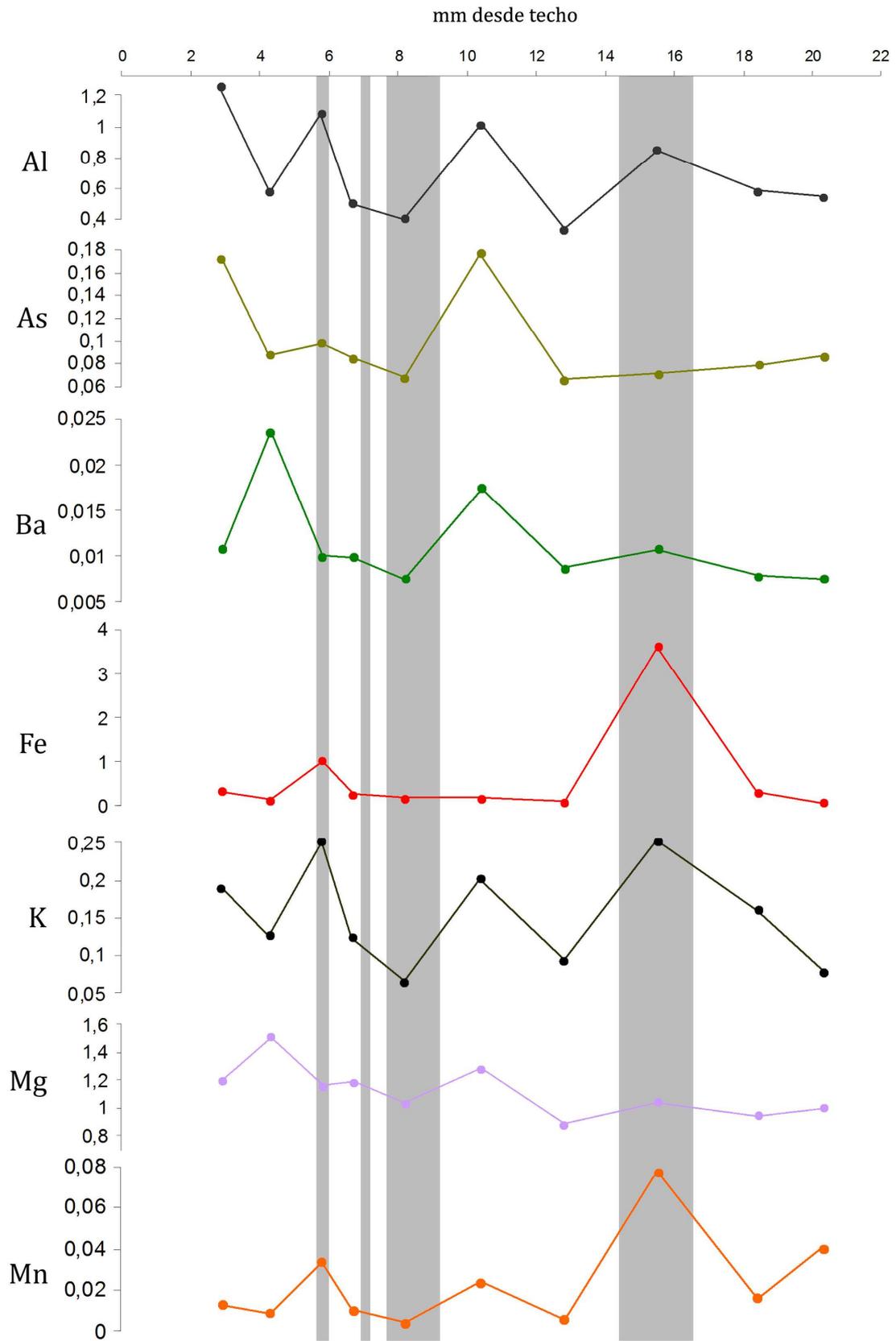
En las gráficas elementales obtenidas (**Fig. 5.21**) se observan tendencias similares en algunos elementos, con picos de mayor intensidad en el primero y en el último de los niveles oscuros, como el Fe, Mn, Ni y Si. Cabe destacar un punto de muestreo cerca de los 10 mm desde el techo del espeleotema, en el que la concentración de casi todos los elementos experimenta un incremento sin que coincida, aparentemente, con ninguna variación en su estructura interna ni con la aparición de partículas alóctonas visibles bajo microscopía.

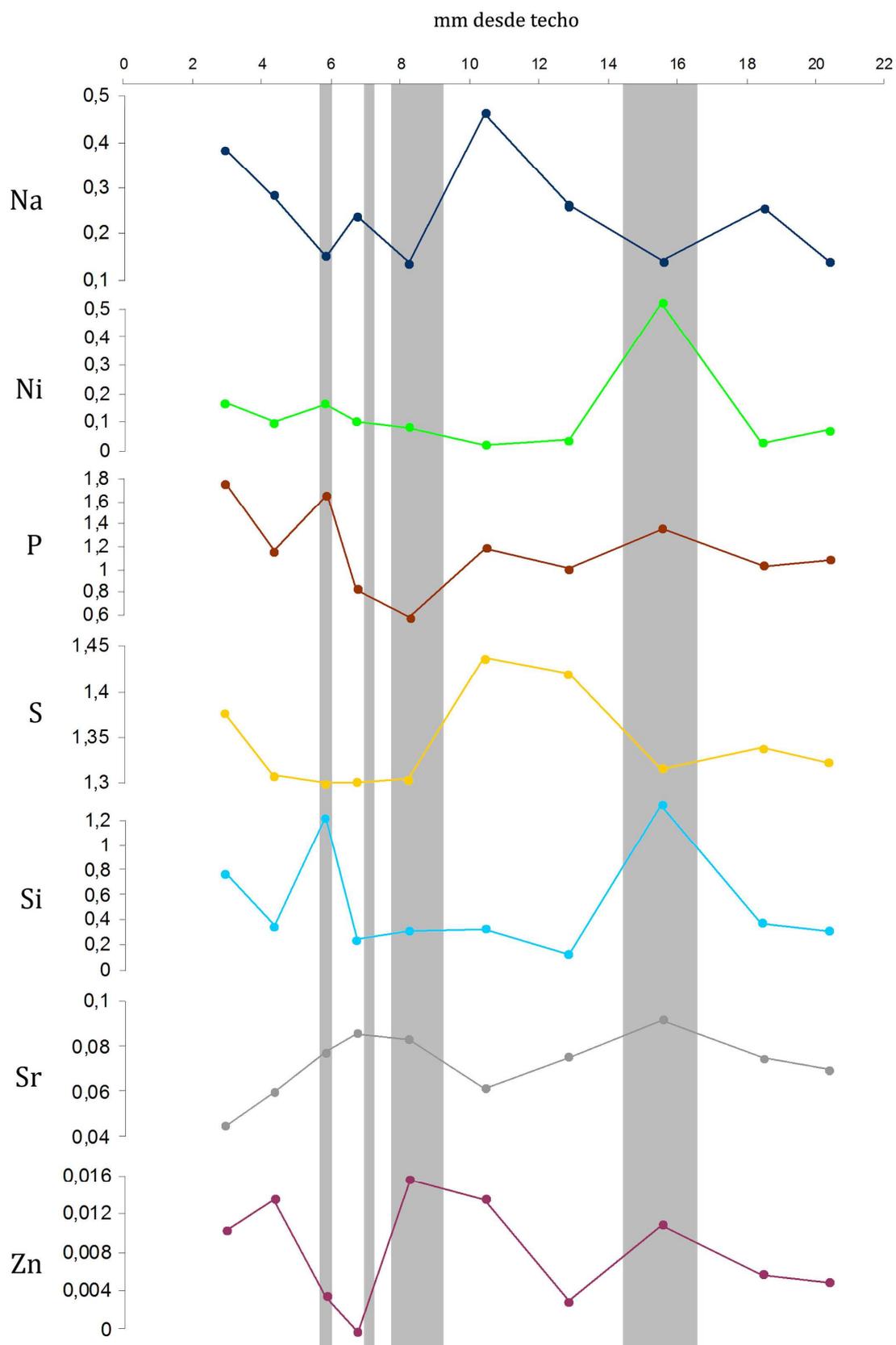
El punto de muestreo más a techo, que en algunos elementos (Al, As, Na, P y Si) también presenta altas concentraciones, coincide con la zona final del espeleotema, en la que aparecen algunas partículas arcillosas que podrían ser las responsables de estos valores elementales.

La amplitud (resolución) del muestreo realizado parece no ser suficiente para que las variaciones elementales en un espeleotema de tan pequeño tamaño sean significativas.

Fig. 5.21- Gráficas de distribución de los elementos traza por ICP-AES a lo largo del crecimiento de la estalagmita *GS1*. En la parte superior está representada la distancia al techo de la misma. Las bandas grises representan la ubicación de los niveles oscuros presentes en la estratigrafía de la estalagmita. Los ejes de ordenadas de los elementos están representados respecto al Ca en mmol/mol.







Análisis estadístico de los datos

Mediante el análisis de componentes principales se han obtenido tres factores que explican un 84,4% de la varianza total acumulada, explicando el F1 un 42,4%, el F2 un 30,7% y el F3 un 11,2%. A partir de la matriz de componentes rotados (**Tabla 5.5**) se puede observar el peso de los factores sobre los elementos analizados (**Fig. 5.22A**) y los factores 1 y 3 enfrentados entre sí para observar la agrupación de los distintos elementos según el peso que tienen sobre ellos ambas componentes (**Fig. 5.22B**).

	F1	F2	F3
Sr	0,955	0,069	0,008
P	0,927	-0,201	-0,003
Fe	0,926	-0,209	-0,115
Ni	0,926	-0,208	-0,006
Mn	0,861	-0,118	-0,166
K	0,822	0,415	0,116
S	0,612	0,623	0,183
Al	0,582	0,721	0,212
Zn	0,389	-0,522	-0,394
As	0,031	0,899	0,272
Mg	0,019	0,148	0,973
Ba	-0,032	0,165	0,913
Na	-0,281	0,815	0,324
Si	-0,281	0,757	-0,213

Tabla 5.5- Matriz de componentes rotados para los elementos analizados por ICP-AES en la estalagmita *GS1*.

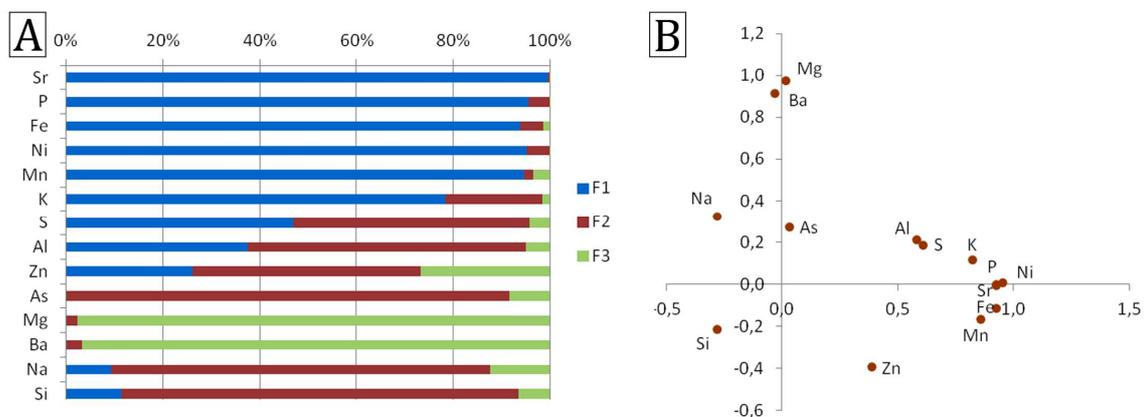


Fig. 5.22- A) Peso de cada factor sobre los elementos analizados mediante ICP-AES en la estalagmita *GS1*, expresado en porcentaje. B) Peso de los factores 1 y 3, enfrentados entre sí.

En la **Fig. 5.23** quedan representadas las variaciones de los tres factores a lo largo de la estalagmita *GS1*.

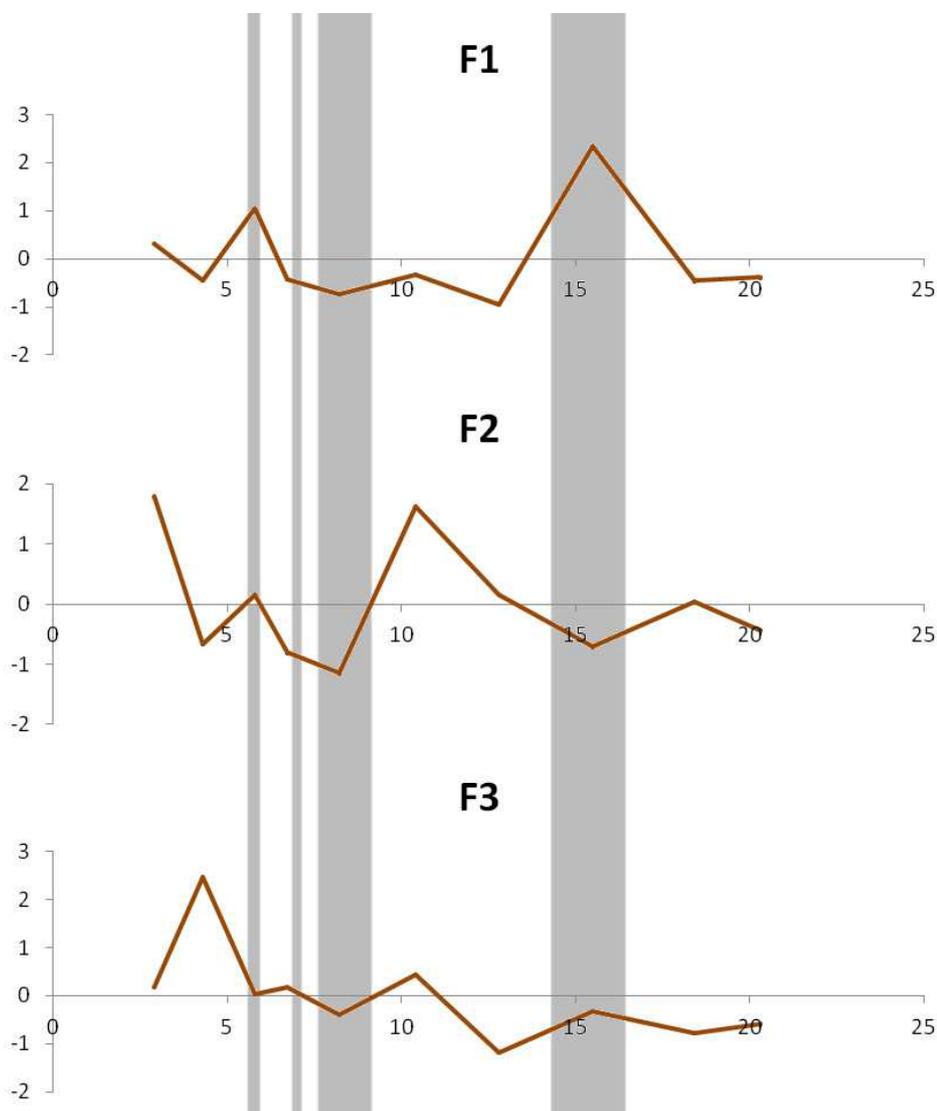


Fig. 5.23- Distribución de las cuatro componentes principales obtenidas a lo largo de la estalagmita *GS1*. Las bandas grises representan la posición de los niveles oscuros presentes en la estratigrafía de la estalagmita. El cero del eje de abscisas, a la izquierda, indica el techo de la misma.

El F1 tiene influencia en casi todos los elementos medidos (Sr, P, Fe, Ni, Mn, K y ligeramente sobre el S, Al y Zn). También es el factor que mayor correlación parece presentar con la aparición de niveles oscuros, si bien no con todos ellos. Este factor presenta valores generalmente negativos salvo en dos de los niveles oscuros (lámina superior del nivel *a* y el nivel *b*, **Fig. 5.18**). El papel que juega esta componente parece venir influenciado por los aportes detríticos (Al, Si, K (Fairchild y Treble,

2009)), la presencia de materia orgánica derivada de la cobertura vegetal o de los propios niveles negros (P, Ni, Zn y S (Gorham, 1960; Li, 1985; Borsato *et al.*, 2007)) y variaciones en las condiciones de oxidación-reducción del suelo (Fe, Mn).

El F2 afecta también a un gran número de elementos, dominando fundamentalmente la presencia de As, Na y Si, y con un gran peso sobre Al, S y Zn. Al igual que el F1 presenta unos valores generalmente negativos con algunos picos positivos, aunque no coincidentes con el factor anterior.

EL F3 domina casi en su totalidad la distribución del Mg y Ba. Es el único factor en el que se aprecia una clara tendencia a aumentar con valores negativos desde la base del espeleotema hacia techo del mismo con un pico máximo hacia el mm 4 de la estalagmita. Este factor está claramente controlado con la disponibilidad hídrica (Johnson *et al.*, 2006; Borsato *et al.*, 2007), observándose un aumento en las relaciones en la temperatura y en la aridez hacia techo del espeleotema.

5.3 ESTALAGMITA GS2

Se trata de una estalagmita de escaso desarrollo vertical (2,9 cm en su eje central), de coloración clara con gran cantidad de bandas oscuras, más marcadas en la zona superior, donde se vuelven muy abundantes coloreando de gris los cristales carbonáticos. Estas bandas, o laminaciones oscuras, al igual que en las estalagmitas anteriores, se han identificado como partículas de hollín procedentes de fuegos antrópicos (ver Apartado 5.5.3). La estalagmita comienza con dos puntos de goteo paralelos que hacia la mitad del desarrollo acaban uniéndose para formar un eje principal (**Fig. 5.24A**).

Hacia la parte superior de la estalagmita aparece una ruptura muy agresiva, sin rasgos erosivos, que separa dos tramos de crecimiento. El tramo basal (Tramo I) de 2,2 cm es de color muy claro y presenta una única banda oscura de unos 2 mm de espesor. En base a la interpretación sobre su crecimiento inicial, tendría una morfología del tipo *Conical-shape* (Miorandi *et al.*, 2010) y un patrón de apilamiento progradacional (Muñoz-García *et al.*, 2016). El superior (Tramo II), de 0,7 cm es de color grisáceo con abundantes niveles oscuros. Su morfología de crecimiento también corresponde con la *Conical-shape* (Miorandi *et al.*, 2010) pero con un patrón

de apilamiento agradacional (Muñoz-García *et al.*, 2016). La ruptura que los delimita parece tener un claro origen mecánico y, sobre ella, aparecen asociadas algunas partículas granulares tanto detríticas como de materia orgánica. La presencia de estos materiales asociados a una ruptura tan abrupta podría indicar la actividad de animales o personas en la cavidad que alterasen el crecimiento de esta estalagmita (Fig. 5.24B).

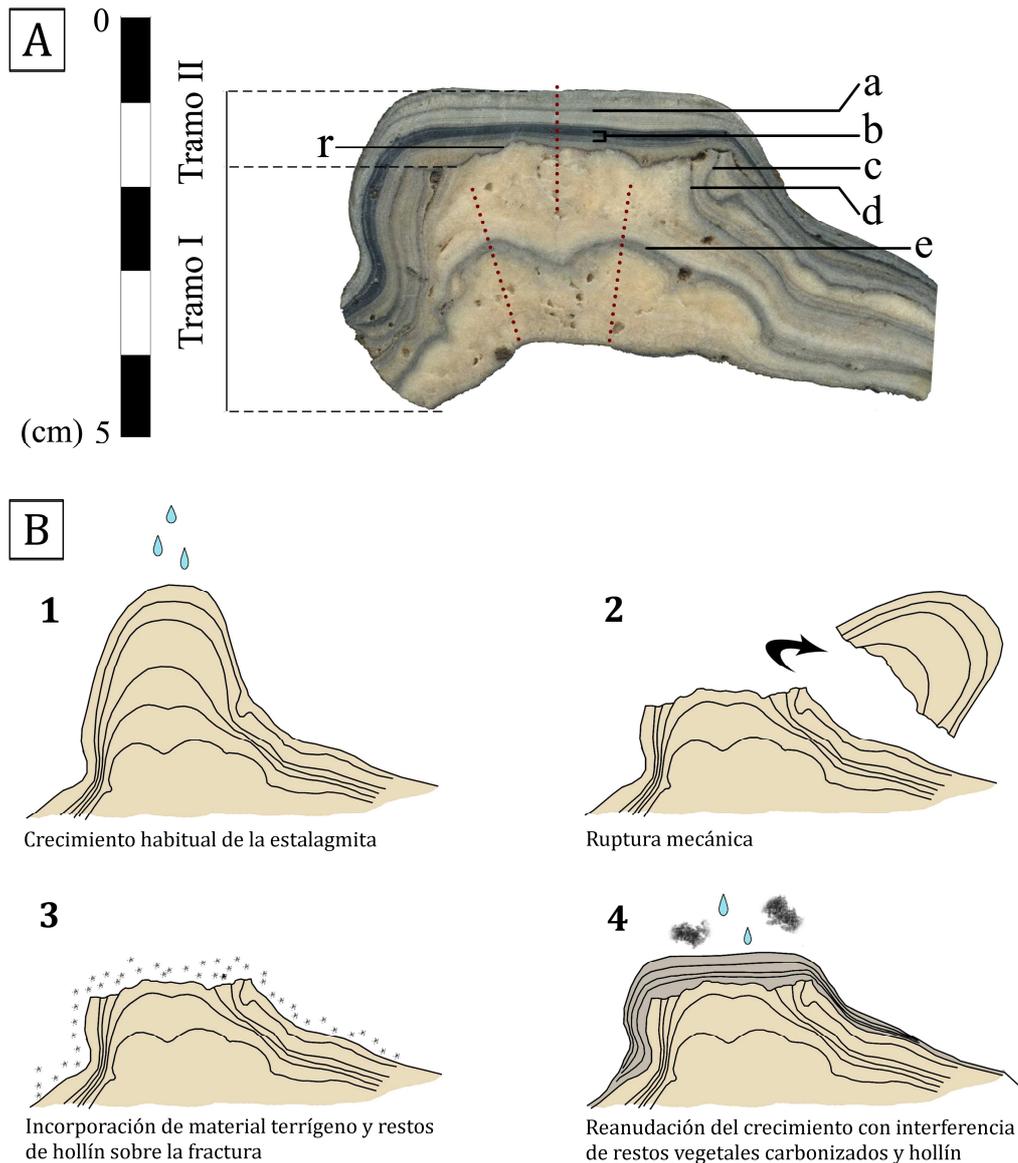


Fig. 5.24- A) Estalagmita GS2. Las letras *a-e* marcan los niveles oscuros que caracterizan la estalagmita y la letra *r* marca la ruptura mecánica observada. Las líneas punteadas rojas muestran los diferentes ejes de crecimiento. **B)** Interpretación del posible crecimiento inicial de la estalagmita y reconstrucción de la ruptura mecánica y continuación del crecimiento.

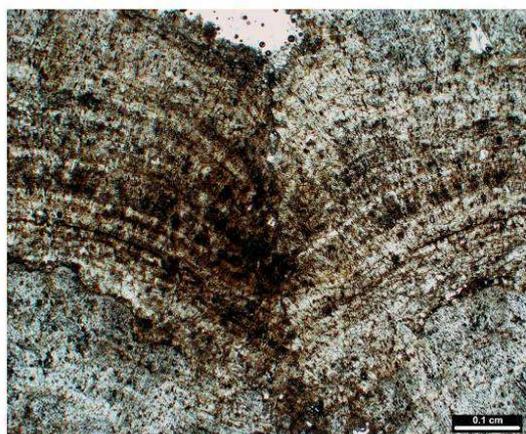
5.3.1 Microscopía petrográfica

GS2 comienza con una fábrica dendrítica abierta muy bien definida en dos puntos de goteo cercanos que acaban uniéndose tras la aparición de un nivel negro que rompe los cristales inferiores de manera brusca (**Fig. 5.25A, B**). Este nivel está formado por dos fases erosivas, la primera de ellas tapizada por una matriz anaranjada, que podría tratarse de materia orgánica amorfa, y una segunda con una acumulación de material oscuro con pequeñas partículas no identificables bajo microscopía, entre las que no se aprecian minerales terrígenos de ningún tipo. Sobre ellas aparecen otros niveles negros de carácter no erosivo que modifican la fábrica cristalina de dendrítica a microcristalina (**Fig. 5.25B, C**). El crecimiento de la estalagmita se reanuda con una fábrica de nuevo dendrítica. A techo, de manera brusca y sin rasgos erosivos, se produce una ruptura drástica de los cristales que se estaban formando. Sobre la abrupta superficie aparece una acumulación de partículas oscuras así como un laminado de color naranja que tiñe los cristales carbonáticos sin alterarlos (**Fig. 5.25D**).

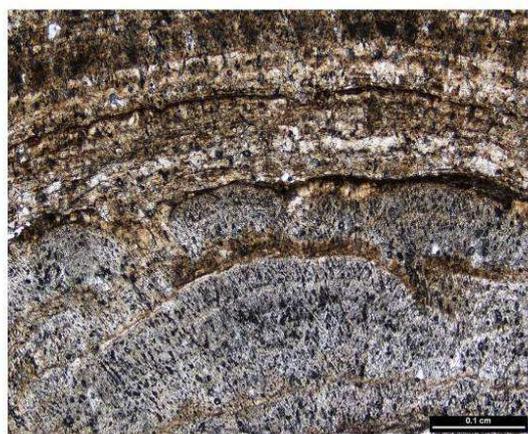
El Tramo II está conformado por la aparición de láminas negras recurrentes, formadas por partículas opacas que tapizan las terminaciones de los cristales delimitando líneas de crecimiento, y que producen una fábrica microcristalina (**Fig. 5.25E**). Al igual que en las dos estalagmitas descritas con anterioridad, estas partículas aparecen en mayor concentración en zonas depresivas de la porosidad intercristalina (**Fig. 5.25F**).

Fig. 5.25- Fábricas cristalinas de la estalagmita *GS2* bajo microscopía petrográfica. **A)** Zona de unión de los dos puntos de goteo con los que comienza el crecimiento. **B)** Fábrica dendrítica del Tramo I y nivel oscuro *e* (**Fig. 5.24A**), formado por una varios episodios erosivos. **C)** Paso de fábrica dendrítica a microcristalina tras la aparición del nivel erosivo *e*. **D)** Ruptura mecánica (nivel *r*). **E)** Láminas de partículas opacas del nivel *b* y fábrica microcristalina dominante en el Tramo II. **F)** Detalle de las partículas opacas relleno la porosidad intercristalina de los niveles *b* y *a*.

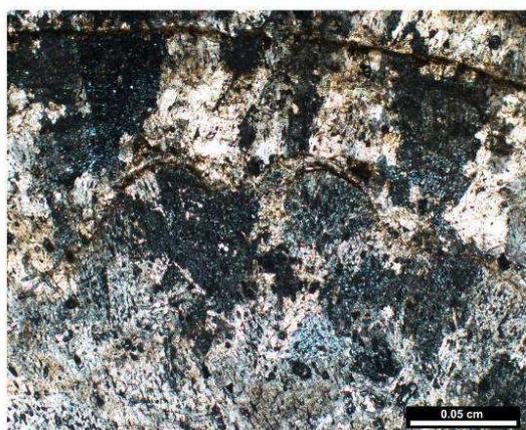




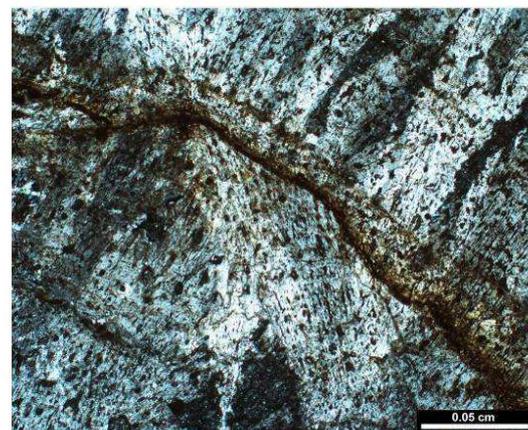
A



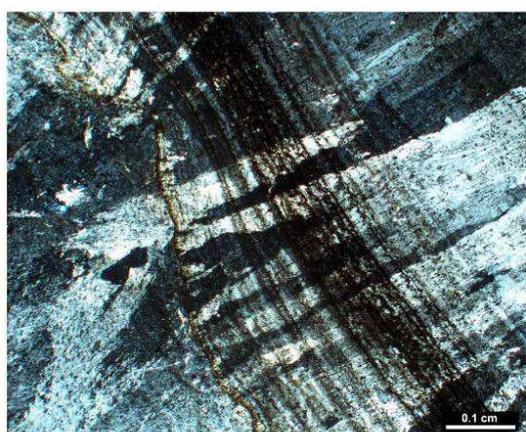
B



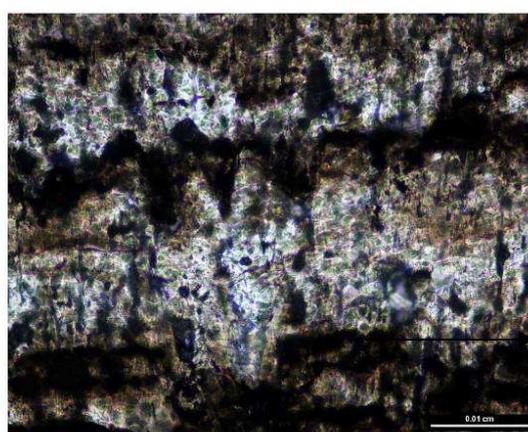
C



D



E



F

5.3.2 Tomografía Axial Computarizada (CT)

Para la realización de las tomografías se determinó una distancia entre cortes de 0,2 mm, obteniendo un total de 215 cortes con una resolución de pixel de 0,063 mm.

En la **Fig. 5.26** puede observarse cómo en el Tramo I predominan los tonos grises intermedios asociados a la fábrica dendrítica que lo compone. Este tramo presenta una alta porosidad, observable en la imagen con tonos más oscuros. Cabe remarcar la alta porosidad en la zona de unión de los dos ejes de crecimiento basales, así como en la superficie de ruptura con la que finaliza este tramo. El Tramo II, por el contrario, es mucho más compacto y tiene densidades más elevadas (tonos claros) características de la fábrica microcristalina que lo forma.

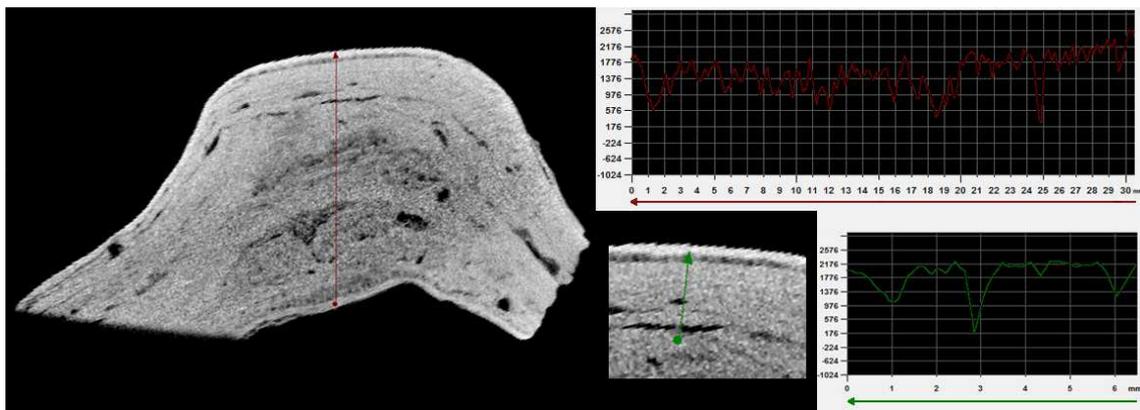


Fig. 5.26- Reconstrucción tomográfica de la estalagmita *GS2* mediante MIMICS y perfiles de variación de la densidad (en rojo el perfil en el eje central del espeleotema y en verde el correspondiente al Tramo II).

La gráfica roja de la **Fig. 5.26** muestra el perfil de variación de la densidad a lo largo del eje principal de la estalagmita, y en ella puede observarse cómo ésta aumenta ligeramente sus valores hacia el techo de la muestra, donde, al igual que ocurría en la estalagmita *llargi*, *GS2* presenta una fábrica microcristalina con la aparición recurrente de los niveles oscuros. La gráfica verde muestra un perfil de variación de densidad en el Tramo II, atravesando la ruptura mecánica, donde se aprecia una importante porosidad asociada, al igual que en los niveles oscuros *a* y *b* (**Fig. 5.24A**).

5.3.3 Contaje de láminas (*NIS_Elements D*)

A partir de los perfiles RGB han podido calcularse las laminaciones ocurridas a lo largo de la estalagmita *GS2* sobre una fotografía bajo escáner de mesa. En los

gráficos (**Fig. 5.27**) se distinguen claramente las diferencias existentes entre los dos tramos, previamente delimitados bajo *visu*. El Tramo I mantiene unas variaciones de color bastante constantes y moderadas, que sólo sufren una gran caída en la intersección del nivel *e* (**Fig. 2.24A**). En este tramo más basal de crecimiento (22 mm) pueden contarse 39 pares de láminas, mientras que en el Tramo II (7 mm) se cuentan 9 pares, con amplitudes más pequeñas, incluyendo las laminaciones oscuras.

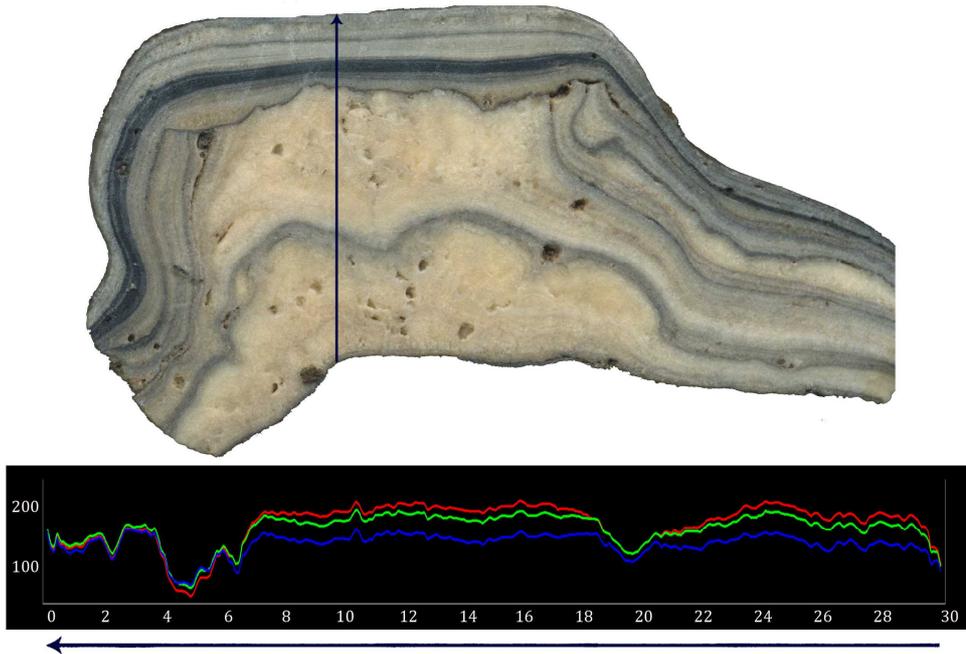


Fig. 5.27- Gráficas de distribución de los colores RGB para la estalagmita GS2 mediante el software NIS_Elements D.

5.3.4 Dataciones

- Datación por Series de Uranio

Las tres muestras tomadas para Series de Uranio presentan bajas relaciones $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$, pudiendo estar la muestra GS2-2 algo contaminada por torio detrítico ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} < 20$). El rango de error de esta datación es muy elevado, a pesar de que la edad obtenida es concordante con el orden estratigráfico de las otras dos dataciones. Por esto, y a expensas de realizar nuevas dataciones para su comprobación, para este trabajo se ha considerado como una fecha válida.

Así, GS2 comienza su desarrollo hace casi 7.000 años, coincidiendo con la recuperación del crecimiento en *Ilargi* tras el largo hiato al final del Pleistoceno. Esta estalagmita muestra una clara ruptura efectuada con posterioridad a los 6 ka BP, y por encima de ésta se recupera la precipitación de carbonato en cronologías anteriores a 4,3 ka BP (**Tabla 5.6**). En la zona lateral de la estalagmita (**Fig. 5.28**) puede observarse que por encima de la datación de 6,1 ka, y de forma previa a la ruptura, el crecimiento que ha desaparecido en el eje principal aquí permanece de forma parcial. Sin embargo, debido al escaso espesor de las laminaciones en esta zona, no ha sido posible realizar una datación más próxima a la ruptura ni, por tanto, acotar el momento en el que ésta se produjo.

Tabla 5.6- Dataciones U/Th para la estalagmita GS2.

Muestra	^{238}U (ppb)	^{232}Th (ppt)	$[\text{}^{230}\text{Th}/\text{}^{232}\text{Th}]$ (ppm)	$d^{234}\text{U}$ medido	$[\text{}^{230}\text{Th}/\text{}^{238}\text{U}]$ actividad	Edad sin corregir	$d^{234}\text{U}_{\text{initial}}$ corregido	Edad corregida
GS2-1	67,6 ± 0,1	1302 ± 26	59 ± 1	33,1 ± 1,9	0,0686 ± 0,0008	7490 ± 92	34 ± 2	6.882 ± 395
GS2-2	72,6 ± 0,1	6239 ± 125	15 ± 0	23,5 ± 1,5	0,0780 ± 0,0007	8642 ± 80	24 ± 2	6.109 ± 1748
GS2-3	105,7 ± 0,2	2823 ± 57	29 ± 1	7,1 ± 2,9	0,0466 ± 0,0007	5170 ± 81	7 ± 3	4.332 ± 554

- Tasas de Crecimiento

Debido al escaso desarrollo vertical de esta estalagmita, y al bajo número de dataciones realizadas sobre ella, sólo se ha podido estimar la tasa de crecimiento correspondiente a los 1,6 cm del Tramo I, comprendidos entre 6.882 y 6.109 años BP (**Fig. 5.28**).

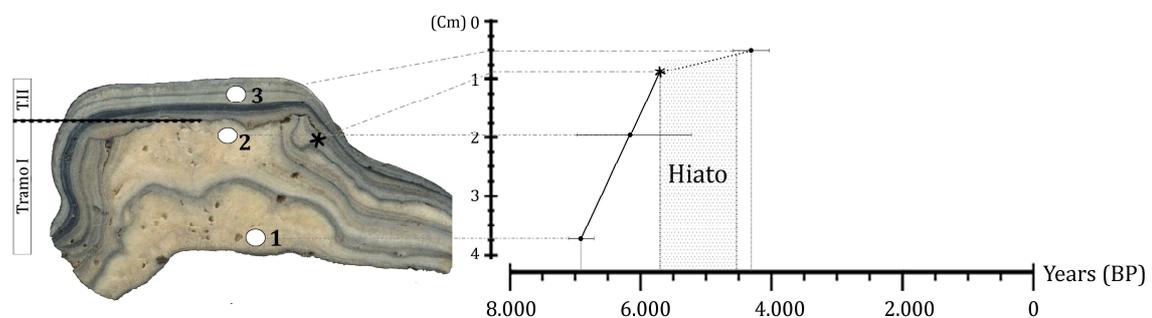


Fig. 5.28- Tasas de crecimiento para los diferentes tramos de la estalagmita GS2. Sobre ella, los números y los círculos blancos representan las dataciones por U/Th, y el asterisco la edad justo antes de la ruptura, extrapolada en base a la tasa de crecimiento.

La velocidad de crecimiento de la estalagmita para este intervalo podría haber sido de 0,02 mm/año si la datación *GS2-2* es correcta. Extrapolando esta tasa de precipitación al carbonato que permanece en el eje lateral (asterisco en la **Fig. 5.28**) se calcula que quedan conservados unos 531 años, abarcados en 1,1 cm. En base a esta extrapolación, la edad que se obtiene para el punto inmediatamente antes de la ruptura sería de 5.578 años BP. Teniendo en cuenta esta misma tasa de crecimiento, y dado que la datación *GS2-3* está realizada 0,4 cm por encima de la ruptura, sería posible considerar el inicio de la precipitación carbonática tras la misma alrededor de los 4.525 años BP, estimando un hiato temporal de algo más de 1.000 años.

A partir de las edades obtenidas y del contaje de láminas realizado mediante el software NIS_Elements D, se ha podido calcular que cada par de láminas clarascuras que aparecía en el Tramo I corresponde a 20 años de crecimiento.

5.3.5 Geoquímica de elementos traza

- Espectrometría de emisión atómica (ICP-AES)

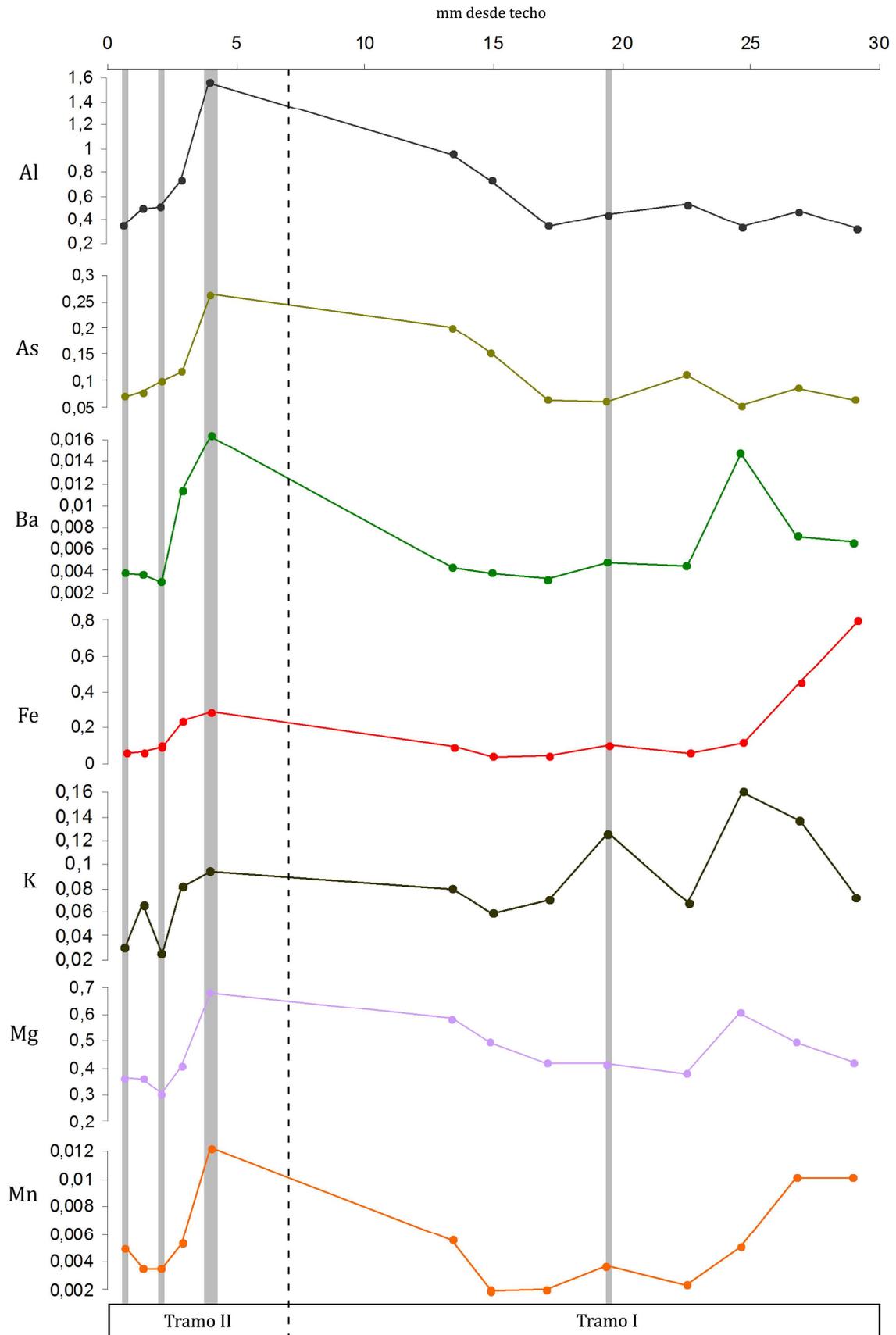
En las gráficas de los elementos traza analizados para la estalagmita *GS2* (**Fig. 5.29**) puede observarse como en todos ellos se producen variaciones significativas en su concentración a lo largo del muestreo.

Al y As parecen seguir tendencias similares, con un ligero aumento hacia la mitad del espeleotema y una rápida caída de los valores hacia el techo. El Fe también sigue una tendencia parecida, mostrando una disminución gradual en sus concentraciones desde el inicio hasta el final de la formación del espeleotema.

En general no parece existir una correspondencia entre la aparición de láminas oscuras y variaciones significativas en la concentración de los elementos, salvo en el caso particular del nivel oscuro *b* (**Fig. 5.24A**), en el que se dan los picos de máxima concentración de la mayoría de los elementos (Al, As, Ba, Mg, Mn, P, Si, Sr y destacando sobre todo el S).

Cabe destacar un punto de muestreo a 25 mm desde el techo de la estalagmita, sin contacto con la aparición de ningún nivel oscuro, donde varios de los elementos

también producen picos de elevada concentración (Ba, Co, K, Mg, Na, Si y Zn), así como el máximo valor para el P a unos 27 mm del techo.



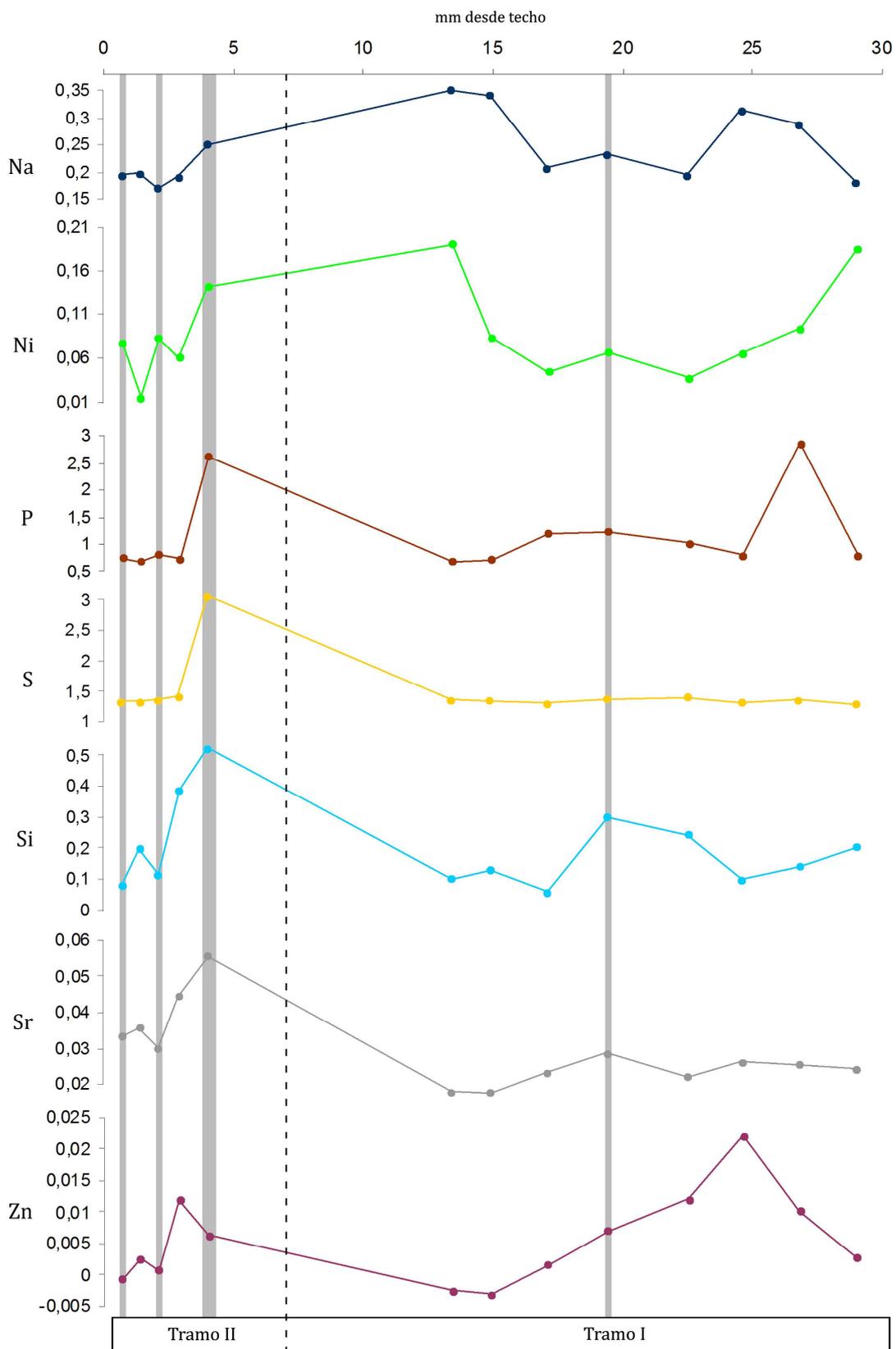


Fig. 5.29- Gráficas de distribución de los elementos traza a lo largo del crecimiento de la estalagmita GS2. En la parte superior está representada la distancia al techo de la misma, y en la parte inferior los tramos que la conforman, delimitados por la línea punteada. Las bandas grises representan la ubicación de los niveles oscuros presentes en la estratigrafía de la estalagmita. Los ejes de ordenadas de los elementos están representados respecto al Ca en mmol/mol.

Análisis estadístico de los datos

Los cuatro factores obtenidos mediante el análisis de componentes principales explican un total del 89,7% de la varianza acumulada, siendo el F1 el que mayor porcentaje de carga tiene (44,4%). Los factores F2, F3 y F4 están muy igualados, explicando el 18,3%, 13,9% y el 13,1% respectivamente.

A partir de la matriz de componentes rotados se observa cómo afecta cada uno de los factores a los elementos analizados (**Tabla 5.7** y **Fig. 5.30A**), y los dos primeros factores enfrentados entre sí (**Fig. 5.30B**).

	F1	F2	F3	F4
Sr	0,965	0,053	0,060	-0,080
S	0,924	0,111	0,196	0,117
Al	0,907	-0,113	0,085	0,376
Si	0,835	0,266	0,162	-0,224
As	0,810	-0,265	0,075	0,475
Ba	0,555	0,684	0,239	0,172
Mg	0,432	0,355	0,232	0,771
P	0,425	0,371	0,414	0,129
Mn	0,419	0,234	0,845	0,094
Ni	0,154	-0,311	0,751	0,455
Zn	-0,001	0,948	-0,047	-0,087
Fe	-0,040	0,136	0,949	-0,164
Na	-0,040	0,124	-0,045	0,970
K	-0,076	0,862	0,162	0,387

Tabla 5.7- Matriz de componentes rotados para los elementos analizados por ICP-AES en la estalagmita GS2.

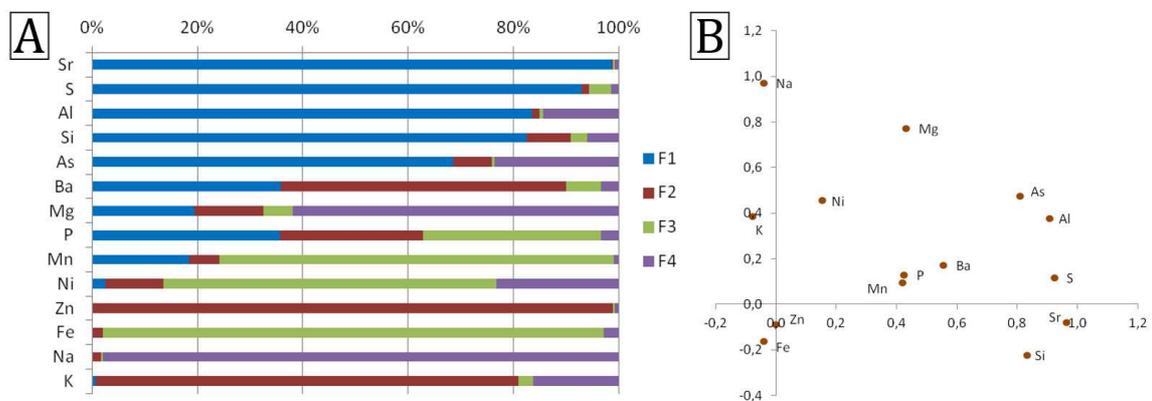


Fig. 5.30- A) Peso de cada factor sobre los elementos analizados mediante ICP-AES en la estalagmita GS2, expresado en porcentaje. B) Peso de los factores 1 y 4, enfrentados entre sí.

En la **Fig. 5.31** quedan representadas las variaciones de los cuatro factores a lo largo de la estalagmita *GS2*.

El F1 tiene influencia en la mayoría de los elementos analizados, teniendo un control prácticamente total sobre el Sr, S, Al, Si y As, y ligeramente el Ba y P. Presenta valores negativos hasta el mm 13 aproximadamente, donde se inicia un pico con máximo en el nivel *b* (**Fig. 5.24A**). La presencia de Al y Si indica que sobre este factor hay una influencia de aportes terrígenos (Fairchild y Treble, 2009), mientras que el S y el P indican presencia de materia orgánica asociada a este nivel oscuro. El Sr y el Ba podrían ser indicadores de variaciones en la tasa de crecimiento debido a un aumento de aridez (Johnson *et al.*, 2006; Borsato *et al.*, 2007).

El F2 domina los registros del Zn y del K y tiene una alta influencia sobre el Ba. Comienza con valores positivos y experimenta un máximo en el mm 25. Hacia el mm 18 cambia su tendencia a valores negativos y vuelve a producirse un aumento hasta el mm 3, donde vuelven a caer negativamente. El Zn puede proceder de la materia orgánica en descomposición de los suelos suprayacentes en épocas de mayor pluviosidad (Borsato *et al.*, 2007; Biester *et al.*, 2012), mientras que el K estaría ligado a la presencia de arcillas (Fairchild y Treble, 2009).

El F3 afecta a elementos de la misma naturaleza, Fe, Ni y Mn. Este factor comienza con valores decrecientes desde muy positivos hasta ligeramente negativos, manteniéndose constantes durante 10 mm de la estalagmita, donde se produce un pequeño salto a valores positivos durante otros 10 mm. Los últimos mm de la estalagmita presentan un decaimiento de los valores. Este factor está, probablemente, relacionado con la formación de especies oxidantes o con variaciones de pH en las condiciones de sedimentación (Fairchild y Treble, 2009).

El F4 domina por completo la aparición del Na y también tiene un gran peso sobre el Mg. Comienza con un pequeño aumento de los valores dando un pico positivo en el mm 25, tras el que se produce un salto a valores negativos. Hacia el mm 13 experimenta su máximo, tras el que los valores decaen gradualmente hacia techo de la estalagmita.

Las cuatro componentes parecen manifestar ciertas similitudes en los últimos 5 mm, con un decrecimiento desde valores positivos hasta valores negativos.

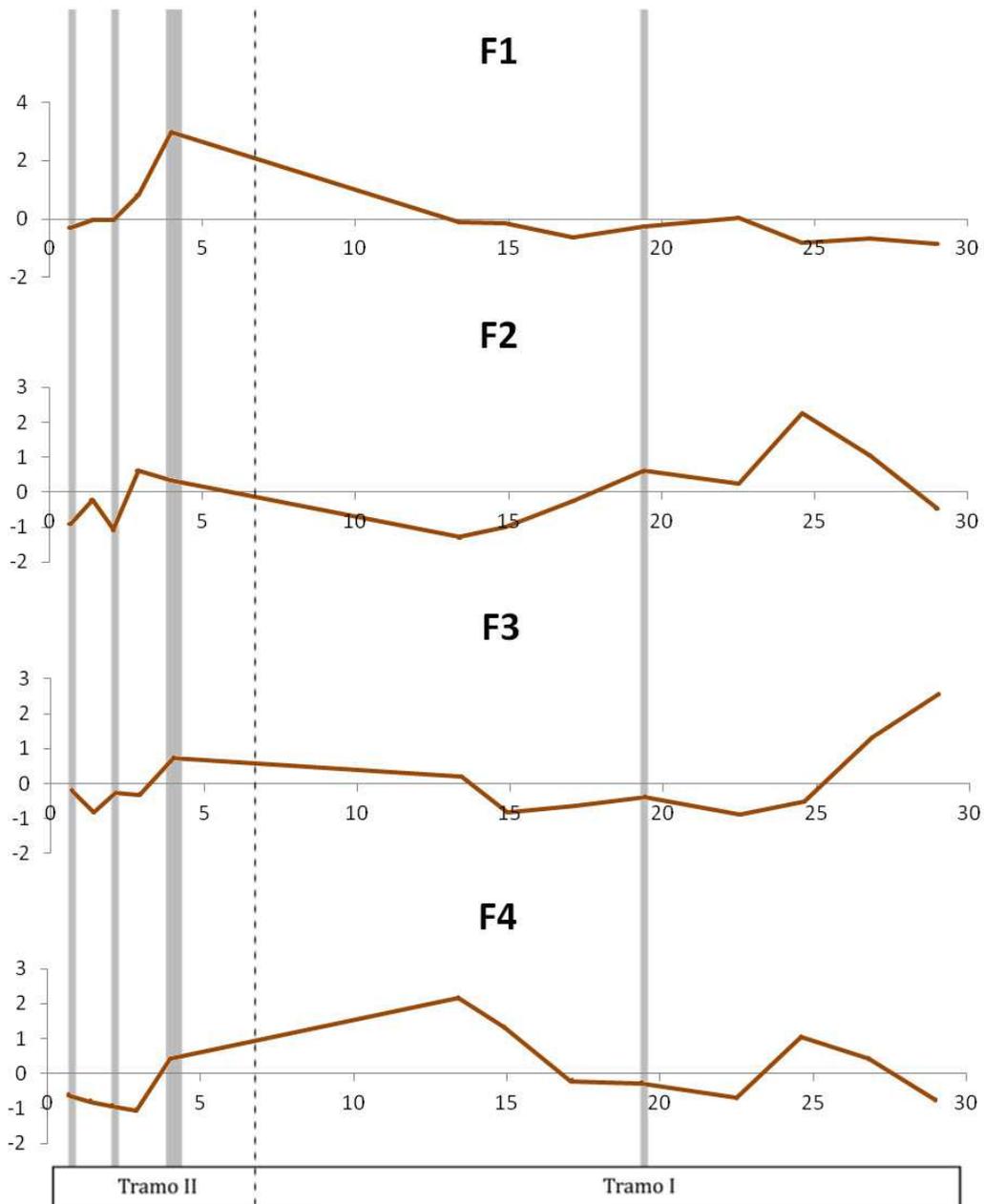


Fig. 5.31- Distribución de las cuatro componentes principales obtenidas a lo largo de la estalagmita GS2. Las bandas grises representan la posición de los niveles oscuros presentes en la estratigrafía de la estalagmita y la línea discontinua el límite entre los dos tramos. El eje de abscisas indica la distancia desde el techo.

5.4 ESTALAGMITA GS3

Se trata de una estalagmita de 11 cm de altura y una anchura de 6,5 cm, de coloración clara con diversos niveles oscuros más abundantes en la parte superior (**Fig. 5.32**). A 3,5 cm de la base aparece un primer nivel oscuro muy marcado y poroso, de hasta 0,5 cm de espesor en el punto central de la estalagmita, y 1,4 mm en

la lateral, que corroe y erosiona drásticamente los cristales infrayacentes. El resto de líneas oscuras presentan un aspecto diferente al nivel anterior, siendo más suaves y de carácter no erosivo, con espesores entre 0,5 y 2 mm.

A partir de su zona intermedia se producen modificaciones en el eje del crecimiento. Estas modificaciones podrían estar debidas a la variación de la posición del punto de goteo en el techo de la cavidad. Otra opción podría ser la basculación de la propia estalagmita sobre el sustrato, aunque esto parece menos probable dado que las direcciones de crecimiento parecen obedecer a variaciones más graduales. El hecho de que la estalagmita esté fracturada y falte la base, hace imposible saber su posición exacta en la galería, y por tanto, la causa exacta de esta característica en ella.

En base a las variaciones en la dirección de crecimiento se han determinado seis tramos y se ha realizado un remontaje de los ejes de precipitación, situándolos en una misma vertical para estimar la altura que alcanzaría la estalagmita si no hubiese sufrido desviaciones; unos 14 cm (**Fig. 5.32**).

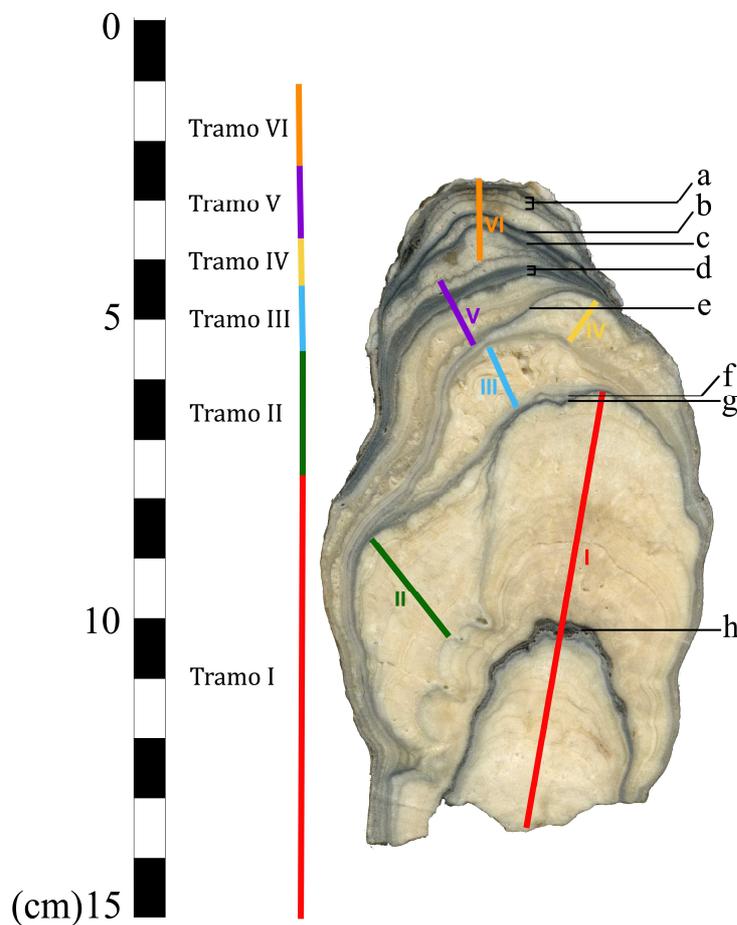


Fig. 5.32- Estalagmita GS3. Se pueden observar las variaciones en la dirección de precipitación, respecto a las que se han determinado seis tramos de crecimiento, y el remontaje de los mismos.

Morfológicamente, toda la estalagmita presenta un crecimiento de tipo *Conical-shape* (Miorandi *et al.*, 2010) y un patrón de apilamiento (Muñoz-García *et al.*, 2016) progradacional/agradacional en el Tramo I, y retraccional en el resto de tramos.

5.4.1 Microscopía petrográfica

La estalagmita GS3 comienza su crecimiento con una fábrica dendrítica abierta dispuesta en formas botroidales (**Fig. 5.33A**) posiblemente relacionadas o bien con la topografía del sustrato de nucleación de los cristales o con la presencia de una fina película de agua cubriendo el mismo. Esta fábrica es homogénea a lo largo de todo el Tramo I y, asociadas a las láminas de crecimiento, se observa siempre una compactación que deriva en una fábrica dendrítica cerrada (**Fig. 5.33B**). Hacia la mitad de este tramo los cristales están altamente micritizados, aunque a veces puede reconocerse su estructura (**Fig. 5.33C**), y sobre ellos aparece un nivel oscuro de hasta 0,5 cm de espesor, muy acusado, que los erosiona (nivel *h*, **Fig. 5.32**). Este nivel está formado por varias fases diferentes de micritización recurrente y alto contenido en partículas de materia orgánica de colores anaranjados a negros (**Fig. 5.33C**).

Tras esta interrupción, el Tramo I continúa con la misma fábrica dendrítica con la que empezaba y a techo aparece otro nivel erosivo pero sin rasgos de disolución (nivel *g*, **Fig. 5.32**) que, a diferencia del anterior, no lleva asociada micritización pero crea una morfología de mesas residuales. Este nivel oscuro, debido a la variación del eje de crecimiento, aparece también en la base del Tramo III, amalgamado con el nivel *f* (**Fig. 5.33D**).

El Tramo II está formado por la misma fábrica dendrítica abierta que venía dominando la mitad inferior de la estalagmita, que se transforma a techo en microcristalina al aparecer unas laminaciones anaranjadas. Justo antes de la aparición del nivel *f* se produce una micritización intensa de estos cristales (**Fig. 5.33E, F**). Este nivel está formado por una gran acumulación micrítica con intraclastos opacos y materia orgánica. Sobre él continúa la fábrica microcristalina, coincidiendo con la aparición de un intenso bandeado anaranjado que tiñe los cristales calcíticos (**Fig. 5.33F**).

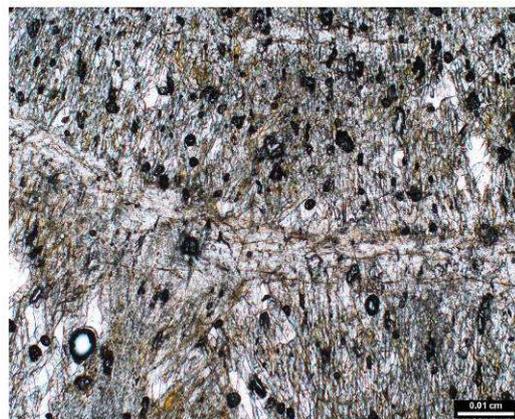
Los tres tramos superiores de la estalagmita (Tramos IV, V y VI) están caracterizados por la alternancia de fases de precipitación carbonática “limpia” y láminas oscuras. Allá donde aparecen estas láminas oscuras, la fábrica textural es de tipo microcristalina, mientras que en aquellas zonas carbonáticas puras predomina la fábrica dendrítica abierta (**Fig. 5.33G**). Las láminas oscuras están formadas por partículas granulares opacas que no erosionan ni alteran los cristales sobre los que se forman, sólo los tapizan y rellenan la porosidad intercristalina, y favorecen nuevos puntos de nucleación (**Fig. 5.33H**).

Fig. 5.33- Fábricas cristalinas de la estalagmita GS3 bajo microscopio petrográfico. **A)** Fábrica dendrítica abierta al inicio del Tramo I. **B)** Modificación de la fábrica dendrítica abierta en dendrítica cerrada, asociada a las láminas de crecimiento de la estalagmita. **C)** Micritización de los cristales dendríticos bajo el nivel *h*. **D)** Niveles *f* y *g* amalgamados, marcando el límite entre los Tramos I y III. Puede observarse la morfología en mesas residuales que crea la erosión del nivel *g*. **E)** Techo del Tramo II, donde aparece el nivel *f*, y la alteración micrítica de los cristales infrayacentes. **F)** Detalle de la micritización bajo el nivel *f*. Por encima de éste se observa la fábrica microcristalina con el bandeado anaranjado. **G)** Alternancia entre textura dendrítica y microcristalina en el Tramo V, en función de la aparición de láminas oscuras. **H)** Detalle de una de las láminas que forman el nivel *d*, en el que se aprecia el tapiz de partículas opacas que lo forma, relleno de las vaguadas formadas por la porosidad intercristalina. Se observa también la textura microcristalina de los cristales carbonáticos de esa zona.





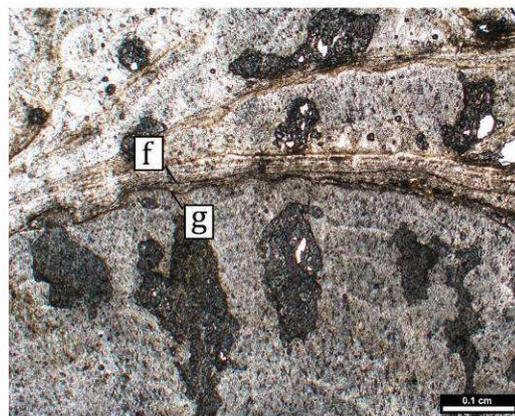
A



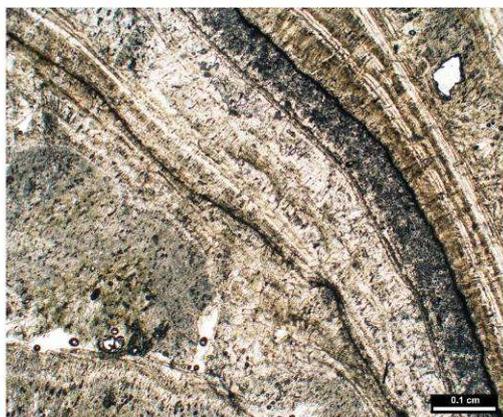
B



C



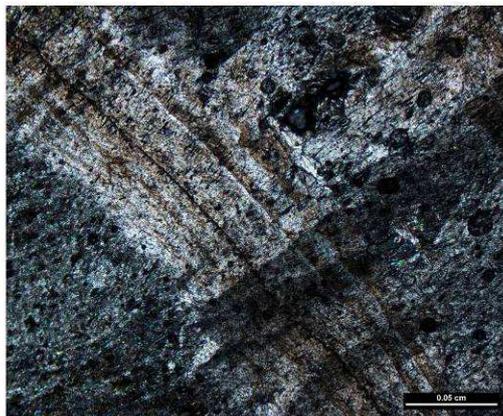
D



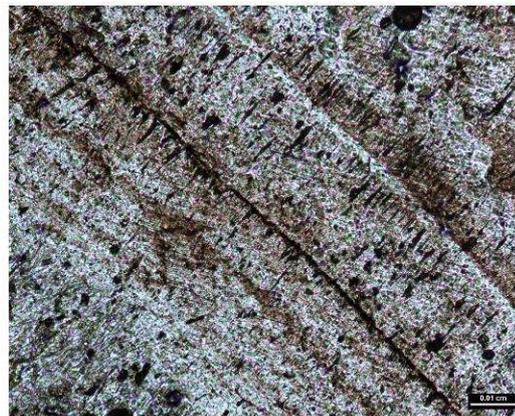
E



F



G



H

- *Petrological Log*

Para realizar el esquema de distribución petrológica con las fábricas cristalinas observadas en GS3, se han tomado como referencia los distintos ejes de crecimiento de cada uno de los tramos (Fig. 5.34).

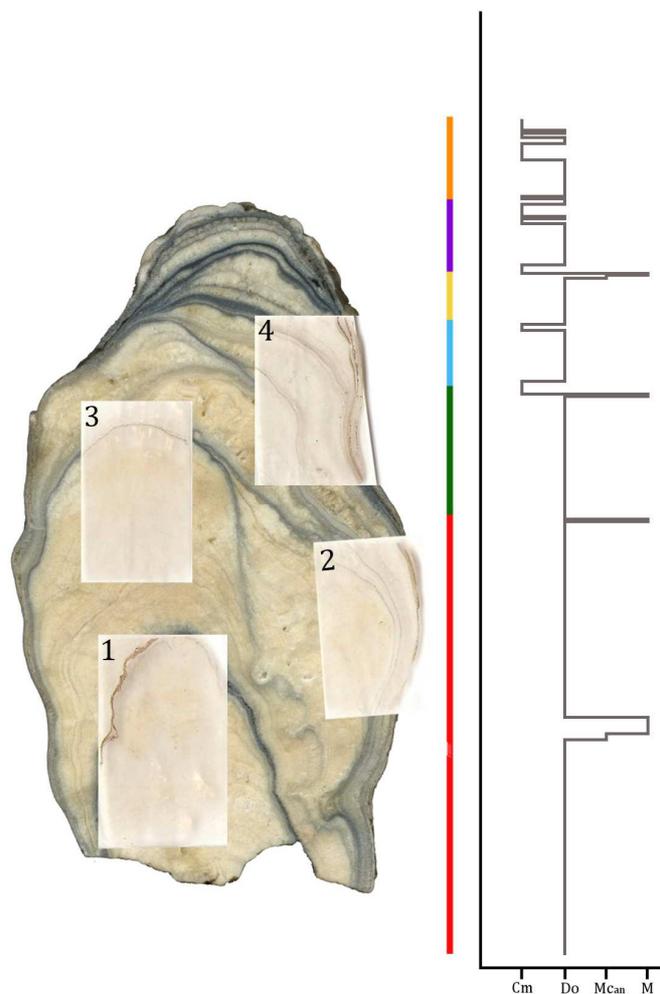


Fig. 5.34- Distribución petrológica (*Petrological Log*) general de la estalagmita GS3. A la izquierda, las fotos de las láminas delgadas utilizadas para el estudio petrográfico sobre la estalagmita, y a la derecha la construcción del esquema siguiendo el trabajo de Frisia (2015), donde los acrónimos del eje de abscisas se corresponden con la **Tabla 5.8**.

Tabla 5.8- Fábricas cristalinas presentes en la estalagmita GS3 y los acrónimos y códigos numéricos asignados a cada una de ellas para la construcción del esquema de distribución petrológica.

Fábrica cristalina	Microcristalina	Dendrítica (D)		Micrítica con relictos	Micrítica
		Dendrítica abierta	Dendrítica cerrada		
Acrónimo	Cm	Do	Dc	MCan	M
Código numérico	1	2	3	4	5

Para este esquema general, al igual que en *Ilargi*, se han representado las fábricas dendríticas abierta y compacta juntas debido a los cambios tan rápidos entre ellas. En el **Anexo 1B** se presentan los esquemas individuales en detalle de cada una de las cuatro láminas delgadas realizadas en esta estalagmita.

Las fábricas que conforman la estalagmita *GS3* están resumidas en la **Tabla 5.8** junto con los acrónimos propuestos por Frisia (2015) y el código numérico asignado a cada una de ellas para esta estalagmita.

5.4.2 Tomografía Axial Computarizada (CT)

Para la realización de las tomografías se determinó una distancia entre cortes de 0,2 mm, obteniendo un total de 565 cortes con una resolución de pixel de 0,063 mm.

En la reconstrucción del espeleotema (**Fig. 5.35**) se puede apreciar la drástica variación de la densidad en función de la fábrica cristalina, mucho más acusada que en el resto de espeleotemas de Cueva Mayor. Las zonas oscuras se corresponden con tramos en los que predomina una fábrica dendrítica abierta, con alto contenido en porosidad, mientras que las zonas claras corresponden a fábricas microcristalinas en las que la porosidad entre los cristales es casi inexistente.

La gráfica roja muestra el perfil a lo largo del eje principal general de la estalagmita. Puede observarse como los valores de densidad decaen en los niveles negros erosivos. La gráfica verde abarca parte del Tramo V y el Tramo VI, donde la densidad disminuye en las zonas de calcita limpia entre los niveles negros, con fábricas dendríticas, y aumenta con las microcristalinas.

La gráfica violeta comprende el hiato del Tramo I, cruzándolo, y en ella se puede apreciar una alta porosidad asociada a la superficie erosiva. Por encima de ésta, aparecen unos valores de densidad similares a los proporcionados por la fábrica microcristalina. Esta zona está conformada por una fábrica dendrítica cerrada.

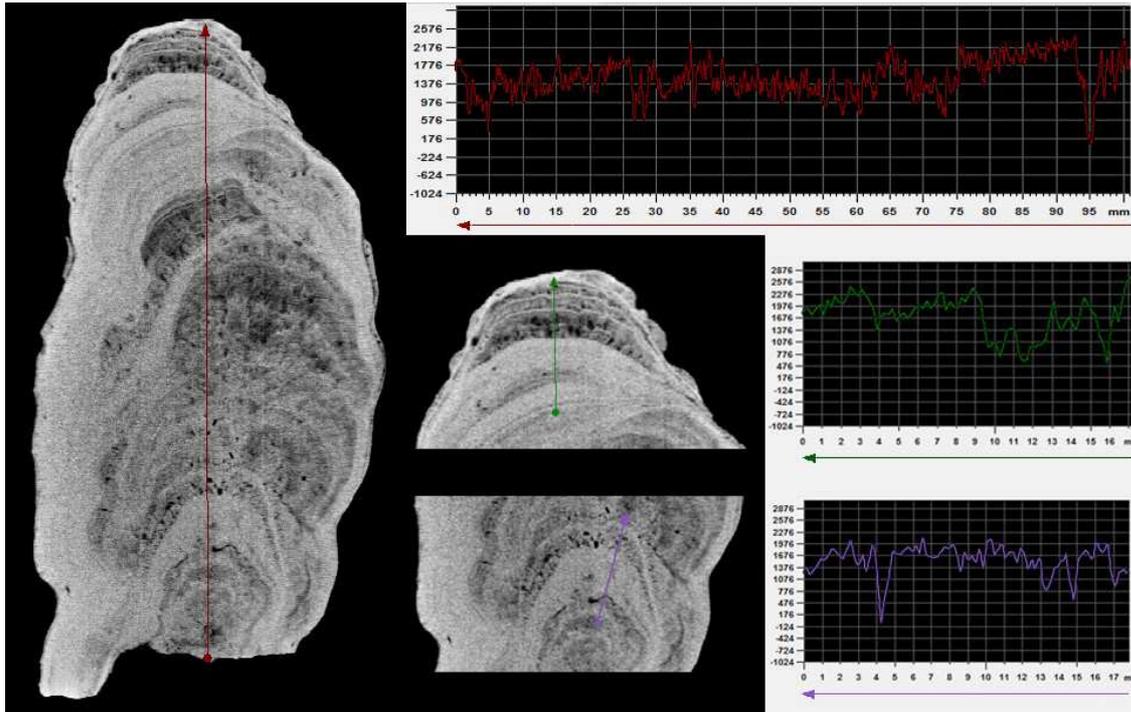


Fig.5.35- Reconstrucción tomográfica de la estalagmita *GS3* mediante MIMICS. Se han trazado tres perfiles para observar las variaciones de densidad en el espeleotema, sobre todo entre las zonas con niveles oscuros y sin ellos.

A partir de las imágenes en 2D, se realizó una reconstrucción tridimensional de las distintas máscaras de la estalagmita (ver más adelante **Fig. 5.51**) para mostrar cómo pueden separarse en todos los ejes (**Anexo 2.B**).

5.4.3 Contaje de láminas (*NIS_Elements D*)

En la estalagmita *GS3* se ha realizado un perfil de colores independiente para cada tramo (**Fig. 5.36**). Para el Tramo I se observan unas variaciones no muy acusadas entre las que pueden contarse 138 pares de láminas en su mitad inferior (por debajo del nivel *h*, **Fig. 5.32**) y 145 pares de láminas por encima del mismo. En todo el tramo predominan variaciones de alta frecuencia. En la zona de intersección con el nivel oscuro, los perfiles sufren una caída drástica en la que se pueden observar dos picos diferentes, separados por una pequeña fase de recuperación de la precipitación carbonática, también observada previamente bajo microscopía.

El Tramo II presenta un perfil relativamente constante con unas variaciones escalonadas decrecientes hacia la parte superior, coincidiendo con la aparición del

nivel oscuro a techo. A lo largo de este tramo pueden contarse 150 pares de láminas clarooscuros.

En el perfil RGB del Tramo III se pueden observar cinco “panzas” de máximos claros en la variación de color. Entre ellas las caídas en los perfiles son relativamente bruscas, sin que a *visu* puedan identificarse niveles de coloración más oscura en el carbonato. En la primera de ellas se observan 25 pares de láminas, en la segunda 16 pares, en la tercera 16, 13 en la cuarta y 15 en la quinta. En total en el tramo aparecen 85 pares de láminas clarooscuros. La zona a techo presenta una caída de los valores a tonos oscuros debido a la presencia de un nivel grisáceo con el que termina este tramo.

El Tramo IV también finaliza con un nivel oscuro a techo, más intenso que el del tramo anterior, y que queda reflejado por una caída en los valores RGB. El resto de los perfiles parecen mostrar ligeras “panzas” con picos claros, aunque no tan acusadas como en el Tramo III. En la primera de ellas, que comienza con un aumento muy progresivo, pueden contarse 27 pares de láminas, en la segunda aparecen 11 pares y en la tercera 14 pares. En total pueden contarse 52 pares de laminaciones clarooscuros a lo largo de este tramo. En el nivel oscuro final pueden contarse 5 pares de laminaciones antrópicas.

El perfil para el Tramo V presenta un aumento progresivo en los tonos claros, contándose cuatro grupos de 3 pares de láminas en los primeros 2 mm. Después se produce una caída brusca de los perfiles en la banda grisácea de la base del tramo, dentro de la que también parecen existir algunas laminaciones. En el siguiente intervalo de precipitación carbonática pura vuelven a predominar los tonos claros dando una ligera “panza” en los perfiles. En esta zona la fábrica a *visu* parece bastante porosa, por lo que el conteo de láminas a partir de la fotografía no es fiable. Por encima aparece una zona grisácea en la que las laminaciones sí son visibles a simple vista, y en la que a partir de los perfiles pueden contarse 14 pares de láminas clarooscuros. A partir del primer nivel oscuro que aparece en este tramo, las laminaciones ya están influenciadas por una clara actividad antrópica, por lo que no pueden considerarse para un estudio climático. En esta zona de recurrencia de niveles oscuros pueden contarse 29 pares de láminas. En los últimos 2 mm de este

tramo vuelve a aparecer una precipitación carbonática menos alterada en la que se cuentan 7 pares de láminas.

En el Tramo VI puede observarse una alternancia entre intervalos de precipitación carbonática, que dan “panzas” claras y niveles oscuros que producen caídas bruscas en los perfiles. En el primer intervalo claro es posible contar 25 pares de láminas, 5 en el segundo, 11 en el tercero y 4 en el cuarto, haciendo un total de 45 pares de laminaciones claroscuras en los intervalos claros de la estalagmita.

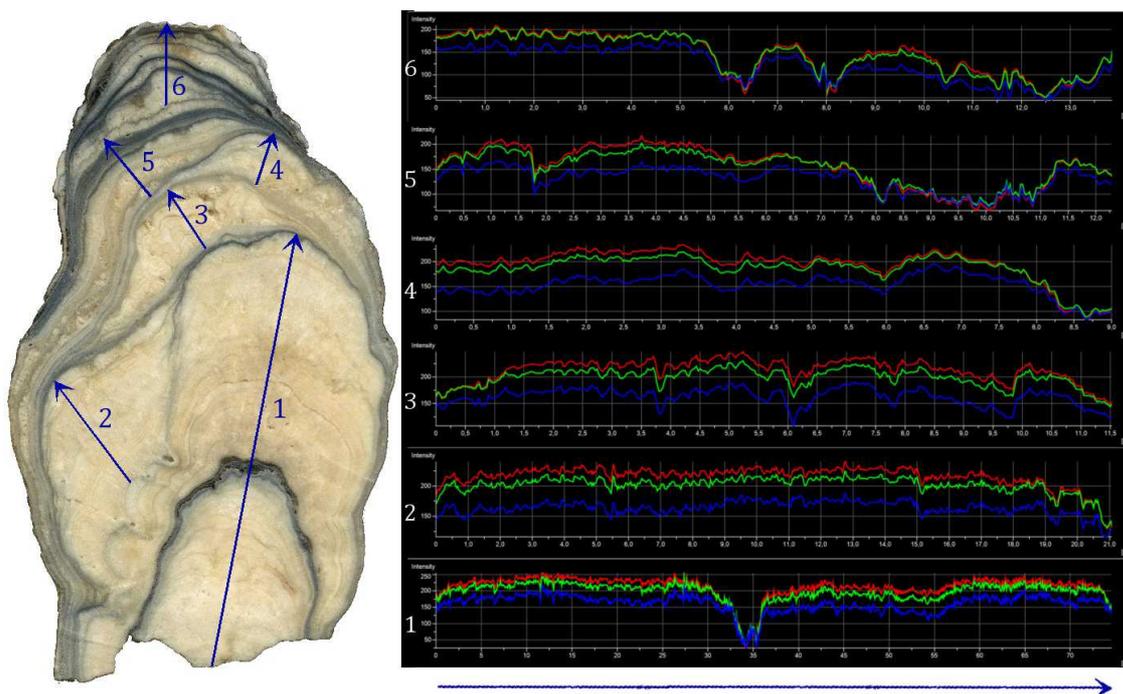


Fig. 5.36- Gráficas de distribución de los colores RGB para la estalagmita *GS3* mediante el software *NIS_Elements*. Nótese que las escalas horizontales de las gráficas están igualadas y exageradas respecto a las longitudes originales de los tramos para poder observar bien las variaciones.

5.4.4 Dataciones

- Datación por Series de Uranio

GS3 muestra un crecimiento casi continuo que abarca gran parte del Holoceno (~ 8,5 - 4 ka BP) en el que puede apreciarse un lapso temporal de unos 1.000 años entre los 8 y los 7 ka BP, coincidiendo con el nivel oscuro basal de la estalagmita (nivel *h*, Fig. 5.32). El nivel *g* (Fig. 5.32) también presenta un carácter erosivo y, sin embargo, a partir de las dataciones obtenidas no parece deducirse un gran hiato

temporal asociado a él. Por debajo de este nivel, a techo del Tramo I, se obtiene una cronología de 6,5 ka BP mientras que a techo del Tramo II se obtienen 6,3 ka BP. Este nivel es el que marca la primera gran desviación en el eje de crecimiento, y por tanto, su carácter erosivo pueda estar debido a un ligero aumento de la tasa de goteo en estas cronologías, que disuelve ligeramente las terminaciones de los cristales infrayacentes sin llegar a crear un lapso temporal destacable.

Ninguna de las muestras presenta contaminación inicial por torio, y todas las dataciones llevan un claro orden cronológico acorde con sus posiciones estratigráficas.

Los contenidos en ^{238}U de las muestras tomadas presentan unos valores muy similares a los de las estalagmitas *Ilargi* y *GS2*, por lo que se puede considerar que aunque puedan parecer algo bajos, entran en el rango de los valores típicos de las estalagmitas holocenas del sistema kárstico de Cueva Mayor vistas anteriormente.

Tabla 5.9- Dataciones U/Th para la estalagmita *GS3*.

Muestra	^{238}U (ppb)	^{232}Th (ppt)	$[\text{}^{230}\text{Th}/\text{}^{232}\text{Th}]$ ppm	$\delta^{234}\text{U}$ medido	$[\text{}^{230}\text{Th}/\text{}^{238}\text{U}]$ actividad	Edad sin corregir	$\delta^{234}\text{U}_{\text{inicial}}$ corregido	Edad corregida
<i>GS3-1</i>	82,6 ± 0,2	3138 ± 63	39 ± 1	64,6 ± 2,8	0,0895 ± 0,0010	9562 ± 120	66 ± 3	8.456 ± 747
<i>GS3-2</i>	74,7 ± 0,1	2336 ± 47	44 ± 1	62,7 ± 3,0	0,0831 ± 0,0008	8874 ± 97	64 ± 3	7.952 ± 615
<i>GS3-3</i>	87,2 ± 0,1	768 ± 15	123 ± 3	38,1 ± 2,1	0,0656 ± 0,0006	7114 ± 73	39 ± 2	6.803 ± 189
<i>GS3-4</i>	94,2 ± 0,2	747 ± 15	130 ± 3	41,8 ± 2,5	0,0628 ± 0,0005	6774 ± 60	43 ± 3	6.488 ± 168
<i>GS3-5</i>	89,0 ± 0,2	823 ± 17	111 ± 2	48,7 ± 2,9	0,0621 ± 0,0005	6655 ± 60	50 ± 3	6.334 ± 191
<i>GS3-6</i>	85,2 ± 0,2	367 ± 7	226 ± 5	28,3 ± 2,6	0,0590 ± 0,0004	6445 ± 49	29 ± 3	6.259 ± 99
<i>GS3-7</i>	83,9 ± 0,1	388 ± 8	186 ± 4	33,8 ± 2,3	0,0523 ± 0,0005	5663 ± 52	34 ± 2	5.468 ± 106
<i>GS3-8</i>	101,9 ± 0,2	1840 ± 37	42 ± 1	21,3 ± 2,8	0,0465 ± 0,0005	5085 ± 53	22 ± 3	4.505 ± 369
<i>GS3-9</i>	117,8 ± 0,3	1632 ± 33	49 ± 1	24,7 ± 3,0	0,0408 ± 0,0005	4433 ± 62	25 ± 3	3.975 ± 286

- Tasas de Crecimiento

A partir de las dataciones obtenidas por U/Th se ha estimado la tasa de crecimiento de la estalagmita para cada tramo identificado en el estudio de *visu* (**Fig. 5.37**).

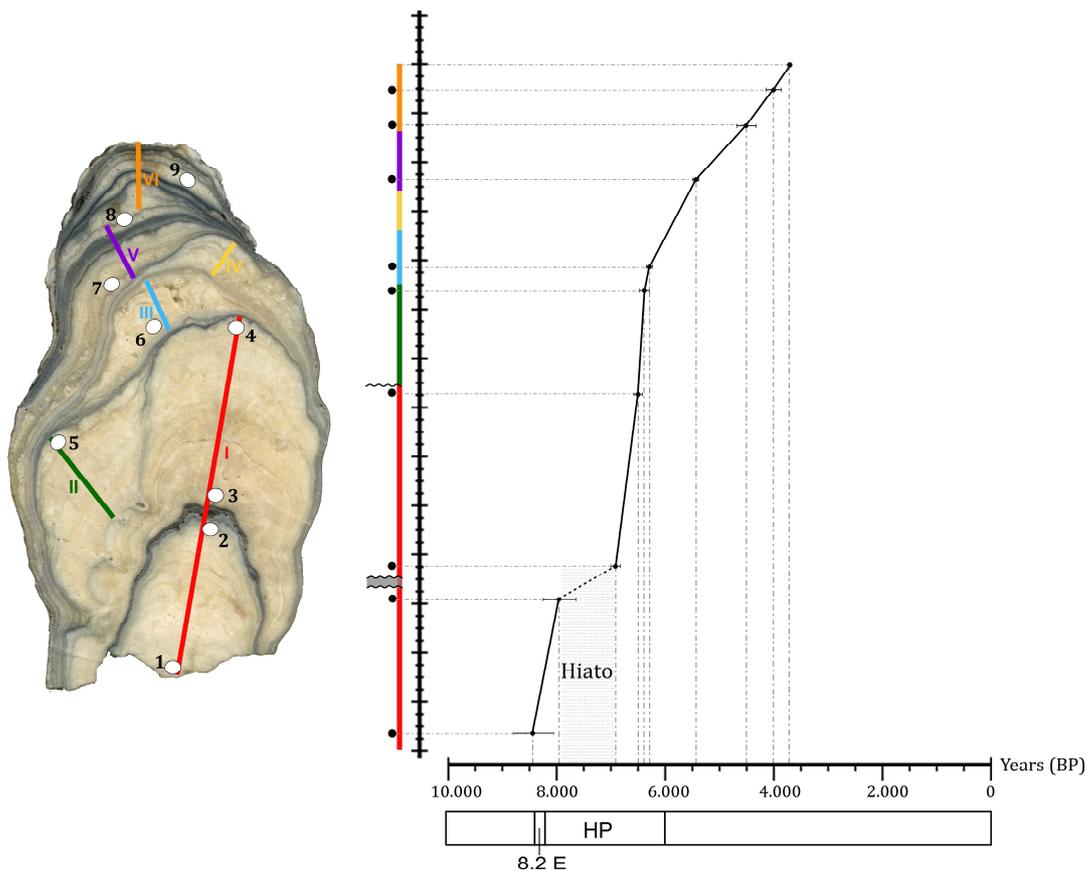


Fig. 5.37- Tasas de crecimiento para los diferentes tramos de la estalagmita GS3. Sobre ella, los números y los círculos blancos representan las dataciones por U/Th.

Para el Tramo I se deduce una tasa de crecimiento de 0,042 mm/año en 21,16 mm entre 8.456 y 7.952 años BP, y de 0,105 mm/año en un espesor de 33,02 mm entre 6.803 y 6.488 años BP.

En el Tramo II, de 19,76 mm de potencia, se produce la tasa de crecimiento más rápida detectada en el espeleotema, siendo de 0,128 mm/año entre los 6.488 y los 6.334 años BP.

Entre los 6.334, final del Tramo II, y los 6.259 años BP, comienzos del Tramo III, decrece la tasa de precipitación carbonática a 0,063 mm/año en un intervalo de 4,75 mm de espesor.

Para los Tramos III y IV, que juntos abarcan 18,79 mm, se ha realizado una estimación conjunta de la tasa de crecimiento, siendo ésta de 0,024 mm/año entre 6.259 y 5.468 años BP.

En el Tramo V, de 8,89 mm, se produce el crecimiento más lento, unos 0,009 mm/año, en el intervalo comprendido entre 5.468 y 4.505 años BP.

En el Tramo VI la tasa de crecimiento sigue siendo bastante baja, en torno a los 0,017 mm/año, en un espesor de 8,98 mm entre 4.505 y 3.975 años BP. En la zona final de este tramo, de 4,76 mm, se ha deducido la misma tasa de crecimiento y se ha estimado la edad de detención de la precipitación de *GS3* alrededor de los 3.695 años BP.

A partir de las tasas de crecimiento calculadas para esta estalagmita se ha realizado una comparativa con la distribución de las fábricas cristalinas a lo largo de la misma y la variación de densidades (**Fig. 5.38**). Al igual que ocurría en la estalagmita *Ilargi*, la disminución en las tasas de goteo se produce con la aparición de la fábrica microcristalina, a techo de ambos espeleotemas, y que a su vez produce un aumento en la densidad de los cristales.

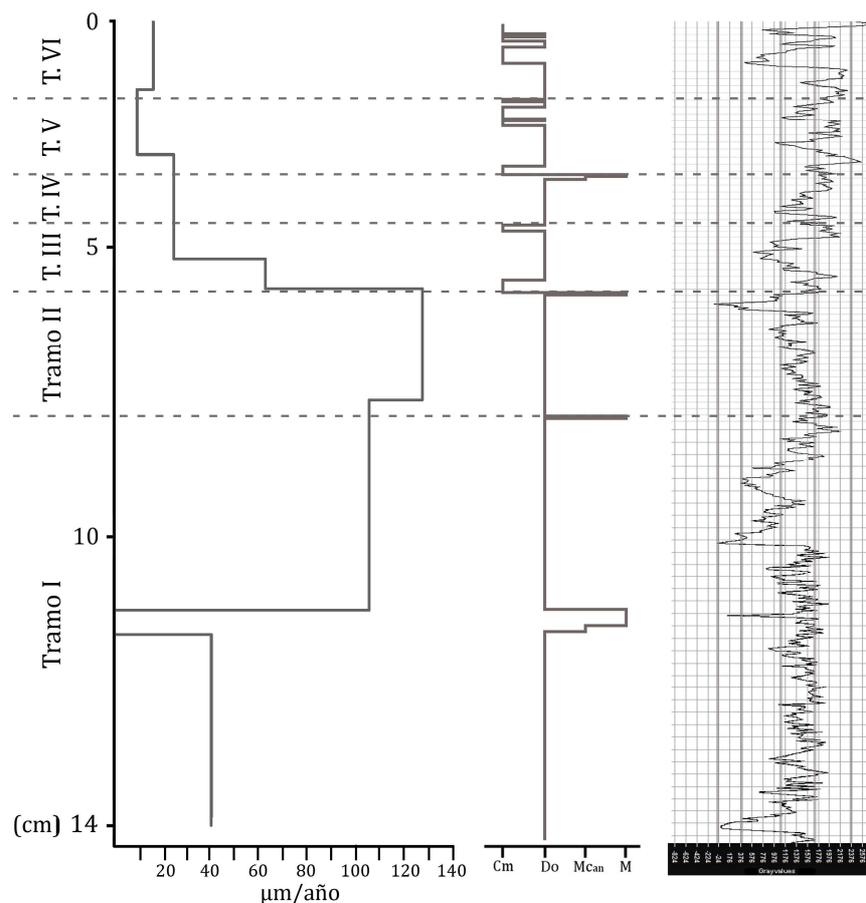


Fig. 5.38- Comparación entre las tasas de crecimiento (izquierda) y la variación de las fábricas cristalinas (centro) de base a techo de la estalagmita *GS3*. A la derecha se muestra la variación de la densidad a lo largo del crecimiento de la estalagmita, donde las líneas grises más gruesas marcan la división entre las diferentes máscaras de densidad creadas (ver Apartado 5.5.2).

A partir de las edades obtenidas y del contaje de láminas realizado mediante el software NIS_Elements D, se ha podido calcular los años que abarca cada par de láminas claroscúras que aparecían en los tramos I a IV (donde el contaje de láminas naturales era más fiable). En la mitad basal del Tramo I se ha calculado que cada par de láminas corresponde a 4 años de crecimiento, y en la mitad superior se reduce a 2 años. Para el Tramo II se ha calculado que cada par de láminas abarca 1 año, mientras que en el conjunto de tramos III y IV, cada par de láminas corresponde a unos 6 años.

5.4.5 Geoquímica isotópica

Se tomaron 80 muestras a lo largo del crecimiento de la estalagmita *GS3* para el estudio de isótopos estables. Teniendo en cuenta el diámetro de la broca de muestreo (0,5 mm) y las tasas de crecimiento de *GS3*, se ha calculado que cada dato isotópico integra 12 años para la zona inferior del Tramo I y 4,8 años para la mitad superior del mismo. Para el Tramo II integra unos 4 años, y 21 años para los Tramos III y IV. Para el Tramo V, se integran 55 años, y 29 años para el Tramo VI.

Los valores isotópicos obtenidos muestran una alta amplitud a lo largo del espeleotema (2‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ y 8‰ para el $\delta^{13}\text{C}$) quedando comprendidos entre -6,34 y -4,28‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ y entre -8,44 y -0,04‰ para el $\delta^{13}\text{C}$.

La gráfica de isótopos de oxígeno (**Fig. 5.39**) mantiene una tendencia relativamente constante a lo largo del espeleotema, con una ligerísima inclinación hacia el empobrecimiento en este elemento. La curva isotópica del carbono presenta una variabilidad más amplia, mostrando un decaimiento de los valores a lo largo del Tramo I y un posterior aumento de los mismos en el resto de tramos, sin llegar a recuperar los valores iniciales (**Fig. 5.39**).

El índice de correlación entre ambos elementos es de $R^2 \leq 0,2$ no observándose covariación entre ellos, lo que podría indicar una ausencia de procesos evaporativos en la estalagmita (**Fig. 5.40**).

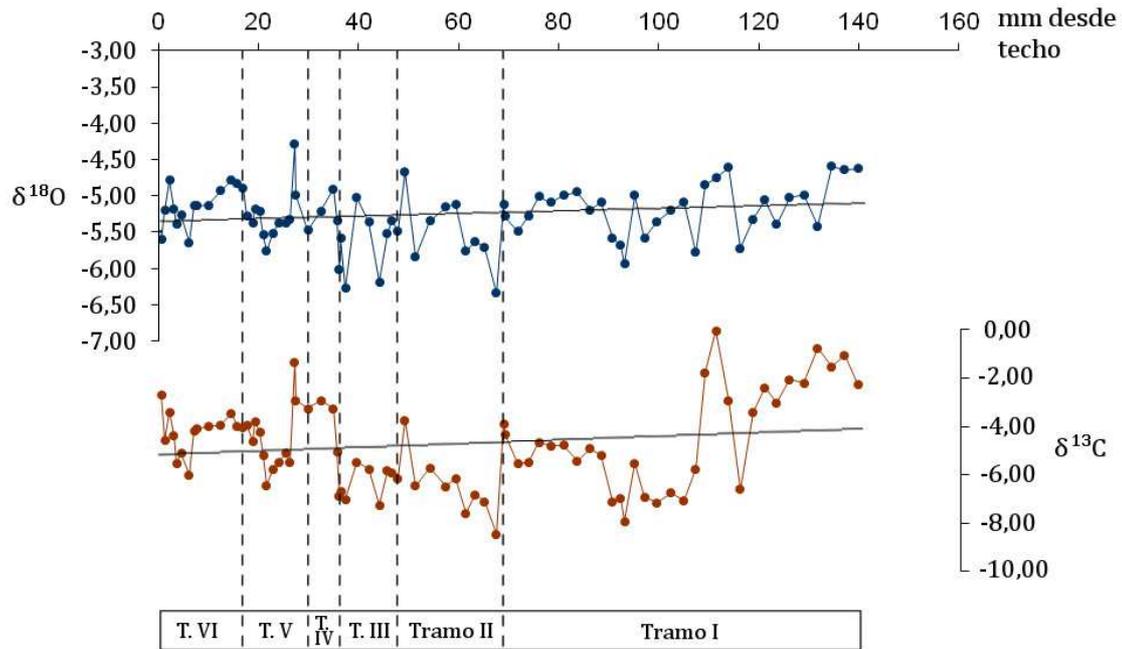


Fig. 5.39- Curvas de variación del $\delta^{18}\text{O}$ y del $\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB) para la estalagmita GS3.

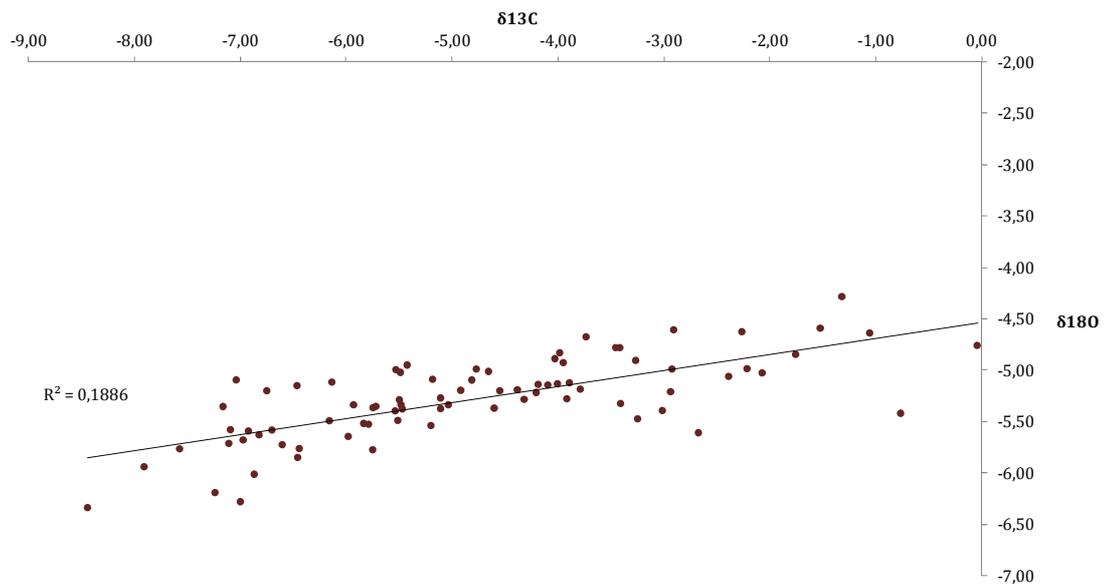


Fig. 5.40- Recta de regresión y coeficiente de correlación entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de la estalagmita GS3.

- Existencia de equilibrio isotópico

Para testar si la estalagmita creció bajo condiciones de equilibrio isotópico, se realizó un test de Hendy (Hendy, 1971) en una de las láminas de crecimiento situada en el Tramo I (*Hend-49*), a 49 mm de la base.

La **Fig. 5.41A** muestra la variación del $\delta^{18}\text{O}$ y del $\delta^{13}\text{C}$ desde el eje central de precipitación (*a*) hasta la zona lateral de la estalagmita (*f*) cada 5 mm. En ella puede observarse cómo los valores isotópicos no varían sustancialmente, aunque se observa una ligera tendencia al aumento, sobre todo del $\delta^{13}\text{C}$, a lo largo de la lámina.

En la **Fig. 5.41B** no se observa covariación entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y del $\delta^{13}\text{C}$ en la lámina muestreada, por lo que se deducen unas condiciones de precipitación del carbonato bajo equilibrio isotópico.

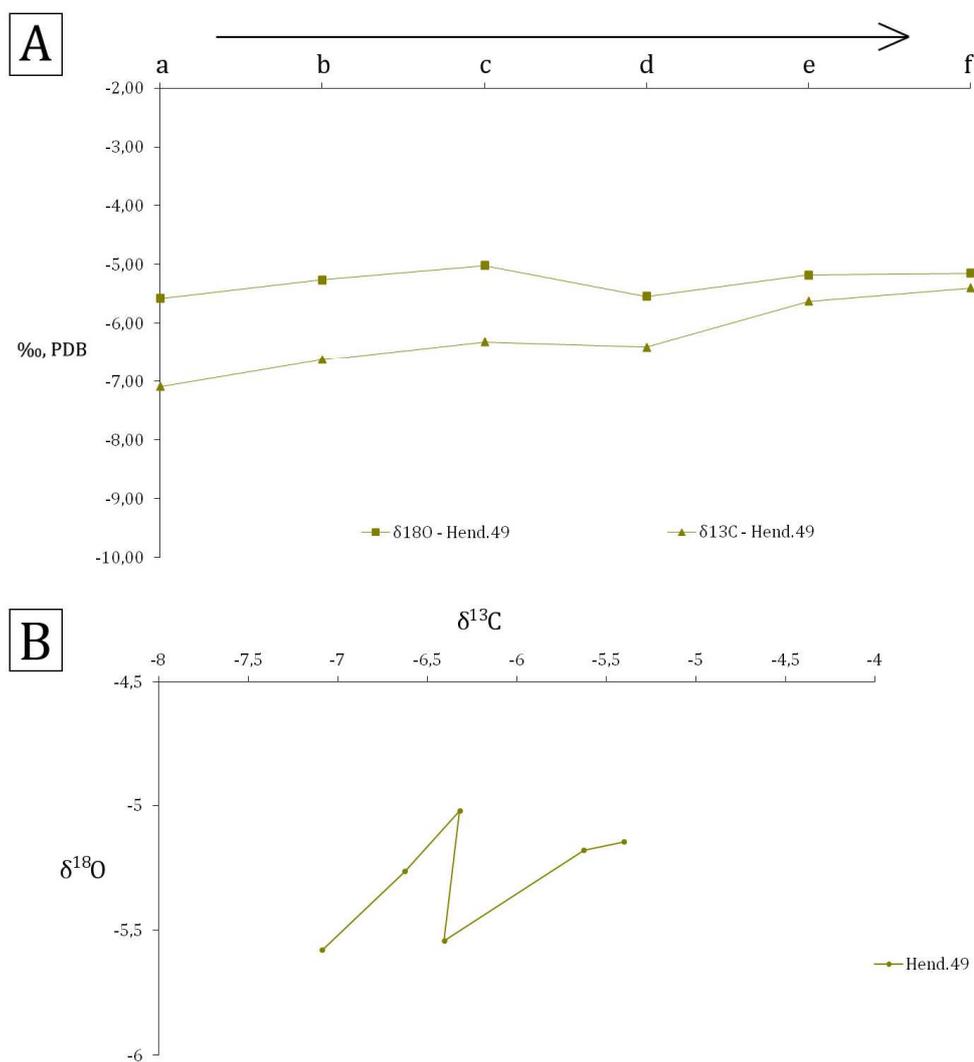


Fig. 5.41- A) Variación de los valores isotópicos del $\delta^{18}\text{O}$ y del $\delta^{13}\text{C}$ dentro de la lámina muestreada en la estalagmita GS3. B) $\delta^{18}\text{O}$ frente a $\delta^{13}\text{C}$ para esta lámina.

5.4.6 Geoquímica de elementos traza

- Espectrometría de emisión atómica (ICP-AES)

Los elementos analizados mediante ICP-AES en la estalagmita *GS3* se representan en la **Fig. 5.42**.

Las tendencias generales muestran unas concentraciones relativamente constantes, aunque algunos elementos presentan aumentos destacables en la parte superior del espeleotema (Al, Ba, Fe, K, Mn, Na, Si y Sr).

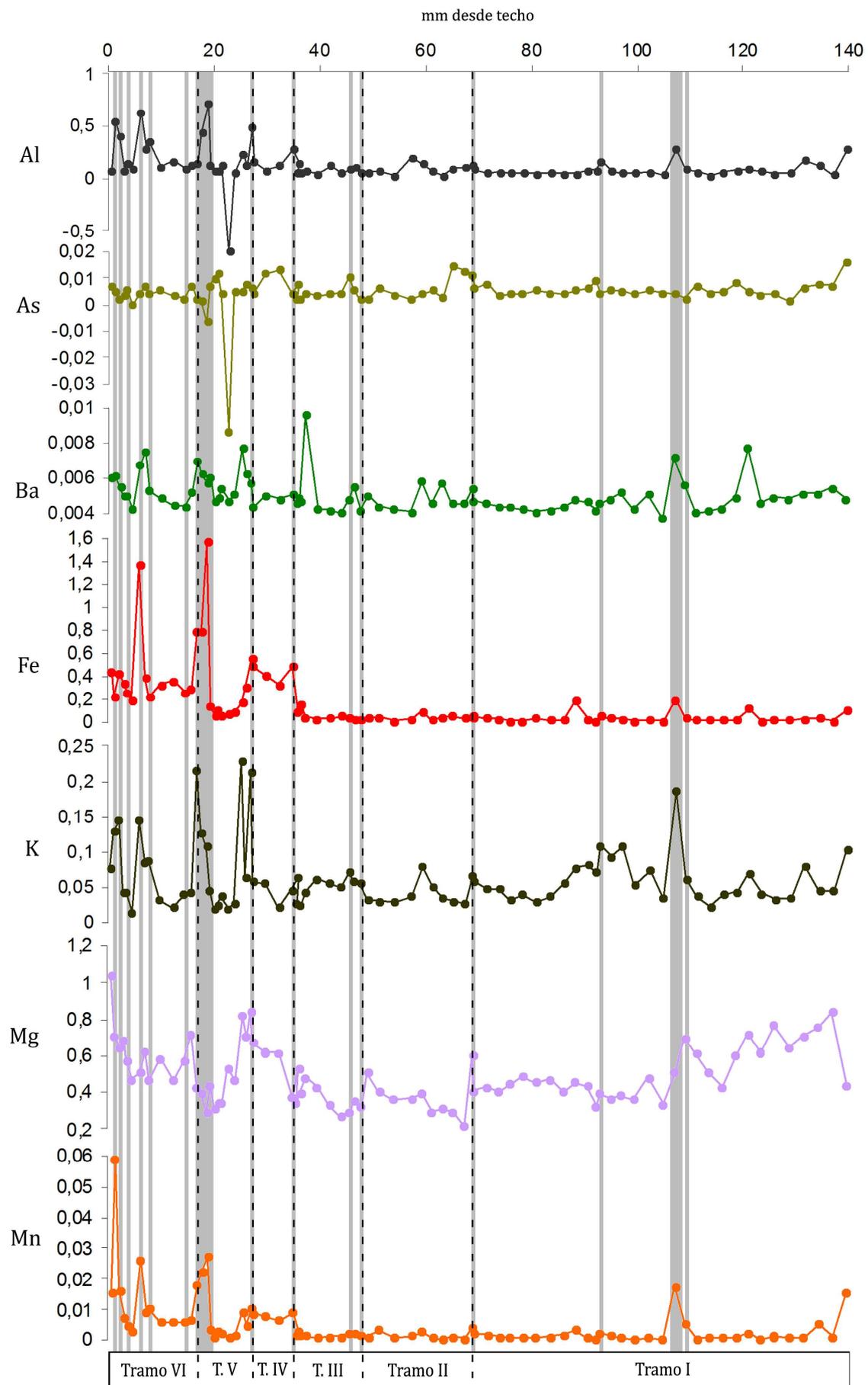
El primer nivel oscuro (nivel *h*, **Fig. 5.32**) situado hacia los 110 mm desde el techo, provoca un pico positivo en todos los elementos, siendo más notable en el caso del P. Esta aparición de P asociado a un nivel erosivo es similar al caso de la estalagmita *llargi*.

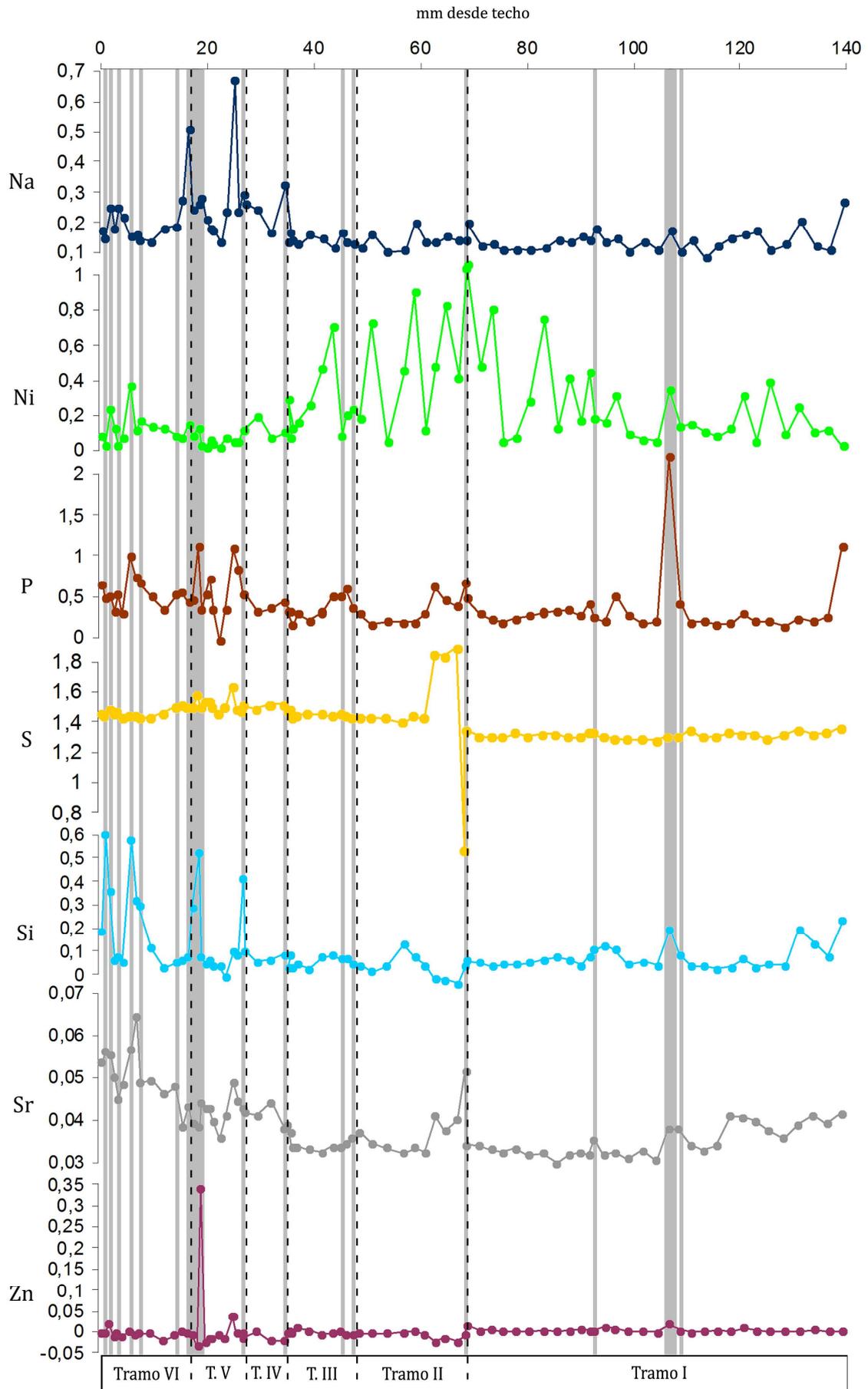
Destacan también los dos grandes incrementos de Fe asociados a los niveles oscuros, sobre todo en los Tramos IV, V y VI. El perfil de este elemento es significativamente parecido al del Mn.

Aunque no de manera tan acusada como ocurría en la estalagmita *llargi* (**Fig. 5.13**), en la zona final de *GS3*, donde se hacen más abundantes los niveles negros, se produce una ligera disminución en el contenido de S. Sin embargo en este caso no se produce ningún aumento de Ni como ocurría en la estalagmita de la Galería de las Estatuas, sino que el mayor incremento en este metal se produce en la zona media de *GS3*. Destaca, en el perfil del S, la gran caída que sufren los valores coincidiendo con el nivel *g*, a techo del Tramo I, y su inmediata recuperación, alcanzando los valores máximos para este elemento.

Fig. 5.42- Gráficas de distribución de los elementos traza a lo largo del crecimiento de la estalagmita *GS3*. En la parte superior está representada la distancia de cada muestra al techo de la misma, y en la parte inferior los tramos que la conforman, delimitados por las líneas punteadas. Las bandas grises representan la ubicación de los niveles oscuros presentes en la estratigrafía de la estalagmita. Los ejes de ordenadas de los elementos están representados respecto al Ca en mmol/mol.







Análisis estadístico de los datos

Mediante el análisis de componentes principales se han obtenido cinco factores para los elementos medidos mediante ICP-AES en la estalagmita GS3. El F1 explica casi un 37% de la varianza total, mientras que F2, F3 y F4 explican en torno al 10% cada uno, y el F5 únicamente el 7,2%. En total se explica un 73,8% de la varianza acumulada.

A partir de la matriz de componentes rotados se observa cómo afecta cada uno de los factores a los elementos analizados (**Tabla 5.10** y **Fig. 5.43A**), y los dos primeros factores enfrentados entre sí (**Fig. 5.43B**).

En la **Fig. 5.44** quedan representados los cinco factores obtenidos mediante el PCA.

Tabla 5.10- Matriz de componentes rotados para los elementos analizados por ICP-AES en la estalagmita GS3.

	F1	F2	F3	F4	F5
Si	0,910	-0,018	0,193	-0,074	-0,050
Mn	0,857	0,036	0,228	0,030	-0,045
Al	0,848	0,044	0,017	0,079	0,402
Fe	0,798	0,037	0,099	0,266	-0,154
K	0,668	0,566	-0,055	-0,066	-0,050
P	0,623	0,362	-0,115	0,064	0,181
Sr	0,542	0,163	0,596	0,049	0,073
Ba	0,426	0,616	0,217	-0,017	-0,051
Na	0,292	0,695	0,111	0,387	-0,013
Mg	0,138	0,235	0,780	-0,331	0,006
S	0,090	0,056	-0,012	0,898	0,011
As	0,030	0,047	-0,039	-0,017	0,982
Ni	0,013	0,016	-0,682	-0,420	0,119
Zn	-0,208	0,605	0,080	-0,063	0,094

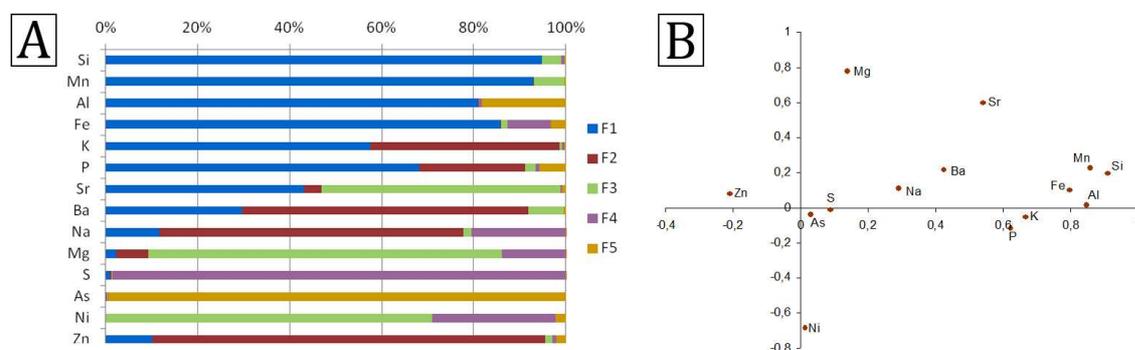


Fig. 5.43- A) Peso de cada factor sobre los elementos analizados mediante ICP-AES en la estalagmita GS3, expresado en porcentaje. B) Peso de los factores F1 y F3, enfrentados entre sí.

El F1 domina, fundamentalmente, al Si, Mn, Al, Fe, P y K, de manera que tiene relación con los principales elementos procedentes de material terrígeno (Si, Al y K (Fairchild y Treble, 2009)), formación de óxidos (Fe y Mn (Fairchild y Treble, 2009)) y presencia de compuestos fosfatados (P). También tiene una ligera influencia sobre el Sr, Ba, Na, e inversamente con el Zn, pudiendo estar relacionado con variaciones en la aridez y en la tasa de crecimiento (Fairchild y Baker, 2012). Este factor presenta valores generalmente negativos con un pico bastante considerable en el nivel oscuro *h* (Fig. 5.32). A partir del mm 20 los valores se vuelven positivos con picos máximos coincidiendo con la aparición de niveles negros en la zona final de la estalagmita.

El F2 afecta al Ba, Na y Zn, lo que indica, según Treble *et al.* (2003), una variación influenciada por la tasa de crecimiento de la estalagmita (es decir, por la tasa de goteo y la velocidad de cristalización), y levemente al K, señalando un ligero aporte de material terrígeno. Su perfil es bastante similar al del F1, con unos valores negativos relativamente constante, un pico positivo coincidiendo con el nivel oscuro *h* y un aumento en torno a los 20-30 mm.

El F3 controla la aparición del Mg en positivo y del Ni en negativo, estando inversamente relacionados, y en menor grado el Sr en correlación positiva con el Mg. Esta distribución elemental mostraría en positivo momentos de mayor aridez (Johnson *et al.*, 2006; Borsato *et al.*, 2007) al inicio y al final de la estalagmita, y en negativo aportes de materia orgánica procedente de polución antrópica (Li, 1985), coincidiendo en la zona central del espeleotema y con los picos de mayor amplitud negativa relacionados con niveles oscuros.

El F4 domina por completo la presencia de S y tiene una pequeña influencia sobre el Na, Mg y Ni. Comienza con valores negativos relativamente constantes y hacia el mm 70, coincidiendo con el cambio entre los Tramos I y II, se produce un cambio drástico en los valores, primero hacia el valor mínimo (coincidiendo con el nivel oscuro que delimita ambos tramos) y dando un salto hasta el valor máximo. A partir de ahí se mantienen los valores positivos sin una relación aparente con los niveles oscuros.

El F5 controla por completo la distribución del As, y no presenta grandes variaciones, con valores en torno a 0 y algún pequeño pico en los mm 65 y 30. Hacia

el mm 20 se produce una caída importante en los valores, dando un pico negativo que enseguida vuelve a estabilizarse en torno a los valores iniciales.

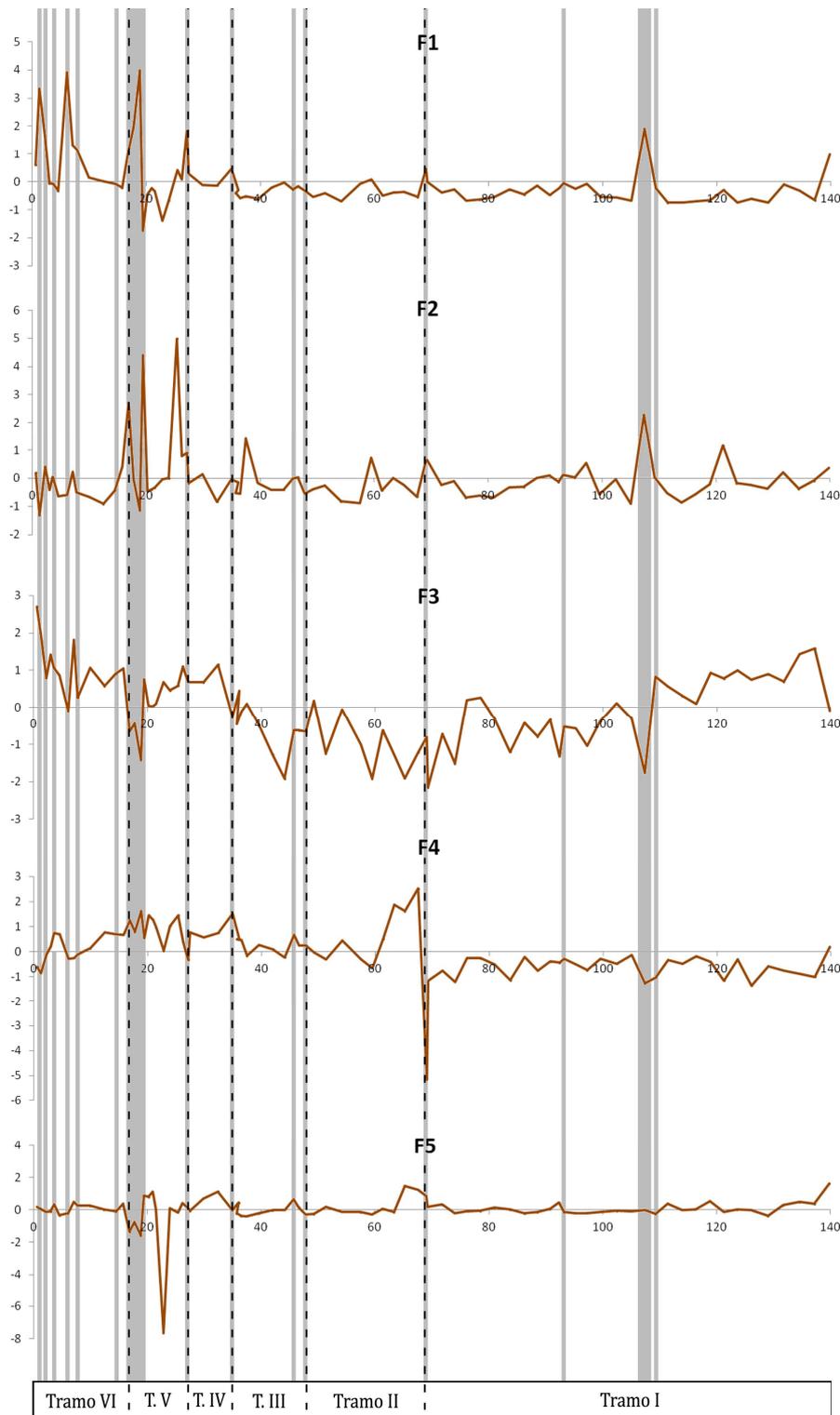


Fig. 5.44- Distribución de las cinco componentes principales obtenidas a lo largo de la estalagmita GS3. Las bandas grises representan la posición de los niveles oscuros presentes en la estratigrafía de la estalagmita y las líneas discontinuas el límite entre los distintos tramos. El cero del eje de abscisas, a la izquierda, indica el techo de la misma.

5.4.7 Modelo de Edad StalAge

Para crear el modelo de edad se tomaron los valores cronológicos iniciales de uranio-torio con sus rangos de error y representaron gráficamente respecto a la profundidad de muestreo para los datos isotópicos (80 puntos con una resolución de aproximadamente 2mm).

El modelo obtenido (**Fig. 5.45A**) muestra un desarrollo continuo que coincide con las tasas de crecimiento obtenidas para esta estalagmita (**Fig. 5.37**). Sin embargo, la datación *GS3-2* aparece como un *outlier*, haciendo que el modelo no se ajuste correctamente al resto de dataciones. Esta perturbación asociada a esta zona de la estalagmita es coherente con la presencia de un hiato temporal asociado al nivel erosivo que marcaba un hiato estratigráfico.

Se ha rehecho el modelo de edad sin considerar estas dos dataciones pre-hiato (**Fig. 5.45B**), donde se puede apreciar cómo la curva de edad se ajusta de manera ideal a las dataciones y a sus rangos de error.

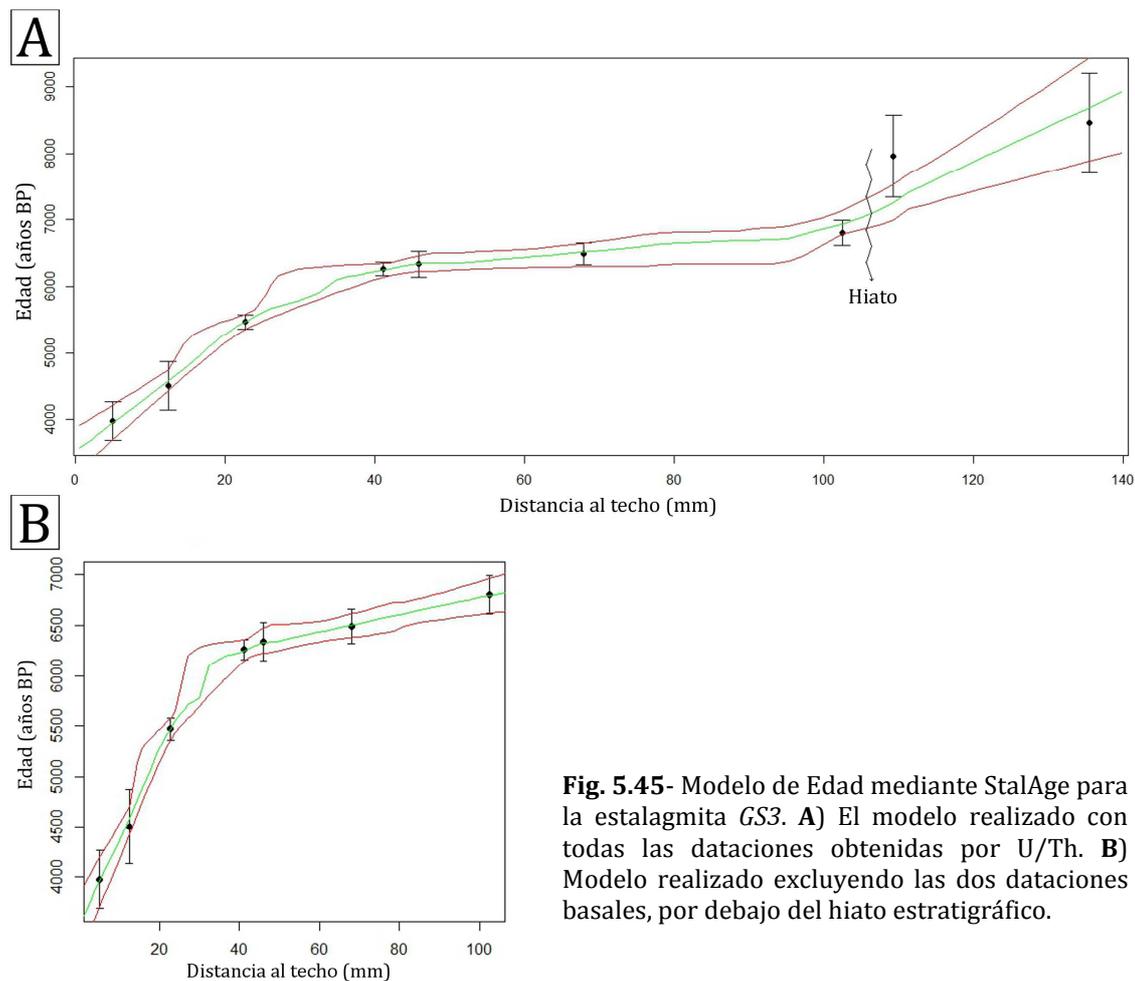


Fig. 5.45- Modelo de Edad mediante StalAge para la estalagmita *GS3*. **A)** El modelo realizado con todas las dataciones obtenidas por U/Th. **B)** Modelo realizado excluyendo las dos dataciones basales, por debajo del hiato estratigráfico.

5.5 CARACTERIZACIÓN E INTERPRETACIÓN DE LAS LAMINACIONES NEGRAS PRESENTES EN LAS ESTALAGMITAS DE CUEVA MAYOR DE ATAPUERCA

Como se ha visto hasta ahora, en los cuatro espeleotemas holocenos estudiados predomina el color blanco entre el que se intercalan sucesivas bandas oscuras formadas por la presencia alternante de láminas negras. Éstas son más abundantes y de mayor espesor a partir de la mitad superior de todos ellos.

Esta característica común ha sido estudiada en conjunto para determinar su origen, así como los factores que condicionan su aparición.

5.5.1 *Propiedades bajo microscopía*

Para la caracterización de las láminas negras (a partir de ahora BL -*Black Laminae*-) y la forma en la que afectan al crecimiento de los cristales de calcita, se han estudiado los siguientes caracteres petrográficos asociados:

1. Composición mineralógica y fábrica cristalina de las BL: Se pretende observar si las BL están constituidas por elementos autóctonos (cristales de carbonato, arcillas derivadas de la roca caja...) y/o alóctonos (terrígenos siliciclásticos, materia orgánica...), qué relación tienen con la dinámica kárstica y su posible ordenación dentro de la estalagmita (microestratigrafía).

2. Alteración de la fábrica cristalina de las láminas calcíticas infrayacentes, producida por posibles procesos postdeposicionales ocurridos en relación a la formación de las BL: Mediante el estudio de esta variable se pretende determinar si las BL inducen o están asociadas a procesos que alteren las condiciones de precipitación y/o conservación de la calcita depositada anteriormente.

3. Variación en el crecimiento de los cristales de calcita de las láminas suprayacentes o intercaladas entre las BL: Esta posible variación permite conocer si las BL inducen procesos que alteren las condiciones de precipitación de la calcita, dado que el crecimiento de calcita es altamente sensible a pequeñas impurezas que pueden modificar el crecimiento en ciertas direcciones cristalográficas o incluso detenerlo por completo (*poison effect* (White, 2012)).

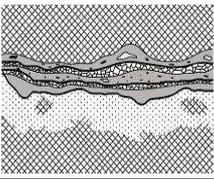
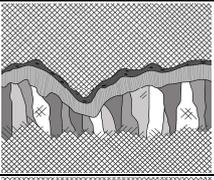
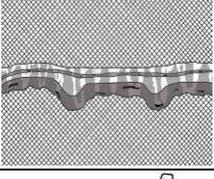
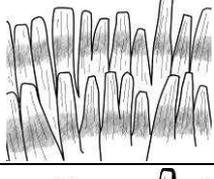
A partir de estos caracteres se han identificado y caracterizado cuatro tipos de BL (**Tabla 5.11, Figs. 5.46 a 5.50**).

En general los dos primeros tipos identificados presentan analogías con las superficies Tipo E descritas por Railsback *et al.* (2011), denominadas así por “*Erosion*”, en las que las láminas de calcita subyacentes aparecen truncadas como resultado de la erosión/disolución del carbonato. Dicha erosión es más intensa en el eje principal de crecimiento de la estalagmita, formando mesas o *hoodoos* y cubiertas de material detrítico. Estas dos tipos de BL con erosión asociada definidas en este trabajo se han denominado como *Black Laminae-Erosion*: BL.E1 (que presenta los subtipos BL.E1a y BL.E1b) y BL.E2 (**Tabla 5.11**).

Los dos tipos de BL restantes se caracterizan por no presentar caracteres erosivos, pero tampoco encajan dentro de las superficies Tipo L (de *Lesser deposition*) de los mismos autores. Estas superficies consisten en láminas de crecimiento que se adelgazan hacia los flancos de la estalagmita gradualmente hasta desaparecer y quedando cubiertas por nuevas láminas que sí se extienden de forma continua de lado a lado. Las dos BL aquí determinadas se han denominado BL.C (de *Black Laminae-Coloured*), y posiblemente provienen de la acumulación de materia orgánica que tiñe el carbonato con una coloración oscura sin alterar los cristales infrayacentes, pero sí generando nuevos frentes de nucleación. En ellos se puede diferenciar tanto materia orgánica amorfa como restos de pequeñas partículas opacas, pero su composición no es identificable bajo microscopio petrográfico debido a su tamaño submicrométrico. Estos dos niveles se han denominado como subtipos BL.C1 y BL.C2 (**Tabla 5.11**).

Además de la presencia de las BL cabe mencionar, en el caso particular de la estalagmita *GS2*, la presencia de una clara una ruptura en su parte superior que separa dos fases de crecimiento (nivel *r*, **Fig. 5.24**). En esta fracturación del espeleotema no se observan rasgos de erosión ni de disolución, ni características de alteración de ningún tipo, por lo que se ha descartado que se haya producido por procesos climáticos, atribuyéndole un origen mecánico (seguramente antrópico), quedando así excluida de la clasificación propuesta para las BL.

Tabla 5.11- Tabla resumen con las principales características de los cuatro tipos de BL identificadas en las estalagmitas holocenas del sistema kárstico Cueva Mayor de Atapuerca.

Tipo	Componentes	Alteración asociada	Textura inducida	Estalagmita	Esquema	
BL.E1	a	Materia orgánica disuelta y en partículas Intraclastos de calcita micrítica Granos de minerales terrígenos (siliciclásticos)	Erosión Neomorfismo (agradante o micritización)	Mosaico	GS3 GS1	
	b	Materia orgánica amorfa Partículas terrígenas alóctonas Minerales fosfáticos	Erosión Neomorfismo (agradante o micritización)	Acicular (<i>Rays</i>)	<i>llargi</i>	
BL.E2	Materia orgánica amorfa	Erosión	Microcristalina	GS3 GS2		
BL.C1	Materia orgánica y/o impurezas	Coloración marrón-anaranjada	Microcristalina	GS3 GS2		
BL.C2	Partículas de hollín y carbón de escala μm cubriendo los cristales	Nueva nucleación de cristales carbonáticos	Microcristalina	Todas		

- Descripción de las *Black Laminae*

BL.E1a

Las láminas de tipo BL.E1a se caracterizan por ocasionar la interrupción en el crecimiento de la estalagmita, produciéndose también su erosión/disolución (**Fig. 5.46**). Además, llevan asociados procesos de neomorfismo en los cristales de calcita de las láminas previas, formándose un frente de micritización (neomorfismo degradante, Flügel, 2010) o en ocasiones de esparitización (neomorfismo agradante, Flügel, 2010) (**Fig. 5.46a** y **b** respectivamente). Los niveles oscuros asociados presentan una gran cantidad de intraclastos micríticos (**Fig. 5.46c**), derivados de la erosión de los niveles infrayacentes micritizados, y en ocasiones se producen

pequeñas reactivaciones en la sedimentación carbonática con cristales en mosaico de entre 0,05 y 0,2 mm, y una alta concentración en materia orgánica amorfa y translúcida de color marrón-anaranjado, que alternan con episodios rítmicos de micritización con presencia de granos detríticos de cuarzo y minerales de la arcilla (**Fig. 5.46d**).

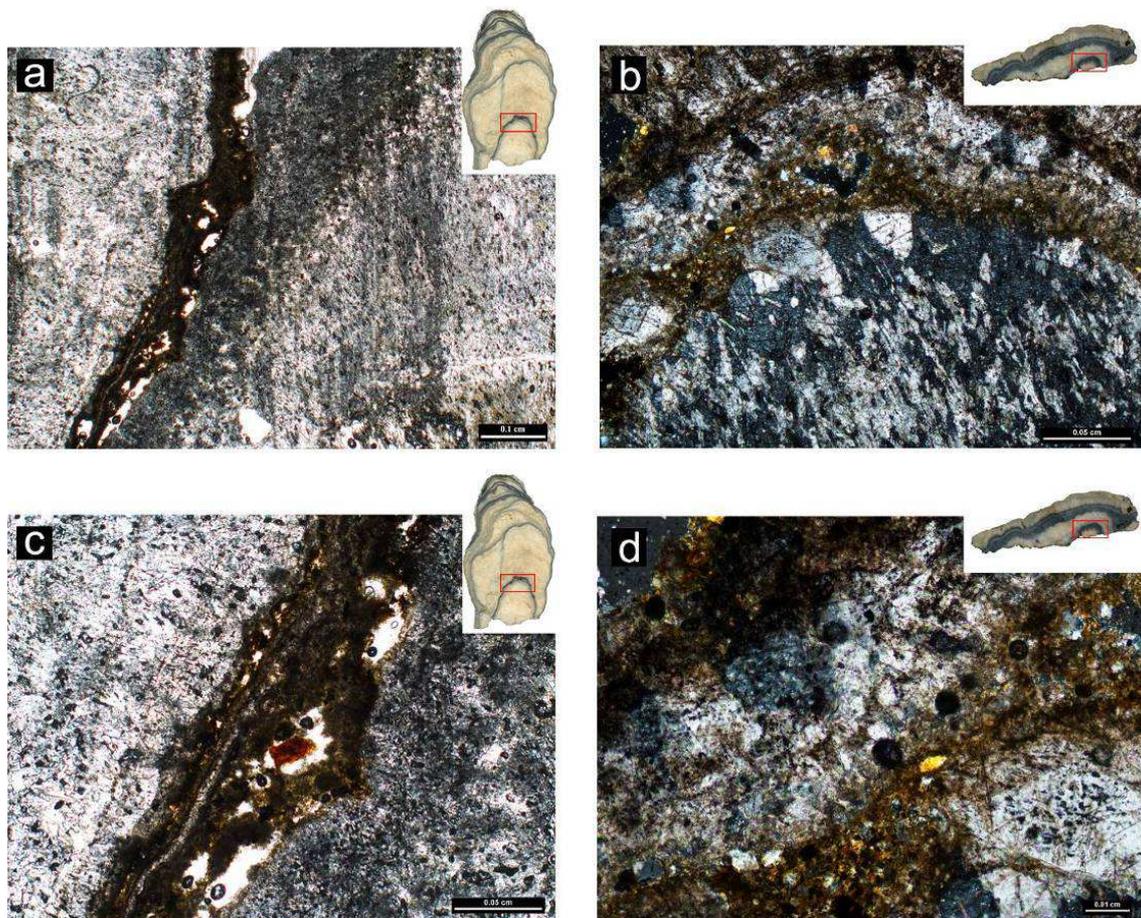


Fig. 5.46- Imágenes bajo microscopio petrográfico de las BLE1a. **a)** Frente de micritización bajo el nivel erosivo *h* de *GS3*. **b)** Neomorfismo agradante bajo el nivel erosivo *b* de *GS1*. **c)** Acumulación de micrita e intraclastos de materia orgánica asociados a este tipo de BL. **d)** Detalle de la textura en mosaico durante la reactivación de la precipitación del carbonato alternando con aportes de terrígenos.

BLE1b

Las BL de tipo BLE1b presentan un fuerte carácter erosivo, con disolución de la calcita de láminas de crecimiento infrayacente (**Fig. 5.47a**), que a veces es reemplazada por fosfatos. Se da la amalgamación de varios niveles de BL de espesor sub-milimétrico separados por láminas discontinuas de calcita “limpia” con fábrica

acicular. Los niveles oscuros, además de granos minerales de material terrígeno, como cuarzo y filosilicatos, contienen materia orgánica amorfa y precipitados fosfáticos (**Fig. 5.47b y c**). Este nivel, además de erosionar y corroer el carbonato, se infiltra entre los cristales dejando depósitos en forma de “raíces” (**Fig. 5.47d**).

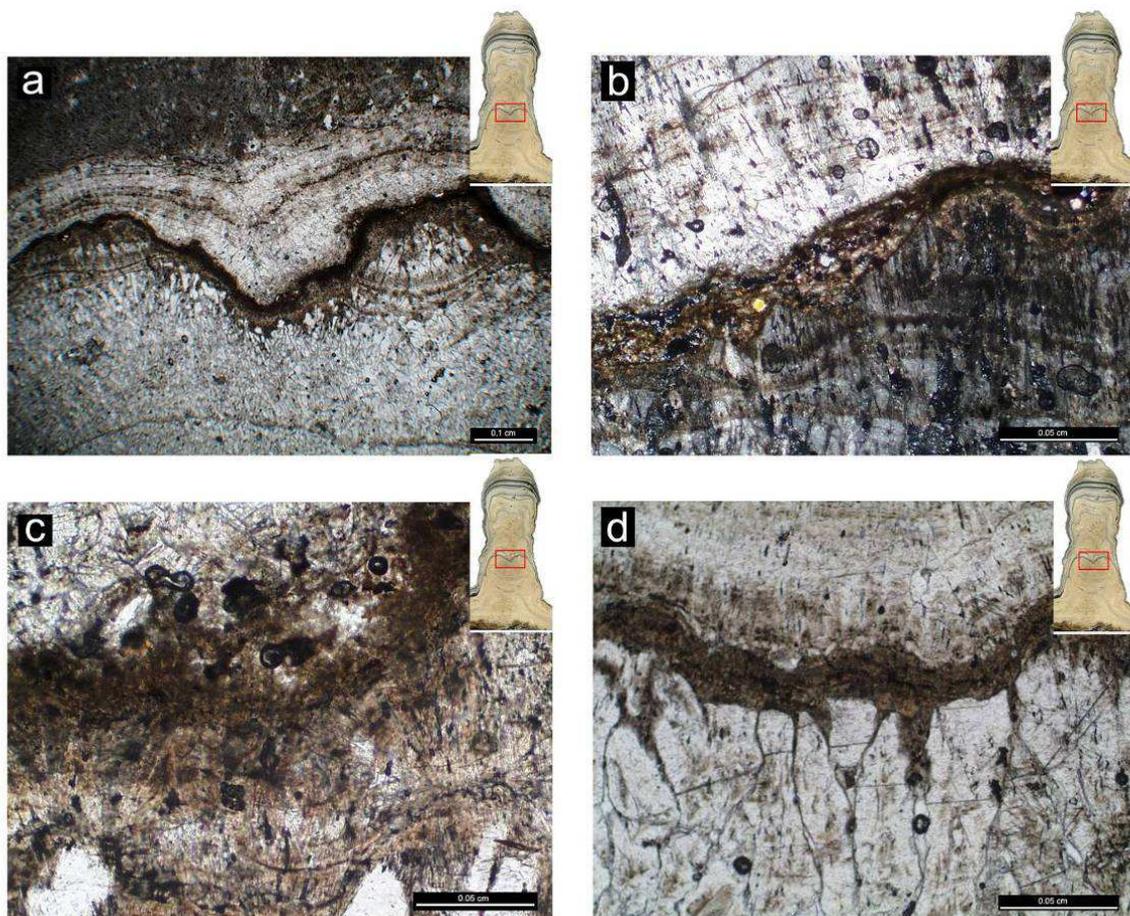


Fig. 5.47- Imágenes bajo microscopio petrográfico de las BL.E1b. **a)** Nivel *h* de *Ilargi* erosionando los cristales infrayacentes. **b)** Detalle de una aglomeración de granos terrígenos. **c)** Acumulación micrítica con alto contenido en materia orgánica amorfa. **d)** “Raíces” de infiltración entre los cristales carbonáticos inferiores.

BL.E2

El tipo BL.E2 también presenta rasgos erosivos, pero no conlleva asociada la aparición de procesos de alteración ni neomorfismo en las láminas calcíticas infrayacentes. Es característica una morfología con mesas residuales (**Fig. 5.48a y b**) como las descritas en Railsback *et al.* (2011). Abunda la presencia de materia orgánica amorfa de color anaranjado con fragmentos alargados opacos de materia orgánica que tapiza la superficie erosiva (**Fig. 5.48c**). Durante la aparición de estos

niveles se producen pequeñas reactivaciones sincrónicas en la precipitación del carbonato, generando una fábrica microcristalina (**Fig. 5.48d**) que se alterna con niveles más enriquecidos en materia orgánica.

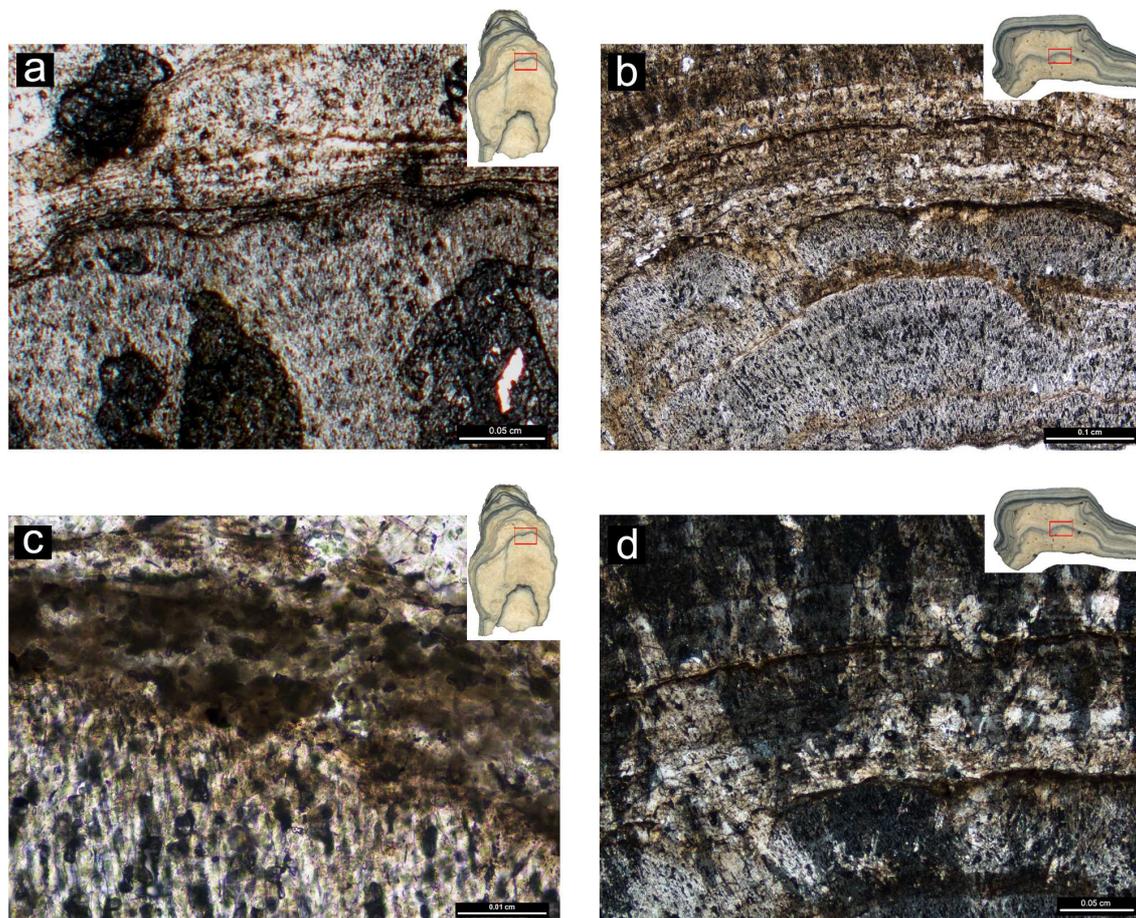


Fig. 5.48- Imágenes bajo microscopio petrográfico de las BLE2. **a)** Nivel *g* de *GS3* erosionando la fábrica dendrítica inferior en forma de mesas residuales. **b)** Ejemplo de este tipo de erosión en el nivel *e* de *GS2*. **c)** Detalle de la materia orgánica amorfa incluida en estos niveles, con fragmentos de materia orgánica opaca. **d)** Reactivación de la precipitación carbonática generando una fábrica microcristalina.

BL.C1

Las láminas de tipo BL.C1 están formadas por partículas micrométricas incluidas dentro de los cristales de calcita, tiñéndolos, y aparecen dispuestas en bandas de coloración desde marrón caramelo a casi negra. No llevan asociado ningún rasgo que denote erosión (**Fig. 5.49a y b**). Forman bandeados paralelos a las líneas de crecimiento del espeleotema sin alterar, aparentemente, la formación de los cristales de calcita (**Fig. 5.49c y d**).

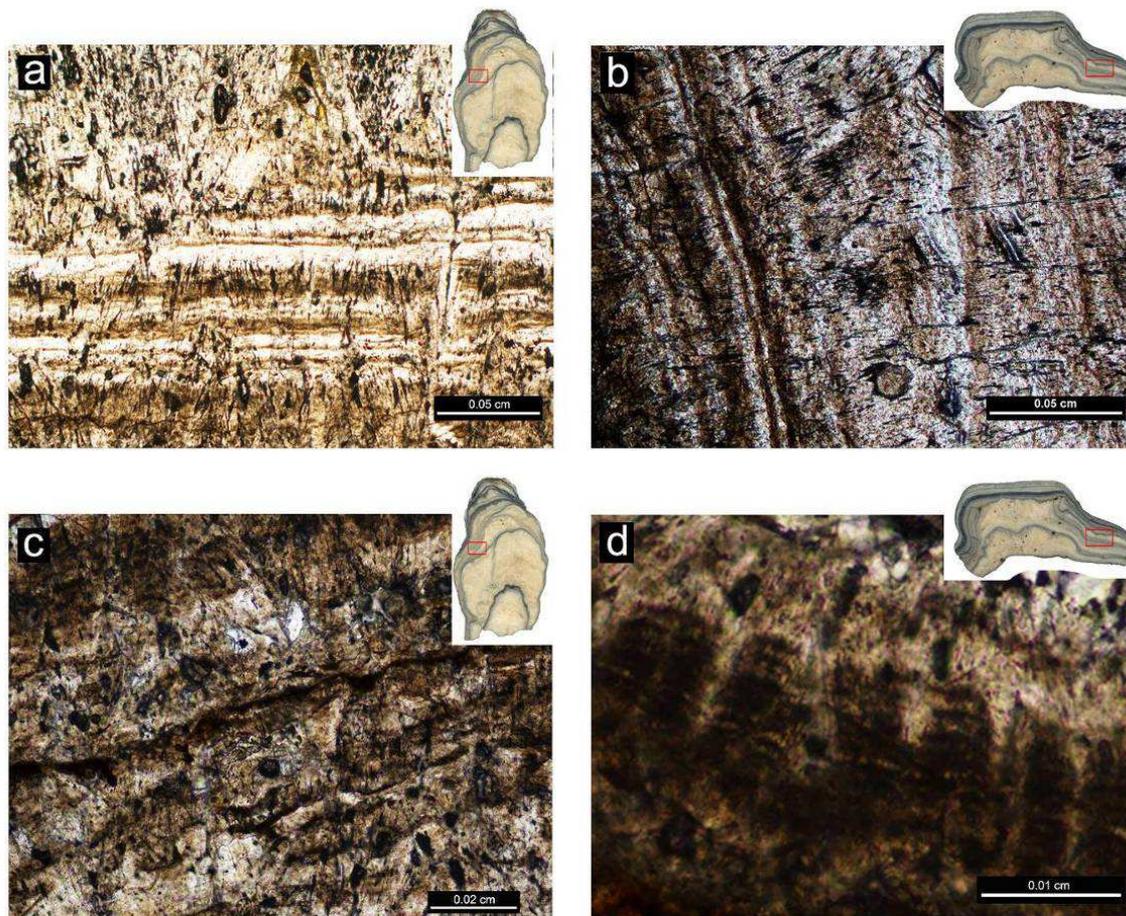


Fig. 5.49- Imágenes bajo microscopio petrográfico de las BL.C1. **a)** Bandas de coloración caramelo tiñendo los cristales de calcita en GS3 sin rasgos de erosión o corrosión. **b)** Bandas de la misma naturaleza pero de coloración más oscura en GS2. **c)** Detalle de la tinción del carbonato a causa de estas laminaciones. **d)** Detalle de los cristales en los que se aprecia su tinción, pero no alteración en su crecimiento.

BL.C2

Las láminas tipo BL.C2 están compuestas por acumulación de pequeñas partículas micrométricas opacas equidimensionales, que tapizan los cristales previos sin causar erosión ni corrosión (**Fig. 5.50a**). Pero, a diferencia de las BL.C1, interrumpen el crecimiento de los cristales creando nuevos frentes de nucleación de cristales de calcita al recuperarse las condiciones para su formación (**Fig. 5.50b**). En las depresiones y porosidad intercristalinas, las partículas opacas se presentan en mayor concentración, sugiriendo una acumulación influenciada por gravedad (**Figs. 5.50b, c, d**).

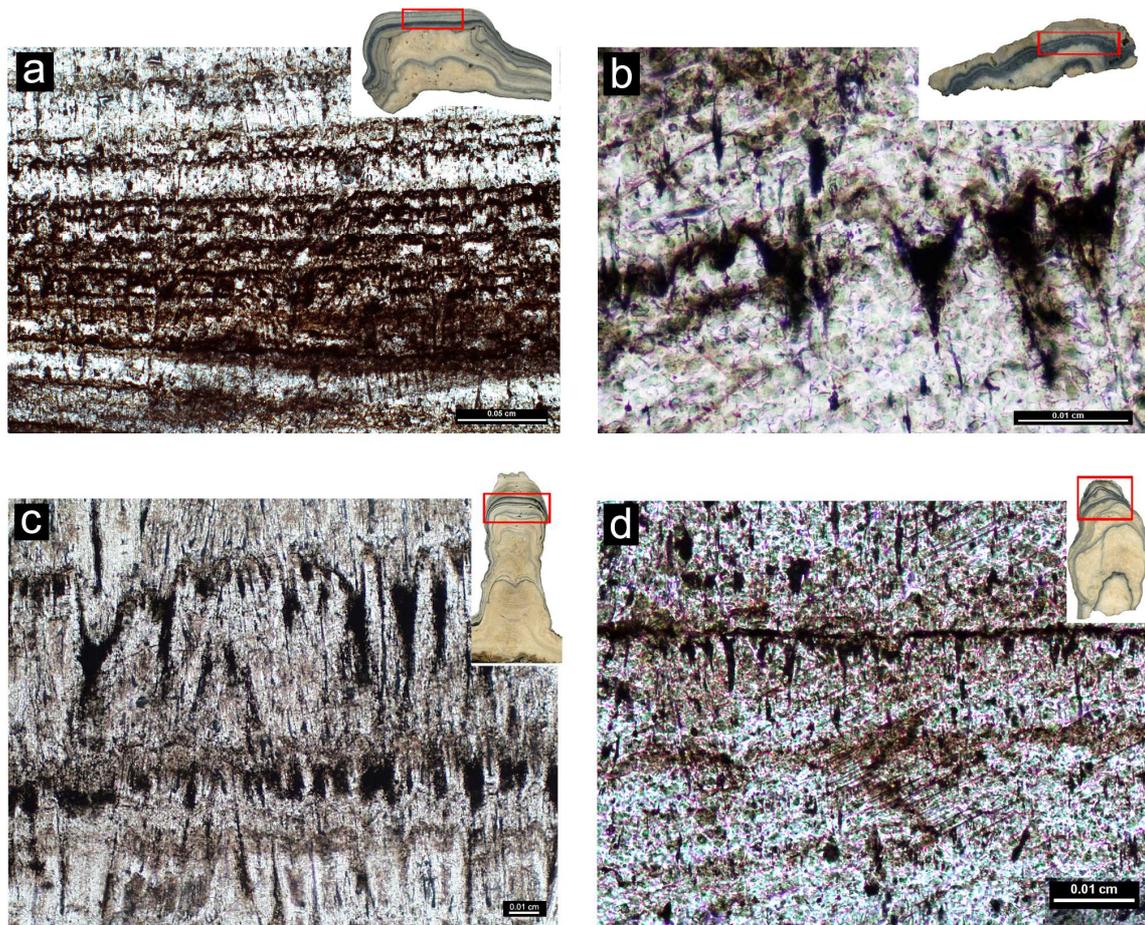


Fig. 5.50- Imágenes bajo microscopio petrográfico de las BL.C2. **a)** Tapices de partículas opacas sobre las terminaciones de los cristales en *GS2*. **b)** Detalle de las terminaciones de los cristales en *GS1*, sobre los que aparecen las partículas, creando nuevos puntos de nucleación. **c)** Acumulación de partículas en las vaguadas intercristalinas en *Ilargi*. **d)** Tapiz sobre una de las líneas de crecimiento cristalino en *GS3*, sin rasgos erosivos ni de alteración.

5.5.2 Tomografía Axial Computarizada (CT)

En las reconstrucciones tridimensionales realizadas a partir de las tomografías en tres de las estalagmitas (*Ilargi*, *GS2* y *GS3*) se crearon con el software MIMICS varias máscaras de valores, representadas con distintos colores. Esto permite reflejar la estructura interna de los espeleotemas en función de las variaciones en la densidad, haciendo especial hincapié en resaltar los cambios asociados a la presencia de los niveles oscuros (**Fig. 5.51**).

Los colores verde y azul claro se corresponden con la presencia de la fábrica dendrítica de tipo abierto, donde los colores verdes indican un mayor grado de porosidad intercristalina, bien primaria o bien por disolución. Donde esta porosidad se hace más patente, sobre todo con rasgos de disolución, aparecen los menores

valores de densidad, asociados a las máscaras amarilla y roja, indicando los bordes de los poros. La máscara morada también aparece asociada a la textura dendrítica, pero se distribuye en bandeados en zonas de mayor densidad, coincidiendo con el subtipo engrosado o compacto. Esta máscara también abarca zonas donde la fábrica dendrítica alterna rápidamente con la fábrica microcristalina, indicando una densidad similar a la dendrítica engrosada.

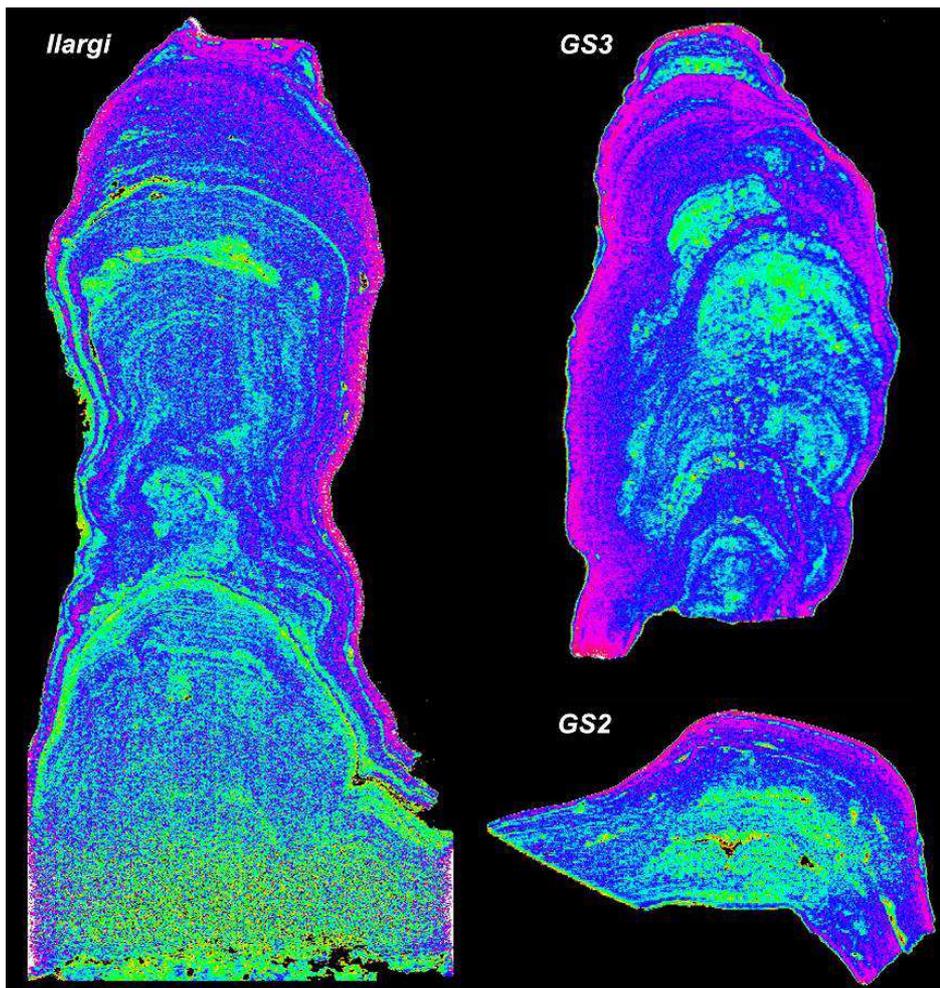


Fig. 5.51- Imagen de un corte longitudinal obtenido mediante TAC para las estalagmitas *Ilargi*, *GS3* y *GS2*. Cada color muestra un rango diferente de densidades.

Se ha apreciado que, en aquellos intervalos donde están presentes las BL de forma repetitiva, la calcita sobre la que se forman muestra una densidad mayor que en el resto del espeleotema (máscara rosa), salvo en el caso de los dos niveles oscuros más basales en *Ilargi* y en *GS2* (**Fig. 5.51**). Se observa cómo los mayores valores de densidad se obtienen fundamentalmente en los tramos del espeleotema

formados por la alternancia de BL.C y láminas calcíticas, y esto obedece, como ha podido corroborarse anteriormente de los estudios petrológicos, debido a que las BL inducen la aparición de la fábrica microcristalina en las láminas de crecimiento de la calcita. La fábrica microcristalina, característica de aquellos tramos con aparición recurrente de BL, se caracteriza por estar compuesta por cristales elongados que, en ocasiones, crecen en continuidad óptica formando dominios sin apenas porosidad intercristalina, lo que explicaría su mayor densidad. La fábrica cristalina que predomina en el resto de los espeleotemas estudiados es de tipo dendrítica con valores de porosidad mayores y por tanto menores valores de densidad.

También aumenta la densidad en las BL del tipo BL.E1a de *GS3* y en las BL.E2 de esta misma estalagmita. Sin embargo, las BL.E muestran diferentes respuestas de densidad, como es el caso de la BL.E1b de *Ilargi*, que parece producir una disminución en los valores; en este caso quizá debido a la porosidad producida por la corrosión del carbonato infrayacente. Del mismo modo, la BL.E2 de *GS2* hace disminuir la densidad del carbonato, debido a que en esta zona se genera una mayor porosidad debido a la unión de los dos puntos de goteo que forman en tramo inferior del espeleotema.

5.5.3 Composición química

- SEM-EDS y TEM: Geoquímica semicuantitativa

Para el análisis con microsonda electrónica se han seleccionado aquellos BL que caracterizan los dos tipos principales descritos (BL.E y BL.C). El tipo BL.E se ha muestreado en las estalagmitas *GS1* y *GS3* (Subtipo BL.E1a) y en la estalagmita *Ilargi* (Subtipo BL.E1b). Las laminaciones del tipo BL.C se han analizado en *Ilargi*, y son representativos del subtipo BL.C2.

Los resultados obtenidos en los niveles BL.E1a (**Fig. 5.52** y **Tabla 5.12**) muestran altas concentraciones de carbono y trazas de otros elementos como Al y Si, y ocasionalmente algo de K, que se corresponden con la presencia de minerales terrígenos procedentes de las arcillas de los suelos suprayacentes identificados bajo microscopía óptica.

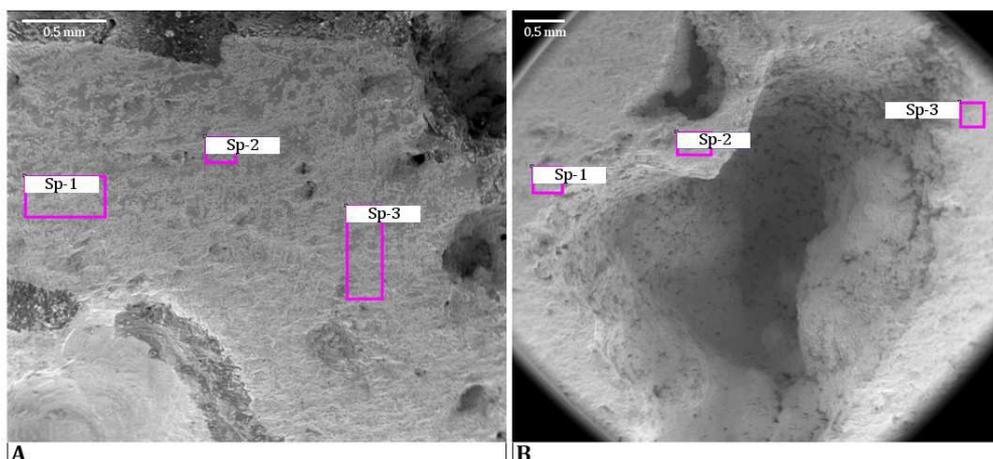
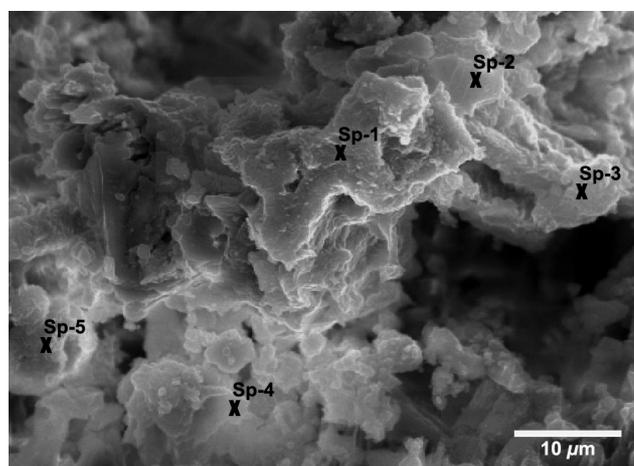


Imagen	Espectro	O	Al	Si	K	Ca	Total
A	Sp-1	56,08	0,24	0,65	0,00	43,02	100
	Sp-2	56,77	0,60	2,20	0,00	40,44	100
	Sp-3	56,11	0,60	2,40	0,54	40,35	100
B	Sp-1	55,96	0,44	1,16	0,00	42,45	100
	Sp-2	55,64	0,26	0,37	0,00	43,74	100
	Sp-3	55,65	0,26	0,25	0,00	43,83	100

Fig. 5.52 y Tabla 5.12- Análisis geoquímico mediante SEM-EDS del nivel tipo BL. E1a. A) Nivel *b* de *GS1*. B) Nivel *h* de *GS3*. Todos los valores están en %.



Espectro	O	Na	Mg	Al	Si	P	S	K	Ca	Ti	Fe	Total
Sp-1	31,25	0,00	0,10	0,05	0,13	16,21	0,09	0,05	52,20	-0,10	0,00	100
Sp-2	57,77	0,48	-0,07	0,18	0,26	12,63	0,08	0,00	28,46	0,01	0,20	100
Sp-3	61,31	-0,02	-0,12	-0,05	0,17	11,72	0,08	0,02	26,97	0,03	0,13	100
Sp-4	59,72	0,17	0,02	0,37	0,13	8,58	-0,06	0,00	31,11	-0,02	0,00	100
Sp-5	32,86	0,19	0,07	0,04	0,03	5,16	0,02	0,04	60,89	-0,09	0,78	100

Fig. 5.53 y Tabla 5.13- Análisis geoquímico mediante SEM-EDS del nivel tipo BL. E1b, nivel *h* de *Ilargi*. Todos los valores están en %.

En el nivel BL.E1b (**Fig. 5.53** y **Tabla 5.13**) también se ha identificado la presencia de Al y Si, junto a otros elementos como el Na y el Fe. Destaca el alto porcentaje de P localizado en algunas zonas que permite interpretar un reemplazamiento del carbonato por hidroxiapatito en los cristales coloreados bajo el mismo.

Mediante esta técnica también ha sido posible la identificación de las partículas micrométricas opacas de las láminas de tipo BL.C2 como pequeños granos esféricos de *black carbon* derivados de hollín, donde la presencia de carbono es muy elevada (**Fig. 5.54** y **Tabla 5.14**).

También se ha observado la presencia de fragmentos milimétricos de madera carbonizada (**Fig. 5.55** y **Tabla 5.15**) incluidos entre estas partículas de ceniza en los que se puede distinguir su estructura vegetal. La estructura de estos fragmentos vegetales presenta una homogeneización en las paredes celulares como la descrita por Sander y Gee (1990). Este proceso de homogeneización se ha observado como producto de la combustión de madera a temperaturas de unos 400°C (Jones y Chaloner, 1991; Vaughan y Nicols, 1995).

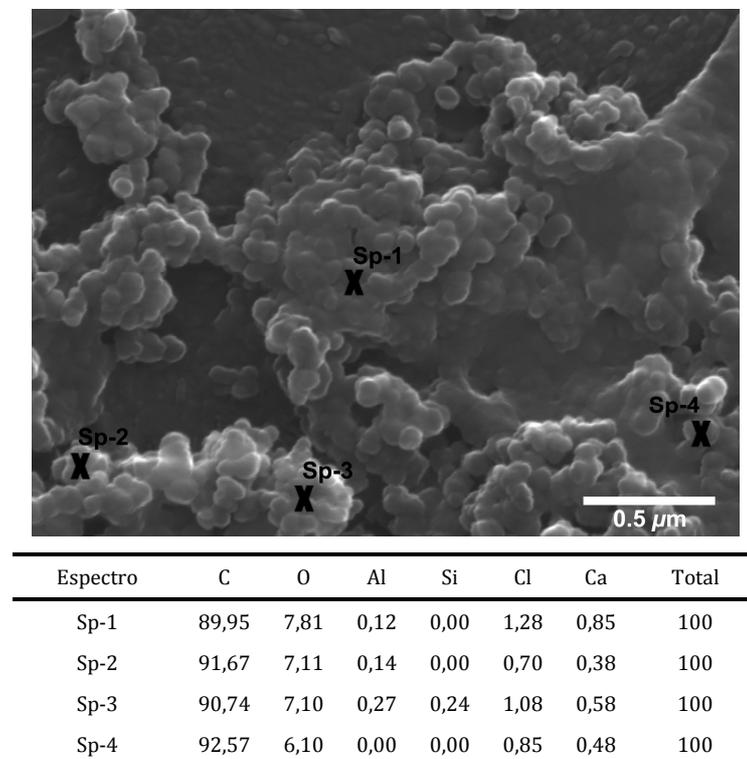
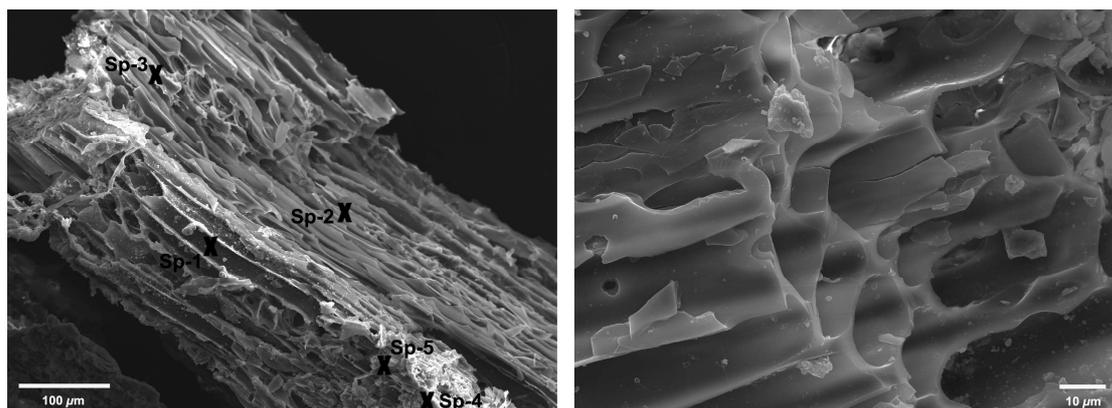


Fig. 5.54 y Tabla 5.14- Análisis geoquímico mediante SEM-EDS del residuo insoluble resultante tras el tratamiento químico de nivel tipo BL.C2 (nivel *a* de *Ilargi*). Todos los valores están en %.

Bajo TEM también se ha analizado el residuo insoluble de estos niveles tras el tratamiento químico, y se han podido observar partículas submicrométricas de cuarzo, minerales de la arcilla, rutilo y óxidos de hierro (hematites), así como pequeños fragmentos de madera carbonizada de entre 40 y 120 nm de longitud con textura de aspecto astilloso (**Fig. 5.56**) que quedan englobados entre de las partículas de *black carbon* derivadas de hollín.



Espectro	C	O	Al	Si	P	Cl	K	Ca	Total
Sp- 1	58,29	28,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	13,37	100,00
Sp- 2	61,91	31,17	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	6,75	100,00
Sp- 3	58,08	32,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	9,54	100,00
Sp- 4	37,71	28,78	0,37	0,00	1,84	0,30	0,00	30,99	100,00
Sp- 5	55,46	30,97	0,24	0,18	0,53	0,23	0,17	12,21	100,00

Fig. 5.55 y Tabla 5.15- Análisis geoquímicos mediante microsonda electrónica (SEM-EDS) de la madera carbonizada localizada en el nivel oscuro de tipo BL.C2 (nivel *a* de *Ilargi*, **Fig.5.1**). Todos los valores están en %. La imagen de la derecha representa en detalle un corte transversal del fragmento de la izquierda, donde puede observarse la estructura vegetal.

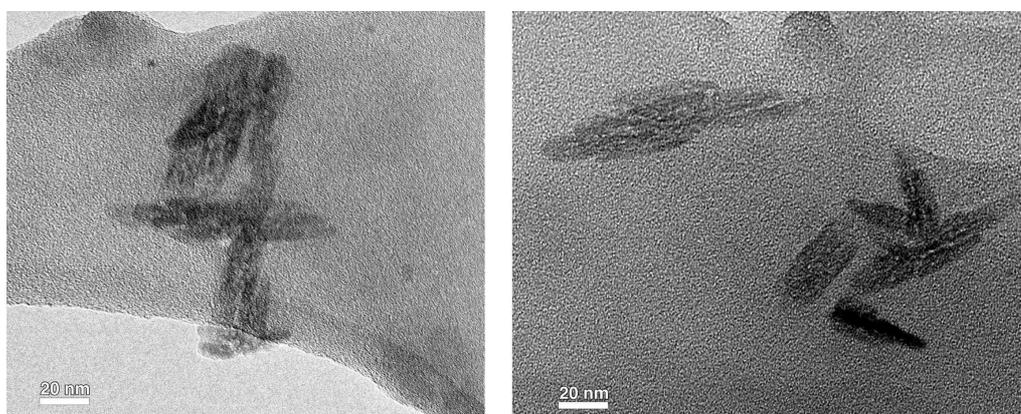


Fig. 5.56- Nanofragmentos de madera carbonizada encontrados bajo TEM en varios de los niveles oscuros de tipo BL.C2, del Tramo III de la estalagmita *Ilargi*. Estas partículas quedan englobadas entre la fracción de *black carbón* que caracteriza estas láminas.

El análisis TEM-EDS sobre estos nanofragmentos de madera da concentraciones de C y O, y trazas de Si y Al, de manera coherente a los resultados obtenidos bajo el SEM.

- ICP-AES: Geoquímica cuantitativa

En los apartados correspondientes a cada estalagmita estudiada, se ha comprobado que la presencia de los BL parece modificar muy ligeramente la composición geoquímica del carbonato, excepto en algunas ocasiones puntuales, en las que sí se observan grandes incrementos composicionales.

Para los niveles BL.E1 el elemento que mayor variabilidad experimenta es el P, aumentando su concentración tanto en el subtipo BL.E1a de *GS3* como en el BL.E1b en *Ilargi*, donde es coherente con la aparición de hidroxiapatito identificada bajo SEM-EDS. Sin embargo, mediante esta técnica no se ha encontrado este precipitado en *GS3*, pudiendo no ser la única causa de la aparición del P, o encontrándose su concentración por debajo de los límites de detección del EDS. Para este tipo de BL también se observan aumentos generales en las concentraciones de Al, Ba, Fe, K, Mn, Ni, Si y Zn, indicando la presencia de minerales terrígenos, coincidentes con las partículas de cuarzo y filosilicatos observadas bajo microscopía.

Para las BL.E2 no parece que exista una variación en la composición elemental. Se observan pequeños picos positivos en el Al, K y Si, pero no llegan a ser suficientemente significativos como para deducir una alta tasa de incorporación de partículas terrígenas como en las BL.E1.

Las BL.C1 tampoco hacen variar la composición elemental de la calcita. Sólo se observa un ligero incremento en Fe, Mg y Na en *GS3*.

Las BL.C2 son, junto con las BL.E1, las que mayor variación elemental ocasionan, sobre todo en elementos con marcado carácter biófilo, como el Fe, Ni, P y Zn, que experimentan acusados incrementos y cuya procedencia parece quedar ligada a la materia orgánica procedente de la combustión que forma este tipo de láminas. También aparecen pequeños picos en el Al, K, Mn y Si que podrían ser aportados por la propia actividad antrópica, al recoger madera de los suelos del exterior.

5.5.4 Pirólisis de la materia orgánica

Los datos obtenidos mediante PY-GC-MS (ver **Anexo 3**) muestran que los productos pirolíticos dominantes en los niveles negros de las estalagmitas de Atapuerca, con alrededor del 60%, son los formados por series homólogas de pares n-alcano/n-alqueno (*Methylene Chain Compunds*). El origen más probable de estos compuestos es la procedencia a partir de la materia orgánica fósil de los depósitos de caliza que forman el karst y su lixiviado a través de las fisuras de la roca (Joeri Kaal *com. pers.*). Algunos autores han detectado la presencia de estos compuestos en forma de lípidos dentro de espeleotemas, relacionando su procedencia con la actividad vegetal en los suelos suprayacentes y siendo transportados por las aguas de percolación (Xie *et al.*, 2003; Blyth *et al.*, 2008).

La segunda clase más abundante son los hidrocarburos monocíclicos aromáticos (*Monocyclic Aromatic Hydrocarbons*, MAH) con alrededor del 20%, entre los que destaca la presencia de tolueno y benceno. Estos hidrocarburos aromáticos están presentes en el petróleo crudo natural y su procedencia seguramente esté ligada a la descomposición a altas temperaturas del kerógeno, una mezcla de compuestos orgánicos naturales presentes en las rocas sedimentarias (<http://www.glossary.oilfield.slb.com/>).

Cabe destacar la presencia de fenoles, compuestos derivados de la lignina, en todas las muestras analizadas, siendo algo más abundantes en *Ilargi-h* y *GS3-h*. Estos compuestos ya fueron identificados mediante pirólisis en una estalagmita del NO de Escocia por Blyth y Watson (2009), indicando la presencia de carbón orgánico en ella, y en una estalagmita de Etiopía, ligados a inclusiones detríticas (Blyth *et al.*, 2015).

También aparecen compuestos de nitrógeno (*N-compounds*) representados en su mayoría por pirroles, derivados de anillos aromáticos más complejos como la clorofila (www.britannica.com/Science). Su presencia se ha detectado en otros espeleotemas ligada a láminas detríticas (Blyth *et al.*, 2015).

En el caso de la muestra *Ilargi-h*, procedente del nivel erosivo *h* (**Fig. 5.1**), es la única en la que se detecta acetamida (2,5%), compuesto orgánico procedente de la quitina de algunos seres vivos, como los hongos o los artrópodos, y también formada

debido a la desintegración del guano de animales insectívoros (Stankiewicz *et al.*, 1996). La presencia de este compuesto en este nivel es compatible con la presencia de hidroxiapatito detectada bajo SEM-EDS.

A pesar de la presencia de materia orgánica pirogénica en todas las muestras analizadas, los resultados obtenidos son sólo ligeramente indicativos de la combustión de materia vegetal, a pesar de las evidencias encontradas mediante las técnicas de estudio anteriores. Esto puede deberse a que los compuestos que formen estas láminas oscuras consistan en hidrocarburos libres y/o resinas, componentes muy lábiles, y el método utilizado subestime su presencia debido a su resistencia a la pirólisis (J. Kaal *com. pers.*).

Para comparar estas muestras con calcita pura, se realizaron otros dos análisis en zonas de carbonato más puro en el Tramo I de la estalagmita *Ilargi*, así como en un fragmento de caliza recogido de las paredes de la Galería de las Estatuas. Ninguna de estas dos muestras proporcionó señal de algún tipo tras el análisis.

5.5.5 Cronologías

A partir de las dataciones obtenidas por Series de Uranio (**Tablas 5.1 y 5.9**) y los modelos de edad realizados mediante el software StalAge (**Figs. 5.18 y 5.45**) se han inferido las cronologías más probables para los niveles negros de las estalagmitas *Ilargi* y *GS3* y se ha llevado a cabo una correlación entre ambas y sus diferentes tramos de crecimiento (**Fig., 5.57**). En ambas estalagmitas la aparición de BL parece correlacionarse cronológicamente, tanto en las de origen natural, que llevan asociada una erosión del carbonato infrayacente (BL.E1), como en las de carácter antrópico (BL.C2). Los niveles basales de ambas (nivel *h* en los dos espeleotemas, **Figs. 5.1 y 5.32**) engloban edades en torno a los 8.000 años BP, pudiendo haber sido ocasionados por el mismo evento climático. El resto de niveles negros comienzan en cronologías en torno a los 6.500-6.000 años BP y continúan presentes hasta, al menos, los 3.000 años BP, indicando la presencia de actividad humana simultáneamente en ambas cavidades durante al menos 3.500 años.

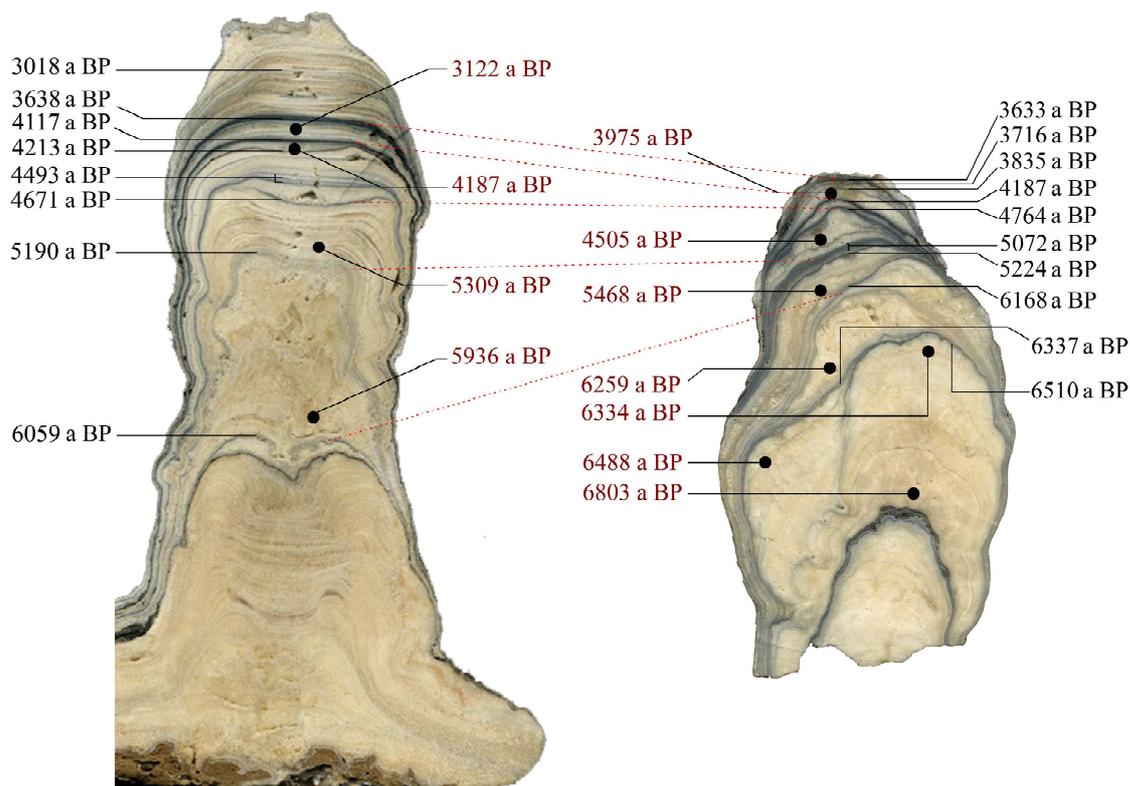


Fig. 5.57- Relación cronológica entre los niveles negros de las estalagmitas *Ilargi* y *GS3*. En rojo se muestran los valores medios de las dataciones obtenidas por U/Th en el carbonato, y en negro las calculadas por StalAge para las distintas BL. Las líneas rojas discontinuas indican la posible correlación entre las BL de ambas estalagmitas.

5.5.6 Origen de las laminaciones oscuras

Las BL descritas en estos espeleotemas no reflejan los mismos tipos de constituyentes ni tampoco los mismos procesos genéticos. El estudio multidisciplinar realizado en este trabajo permite identificar y caracterizar distintos tipos de BL, con diferentes componentes y procesos de alteración/sedimentación asociados, que reflejan procesos de formación distintos, tanto paleoambientales como antrópicos:

BL.E1

Este tipo de BL está formado por una alternancia de láminas de crecimiento submilimétricas compuestas por material terrígeno, arcillas y granos de cuarzo, asociados con materia orgánica disuelta o en fragmentos micrométricos, y láminas intercaladas de calcita de textura mosaico. Esto indica que el proceso que da lugar a

la formación de los BLE1 es relativamente recurrente. Estos elementos alóctonos están asociados a superficies de erosión y alteración (micritización) que denotan una interrupción en la formación del espeleotema. Todo ello apunta a un cambio rápido en la tasa y características del agua de goteo, que podría pasar a ser subsaturada en carbonato o desaparecer, dando lugar en ambos casos a un parón en el crecimiento del espeleotema. En el primero de los escenarios, un aumento brusco de la tasa de infiltración y goteo, y velocidad de circulación del agua, además de otros cambios relacionados con los suelos superficiales, podría dar lugar a la llegada de aguas subsaturadas. Para el segundo escenario, la presencia de un evento de aridez sería la causa más pausable para la reducción del agua de precipitación disponible para infiltrarse y, además, provocaría una menor actividad vegetal en los suelos, quizá debido a la propia disminución de la vegetación. Al mismo tiempo, tanto el agua de goteo subsaturada como el agua de condensación (también subsaturada) formada sobre la superficie del espeleotema podrían dar lugar a la alteración, micritización y formación de una superficie erosiva por el propio goteo (Flügel, 2010).

Aunque la presencia de materiales terrígenos siliclásticos en estalagmitas y *flowstones* ha sido a menudo interpretada como resultantes de eventos de inundación (Gázquez, 2012; Meyer *et al.*, 2012; González-Lemos *et al.*, 2015a, b) el hecho de que en nuestro caso encontremos BL de tipo BLE1 de la misma cronología en más de un espeleotema en áreas muy alejadas y en diferentes pisos del sistema kárstico (Galería de las Estatuas y Galería del Silo, **Fig. 3.1D**) hace descartar esta hipótesis. En ese caso, el depósito de láminas ricas en granos minerales terrígenos (minerales de la arcilla y cuarzo), así como materia orgánica amorfa y en pequeños fragmentos sobre la superficie erosiva, parece obedecer a aportes alóctonos procedentes de la infiltración desde los suelos suprayacentes. El agua infiltrada poseería una mayor capacidad de arrastre de partículas y materia orgánica de estos suelos, proceso normalmente asociado a eventos de alta precipitación sobre suelos ricos en materia orgánica, y que en este caso serían además recurrentes, alternándose con periodos en los que precipitarían láminas calcíticas “limpias” donde el agua de infiltración no arrastraría este tipo de impurezas debido a condiciones de menor precipitación e infiltración, pero no tan áridas como para seguir disolviendo y erosionando la calcita previa.

Las cronologías obtenidas para estas BL (tanto en *Ilargi* como en *GS3*) enmarcan su formación alrededor de los 8.000 años BP, coincidiendo con el evento global 8.2 (Alley *et al.*, 1997). En el caso concreto del nivel *h* en *Ilargi* (**Fig. 5,1A**) la BL.E1b abarca unas cronologías desde ca. 13.000 hasta ca. 8.000 años BP, y podría estar reflejando no sólo el evento paleoclimático 8.2, sino también el *Younger Dryas*, estando ambos eventos amalgamados en una superficie erosiva que indicaría un largo hiato sin crecimiento espeleotémico y un importante evento erosivo (ver más adelante el Apartado 5.6.3). La presencia de minerales de neoformación por adición o reemplazamiento de la calcita previa, como el hidroxiapatito por debajo de este nivel, sugieren la existencia de soluciones fosfatadas relacionadas con depósitos de guano Hutchinson (1950), Onac y Verez (2003), Marincea *et al.* (2004) y Pogson *et al.* (2011), indicando una colonización de la cavidad por murciélagos en estas cronologías. Según Shahack-Gross *et al.* (2004), los depósitos de guano producen unas condiciones de acidez que dan lugar a la formación de minerales autigénicos, aumentando la disponibilidad de fosfatos, Al, K y Fe debido a la degradación de la materia orgánica. La alteración de los cristales carbonáticos infrayacentes, en este caso, también puede estar afectada por el carácter ácido del agua que infiltra la pátina de guano. Este nivel de ocupación por murciélagos también se observa en otras estalagmitas de Cueva Mayor, pertenecientes a la Galería del Sílex, en las que el fosfato aparece como trazas de monetita (Muñoz-García *et al.*, 2009).

BL.E2

Este tipo de BL es similar al tipo BL.E1 pero sin la presencia de elementos minerales alóctonos ni rasgos de alteración en las láminas calcíticas subyacentes a la superficie de erosión. Estas BL están formadas por una alternancia de niveles milimétricos compuestos esencialmente por material difuso de color anaranjado, identificado como materia orgánica disuelta, y niveles de calcita limpia. Dentro de la banda aparecen cantidades variables de partículas submilimétricas de materia orgánica. Dependiendo de la cantidad y tipo de la fracción orgánica, los niveles varían desde mayoritariamente orgánicos a calcíticos de coloraciones marrones anaranjadas. La textura mayoritaria de las láminas calcíticas intercaladas entre láminas con mayor contenido orgánico es característicamente microcristalina.

La presencia de una superficie de erosión denota una interrupción del crecimiento del espeleotema y una pérdida de carbonato ya formado, que podría obedecer a las mismas causas sugeridas para las BL de tipo BL.E1: goteo de aguas subsaturadas (o no goteo) y erosión por disolución por parte de estas aguas pero sin producir micritización.

La formación de las láminas ricas en materia orgánica respondería a un incremento en la productividad vegetal en los suelos debido a una mejora climática tras un periodo de mayor aridez, con variaciones que podrían ser incluso estacionales.

BL.C1

Las láminas BL.C1 no presentan signos de erosión o alteración de ningún tipo, ni están formadas por grandes cantidades de material tapizando cristales previos. La banda oscura queda constituida por la coloración amarronada que toman los cristales de calcita debido a la inclusión de partículas de materia orgánica en su estructura. Este tipo de bandeados paralelos por tinción y sin alteración se asocian con cambios en la tasa de precipitación y cantidad de materia vegetal disponible que se infiltra desde el suelo.

Estos intervalos de mayor concentración orgánica en los suelos se podrían correlacionar con periodos de mejora climática con altas precipitaciones y una mayor presencia de cobertura vegetal en general, o de árboles caducifolios que producen humus en otoño, aportando una gran cantidad de materia orgánica al sustrato edáfico.

BL.C2

Este tipo de BL está compuesto por partículas opacas equidimensionales de tamaño micrométrico que otorgan esta característica coloración negra a la calcita. Estas partículas aparecen tapizando y cubriendo los cristales previos sin alterarlos ni erosionarlos. En las depresiones que quedan entre las acículas de los cristales, las partículas negras aparecen concentradas en mayor grado, sugiriendo que la manera más probable en que se depositaron fue gravitacional desde el aire de la cavidad. En base a su composición, estas partículas opacas han sido interpretadas como

depósitos de hollín, cenizas y pequeños fragmentos derivados de la combustión de madera por fuegos antrópicos.

La posibilidad de que estas cenizas puedan asociarse con fuegos naturales de los bosques circundantes se ha descartado debido a la regularidad e intensidad en la aparición de las laminas, a la ausencia de pruebas que muestren este tipo de incendios y a la clara evidencia de actividad antrópica en otros registros cercanos, tanto en el interior de las cavidades vecinas como en el exterior. Además, la aparición de estas láminas en espeleotemas muy alejados de las entradas al sistema kárstico descarta el transporte de sus componentes por la acción del viento al interior de las cavidades.

La ausencia de cualquier otra partícula detrítica no carbonatada en estos niveles, así como el carácter hidrofóbico de los componentes presentes (Gradziński *et al.*, 2007) excluye la posibilidad de un transporte de los suelos suprayacentes por las aguas de percolación. Esta señal antrópica ha sido registrada desde los últimos 7 ka BP, siendo especialmente abundante alrededor de 4 a 3 ka BP, atribuyéndose a cronologías desde neolíticas a medievales.

5.5.7 Implicaciones en el estudio de espeleotemas

Además de teñir y tapizar los cristales carbonáticos, se ha observado que las partículas de las BL interfieren en el crecimiento de los mismos y pueden cambiar la fábrica durante su aparición. Esto pone de manifiesto que el crecimiento de los cristales es altamente sensible a los pequeños residuos que pueden modificar su desarrollo en ciertas direcciones cristalográficas. Esta variación en la disposición de los cristales debido a impurezas en las redes cristalinas ha sido definida por White (2012) como *efecto poisoning*. La variación de una fábrica dendrítica a microcristalina en aquellas zonas donde la aparición de las BL.C es recurrente queda patente en las cuatro estalagmitas estudiadas. Estas BL también ocasionan una variación en la densidad de la estructura interna al modificar las fábricas texturales y la porosidad intercristalina.

En general, la formación de BL en las estalagmitas de Atapuerca responde a procesos genéticos naturales, causados por cambios en la composición del agua de

goteo, sobre todo en relación a la cantidad de materia orgánica y granos minerales terrígenos que arrastra; a la tasa y características químicas del agua de goteo, que puede hacer que el espeleotema no crezca o que incluso se erosione (aguas subsaturadas en carbonato de goteo o condensación). Estos modelos genéticos coinciden con lo propuesto por Railsback *et al.* (2011), quienes observan diferentes patrones de límites entre las líneas de crecimiento de las estalagmitas, erosivos o no, originados fundamentalmente, bien por periodos secos (y probablemente cálidos) en los que la precipitación carbonática cesa, o bien por intervalos de alta humedad (y posiblemente fríos) con llegada de flujos que disuelven los cristales previos. La interpretación de superficies que delimitan intervalos de crecimiento espeleotémico (con o sin ausencia de precipitación carbonática) así como la presencia de hiatos erosivos, rasgos de disolución y discontinuidades en el crecimiento de los espeleotemas también ofrece un gran potencial a la hora de realizar estudios paleoambientales y permite correlacionar su formación con eventos climáticos a escala regional o incluso global como podrían ser el *Younger Dryas* o el *Evento 8.2*.

Sin embargo, se ha visto que algunas BL pueden estar asociadas a procesos antrópicos que, en este caso, se corresponden con el uso del fuego en el interior de la cavidad, dejando los restos de la combustión (hollín, cenizas y fragmentos de carbón) en la superficie de los cristales de carbonato durante la formación de los espeleotemas. Por ello, es necesario estudiar e identificar los procesos generadores de BL para poder establecer con precisión las condiciones ambientales en cada marco cronológico y descartar aquellos que no son de origen natural si lo que se pretende es realizar secuencias exclusivamente climáticas.

5.5.8 Espeleotemas como registros de actividad humana

Se ha visto que desde hace décadas los espeleotemas han sido estudiados como registro clave de las variaciones climáticas acaecidas en diferentes regiones continentales. Sin embargo, a través de otras características presentes en ellos, como es el caso de la aparición de laminaciones oscuras, también pueden aportar interesante información de carácter antrópico.

Gradziński *et al.* (2001; 2003; 2007) describen la presencia de láminas oscuras intercaladas en el crecimiento estalagmítico relacionadas con la actividad antrópica

en las cavidades durante la prehistoria. La aparición de este tipo de registros ya se había observado con anterioridad en diversas cavidades de Europa (Roth, 1948; Petránek y Pouba, 1951; Bárta, 1984) y EEUU (Bennington *et al.*, 1962, Watson, 1966; Hill, 1982; Steelman *et al.*, 2002). Gradziński *et al.* (2003) relacionan la aparición de estas láminas ricas en fragmentos de madera, cenizas y hollín con la combustión de madera vegetal en el interior de las cavidades por medio de hogares en los suelos. Sin embargo, en el caso de Atapuerca, la ausencia de evidencia de *fumiers* en los suelos, así como la existencia de silos excavados para el aprovechamiento de arcilla, y la realización de pinturas rupestres en estas cavidades (Ortega Martínez, 2009), hacen relacionar la presencia de estas laminaciones con antorchas introducidas con el fin de iluminar las galerías.

Las cronologías obtenidas por Gradziński *et al.* (2007) en la cueva Dominica (Eslovaquia) se enmarcan entre los 7.300 y los 6.400 años BP, coincidiendo con las cronologías más antiguas observadas en las BL.C2 de las estalagmitas de Atapuerca. Estas fechas también coinciden con la presencia de restos de madera carbonizada en un silo de la Galería de las Estatuas, fechado en 6.890 ± 40 años BP, indicando una primera fase de actividad antrópica en el sistema kárstico relacionada con fases del Neolítico antiguo (Ortega Martínez, 2009).

En el caso de las estalagmitas de Atapuerca aquí estudiadas, también se detecta la presencia de actividad humana en el interior del sistema kárstico en cronologías más recientes (también observada en otras galerías del mismo por Muñoz-García *et al.*, 2009) coincidiendo con fases de entrada a las cavidades por las gentes que habitaban El Portalón durante la Edad de Bronce, como se verá más adelante.

Sin embargo, la aparición de hollín y partículas de carbón no sólo puede relacionarse con las actividades antrópicas en el pasado. Algunos trabajos (Cabrol, 1997; Jeong *et al.*, 2003; Zupančič *et al.*, 2011; Šebela *et al.*, 2015) muestran la presencia de estos compuestos en espeleotemas de cavidades turísticas, relacionados con la entrada de visitantes en la actualidad. Así, la polución atmosférica urbana (inducida por el uso de automóviles entre otros) sería la causa y el origen de estas partículas, siendo transportada al interior de las cavidades en forma de aerosol, adheridas a la ropa, pelo y piel de los visitantes.

5.6 RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL EN EL ENTORNO DE ATAPUERCA DURANTE EL PLEISTOCENO SUPERIOR Y HOLOCENO

Los datos paleoclimáticos continentales publicados para el Pleistoceno Superior y el Holoceno (sobre todo para los periodos culturales del Paleolítico Superior, Mesolítico y Neolítico) en el interior de la Península Ibérica son relativamente escasos. Los registros disponibles incluyen datos isotópicos de algunos espeleotemas (p. ej. Muñoz *et al.*, 2001; Muñoz-García, 2007; Domínguez-Villar, 2008; Moreno *et al.*, 2010; Martín-Chivelet *et al.*, 2011) y secuencias polínicas de antiguas zonas lacustres o yacimientos arqueológicos (Peñalba *et al.*, 1997; Gil García *et al.*, 2001; 2002; Ruiz-Zapata *et al.*, 2002; 2003a; 2003b; 2003c; Vegas *et al.*, 2003; Carrión, 2012). Sin embargo, hasta ahora no se ha realizado ningún trabajo compilando y comparando los diferentes registros.

A partir del estudio de las estalagmitas de Cueva Mayor de Atapuerca, se ha realizado una reconstrucción paleoambiental comparando los datos obtenidos con datos palinológicos del relleno detrítico del yacimiento arqueológico de El Portalón (**Fig. 3.1D**), cuya secuencia temporal solapa con el desarrollo de estas estalagmitas.

El yacimiento de El Portalón es una entrada natural al sistema kárstico de Cueva Mayor, situada en el piso superior de éste, de manera que conforma un punto clave para la existencia y ubicación de una de las mayores áreas de habitación humana dentro del karst. Por este motivo, los resultados obtenidos a partir de los registros paleoclimáticos de las estalagmitas y la secuencia polínica se han integrado con los datos arqueológicos disponibles para correlacionar las posibles variaciones climáticas con diferentes periodos de actividad humana (Edades Culturales) en las cavidades.

5.6.1 La secuencia arqueológica de El Portalón

La secuencia arqueostratigráfica del yacimiento de El Portalón identificada abarca desde el Pleistoceno Superior (34,3 cal ka BP) hasta la Edad Media. Las principales unidades diferenciadas (**Fig. 5.58**) son, de base a techo (ver Carretero *et al.*, 2008 para una cronología y descripción más detalladas):

Unidad 10 (Pleistoceno final) – Esta es la unidad sedimentaria más profunda y tiene una potencia mínima de unos 4 m. Está dividida en 12 subniveles, desde el más moderno (P1, con 20.467 ± 247 cal BP) al más antiguo (P12, 34.319 ± 369 cal BP). Se caracteriza por una alternancia de capas de *debris* con bloques de calizas angulares, capas de arcillas arenosas y capas arcillosas puras. Esta unidad contiene abundantes restos de fauna, tanto a nivel microfaunístico como de macromamíferos (López-García *et al.*, 2010). En el subnivel P8 se recuperaron cuatro pequeñas hojas de sílex.

Unidad 9a (transición Pleistoceno-Holoceno) – Consiste en una capa de guano, o murcielaguina, de entre 5 y 8 cm de espesor. Representa la transición entre el Pleistoceno (Unidad 10) al Holoceno (Unidad 9) y se caracteriza por la ausencia de actividad humana en el yacimiento. La capa de guano denota la interrupción de la sedimentación detrítica.

Unidad 9 (Mesolítico y Neolítico) – Es la unidad más antigua perteneciente a la secuencia holocena, y se trata de una capa arcillosa muy oscura con abundante materia orgánica y fragmentos de carbón. En ella aparecen bloques calizos bastante angulosos de entre 10 y 20 cm entremezclados con algunos cantos de cuarcita redondeados. La unidad tiene un espesor medio de 125 cm en el perfil sur. Justo en su base aparece un silo de unos 75-80 cm de altura excavado en las dos unidades infrayacentes (9a y 10). La mayor parte de la Unidad 9 corresponde a cronologías neolíticas (7.150 ± 124 – 5.751 ± 140 cal BP), con cerámicas manufacturadas, restos de macrofauna y herramientas tanto líticas como óseas. Las cronologías mesolíticas se obtuvieron únicamente en la base a partir de un fragmento de carbón (8.547 ± 91 cal BP). Esta unidad, por tanto, indica una larga ocupación durante el Neolítico y probablemente durante el Mesolítico.

Unidades 8/7 (Calcolítico) – Estas dos unidades, de dos metros de potencia, están compuestas por bloques calizos angulares o subangulares de 15-20 cm que incrementan su tamaño hacia la base, en la que aparecen grandes bloques planos procedentes del derrumbe del techo. A lo largo de toda la potencia aparecen abundantes restos humanos y de fauna, así como cerámicas. Entre los hallazgos más destacables se encuentran una gran vasija de cerámica con decoración de *pellets*, un punzón de cobre y la presencia de dos esqueletos completos de cabras asociados a los grandes bloques planos de caliza, que sugieren posibles actividades funerarias en

el yacimiento durante este periodo. Para estos niveles existe una única datación en un diente hacia la base de la secuencia, aportando una fecha de 5.080 ± 205 cal BP).

Unidad 6 (transición Calcolítico-Edad del Bronce) – Consiste en una capa de 30-35 cm de arcillas limosas grises con abundantes restos de materia orgánica y carbones. En su mitad inferior aparecen grandes lentejones de cenizas, así como cerámicas y restos de fauna. Se ha datado en 4.315 ± 210 cal BP.

Unidad 5 (Edad del Bronce temprana) – Consiste en una capa de 35 cm formada por arcillas arenosas grisáceas ricas en láminas de ceniza y carbones. Aparecen abundantes restos de animales domésticos y cerámicas, con cronologías entre 4.114 ± 128 y 3.963 ± 121 cal BP.

Unidad 4 (Edad del Bronce temprana) – Se trata de una capa homogénea de arcillas arenosas de color gris oscuro, de entre 70 y 150 cm. Esta unidad contiene abundante materia orgánica y fragmentos de carbón, datados en 4.023 ± 123 y 3.756 ± 112 cal BP, y numerosos bloques de caliza resultantes de un pequeño colapso del techo de la cueva. También son abundantes las cerámicas, las herramientas líticas y esqueletos de animales.

Unidad 3 (Edad del Bronce media) – Consiste en un fino paquete de arcillas arenosas oscuras, de unos 16 cm de espesor. La materia orgánica es muy abundante con numerosos carbones, fragmentos de cerámica y esqueletos de animales, tanto salvajes como domésticos, que datan en torno a 3.847 ± 125 y 3.604 ± 208 cal BP.

Unidad 2 (Edad del Hierro I) – Esta unidad está formada por un sedimento orgánico arcilloso de origen antropogénico con abundantes cenizas y restos de cerámica. Su espesor máximo alcanza los 30 cm, y su cronología está entre 2.602 ± 143 y 2.560 ± 179 cal BP.

Unidad 1 (Época Romana) – Está formada por intercalaciones entre capas de arcillas grises oscuras ricas en fragmentos de carbón y capas de cenizas, datadas entre 2.012 ± 111 y 1.372 ± 180 cal BP. Contiene pequeños clastos calizos y alcanza un espesor máximo de 40 cm. En ella se han recuperado diversos artefactos arqueológicos, entre los que se incluyen distintas variedades de cerámicas y *terra sigillata*.

Unidad 0 (Edad Media) – Se corresponde con los primeros 15-68 cm desde el techo de la secuencia estratigráfica. Están compuestos por unos depósitos limosos marrones con carbones, huesos y abundantes fragmentos de cerámica.

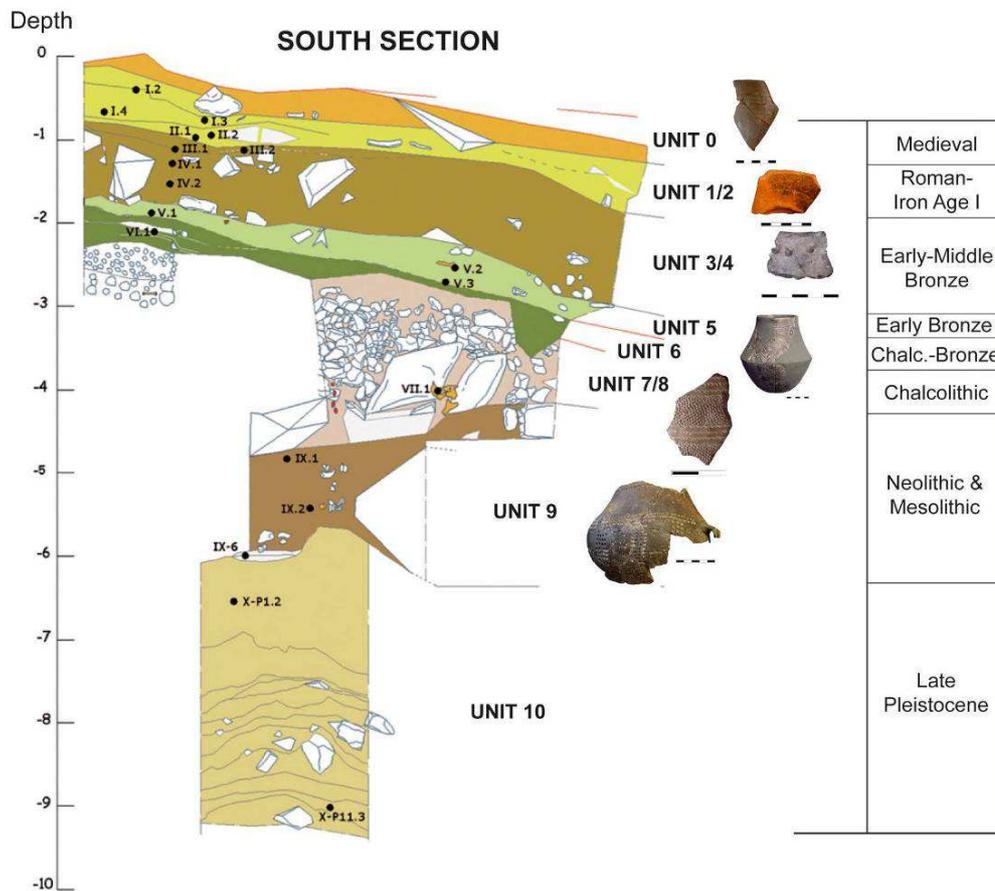


Fig. 5.58- Estratigrafía del perfil sur del yacimiento arqueológico de El Portalón y la correspondencia de cada unidad estratigráfica con su periodo cultural. Los puntos negros indican la posición de las muestras datadas por radiocarbono. Modificado de Carretero *et al.*, 2008.

En El Portalón, la secuencia polínica estudiada fue extraída del perfil sur del área de excavación. Las cronologías en este perfil están muy bien concretadas a partir de 27 dataciones radiométricas por ^{14}C (AMS) realizadas sobre restos de carbón y fragmentos óseos (Carretero *et al.*, 2008). Las muestras de polen fueron tomadas tras una limpieza previa del perfil, siguiendo las técnicas estandarizadas para yacimientos arqueológicos propuestas por López-Sáez *et al.*, (2003). Para mayor información sobre la metodología en el tratamiento polínico consultar Martínez-Pillado *et al.* (2014).

5.6.2 Espectro polínico

El registro polínico derivado de la secuencia arqueostratigráfica de El Portalón muestra un fuerte contraste entre taxones típicos de paisajes relativamente abiertos en el Pleistoceno final y un gran desarrollo de bosques a lo largo del Holoceno (Figs. 5.59 y 5.60).

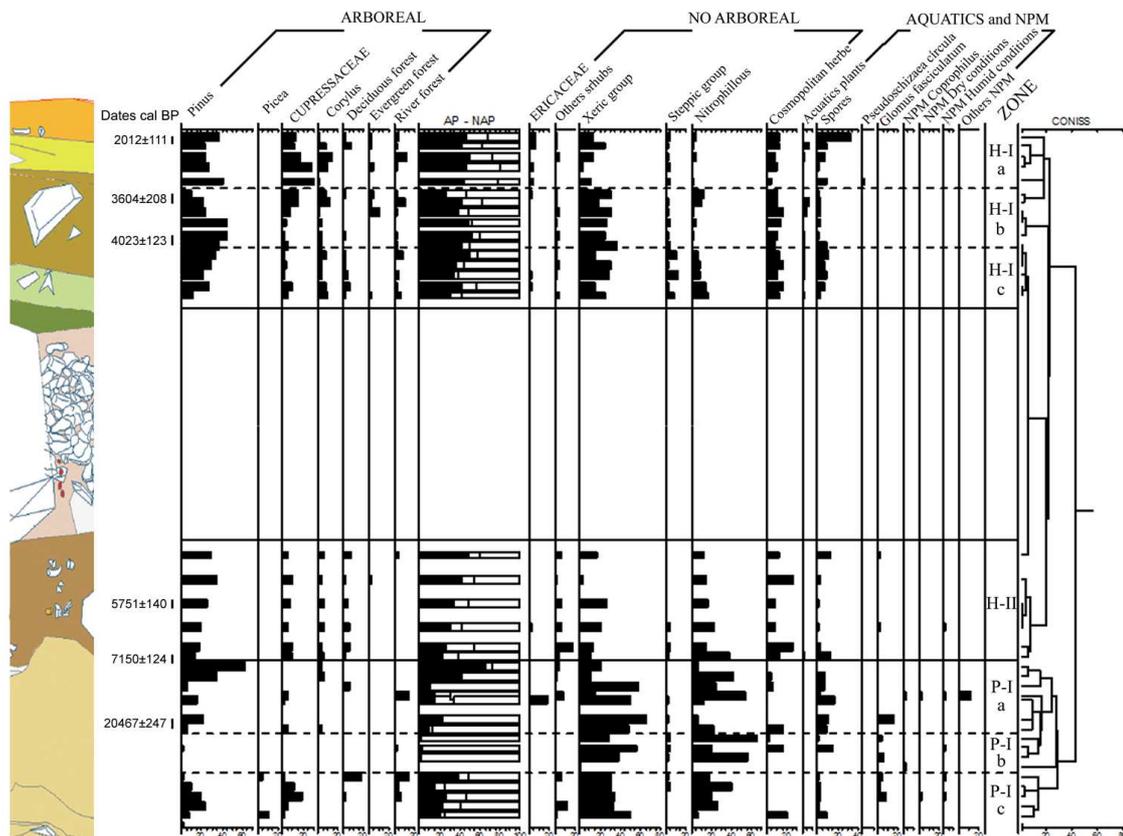


Fig. 5.59- Diagrama polínico detallado del perfil sur del yacimiento de El Portalón con los taxones más relevantes, representados en porcentajes.

En las muestras del último tramo del Pleistoceno, en la Unidad 10, *Pinus* es el árbol predominante a nivel regional; a nivel local el taxón más representativo es *Corylus* junto con *Quercus*, tanto perenne como caducifolio. La alternancia observada entre taxones mesófilos, riparios y acuáticos (asociados con un alto grado de humedad), Asteraceae liguliflorae-tubuliflorae, Poaceae, Chenopodiaceae, *Artemisia* y *Ephedra*, con taxones de carácter más xérico, es indicativa de fluctuaciones de humedad a lo largo de la secuencia. Los arbustos y matorrales, que están escasamente representados, consisten esencialmente en Ericaceae, y de manera más ocasional también se han identificado Rosaceae, *Calluna* y Cistaceae.

Sobre la superficie erosiva cubierta por la capa de guano de la Unidad 9a, indicativa de una interrupción en la sedimentación detrítica, los primeros sedimentos holocenos (Unidad 9) muestran una progresiva recuperación del grupo arbóreo con *Pinus* y *Corylus*, y taxones de ribera, hasta finalizar con un incremento en los taxones mediterráneos. Se puede observar un importante decrecimiento en los taxones xéricos y esteparios. Algunos taxones nitrófilos, representados esencialmente por *Plantago*, aparecen a lo largo del perfil, asociándose con estados de elevada humedad y calor. La Unidad 7/8, compuesta por bloques angulares y clastos de caliza y sin matriz detrítica, destaca por su total ausencia de registro polínico. Tras este lapso en la secuencia se observa un incremento en *Pinus*, *Corylus*, *Juglans* y *Betula*. Cabe destacar también la presencia de taxones de ribera y Ericaceae en la Unidad 5. Las siguientes unidades (3 y 4) están caracterizadas por una disminución en *Pinus*, *Corylus* y taxones nitrófilos compensada por un incremento en *Olea*, Cupressaceae y taxones de estepa no arbóreos. La secuencia termina con un incremento en *Pinus*, *Corylus*, *Quercus* (caducifolio y perennifolio), *Juniperus*, Ericaceae y taxones acuáticos, y con un detrimento en los taxones de estepa (Unidades 1 y 2).

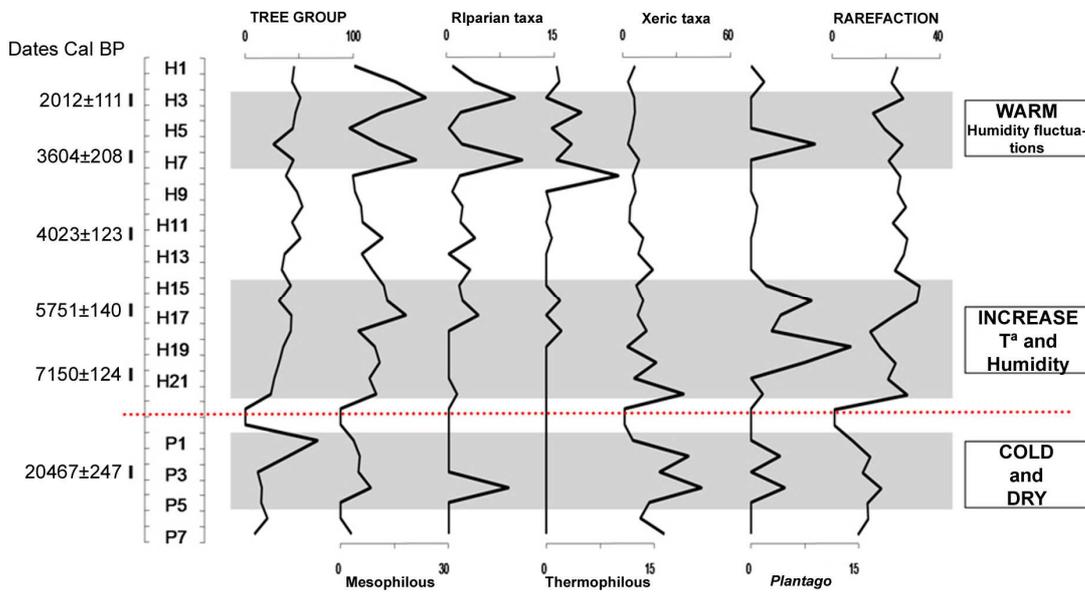


Fig. 5.60- Diagrama polínico sintético y rarefacción palinológica del perfil sur del yacimiento de El Portalón. La línea roja punteada marca el hiato sedimentológico encontrado en la transición Pleistoceno-Holoceno en la secuencia estratigráfica.

5.6.3 El entorno de Atapuerca en los últimos 20.000 años

A pesar de los registros fragmentarios en la Galería de las Estatuas y la Galería del Silo (formación de espeleotemas) y El Portalón (secuencia detrítica) ha sido posible establecer una sucesión paleoambiental basada en la integración de diferentes parámetros ambientales procedentes de ambos *proxies*.

La comparación e integración de las dataciones obtenidas mediante ^{14}C (en el yacimiento de El Portalón y en el carbón de la estalagmita *Ilargi*) y U/Th (estalagmitas *Ilargi*, *GS2* y *GS3*) ha permitido la confección de un esqueleto cronológico común para ambos registros.

El Pleistoceno Superior (~20,5 cal ka BP) está representado polínicamente por una fase de estepa con *Chenopodiaceae* y *Artemisia*, indicando un periodo frío y seco (Figs. 5.59 y 5.60). En secuencias polínicas más completas cercanas a Atapuerca, como Quintanar de la Sierra, Burgos (Peñalba *et al.*, 1997), Las Pardillas en la Sierra de Neila, Burgos (Sánchez-Goñi y Hannon, 1999), Sierra de Urbión, Soria (Ruiz Zapata *et al.*, 2002; 2003a; 2003b; 2003c; Vegas *et al.*, 2003), Espinosa de Cerrato, Palencia (Franco-Múgica *et al.*, 2001) y Sierra de Cebollera, La Rioja (Gil García *et al.*, 2001; 2002) (Fig. 5.61), el registro polínico está caracterizado por condiciones climáticas muy fluctuantes y extremas (Fig. 5.62).

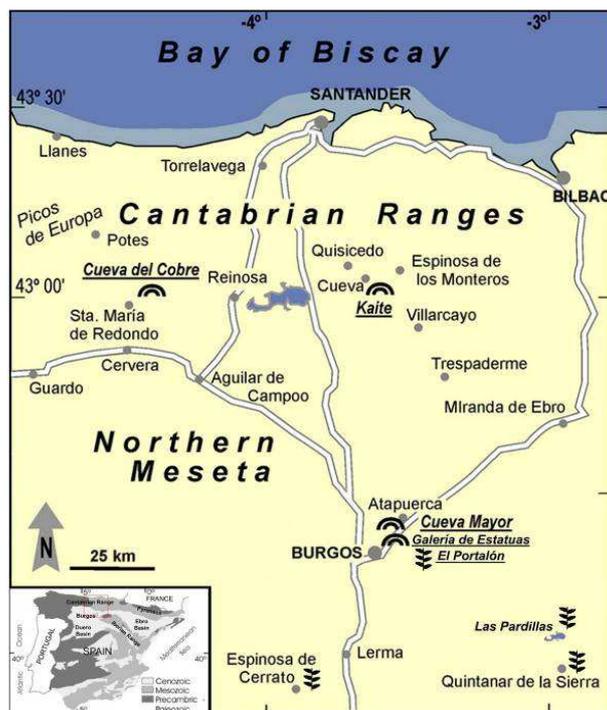


Fig. 5.61- Localización de secuencias palinológicas y estalagmíticas cercanas al área de estudio. Modificado de Martín-Chivelet *et al.*, (2011).

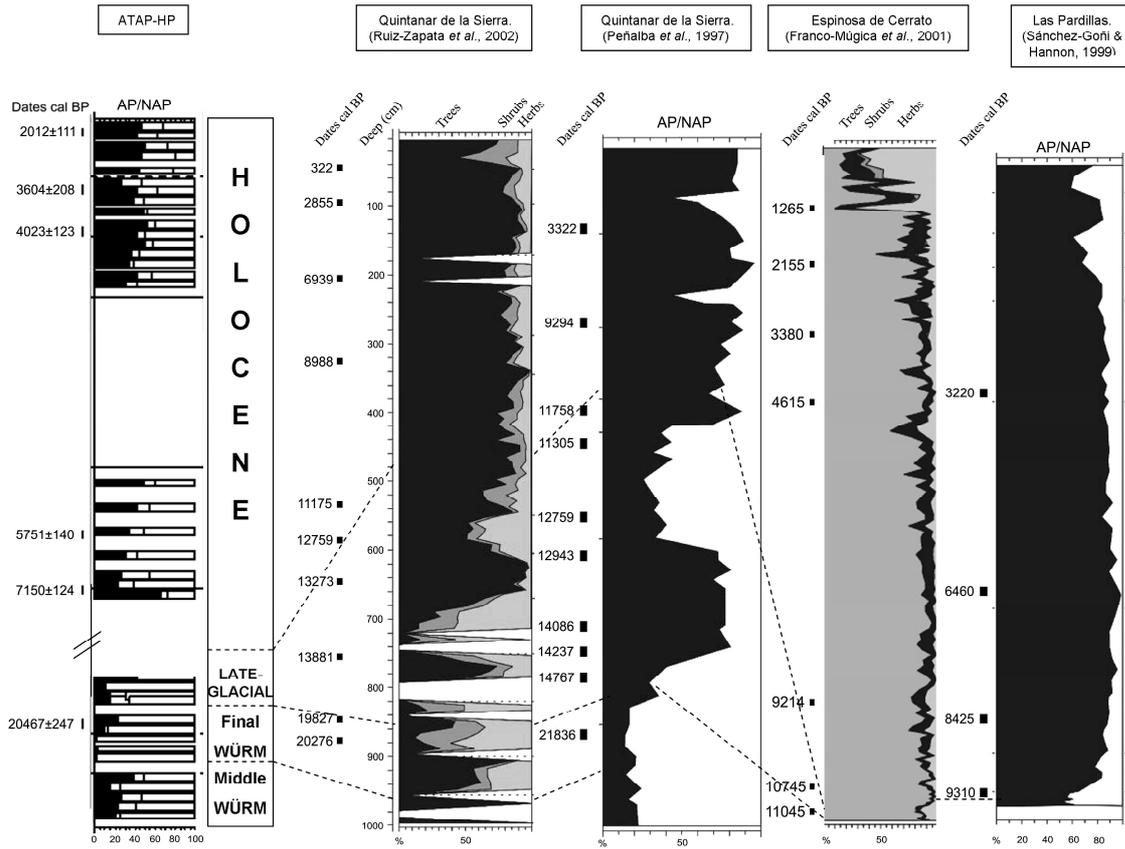


Fig. 5.62- Comparación entre la secuencia palinológica del perfil sur de El Portalón y algunas de las secuencias vecinas.

Para estas cronologías, coincidiendo con las del LGM, en el interior de las galerías todavía no ha comenzado la formación de espeleotemas. Esta situación climática parece evolucionar hacia condiciones más cálidas y húmedas, favoreciendo el inicio del crecimiento de la estalagmita *Ilargi*. La fábrica columnar en la base del Tramo I en esta estalagmita indica una tasa de goteo constante que evoluciona a una mayor variabilidad, representada por la fábrica dendrítica abierta con momentos de incremento hídrico representados por la fábrica dendrítica cerrada (Frisia *et al.*, 2000; 2002; Frisia y Borsato, 2010) y un crecimiento progradacional (Muñoz-García *et al.*, 2016) entre ~14 y ~12,5 ka BP, coincidiendo con un incremento en los bosques (*Pinus* y *Corylus*), y un acusado decaimiento en el grupo xérico en el registro polínico. Este aumento en la humedad y la temperatura también se registra en espeleotemas del margen cantábrico (Moreno *et al.*, 2010) coincidiendo cronológicamente con el evento climático cálido *Bølling-Allerød* (Severinghaus y Brook, 1999; Timmerman y Menviel, 2009).

El registro sedimentario del karst de Cueva Mayor aparece abruptamente interrumpido por una superficie erosiva con un marcado hiato temporal que afecta en el mismo grado al registro detrítico arqueológico y al registro espeleotémico, pudiendo establecerse una correlación en la transición Pleistoceno Superior – Holoceno; entre ~12,5 y ~8 ka BP en *Ilargi* y entre ~20,5 y ~8,5 cal ka BP en El Portalón. La presencia de una acumulación orgánica de guano en ambos casos recubriendo la superficie erosiva hace posible usar a la misma como nivel de correlación, indicando el límite entre el final del Pleistoceno y el Holoceno Medio, y la aparición de cambios ambientales significativos entre esas cronologías, que ocasionan la colonización de las cuevas por grupos de murciélagos.

Este hiato erosivo incluye, como se ha visto en el apartado anterior, los eventos climáticos globales *Younger Dryas* (que da comienzo al Holoceno) y el *Evento 8.2*. Este lapso parece relacionarse con un cese en la sedimentación en El Portalón y a la erosión/disolución por la llegada de aguas de goteo subsaturadas, del carbonato previamente formado en la estalagmita *Ilargi*. La presencia de granos de cuarzo y moscovita tapizando esta superficie en la estalagmita podría indicar uno o varios eventos de mayor infiltración de aguas desde los suelos suprayacentes como la causa más plausible. Estos eventos quizá podrían estar relacionados con el periodo cálido y húmedo que se produjo hace 9.000 años BP, el *Holocene Climate Optimum*, entre el que se incluyen momentos puntuales de aridez, como el ya mencionado *Evento 8.2*.

Cabe destacar, sin embargo, que este hiato erosivo presente en la estalagmita *Ilargi* a comienzos del Holoceno coincide con altas tasas de crecimiento espeleotémico en otros espeleotemas estudiados en el margen cantábrico (p. ej. Stoll *et al.*, 2013), que podría estar debido a la continua disponibilidad hídrica en zonas cercanas al litoral, incluso durante periodos fríos. Estos lapsos en *Ilargi* y en El Portalón también coinciden con el identificado en la estalagmita *GS3* entre los 8 y los 7 ka BP, pudiendo ser, en este último caso, una manifestación tardía del *Evento 8.2* en niveles más profundos del karst.

Entre los 7.000 y los 5.000 años BP, el gran crecimiento que se produce en las tres estalagmitas datadas de Atapuerca, así como la fábrica dendrítica abierta presente en ellas, indican que la humedad que caracterizaba el óptimo climático

continuó en estas cronologías aunque con una mayor fluctuación y con algunos periodos de desgasificación intensa o condiciones de goteo extremadamente lentas (Frisia *et al.*, 2000, 2002; Frisia y Borsato, 2010). La presencia de texturas recristalizadas, dando lugar a la fábrica dendrítica cerrada, podría estar relacionada con momentos de aumento del régimen hídrico con aguas que se infiltran en la porosidad intercrystalina cementándola (Frisia, 2015). En *Ilargi*, la presencia de una fábrica dendrítica alterada podría indicar momentos de muy alto goteo en los que se producirían superficies con aguas subsaturadas, creando depresiones favoreciendo fenómenos de disolución-reprecipitación. De manera coherente, el registro polínico de El Portalón muestra vegetaciones típicas de condiciones de alta humedad, con taxones mesófilos y mediterráneos, alternando con condiciones algo más secas que producen ligeros incrementos en los taxones xéricos. Durante estas mismas cronologías, las primeras ocupaciones neolíticas aparecen en la Unidad 9 de El Portalón (Carretero *et al.*, 2008) con presencia de restos de cereales, correspondientes a los inicios de la agricultura en el área, que probablemente se benefició de un clima mediterráneo más estacional.

Las condiciones ambientales se volvieron gradualmente más secas alrededor de los 5.000 años BP, como puede deducirse de las tasas de crecimiento en las estalagmitas *Ilargi* y *GS3*. Una marcada alternancia en las condiciones de precipitación carbonática puede definirse a partir de las fábricas dendrítica y microcristalina en la parte superior de estas dos estalagmitas (Tramo III de *Ilargi* y Tramos V y VI de *GS3*), pudiendo indicar periodos de mayor aridez (Frisia *et al.*, 2000, 2002; Frisia y Borsato, 2010) que coinciden con el crecimiento de las láminas de las estalagmitas de tipo retraccional (Muñoz-García *et al.*, 2016). A partir de estas cronologías aparecen láminas ricas en hollín y cenizas, sedimentadas en la porosidad intercrystalina de la calcita. Estas laminaciones oscuras han sido interpretadas como producto de la combustión de material vegetal por los humanos que visitaban las cavidades. Para estas edades existe evidencia de una gran ocupación en El Portalón con abundantes fuegos antrópicos (p. ej. *fumiers*), así como actividades humanas en la Galería de Estatuas y en la Galería del Silo, relacionados con la excavación de silos en el relleno detrítico del karst (Ortega Martínez, 2009).

Los registros arqueostratigráfico y polínico de El Portalón, sin embargo, proporcionan un estudio más detallado de esta fase de aridificación. Durante el intervalo 6-3,6 cal ka BP, se puede observar una cierta estabilización de los bosques, con un ciclo completo de florecimiento y posterior declive de *Pinus*, compensado por Cupressaceae, *Corylus* y *Quercus*, y un grupo xérico no arbóreo muy extendido. Además, la constante presencia de taxones riparios y acuáticos evidencia la influencia del curso del río Arlanzón en las vecindades de la Sierra de Atapuerca. Hacia la parte superior de la Unidad 3 de El Portalón (3,6 cal ka BP) se produce un gran decaimiento de los bosques a expensas tanto de *Pinus* como de Cupressaceae y *Corylus*, y un pequeño incremento tanto en los taxones nitrófilos como en los xéricos. En el caso de Atapuerca, esta reducción en los bosques pudo haberse visto amplificada por la antropización y sus consecuentes cambios en el paisaje regional, debido a la deforestación y a la agricultura. La alta actividad humana en estas cronologías está evidenciada por una intensa ocupación de la cavidad durante la Edad del Bronce, tanto en El Portalón como en las tres estalagmitas datadas. Esta evolución ambiental hacia condiciones más cálidas y secas queda patente por el descenso de la tasa de crecimiento en las estalagmitas, así como un menor registro sedimentológico en El Portalón (alrededor de 1 m de espesor en los últimos 3,6 cal ka BP, en comparación con los 5 m acumulados entre 7,1 y 3,6 cal ka BP).

Un hiato estratigráfico-cultural afecta al final de la Edad del Bronce en El Portalón, marcando el tránsito a la Edad del Hierro I (Unidad 2) (Carretero *et al.*, 2008), que se caracteriza por un paisaje local fundamentalmente de Cupressaceae, observándose un ligero decaimiento en los taxones xéricos. Finalmente, el registro arqueostratigráfico de El Portalón termina con ocupaciones esporádicas alto imperiales y medievales en las Unidades 1 y 0 (Carretero *et al.*, 2008), en las que se aprecia un incremento en taxones arbóreos (*Pinus*, *Corylus*, *Quercus* y *Juniperus*) así como en Ericaceae y taxones acuáticos.

La integración de los registros espeleotémicos, arqueostratigráficos y polínicos en el karst de Cueva Mayor hace posible identificar, y caracterizar, diferentes periodos climáticos y desarrollar una secuencia temporal casi continua desde el Pleistoceno Superior y durante el Holoceno en el entorno de la Sierra de Atapuerca (**Fig. 5.63**).

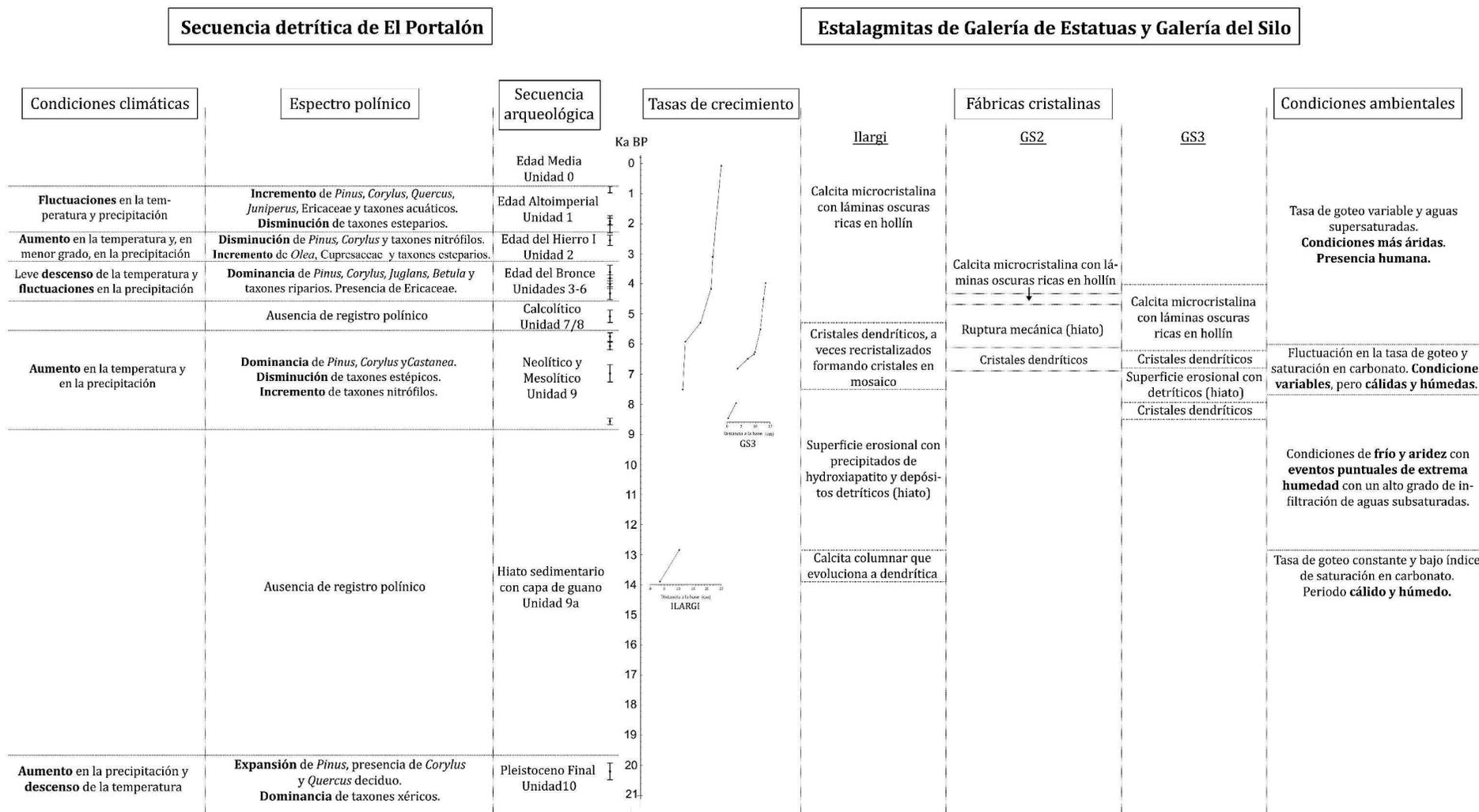


Fig. 5.63- Esquema sintético de los dos tipos de registro estudiados en el karst de Cueva Mayor de Atapuerca; el sedimentario (arqueológico y polínico) de El Portalón, y el espeleotémico de las Galerías de las Estatuas y del Silo.

5.6.4 Espeleotemas holocenos del norte peninsular

Hasta ahora, los espeleotemas holocenos estudiados en la Península Ibérica (Domínguez-Villar *et al.*, 2004; 2008; 2009; Muñoz, 2007; Martín-Chivelet *et al.*, 2011; Bartolomé *et al.*, 2012; Moreno *et al.*, 2013; Stoll *et al.*, 2013; Muñoz *et al.*, 2015) mantienen registros intermitentes con tasas de crecimiento muy variables (**Fig. 5.64**).

Los espeleotemas holocenos de la Cueva del Cobre, estudiados por Muñoz (2007), comienzan su crecimiento hacia los 6.000 años BP con bajas tasas de crecimiento, que aumentan de manera considerable cerca de los 5.000 años BP (**Fig. 5.64A**). Esta tendencia es contraria a lo que ocurre en las estalagmitas de Atapuerca, donde las mayores tasas de crecimiento se dan entre los 6800 y 6300 años BP en *GS3* y entre los 5.900 y 5.300 años BP en *Ilargi*, produciéndose una ralentización a partir de esta cronología. Curiosamente, las mayores tasas de crecimiento en *Ilargi* coinciden con las más bajas de *GS3* y viceversa, indicando que la disponibilidad hídrica para diferentes niveles de un mismo sistema kárstico puede variar en función de otros factores al margen de la pluviosidad en el exterior. En la **Fig. 5.64B** pueden observarse las tasas de crecimiento de diversos espeleotemas del norte peninsular (Stoll *et al.*, 2013), que muestran el mayor desarrollo entre los 10.000 y los 7.000 años BP, cuando apenas hay registro en las estalagmitas de Atapuerca. La mayoría de estos espeleotemas sufren una gran caída en sus tasas de precipitación cerca de los 6.300 años BP; registro con el que coincide *GS3*. *Ilargi*, sin embargo, comienza su máximo crecimiento cuando cesa el de la mayoría de estos espeleotemas y, tras la detención en el crecimiento de las estalagmitas de Atapuerca, se reanuda la precipitación química en las cuevas norteñas.

Para la cueva de Kaite (Domínguez-Villar *et al.*, 2008; 2009) se dan dos fases de crecimiento, una entre 9.000 y 7.000 años BP y otra desde los 4.000 años BP hasta la actualidad (**Fig. 5.64C**). Estos dos momentos de precipitación espeleotémica en la cueva coinciden, curiosamente, con momentos de detención en las estalagmitas de Atapuerca que, en sus momentos de máximo desarrollo coinciden con lapsos de precipitación en la cueva de Kaite.

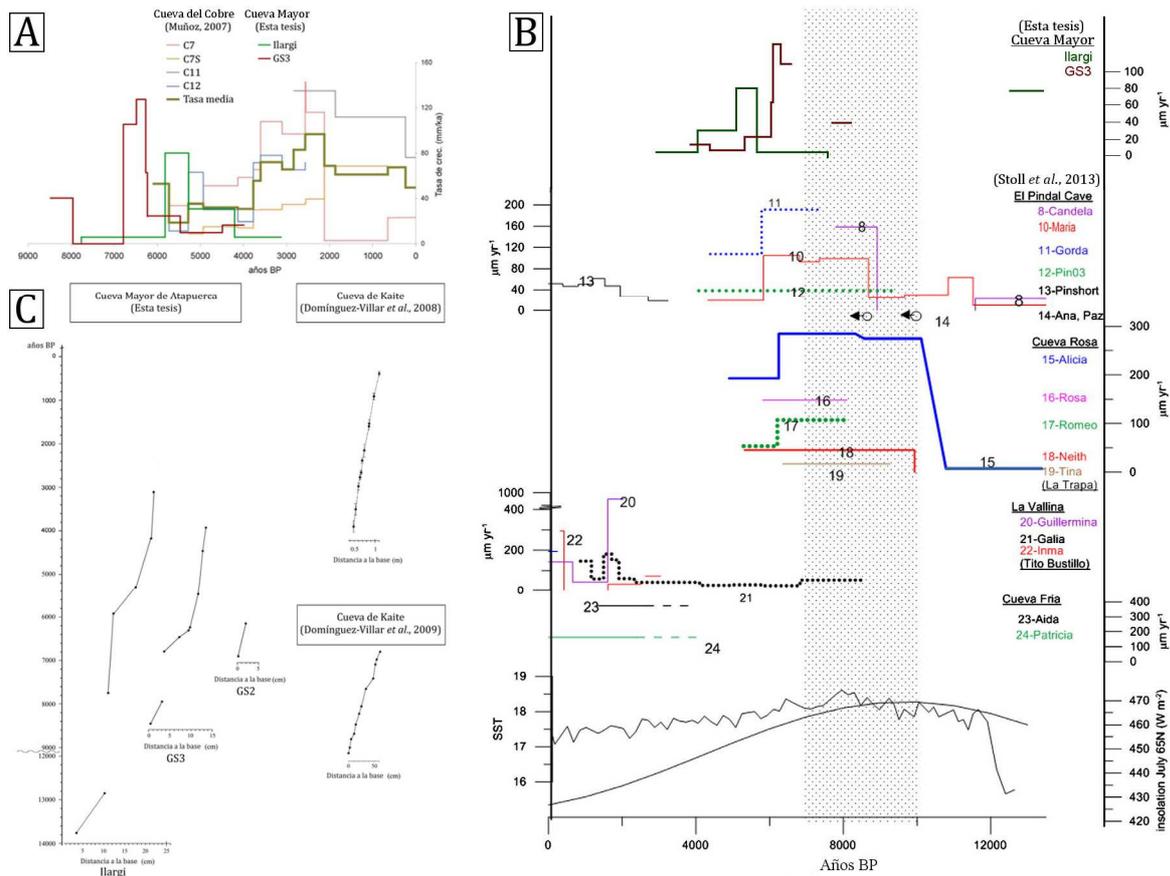


Fig. 5.64- Comparación entre las tasas de crecimiento de las estalagmitas *Ilargi* y *GS3* de Cueva Mayor de Atapuerca y otros espeleotemas holocenos del norte peninsular. **A)** Comparativa con los espeleotemas de la Cueva del Cobre (Muñoz, 2007). **B)** Comparativa con estalagmitas de la Cueva de El Pindal, Cueva Rosa, Cueva La Vallina y Cueva Fría. La zona sombreada indica el intervalo óptimo de crecimiento para los espeleotemas de estas cavidades (Stoll *et al.*, 2013). **C)** Comparativa con dos espeleotemas de la Cueva de Kaitte (Domínguez-Villar *et al.*, 2008; 2009).

Los registros isotópicos existentes para los espeleotemas que coinciden con el crecimiento de las estalagmitas de Atapuerca se muestran en la **Fig. 5.65**. En general las oscilaciones obtenidas en esta tesis no parecen mostrar correlaciones robustas con cambios climáticos globales, aunque sí ligeras semejanzas con otros registros.

Para el Pleistoceno final (14-12,5 ka BP) los datos isotópicos de *Ilargi* coinciden con la curva del $\delta^{18}\text{O}$ de los sondeos de hielo del NGRIP, con un incremento de los valores al inicio, indicando un pequeño calentamiento hacia los 13.700 años BP, seguido de una caída gradual de los valores, y de las temperaturas, que podrían indicar momentos previos al evento global que se produce en el límite Pleistoceno-Holoceno (el *Younger Dryas*), y que coincide con el cambio de textura columnar a dendrítica observado bajo microscopía, y la aparición de un nivel erosivo. Estas

variaciones isotópicas también se observan en una estalagmita perteneciente a la cueva de El Pindal, en Asturias (Moreno *et al.*, 2010).

Para el inicio del Holoceno (8,5-8 ka) la estalagmita *GS3* muestra un registro isotópico con una caída de valores hacia los 8.100 años BP, que afecta sobre todo a la variación del $\delta^{13}\text{C}$, que también puede observarse en la curva NGRIP (www.ncdc.noaa.gov). Esta caída de los isótopos acaba con la aparición de otro nivel erosivo en esta estalagmita, que, como ya se ha visto anteriormente, podría marcar la influencia tardía del *Evento 8.2*. Para el resto del Holoceno, el rango de valores del $\delta^{18}\text{O}$ en *Ilargi* (-6, -8‰) coincide con otras estalagmitas del norte peninsular, como la cueva de Los Molinos (Muñoz *et al.*, 2015) y la cueva de Kaite (Domínguez-Villar *et al.*, 2008), sin embargo, *GS3* presenta unos valores algo más elevados (-4, -6‰), similares a los de la cueva de El Pindal (Moreno *et al.*, 2010). La temperatura actual de la cavidad es estacionalmente estable, por lo que no se considera como un factor que afecte a corta escala a las variaciones del $\delta^{18}\text{O}$ (según O'Neil *et al.* (1969) y Friedman y O'Neil, (1977), el $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita varía un -0,23% por grado centígrado en condiciones de equilibrio). Las diferencias en el rango de valores isotópicos entre ambas galerías deberían, por tanto, estar controladas por otros factores, como podría ser el espesor de roca atravesado por la gota durante su infiltración, o la manera que tiene ésta de llegar a la cavidad: a través de la porosidad de la dolomía en el caso de *Ilargi*, o mediante fisuras en la caliza en el caso de *GS3*, condicionando el fraccionamiento isotópico.

En general las tendencias de ambas estalagmitas entre los 7 y los 2,5 ka BP muestran una ligera oscilación con valores más elevados en torno a los 4,5 ka, coincidiendo con un hiato en el crecimiento de la estalagmita de la cueva de Molinos (Muñoz *et al.*, 2015), que los autores correlacionan con un episodio cálido y seco en los ciclos de Bond. A su vez, en estas cronologías, espeleotemas de la cueva del Cobre muestran una anomalía fría (Muñoz, 2007). Petrográficamente, la estalagmita *Ilargi* muestra, para esa edad, una fábrica dendrítica alterada y una alta tasa de crecimiento, indicativas de una mayor disponibilidad hídrica. Este aumento en la disponibilidad hídrica podría deberse, bien a un aumento en la humedad en esta zona, difiriendo de lo propuesto por Muñoz *et al.* (2015), o bien quizás debido a la existencia de un reservorio en el epikarst.

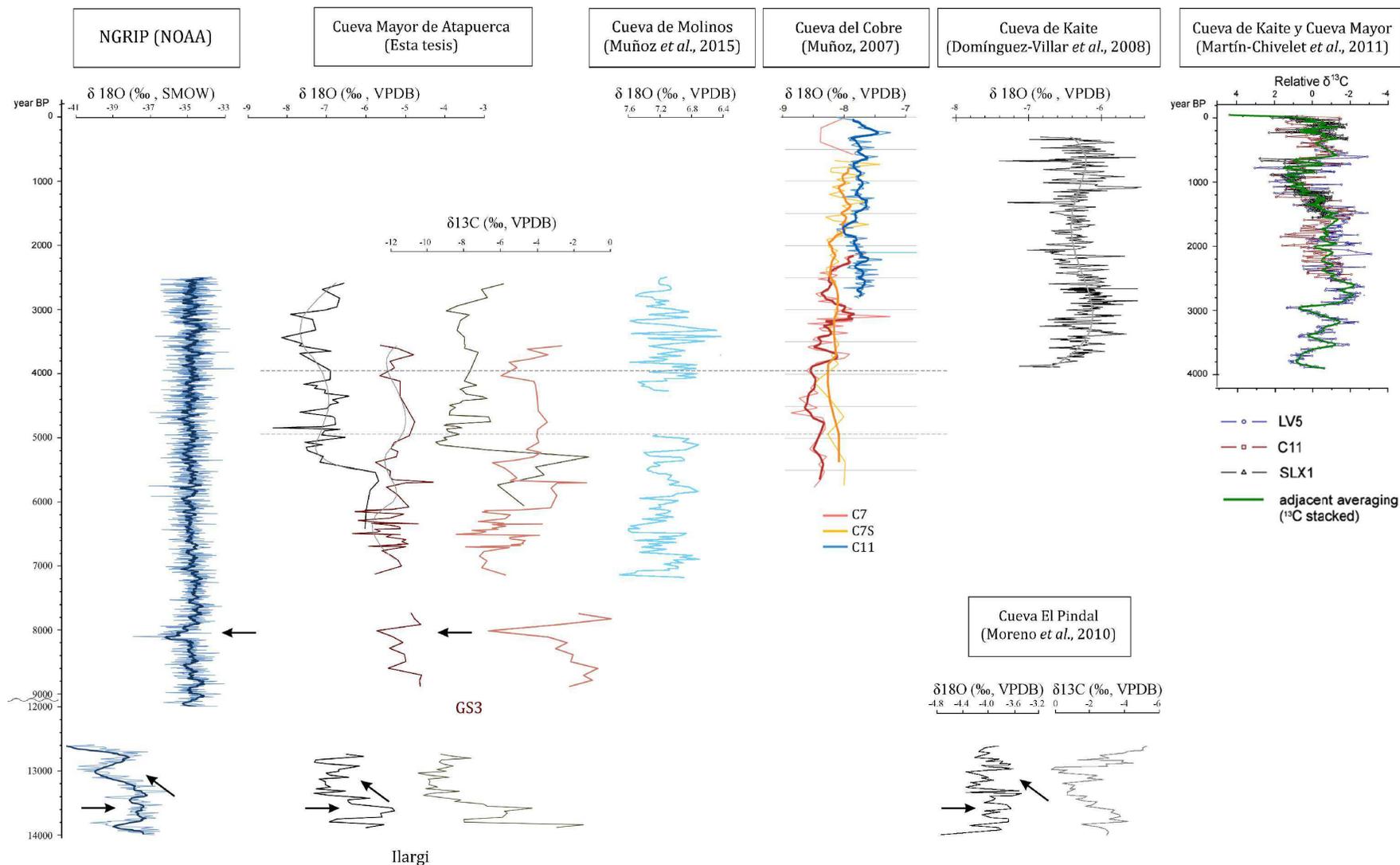


Fig. 5.65- Comparativa de los isótopos de oxígeno de las estalagmitas *Ilargi* y *GS3* de Cueva Mayor de Atapuerca con otros espeleotemas holocenos cercanos. A la izquierda se representa el registro de isótopos de oxígeno del North Greenland Ice Core Project (www.ncdc.noaa.gov).

A partir de los 4 ka puede apreciarse una tendencia hacia la aridificación en Atapuerca, marcada claramente por el $\delta^{18}\text{O}$ en *Ilargi* y tanto por el $\delta^{18}\text{O}$ como por el $\delta^{13}\text{C}$ en *GS3*. Este patrón, al contrario que ocurría en cronologías anteriores, sí parece coincidir con el registro de los espeleotemas de la cueva del Cobre (Muñoz, 2007). Esta tendencia quedaba ya patente en las tasas de crecimiento de ambas estalagmitas de Atapuerca, así como en la distribución polínica de El Portalón, y que podría estar influenciada por la actividad antrópica en la región.

5.7 CONCLUSIONES

- En el caso de las estalagmitas de Atapuerca, la integración de distintas técnicas analíticas ofrece la posibilidad de recopilar una gran información de resultados que no habría sido posible aplicando una única técnica de estudio, dado que cada una de ellas parece determinar diferentes detalles de los cambios ambientales.

- Las diferencias morfológicas, petrológicas y geoquímicas entre los diferentes tramos identificados en algunas estalagmitas reflejan cambios en las condiciones de crecimiento de cada una de ellas, pudiendo caracterizar momentos con diferentes tasas de goteo debido a la disponibilidad hídrica en el exterior.

- La situación de los espeleotemas dentro del mismo sistema kárstico, y la manera en que el agua se infiltra en las cavidades, pueden condicionar la manera de registrar las variaciones climáticas del exterior, ya que se producen diferencias en la disponibilidad hídrica (sobre todo entre formaciones generadas a partir de diferentes maneras de infiltración del agua), reflejadas fundamentalmente en los isótopos estables.

- El estudio de superficies de disolución, así como la aparición de láminas con material alóctono con partículas detríticas o materia orgánica, ofrece un gran potencial a la hora de realizar interpretaciones paleoambientales, incidiendo en la importancia del estudio petrográfico: La ausencia de registro no siempre significa ausencia de información.

- En relación a los niveles oscuros encontrados en el interior de las cuatro estalagmitas, se han identificado procesos genéticos tanto de origen natural, que indican variaciones de humedad y producción vegetal en el exterior, como antrópicos, que marcan la entrada al interior de la cavidad por parte de grupos humanos prehistóricos.

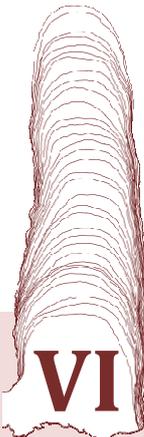
- En el caso de las estalagmitas de Atapuerca, en las que la influencia antrópica es muy elevada (tal y como queda patente por la abundancia de BL con ceniza), la geoquímica elemental no refleja tan claramente las variaciones climáticas, sino que tiene una mayor relación con los aportes alóctonos.

- Durante el Pleistoceno Superior (~20 cal ka BP) es posible identificar un episodio frío y seco que parece evolucionar hacia condiciones más cálidas y húmedas alrededor de los 13,7 ka BP, permitiendo el inicio de la precipitación carbonática en el interior de las cavidades. Este incremento en la humedad y temperatura dura unos 1.000 años y coincide con el intervalo climático cálido global *Bølling-Allerød*.

- Un gran hiato sedimentario y temporal de, al menos, 5.000 años (~12,5 - ~8 cal ka BP) representa el final del Pleistoceno y el tránsito al Holoceno, tanto en la Galería de las Estatuas como en El Portalón. Este episodio erosivo, así como el desarrollo de un nivel de guano sobre él, se producen englobando cronológicamente los eventos climáticos globales *Younger Dryas* y el *Evento 8.2*. En la estalagmita *GS3*, otro hiato de características similares se produce inmediatamente después, entre los 8.000 y los 7.000 años BP, pudiendo estar ligado a alguna fase más tardía de este último evento.

- Durante los últimos 8.000 años destacan las altas variaciones en las condiciones ambientales y las marcadas ocupaciones humanas en Cueva Mayor, tanto en la entrada del karst (El Portalón) como en el interior del mismo (Galería de Estatuas y Galería del Silo). Las condiciones ambientales se hacen significativamente más áridas alrededor de los 4.000 años BP provocando una reducción en los bosques. Estas circunstancias pudieron estar amplificadas debido al incremento e intensidad de las actividades agrícolas durante la Edad del Bronce en la zona.

- La comparación de los registros de las estalagmitas de Atapuerca con otras cavidades del norte peninsular muestra diferencias significativas tanto en las tasas de crecimiento como en los registros isotópicos. En general, el máximo desarrollo espeleotémico en las galerías de Atapuerca durante el Holoceno parece coincidir con lapsos de crecimiento en otras cavidades y viceversa. Estas diferencias parecen estar determinadas por la situación geográfica de las cavidades, viéndose influenciadas por distintos regímenes climáticos.



CAPÍTULO VI

ESTALAGMITA DE GOIKOETXE

CAPÍTULO VI. ESTALAGMITA DE GOIKOETXE

6.1 ESTALAGMITA MORENO

6.1.1 *Microscopía petrográfica*

6.1.2 *Tomografía Axial Computarizada (CT)*

6.1.3 *Fluorescencia de la calcita*

- Fotoluminiscencia de Luz Ultravioleta (FL)
- Catodoluminiscencia (CL)

6.1.4 *Contaje de láminas (NIS_Elements D)*

6.1.5 *Dataciones*

- Datación por Series de Uranio
- Tasas de crecimiento

6.1.6 *Geoquímica isotópica*

- Existencia de equilibrio isotópico

6.1.7 *Geoquímica elemental*

- Espectrometría de emisión atómica (ICP-AES)
- Fluorescencia de Rayos-X (XRF-CS)

6.1.8 *Modelo de Edad StalAge*

6.1.9 *Pirólisis de la materia orgánica*

6.1.10 *Causas de la coloración rojiza*

- Fluorescencia de Rayos-X (XRF)
- Espectroscopía Raman y FTIR

6.2 RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL EN EL ENTORNO DE URDAIBAI DURANTE EL HOLOCENO MEDIO

6.2.1 *Integración de los registros*

6.2.2 *Oscilaciones climáticas en la Cornisa Cantábrica en el Holoceno Medio*

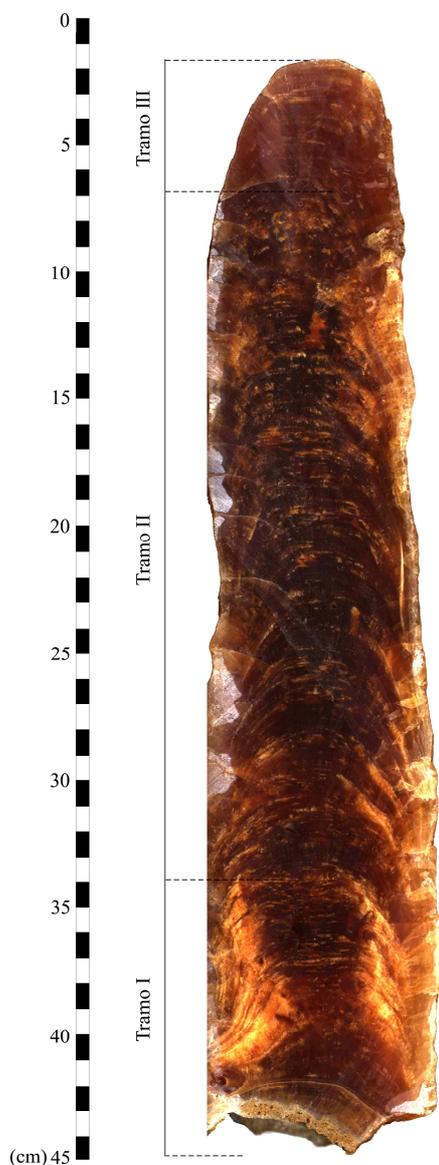
- Cambios en la circulación del Atlántico Norte
- Cambios en la insolación

6.3 CONCLUSIONES

CAPÍTULO VI. ESTALAGMITA DE GOIKOETXE

6.1 ESTALAGMITA MORENO

La estalagmita *Moreno* (Fig. 6.1) presenta una morfología prácticamente cilíndrica, con una longitud de 43 cm y un diámetro de entre 6 y 9,5 cm, en la que se aprecia un único punto de goteo. En su base se observa un nivel de arcillas que se corresponde con el sedimento detrítico de la cavidad. Por encima de éstas comienza la precipitación de carbonatos cementándolas, que continúa activa en la actualidad.



La morfología de crecimiento, según Miorandi *et al.* (2010), es de tipo de tipo *Conical-shape*, con precipitación carbonática tanto en el eje principal de la estalagmita como en los flancos, donde es algo menor. Presenta un patrón de apilamiento de las láminas de crecimiento de tipo agradacional (Muñoz-García *et al.*, 2016).

El exterior de la estalagmita se caracteriza por presentar una superficie totalmente lisa y de textura suave, sin rasgos de corrosión o alteraciones.

En general predomina una coloración rojiza acaramelada y, a lo largo de todo su eje, se aprecia una alternancia clarooscuro en la tonalidad.

Fig. 6.1- Estalagmita *Moreno* con los tres tramos identificados bajo muestra de mano.

En base a las variaciones en la coloración y en las laminaciones apreciadas, dentro de la estalagmita se han distinguido tres tramos:

El tramo basal (Tramo I) se caracteriza por presentar una precipitación homogénea del carbonato a lo largo de unos 10 cm y, aparentemente, mantiene una tonalidad algo más clara que el resto de la estalagmita.

El tramo intermedio (Tramo II) abarca alrededor de 27 cm y, al contrario que el tramo basal, se caracteriza por presentar niveles acaramelados alternando rítmicamente con otros de apariencia más opaca, cuyas potencias oscilan en torno a 1 cm.

El tramo superior (Tramo III), de unos 5 cm, sigue caracterizado por la presencia de una ritmicidad en sus niveles pero, a diferencia del tramo intermedio, la frecuencia de ésta es muy alta, presentando laminaciones de unos 0,2 cm de grosor, con una apariencia general algo más clara.

6.1.1 Microscopía petrográfica

El inicio del desarrollo de la estalagmita *Moreno* se caracteriza por la presencia de una primera fase de crecimiento de cristales en mosaico, de pequeño tamaño (<100 μm), sobre los que se desarrollan cristales prismáticos, homométricos y de extinción plana que se disponen prácticamente de forma paralela unos a otros en idénticas orientaciones cristalográficas (**Fig. 6.2A**). Estos cristales, de fábrica columnar, presentan entre sí contactos regulares con bordes rectos (**Fig. 6.2B**) y se desarrollan perpendicularmente a las líneas de crecimiento del espeleotema, aumentando de tamaño según avanza su desarrollo, desde 1 mm hasta más de 5 mm. En algunas zonas, estos cristales aparecen seccionados transversalmente, simulando una fábrica de grandes mosaicos (**Fig. 6.2C**).

En la mayoría de los cristales puede observarse claramente el hábito de exfoliación típico de los cristales romboédricos de la calcita (**Figs. 6.2D y E**), siendo más evidentes en la zona superior de la estalagmita, donde finaliza su desarrollo (**Fig. 6.2F**).

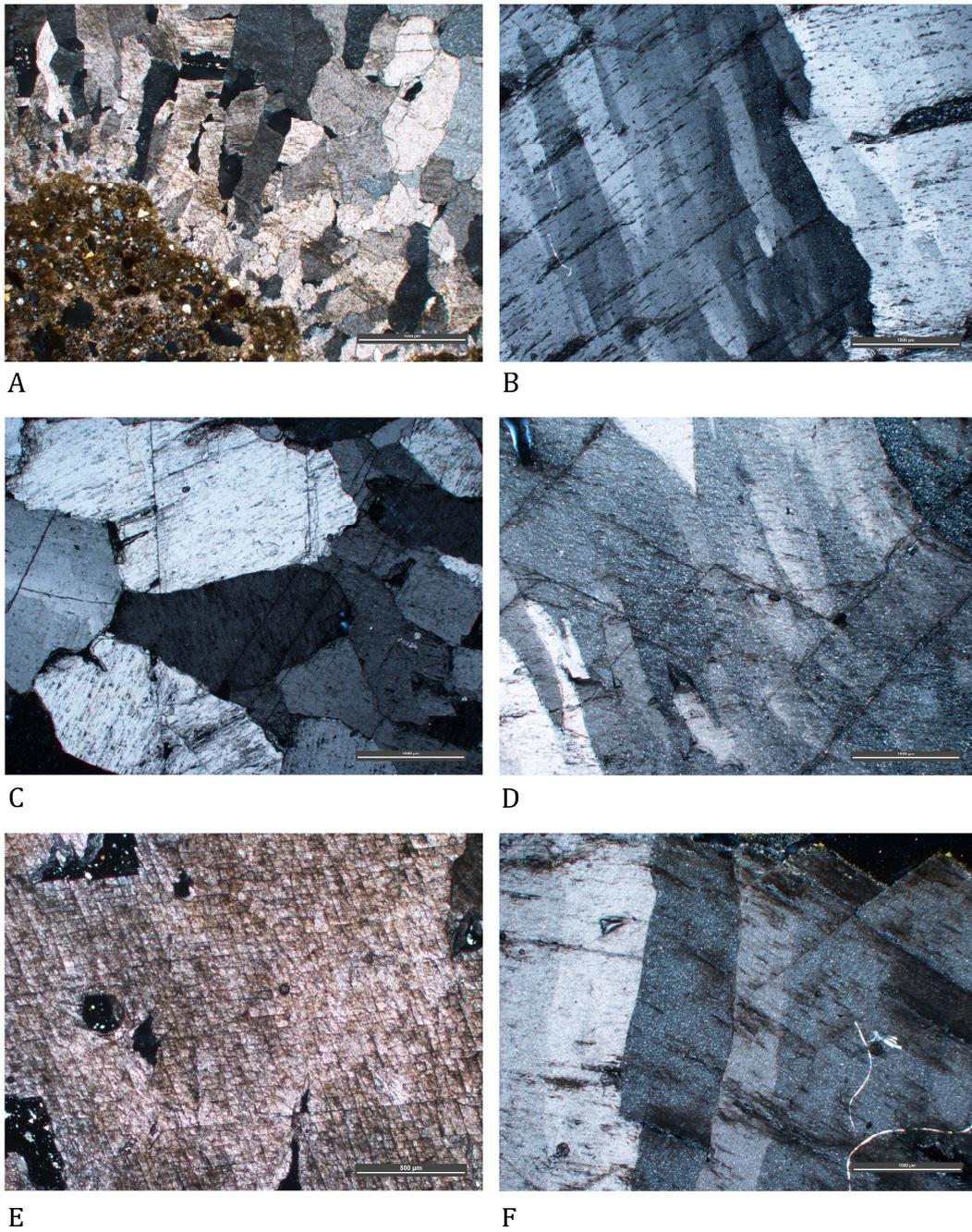


Fig. 6.2- Fábrica cristalina de la estalagmita *Moreno* bajo microscopía petrográfica. A) Inicio de la precipitación carbonática con cristales en mosaico de calcita esparítica y desarrollo de la fábrica columnar. B) Cristales columnares en los que pueden observarse los contactos rectos entre ellos. C) Cristales columnares en corte transversal. D) Detalle de la exfoliación romboédrica típica de la calcita en los cristales columnares. E) Cristal calcítico con la exfoliación muy marcada. F) Zona terminal de los cristales a techo de la estalagmita *Moreno*.

Este tipo de fábrica permanece constante a lo largo de toda la estalagmita, sin que pueda observarse la presencia de micrita o elementos alóctonos, así como tampoco rasgos de diagénesis.

6.1.2 Tomografía Axial Computarizada (CT)

Para la realización de las tomografías de la estalagmita *Moreno* se valoraron las condiciones de medida, así como la resolución necesaria para su reconstrucción, determinándose una distancia entre cortes de 0,5 mm y obteniendo un total de 860 cortes con un tamaño de píxel de 0,117 mm.

Las imágenes obtenidas mediante CT, y tratadas con el software MIMICS V.10 (**Fig. 6.3**), no muestran variaciones en la composición ni disposición de los cristales, observándose una homogeneidad en los valores de la densidad y siendo ésta, por lo general, bastante elevada. En la **Fig. 6.3** pueden observarse las máscaras creadas para esta estalagmita. La diferencia entre las máscaras azul y verde no es muy marcada, quedando los valores de mayor densidad ligados a la zona exterior del espeleotema y en la zona de techo (máscara azul), pero sin marcar ningún cambio en los propios cristales. Los colores amarillos y rojos quedan asociados a valores de densidad muy bajos, coincidiendo con las zonas de porosidad en la estalagmita.

Tampoco se aprecian interrupciones en el crecimiento ni la aparición de partículas de diferente composición en las láminas de carbonato; sin embargo es patente la alta porosidad que presenta la estalagmita en su interior.

A partir de las imágenes en 2D, se realizó una reconstrucción tridimensional de la estalagmita (**Anexo 2C**).

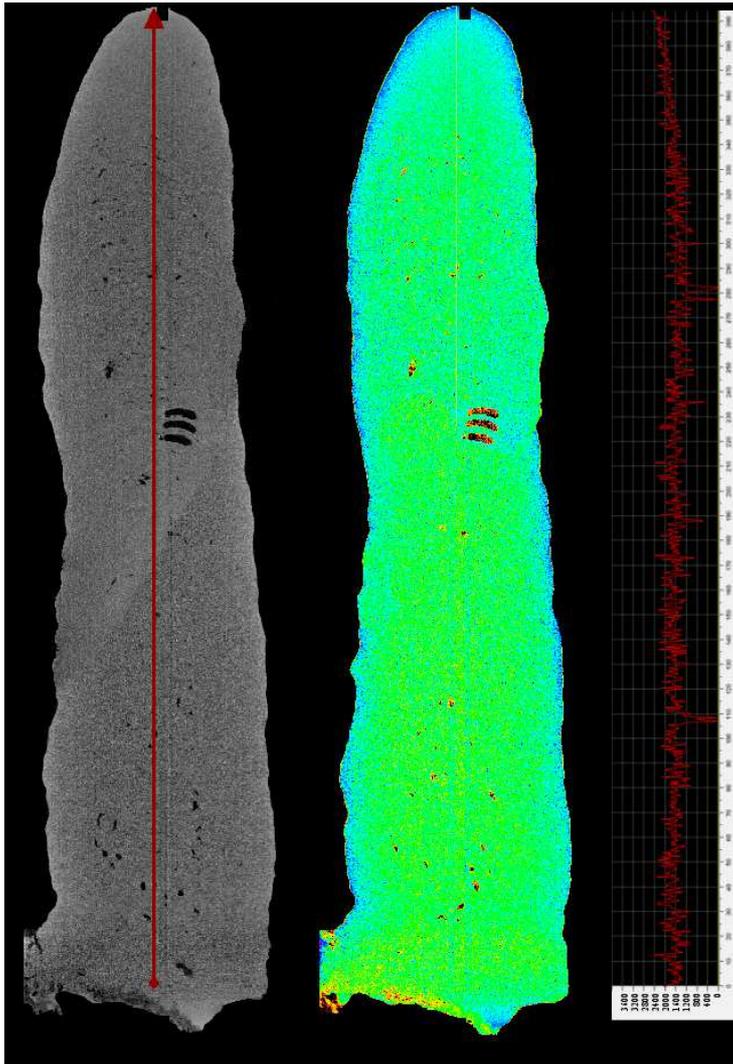


Fig. 6.3- Reconstrucción tomográfica de la estalagmita *Moreno* mediante MIMICS (izquierda), representación de las máscaras de densidad mediante colores (centro) y perfil de variación de la densidad (derecha). Las tres marcas paralelas que aparecen en el centro de la estalagmita se corresponden con zonas de muestreo para datación U/Th.

6.1.3 Fluorescencia de la calcita

- Fotoluminiscencia de Luz Ultravioleta (FL)

A partir de una imagen obtenida con luz UV, se ha observado con mayor definición la alternancia claroscuro presente, llegando a ser distinguible una clara ritmicidad, de manera que se han determinado varias fases de distinto rango (**Fig. 6.4**):

Tramos o Unidades: Descritos a partir del estudio de visu. Delimitan zonas con diferente estructura de crecimiento cristalino.

Ciclos: Constituidos por un par de banda clara + banda oscura. A partir de la reconstrucción de la alternancia cíclica (**Fig. 6.4**) han podido contarse 16 ciclos.

Bandas: Representan intervalos de menor rango definidos por la misma intensidad en la coloración en respuesta a la luz UV. En el caso de *Moreno*, se han distinguido bandas claras y bandas oscuras que alternan entre sí y quedan mejor representadas en el tramo intermedio (Tramo II) de la estalagmita. Tienen espesores entre 0,5 y 2 cm.

Además de estas divisiones, bajo *visu* también es posible observar otros niveles claros de grosor menor a 1mm a los que se ha denominado **Láminas**, y que se interpretan como las líneas de crecimiento principales de la estalagmita y que, aparentemente, son más gruesas en las bandas claras y mucho más finas en las oscuras.

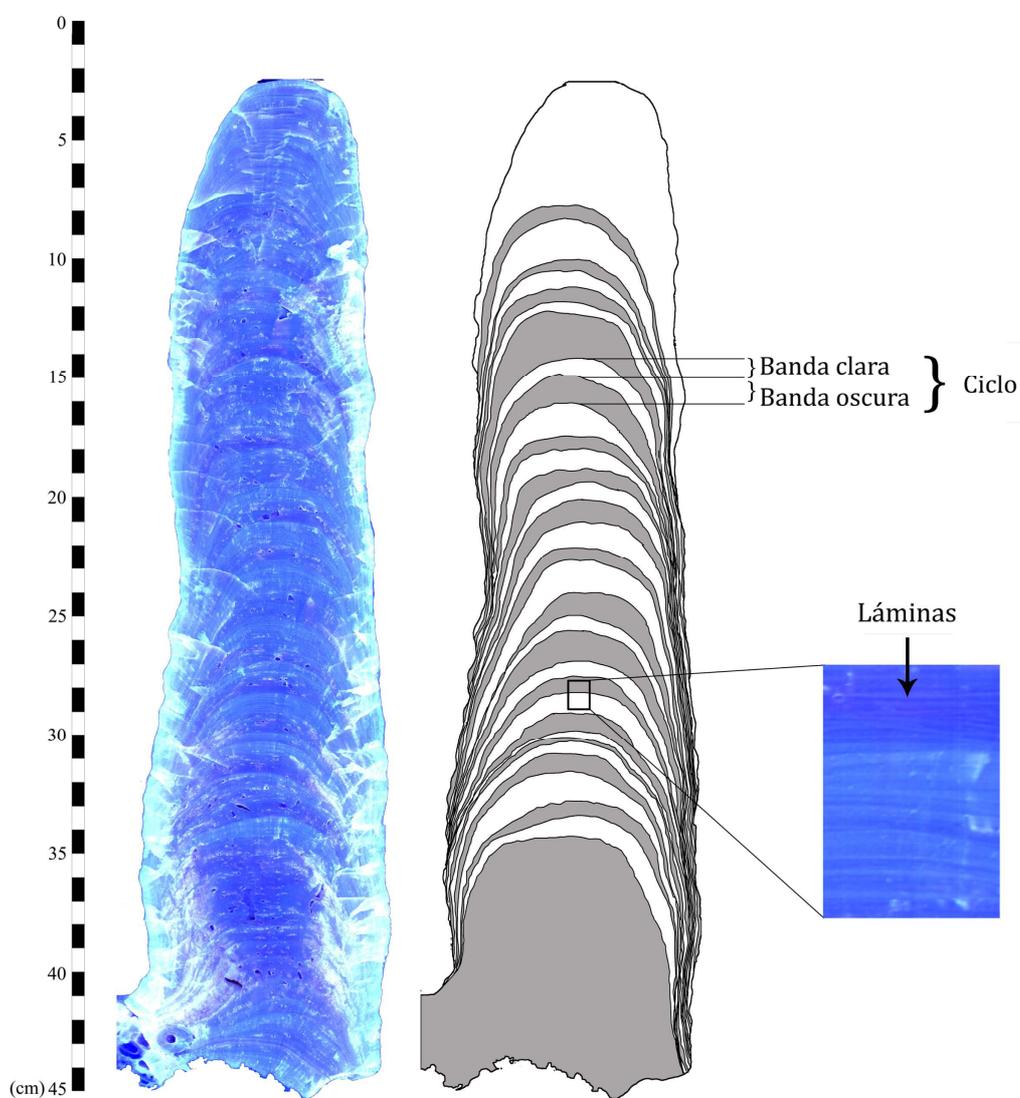


Fig. 6.4- Fotografía bajo luz UV (380 nm) de la estalagmita *Moreno* (izq.) y reconstrucción de la alternancia cíclica clarooscuro (dcha.). A la derecha del todo se puede observar en detalle un contacto entre dos bandas y la laminación que las forma.

- Catodoluminiscencia (CL)

Bajo catodoluminiscencia no se determinaron zonas luminiscentes, obteniéndose preferentemente tonalidades grises oscuras o prácticamente negras, del mismo modo que ocurría en la estalagmita *Ilargi*. Esta carencia de coloración podría ser indicativa bien de una ausencia de trampas o imperfecciones en la estructura química de la estalagmita, o bien de la presencia de elementos inhibidores luminiscentes como el hierro (concretamente a la relación Fe^{2+}/Mn^{2+}) o la materia orgánica (Marshall, 1988; 1993; Machel *et al.*, 1991; Habermann *et al.*, 2000; Machel, 2000; Damas, 2011).

6.1.4 Contaje de láminas (NIS_Elements D)

A partir de los perfiles de distribución del color RGB se han podido estudiar sus variaciones a lo largo de la estalagmita *Moreno* sobre la imagen de luz UV. En los gráficos de variación del color (**Fig. 6.5A**) pueden delimitarse perfectamente los tres tramos diferenciados en un principio bajo muestra de mano, así como los 16 ciclos compuestos por una banda clara y una oscura observados en el Tramo II.

En los gráficos obtenidos para este tramo, donde la presencia de ciclos es mucho más evidente (**Fig. 6.5B**), se ha observado que cada uno de ellos comienza con un aumento gradual de los valores de color. Este aumento curiosamente sólo se produce coincidiendo con las bandas claras, y finaliza de una forma brusca, con una caída rápida de los valores durante la duración de cada banda oscura.

Dentro de las bandas pueden observarse claramente laminaciones de menor espesor, también alternantes entre claras y oscuras. Se ha elegido una banda oscura en la que se realizó una de las dataciones U/Th (*Moreno-5*, ver en el siguiente apartado) y se ha realizado un perfil de variación de los colores rojo y verde para calcular el número de láminas presentes en su interior. En la **Fig. 6.6** pueden observarse las oscilaciones en la intensidad en esta banda, de 58 mm de espesor, contándose al menos 12 láminas claras y 11 oscuras. Esto indica que cada par de laminaciones clarooscuros abarca unos 5mm dentro de esta banda.

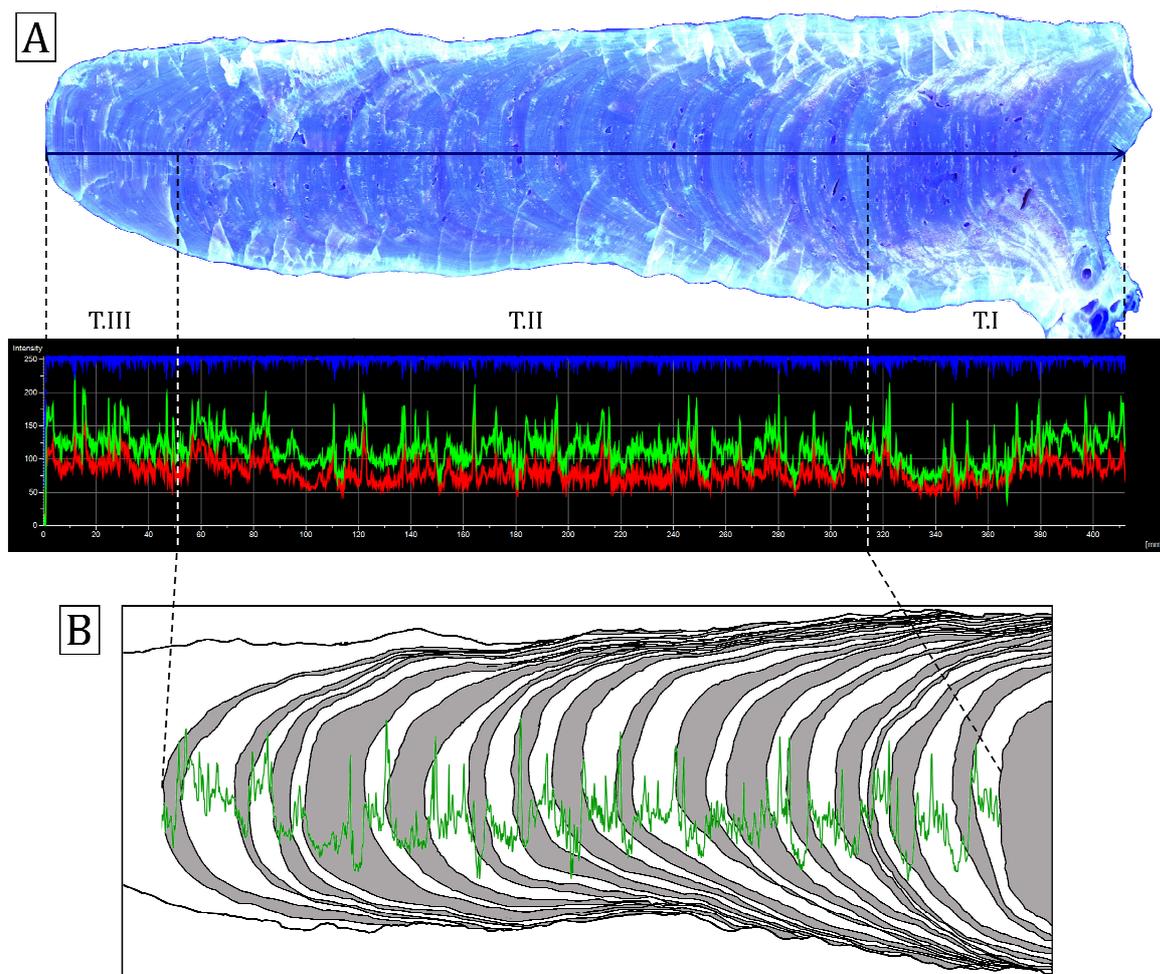


Fig. 6.5- Gráficas de distribución de los colores RGB para la estalagmita *Moreno* mediante el software NIS_Elements. A) Barrido del eje central de la estalagmita a lo largo de todo su desarrollo. B) Variación del color verde en el Tramo II, donde se observa la presencia de 16 ciclos de manera más acusada.

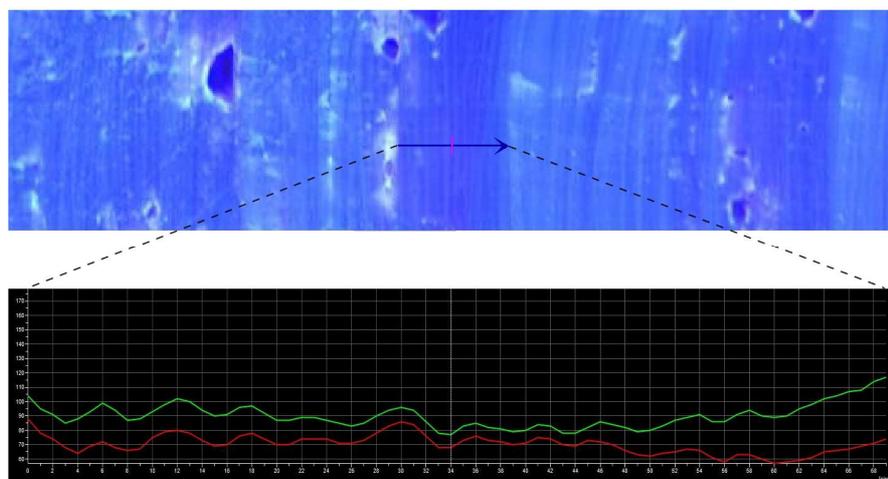


Fig. 6.6- Gráfica de variación de los colores rojo y verde para la laminación observada dentro de una banda oscura.

6.1.5 Dataciones

- Datación por series de Uranio

En total se han realizado 10 dataciones a lo largo del espeleotema (**Tabla 6.1** y **Fig. 6.7**). Dos de ellas para acotar el comienzo y el final del desarrollo (*Moreno-1* y *Moreno-10*), otras dos para delimitar las tres fases de crecimiento (*Moreno-2* y *Moreno-9*) y otras seis para delimitar dos ciclos completos, realizando un muestreo consecutivo banda oscura - banda clara - banda oscura (*Moreno-3* a *Moreno-8*).

El contenido de uranio total es relativamente homogéneo en todas las muestras analizadas (entre 200 y 300 ppb; salvo *Moreno-6*, que presenta el doble), y ninguna de ellas presenta contaminación por torio inicial ($^{230}\text{Th} / ^{232}\text{Th} < 20$) siendo el valor general de esta relación en todas las muestras bastante alto.

Las edades obtenidas no presentan ninguna inversión cronológica o saltos bruscos y están en perfecto orden estratigráfico.

El desarrollo de la estalagmita *Moreno* comienza hace unos 7.000 años BP y finaliza alrededor de 5.000 años BP. La primera fase de crecimiento (Tramo I) finaliza hacia el 6.400 BP, mientras que el Tramo III inicia su crecimiento hacia el 5.200 BP. Los dos ciclos seleccionados tienen duraciones de unos 110 años cada uno (6.119 – 6.003 años BP y 5.672 – 5.562 años BP).

Tabla 6.1- Dataciones mediante series de uranio para la estalagmita *Moreno*.

Muestra	^{238}U (ppb)	^{232}Th (ppt)	$^{230}\text{Th} / ^{232}\text{Th}$ (ppm)	$\delta^{234}\text{U}$ medido	$^{230}\text{Th} / ^{238}\text{U}$ actividad ($\times 10^3$)	Edad sin corregir	$\delta^{234}\text{U}_{\text{inicial}}$ corregido	Edad corregida
<i>Moreno-1</i>	250,2 ± 0,4	1302 ± 26	159 ± 3	-198,7 ± 1,3	50,1 ± 0,2	7058 ± 32	-203 ± 1	6804 ± 138
<i>Moreno-2</i>	284,6 ± 0,6	190 ± 4	1138 ± 24	-198,7 ± 1,6	46,1 ± 0,2	6483 ± 30	-202 ± 2	6395 ± 35
<i>Moreno-3</i>	286 ± 0,6	580 ± 12	363 ± 7	-200 ± 1,8	44,5 ± 0,2	6257 ± 36	-204 ± 2	6119 ± 63
<i>Moreno-4</i>	229 ± 1,0	163 ± 3	1015 ± 21	-195,9 ± 1,3	43,8 ± 0,2	6116 ± 34	-199 ± 1	6027 ± 39
<i>Moreno-5</i>	317 ± 0,5	237 ± 5	965 ± 21	-195,2 ± 1,7	43,7 ± 0,3	6094 ± 40	-199 ± 2	6003 ± 44
<i>Moreno-6</i>	524,8 ± 0,6	803 ± 16	448 ± 9	-194,5 ± 1,0	41,6 ± 0,1	5791 ± 22	-198 ± 1	5672 ± 45
<i>Moreno-7</i>	296 ± 1,0	342 ± 7	595 ± 12	-191,3 ± 1,5	41,6 ± 0,2	5774 ± 29	-194 ± 2	5668 ± 42
<i>Moreno-8</i>	281,5 ± 0,4	387 ± 8	491 ± 10	-192,1 ± 1,6	40,9 ± 0,3	5676 ± 38	-195 ± 2	5562 ± 52
<i>Moreno-9</i>	270,8 ± 0,4	305 ± 6	562 ± 13	-188,8 ± 1,8	38,4 ± 0,3	5299 ± 50	-192 ± 2	5194 ± 58
<i>Moreno-10</i>	266,0 ± 0,5	305 ± 6	512 ± 11	-205,8 ± 1,5	35,6 ± 0,2	5008 ± 31	-209 ± 2	4902 ± 43

- Tasas de crecimiento

En la gráfica de la **Fig. 6.7**, se muestran las edades obtenidas para *Moreno* junto a su posición estratigráfica, y puede observarse la tasa de crecimiento de la estalagmita, constante a lo largo de todo su desarrollo. Las velocidades de crecimiento calculadas para la estalagmita son de 0,24 mm/año para el Tramo I y 0,22 mm/año para el Tramo II, siendo muy similares. Para el Tramo III, sin embargo, se produce una ligera ralentización, con una velocidad de 0,17 mm/año, aunque en general el crecimiento de la estalagmita puede considerarse bastante uniforme, siendo la velocidad media de 0,21 mm/año.

Esta homogeneidad en la precipitación del carbonato descarta la presencia de hiatos temporales, de manera acorde con la ausencia de hiatos sedimentarios observada bajo microscopía óptica.

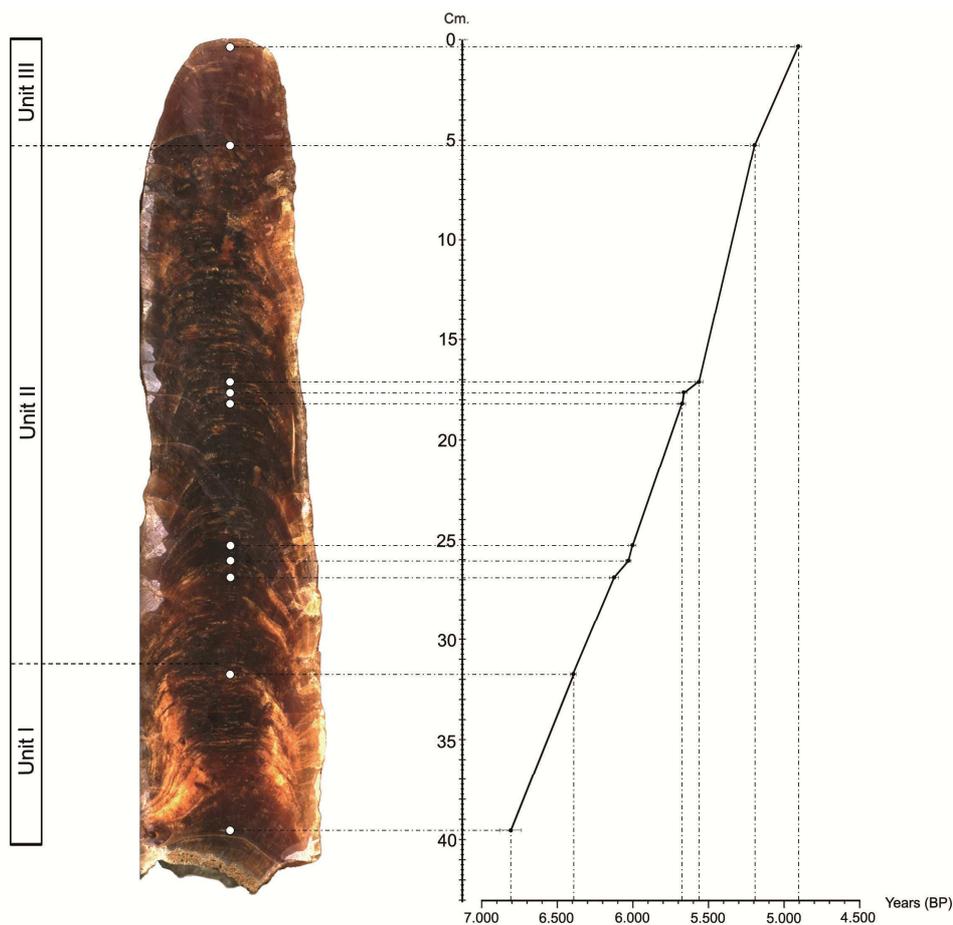


Fig. 6.7- Tasa de crecimiento de la estalagmita *Moreno*. Los círculos blancos sobre ella muestran la posición de las dataciones realizadas por U/Th, siendo la muestra más basal la correspondiente con la datación *Moreno-1* y siguiendo una continuación numérica hasta techo, correspondiendo esta muestra con *Moreno-10*.

6.1.6 Geoquímica isotópica

Se tomaron 398 muestras para isótopos estables con un espaciado de 1mm entre ellas. Dado el diámetro de la broca de muestreo (0,5 mm) y las tasas de crecimiento de *Moreno*, se estima que cada valor isotópico integra unos 2,5 años.

En la **Fig. 6.8** se observa que los valores isotópicos obtenidos son relativamente constantes, sin grandes variaciones aunque una clara oscilación de alta frecuencia domina ambos registros, especialmente en la parte central de la estalagmita.

La composición isotópica media para el $\delta^{18}\text{O}$ es de $-5,12\text{‰}$, con un valor máximo de $-3,98\text{‰}$ y un valor mínimo de $-5,54\text{‰}$, mientras que el valor medio para el $\delta^{13}\text{C}$ es de $-10,34\text{‰}$, con un valor máximo de $-9,61\text{‰}$ y un valor mínimo de $-11,3\text{‰}$.

Los valores mínimos para el oxígeno se presentan al comienzo del crecimiento de *Moreno* y la tendencia general para este elemento a lo largo de la estalagmita es hacia valores más pesados (enriquecimiento en ^{18}O). La gráfica del carbono sin embargo no presenta una tendencia tan acusada, aunque los valores más ligeros también pueden encontrarse en el Tramo I de la estalagmita. En ambas gráficas puede apreciarse una oscilación de menor frecuencia, que comienza con una disminución de los valores y cuya ciclicidad parece abarcar intervalos de unos 100 mm.

El coeficiente de correlación ($r^2=0,48$) para los dos conjuntos de valores no es relativamente significativo (**Fig.6.9**). Este valor está condicionado por los tres valores situados más a la derecha del gráfico, correspondientes con la muestra más basal de la estalagmita y las dos muestras más a techo de la misma, en las que puede haberse producido algún proceso de disolución o fraccionamiento isotópico. El coeficiente de correlación para el conjunto de datos sin tener en cuenta estas tres muestras presenta una menor covariación entre los valores ($r^2=0,39$), indicando una ausencia de procesos evaporativos que pudiesen afectar a la composición isotópica general.

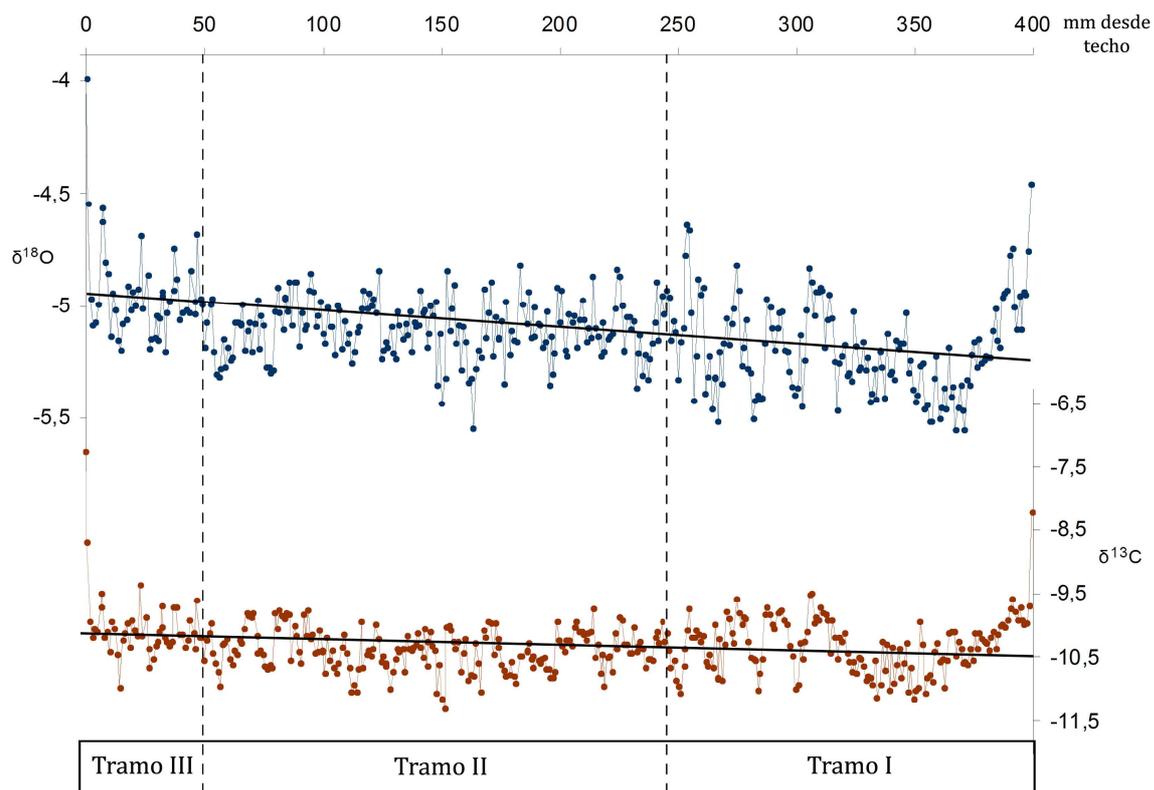


Fig. 6.8- Curvas de variación del $\delta^{18}\text{O}$ (PDB) y del $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) para la estalagmita *Moreno*.

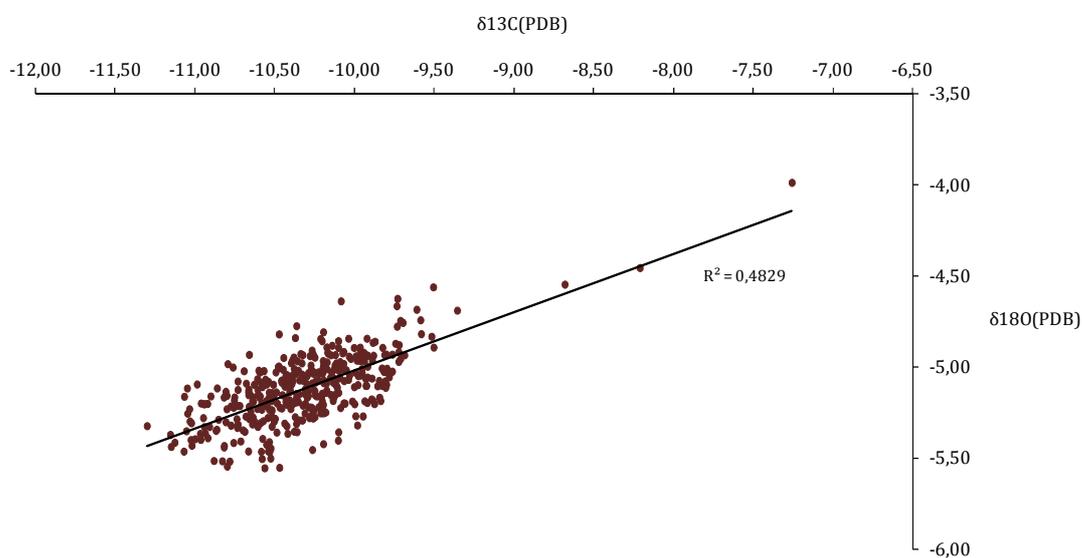


Fig. 6.9- Gráfico de correlación del $\delta^{18}\text{O}$ frente al $\delta^{13}\text{C}$ para la estalagmita *Moreno*.

- Existencia de equilibrio isotópico

Para comprobar la existencia de equilibrio isotópico durante la formación de *Moreno* se realizaron cuatro Tests de Hendy (Hendy, 1971) en cuatro láminas de

crecimiento a lo largo de su desarrollo; una en el Tramo I, dos en el Tramo II y la cuarta en el Tramo III (láminas situadas a 47, 142, 148 y 363 mm desde la base).

La **Fig. 6.10A** muestra la variación del $\delta^{18}\text{O}$ y del $\delta^{13}\text{C}$ desde el eje central de precipitación (a) hasta la zona lateral de la estalagmita (f) cada 5 mm. Se puede observar que, en todas las láminas de crecimiento muestreadas, los valores isotópicos de ambos elementos se mantienen totalmente constantes a lo largo de cada una de ellas.

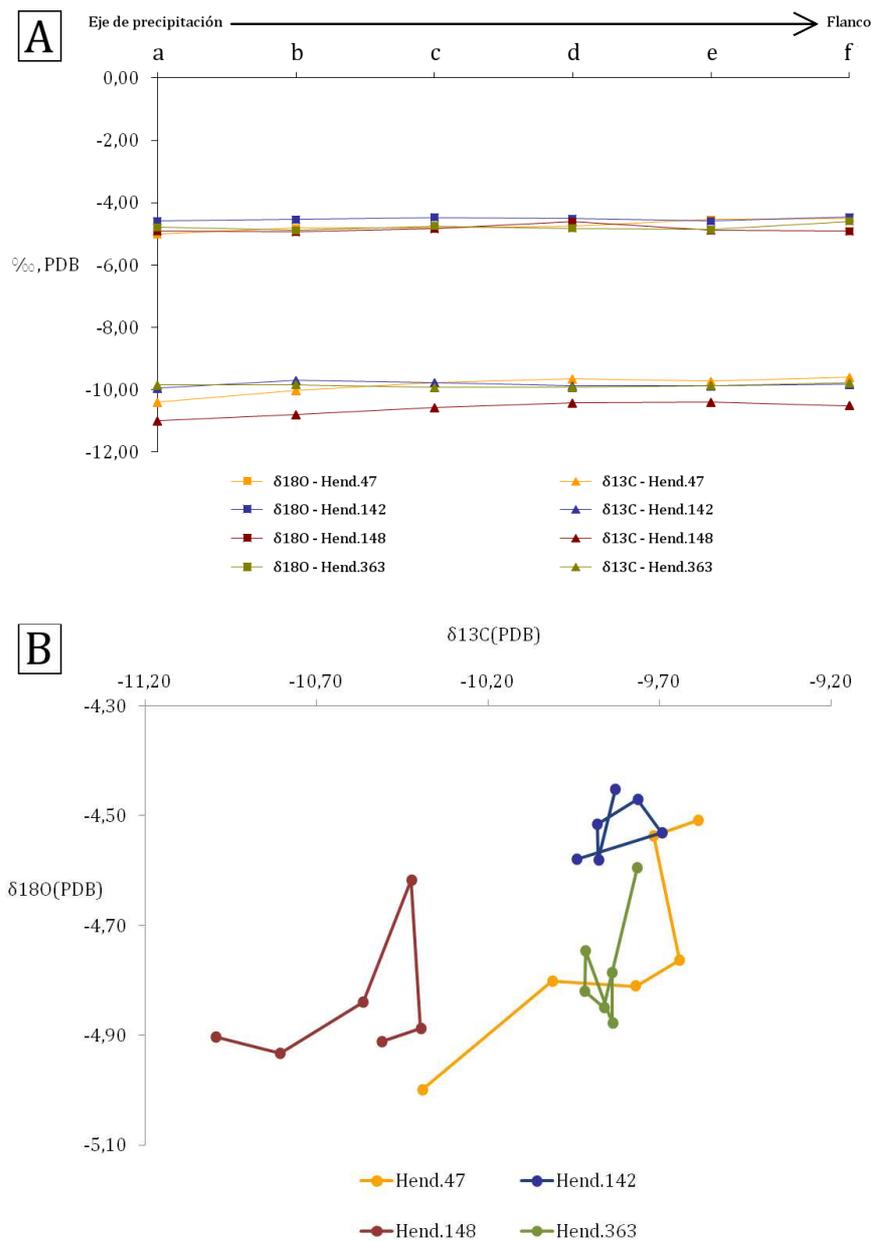


Fig. 6.10- A) Variación del $\delta^{18}\text{O}$ y del $\delta^{13}\text{C}$ a lo largo de las cuatro láminas muestreadas para la realización del test de equilibrio isotópico en la estalagmita *Moreno*. B) $\delta^{18}\text{O}$ frente al $\delta^{13}\text{C}$ para estas cuatro láminas.

La **Fig. 6.10B** muestra que no existe covariación entre los isótopos de oxígeno y carbono en las láminas 142, 148 y 363 ($r^2=0,2$ en todas ellas). La lámina 47 sí presenta una ligera correlación entre ambos registros ($r^2=0,66$), posiblemente debido a que durante el muestreo se tomó parte de alguna lámina adyacente ya que la laminación en esta parte de la estalagmita es muy fina y no está bien definida bajo muestra de mano. De este modo se cumplen las condiciones propuestas por Hendy (1971), y se puede asegurar el equilibrio isotópico durante el crecimiento de la estalagmita.

6.1.7 Geoquímica de elementos traza

- Espectrometría de emisión atómica (ICP-AES)

Las concentraciones de los elementos analizados mediante ICP-AES en la estalagmita *Moreno*, expresadas en milimoles en relación a moles de calcio (mmol/mol Ca), pueden observarse en las gráficas de la **Fig. 6.11**. Las variaciones generales en todos los elementos muestran una clara oscilación de los valores, sugiriendo diversas alteraciones en la composición de las aguas percolantes.

A través de las gráficas es posible detectar patrones similares entre algunos de los perfiles. El Fe y el Mn presentan una clara covariación ($r^2=0,98$), con incrementos considerables en la concentración en algunos de los puntos de muestreo, llegando a alcanzar valores de hasta 20 veces mayores que la media. La correlación entre los dos elementos es indicativa de la gran similitud química que existe entre ellos y a su origen común en forma de óxidos. Las concentraciones de ambos elementos en el agua de percolación se pueden incrementar notablemente debido a la redisolución en un ambiente reductor de los compuestos oxidados presentes en el suelo o en la roca caja (www.edafologia.net). El Ni también presenta una distribución similar, por lo que su presencia podría estar asociada a la del hierro, aunque la proporción en que se puede encontrar en la calcita es ínfimamente menor y no es posible determinar grandes variaciones.

Por otro lado, también se puede encontrar una correlación positiva bastante acusada entre los valores del Ba y el Sr, y una ligera correlación negativa de estos dos elementos con el Mg (**Fig. 6.12**). Esto podría estar relacionado con el coeficiente

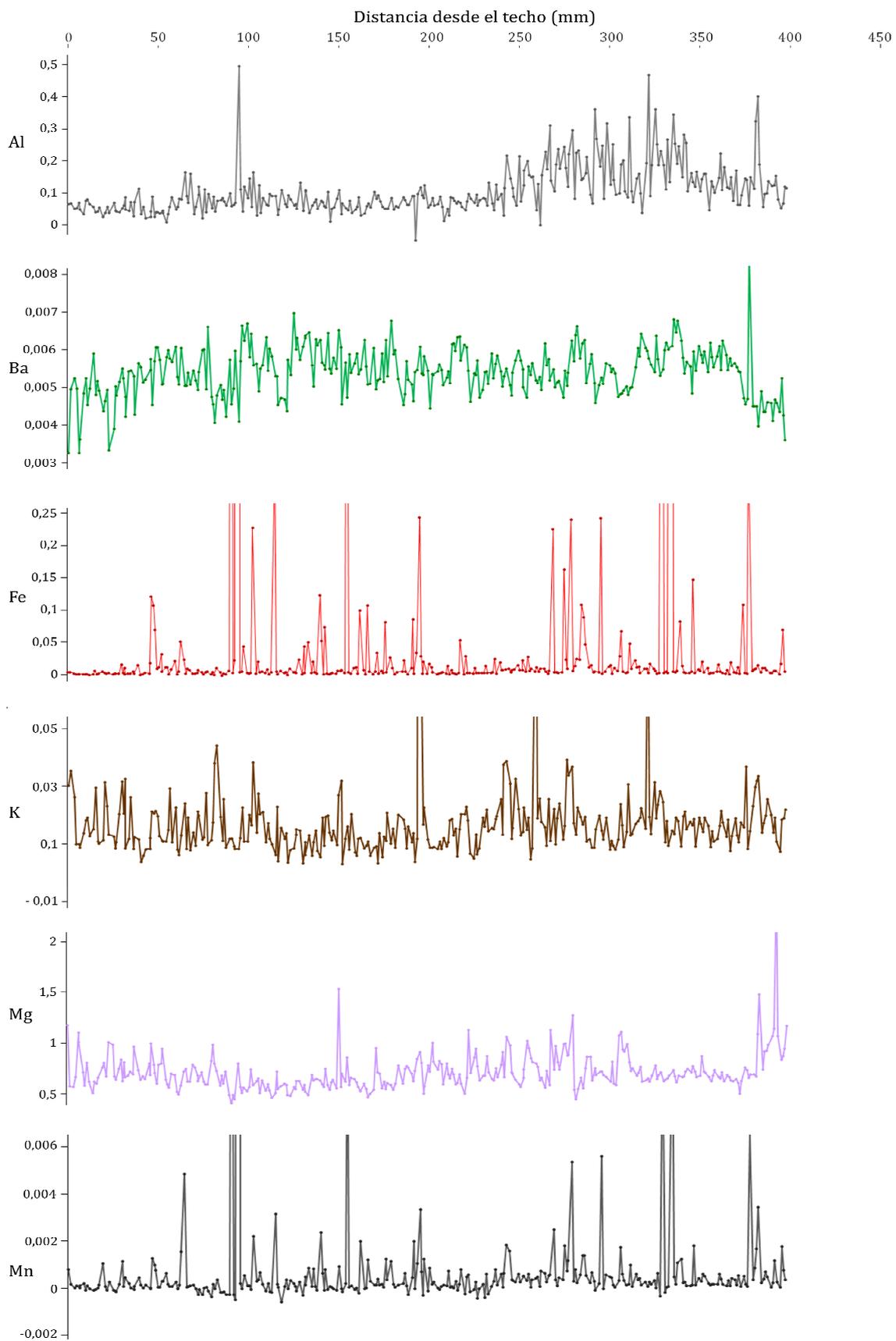
de partición, dado que para el Mg, la relación $(\text{Mg}/\text{Ca})_s/(\text{Mg}/\text{Ca})_{\text{disol}}$ parece no ser dependiente de la tasa de deposición del carbonato y, sin embargo, para el Sr es proporcional a la tasa de deposición (Carpenter y Lohmann, 1992). Algunos autores han explicado esta anticovariación en relación a la disolución incongruente de dolomita debido a variaciones en el tiempo de residencia del agua en el karst (Roberts *et al.*, 1998; Fairchild *et al.*, 2000; Hellstrom y McCulloch, 2000), aunque en el caso de *Moreno* esta hipótesis quedaría descartada debido a la ausencia de dolomitización en la zona.

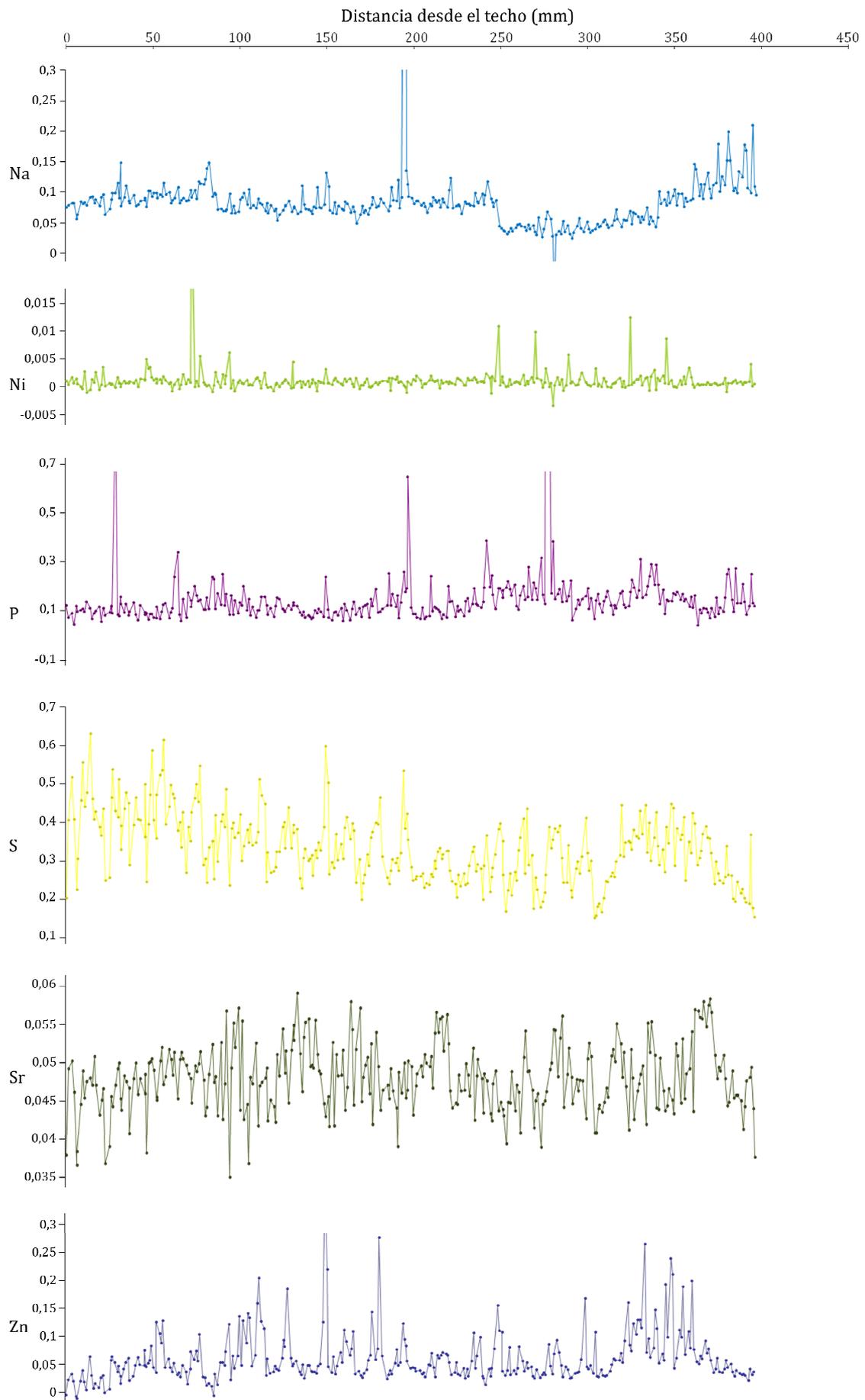
Es notable el aumento gradual de la presencia en S desde el comienzo de la formación de la estalagmita hasta su término, indicando una mejora en la incorporación de este elemento a las aguas de infiltración. Aunque este elemento suele proceder de la descomposición de materia orgánica (Gorham, 1960), su escasa correlación con el perfil del Zn, elemento que también está relacionado con la lixiviación de la materia vegetal edáfica (Borsato *et al.*, 2007), y con los resultados observados bajo luz ultravioleta, hacen sospechar un origen distinto para este elemento durante los últimos 150 mm de crecimiento de la estalagmita. Dada la cercanía a la costa, cabe sospechar una procedencia del S en forma de sulfatos derivados de aerosoles marinos (p. ej. Rees *et al.*, 1978; Frisia *et al.*, 2005) transportados de manera más acusada durante los últimos 5.500 años por algún posible cambio en las direcciones de los vientos dominantes. Este aporte de sulfatos podría, por tanto, deberse a variaciones en los patrones de circulación oceánica que afectarían al transporte del aerosol marino hacia el interior de la costa favoreciendo su disponibilidad para incorporarse a la calcita de los espeleotemas (Frisia *et al.*, 2005). Para poder distinguir de forma precisa la procedencia de los aportes de S en la estalagmita, serían necesarios análisis isotópicos de este elemento en la roca suprayacente así como en los alrededores de la cavidad (Wynn *et al.*, 2008; 2010).

Cabe destacar un salto acusado en la tendencia del Na hacia el milímetro 250 de la estalagmita que, debido a su brusquedad, ha sido interpretado como una alteración en las condiciones de medida del espectrómetro, ya que coincide con un cambio de día en la secuencia de análisis en el laboratorio.

Fig. 6.11- Gráficas de distribución de los elementos medidos mediante ICP-AES en la estalagmita *Moreno*. El eje de ordenadas está expresado en mmol/mol en relación al calcio.







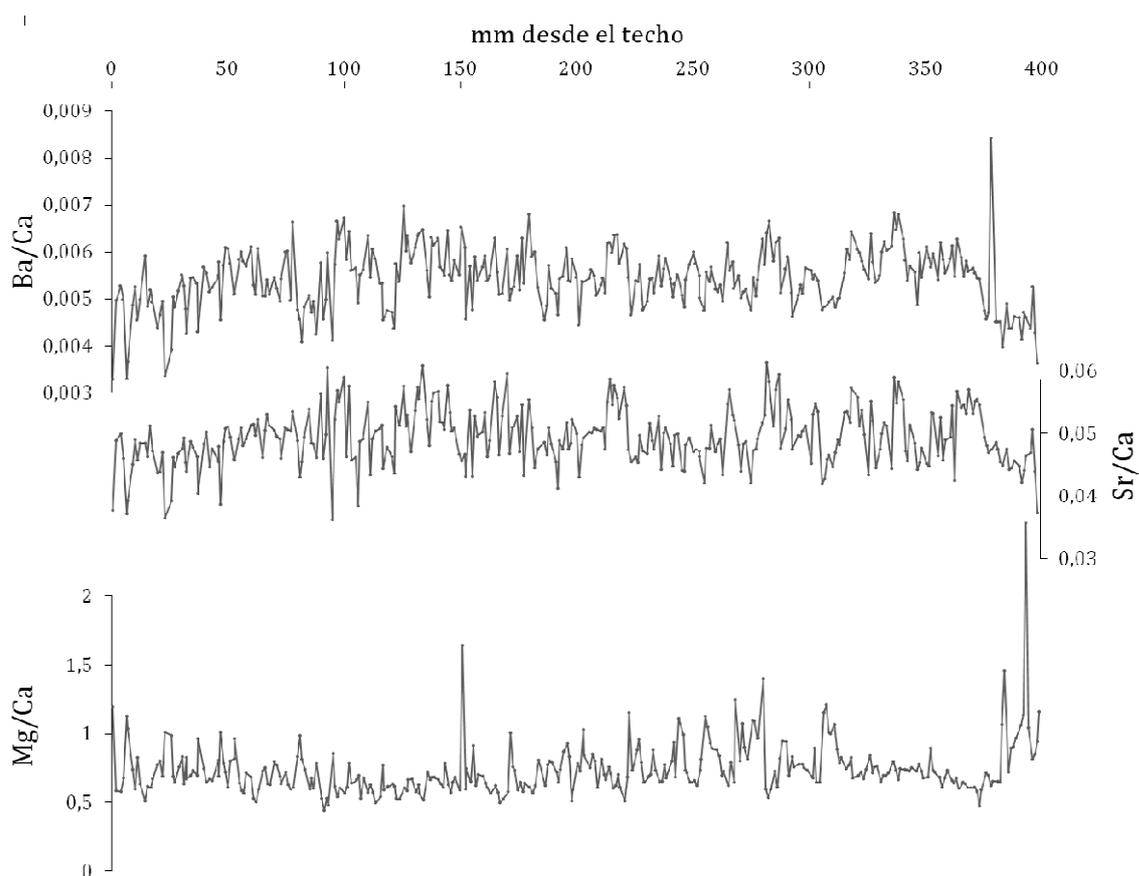


Fig. 6.12- Comparación entre los registros de Ba, Sr y Mg en relación al Ca para la estalagmita *Moreno*. Puede observarse una clara correlación entre Ba y el Sr, mientras que el Mg anticorrelaciona ligeramente.

Análisis estadístico de los datos

En los análisis de componentes principales se obtuvieron 5 factores para el ICP-AES. Estos factores explican la varianza acumulada en un 77%; explicando el F1 un 21,5%, el F2 un 18,5%, el F3 un 16,1%, el F4 un 11,2% y el F5 un 9,7%.

A partir de la matriz de componentes rotados se puede observar cómo afecta cada uno de los factores obtenidos a los distintos elementos (**Tabla 6.2, Fig. 6.14A**), así como el peso de las dos primeras componentes enfrentadas entre sí (**Fig. 6.14B**), donde puede observarse cómo se agrupan entre sí elementos de carácter químicamente similar.

	F1	F2	F3	F4	F5
Sr	0,916	-0,109	-0,019	-0,197	0,068
Ba	0,854	-0,079	0,016	0,281	0,137
S	0,387	-0,072	0,196	0,665	-0,279
Zn	0,113	0,066	0,089	0,845	0,068
P	0,036	-0,100	0,055	0,050	0,739
Al	0,025	0,359	-0,042	0,090	0,733
K	0,019	0,009	0,966	0,004	0,095
Na	-0,059	0,012	0,973	0,052	-0,044
Fe	-0,066	0,983	0,007	0,079	0,038
Mn	-0,077	0,980	0,017	0,059	0,060
Ni	-0,123	0,094	-0,104	0,484	0,132
Mg	-0,636	-0,053	0,094	-0,129	0,488

Tabla 6.2- Matriz de componentes rotados para los elementos analizados mediante ICP-AES en la estalagmita *Moreno*.

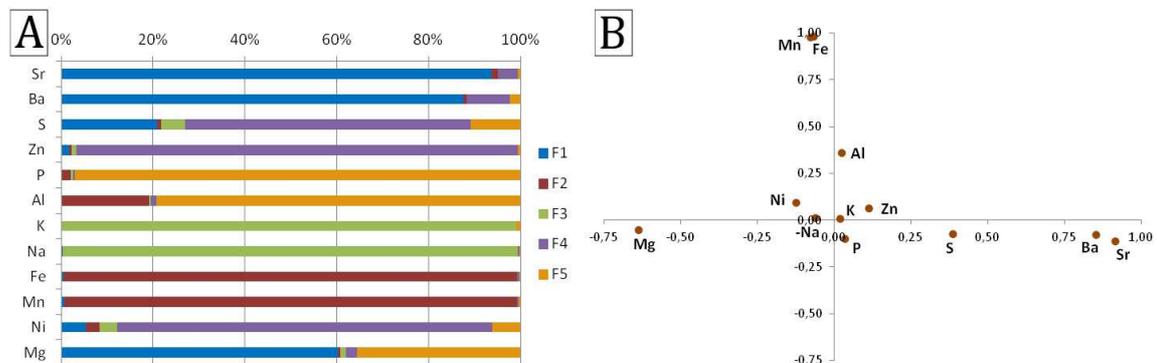


Fig. 6.14- A) Grado de correlación, expresado en porcentaje, entre los elementos medidos por ICP-AES en la estalagmita *Moreno* y los cinco factores obtenidos. B) Peso del factor 1 (eje de las abscisas) frente al peso del factor 2 (eje de las ordenadas) para las variables.

El primer factor (F1) controla casi exclusivamente los elementos alcalinotérreos (Sr y Ba en positivo y Mg en negativo) y, seguramente, esté regulado por momentos de mayor o menor disponibilidad hídrica, así como la propia cinética de crecimiento del espeleotema (Fairchild y Baker, 2012). Comienza con valores negativos y un rápido aumento hasta el mm 275 a partir del cual sufre una ligera disminución. En el mm 175 vuelven a aumentar los valores dando una panza positiva hasta el mm 60, a partir del que decaen. En la distribución de esta componente pueden observarse variaciones intensas que podrían obedecer a patrones cíclicos, predominando los valores positivos a lo largo de la estalagmita y disminuyendo de forma algo más acusada en los últimos 50 mm del crecimiento.

La segunda componente (F2) afecta fundamentalmente a Fe y Mn, por lo que podría estar asociada a variaciones en el pH y la presencia de aguas reductoras (Fairchild y Treble, 2009), que aumentan la concentración de estos elementos en el agua de percolación. En general presenta unos valores ligeramente negativos, con algunos puntos positivos aislados, destacando un gran máximo en los mm 90-95, pero sin presentar grandes fluctuaciones.

El F3, asociado al K y Na, es muy probable que esté dominado por la influencia de la proximidad del mar, que puede aportar una mayor cantidad de sales a las aguas meteóricas, y que llegan al espeleotema transportados por las lluvias (Vadillo y Barberá, 2011). Este factor también se mantiene bastante constante a lo largo de la estalagmita, comenzando con una ligera “panza” negativa entre los 350 y los 250 mm, a partir del que comienzan a aumentar ligeramente. Destaca un intenso pico positivo en el mm 190.

El F4 domina la aparición de Zn, S y Ni, por lo que es muy posible que esté ligado a la presencia de materia orgánica (Gorham, 1960; Borsato *et al.*, 2007; Biester *et al.*, 2012). Esta componente tiene una variación muy similar a la del F1, apreciándose una gran amplitud en los valores y una intensa oscilación. Si el F1 era indicativo de la disponibilidad hídrica, es posible que este factor esté ligado a la actividad orgánica procedente de la cobertura vegetal, y a la infiltración de la materia en descomposición en momentos de mayores precipitaciones. Destaca, sin embargo, que a pesar de estar relacionados por el mismo factor, las tendencias del S y del Zn hacia techo del espeleotema difieren, aumentando el primero y disminuyendo el segundo. Esto podría relacionarse con la hipótesis de un aporte de sulfatos marinos, si bien debería estar relacionado, el S, con el F3.

El F5 controla la aparición del Al y el P, y en menor medida el Mg, por lo que pudiera tener una ligera influencia en las condiciones hidrológicas. Respecto al P, de normal procedente de la degradación de la materia orgánica, en este caso su origen no sería el mismo que el de otros elementos biófilos, como Zn, S y Ni, ya que no están controlados por las mismas componentes ni tienen distribuciones similares. Este factor comienza dando una marcada “panza” de valores positivos con algunos picos de mayor intensidad (destaca un máximo en el mm 275). A partir del mm 225 de la

estalagmita los valores decaen de forma gradual pero significativa, alcanzando valores más negativos hacia techo.

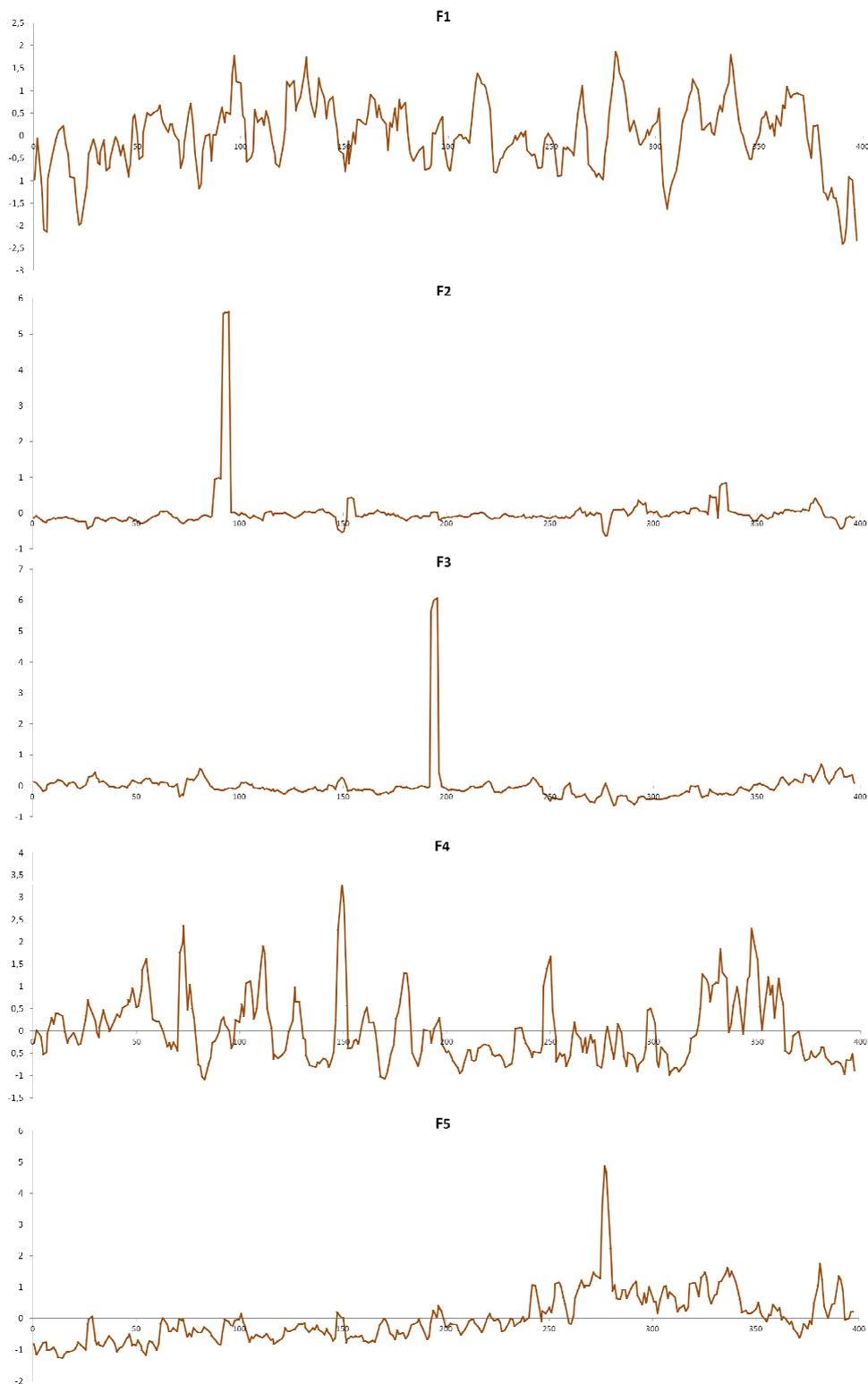


Fig. 6.15- Distribución de las cinco componentes principales obtenidas a lo largo de la estalagmita *Moreno*.

Al comparar los gráficos de las componentes obtenidas a lo largo de la estalagmita *Moreno* (**Fig. 6.15**) se observa que, salvo para los factores F1 y F4, no existen correlaciones entre sus tendencias, y por tanto son factores independientes entre sí.

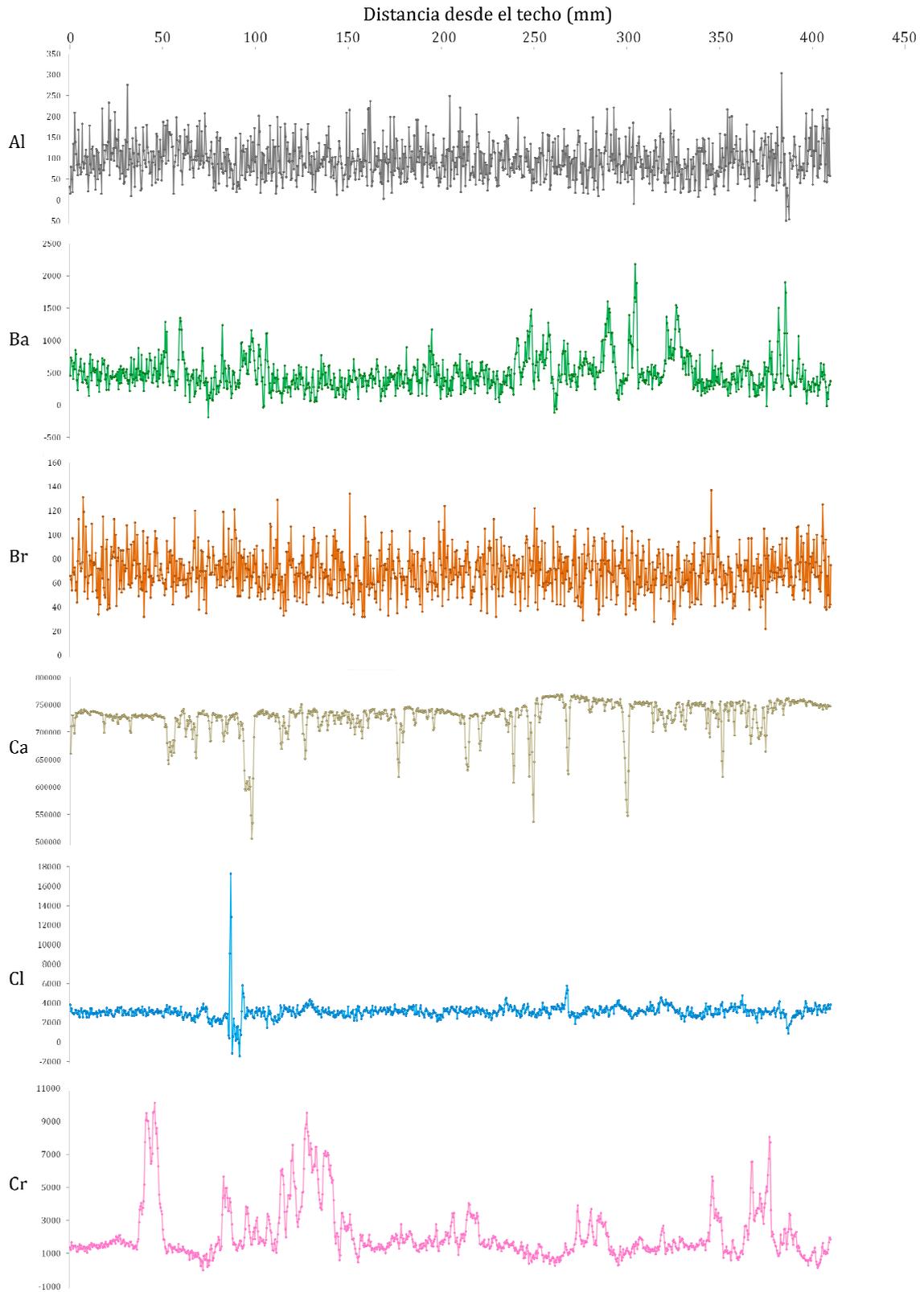
- Fluorescencia de Rayos-X (XRF-CS)

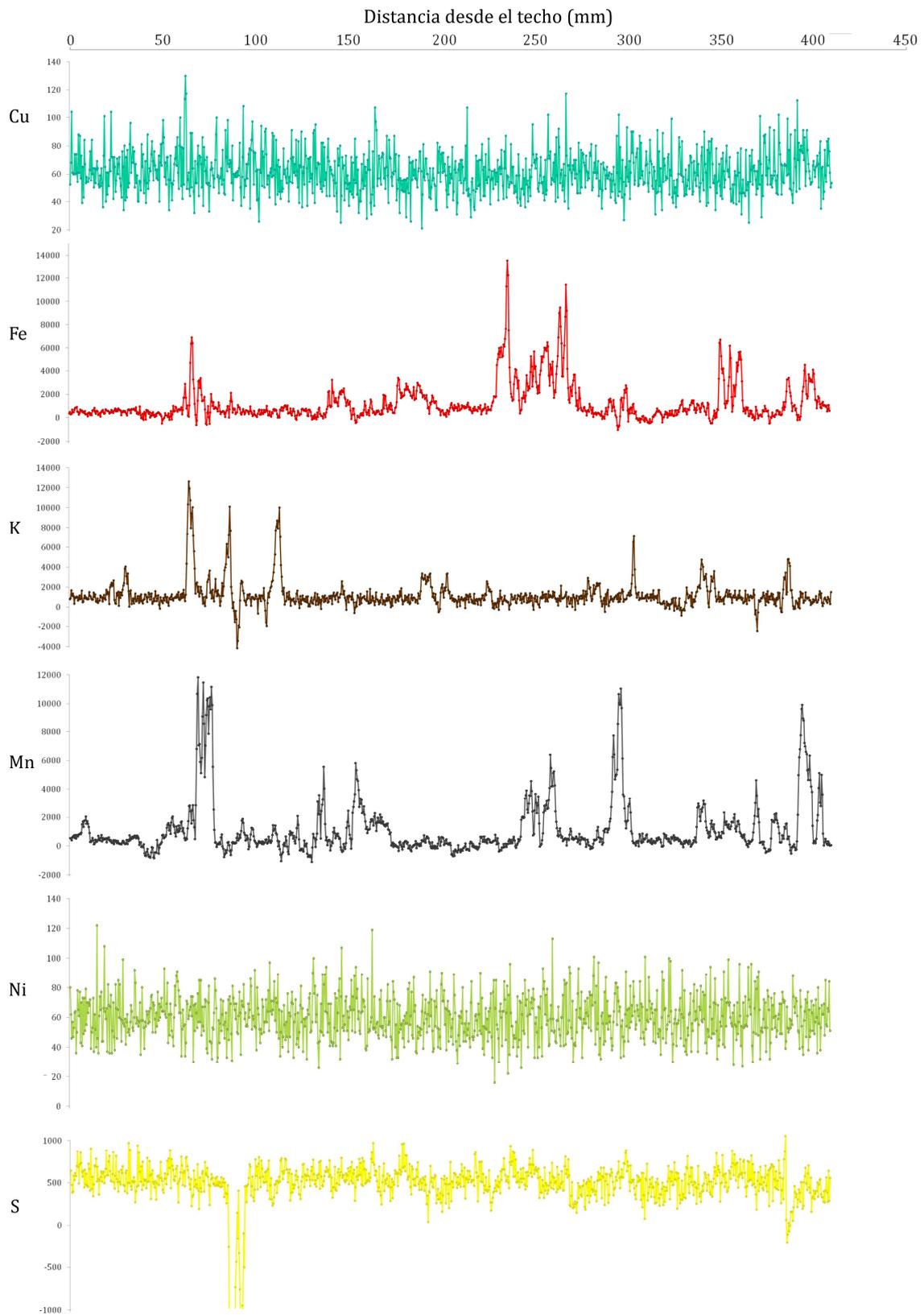
Los gráficos obtenidos mediante XRF-CS para los distintos elementos analizados están representados en la **Fig. 6.13**. En ellos puede observarse que en general ninguno de los elementos presenta tendencias acusadas ni grandes variaciones, aunque sí aparecen picos de mayor intensidad en algunos puntos de la estalagmita.

Comparando las gráficas obtenidas mediante ICP-AES con las obtenidas mediante XRF-CS no parece existir una correlación en las variaciones elementales, observándose una ligera correspondencia en los perfiles del Fe, Mn y Sr, y una correspondencia perfecta en el Zn.

Por el contrario, tendencias muy características que aparecían en el ICP-AES, como el grupo positivo de valores en el Al al comienzo del espeleotema, o el gran incremento en la curva del S hacia techo, no se observan en los resultados del XRF-CS.

Quizá esta escasa correspondencia pueda deberse a que los elementos medidos, en general, puedan estar en concentraciones por debajo de los límites de detección del *Core scanner*, y de ahí que se obtengan algunos perfiles tan poco definidos. Debido a esto, al igual que sucedía en la estalagmita *Ilargi*, se han desestimado estos resultados, de manera provisional, para realizar la discusión de este trabajo.





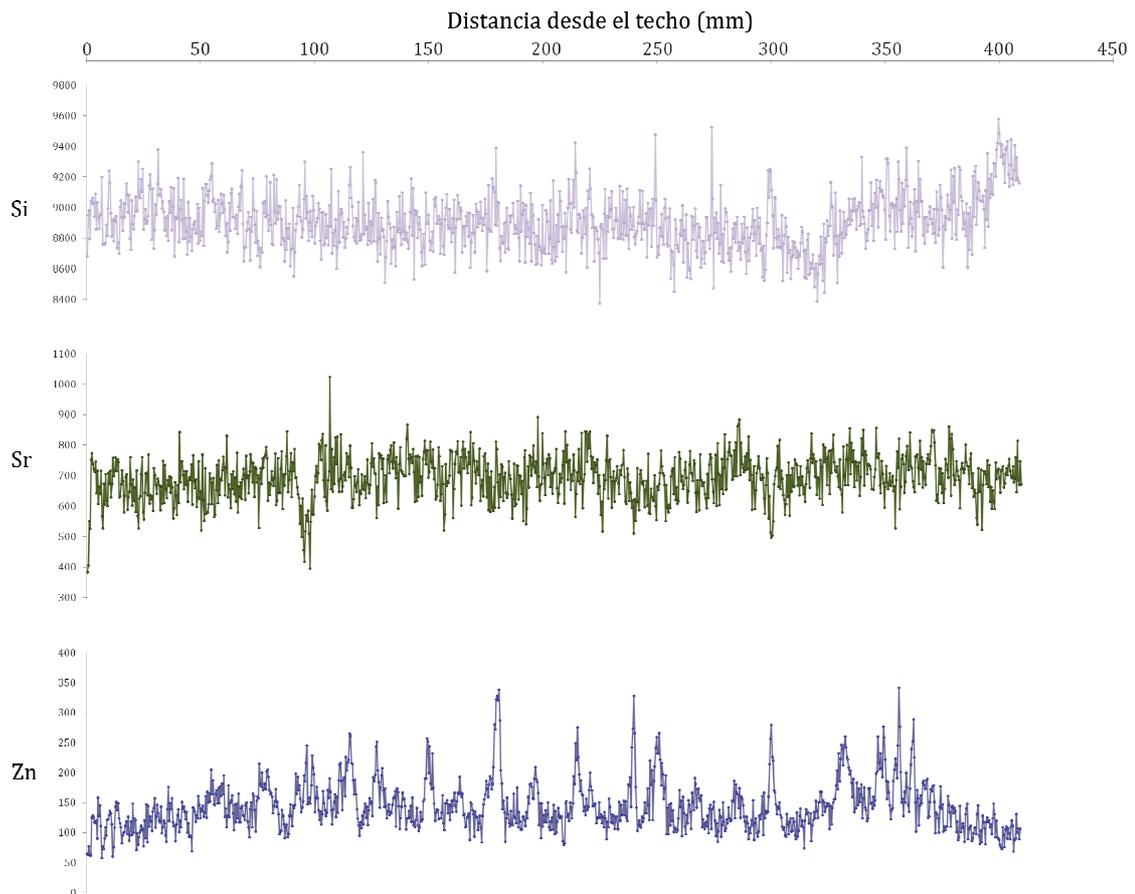


Fig. 6.13- Gráficas de distribución de los diferentes elementos medidos mediante XRF-Core scanner para la estalagmita *Moreno*. Los ejes de ordenadas están expresados en cuentas por segundo.

6.1.8 Modelo de Edad *StalAge*

Para crear el modelo de edad se tomaron los valores cronológicos iniciales de uranio-torio con sus rangos de error, y se introdujeron en el programa especificando la distancia del punto de muestreo al techo. Se representaron gráficamente respecto a la profundidad de muestreo para los datos de los isótopos estables, con un total de 398 puntos, obteniendo una resolución de 1mm.

Las curvas obtenidas muestran un crecimiento continuo a lo largo de todo el espeleotema (**Fig. 6.18**), tal y como se observaba a partir de las tasas de crecimiento en la **Fig. 6.7**, y como cabría esperar por la homogeneidad en la fábrica cristalina bajo el estudio petrológico.

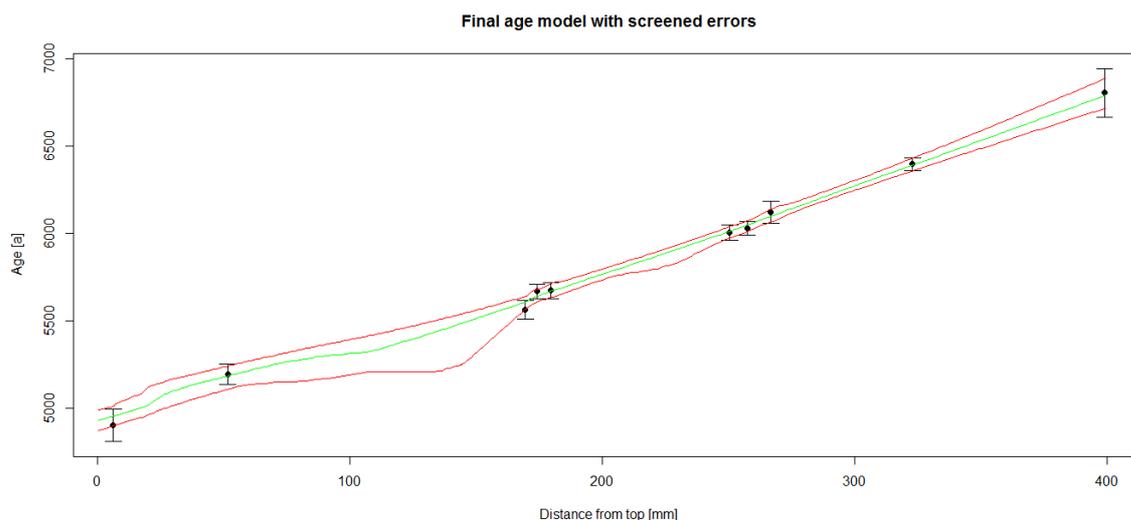


Fig. 6.18- Modelo de edad de la estalagmita *Moreno* mediante StalAge. La línea verde representa la curva cronológica y las líneas rojas los intervalos de error. Las edades determinadas en cada punto por U/Th y sus respectivos errores están representadas en negro.

6.1.9 Pirólisis de la materia orgánica

De las dos muestras de *Moreno* analizadas para el estudio de la composición de la materia orgánica (*Mor-light* y *Mor-dark*) sólo *Mor-dark* dio resultados positivos en esta técnica, aunque con una señal bastante baja. Dado que *Mor-light* fue extraída de una de las bandas de menor fluorescencia bajo luz UV, esta menor presencia de materia orgánica es coherente.

Los datos obtenidos (ver tabla del **Anexo 3**) muestran que la clase que domina los productos de pirólisis, con un 76,9% del total, son los compuestos carbohidratados MCC (*Methylene Chain Compunds*), formados fundamentalmente por series homólogas de pares n-alcano/n-alqueno. El origen más probable de estos compuestos, como ya se ha explicado en el capítulo anterior, es la procedencia a partir de la materia orgánica fósil de los depósitos de caliza que forman el karst y su lixiviado a través de las fisuras de la roca (Joeri Kaal *com. pers.*), relacionando su procedencia con la actividad vegetal en los suelos suprayacentes y siendo transportados por las aguas de percolación (Xie *et al.*, 2003; Blyth *et al.*, 2008).

La segunda clase más abundante son los hidrocarburos monocíclicos aromáticos (*Monocyclic Aromatic Hydrocarbons*, MAH) con un 19,7%, entre los que destacan el tolueno y el benceno. Como también se ha indicado en el capítulo

anterior, la presencia de estos hidrocarburos aromáticos se relaciona con la descomposición del kerógeno presente de forma natural en la roca caliza.

Cabe destacar la presencia de compuestos de nitrógeno (*N-compounds*) representados en su totalidad por pirroles, derivados seguramente de materia vegetal, dado que son compuestos que forman anillos aromáticos más complejos como la clorofila (www.britannica.com). Su presencia también se ha detectado en otros espeleotemas, ligada a láminas detríticas (Blyth *et al.*, 2015).

6.1.10 Causas de la coloración rojiza

- Fluorescencia de Rayos-X (XRF)

La presencia de cantos de óxidos de hierro en la secuencia detrítica, así como en la formación geológica de cabecera del karst de Goikoetxe, induce a asignar al hierro, como principal agente, el origen de la coloración rojiza de algunas de las formaciones carbonatadas de la cueva.

Debido a las variaciones de coloración en los diferentes espeleotemas formados en la Sala Roja, se han realizado análisis de XRF también en otros espeleotemas de la misma cavidad (**Fig. 6.19**) para testar la presencia de hierro como causante de esta coloración. Para ello se seleccionaron dos estalagmitas rojas de la fase de precipitación espeleotémica anterior a *Moreno* (*Antuá y Gorri*) y una blanca de su misma fase de precipitación (*Zuri*). Además también se analizaron dos estalactitas tubulares, una de coloración blanquecina y otra de color miel.

Los resultados de XRF indican que todos los espeleotemas son muy puros, en los que no se acierta a ver diferencias en el contenido en Fe entre las formaciones blancas/incoloras y las de color rojo o miel (**Tabla 6.1**). El rango de variación en Fe de los espeleotemas coloreados (357 a 420 ppm) coincide con el de las incoloras (357 a 406 ppm), y apenas aparecen elementos que denoten la presencia de fases detríticas (Si, Al o K). Si la diferencia estriba en el contenido en Fe, la técnica aplicada no es lo suficientemente sensible como para determinar cuantitativamente las diferencias.

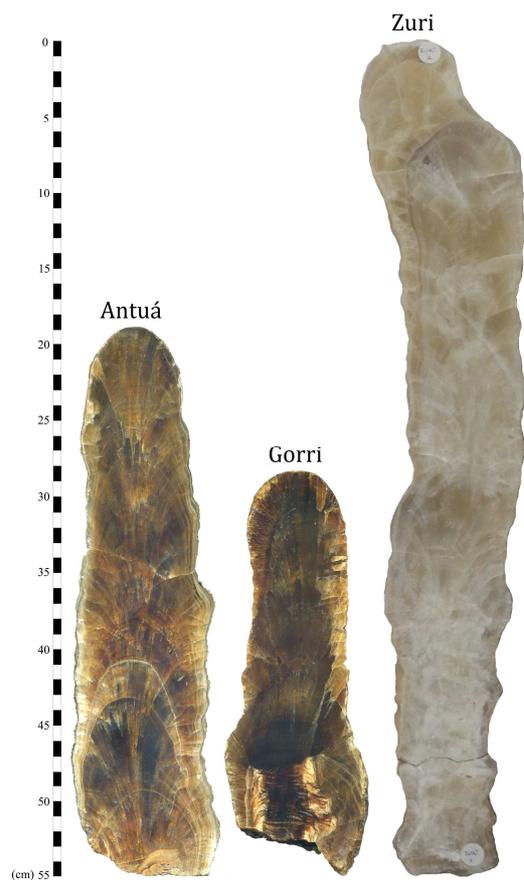


Fig. 6.19- Estalagmitas *Antuá*, *Gorri* y *Zuri* de la Sala Roja de la cueva de Goikoetxe, utilizadas para la comparativa con *Moreno* para el análisis de XRF.

Tabla 6.4- Análisis composicional por Fluorescencia de Rayos X de las distintas muestras de espeleotemas de la Sala Roja de Goikoetxe. Los datos están expresados en %wt. Fe y Sr en ppm.

Espeleotema	Muestra	Color	CaO	TiO ₂	P ₂ O ₅	Fe	Sr
<i>Zuri</i>	GkZu01	blanca	56,1	0,0076	0,0083	406	32
<i>Tubular1</i>	Gk01a1	incolora	56,4	0,0018	0,0166	357	12
<i>Tubular2</i>	Gk01a2	miel	56,05	0,0055	0,0147	385	10
<i>Moreno</i>	GkMo01	rojiza	56,08	0,0044	0,0025	357	36
<i>Moreno</i>	GkMo02	rojiza	56,43	0,0031	0,0028	357	37
<i>Antuá</i>	GkAn01	rojiza	56	0,0011	0,0045	392	28
<i>Antuá</i>	GkAn02	rojiza	56,48	0,006	0,0039	364	22
<i>Gorri</i>	GkGo2.01	roja	55,25	0,0003	0,0034	357	46

Con respecto al agua de goteo (ver Aranburu *et al.*, 2011), la proporción de material particulado $>0,2 \mu\text{m}$ es variable a lo largo de los días de muestreo. En general se observan partículas de tamaño arcilla hasta limo, y de arena muy fina a fina en los filtros de una de las jornadas de medición, caracterizada por un episodio de lluvias muy intenso. 20 días más tarde se recogió la mayor cantidad de material particulado $>0,2 \mu\text{m}$.

El pequeño tamaño de partícula solo permite una identificación por el color y morfología de las mismas, que consisten en granos a veces traslúcidos, de color blanco y marrón claro y de forma muy anecdótica oscuro/negro. Alguna partícula tiene forma planar. También se observan crecimientos ramificados que pueden consistir en desarrollos de microorganismos en el filtro tras su uso.

La determinación semicuantitativa mediante XRF de la composición elemental de los filtros muestra contenidos marcadamente mayores en Si, Al, K, Ca y a veces en Fe, que son interpretados como resultado de la presencia de micropartículas de cuarzo, filosilicatos, carbonatos y en menor medida fases que contienen Fe (posiblemente hematites o goethita), similares a la composición mineralógica de los sedimentos más gruesos que rellenan la cavidad.

Por tanto, las aguas que alimentan el crecimiento de las estalagmitas de la Sala Roja transportan principalmente partículas desde $0,2$ hasta las $200 \mu\text{m}$, de forma variable según el día de muestreo, incorporadas en su circulación difusa por la red de fracturas de la cueva. Estas partículas, sin embargo, no aparecen incluidas entre los cristales de carbonato de las formaciones de espeleotemas ni son las responsables de aportar los elementos causantes de su coloración.

- Espectroscopía Raman y FTIR

Tras descartar la presencia de hierro u otras sustancias inorgánicas como principales causantes de la coloración rojiza, se evaluó que la misma tuviese relación con la alta respuesta de la calcita a la luz UV. Para ello se emplearon las técnicas de análisis de espectroscopía Raman y FTIR en busca de compuestos orgánicos.

El espectro obtenido mediante microscopía Raman (**Fig. 6.20A**) muestra una curva indicativa de una alta fluorescencia por parte de la muestra, enmascarando

sensiblemente la identificación de posibles bandas características. Esta alta respuesta de fluorescencia podría respaldar la gran presencia de materia orgánica detectada bajo luz UV en esta estalagmita. En este espectro sí pueden intuirse bandas características en torno a los 1500-1600 cm^{-1} y 1300-1400 cm^{-1} de las bandas D y G del enlace C-C respectivamente (Gázquez *et al.*, 2012). Estas señales han sido identificadas previamente por Yang y Wang (1997) en grafito y carbones erosionados y también en ácidos húmicos en aguas naturales, que podría coincidir con la materia orgánica de la estalagmita *Moreno*. Estas bandas son mucho más distinguibles en la **Fig. 6.20B**, con la zona ampliada y la línea de base corregida.

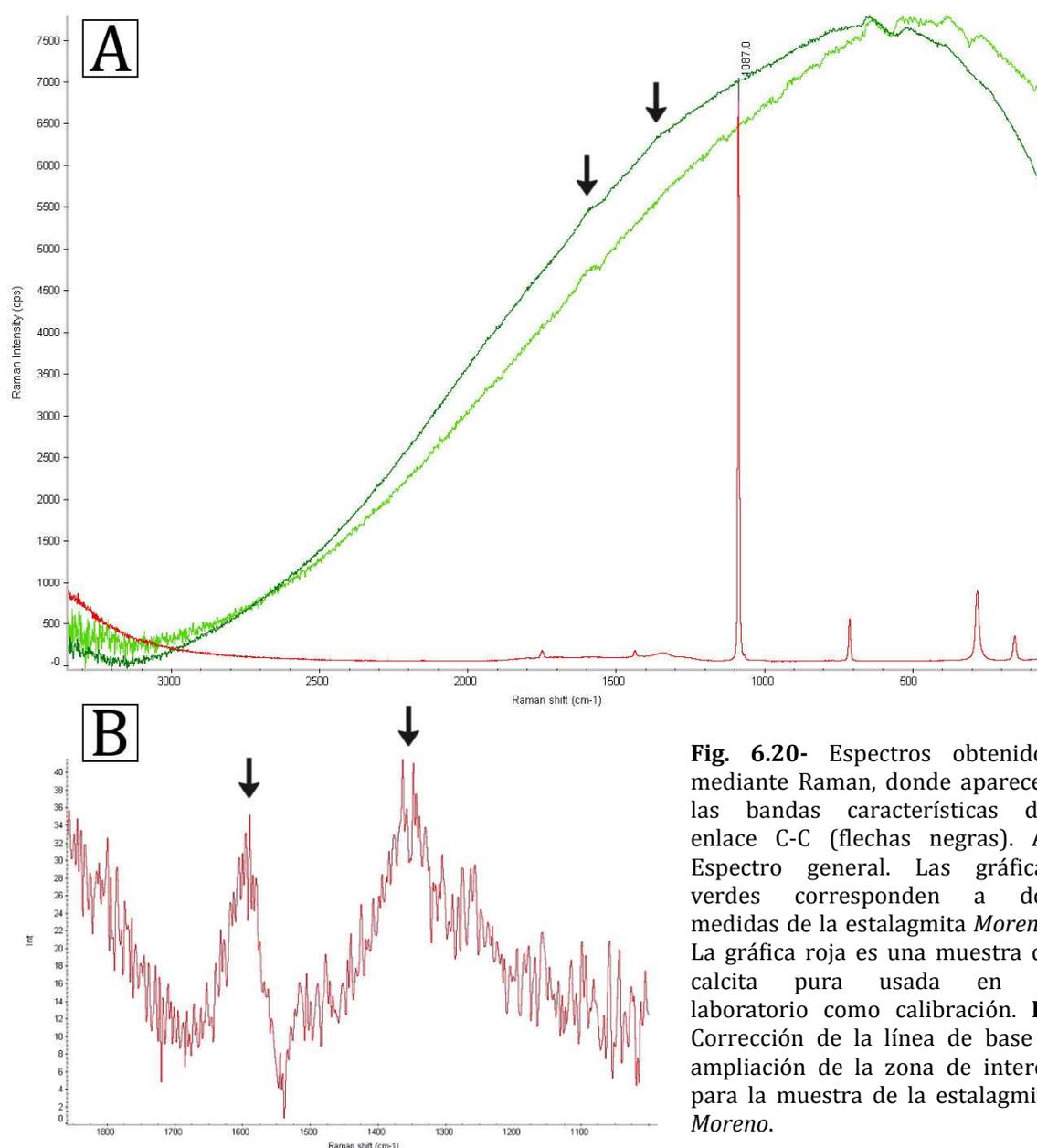


Fig. 6.20- Espectros obtenidos mediante Raman, donde aparecen las bandas características del enlace C-C (flechas negras). **A)** Espectro general. Las gráficas verdes corresponden a dos medidas de la estalagmita *Moreno*. La gráfica roja es una muestra de calcita pura usada en el laboratorio como calibración. **B)** Corrección de la línea de base y ampliación de la zona de interés para la muestra de la estalagmita *Moreno*.

El espectro obtenido mediante FTIR también muestra picos característicos de compuestos orgánicos (**Fig. 6.21**). Aparecen señales indicativas de compuestos alifáticos hacia los 2800-2900 cm^{-1} y, en torno a los 1500-1600 cm^{-1} , se observa la banda del enlace C=C y de H ligado a enlaces C=O, típicos de compuestos aromáticos (Gázquez *et al.*, 2012). En 1300-1400 cm^{-1} aparecen los picos representativos del grupo funcional COO-, indicativo de la presencia de ácidos húmicos y fúlvicos (Anderson *et al.*, 2004; Gázquez *et al.*, 2012).

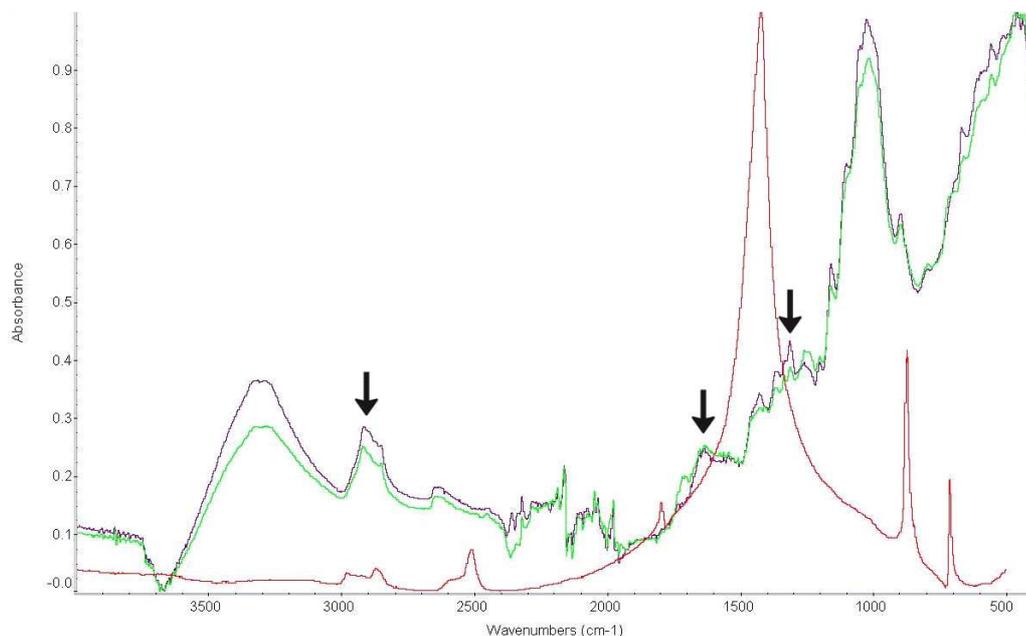


Fig. 6.21- Espectros obtenidos mediante FTIR. Las gráficas morada y verde corresponden a dos medidas de la estalagmita *Moreno*. La gráfica roja es un espectro de calcita pura. Las flechas negras indican los picos característicos de los compuestos orgánicos.

Según van Beynen *et al.* (2001), tanto la coloración como la fluorescencia en los espeleotemas pueden estar causadas por la presencia de ácidos húmicos y fúlvicos, y no tanto por la incorporación de elementos traza en la estructura carbonática.

Tras los resultados obtenidos en los análisis de XRF, Raman y FTIR, cabe correlacionar el color rojo de la estalagmita *Moreno* (y por extrapolación al resto de espeleotemas rojizos y ambarinos de la cueva de Goikoetxe), con la incorporación de ácidos orgánicos en su estructura, y no con la presencia de partículas detríticas ni elementos traza cromóforos como el hierro.

6.2 RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL EN EL ENTORNO DE URDAIBAI DURANTE EL HOLOCENO MEDIO

De la homogeneidad observada en la fábrica cristalina de la estalagmita *Moreno* se deducen una tasa de crecimiento y una saturación en carbonato relativamente constantes durante su formación. Esta evidencia la apoyan también las imágenes obtenidas mediante CT y la ausencia de hiatos temporales en la estratigrafía de las dataciones.

A partir de la imagen UV puede observarse una mayor concentración de materia orgánica procedente de ácidos húmicos y fúlvicos en el inicio del espeleotema, haciéndose más escasa en su tramo superior. Esta técnica también hace más patente la presencia del bandeo que podía intuirse bajo *visu* en el Tramo II. Este bandeo queda bien definido por la diferente respuesta del carbonato frente a la luminiscencia UV debido a la variación en la incorporación de las sales cálcicas procedentes de estos ácidos en el interior de los cristales (Shopov *et al.*, 1994; 2004; van Beynen *et al.*, 2001; Perrette *et al.*, 2005).

Tras los análisis de XRF se ha descartado que la causa de la coloración rojiza de *Moreno*, y de otros espeleotemas de la Sala Roja, esté vinculada a variaciones en la composición geoquímica. La presencia de materia orgánica en forma de ácidos húmicos, determinada mediante la fotografía de luz UV y contrastada mediante espectroscopía Raman y FTIR es la causa más probable de dicha coloración en el caso de los espeleotemas de Goikoetxe. Esto coincidiría con lo expuesto por Gascoyne (1977), van Beynen *et al.*, (2001) y Verheyden (2004), que demuestran que, además de ciertos elementos inorgánicos, existen otras sustancias, como estos ácidos orgánicos, capaces de colorear intensamente los espeleotemas, tal y como observan también Gázquez *et al.*, (2012) en la cueva de El Soplao (Cantabria).

A partir de la estalagmita *Moreno* se ha podido realizar una reconstrucción paleoambiental, integrando las técnicas que han aportado una mayor información. Los resultados de estos análisis muestran unas condiciones de formación relativamente estables y uniformes, sin marcadas variaciones que alteren la precipitación del carbonato en estas cronologías, aunque sí revelan ligeras fluctuaciones en las precipitaciones.

6.2.1 Integración de los registros

La tendencia general en las gráficas isotópicas muestra unas condiciones de abundante humedad con una ligera aridificación hacia el techo de la estalagmita. También se puede observar una clara oscilación de alta frecuencia, con rangos desde anuales hasta centenales, que domina los registros y que es mucho más intensa en la zona central del espeleotema.

Con el modelo StalAge ya concluido se han superpuesto las gráficas isotópicas sobre el esquema de las ciclicidades observadas y las cronologías obtenidas, tanto por U/Th como por este algoritmo (**Fig. 6.20**). Al comparar los ciclos observados con luz ultravioleta con las gráficas isotópicas y elementales, se aprecia una clara correlación entre las bandas oscuras y los valores más negativos para ambos isótopos y para el Mg, así como valores más positivos para el Sr o el Ba. La tendencia que se observa en los isótopos hacia la aridificación también queda patente en el contenido en materia orgánica, mucho menos abundante en la fase final del espeleotema. Esto coincide con lo observado en áreas influenciadas por el Monzón del norte de África, incluso en el NO peninsular, cuya principal fuente de humedad procede del Atlántico (Wanner *et al.*, 2008; Stoll *et al.*, 2013). Algunas secuencias de lagos y turberas del NO de la Península indican un importante deterioro de la cubierta vegetal y una intensa actividad erosiva entre los 7.000 y los 5.500 años BP (Cacho *et al.*, 2010) y, aunque es posible que estos cambios fueran amplificadas por una fuerte antropización y su consecuente alteración del paisaje en la región, todos los registros apuntan a que el clima dominante se hizo más seco y frío a partir de los 5.500 años BP (Martínez-Cortizas *et al.*, 2009). En la región Mediterránea también se ha definido una fase de transición de condiciones húmedas a áridas entre estas cronologías (Jalut *et al.*, 2009), coincidiendo con el final del llamado Periodo Húmedo Africano (deMenocal *et al.*, 2000). Esta tendencia a la aridez también se ha observado entre los 7 y los 5 ka BP en el litoral andaluz a partir de registros costeros (Zazo *et al.*, 2008).

Los valores cronológicos obtenidos mediante StalAge muestran que la duración media de cada banda, tanto para las claras como para las oscuras, oscila entre los 25 y los 50 años. En gran parte de las ocasiones, el ciclo completo “banda clara + banda oscura” es de unos 100 años. La duración de la banda elegida en NIS para

determinar la laminación de menor espesor es, según el modelo de edad, de aproximadamente 29 años, y dentro de ella se pudieron contar al menos 12 pares de láminas clarascuras. Esto, junto con la tasa de crecimiento calculada para esta banda, de 7 mm de espesor, permite estimar que cada lámina pueda tener un origen anual.

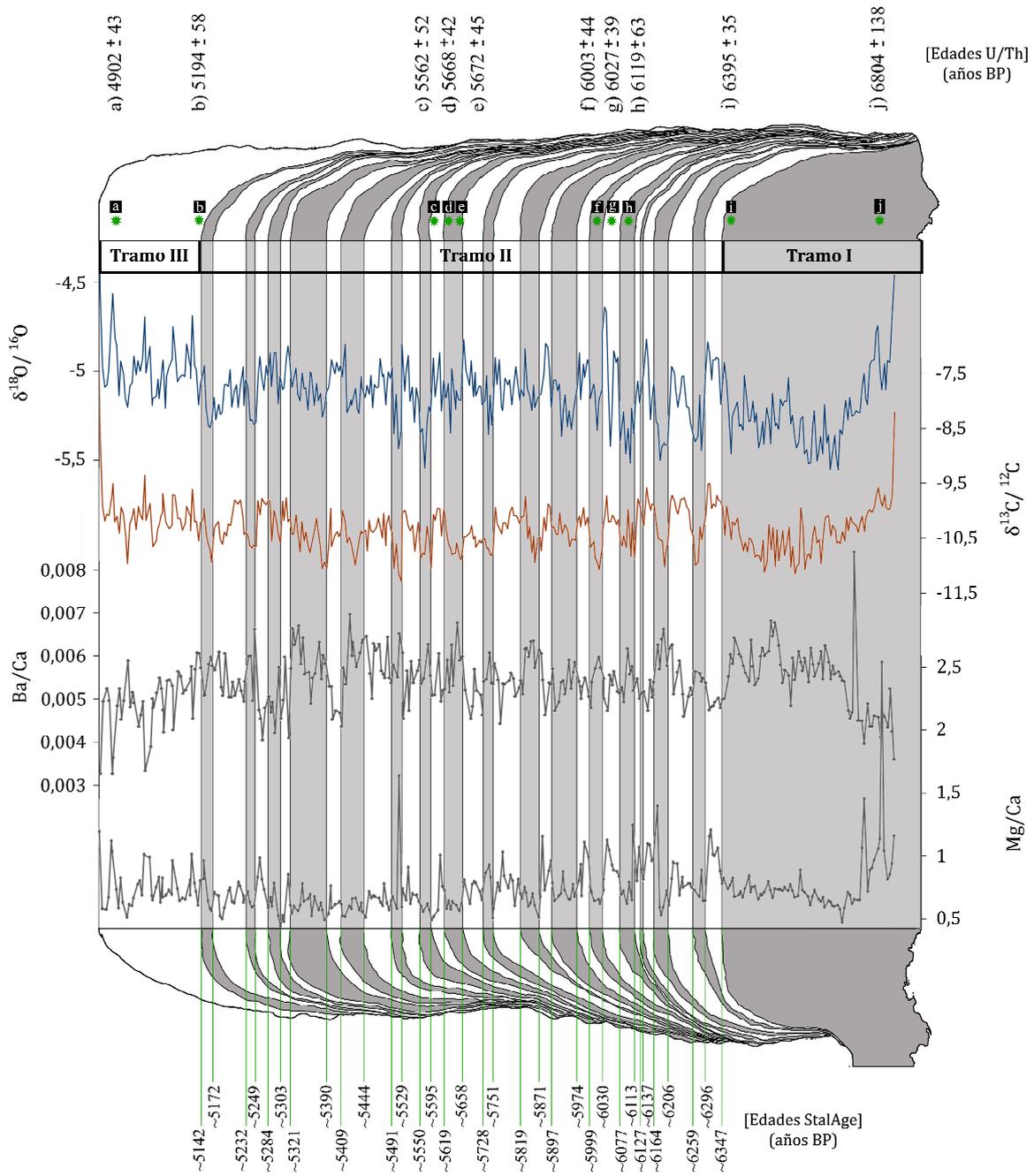


Fig. 6.20- Integración de las analíticas realizadas sobre *Moreno*. Se han superpuesto las gráficas obtenidas para los isótopos de O y C, así como las de los elementos Ba y Mg, al esquema de distribución del bandeado bajo luz UV. Se muestran también las edades obtenidas tanto por series de U como por StalAge.

La alta resolución obtenida para las dataciones y los isótopos estables, junto con la fotografía de luz ultravioleta, permiten definir ciclicidades climáticas asociadas a ligeros cambios en la tasa de precipitación y en la producción de materia orgánica en los suelos. Esta ciclicidad está mucho más marcada en la parte central del espeleotema (Tramo II), que abarca un rango cronológico de 1200 años, entre los 6,4 y los 5,2 ka BP.

6.2.2 Oscilaciones climáticas en la cornisa cantábrica en el Holoceno Medio

A pesar de que el Holoceno está considerado como una época de relativa estabilidad climática, se han encontrado evidencias de fluctuaciones a diversas escalas, desde centenales a milenales (Bond *et al.*, 2001; Fletcher *et al.*, 2012; Baker *et al.*, 2015), cuyo impacto ha podido registrarse tanto a nivel global como a nivel regional, afectando intensamente al sistema de circulación atmosférica (Denton y Karlén, 1973; Hurrell, 1995; Mayewsky *et al.*, 2004). Algunas fuentes de control de esta variabilidad climática se relacionan con cambios en la circulación del Atlántico Norte (p. ej. Gray *et al.*, 2004; Debret *et al.*, 2007; Smith *et al.*, 2016) relacionados con la variación de las temperaturas de la superficie marina en el Atlántico Norte (*Sea Surface Temperatures, SST*) (Knight *et al.*, 2005), o con variaciones en los ciclos de actividad solar (p. ej. Bond *et al.*, 2001; Wanner *et al.*, 2008; Morley *et al.*, 2011; Sejrup *et al.*, 2011).

- Cambios en la circulación del Atlántico Norte:

Algunos de los ciclos climáticos del Holoceno más debatidos en la última década, con periodicidades de unos 1.500 años (Debret *et al.*, 2007; Dima y Lohmann, 2009; Isono *et al.*, 2009), parecen poder correlacionarse con modelos atmosféricos actuales como la Oscilación del Atlántico Norte (*North Atlantic Oscillation, NAO*) (Trouet *et al.*, 2009; 2012; Smith *et al.*, 2016). Estas correlaciones podrían ser de gran relevancia para entender el impacto de cambios en el océano sobre el sistema climático.

La NAO es el modo atmosférico dominante (sobre todo en el clima de invierno) de la región Noratlántica, afectando a las temperaturas de los vientos y a

las precipitaciones en el Mediterráneo, noroeste de Europa, Groenlandia y Asia (p. ej. Hurrell, 1995; Wanner *et al.*, 2001; Thompson *et al.*, 2003; Olsen *et al.*, 2012; Roberts *et al.*, 2012). También es el principal regulador de la precipitación interanual en el noroeste de la Península Ibérica (Fernández-González *et al.*, 2012; Smith *et al.*, 2016). Las variaciones en el patrón de teleconexión de la NAO están producidas por la diferencia de presiones entre el Anticiclón de las Azores, o alta subtropical, y la baja islandesa, o baja polar (Hurrell y Deser, 2009), dando una medida de la fuerza de los vientos del oeste (*westerlies*) sobre el área Noratlántica (Wanner *et al.*, 2001). El índice de la NAO (**Fig. 6.21**) puede presentar fases positivas, forzando a las tormentas de invierno, arrastradas por los *westerlies*, a dirigirse hacia el norte produciendo condiciones húmedas y cálidas en el NE de Europa, y a condiciones más secas en el sur, incluyendo a la Península Ibérica (Fernández-González *et al.*, 2012; Moreno *et al.*, 2012; Morley *et al.*, 2014; Smith *et al.*, 2016).

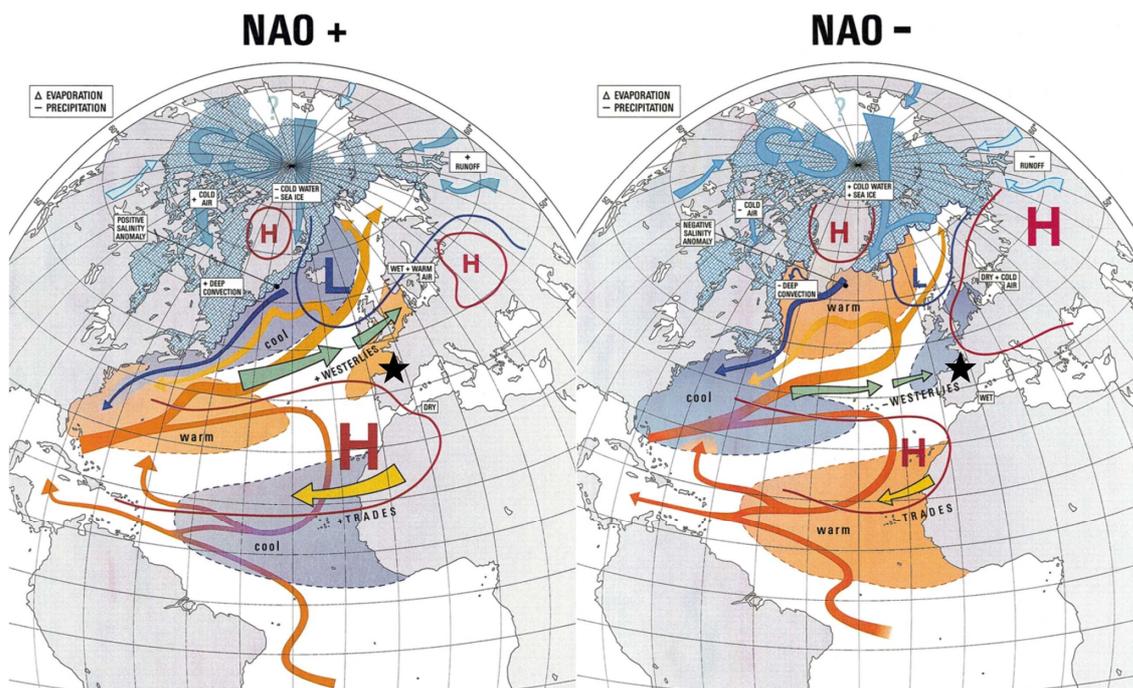


Fig. 6.21- Fases de la NAO. A la izquierda la fase positiva, con condiciones secas en la Península Ibérica, y a la derecha la fase negativa, que aporta tormentas cálidas y húmedas. La estrella negra representa la posición de la Cueva de Goikoetxe. Modificado de Wanner *et al.* (2001).

En fases de NAO negativa, las trayectorias de las tormentas se debilitan y se desplazan hacia el sur, invirtiendo su patrón y produciendo vientos secos en el norte de Europa y mayores precipitaciones en el sur, así como en el norte de África

(Wanner *et al.*, 2001; Trigo *et al.*, 2002). Se han observado oscilaciones en el índice de la NAO con variaciones centenales y milenales (Trouet *et al.*, 2009; Olsen *et al.*, 2012) y también una oscilación de mayor frecuencia, de carácter desde multidecadal hasta estacional (Hurrell, 1995; Wanner *et al.*, 2001). Según estos últimos autores, para las variaciones estacionales o interanuales, la dinámica de la NAO puede explicarse como un modo exclusivo de variabilidad en la circulación atmosférica, mientras que las variaciones multidecadales podrían estar influenciadas por procesos oceánicos. Éstas últimas podrían corresponderse con las variaciones en la humedad detectadas en la estalagmita *Moreno*.

Debido a su situación geográfica en el Golfo de Bizkaia, entre los sistemas atmosféricos del anticiclón de las Azores y la baja islandesa (**Fig. 6.21**), la cueva de Goikoexte presenta una posición estratégica para caracterizar posibles cambios de la NAO en el pasado, ya que la circulación atmosférica en esta zona está fundamentalmente controlada por este fenómeno (Gouveia *et al.*, 2008; Mojtahid *et al.*, 2013).

Smith *et al.* (2016) encuentran variaciones de humedad en dos estalagmitas de la cueva de Asiul (Cantabria) a lo largo de todo el Holoceno (estalagmitas ASM y ASR), atribuyendo ciclos de 1.500 años de periodicidad a la NAO, así como otros de mayor frecuencia, desde centenales hasta decadales en los últimos 2,5 ka. Las variaciones que observan para el Holoceno inicial y medio se correlacionan, además, con los cambios descritos en el Atlántico Norte por Thornalley *et al.* (2009), relacionados con variaciones en la temperatura y salinidad en la zona subpolar del Atlántico Norte, y los descritos por Bond *et al.* (2001), ligados a variaciones en la insolación. Para estas cronologías, la estalagmita *Moreno* también parece estar regulada por estos otros cambios en los sistemas oceánicos y atmosféricos, coincidiendo con el evento 4 descrito por Bond *et al.* (2001). Los registros estudiados en *Moreno* muestran una disminución en las precipitaciones, y quizá en la temperatura, desde los 7 hasta los 5 ka BP coincidiendo con las variaciones observadas por Bond *et al.* (2001) (**Fig. 6.22A**), pero de manera contraria a lo que parece suceder en las estalagmitas cántabras en estas mismas cronologías (**Fig. 6.22B**). Comparando los cuatro registros entre sí, parece existir una clara correlación entre los ciclos, apareciendo éstos en la cueva de Goikoetxe más tarde

que en la cueva de Asiul y algo más cercanos en el tiempo a los ciclos definidos por Bond (Fig. 6.22A).

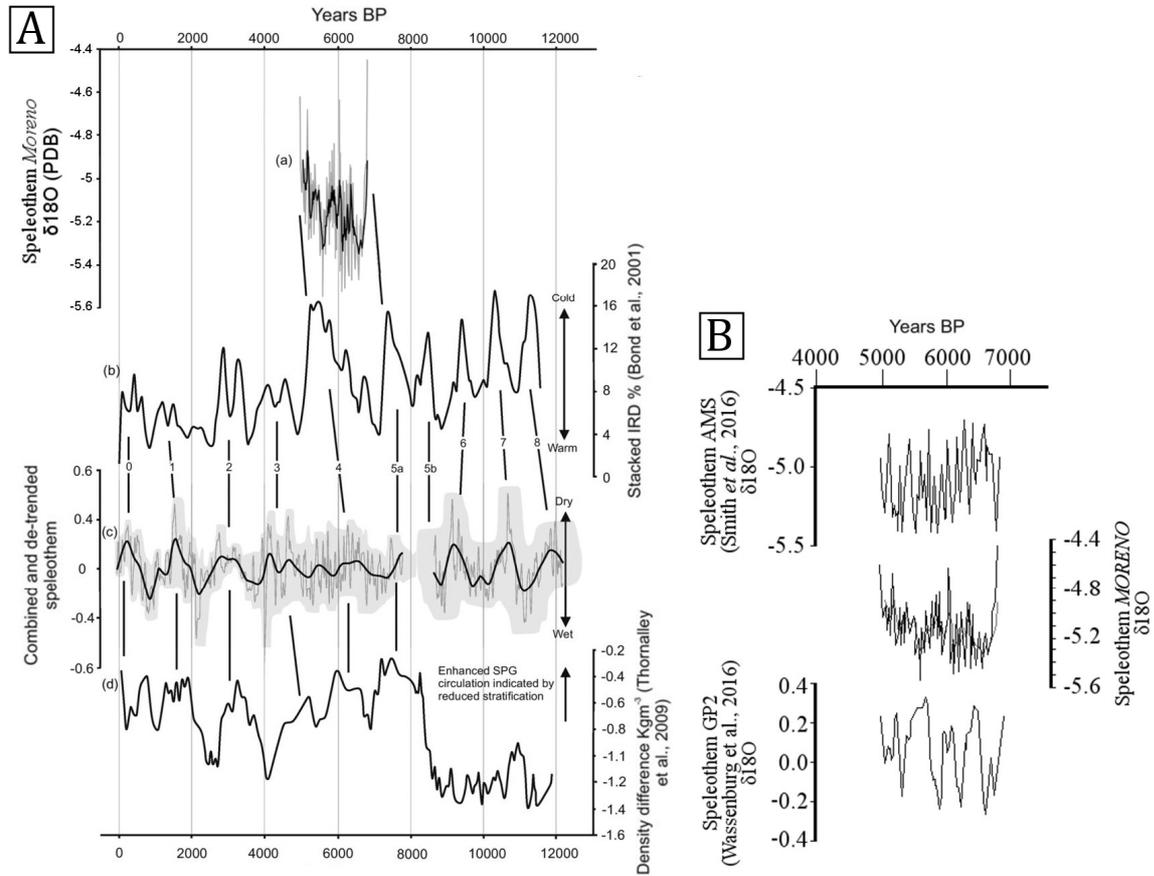


Fig. 6.22- A) Comparación entre los isótopos $\delta^{18}\text{O}$ de *Moreno* (a), con los ciclos definidos por Bond *et al.* (2001) (b), los isótopos $\delta^{18}\text{O}$ de la estalagmita ASM (c), y los ciclos descritos por Thornalley *et al.* (2009) para los últimos 12.000 años (d). Modificado de Smith *et al.* (2016). B) Comparación entre los isótopos $\delta^{18}\text{O}$ de la estalagmita ASM (Smith *et al.*, 2016), la estalagmita *Moreno*, y la estalagmita GP2 (Wassenburg *et al.*, 2016) para las mismas cronologías.

Wassenburg *et al.* (2016) observan condiciones dominadas por variaciones en la NAO en una estalagmita del NO de Marruecos (estalagmita GP2), con fases de NAO positivas en el Holoceno Medio sobre los 7,6, 6,9, 6,5, 6,0, 5,6 y 5,0 ka BP. Para estas edades, aunque la tendencia general de la estalagmita *Moreno* sí parece correlacionarse con la estalagmita de Marruecos, ni en la estalagmita *Moreno* ni en la estalagmita ASM (Smith *et al.*, 2016) se observa una influencia de la NAO en las condiciones climáticas del norte peninsular (Fig. 6.22B). Cabe destacar el gran contraste existente en el rango de valores isotópicos del $\delta^{18}\text{O}$ entre la estalagmita de Marruecos (-0,4/0,4‰) y las dos de la Cornisa Cantábrica (-5,6/-4,4‰) debida,

seguramente, a las diferencias climáticas entre ambas regiones geográficas a pesar de estar en la misma zona de influencia de la NAO.

Aunque durante el Holoceno se han reconocido diferentes ciclos de variabilidad climática asociados a cambios en el índice de la NAO, hasta la fecha no existen reconstrucciones detalladas de su variación más allá de los 5,2 ka BP (Wassenburg *et al.*, 2016). Según Wanner *et al.* (2001) la NAO es un fenómeno intermitente que no cumple regularmente una ciclicidad, salvo en el caso de baja frecuencia con ciclos de milenios, y no es posible realizar extrapolaciones de las tendencias a edades anteriores a 2,5 ka en el norte peninsular (Fernández-González *et al.*, 2012; Smith *et al.*, 2016) y, por tanto, a las cronologías en las que se desarrolla la estalagmita *Moreno*. Algunos autores han estudiado la variabilidad del sistema climático durante el Holoceno Medio en la Península Ibérica: van Den Brick y Janssen (1985) identifican, en sus estudios de paleobotánica, un cambio de tendencia desde valores de la NAO negativos, al inicio del Holoceno Medio, a positivos en torno a los 6.500 años BP; mientras que Mojtahid *et al.* (2013) observan, a partir de sondeos marinos, valores positivos entre los 7.500 y los 6.500 años BP, donde se vuelven negativos durante 500 años, y en torno a los 6.000 años BP vuelven a la fase positiva. Ambos registros indican una transición de climas más húmedos y cálidos a fríos y áridos hacia los 6.500 años BP. Este cambio de tendencia no se observa de manera tan acusada en los registros obtenidos a partir de la estalagmita *Moreno*, aunque sí se reconoce un cambio en la tendencia de los isótopos, así como en el contenido en materia orgánica (marcando el límite entre los Tramos I y II de crecimiento) sobre los 6.400 años BP (**Fig. 6.20**).

Las ciclicidades de mayor frecuencia que presenta *Moreno* (16 ciclos que abarcan una duración media de 100 años, compuestos por dos etapas de diferente aporte hídricos, con duraciones entre 25 y 50 años) son muy similares a las encontradas por Baldini *et al.* (2015) en una estalagmita de La Garma (Cantabria) durante el *Younger Dryas*. Estos autores estudian las variaciones en la concentración de Mg, correlacionando los aportes de este elemento como reflejo de una alternancia entre *westerlies* intensos y suaves en el norte de Iberia. Esta alternancia se produce como resultado de rápidos reposicionamientos N-S de los *westerlies* dominantes que varían la contribución de Mg en el agua de goteo. Realizando una comparativa entre

este *proxy* y el registro de $\delta^{18}\text{O}$, y viendo las correlaciones existentes entre ellos, estos autores observan ciclos de fuertes *westerlies* sobre La Garma coincidiendo con altas temperaturas en el Atlántico Norte y viceversa (Baldini *et al.*, 2015). En base a este trabajo, se ha realizado una correlación de Pearson a 9 puntos entre ambos registros para la estalagmita *Moreno*, que muestra una clara correlación positiva general con algunas negativas puntuales (**Fig. 6.23**). Estas variaciones muestran una posible relación entre la llegada de *westerlies* al Golfo de Bizkaia y un aumento de precipitaciones en la zona; sin embargo, no parece coincidir con otros registros ligados a las variaciones en la NAO (Mojtahid *et al.*, 2013; Smith *et al.*, 2016; Wassenburg *et al.*, 2016) y por tanto la ciclicidad de alta frecuencia que domina sus registros (50-100 años) podría deber su origen a algún otro fenómeno de variabilidad climática.

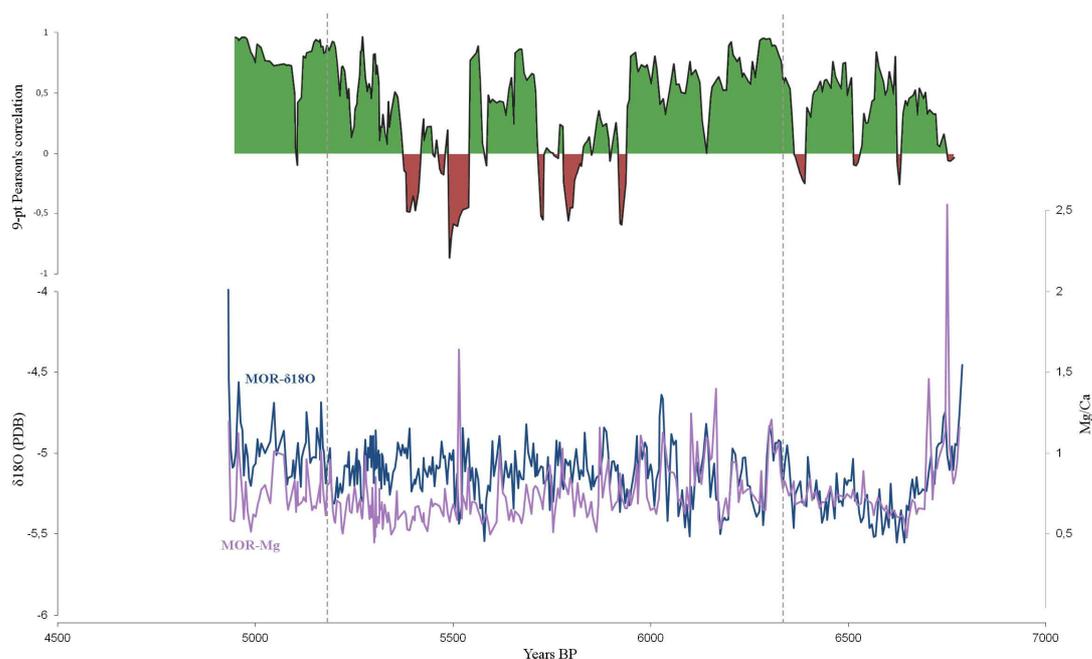


Fig. 6.23- Correlación de Pearson a 9 puntos entre los registros de $\delta^{18}\text{O}$ y Mg en la estalagmita *Moreno* (arriba) y representación de ambas gráficas juntas (abajo).

Actualmente existen también otros ciclos de menor rango en grandes regiones del Hemisferio Norte, como es la Oscilación Multidecadal Atlántica (*Atlantic Multidecadal Oscillation*, AMO), que alterna fases cálidas y frías (Knight *et al.*, 2006), y se relaciona con la variación en las SST del Atlántico Norte, entre el norte del Ecuador y los 60°N (Enfield *et al.*, 2001; Knight *et al.*, 2006). La AMO está ligada a

anomalías multianuales en la precipitación, fundamentalmente en Norteamérica y Europa, y modula las teleconexiones de El Niño en algunas zonas del Hemisferio Norte (Enfield *et al.*, 2001; McCabe *et al.*, 2004). Se han determinado cambios en la fuerza de la Circulación Termohalina (*Termohaline Cirulation*, THC), acompañados por cambios en el transporte de calor oceánico hacia el norte en el Atlántico Norte, como la principal fuente de variabilidad asociada a la AMO (Folland *et al.*, 1986; Delworth y Mann, 2000; Knight *et al.*, 2005). Este modo parece estar fuertemente ligado a la formación de huracanes atlánticos (p. ej. Trenberth y Shea, 2005) debido a las cizalladuras verticales de la troposfera sobre Norteamérica (Knight *et al.*, 2006). También se relaciona con etapas de sequía en África y con la variación de las temperaturas invernales en Europa (Folland *et al.*, 1986; Goldenberg *et al.*, 2001), aunque algunas variaciones del clima de verano en el continente europeo también han sido relacionadas con cambios en los índices de la AMO (Enfield *et al.*, 2001; McCabe *et al.*, 2004; Sutton y Hodson, 2005). Valores positivos en este índice (fase cálida) se relacionan con un descenso en la media de las presiones del nivel del mar y una alta tasa de precipitaciones en el NO Europa. Éstas parecen estar en conexión con cambios ciclónicos en esta región debido a un desplazamiento hacia el norte de la precipitación sobre el Atlántico tropical, produciéndose un cambio en la media de la zona de convergencia intertropical (*Inter-tropical Converge Zone*, ITCZ) (Knight *et al.*, 2006).

Modelos de reconstrucción de la AMO (Enfield *et al.*, 2001; Gray *et al.*, 2004; Knight *et al.*, 2006) demuestran que esta variabilidad ha estado operando de manera similar a la actualidad en los últimos siglos, con anomalías climáticas de periodicidades entre los 10 y los 100 años, con ciclos más comúnmente entre 65 y 80 años. Según Knight *et al.* (2005) la AMO es un modo interno cuasi-periódico de alta repetitividad y larga vida que es posible extrapolar no sólo a tiempos históricos. Por tanto, aunque todavía no se ha realizado ningún modelo de reconstrucción para el Holoceno, sería posible prolongar esta actividad también hacia cronologías anteriores en el rango de milenios, coincidiendo con el registro encontrado en la estalagmita *Moreno*. Como se ha indicado anteriormente, la AMO parece estar fuertemente relacionada con la variación de las SST, en las que se han determinado fuertes periodicidades de baja frecuencia, entre 60 y 100 años, y de alta frecuencia, entre 7 y 25 años (Gray *et al.*, 2004) con una distribución espacial seguramente a

nivel global, pero con mayor énfasis en la región Atlántica (Delworth y Mann, 2000). Análisis estacionales de esta variación han demostrado que las SST parecen ser el principal operador de la señal multidecadal (Delworth y Mann, 2000). Estos autores, así como Kushnir (1994), encuentran esta variabilidad diferente a la decadal relacionada con la NAO, atribuyendo distintos orígenes a ambos modelos climáticos.

Sejrup *et al.* (2011) muestran la variabilidad de las temperaturas marinas del Atlántico Norte en los últimos 7.000 años a partir del registro de isótopos de oxígeno en las conchas del foraminífero planctónico *Neogloboquadrina pachyderma* (Fig. 6.24). Comparando estas variaciones con las observadas en *Moreno* puede observarse que, si bien la tendencia general es similar al registro del $\delta^{18}\text{O}$ de la estalagmita, en detalle ambas gráficas muestran distribuciones distintas, y por tanto no es posible asignar con fiabilidad la influencia de la variación en las SST sobre la estalagmita de Goikoetxe.

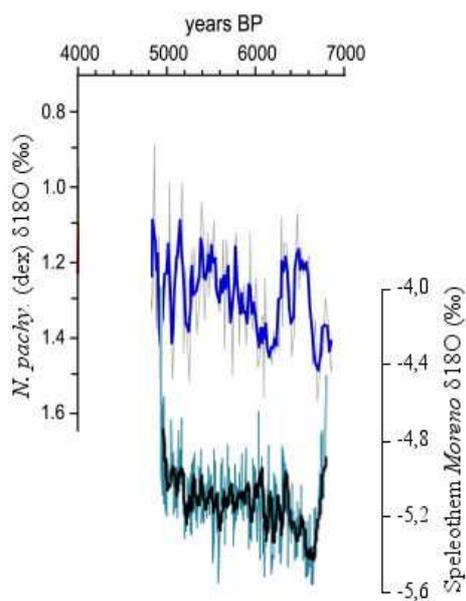


Fig. 6.24- Comparación entre el registro de $\delta^{18}\text{O}$ de *N. pachy* (Sejrup *et al.*, 2011) y el registro de $\delta^{18}\text{O}$ de la estalagmita *Moreno*.

Se ha observado una clara relación entre la variación de las SST y fluctuaciones en la intensidad de la THC en el Atlántico Norte, sin embargo, se ha comprobado que el impacto antrópico sobre la THC puede enmascarar las tendencias seculares de la AMO (Collins y Sinha, 2003; Gray *et al.*, 2004). Según Trenberth y Shea (2005), la mayor dificultad a la hora de interpretar este índice reside en no poder discriminar entre variaciones relacionadas con la THC y otros fenómenos con origen en el Atlántico Norte o cambios de origen antrópico. Por esto, se ha descartado realizar una extrapolación de las oscilaciones de la AMO actual a la estalagmita *Moreno*.

- Cambios en la insolación:

Está comprobado que la actividad solar afecta, directa o indirectamente, a los fenómenos terrestres teniendo una profunda influencia en los procesos geofísicos

como la circulación atmosférica o los cambios climáticos globales (Ma, 2009). Además de los conocidos ciclos de Schwabe y Hale (ciclos de 11 y 20-25 años respectivamente, Schwabe, 1844; Hale, 1908), se han reconocido unas variaciones solares que abarcan ciclos de entre 60 y 120 años, denominados ciclos de Gleissberg (Gleissberg, 1939; 1958; 1971) cuyas duraciones medias son de 80-90 años y podrían coincidir con los ciclos que presenta la estalagmita *Moreno*.

Si bien la ciclicidad solar del pasado y su influencia en los cambios climáticos ha sido estudiada en diferentes escalas temporales (Yu e Ito, 1999; Beer *et al.*, 2000; Bond *et al.*, 2001), una de las principales dificultades a la hora de cuantificar la influencia del sol sobre el clima se debe a la ausencia de registros a larga escala, tanto de los fenómenos de actividad solar como de los propios cambios climáticos (Velasco y Mendoza, 2008). Para poder realizar reconstrucciones de la actividad solar en el pasado se han utilizado diversos *proxies* como los núclidos cosmogénicos (Beer *et al.*, 2000) conservados en archivos naturales. Se ha estudiado, por ejemplo, el ^{10}Be en los sondeos de hielos de Groenlandia (p. ej. Vonmoos *et al.*, 2006) o el ^{14}C en los anillos de los árboles (p. ej. Reimer *et al.*, 2004), permitiendo realizar reconstrucciones en la variación solar del pasado. Según Bond *et al.* (2001), tanto la hidrografía superficial de los mares, como los vientos superficiales en la zona subpolar del Atlántico Norte durante todo el Holoceno, parecen estar altamente influenciados por variaciones en la producción solar. Sin embargo, la probabilidad de que la respuesta del sistema climático terrestre sea intensa ha sido debatida durante años debido a que la magnitud de la variación solar es pequeña. Estos autores estudiaron varios *proxies* en los depósitos terrígenos transportados por el hielo marino (*ice-rafted debris*) en la zona subpolar del Atlántico Norte durante los últimos 12.000 años. En sus registros encontraron una serie de rápidas ciclicidades de escala centenal (entre 200 y 500 años) muy correlacionadas con los registros de núclidos cosmogénicos, incluidos en unos ciclos de mayor rango (1.500 años), y que parecen estar ligados a variaciones en la radiación solar.

Variaciones actuales y modelos realizados para milenios anteriores en la insolación han sido correlacionados con simulaciones en las variaciones de las temperaturas del Hemisferio Norte (boreal), tanto en verano (JJA) como en invierno (DJF) en Europa Central y Norte de Europa (Wanner *et al.*, 2008). En la **Fig. 6.25**

pueden observarse estas variaciones entre los 7.000 y los 4.500 años BP, coincidiendo con las cronologías de *Moreno*. Pueden apreciarse algunas similitudes en los perfiles del $\delta^{18}\text{O}$ de la estalagmita y de la insolación, con ciclicidades de mismo rango, desde decadales a milenales.

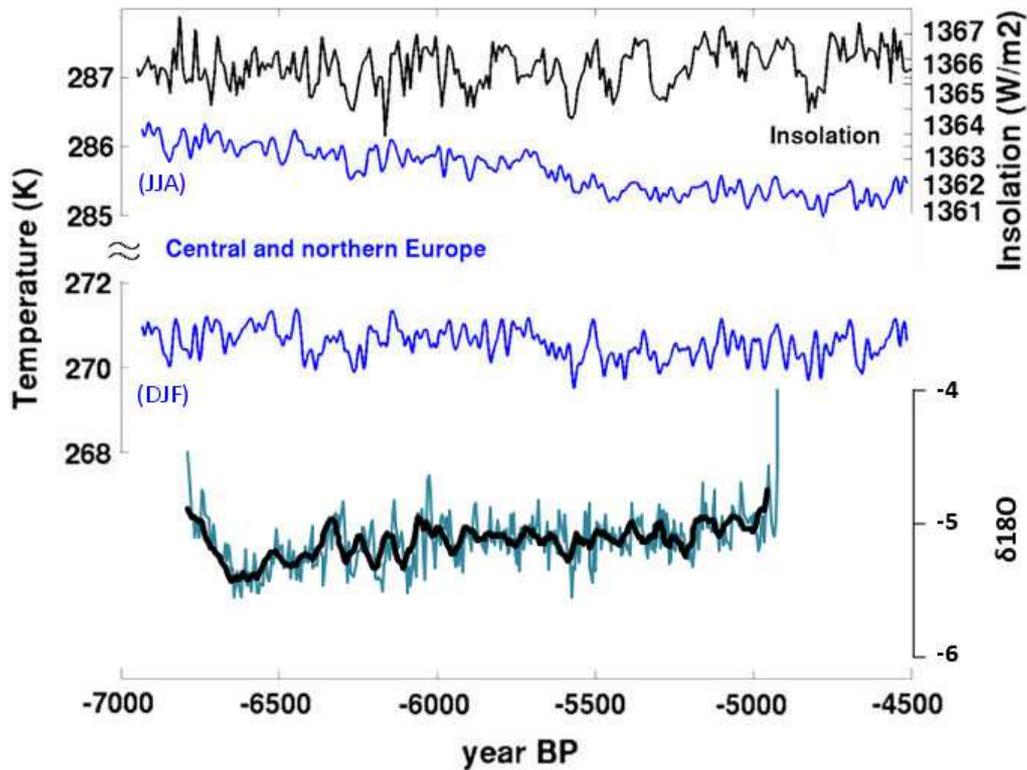


Fig. 6.25- Comparación entre el registro de $\delta^{18}\text{O}$ de la estalagmita *Moreno* (abajo), la simulación de temperaturas de verano e invierno de Centro y Norte de Europa, y las variaciones en la radiación solar (arriba). Modificado de Wanner *et al.* (2008).

Además, para el Holoceno, diversos autores han encontrado variaciones en la actividad solar a partir de otros registros espeleotémicos, identificando cambios en el color de los cristales y en la composición isotópica (Niggemann *et al.*, 2003; Dykosky *et al.*, 2005; Martín-Chivelet *et al.*, 2011; Duan *et al.*, 2014; Muñoz *et al.*, 2015) o en el grosor de las laminaciones (Qin *et al.*, 1999; Frisia *et al.*, 2003; Muñoz *et al.*, 2009). Concretamente, Muñoz *et al.* (2015) realizan una reconstrucción en los últimos 8.000 años a partir de la estalagmita MO-7 de la Cueva de Molinos en Teruel, que parece correlacionarse bastante bien con las ciclicidades observadas en la estalagmita *Moreno* (Fig. 6.26).

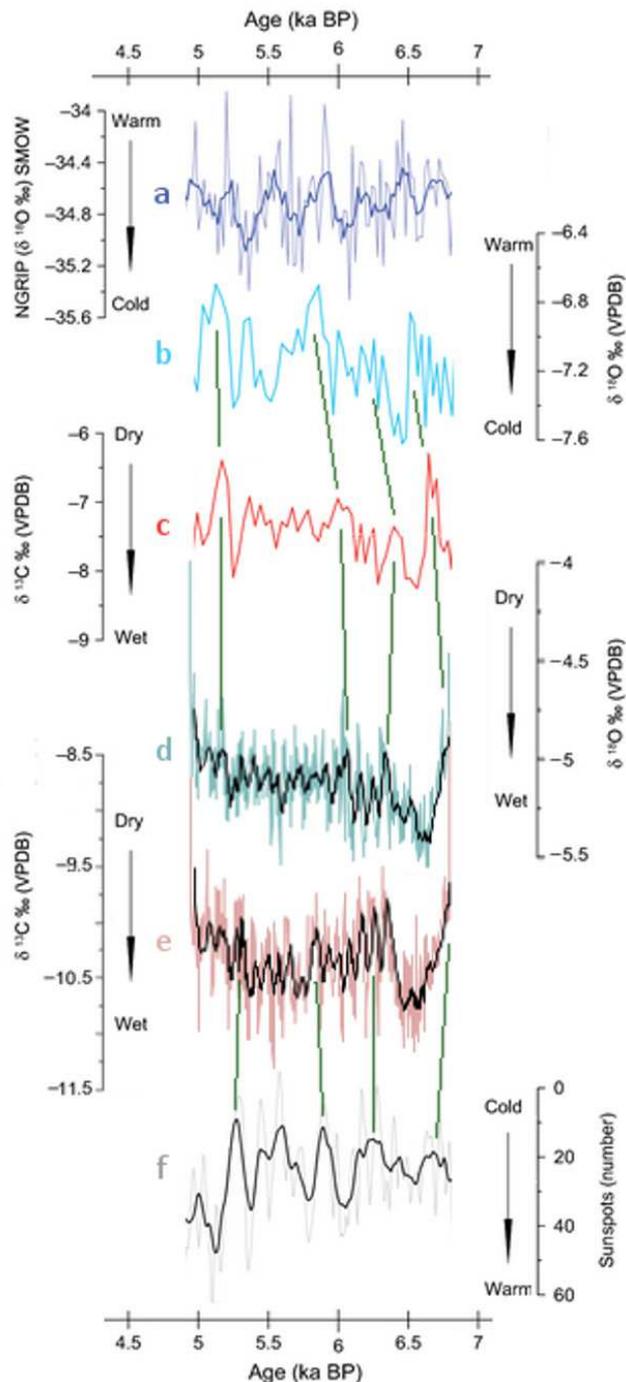


Fig. 6.26- Panel comparativo. a) registro de isótopos de oxígeno del *North Greenland Ice Core Project* (media móvil de 5 pt). b y c) registro del $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de la estalagmita MO-7 respectivamente. d y e) registro del $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de la estalagmita *Moreno* respectivamente. f) variación en la aparición de manchas solares. Modificado de Muñoz *et al.* (2015).

Con el objetivo de caracterizar mejor la periodicidad de los ciclos de la estalagmita *Moreno* y ver si, efectivamente, tienen relación con la actividad solar, se han realizado análisis de Fourier (Lomb periodogram y RED-FIT) y Wavelet sobre los registros de isótopos del $\delta^{18}\text{O}$ (**Fig. 6.27**) y sobre las variaciones del color verde en las gráficas RGB obtenidas mediante el NIS-Elements (**Fig. 6.28**).

A partir del análisis de Lomb periodogram sobre el $\delta^{18}\text{O}$ (**Fig. 6.27A**), se identifican dos máximos con $P < 0,01$ y uno con $P < 0,05$, que se corresponden con

ciclos periódicos de 990, 450 y 87 años. Esta última periodicidad también aparece muy clara en el análisis RED-FIT para este conjunto de datos por encima del nivel de confianza del 99%, junto con otras periodicidades de entre 14 y 12 años (**Fig. 6.27B**). Mediante el Wavelet analysis también se distinguen de manera intensa (colores rojos, naranjas y amarillos distribuidos horizontalmente) los ciclos de 87 años a lo largo de toda la estalagmita, aunque más acusados entre los 6000 y los 6.500 años BP (**Fig. 6.27C**). En esta representación gráfica vuelve a aparecer de manera uniforme la periodicidad de 450 años identificada mediante el Lomb periodogram, además de otra de mayor frecuencia pero de registro muy discontinuo en torno a los 31 años, y otras dos menos intensas pero presentes a lo largo de toda la estalagmita sobre los 250 y los 150 años.

En base a las variaciones en el color verde, tanto mediante el Lomb periodogram (**Fig. 6.28A**) como el RED-FIT (**Fig. 6.28B**) aparecen picos intensos, con $P < 0,01$ y por encima del nivel de confianza del 99%, correspondientes a periodicidades de 87, 25, 18 y 12 años. A partir del Wavelet analysis (**Fig. 6.28C**) también se identifican los ciclos periódicos de 87 años, uniformes a lo largo de la estalagmita y, al igual que con el registro de isótopos del oxígeno, con mucha mayor intensidad entre los 6.000 y los 6.500 años BP, y ciclos de 25 y 12 años (estos dos últimos distribuidos de manera discontinua a lo largo de la serie temporal de la estalagmita *Moreno*), además de otros algo más difusos sobre los 450, 250 y 150 años, pero continuos durante todo el desarrollo de la estalagmita.

Las periodicidades que más se repiten en todos los análisis espectrales realizados son las correspondientes a 450, 87, 25 y 12 años. Los ciclos de baja frecuencia, con 450 años, podrían correlacionarse con aquellos de 421 años registrados por Muñoz *et al.* (2015) en la cueva de Los Molinos, en Teruel. Estos autores también observan ciclos de 91 años que identifican como ciclos de Gleissberg (~83 años; Gleissberg, 1958) y que en *Moreno* estarían representados por los periodos de 87 años, al igual que los identificados por Duan *et al.*, (2014) en una estalagmita de Dongge Cave, en China. Los ciclos con periodos de 25 años corresponden aproximadamente con los ciclos de Hale (~22 años; Hale, 1908), mientras que los de 12 años se pueden correlacionar con los ciclos de Schwabe (~11 años; Schwabe, 1844).

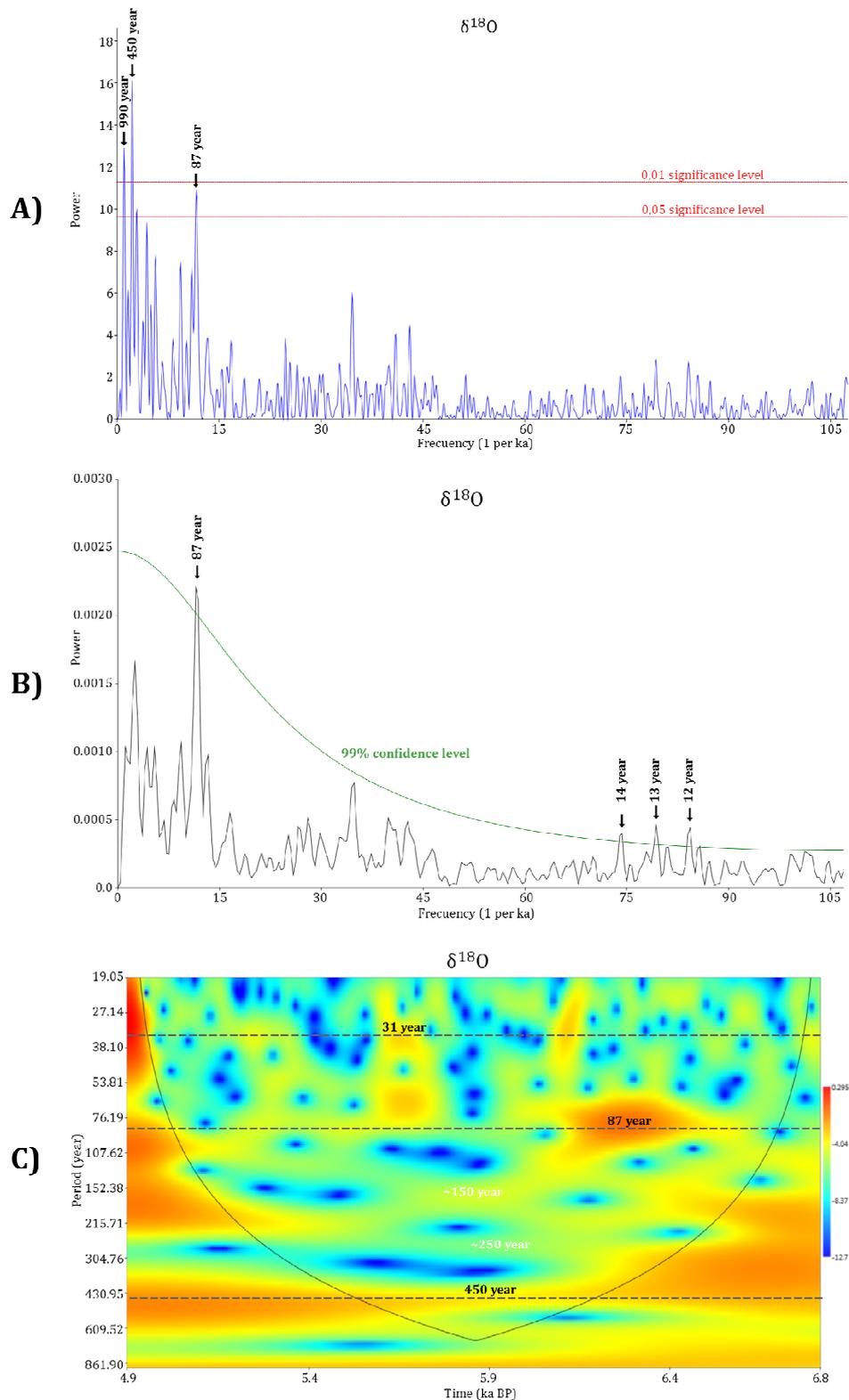


Fig. 6.27- Análisis espectrales a partir del registro de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$) en la estalagmita *Moreno*. A) Espectro obtenido mediante Lomb periodogram con los niveles de significación de 0,01 y 0,05 (líneas discontinuas rojas). Las flechas negras verticales marcan las periodicidades determinadas mediante este análisis. B) Espectro a partir del RED-FIT module con la línea de confianza al 99% (línea verde). Las flechas negras verticales marcan las periodicidades determinadas mediante este análisis. C) Análisis wavelet. El contorno marcado con la línea negra continua representa el cono de influencia, y las líneas horizontales discontinuas marcan la periodicidad de los ciclos más intensos.

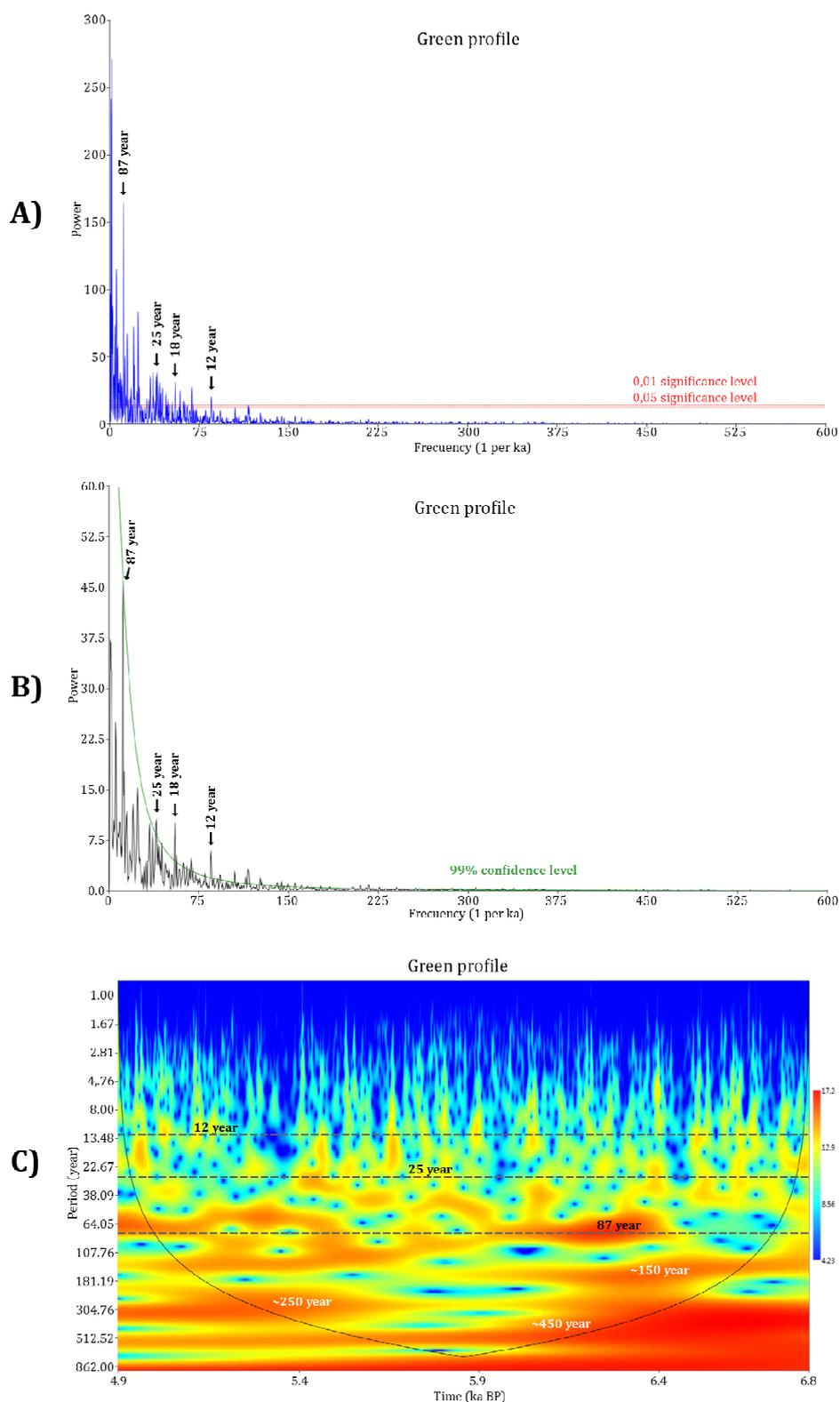


Fig. 6.28- Análisis espectrales a partir de la variación del color verde en la estalagmita *Moreno*. A) Espectro obtenido mediante Lomb periodogram con los niveles de significación de 0,01 y 0,05 (líneas discontinuas rojas). Las flechas negras verticales marcan las periodicidades determinadas mediante este análisis. B) Espectro a partir del RED-FIT module con la línea de confianza al 99% (línea verde). Las flechas negras verticales marcan las periodicidades determinadas mediante este análisis. C) Análisis wavelet. El contorno marcado con la línea negra continua representa el cono de influencia, y las líneas horizontales discontinuas marcan la periodicidad de los ciclos más intensos.

Además de estas periodicidades concordantes con ciclos solares conocidos, en los análisis mediante transformada Wavelet también aparecen, para ambos registros, periodos de ~150 y ~250 años de manera uniforme en la serie temporal, aunque de manera menos intensa 5,6 y los 6,1 ka BP (**Figs. 6.27C y 6.28C**). Estos ciclos tienen periodos de unos 50 años menores y 50 años mayores, respectivamente, que los ciclos De Vries-Suess (~204 años; De Vries, 1958; Suess, 1980). Muñoz *et al.* (2015) identifican ciclos de 170 años que correlacionan con los ciclos De Vries-Suess, y que podrían coincidir con los periodos de 150 años de *Moreno*, pero en este caso, al existir 50 años de diferencia, y otros ciclos de 250 años, no se puede asegurar esta correlación.

De esta manera, a partir de la comparación de los datos obtenidos en la estalagmita *Moreno* con otros registros y tras descartar los cambios en la circulación del Atlántico Norte como origen de la ciclicidad en ella observada, y apoyado con los análisis espectrales realizados, se puede atribuir de forma precisa la causa de la misma a variaciones en la insolación.

Este fenómeno también ha sido registrado en otros espeleotemas (p. ej. Shopov *et al.*, 2004) siendo éstos unos de los registros terrestres más fiables para determinar cambios en la insolación o en la luminosidad solar. Estos autores identifican ciclos solares comparando oscilaciones observadas en sus estalagmitas mediante luminiscencia con otros *proxies*, como núclidos cosmogénicos o la intensidad del campo geomagnético. Los ciclos de la estalagmita *Moreno* se hacen más patentes mediante la fluorescencia por UV, lo que apoya de manera más consistente su relación con la actividad solar.

6.3 CONCLUSIONES

- La combinación e integración de distintas técnicas analíticas en el estudio de la estalagmita *Moreno* ha permitido identificar oscilaciones de distinta frecuencia que parecen estar claramente relacionadas con variaciones en la tasa de precipitación, la actividad orgánica en los suelos (cobertura vegetal), y quizá también con la temperatura entre los 7.000 y los 5.000 años BP.

- Las diferentes ciclicidades observadas son indicativas de la presencia de variaciones climáticas a diferentes escalas temporales, desde la alta frecuencia, con

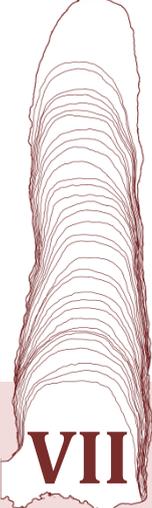
laminaciones anuales o estacionales, hasta ciclos centenales compuestos por fases multidecadales.

- Tras realizar diversas comparativas con otros registros modulados por cambios en la circulación del Atlántico Norte, se han descartado que fenómenos como la NAO o la AMO sean los responsables de las oscilaciones que presenta la estalagmita *Moreno*.

- A partir de los diferentes análisis realizados, estas ciclicidades se han relacionado, fundamentalmente, con variaciones en la insolación, apoyando la existencia de una alta sensibilidad de las áreas costeras del Atlántico Norte a cambios en la radiación solar durante el Holoceno. Se han identificado ciclos solares ya definidos previamente, como son los ciclos de Gleissberg, de Hale y de Schwabe, aparte de otros de menor frecuencia. Además, el registro completo de la estalagmita *Moreno* queda claramente correlacionado con el evento 4 de los ciclos de Bond, vinculados también a la variación solar durante toda esta época.

- Además de estas ciclicidades determinadas, el registro general de la estalagmita *Moreno* muestra una alta tasa de humedad durante el Holoceno Medio en el entorno de Goikoetxe, que disminuye paulatinamente desde los 6.300 años BP hasta mostrar una ligera aridez a partir de los 5.200 años BP. Esta tendencia hacia la aridez detectada coincide con lo propuesto por otros autores en registros de toda la Península y, por tanto, se le puede atribuir una posible causa puramente climática. Sin embargo, esta variación en la humedad no es lo suficientemente acusada como para ocasionar algún tipo de variación en la fábrica cristalina ni en la morfología del espeleotema.

- La coloración rojiza que caracteriza la gran mayoría de los espeleotemas de la Sala Roja de Goikoetxe parece estar ligada a una alta presencia de ácidos húmicos y fúlvicos en la estructura cristalina de la calcita, posiblemente procedentes de una espesa y bien desarrollada cobertura vegetal sobre la cavidad. Esto apoya los resultados obtenidos con el resto de *proxies* utilizados en esta tesis doctoral, que indican una alta tasa de humedad en la región durante, al menos, el Holoceno Medio.



CAPÍTULO VII

**COMPARATIVA ENTRE LOS
REGISTROS HOLOCENOS**

CAPÍTULO VII. COMPARATIVA ENTRE LOS REGISTROS HOLOCENOS

Como ya se ha visto en los capítulos V y VI, las estalagmitas holocenas de los dos sistemas kársticos estudiados ofrecen registros muy diferentes a pesar de haberse formado en intervalos cronológicos coetáneos (**Fig. 7.1**).

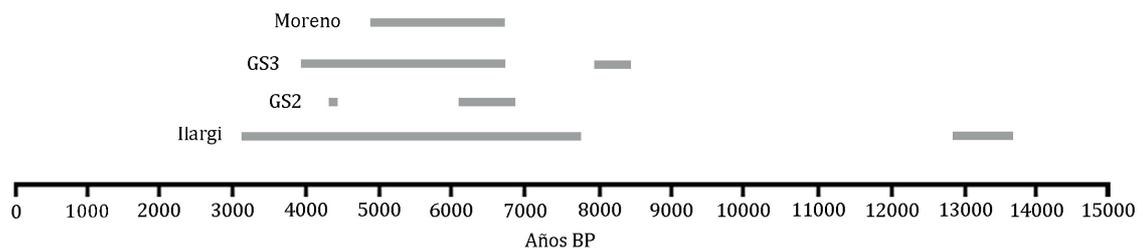


Fig. 7.1- Distribución cronológica de las estalagmitas estudiadas: *Ilargi*, *GS2* y *GS3* de Cueva Mayor de Atapuerca y *Moreno* de Goikoetxe.

A pesar de las grandes diferencias que existen en sus tasas de crecimiento (**Fig. 7.2**), cabe destacar la gran similitud en las edades de crecimiento entre las estalagmitas *GS2*, *GS3*, de Cueva Mayor, y *Moreno*, de Goikoetxe, que solapan parcialmente con *Ilargi*, también de Cueva Mayor. Sirva de ejemplo el gran desarrollo vertical que presenta la estalagmita de Goikoetxe, con 43 cm de altura abarcando 2.000 años entre los ~7 y los ~5 ka BP, frente a los escasos 2 cm del Tramo I de *GS2*, que abarca casi 1.000 años entre ~7 y ~6 ka BP.

Entre los 7.000 y los 6.000 años BP, rango cronológico en el que solapan todas las estalagmitas estudiadas en el presente trabajo (**Fig. 7.2**), se produce un gran crecimiento en *GS3* y *Moreno*, con tasas de crecimiento de 0,1 y 0,2 mm/año respectivamente, indicando un relativamente alto goteo sobre ellas. Para este intervalo de edades la tasa de crecimiento *GS2* es bastante más baja, creciendo 0,02 mm/año. Contrastando con el resto de estalagmitas, *Ilargi* presenta una tasa de crecimiento sorprendentemente lenta, de 0,004 mm/año, coincidiendo con la recuperación de la precipitación carbonática tras el largo hiato presente en ella (**Fig. 5.8**).

En torno a los 6.000 años BP, la estalagmita *Ilargi* experimenta un acusado aumento en el crecimiento, alcanzando su tasa máxima sobre los 0,08 mm/años, muy similar a la de su inicio. Hacia los 5.300 años BP esta estalagmita sufre una caída en la tasa de crecimiento, de manera casi simultánea a la estalagmita *Moreno*, que la experimenta hace 5.200 años. Una caída en los valores de *GS3* también se aprecia cerca de estas cronologías, pero de manera algo previa a las otras dos estalagmitas, en torno a los 5.500 años BP.

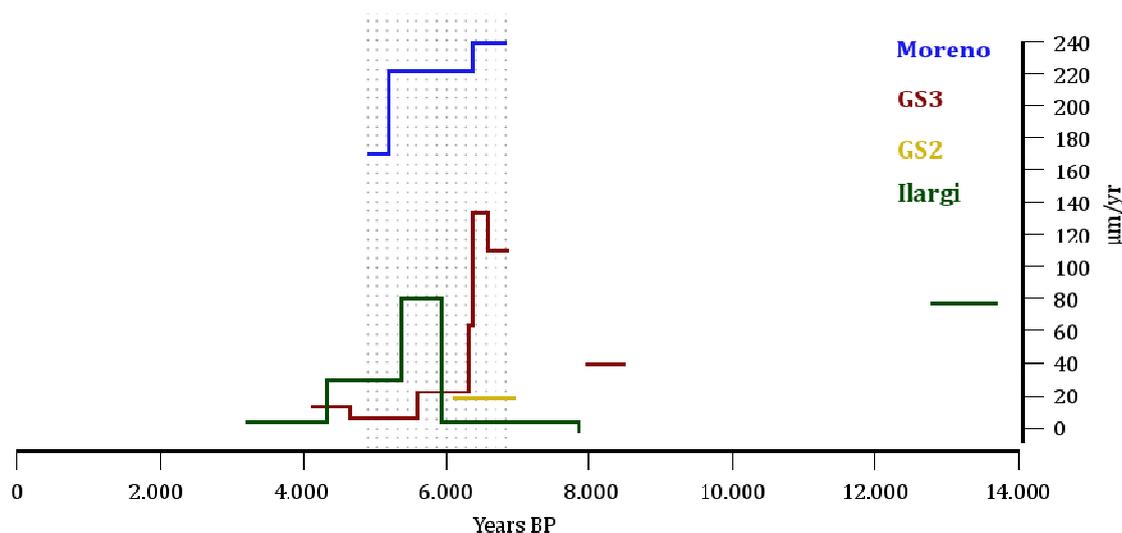


Fig. 7.2- Tasas de crecimiento de las estalagmitas estudiadas: *Ilargi*, *GS2* y *GS3* de Cueva Mayor de Atapuerca y *Moreno* de Goikoetxe. La zona sombreada representa el intervalo de edad para el que solapan las cuatro. Nótese la gran diferencia en los rangos entre las estalagmitas de Atapuerca, agrupadas en la zona inferior de la gráfica, y la estalagmita de Goikoetxe.

Las condiciones ambientales parecen volverse gradualmente más secas alrededor de los 5.300 años BP en ambas regiones, como puede deducirse de las tasas de crecimiento en las estalagmitas *Ilargi*, *GS3* y *Moreno*, y a partir de los registros isotópicos de esta última. Esta aridez, como ya se ha visto anteriormente, coincide con trabajos realizados por otros autores en la Península Ibérica a partir de diversos registros paleoclimáticos (Jalut *et al.*, 2009; Martínez-Cortizas *et al.*, 2009; Cacho *et al.*, 2010; Stoll *et al.*, 2013).

Los rangos cronológicos de crecimiento de las estalagmitas holocenas estudiadas en esta tesis doctoral se han añadido a los registros de Moreno *et al.* (2010), donde se representan las fases de crecimiento durante el Pleistoceno

Superior y el Holoceno (recogiendo los últimos 15 ka) de múltiples espeleotemas en cavidades del NE peninsular (**Fig. 7.3**).

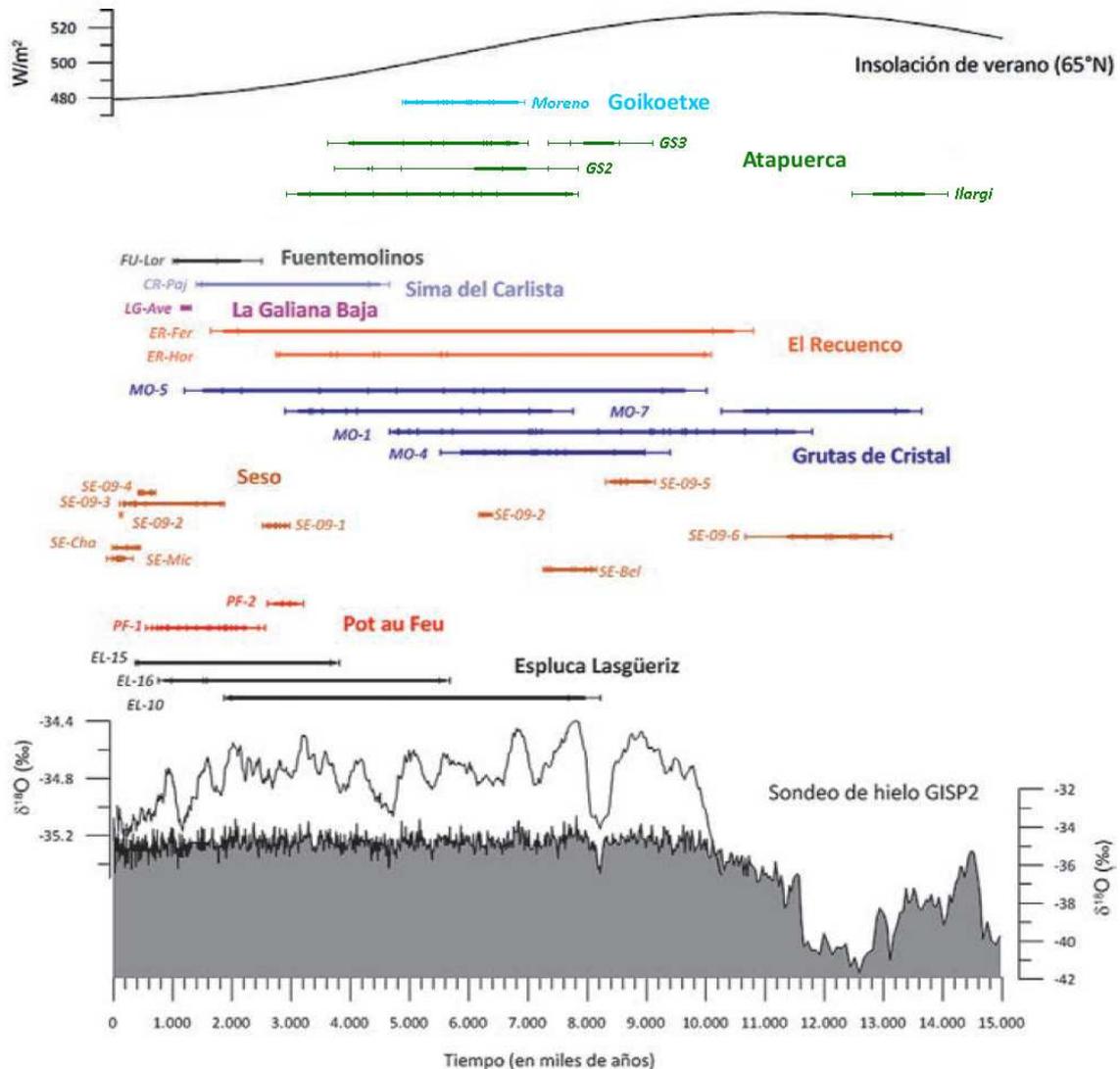


Fig. 7.3- Etapas de crecimiento de espeleotemas en el norte peninsular en los últimos 15.000 años, junto con la curva de isótopos de oxígeno obtenida en el sondeo GISP2 (Meese *et al.*, 1997) (media móvil de 300 años) y la curva de la insolación de verano (65° N). Cada color indica una cavidad, cuyo nombre aparece a su derecha. Modificado de Moreno *et al.* (2013).

A nivel petrográfico, la clara diferencia entre las fábricas cristalinas que forman las estalagmitas de Atapuerca (fundamentalmente dendríticas y microcristalinas) y la que forma la estalagmita de Goikoetxe (puramente columnar) ya ofrece la primera característica distintiva de las condiciones climáticas en ambas regiones peninsulares. Por un lado, la fábrica dendrítica de Atapuerca es indicativa de unas

precipitaciones variables, con momentos de casi nula infiltración y fluctuaciones en la saturación en carbonato de las aguas percolantes (Frisia *et al.*, 2000; 2002; Frisia y Borsato, 2010; Frisia, 2015). Estas condiciones coinciden con lo observado en los datos polínicos de la secuencia de El Portalón, donde aparecen taxones típicos de climas húmedos alternando con taxones xéricos. Sin embargo, para las mismas cronologías, en Goikoetxe se están produciendo gran cantidad de precipitaciones que crean una textura columnar, indicativa de una saturación en carbonato relativamente baja y constate, y sin variaciones acusadas en una relativamente alta tasa de goteo (Frisia *et al.*, 2000; 2002; Frisia y Borsato, 2010; Frisia, 2015).

La presencia de rupturas sedimentarias e hiatos temporales en las estalagmitas de Atapuerca, y su ausencia en *Moreno*, apoya la diferente forma en que se registran los procesos climáticos del exterior en cada región, quizá debido a la alta tasa de precipitaciones en la cornisa cantábrica, donde las fluctuaciones climáticas no parecen tener tanta influencia como para modificar la precipitación del carbonato. Sin embargo, oscilaciones de menor magnitud moduladas por ligeras variaciones en la humedad y en la productividad vegetal (en este caso ocasionadas por cambios en la radiación solar) sí parecen quedar claramente registradas en estalagmitas costeras del norte peninsular (p. ej. *Moreno* en esta tesis; Muñoz *et al.*, 2015). Esto coincidiría con lo expuesto por Borsato *et al.*, 2015, quienes indican que espeleotemas formados a altitudes mayores de 1,5 km sobre el nivel del mar pueden registrar de manera óptima periodos glaciares e interglaciares, mientras que espeleotemas formados a bajas altitudes son mejores archivos sobre cambios hidrológicos. Además, la presencia de la Cordillera Cantábrica, con una orientación E-O, intensifica las diferencias entre ambas regiones ya que actúa como barrera geográfica reteniendo las lluvias y la humedad en la costa e impidiendo su paso hacia la meseta.

Tanto las diferencias en las fábricas cristalinas, como la aparición de disconformidades sedimentarias durante el crecimiento, quedan patentes en las reconstrucciones tomográficas realizadas en las estalagmitas estudiadas (*Ilargi*, *GS2*, *GS3* y *Moreno*). Esta técnica es, por tanto, un método muy útil para distinguir variaciones estructurales en la disposición de los cristales carbonáticos, incluyendo la distribución de la porosidad, basándose en las variaciones de densidad en el

interior de las estalagmitas. En el caso de los espeleotemas de Atapuerca, esta técnica ha permitido correlacionar la estructura interna observada bajo microscopía, identificando las diferentes fábricas texturales así como su alteración o modificación mediante la presencia de partículas detríticas y/o superficies erosivas según sus distintas densidades, y permitiendo observar su distribución 3D. Para la estalagmita *Moreno*, cuya homogeneidad petrográfica es constante durante todo su crecimiento, los resultados tomográficos no aportan información adicional a la obtenida bajo *visu* o microscopía, ya que no presenta variaciones en la densidad al no modificarse la estructura del carbonato.

En respuesta a la luminiscencia, las dos estalagmitas fotografiadas bajo luz UV (*Ilargi* y *Moreno*) ofrecen grandes contrastes según la incorporación de materia orgánica procedente de compuestos vegetales (bien degradación de la cobertura edáfica, o bien aporte de productos de combustión). En el caso de la estalagmita de Atapuerca, el mayor contraste se obtiene con la aparición de los niveles de hollín, identificados y caracterizados mediante otras analíticas como SEM-EDS, aunque entre los tres tramos de crecimiento delimitados bajo *visu* también pueden observarse ligeras diferencias en el contenido en materia orgánica dentro del carbonato. En comparación, el tramo menos luminiscente es el intermedio, relacionado con una alta tasa de goteo que, posiblemente, dificultase la permanencia de las aguas en los suelos suprayacentes durante el tiempo suficiente como para incorporar materia orgánica en su interior. Para la estalagmita de Goikoetxe esta técnica ha sido imprescindible para poder determinar la aparición del bandeado que caracteriza su registro, así como las laminaciones internas de posible carácter anual que marcan su crecimiento. En ella se manifiestan momentos cíclicos de mayor y menor incorporación de materia orgánica en relación a variaciones en la tasa de precipitación y, seguramente, a la densidad de la cobertura vegetal sobre la cueva.

Isotópicamente es algo difícil comparar los registros de las tres estalagmitas analizadas (*Ilargi*, *GS3* y *Moreno*) dadas las diferencias en las tasas de crecimiento y, por tanto, en la resolución de los puntos de muestreo en cada una de ellas. Es posible observar una sutil similitud entre los perfiles del $\delta^{18}\text{O}$ de *GS3* y *Moreno* (**Fig. 7.4**), con tendencias desde valores más ligeros hacia valores más pesados, y encontrándose los valores mínimos entre los 6.500 y los 6.000 años BP en ambas

estalagmitas. En la gráfica de *GS3*, además, puede observarse para este rango cronológico, una oscilación de gran amplitud y relativamente alta frecuencia (65-135 años calculados mediante *StalAge*) que podría tener alguna relación con la que presenta *Moreno*. Estas dos estalagmitas presentan un rango de valores muy similar (entre -6‰ y -4‰) mientras que, en *Ilargi*, el rango de valores es un 2‰ más negativo. Esta diferencia existente entre *GS3* e *Ilargi*, perteneciendo al mismo sistema kárstico podría estar explicada quizá por la manera en que el agua forma a cada una de ellas, ya que la estalagmita *GS3* parece provenir de una fisura en la roca caliza, al igual que la estalagmita *Moreno*, mientras que la estalagmita de Estatuas proviene de la microporosidad de la roca.

En cuanto al contenido elemental, la distribución de los distintos elementos en las estalagmitas analizadas mediante ICP-AES varía en función de las condiciones de formación de cada una de ellas y los procesos por los que se ven afectadas. Para todas las estalagmitas de Atapuerca, como se ha visto en el Capítulo V, elementos biófilos como Fe, Ni, P y Zn tienden a aparecer en mayores concentraciones en los niveles de hollín que las caracterizan o, en el caso del P, también asociado a restos de guano, tanto en la estalagmita *Ilargi* como en *GS3*. En la estalagmita *Moreno* (Capítulo VI) estos elementos no parecen marcar tendencias ni variar su concentración en relación de la materia orgánica, siendo el Sr, Mg y Ba los que mayor información aportan. Las variaciones de estos elementos en *Moreno* coinciden con los bandeados observados bajo luz UV y con la fluctuación detectada en los isótopos. Estos tres elementos, indicativos de variaciones en la humedad y temperatura en las condiciones de formación de espeleotemas (p. ej. Fairchild *et al.*,

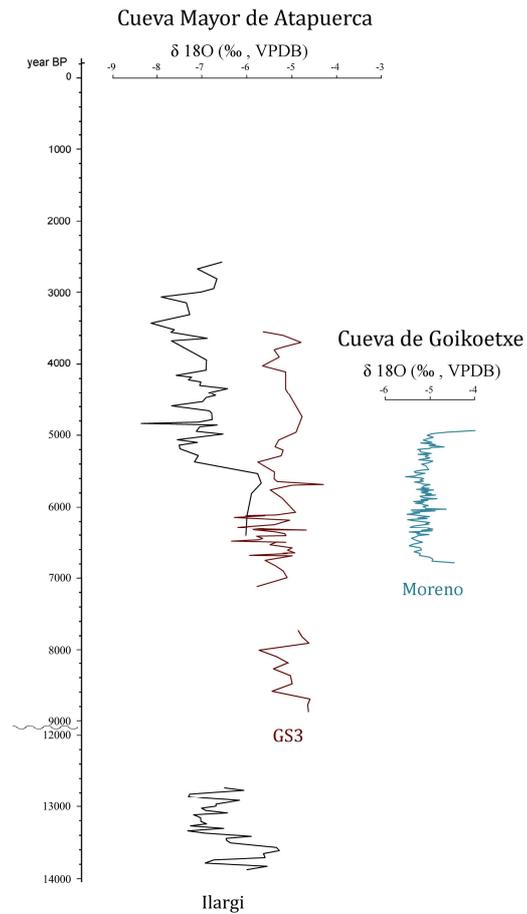


Fig. 7.4- Curvas del $\delta^{18}\text{O}$ obtenidas para las estalagmitas *Ilargi*, *GS3* y *Moreno*.

2000; Fairchild y Treble, 2009), no parecen mostrar grandes tendencias en las estalagmitas de Atapuerca, obteniéndose unos perfiles cuyas variaciones no presentan relación con sus tasas de crecimiento o con los niveles negros. En *Ilargi* y *GS3*, el Mg y el Sr presentan el mismo rango de valores que *Moreno* (entre 0,2 y 1,5 mmol/molCa), sin embargo, para el Ba, *Ilargi* presenta un orden de magnitud mayor que las otras dos estalagmitas.

Para la estalagmita *GS3*, al igual que ocurría con la cueva isotópica del $\delta^{18}\text{O}$, en la zona intermedia de su crecimiento estos tres elementos parecen mostrar unas oscilaciones de mayor frecuencia, estando mejor representadas por la curva de variación del Mg.

En la **Fig. 7.5** se han representado juntas las gráficas de estos tres elementos para las estalagmitas *Ilargi*, *GS3* y *Moreno* respecto a su edad. *GS1* y *GS2* no se han incluido debido a su escaso desarrollo, a la limitación de las dataciones y a la baja resolución de los muestreos realizados sobre ellas; lo que impide realizar una comparativa detallada.

A pesar de que las estalagmitas de Atapuerca se encuentran en una cavidad conformada en calizas con vetas dolomitizadas, la similitud en el orden de incorporación del Mg respecto a la estalagmita de Goikoetxe permite discriminar su origen en la roca caja. Por tanto, el aporte de Mg a partir de las dolomías circundantes no parece ser significativo durante el lixiviado a través de la roca.

En algunos momentos puntuales del crecimiento de *Ilargi* y de *GS3*, puede observarse una ligera covariación en los perfiles del Mg y del Sr. Según algunos autores (Fairchild *et al.*, 2000; Fairchild y Baker, 2012), esto sucede bajo condiciones de *Prior Calcite Precipitation* (PCP). La PCP se produce en momentos de mayor sequedad ambiental, cuando la desgasificación de la gota se produce en el interior de la roca en vez de en contacto con el aire en el interior de la cavidad.

Para ninguna de las tres estalagmitas estudiadas se han obtenido resultados significativos mediante XRF-CS. Esto se debe a que, para esta técnica, las concentraciones de los elementos presentes en estos espeleotemas no son suficientemente altas y quedan por debajo de los límites de detección del equipo.

Por tanto, no es posible realizar una comparativa entre las dos técnicas de análisis elemental utilizadas en esta tesis.

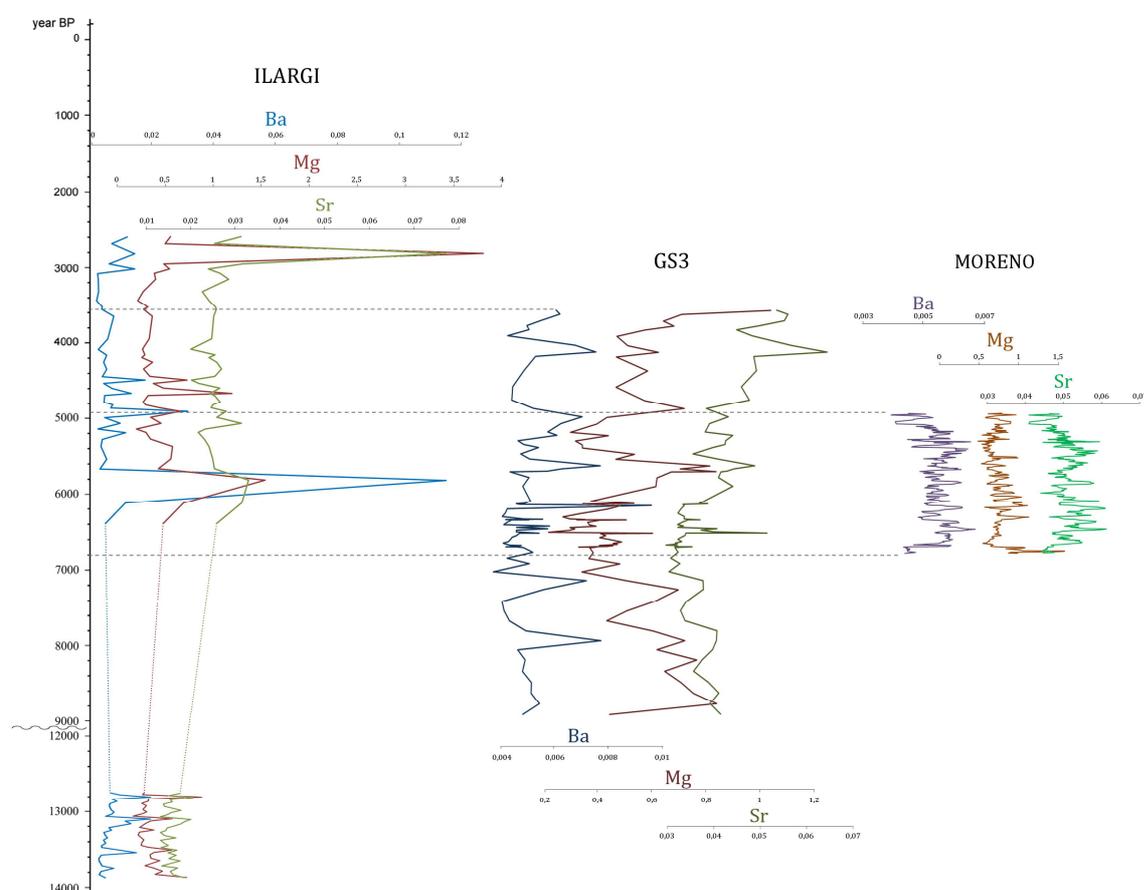


Fig. 7.5- Comparativa entre los registros elementales de Ba, Mg y Sr en tres de las estalagmitas analizadas mediante ICP-AES (*Ilargi* y *GS3*, de Cueva Mayor, y *Moreno* de Goikoetxe).

Para la estalagmita *Moreno*, además, con el fin de caracterizar las periodicidades de los ciclos que presenta, se realizaron análisis espectrales. A partir de éstos se comprobó que dentro de la ciclicidad existen oscilaciones de baja frecuencia, representadas por ciclos de 450, 250 y 150 años, oscilaciones de media frecuencia, con ciclos de 87 años, y oscilaciones de alta frecuencia con ciclos de 25 y 12 años. Todos ellos coinciden con ciclos solares identificados y estudiados previamente por otros autores (Schwabe, 1844; Hale, 1908; De Vries, 1958; Gleissberg, 1958; Suess, 1980; Duan *et al.*, 2014; Muñoz *et al.*, 2015), quedando así del todo patente la relación entre el registro de la estalagmita *Moreno* y la actividad solar.

Para comprobar si los ciclos observados en la estalagmita *GS3* a partir de los isótopos y de los elementos traza podrían coincidir también con ciclos solares, o bien con otras modulaciones atmosféricas, se llevaron a cabo los mismos análisis espectrales que en la estalagmita *Moreno*. Se realizaron análisis de frecuencia a partir de los datos del $\delta^{18}\text{O}$, de la distribución del Mg, y de la curva de variación del color verde a lo largo de toda la estalagmita; sin embargo, los resultados obtenidos muestran la ausencia de ciclicidades significativas. Esto mismo sucede para la estalagmita *Ilargi*, a partir de los dos *proxies* utilizados para la aplicación de los análisis espectrales ($\delta^{18}\text{O}$ y curva de variación del color verde a lo largo de todo el espeleotema). Dada la recurrencia en la aparición de láminas de origen antrópico en sus estructuras internas es de esperar que éstas influyan en el registro de la señal climática. Sería interesante enfocar un estudio más detallado de aquellos tramos libres de actividad humana, realizando un mayor número de dataciones en ellos para aumentar la resolución de las tasas de crecimiento y determinar posibles ciclicidades.

Para el estudio de la laminación en los espeleotemas utilizados en este trabajo, se ha realizado un primer conteo aproximado mediante el software NIS_Elements a partir de las variaciones en los colores RGB. Con este programa han podido delimitarse los distintos tramos de crecimiento de cada estalagmita y contar, mediante las variaciones de color observadas, el número de láminas que abarca cada uno. Si bien ha resultado útil para determinar si el origen de esta laminación puede ser anual o no, y para caracterizar periodicidades en las oscilaciones de la estalagmita *Moreno*, es necesario el uso de software más específico (p. ej. WinGeo Lamina©) para incidir en este estudio con mayor exhaustividad y determinar variaciones estacionales. A partir de este conteo de láminas, y cruzando los datos con nuevas dataciones, sería posible realizar nuevos análisis espectrales y determinar si existen oscilaciones de alta frecuencia, tanto en *Moreno* como en el resto de estalagmitas aquí estudiadas.

Tras el empleo de varios y diversos métodos analíticos en estalagmitas pertenecientes a dos sistemas kársticos independientes, Cueva Mayor de Atapuerca y el Sistema Malloku con la Cueva de Goikoetxe en su interior, se ha comprobado que éstas apenas presentan similitudes en las técnicas utilizadas.

Además de la gran diferencia existente en sus tasas de crecimiento, que impide realizar una comparativa realista debido a las distintas resoluciones de muestreo, esto es indicativo de que, a pesar de ser coetáneas, estalagmitas de diferentes regiones climáticas registran diferentes procesos climáticos y ambientales a distintas escalas. Las estalagmitas de Atapuerca, zona de meseta, muestran con gran intensidad cambios climáticos globales, como pueden ser el *Younger Dryas* o el *Evento 8.2*, mientras que la estalagmita de Goikoetxe, situada en la costa cantábrica, es un claro archivo sobre cambios hidrológicos en la zona, en este caso modulados por los ciclos de la actividad solar.

SÍNTESIS Y CONCLUSIONES GENERALES

SÍNTESIS Y CONCLUSIONES GENERALES

1. En esta Tesis Doctoral se ha incidido en el registro paleoclimático de estalagmitas pertenecientes al complejo kárstico de Cueva Mayor de Atapuerca, realizando una comparativa con otros *proxies* como el registro polínico o las secuencias arqueológicas, y se ha establecido una secuencia paleoambiental general para la zona durante el Pleistoceno Superior y el Holoceno.

Además, para el Holoceno, se ha realizado una comparativa entre dos cuevas de regiones climáticas distintas de la Península Ibérica (Cueva Mayor de Atapuerca, en la provincia de Burgos, y la Cueva de Goikoetxe en Bizkaia) utilizando las mismas técnicas analíticas para comprobar su utilidad en cada región y poder establecer diferencias en la forma en que se registran los procesos climáticos.

2. En relación a la espeleogénesis, la roca encajante en ambas zonas es cretácica, pero de distinta edad y litología: En Atapuerca dominan las calizas y dolomías de textura equigranular, del Cretácico Superior (Turoniense-Santoniense), donde la infiltración del agua de lluvia se produce tanto por fisuras en la caliza como a través de la microporosidad en la dolomía. En Goikoetxe la roca es puramente caliza de textura micrítica, formada en el Cretácico Inferior (Albiense-Aptiense), donde predomina la infiltración por fisuras.

La distinta manera en que el agua llega al interior de la cavidad no parece influir ni en las texturas cristalinas ni en el registro de las variaciones ambientales, como puede deducirse de la comparativa entre las estalagmitas de Atapuerca, *Ilargi*, formada por el goteo a través de la porosidad de la dolomía, y *GS3*, formada a partir de una fisura en la caliza. Sin embargo sí parece afectar al fraccionamiento isotópico, variando el rango de valores, siendo un 2% más elevado en la estalagmita *GS3*. Este rango de valores coincide con el de la estalagmita *Moreno* de Goikoetxe, también formada a partir de una fisura en la roca caja.

En Atapuerca, como trabajo previo, se ha realizado una primera aproximación al estudio de los distintos tipos de precipitados existentes en el interior del karst, así como su distribución y cronología. Ha podido observarse que las diferentes fases de crecimiento espeleotémico se correlacionan con distintos eventos de aporte hídrico, que ocurren de manera independiente en diferentes puntos del sistema kárstico.

La presencia de espeleotemas en Atapuerca se hace patente desde hace 1,2 Ma hasta la actualidad de manera discontinua, existiendo una alternancia entre momentos de formación espeleotémica y momentos de aporte detrítico. Puede apreciarse un importante declive en la abundancia hídrica desde el Pleistoceno Inferior, con desarrollos de potentes coladas estalagmíticas en todo el sistema kárstico, hasta el Holoceno, donde predominan las formas de goteo en los dos pisos superiores del karst. Esta tendencia hacia condiciones de menos humedad también puede identificarse en la cueva de Goikoetxe, donde las fases más antiguas, de más de 350.000 años, son potentes *flowstones*, mientras que a partir de los 140.000 años, y hasta la actualidad, sólo aparecen formas de goteo.

En su mayoría, la formación de espeleotemas en Atapuerca puede vincularse a los estadios isotópicos marinos cálidos, aunque su desarrollo no cesa en algunos de los estadios fríos, indicando una continuidad en la disponibilidad hídrica en momentos climáticos aparentemente menos propicios.

3. Durante las reconstrucciones paleoclimáticas se ha comprobado que la diferente situación geográfica de ambas cavidades muestra distintos patrones de formación y crecimiento de espeleotemas, tanto a nivel petrológico como geoquímico. Estas diferencias en el crecimiento están relacionadas con las fluctuaciones climáticas de cada área, sobre todo en relación a las tasas de precipitaciones, indicando diferentes umbrales climáticos entre regiones de influencia mediterránea y aquellas dominadas por un régimen Atlántico, coincidiendo con lo expuesto anteriormente por otros autores.

Las estalagmitas de Cueva Mayor de Atapuerca, situadas en un clima templado/frío y seco, de marcado carácter mediterráneo, presentan tasas de crecimiento más lentas e incluso hiatos estratigráficos asociados a cambios en las condiciones de disponibilidad hídrica, que pueden ser correlacionados con cambios climáticos a nivel global. La capacidad del agua de disolver la roca caliza se vería disminuida por condiciones poco propensas para el desarrollo de la cobertura vegetal y la precipitación del carbonato estaría, por tanto, ligada a momentos de mejora climática.

Para el Pleistoceno Superior, momento en el que se inicia la última fase de precipitación carbonática en el interior de las cavidades de Atapuerca, se registra un

incremento en la humedad y temperatura que coincide con el intervalo climático cálido global *Bølling-Allerød*.

Durante el Holoceno, tanto a partir del registro de las estalagmitas de Atapuerca, como su comparación con secuencias polínicas vecinas, es posible identificar ciertos episodios erosivos que, cronológicamente, podrían correlacionarse con los eventos climáticos globales del *Younger Dryas* y el *Evento 8.2*, además de otras fluctuaciones de menor intensidad, tanto en la temperatura como en la tasa de precipitaciones, en el entorno de Atapuerca.

Destaca, en los últimos 8.000 años, el registro de la actividad de poblaciones humanas prehistóricas, desde el Neolítico hasta la Edad del Bronce, en el interior de las estalagmitas de Atapuerca. Estas actividades no quedan solamente registradas a modo de niveles de hollín en el interior de los espeleotemas, sino que también quedan patentes por una clara tendencia hacia la aridificación climática hacia techo, intensificada por la posible deforestación de la zona con el inicio de la agricultura. Esta tendencia queda patente en otros estudios comparativos, como la palinología y el registro arqueológico del yacimiento cercano de El Portalón.

En la cueva de Goikoetxe, situada por el contrario en un ambiente climático más cálido y húmedo dominado por la entrada de frentes Atlánticos, los espeleotemas presentan grandes desarrollos. En esta región, las variaciones de temperatura parecen ser menos acusadas y los registros climáticos están dominados por la tasa de precipitaciones, siempre suficientemente abundantes como para no detener ni ralentizar el crecimiento espeleotémico.

La estalagmita *Moreno* muestra unas ligeras variaciones en la humedad que contrastan con los cambios más bruscos observados en la zona de Atapuerca. En su interior, esta estalagmita preserva un gran contenido en materia orgánica procedente de la degradación de la cobertura vegetal, bien desarrollada, que fluctúa cíclicamente ofreciendo un bandeado en la estratigrafía interna del espeleotema. La producción de materia orgánica en los suelos ha resultado estar íntimamente relacionada con variaciones en la insolación en ciclos de 12, 25 y 87 años para el Holoceno medio, coincidiendo con los conocidos ciclos de Schwabe, Hale y Gleissberg respectivamente, además de otras oscilaciones de baja frecuencia representadas por ciclos de 150, 250 y 450 años.

La coloración rojiza que caracteriza los espeleotemas de la cueva de Goikoetxe no tiene ninguna relación con la presencia de compuestos inorgánicos en la estructura carbonática, y parece ser consecuencia de la incorporación de ácidos húmicos y fúlvicos derivados de la degradación de la cobertura vegetal.

4. La aplicación de diferentes y variadas técnicas de análisis para un mismo espeleotema ha permitido una interpretación paleoambiental más completa de ambas zonas climáticas, y se ha comprobado que no todas las técnicas de estudio son igualmente válidas para todas las estalagmitas, poniendo en relevancia la necesidad de combinarlas entre sí.

En el caso de espeleotemas de climas de mayor contraste, como es el caso de Atapuerca, la petrología, la tomografía computarizada y el contenido en elementos biófilos (Ni, P, S, Zn) han ofrecido la mayor información a la hora de caracterizar el clima durante el Pleistoceno Superior y el Holoceno, así como momentos de presencia antrópica en el interior de las cavidades.

Para espeleotemas de climas más suaves y con una alta tasa de precipitaciones, como sucede en Goikoetxe, la incorporación de materia orgánica en la estructura cristalina, determinada mediante la fotografía UV, el registro de isótopos estables y el contenido en elementos mayoritarios (Ba, Mg, Sr) han sido claves para determinar ciclos en la productividad vegetal y en la tasa de precipitaciones.

5. Con todo lo anterior, se han cumplido todos los objetivos propuestos para el desarrollo de esta Tesis Doctoral. La caracterización petrográfica y geoquímica de distintos espeleotemas de dos entornos climáticos diversos ha permitido establecer las secuencias paleoambientales en ambas cavidades y su comparación entre sí; la determinación de la influencia antrópica en el crecimiento y señal registrada en los espeleotemas y la comprobación de la utilidad o validez de cada técnica de análisis en los diferentes registros.

REFERENCIAS

REFERENCIAS

AEMET, I.M. (2011). *Atlas Climático Ibérico - Temperatura do ar e Precipitação (1971-2000)*. Agencia Estatal de Meteorologia, Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino e Instituto de Meteorologia de Portugal (Eds.), 79 p.

Affolter, S., Hauselmann, A.D., Fleitmann, D., Hauselmann, P., Leuenberger, M. (2015). Triple isotope (δD , $\delta^{17}O$, $\delta^{18}O$) study on precipitation, drip water and speleothem fluid inclusions for a Western Central European cave (NW Switzerland). *Quaternary Science Reviews*, **127**: 73-89.

Ahn, J., Brook, E.J. (2008). Atmospheric CO₂ and Climate on Millennial Time Scales During the Last Glacial Period. *Science*, **322**: 83-85.

Alley, R.B., Agustsdottir A.M. (2005). The 8 k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews*, **24** (10-11): 1123-1149.

Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C., Clark, P.U. (1997). Holocene climatic instability: a prominent, widespread event 8200 years ago. *Geology*, **25**: 483-486.

Alonso-Zarza, A.M., Martín-Pérez, A, Gil-Peña, I., Martínez-Flores, E., Muñoz-Barco, P. (2005). Formación de dolomita y huntita en depósitos de *moon-milk* en la Cueva de Castañar de Ibor (Cáceres). *Geogaceta*, **38**: 247-250.

Anderson, R.J., Bendell, D.J., Groundwater, P.W. (2004). *Organic Spectroscopic Analysis*. Royal Society of Chemistry, Cambridge, 182 p.

Aranburu, A., Arriolabengoa, M., Iriarte, E., Giral, S., Yusta, I., Martínez-Pillado, V., del Val, M., Moreno, J., Jiménez-Sánchez M. (2015). Karst landscape evolution in the littoral area of the Bay of Biscay (north Iberian Peninsula). *Quaternary International*, **364**: 217- 230.

Aranburu, A., Arsuaga, J.L., Sala, N. (2017). The stratigraphy of the Sima de los Huesos (Atapuerca, Spain) and implications for the origin of the fossil hominin accumulation. *Quaternary International*, **433** (A): 5-21.

Aranburu, A., Iriarte, E., Yusta, I., Giralt, S., Martínez-Pillado, V., Rentería, I., Suárez, A., Arriolabengoa, M. (2011). Estudio paleoambiental a partir de precipitados químicos: espeleotemas de la Sala Roja (Cueva Goikoetxe, Busturia, Bizkaia). *Karaitza. Monográfico "La cueva de Goikoetxe y el karst de Peña Forua"*, 101-115.

Aranburu, A., Martínez-Pillado, V., García, F., Arsuaga, J. L., Alcázar de Velasco, A. Bonmati, A., García, N., Gracia, F., Gómez, A., Lira, J., Lorenzo, C., Martínez, I., Ortega, A.I., Pablos, A., Pantoja, A., Quam, R., Sala, N. (2012). La variabilidad de los rellenos endokársticos de la Galería de Estatuas (Atapuerca, Burgos) y su caracterización paleoambiental. *Avances de la Geomorfología en España*, 397-400.

Aranzabal, G., Maeztu, J.J. (2011). El Sistema Malloku y el Karst de Peña Forua (Busturia, Bizkaia). La Aportación Espeleológica al Proyecto Goikoetxe de Custodia del Territorio. *Karaitza. Monográfico "La cueva de Goikoetxe y el karst de Peña Forua"*, 12-41.

Arnold, L.J., Demuro, M., Parés, J.M., Pérez-González, A., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E. (2015). Evaluating the suitability of extended-range luminescence dating techniques over early and Middle Pleistocene timescales: Published datasets and case studies from Atapuerca, Spain. *Quaternary International*, **389**: 167-190.

Arrhenius, G. (1952). Sediment cores from the East Pacific. *Reports of the Swedish Deep-Sea Expedition 1947-1948*, **5** (1): 227 p.

Arsuaga, J.L., Gómez-Olivencia, A., Sala, N., Martínez-Pillado, V., Pablos, A., Bonmatí, A., Pantoja-Pérez, A., Lira-Garrido, J., Alcázar de Velasco, A., Ortega, A.I., Cuenca-Bescós, G., García, N., Aranburu, A., Ruiz-Zapata, B., Gil-García, M.J., Rodríguez-Alvarez, X.P., Ollé, A., Mosquera, M. (2017). Evidence of paleoecological changes and Mousterian occupations at the Galería de las Estatuas site, Sierra de Atapuerca, norther Iberian plateau, Spain. *Quaternary Research*, **88**: 345-367.

Arsuaga, J.L., Martínez, I., Arnold, L.J., Aranburu, A., Gracia-Téllez, A., Sharp, W.D., Quam, R.M., Falguères, C., Pantoja-Pérez, A., Bischoff, J., Poza-Rey, E., Parés, J.M., Carretero, J.M., Demuro, M., Lorenzo, C., Sala, N., Martín-Torres, M., García, N., Alcázar de Velasco, A., Cuenca-Bescós, G., Gómez-Olivencia, A., Moreno, D., Pablos, A.,

Shen, C.C., Rodríguez, L., Ortega, A.I., García, R., Bonmatí, A., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E. (2014). Neandertal roots: Cranial and chronological evidence from Sima de los Huesos. *Science*, **344** (6190): 1358-1363.

Atkinson, T.C., Harmon, R.S., Smart, P.L., Waltham, A.M. (1978). Paleoclimatic and geomorphic implications of $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates on speleothems from Britain, *Nature*, **272**: 24-28.

Ayalon, A., Bar-Matthews, M., Kaufman, A. (1999). Petrography, strontium, barium and uranium concentrations, and strontium and uranium isotope ratios in speleothems as palaeoclimatic proxies: Soreq Cave, Israel. *The Holocene*, **9**: 715-722.

Ayliffe, L.K., Marianelli, P.C., McCulloch, M.T., Mortimer, G.E., Hellstrom, J.C., Moriarty, K.C., Wells, R.T. (1998). 500 ka precipitation record from southeastern Australia: Evidence for interglacial relative activity. *Geology*, **26**: 147-150.

Baker, A., Hellstrom, J.C. Kelly, B.F.J., Mariethoz, G., Trouet, V. (2015). A composite annual-resolution stalagmite record of North Atlantic climate over the last three millennia. *Nature, Scientific Reports*, **5**: 10307.

Baker, A., Smart, P.L. (1995). Recent flowstone growth rates: field measurements in comparison to theoretical predictions. *Chemical Geology*, **122**: 121-128.

Baker, A., Smart, P.L., Edwards, R.L. (1995). Paleoclimate implications of mass spectrometric dating of a British flowstone. *Geology*, **23**: 309-312.

Baldini, J.U.L., McDermott, F., Fairchild, I.J. (2002). Structure of the 8200 year cold event revealed by a speleothem trace element record. *Science*, **296**: 2203-2206.

Baldini, J.U.L., McDermott, F., Hoffmann, D.L., Richards, D.A., Clipson, N. (2008). Very high-frequency and seasonal cave atmosphere P_{CO_2} variability: Implications for stalagmite growth and oxygen isotope-based paleoclimate records. *Earth and Planetary Science Letters*, **272**: 118-129.

Baldini, L.M., McDermott, F., Baldini, J.U.L., Arias, P., Cueto, M., Fairchild, I.J., Hoffmann, D.L., Matthey, D.P., Müller, W., Nita D.C. (2015). Regional temperature, atmospheric circulation, and sea-ice variability within the Younger Dryas Event

constrained using a speleothem from northern Iberia. *Earth Planetary Science Letters*, **419**: 101-110.

Barber, D.C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A.E., Andrews, J.T., Kerwin, M.W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead M.D., Gagnon J.M. (1999). Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, **400**: 344-348.

Barnes, J.W., Lang, E.J., Potratz, H.A. (1956). The ratio of ionium to uranium in coral limestone. *Science*, **124**: 175-176.

Bárta, J. (1984). Kotázke paleolitického umenia v slovenských jaskyniach (On the matter of Palaeolithic art in Slovak caves). *Spravodaj Slovenskej Speleologickej Spoločnosti*, **25**: 42-46.

Bartolomé, M., Moreno, A., Sancho, C., Hellstrom, J., Belmonte, A. (2012). Cambios climáticos cortos en el Pirineo central durante el final del Pleistoceno superior y Holoceno a partir del registro estalagmítico de la cueva de Sesó (Huesca). *Geogaceta*, **51**: 59-62.

Bartolomé, M., Moreno, A., Sancho, C., Stoll, H., Cacho, I., Spötl, C., Belmonte, A., Edwards, R.L., Cheng, H., Hellstrom, J. (2015a). Hydrological change in Southern Europe responding to increasing North Atlantic overturning during Greenland Stadial 1. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **112** (21): 6568-6572.

Bartolomé, M., Sancho, C., Osácar, M.C., Moreno, A., Leunda, M., Spötl, C., Luetscher, M., López-Martínez, J., Belmonte, A. (2015b). Characteristics of cryogenic carbonates in a Pyrenean ice cave (northern Spain). *Geogaceta*, **58**: 107-110.

Bassett, S.E., Milne, G.A., Mitrovica, J.X., Clark, P.U. (2005). Ice Sheet and Solid Earth Influences on Far-Field Sea-Level Histories. *Science*, **309** (5736): 925-928.

Beer, J., Mende, W., Stellmacher, R. (2000). The role of the sun in climate forcing. *Quaternary Science Reviews*, **19**: 403-415.

Bennington, F., Melton, C., Watson, P.J. (1962). Carbon dating prehistoric soot from Salts Cave, Kentucky. *American Antiquity*, **28**: 238-241.

Berger, G.W., Pérez-González, A., Carbonell, E., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Ku, T.L. (2008). Luminescence chronology of cave sediments at the

Atapuerca palaeoanthropological site, Spain. *Journal of Human Evolution*, **55**: 300-311.

Bermúdez de Castro, J.M., Díez Fernández-Lomana, J.C., Mosquera Martínez, M., Nicolás Checa, M.E., Pérez-Pérez, A., Rodríguez Méndez, J., Sánchez Marco, A. (1995). El nicho ecológico de los homínidos del Pleistoceno Medio de Atapuerca. *Complutum*, **6**:9-56.

Biester, H., Hermanns, Y.M., Martínez-Cortizas, A. (2012). The influence of organic matter decay on the distribution of major and trace elements in ombrotrophic mires - a case study from the Harz Mountains *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **84**: 126-136.

Bischoff, J.L., Fitzpatrick, J.A., León, L., Arsuaga, J.L., Falguères, C., Bahain, J.J., Bullen, T. (1997). Geology and preliminary dating of the hominid-bearing sedimentary fill of the Sima de los Huesos Chamber, Cueva Mayor of the Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain. *Journal of Human Evolution*, **33**: 129-154.

Bischoff, J.L., Shamp, D.D., Aramburu, A.A., Arsuaga, J.L., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M. (2003). The Sima de los Huesos Hominids Date to Beyond U/Th Equilibrium (>350 kyr) and Perhaps to 400-500 kyr: New Radiometric Dates. *Journal of Archaeological Science*, **30**: 275-280.

Bischoff, J.L., Williams, R.W., Rosenbauer, R.J., Aramburu, A., Arsuaga, J.L., García, N., Cuenca-Bescós, G. (2007). High-resolution U-series dates from the Sima de los Huesos hominids yields 600 \pm 66 kyrs: implications for the evolution of the early Neanderthal lineage. *Journal of Archaeological Science*, **34**: 763-770.

Blyth, A.J., Baker, A., Collins, M.J., Penkman, K.E.H., Gilmour, M.A., Moss, J.S., Genty, D., Drysdale, R.N. (2008). Molecular organic matter in speleothems and its potential as an environmental proxy. *Quaternary Science Reviews*, **27**: 905-921.

Blyth, A.J., Fuentes, D., George, S.C., Volk, H. (2015). Characterisation of organic inclusions in stalagmites using laser-ablation-micropyrolysis gas chromatography-mass spectrometry. *Journal of Analytical and Applied Pyrolysis*, **113**: 454-463.

Blyth, A.J., Watson, J.S. (2009). Thermochemolysis of organic matter preserved in stalagmites: A preliminary study. *Organic Geochemistry*, **40** (9): 1029-1031.

Boch, R., Spötl, C. (2008). The origin of lamination in stalagmites from Katerloch Cave, Austria: Towards a seasonality proxy. *PAGES News*, **16** (3): 21-22.

Boch, R., Spötl, C. (2011). Reconstructing palaeoprecipitation from an active cave flowstone. *Journal of Quaternary Science*, **26** (7): 675-687.

Bodego, A., Mendia, M., Aranburu, A., Apraiz, A. (2014). *Geología de campo: 12 excursiones geológicas por la Cuenca Vasco-Cantábrica*. Universidad del País Vasco. Servicio Editorial Euskal Herriko Unibertsitatea. Argitarapen Zerbitzua, 218 p.

Bond, G. (1992). Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period. *Nature*, **360**: 245-249.

Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., Bonani, G. (1993). Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, **365**: 143-147.

Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonani, G. (2001). Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science*, **294**: 2130-2136.

Borsato, A., Frisia, S., Fairchild, I.J., Somogyi, A., Susini, J. (2007). Trace element distribution in annual stalagmite laminae mapped by micrometer-resolution X-ray fluorescence: Implications for incorporation of environmentally significant species. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **71**: 1494-1512.

Borsato, A., Frisia, S., Miorandi, R. (2015). Carbon dioxide concentration in temperate climate caves and parent soils over an altitudinal gradient and its influence on speleothem growth and fabrics. *Earth Surface Processes and Landforms*, **40** (9): 1158-1170.

Broecker, W.S. (2006). Was the Younger Dryas Triggered by a Flood? *Science* **312** (5777): 1146-1148.

Broecker, W.S., Olsen, E.A., Orr, P.C. (1960). Radiocarbon measurements and annual rings in cave formations. *Nature*, **185**: 93-94.

Broecker, W.S., Thurber, D.L., Goddard, J., Ku, T.L., Matthews, R.K., Mesolella, K.J. (1968). Milankovitch Hypothesis Supported by Precise Dating of Coral Reefs and Deep-Sea Sediments. *Science*, **159** (3812): 297-300.

Burroughs, W.J. (2005). *Climate Change in Prehistory: The End of the Reign of Chaos*. Cambridge University Press, 356 p.

Caballero, E., Jiménez de Cisneros, C., Reyes, E. (1996). A stable isotope study of cave seepage waters. *Applied Geochemistry*, **11** (4): 583-587.

Cabrol, P. (1997). Protection of speleothems. En: Hill, C.A., Forti, P. *Cave Minerals of the World*. National Speleological Society, Huntsville, Alabama, 294-300.

Cacho, I., Grimalt, J.O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Shackleton N.J. (1999). Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in the Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography*, **14**: 698-705.

Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Sbaiffi, L., Shackleton, N.J., Schönfeld, J., Zahn, R. (2001). Variability of the western Mediterranean Sea surface temperatures during the last 25,000 years and its connection with the northern hemisphere climatic changes. *Paleoceanography*, **16**: 40-52.

Cacho, I., Valero-Garcés, B., González-Sampériz, P. (2010). Revisión de las reconstrucciones paleoclimáticas en la Península Ibérica desde el último periodo glacial. En: Pérez, F.F., Boscolo, R. (Eds.). *Clima en España: pasado, presente y futuro*. Informe de Evaluación del Cambio Climático Regional. CLIVAR, Ministerio de Medio ambiente y Medio Rural y Marino, MICINN, 9-24.

Caddeo, G.A., Railsback, L.B., De Waele, J., Frau, F. (2015). Stable isotope data as constraints on models for the origin of coralloid and massive speleothems: The interplay of substrate, water supply, degassing, and evaporation. *Sedimentary Geology*, **318**: 130-141.

Campaña, I., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Ortega, A.I., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E. (2015). Pleistocene sedimentary facies of the Gran Dolina archaeo-paleoanthropological site (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). *Quaternary International*, **433** (A): 68-84.

Capel Molina, J.J. (2000). *El clima de la Península Ibérica*, Ariel Ed. Barcelona, 281 p.

Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J. M., Parés, J. M., Pérez-González, A., Cuenca-Bescós, G., Ollé, A., Mosquera, M., Huguet, R., Van der Made, J., Rosas, A., Sala, R.,

Vallverdú, J., García, N., Granger, D. E., Martínón-Torres, M., Rodríguez, X. P., Stock, G. M., Vergés, J. M., Allué, E., Burjachs, F., Cáceres, I., Canals, A., Benito, A., Díez, C., Lozano, M., Mateos, A., Navazo, M., Rodríguez, J., Rosell, J., Arsuaga, J. L. (2008). The first hominin of Europe. *Nature*, **452**: 465-470.

Carbonell, E., Rodríguez, X.P. (1999). Atapuerca y la evolución biológica y cultural de los humanos. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, **7** (2): 112-120.

Carpenter, S.C., Lohmann, K.C. (1992). Sr/Mg ratios of modern marine calcite: Empirical indicators of ocean chemistry and precipitation rate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**: 1837-1849.

Carretero, J.M., Ortega, A.I., Juez, L., Pérez-González, A., Arsuaga, J.L., Pérez-Martínez, R., Ortega, M.C. (2008). A Late Pleistocene-Early Holocene archaeological sequence of Portalón de Cueva Mayor (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). *Munibe (Antropología-Arkeología)*, **59**: 67-80.

Carrión, J.S. (2012). Paleoflora y paleovegetación de la Península Ibérica e Islas Baleares: Plioceno-Cuaternario. Ministerio de Economía y Competitividad y Universidad de Murcia, 972 p.

Cheng, H., Edwards, R.L., Hoff, J., Gallup, C.D., Richards, D.A., Asmerom, Y., (2000). The half-lives of U-234 and Th-230. *Chemical Geology*, **169**: 17-33.

Cheng, H., Edwards, R.L., Shen, C.C., Polyak, V.J., Asmerom, Y., Woodhead, J., Hellstrom, J., Wang, Y., Kong, X., Spötl, C., Wang, X., Alexander Jr, E.C. (2013). Improvements in ²³⁰Th dating, ²³⁰Th and ²³⁴U half-life values, and U-Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Earth and Planetary Science Letters*, **371-372**: 82-91.

Cherdyntsev, V.V., Kazachevskii, I.V., Kuz'mina, E.A. (1965). Dating of pleistocene carbonate formation by the thorium and uranium isotopes. *Geochemistry International*, **2**: 794-801.

Collins, M., Sinha, B. (2003). Predictability of decadal variations in the thermohaline circulation and climate. *Geophysical Research Letters*, **30** (6): 1306.

Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, **133**: 1702-1703.

Cruz, J.A., Martín-Chivelet, J., Marín-Roldán, A., Turrero, M.J., Edwards, R.L., Ortega, A.I., Cáceres, J.O. (2015). Trace Elements in Speleothems as Indicators of Past Climate and Karst Hydrochemistry: A Case Study from Kaite Cave (N Spain). En: Andreo, B., Carrasco, F., Durán, J.J., Jiménez, P., LaMoreaux, J.W. (Eds.). Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. *Environmental Earth Sciences*, **1**: 569-577.

Cuevas González, J., García del Cura, M.A., Muñoz Cervera, M.C., Andreu, J.M., Cañaveras, J.C. (2006). Espeleotemas tipo coraloide en la cueva de Canelobre (Alicante). *Macla*, **6**: 147-150.

Cuevas González, J., Cortés, A.F., Andreu, J.M., García del Cura, M.A., Muñoz Cervera, M.C., Cañaveras, J.C. (2007). Texturas de espeleotemas calcíticos recientes en la Cueva del Canelobre (Alicante, SE España). *Macla*, **7**: 75.

Damas, L. (2011). *Las calizas rojas de Ereño: Facies, paleoambiente, mineralización y diagénesis*. Patrimonio geológico-histórico de Bizkaia. Tesis doctoral. Universidad del País Vasco, Bilbao, 329 p.

Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörndottir, A.E., Jouzel, J., Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, **364**: 218-220.

De Vries, H. (1958). Variation in concentration of radiocarbon with time and location on Earth. *Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*. Proceedings series B, **61**: 94-102.

Debret, M., Bout-Roumazeilles, V., Grousset, F., Desmet, M., McManus, J.F., Massei, N., Sebag, D., Petit, J.R., Copard, Y., Trentesaux, A. (2007). The origin of the 1500-year climate cycles in Holocene North-Atlantic records. *Climate of the Past*, **3**: 679-692.

Deevey, E.S., Flint, R.F. (1957). Postglacial hypsithermal interval. *Science*, **125** (3240): 183-184.

Delworth, T.L., Mann, M.E. (2000). Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. *Climate Dynamics*, **16**: 661-676.

deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sarnthein, M., Baker, L., Yarusinsky, M. (2000). Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews*, **19**: 347-361.

Demuro, M., Arnold, L., Parés, J.M., Pérez-González, A., Ortega, A.I., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E. (2014). New luminescence ages for the Galería Complex Archaeological Site: Resolving Chronological Uncertainties on the Acheulean record of the Sierra de Atapuerca, Northern Spain. *Plos One*, **9** (10): 1-24.

Dennis, P.F., Rowe P.J., Atkinson, T.C. (2001). The recovery and isotopic measurement of water from fluid inclusions in speleothems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **65** (6): 871-884.

Denton, G.H., Karlen, W. (1973). Holocene climatic variations-Their pattern and possible cause. *Quaternary Research*, **3**: 155-205.

Dima, M., Lohmann, G. (2009). Conceptual model for millennial climate variability: A possible combined solar-thermohaline circulation origin for the 1,500-year cycle. *Climate Dynamics*, **32**: 301-311.

Domínguez-Villar, D., Martín-Chivelet, J., Edwards, R.L. (2004). Laminación anual en un espeleotema del Holoceno Inferior (Cueva de Kaite, Complejo Kárstico de Ojo Guareña, Burgos). Implicaciones paleoclimáticas. *Geo-Temas*, **6** (5), 89-92.

Domínguez-Villar, D., Wang, X., Cheng, H., Martín-Chivelet, J., Edwards, R.L. (2008). A high-resolution late Holocene speleothem record from Kaite Cave, northern Spain: $\delta^{18}\text{O}$ variability and possible causes. *Quaternary International*, **187**: 40-51.

Domínguez-Villar, D., Fairchild, I.J., Baker, A., Wang, X., Edwards, R.L., Cheng, H. (2009). Oxygen precipitation anomaly in the North Atlantic region during the 8.2 ka Event. *Geology*, **37**: 1095-1098.

Dorale, J.A., Edwards, R.L., Ito, E., González, L.A. (1998). Climate and vegetation history of the midcontinent from 75 to 25 ka: A speleothem record from Crevice Cave, Missouri, USA. *Science*, **282**: 1871-1874.

Dorale, J.A., Edwards, R.L., Alexander, E.C., Shen, C.C., Richards, D.A., Cheng, H. (2004). Uranium-series disequilibrium dating of speleothems: Current techniques, limits, and applications. En Mylroie, J., Sasowsky, I.D. (Eds.). *Studies of Cave Sediments: Physical and Chemical Records of Paleoclimate*, New York, Kluwer Academic/Plenum Publishers, 177-197.

Drysdale, R., Spötl, C., Hellstrom, J., Richards, D. (2012). New advances in the dating of speleothems - An introduction. *Quaternary Geochronology*, **14**: 1-4

Drysdale, R., Zanchetta, G., Hellstrom, J., Maas, R., Fallick, A., Pickett, M., Cartwright, I., Piccini, L. (2006). Late Holocene drought responsible for the collapse of Old World civilizations is recorded in an Italian cave flowstone. *Geology*, **34**: 101-104.

Duan, F., Wang, Y., Shen, C.-C., Wang, Y., Cheng, H., Wu, C.-C., Hu, H.-M., Kong, X., Liu, D., Zhao, K. (2014). Evidence for solar cycles in a late Holocene speleothem record from Dongge Cave, China. *Scientific Reports*, **4**: 5159.

Durán, J.J., Barea, J., López-Martínez, J., Rivas, A., Robledo, P. (2004). Panorámica del karst en España. En: Andreo, B., Navarro, B.A., Durán, J.J. (Eds.). *Investigaciones en sistemas kársticos españoles*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, 15-25 p.

Durán, J.J., Grün, R., Ford, D.C. (1993). Dataciones geocronológicas absolutas (Métodos E.S.R. y series de Uranio) en la Cueva de Nerja y su entorno. Implicaciones evolutivas, paleoclimáticas y neosismotectónicas. En: Carrasco, F. (Ed.). *Trabajos sobre la Cueva de Nerja*, **3**: 233-248.

Durán, J.J., Jiménez-Sánchez, M., Rivas Areales, A., Robledo Ardila, P. (2002). Las cuevas de la Cornisa Cantábrica: un paraíso subterráneo. En: del Rivero, N. (Ed.). *Patrimonio Geológico de Asturias, Cantabria y País Vasco*. ENRESA, 528-560.

Durán, J.J., López-Martínez, J., Dallai, L., Bruschi, G., Caballero, E., Jiménez de Cisneros, C. Juliá, R. (2000). Palaeoenvironmental reconstruction based on a detailed stable isotope analysis and dating of a Holocene speleothem from Valporquero Cave, Northern Spain. *Geogaceta*, **27**: 63-66.

Durán, J.J., Robledo, P. (2002). Karst y Patrimonio Natural. En: Carrasco, F., Durán, J.J., Andreo, B. (Eds.). *Karst and Environment*. Patronato de la Cueva de Nerja, 261-266 p.

Dykosky, C.A., Edwards, R.L., Cheng, H., Yuan, D., Cai, Y., Zhang, M., Lin, Y., Qing, J., An, Z., Revenaugh, J. (2005). A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth and Planetary Science Letters*, **233** (1-2): 71-86.

Edeso, J.M., Aranzabal, G., Lópezquintana, J.C., Guenaga, A., Zallo, J.C., Castaños, P., Castaños, J., San Pedro, Z., Murelaga, X., Torres, T., Ortiz, J.E., Uribarri, P.J., Basterretxea, I., García, A., Gutiérrez, R. (2011). Aproximación al registro paleoambiental de la Cueva de Goikoetxe (Busturia): Evidencias sedimentarias y paleontológicas. *Karaitza. Monográfico "La cueva de Goikoetxe y el karst de Peña Forua"*, 119-139.

Enfield, D.B., Mestas-Nunez, A.M., Trimble, P.J. (2001). The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relationship to rainfall and river flows in the Continental U.S. *Geophysical Research Letters*, **28**: 2077-2080.

Emiliani, C. (1955). Pleistocene temperatures. *Journal of Geology* **63**: 538-578.

Espejo-Molina, J.J. (1975). Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). Hoja de Bermeo, 38, 22-4. IGME.

Euba, I., Allué, E., Burjachs, F. (2016). Wood uses at El Mirador Cave (Atapuerca, Burgos) based on anthracology and dendrology. *Quaternary International*, **414**: 285-293.

Fairchild I.J., Baker, A. (2012). Introduction to speleothems and systems. En: Fairchild I.J., Baker, A. (Eds.). *Speleothem Science: From Process to Past Environments*, Blackwell Publishing Ltd., 3-27.

Fairchild, I.J., Baker, A., Borsato, A., Frisia, S., Hinton, R.W., McDermott, F., Tooth, A.F. (2001). Annual to subannual resolution, multiple-trace-element variation in speleothems. *Journal of the Geological Society*, **158**: 831-841.

Fairchild, I.J., Borsato, A., Tooth, A.F., Frisia, S., Hawkesworth, C.J., Huang, Y., McDermott F., Spiro, B. (2000). Controls on trace element (Sr-Mg) compositions of

carbonate cave waters: implications for speleothem climatic records. *Chemical Geology*, **166**: 255-269.

Fairchild, I.J., Frisia, S., Borsato, A., Tooth, A. (2007). Speleothems. En: Nash, D.J., McLaren, S.J. (Eds.). *Geochemical Sediments and Landscapes*. Blackwell Publishing, Oxford, 200-245.

Fairchild, I.J., Treble, P.C. (2009). Trace elements in speleothems as recorders of environmental change. *Quaternary Science Reviews*, **28**: 449-468.

Falguères, C. (1986). *Datations de sites acheuléens et moustériens du midi méditerranéen par la méthode de résonance de spin Electronique*. Tesis Doctoral. Muséum national d'histoire naturelle, Paris, 183 p.

Falguères C., Bahain J.J., Bischoff, J.L., Pérez-González, A., Ortega, A.I., Ollé, A., Quiles, A., Ghaleb, B., Moreno, D., Dolo, J.M., Shao, Q., Vallverdú, J., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L. (2013). Combined ESR/U-series chronology of Acheulian hominid-bearing layers at Trinchería Galería site, Atapuerca, Spain. *Journal of Human Evolution*, **65** (2): 168-184.

Falguères, C., Bahain, J. J., Yokoyama, Y., Bischoff J. L., Arsuaga, J. L., Bermúdez De Castro, J. M., Carbonell, E. et Dolo, J. M. (2001) Datation par RPE et U-Th des sites pléistocènes d'Atapuerca: Sima de los Huesos, Trinchería Dolina et Galería. Bilan géochronologique. *L'Anthropologie*, **105**: 71-81.

Feinberg, J. M., Lascu, I. (2011). Revisiting speleothem magnetism and its potential in paleomagnetic and paleoenvironmental research. *American Geophysical Union, Fall Meeting*. Abstract.

Feng, W., Banner, J.L., Guilfoyle, A.L., Musgrove, M., James, E.W. (2012). Oxygen isotopic fractionation between drip water and speleothem calcite: A 10-year monitoring study, central Texas, USA. *Chemical Geology*, **304-305**: 53-67

Fernández-González, S., del Río, S., Castro, A., Penas, A., Fernández-Raga, M., Calvo, A.I., Fraile, R. (2012). Connection between NAO, weather types and precipitation in León, Spain (1948-2008). *International Journal of Climatology*, **32**: 2181-2196.

Filippelli, G.M., Delaney, M.L. (1993). The effects of manganese (II) and iron (II) on the cathodoluminescence signal in synthetic apatite. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**: 167-173.

Fleitmann, D., Burns, S.J., Neff, U., Mudelsee, M., Mangini, A., Matter, A. (2004). Palaeoclimatic interpretation of high-resolution oxygen isotope profiles derived from annually laminated speleothems from Southern Oman. *Quaternary Science Reviews*, **23** (7-8): 935-945.

Fletcher, W.J., Debret, M., Sánchez Goñi, M.F. (2012). Mid-Holocene emergence of a low-frequency millennial oscillation in western Mediterranean climate: Implications for past dynamics of the North Atlantic atmospheric westerlies. *The Holocene*, **23**: 153-166.

Flügel, E. (2010). *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*. Springer, Verlag Berlin Heidelberg, 984 p.

Folk, R.L., Assereto, R. (1976). Comparative fabrics of length-slow and length-fast calcite and calcitized aragonite in a Holocene speleothem, Carlsbad Caverns, New Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, **46** (3): 486-496.

Folland, C.K., Palmer, T.N., Parker, D.E. (1986). Sahel rainfall variability and worldwide sea temperature, 1901-85. *Nature*, **320**: 602-606.

Font Tullot, I. (2000). *Climatología de España y Portugal*. Universidad de Salamanca, 422 p.

Ford, D.C., Williams, P.W. (1989). *Karst geomorphology and hidrology*. Unwin Hyman, London, 601 p.

Fornós J.J., Gelabert B., Ginés A., Ginés J., Tuccimei P., Vesica P.L. (2002). Phreatic overgrowths on speleothems: a useful tool in structural geology in littoral karstic landscapes. The example of Eastern Mallorca (Balearic Islands). *Geodinamica Acta*, **15**: 113-125.

Fortes, F.J., Vadillo, I., Stoll, H., Jiménez-Sánchez, M., Moreno, A., Laserna, J.J. (2012). Spatial distribution of paleoclimatic proxies in stalagmite slabs using laser-induced breakdown spectroscopy. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **27** (5): 868-873.

Franco Múgica, F., García, M., Maldonado, J., Morla, C., Sainz, H., 2001. The Holocene history of Pinus forests in the Spanish northern meseta. *The Holocene*, **11** (3): 343-358.

Franke, H.W. (1965). Das Wachstum der Tropfsteine. *Proceedings of the 4th International Congress of Speleology*, **3**: 97-103.

Franke, H.W., Geyh, M.A. (1971). Radiokohlenstoff-Analysen und Tropfsteinen. *Urnschau*, **71**: 91-92.

Friedman, I., O'Neil, J.R. (1977). Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. En: Fleischer, M. (Ed.). *Data of Geochemistry*. Geological Survey Professional Paper, **440**: KK.

Frisia, S. (2015). Microstratigraphic logging of calcite fabrics in speleothems as tool for palaeoclimate studies. *International Journal of Speleology*, **44** (1): 1-16.

Frisia, S., Borsato A. (2010). Karst. En: Alonso-Zarza A.M., Tanner L.H. (Eds.). *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments, and Processes*. *Developments in Sedimentology*, **6**: 393 p.

Frisia, S., Borsato, A., Fairchild, I.J., McDermott, F. (2000). Fabrics of speleothems from temperate-humid settings: growth mechanisms and environmental parameters. *Journal of Sedimentary Research*, **70**: 1183-1196.

Frisia S., Borsato A., Fairchild I.J., McDermott F., Selmo, E.M. (2002). Aragonite calcite relationships in speleothems (Grotte de Clamouse, France): environment, fabrics, and carbonate geochemistry. *Journal of Sedimentary Research*, **72**: 687-699.

Frisia S., Borsato A., Fairchild I.J., Susini, J. (2005). Variations in atmospheric sulphate recorded in stalagmites by synchrotron micro-XRF and XANES analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, **235**: 729-740.

Frisia, S., Borsato, A., Preto, N., McDermott, F. (2003). Late Holocene annual growth in three Alpine stalagmites records the influence of solar activity and the North Atlantic Oscillation on winter climate. *Earth and Planetary Science Letters*, **216**: 411-424.

García, N., Santos, E., Arsuaga, J.L., Carretero, J.M. (2006). High-Resolution X-Ray Computed Tomography applied to the study of some endocranial traits in cave

and brown bears. *Scientific Annals*, Special Volume **98**. School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, Greece, 141-146.

García-Mondéjar, J., Hines, F.M., Pujalte, V., Reading, H.G. (1985). Sedimentation and tectonics in the western Basque-Cantabrian area (Northern Spain) during Cretaceous and Tertiary times. En: Milá, M.D., Rosell, J. (Eds.). *Excursion Guide-book*. IAS 6th European Regional Meeting, Lleida, 308-392.

García-Ruiz, J.M., Valero-Garcés, B.L., Martí-Bono, C., González-Sampériz, P. (2003). Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science*, **18**: 61-72.

Gascoyne M. (1977). Trace element geochemistry of speleothems. *Proceedings of the 7th International Speleological Congress*, Sheffield, England, 205-207.

Gascoyne, M. (1983). Trace-element partition coefficients in the calcite-water system and their paleoclimatic significance in cave studies. *Journal of Hydrology*, **61**: 213-222.

Gascoyne, M. (1992). Palaeoclimate determination from cave calcite deposits. *Quaternary Science Reviews*, **11**: 609-632.

Gázquez, F. (2012). *Registros paleoambientales a partir de espeleotemas yesíferos y carbonáticos*. Tesis Doctoral. Universidad de Almería, 381 p.

Gázquez, F., Calaforra, J.M., Forti, P. (2011). Black Mn-Fe crusts as markers of abrupt palaeoenvironmental changes in El Soplao Cave (Cantabria, Spain). *International Journal of Speleology*, **40** (2): 163-169.

Gázquez, F., Calaforra, J.M., Rull, F., Forti, P., García-Casco, A. (2012). Organic matter of fossil origin in the amberine speleothems from El Soplao Cave (Cantabria, Northern Spain). *International Journal of Speleology*, **41** (1): 113-123.

Genty, D. (1992). Les spéléothèmes du tunnel de Godarville (Belgique): un exemple exceptionnel de concrétionnement moderne. Intérêt pour l'étude de la cinétique de la précipitation de la calcite et de sa relation avec les variations d'environnements. *Spéléochronos*, **4**: 3-29.

Genty, D., Blamart, D., Ouahdi, R., Gilmour, M., Baker, A., Jouzel, J., Van-Exter, S. (2003). Precise dating of Dansgaard-Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data. *Nature*, **421**: 833-837.

Genty, D., Quinif, Y. (1996). Annually laminated sequences in the internal structure of some Belgian stalagmites - importance for palaeoclimatology. *Journal of Sedimentary Petrology*, **66**: 275-288.

Geyh, M.A. (1970). Isotopenphysikalische Untersuchungen an Kalksinter, ihre Bedeutung für die ¹⁴C-Altersbestimmung von Grundwasser und die Erforschung des Paläoklimas. *Geologisches Jahrbuch*, **88**: 149-158.

Gil, E., Aguirre, E., Hoyos, M. (1987). Contexto Estratigráfico. En: Aguirre, E., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M. (Eds.). *El Hombre Fósil de Ibeas y El Pleistoceno de La Sierra de Atapuerca*. Soria: Junta de Castilla y León, 47-54.

Gil García, M.J., Ruiz Zapata, B., Dorado Valiño, M., Valdeolmillos, A., Pérez-González, A. (2001). Caracterización climática de la transición Pleistoceno superior-Holoceno en el Sistema Ibérico. En: Meléndez G., Herrera Z., Delvene G., Azanza B. (Eds.). *Los fósiles y la Paleogeografía*. Publicaciones del Seminario de Paleontología (SEPAZ), Zaragoza, 100-106.

Gil García, M.J., Dorado Valiño, M., Valdeolmillos Rodríguez, A., Ruiz Zapata, M.B. (2002). Late-glacial and Holocene paleoclimatic record from Sierra de Cebollera (northern Iberian range, Spain). *Quaternary International*, **93-94**: 13-18.

Gilson, R.J., McCarthney, E. (1954). Luminescence of speleothems from Devon, U.K.: The presence of organic activators. *Ashford Speleological Society Journal*, **6**: 8.

Ginés, A., Ginés, J., Pomar, L. (1981). Phreatic speleothems in coastal caves of Majorca (Spain) as indicators of Mediterranean Pleistocene paleolevels. *Proceedings of 8th International Congress of Speleology*, **2**: 533-536.

Gleissberg, W. (1939). A long-periodic fluctuation of the sun-spot numbers. *Observatory*, **62**: 158-159.

Gleissberg, W. (1958). The eighty-year sunspot cycle. *Journal of the British Astronomical Association*, **68**: 148-152.

Gleissberg, W. (1971). The Probable Behaviour of Sunspot Cycle 21. *Solar Physics*, **21** (1): 240-245.

Goldenberg, S.B., Landsea, C., Mestas-Nuñez, A.M., Gray, W.M. (2001). The recent increase in Atlantic hurricane activity. *Science*, **293**: 474- 479.

González, L.A., Carpenter, S.J., Lohmann, K.C. (1992). Inorganic calcite morphology: roles of fluid chemistry and fluid flow: *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**: 382-399.

González-Lemos, S., Jiménez-Sánchez, M., Stoll, H.M. (2015a). Sediment transport during recent cave flooding events and characterization of speleothem archives of past flooding. *Geomorphology*, **228**: 87-100.

González-Lemos, S., Müller, W., Pisonero, J., Cheng, H., Edwards, R.L., Stoll, H.M. (2015b). Holocene flood frequency reconstruction from speleothems in northern Spain. *Quaternary Science Reviews*, **127**: 129-140.

González-Sampériz, P., Utrilla, P., Mazo, C., Valero-Garcés, B., Sopena, M.C., Morellón, M., Sebastián, M., Moreno, A., Martínez-Bea, M. (2009). Patterns of human occupation during the early Holocene in the Central Ebro Basin (NE Spain) in response to the 8.2 Ka climatic event. *Quaternary Research*, **71**: 121.

González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruiz, J., M., Martí-Bono, C., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Otto, T., Dedoubat, J.J. (2006). Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research*, **66**: 38 p.

Gordon, D., Smart, P.L., Ford, D.C., Andrews, J.N., Atkinson, T.C., Rowe, P., Christopher, N.S.J. (1989). Dating of late Pleistocene Interglacial and Interstadial periods in the United Kingdom from speleothems growth frequency. *Quaternary Research*, **31**: 14-26.

Gorham, E. (1960). The Relation between Sulfur and Carbon in Sediments from the English Lakes. *Journal of Sedimentary Petrology*, **30** (3): 466-470.

Gouveia, C., Trigo, R.M., DaCamara, C.C., Libonati, R., Pereira, J.M.C. (2008). The North Atlantic Oscillation and European vegetation dynamics. *International Journal of Climatology*, **28**: 1835-1847.

Gradziński, M., Górny, A., Pazdur, A., Pazdur, M.F. (2003). Origin of black coloured laminae in speleothems from the Kraków-Wieluń Upland, Poland. *Boreas*, **32**: 532-542.

Gradziński, M., Hercman, H., Nowick, T., Bella, P. (2001). Dark Coloured Laminae Within Speleothems as an Indicator of the Prehistoric Man Activity: Case Study from Domica Cave (Slovakia), Preliminary Results. *Proceedings of the 13th International Congress of Speleology*, **1**: 222-225.

Gradziński, M., Hercman, H., Nowick, T., Bella, P. (2007). Age of black coloured laminae within speleothems from Domica Cave and its significance for dating of prehistoric human settlement. *Geochronometria*, **28**: 39-45.

Gray, S.T., Graumlich, L.J., Betancourt, J.L., Pederson, G.T. (2004). A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A.D. *Geophysical Research Letters*, **31**: L12205.

Grigor'ev, D.P. (1961). *Ontogeny of minerals*. Lvov, Izdatel'stvo L'vovskogo Univ. (In Russian). English translation (1965) Israel Program for Scientific Translations, 250 p.

Grün, R., Aguirre, E. (1987). Datación por ESR y por la serie del U, en los depósitos cársticos de Atapuerca. En: Aguirre, E., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M. (Eds.). *El Hombre Fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca*. Junta de Castilla y León. Valladolid, 201-204.

Habermann, D., Neuser, R.D., Richter, D.K. (2000). Quantitative high resolution analysis of Mn⁺² in sedimentary calcite. En: Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., Ohnenstetter, D. (Eds.). *Cathodoluminescence in Geosciences*. Berlin, Springer Verlag, 331-358.

Hale, G.E. (1908). On the Probable Existence of a Magnetic Field in Sun-Spots. *Astrophysical Journal*, **28**: 315.

Hammer, Ø., Harper, D.A.T., Ryan, P.D. (2001). PAST: paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica*, **4**: 9.

Heinrich, H. (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, **29** (2): 142-152.

Hellstrom, J., McCulloch, M.T. (2000). Multi-proxy constraints on the climatic significance of trace element records from a New Zealand speleothem. *Earth and Planetary Science Letters*, **179**: 287-297.

Hendy, C.H. (1969). *The isotopic geochemistry of speleothems and its application to the study of past climates*. Tesis Doctoral. Universidad de Victoria, Wellington (New Zealand), 425 p.

Hendy, C.H. (1971). The isotopic geochemistry of speleothems-I: The calculations of the effects of different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as paleoclimate indicators: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **35**: 801-824.

Hendy, C.H., Wilson, A.T. (1968). Palaeoclimatic data from speleothems. *Nature*, **216**: 48-51.

Henning, G.J., Grün, R., Brunnacker, K. (1983). Speleothems, Travertines and Paleoclimates. *Quaternary Research*, **20**: 1-29.

Hill, C.A. (1982). Origin of black deposits in caves. *National Speleological Society Bulletin*, **44**: 15-19.

Hill, C.A., Forti, P. (1986). *Cave Minerals of the World*. First edition, Huntsville, Ala., National Speleological Society, 238 p.

Hill, C.A., Forti, P. (1997). *Cave Minerals of the World*. Second edition, Huntsville, Ala., National Speleological Society, 463 p.

Hill, C.A., Forti, P. (2004). Speleothems: Carbonate. En: Gunn, J. (Ed.). *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. London, Fitzroy Dearborn, 690-692.

Hughen, K.A., Southon, J., Lehman, S.J., Overpeck, J.T. (2000). Synchronous radiocarbon and climate shifts during the last deglaciation. *Science*, **290**: 1951-1954.

Hurrell, J.W. (1995). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation-regional temperatures and precipitation. *Science*, **269**: 676-679.

Hurrell, J.W., Deser, C. (2009). North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems*, **78**: 28-41.

Hutchinson, G.E. (1950). The Biochemistry of Vertebrate Excretion. Bulletin of the American Museum of Natural History, 96, American Museum of Natural History: New York, 554 p.

International Association for Plant Taxonomy. (2011). *International Code of Nomenclature for algae, fungi, and plants (Melbourne Code)*. Eighteenth International Botanical Congress Melbourne, Australia. Koeltz Scientific Books, 240 p.

International Commission on Zoological Nomenclature. (1999). *International Code of Zoological Nomenclature*. International Trust for Zoological Nomenclature, 157 p.

Isono, D., Yamamoto, M., Irino, T., Oba, T., Murayama, M., Nakamura, T., Kawahata, K. (2009). The 1500-year climate oscillation in the midlatitude North Pacific during the Holocene. *Geology*, **37**: 591-594.

Jalut, G., Dedoubat, J.J., Fontugne, M., Otto, T. (2009). Holocene circum-Mediterranean vegetation changes: Climate forcing and human impact. *Quaternary International*, **200**: 4-18.

Jeong, G., Kim, S., Chang, S. (2003). Black carbon pollution of speleothems by fine urban aerosols in tourist caves. *American Mineralogist*, **88** (11-12): 1872-1878.

Jiménez de Cisneros, C., Caballero, E. (2010). $\delta^{13}\text{C}$ values from a stalagmite at the Nerja Cave, South Spain. En: Andreo, B., Carrasco, F., Durán, J.J., LaMoreaux, J.W. (Eds.). *Advances in Research in Karst Media*. Springer, Berlin, 497-501.

Jiménez de Cisneros, C., Caballero, E. (2011). Carbon isotope values as paleoclimatic indicators. Study on stalagmite from Nerja Cave, South Spain. *Carbonates Evaporites*, **26**: 41-46.

Jiménez de Cisneros, C., Caballero, E. (2013). Paleoclimate reconstruction during MIS5a based on a speleothem from Nerja Cave, Málaga, South Spain. *Natural Science*, **5**: 533-540.

Jiménez de Cisneros, C., Caballero, E., Andreo, B., Durán, J.J. (2015). Climate Variability During the Middle-Late Pleistocene Based on Stalagmite from Órganos

Cave (Sierra de Camorra, Southern Spain). En: Andreo B., Carrasco F., Durán J.J., Jiménez P., LaMoreaux J. (Eds.). *Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Environmental Earth Sciences*, **1**. Springer, Berlin, Heidelberg, 559-567.

Jiménez de Cisneros, C., Caballero, E., Vera, J.A. (2006). Extracción de inclusiones fluidas en espeleotemas de la Cueva de Nerja. En: Durán J.J., Andreo B., Carrasco F. (Eds.). *Karst, cambio climático y aguas subterráneas*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. Serie Hidrogeología y Aguas Subterráneas, **18**: 333-337.

Jiménez de Cisneros, C., Caballero, E., Vera, J.A., Durán, J.J., Juliá, R. (2003). A record of Pleistocene climate from a stalactite, Nerja Cave, southern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **189**: 1-10.

Jiménez-Sánchez, M., Bischoff, J.L., Stoll, H., Aranburu, A. (2006). A geochronological approach for cave evolution in the Cantabrian coast (Pindal cave, NW Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.*, **147**: 129-141.

Jiménez Sánchez, M., Farias Arquer P. (2002), New radiometric and geomorphologic evidences of a last glacial maximum older than 18 ka in SW European mountains: the example of Redes Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta*, **15** (1): 93-101.

Jiménez-Sánchez, M., Stoll, H., Giralt, S., Aranburu, A., Moreno, A., Domínguez-Cuesta, M.J., Méndez-Vicente, A., Ballesteros, D., Pirla, G., Valero-Garcés, B., Cheng, H., Edwards, L. (2011). Marine terrace uplifting rates in the Cantabrian shore: contribution of U-Th speleothem dating. *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics DRT Meeting*, Oviedo (Spain). Actas del congreso.

Jiménez-Sánchez, M., Stoll, H., Moreno, A., Méndez-Vicente, A., Domínguez-Cuesta, M. J. y Aranburu, A. (2009). Espeleotemas en la Cueva de El Pindal (Asturias, N España): contribución a la evolución geomorfológica de la Costa Cantábrica. En: Flor Rodríguez, F, Gallastegui, J, Flor Blanco, G. y Martín Llana, J. (Eds.). *Nuevas contribuciones al Margen Ibérico Atlántico*, 189-192.

Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B., Steffensen J.P. (1992). Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*, **359**: 311-313

Johnson, K.R., Ingram, B.K., Sharp, W.D., Zhang, P. (2006). East Asian summer monsoon variability during Marine Isotope Stage 5 based on speleothem $\delta^{18}\text{O}$ records from Wanxiang Cave, central China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **236**: 5-19.

Jones, T.P., Chaloner, W.G. (1991). Fossil charcoal, its recognition and palaeoatmospheric significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **97**: 39-50.

Jones, B., Kahle, C.F. (1993). Morphology, relationship, and origin of fiber and dendrite calcite crystals. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63** (6): 1018-1031.

Jungers, W.L., Minns, R.J. (1979). Computed tomography and biomechanical analysis of fossil long bones. *American Journal of Physical Anthropology*, **50**: 285-290.

Kendall, A.C. (1993). Discussion: Columnar calcite in speleothems. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63** (3): 550-552.

Kendall, A.C., Broughton, P.L. (1978). Origin of fabric in speleothems of columnar calcite crystals. *Journal of Sedimentary Petrology*, **48**: 550-552.

Kluge, T., Marx, T., Scholz, D., Niggemann, S., Mangini, A., Aeschbach-Hertig, W. (2008). A new tool for palaeoclimate reconstruction: Noble gas temperatures from fluid inclusions in speleothems. *Earth and Planetary Science Letters*, **269** (3-4): 408-415.

Knight, J.R., Allan, R.J., Folland, C.K., Vellinga, M., Mann, M.E. (2005). A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophysical Research Letters*, **32**: L20708.

Knight, J.R., Folland, C.K., Scaife, A.A. (2006). Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Geophysical Research Letters*, **33**: L17706.

Köppen, W. (1884). The thermal zones of the Earth according to the duration of hot, moderate and cold periods and of the impact of heat on the organic world,

Meteorologische Zeitschrift, **1**, 215-226. (Translated and edited by Volken, E., Brönnimann, S. *Meteorologische Zeitschrift*, **20**, 351-360).

Köppen, W. (1918). Klassifikation der Klimate nach Temperatur, Niederschlag und Jahresablauf (Classification of climates according to temperature, precipitation and seasonal cycle). *Petermanns Geographische Mitteilungen*, **64**: 193-203, 243-248.

Köppen, W. (1936). Das geographische System der Klimate. En: Köppen, W., Geiger, R. (Eds.). Gebrüder Borntraeger, Berlin. *Handbuch der Klimatologie*, 1-44

Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., Rubel, F. (2006). World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, **15**: 259-263.

Krüger, Y., Marti, D., Staub, R. H., Fleitmann, D., Frenz, M. (2011). Liquid-vapour homogenisation of fluid inclusions in stalagmites: Evaluation of a new thermometer for palaeoclimate research. *Chemical Geology*, **289**: 39-47.

Kushnir, Y. (1994). Interdecadal variations in North Atlantic sea surface temperature and associated atmospheric conditions. *Journal of Climate*, **7**: 142-157.

Labeyrie, J., Duplessy, J.C., Delibraï, G., Letolle, R. (1967). Études des températures des climats anciens par la mesure de l'oxygène-18, du carbone-13 et du carbone-14 dans les concrétions des caverns. *Proceedings of the International Atomic Energy Agency, Vienna. IAEA-SM87/5*, 153-160.

Li, Y.H. (1985). Geochemical cycles of elements and human perturbation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **45** (11): 2073-2084.

Linés A. (1970). The Climate of the Iberian Peninsula. En: Landsberg H.E. (Ed.). *World Survey of Climatology Amsterdam, Elsevier*, **5**: 195-239.

Lisiecki, L.E., Raymo, M.E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, **20**: PA1003.

López-García, J.M., Blain, H.A., Cuenca-Bescós, G., Ruiz-Zapata, M.B., Dorado-Valiño, M., Gil García, M.J., Valdeolmillos, A., Ortega, A.I., Carretero, J.M., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E. (2010). Palaeoenvironmental and palaeoclimatic reconstruction of the Latest Pleistocene of El Portalón Site, Sierra de

Atapuerca, northwestern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **292 (3-4)**: 453-464.

López-Sáez, J.A., López García, P.B., Burjachs F. (2003). Arqueopalinología: síntesis crítica. *Polen*, **12**: 5-35.

Ma, L.H. (2009). Gleissberg cycle of solar activity over the last 7000 years. *New Astronomy*, **14**: 1-3.

Machel, H.G. (2000). Application of cathodoluminescence to carbonate diagenesis. En: Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., Ohnenstetter, D. (Eds.). *Cathodoluminescence in Geoscience*, Springer, New York, 271-301.

Machel, H.G., Mason, R.A., Mariano, A.N., Mucci, A. (1991). Causes and emission of luminescence in calcite and dolomite. En: Barker, C.E., Burruss, R.C., Kopp, O.C., Machel, H.G., Marshall, D.J., Wright, P., Colbum, H.Y. (Eds.). *Luminescence Microscopy and Spectroscopy: Qualitative and Quantitative Applications*, SEMP Short Course, **25**: 9-25.

Marincea, S., Dumitras, D.G., Diaconu, G., Essaid, B. (2004). Hydroxylapatite, brushite and ardealite in the bat guano deposit from Pesteră Mare de la Meresti, Persani Mountains, Romania. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-monatshefte*, **10**: 464-488.

Marshall, D.S. (1988). *Cathodoluminescence of geological materials*. London and Boston, Unwin Hyman, 146 p.

Marshall, D.S. (1993). The present status of cathodoluminescence attachments for optical microscopes. *Scanning Microscopy*, **7**: 861-874.

Martín-Chivelet, J., Muñoz, B., Domínguez Villar, D., Turrero, M.J., Ortega, A.I. (2006). Comparative analysis of stalagmites from two caves of Northern Spain. Implications for Holocene paleoclimate studies. *Geologica Belgica*, **9 (3/4)**: 323-335.

Martín-Chivelet, J., Muñoz, M.B., Edwards, R. L., Turrero, M.J., Ortega, A. I. (2011). Land surface temperature changes in Northern Iberia since 4000 yr BP, based on $\delta^{13}\text{C}$ of speleothems. *Global and Planetary Change*, **77 (1-2)**: 1-12.

Martín-Chivelet, J., Turrero, M.J., Muñoz, M.B., Domínguez-Villar, D. (2004) Los espeleotemas como indicadores de cambio climático. *Cubía*, **7**: 29-33.

Martín-García, R. (2012). *La diagénesis de los espeleotemas de las Cuevas de Castañar, Cáceres y Basajaún, Navarra*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 213 p.

Martín-García, R., Alonso-Zarza, A.M., Martín-Pérez, A. (2007a). La diagénesis en los espeleotemas de la cueva de Castañar de Ibor (Cáceres): un ejemplo reciente de diagénesis subaérea. En: Lario, J., Silva, P.G. (Eds.). *Contribuciones al estudio del Periodo Cuaternario*. Ávila, 51-52.

Martín-García, R., Alonso-Zarza, A.M., Martín-Pérez, A. (2007b). Micritización de espeleotemas en ambiente meteórico vadoso (Cueva de Castañar de Ibor, Cáceres). *Geogaceta*, **42**: 123-126.

Martín-García, R., Alonso-Zarza, A.M., Martín-Pérez, A., (2009). Loss of primary texture and geochemical signatures in speleothems due to diagenesis: Evidences from Castañar Cave, Spain. *Sedimentary Geology*, **221**: 141-149.

Martín-García, R., Martín-Pérez, A., Alonso-Zarza, A.M. (2011). Weathering of host rock and corrosion over speleothems in Castañar cave, Spain: an example of a complex meteoric environment. *Carbonates and Evaporites*, **26**: 83-94.

Martín-Pérez, A., Alonso-Zarza, A.M. (2005): Dolomitización en sistemas kársticos actuales: el caso de la Cueva de Castañar de Ibor (Cáceres). *Geotemas*, **8**: 67-71.

Martín-Pérez, A., Martín-García, R., Alonso-Zarza, A.M. (2008). Geoquímica isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) de los espeleotemas de aragonito, calcita y dolomita de la Cueva de Castañar de Ibor (Cáceres). *Geotemas*, **10**: 576.

Martín-Vide J., Olcina J. (2001). *Climas y tiempos de España*. Madrid, Alianza Editorial, 258 p.

Martínez-Cortizas, A., Costa-Casais, M., López-Sáez J.A. (2009). Environmental change in NW Iberia between 7000 and 500 cal BC. *Quaternary International*, **200**: 77-89.

Martínez-Pillado, V., Aranburu, A., Yusta, I., Stoll, H, Arsuaga, J.L (2010). Clima y ocupaciones en la Galería de Estatuas (Atapuerca, Burgos) en los últimos 14.000 años: Relatos de una estalagmita. *Munibe (Antropología-Arkeología)*, **61**: 89-102.

Martínez-Pillado, V., Aranburu, A., Arsuaga, J.L., Ruiz-Zapata, B., Gil García, M.J., Stoll, H., Yusta, I., Iriarte, E., Carretero, J.M., Edwards, R.L., Cheng H. (2014). Upper Pleistocene and Holocene palaeoenvironmental records in Cueva Mayor karst (Atapuerca, Spain) from different proxies: Speleothem crystal fabrics, Palynology and Archaeology. *International Journal of Speleology*, **43** (1): 1-14.

Martrat, B., Grimalt, J., López-Martínez, C., Cacho, I., Sierro, F.J., Flores, J.A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J. H., Hodell D.A. (2004). Abrupt temperature changes in the Western Mediterranean over the last 250,000 years. *Science*, **306**: 1762-1765.

Mayewski, P.A., Rholing, E.E., Curt Stager, J., Karlen, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary Research*, **62**: 243-255.

McCabe, G., Palecki, M.A., Betancourt, J.L. (2004). Pacific and Atlantic Ocean influences on multidecadal drought frequency in the United States. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **101** (12): 4136-4141.

McDermott, F. (2004). Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. *Quaternary Science Reviews*, **23**: 901-918.

McDermott, F., Schwarcz, H., Rowe, P.J. (2005). Isotopes in speleothems. En: Leng, M.J. (Ed.). Isotopes in Palaeoenvironmental Research. *Developments in Palaeoenvironmental Research*, 10. Springer, Dordrecht, 185-225.

McGarry, S.F., Caseldine, C. (2004). Speleothem Palynology: an undervalued tool in Quaternary studies. *Quaternary Science Reviews*, **23** (23-24): 2389-2404.

Meese, D.A., Gow, A.J., Alley, R.B., Zielinski, G.A., Grootes, P., Ram, M., Taylor, K.C., Mayewski, P.A., Bolzan, J.F. (1997). The Greenland Ice Sheet Project 2 depth-age scale: Methods and results. *Journal of Geophysical Research*, **102**: 26411-26423.

Meyer, M.C., Spötl, C., Mangini, A., Tessedri, R. (2012). Speleothem deposition at the glaciation threshold - An attempt to constrain the age and paleoenvironmental significance of a detrital-rich flowstone sequence from Entrische Kirche Cave (Austria). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **319**: 93-106.

Mickler, P.J., Banner, J.L., Stern, L., Asmerom, Y., Edwards, R.L., Ito, E. (2004). Stable isotope variations in modern tropical speleothems: Evaluating applications to paleoenvironmental reconstructions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68**: 4381-4393.

Miorandi, R., Borsato, A., Frisia, S., Fairchild, I.J., Richter, D.K. (2010). Epikarst hydrology and implications for stalagmite capture of climate changes at Grotta di Ernesto (NE Italy): results from long-term monitoring. *Hydrological processes*, **24**: 3101-3114

Mix, A.C., Bard, E., Schneider R. (2001). Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews*, **20**: 627-657.

Mojtahid, M., Jorissena, F.J., Garcia, J., Schiebel, R., Michel, E., Eynaud, F., Gillet, H., Cremer, M., Diz Ferreiro, P., Siccha, M., Howa H. (2013). High resolution Holocene record in the southeastern Bay of Biscay: Global versus regional climate signals. *Palaeogeography, Palaeoclimatology Palaeoecology*, **377**: 28-44.

Morales Juberías, T., Fernández de Valderrama, I. (2010). El paisaje kárstico de Urdaibai: aspectos hidrogeológicos. En: ADES (Ed.). *Urdaibai - Catálogo de cuevas y simas*. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco, 121-140.

Moreno, A., Belmonte A., Bartolomé M., Sancho C., Oliva B., Stoll H., Edwards R. L., Cheng H., Hellstrom J. (2013). Formación de espeleotemas en el Noreste Peninsular y su relación con las condiciones climáticas durante los últimos ciclos glaciares. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, **39** (1): 25-47.

Moreno, A. Pérez, A., Frigola, J., Nieto-Moreno, V., Rodrigo-Gámiz, M., Martrat, B., González-Sampériz, P., Morellón, M., Martín-Puertas, C. (2012). The Medieval Climate Anomaly in the Iberian Peninsula reconstructed from marine and lake records. *Quaternary Science Reviews*, **43**: 16-32.

Moreno, A., Stoll, H., Jiménez-Sánchez, M., Cacho, I., Valero-Garcés, B., Ito, E., Edwards, R.L. (2010). A speleothem record of glacial (25-11.6 kyr BP) rapid climatic changes from northern Iberian Peninsula. *Global and Planetary Change*, **71**: 218-231.

Moreno, A., Pérez-Mejías, C., Bartolomé, M., Sancho, C., Cacho, I., Stoll, H., Delgado-Puertas, A., Hellstrom, J., Edwards, R.L., Cheng, H. (2017). New speleothem

data from Molinos and Ejulve caves reveal Holocene hydrological variability in northeast Iberia. *Quaternary Research*, **88** (2): 223-233.

Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez, M.J., Mata, P., Navas, A., González-Sampériz, P., Stoll, H., Farias, P., Morellón, M., Corella, J.P., Rico, M. (2009). The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, Northern Spain). *Journal of Quaternary Science*, **25** (7): 1076-1091.

Moreno, D., Falguères, C., Pérez, A., Voinchet, P., Ghaleb, B., Desprière, Bahain, J.J., Sala, R., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L. (2015). New radiometric dates on the lowest stratigraphical section (TD1 to TD6) of Gran Dolina site (Atapuerca, Spain). *Quaternary Geochronology*, **30**: 535-540.

Morley, A., Schulz, M., Rosenthal, Y., Mulitza, S., Paul, A., Rühlemann, C. (2011). Solar modulation of North Atlantic central water formation at multidecadal timescales during the late Holocene. *Earth and Planetary Science Letters*, **308**: 161-171.

Morley, A., Rosenthal, Y., deMenocal, P. (2014). Ocean-atmosphere climate shift during the mid-to-late Holocene transition. *Earth and Planetary Science Letters*, **388**: 18-26.

Mühlinghaus, C., Scholz, D., Mangini, A. (2007). Modelling stalagmite growth and $\delta^{13}\text{C}$ as a function of drip interval and temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **71**: 2780-2790

Muñoz, A., Bartolomé, M., Muñoz, A., Sancho, C., Moreno, A., Hellstrom, J.C., Osácar, M.C., Cacho, I. (2015). Solar influence and hydrological variability during the Holocene from a speleothem annual record (Molinos Cave, NE Spain). *Terra Nova*, **27**: 300-311.

Muñoz, A., Peña, J.L., Sancho, C., Martínez, M.A. (2001). Los espeleotemas de las cuevas de Ortigosa de Cameros (La Rioja): datos cronológicos y consideraciones paleoambientales. *Geogaceta*, **30**: 95-98.

Muñoz, A., Sancho, C. (2008). Monitorización climática de las cuevas de Ortigosa de Cameros (La Rioja): aplicación a la interpretación del registro climático de los espeleotemas holocenos. *Zubía Monográfico*, **20**: 21-36.

Muñoz, A., Sancho, C., Peña, J.L., Sánchez-Valverde, B., Valero-Garcés, B., Durán, J.J., Genty, D. (2004). Ciclos climáticos de alta frecuencia en los espeleotemas de las Cuevas de Ortigosa de Cameros (La Rioja). En: Liesa, C., Pocoví, A., Sancho, C., Colombo, F., González, A., Soria, A.R. (Eds.). Congreso Geológico de España. *Geo-Temas*, **6-5**: 141-144. VI.

Muñoz, A., Sen, A.K., Sancho, C., Genty, D. (2009). Wavelet analysis of Late Holocene stalagmite records from Ortigosa Caves in Northern Spain. *Journal of Cave and Karst Studies*, **71**: 63-72.

Muñoz-García, M.B. (2007). *Los espeleotemas holocenos y pleistocenos de la Cueva del Cobre (Sierra de Peña Llabra, Palencia) como indicadores de variedad climática*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 322 p.

Muñoz-García, M.B., Cruz, J., Martín-Chivelet, J., Ortega, A.I., Turrero, M.J., Lopez-Elorza, M. (2016). Comparison of speleothem fabrics and microstratigraphic stacking patterns in calcite stalagmites as indicators of paleoenvironmental change. *Quaternary International*, **407** (A): 74-85.

Muñoz-García, M.B., Martín-Chivelet, J., Rossi, C. (2004). Implicaciones paleoclimáticas de la distribución geocronológica de espeleotemas en la Cueva del Cobre (Palencia). *Geogaceta*, **35**: 179-182

Muñoz-García, M.B., Martín-Chivelet, J., Rossi, C., Ford, D.C., Schwarcz, H.P. (2007). Chronology of Termination II and the Last Interglacial Period in North Spain based on stable isotope records of stalagmites from Cueva del Cobre (Palencia). *Journal of Iberian Geology*, **33** (1): 17-30.

Muñoz-García, M.B., Martín-Chivelet, J., Rossi, C., Ford, D.C., Schwarcz, H.P. (2008). Comparación del clima interglacial eemiense y holoceno en el norte de España a partir de los indicadores paleoclimáticos de estalagmitas de la Cueva del Cobre (Palencia). *Geo-Temas*, **10**: 1459-1462.

Muñoz-García, M.B., Ortega, A.I., Martín-Chivelet, J., Turrero, M.J., Arsuaga, J.L. (2009). Evidencias de ocupación humana en Cueva Mayor (Sierra de Atapuerca, Burgos) durante la Edad del Bronce a partir de láminas oscuras en espeleotemas. Livro de Resumos, VII Reuniao do Quaternário Ibérico, Faro: 206-209.

Muñoz-García, M.B., Rossi, C., Martín-Chivelet, J., Ford, D.C., Schwarcz, H. P. (2002). Isotopic record of a Holocene stalagmite from Cueva del Cobre (Cantabrian Mountains, N Spain): paleoclimatic implications. En: *Best Record of the Global Change*. The International Workshop on Cave Climate and Paleoclimate Stara Zagora (Bulgaria).

Muscheler, R., Kromer, B., Björck, S., Svensson, A., Friedrich, M., Kaiser, K.F., Southon, J. (2008). Tree rings and ice cores reveal ^{14}C calibration uncertainties during the Younger Dryas. *Nature Geoscience*, **1**: 263-267.

Niggemann, S., Mangini, A., Richter, D.K., Wurth, G. (2003). A paleoclimate record of the last 17.600 years in stalagmites from the B7 cave, Sauerland, Germany. *Quaternary Science Reviews*, **22**: 555-567.

O'Neil, J.R., Clayton, R.N., Mayeda, T.K. (1969). Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *Journal of Chemical Physics*, **51**: 5547-5558.

Olivé, A., Ramirez Merino, J.L., Ortega, L.I., Hernández Samaniego, A., Álvaro Elorza, M. (1990). Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). *Hoja de Belorado*, **201**, 20-10. IGME.

Olsen, J., Anderson, N.J., Knudsen, M.F. (2012). Variability of the North Atlantic Oscillation over the past 5,200 years. *Nature Geosciences*, **5**: 808-812.

Onac, B.P., Verez, D.S. (2003). Sequence of secondary phosphates deposition in a karst environment: evidence from Magurici Cave (Romania). *European Journal of Mineralogy*, **15**: 741-745.

Ortega Martínez, A.I. (2009). *La evolución geomorfológica del karst de la Sierra de Atapuerca (Burgos) y su relación con los yacimientos pleistocenos*. Tesis Doctoral. Universidad de Burgos, 624 p.

Ortega, A.I., Benito-Calvo, A., Pérez-Gonzalez, A., Martín Merino, M.A., Pérez-Martínez, R., Parés, Aranburu A. Arsuaga J.L. Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E. (2013). Evolution of multilevel caves in the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain) and its relation to human occupation. *Geomorphology*, **196**: 122-137.

Ortega, A.I., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L. (2014). Atapuerca Karst and its Palaeoanthropological

Sites. En: Gutierrez, F., Gutierrez, M. (Eds.). *Landscapes and Landforms of Spain, Word Geomorphological Landscapes*. Springer, 101-111.

Osácar, M.C., Sancho, C., Muñoz, A., Stoll, H., Moreno, A., Bartolomé, M., Cacho, I. (2013). Geoquímica de elementos trazas en espeleotemas con laminación estacional de las cuevas de Ortigosa de Cameros (La Rioja). *Geogaceta*, **53**: 109-112.

Parés, J.M., Arnold, L., Duval, M., Demuro, M., Pérez-González, A., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., Arsuaga, J.L. (2013). Reassessing the age of Atapuerca-TD6 (Spain): new paleomagnetic results. *Journal of Archaeological Science*, **40**: 4586-4595.

Parés, J.M., Ortega, A.I., Benito-Calvo, A., Aranburu, A., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E. (2016). Paleomagnetic constraints on the Atapuerca karst development (N Spain). En: Feinberg, J., Gao, Y., Alexander, E.C. Jr. (Eds.). *Caves and Karst Across Time. Geological Society of America, Special Paper*, **516**: 285-300.

Parés, J.M., Pérez González, A. (1999). Magnetostratigraphy and stratigraphy at Gran Dolina section, Atapuerca (Burgos, Spain). *Journal of Human Evolution*, **37**: 325-342

Parés, J.M., Pérez González, A., Rosas, A., Benito, A., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., Huguet, R. (2006). Matuyama-age lithic tools from the Sima del Elefante site, Atapuerca (northern Spain). *Journal of Human Evolution*, **50**: 163-169.

Peel, M.C., Finlayson, B.L., McMahon, T.A. (2007). Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences*, **11**: 1633-1644.

Peinado Lorca, M., Rivas-Martínez, S. (1987). *La vegetación de España*. Servicio de publicaciones de la Universidad de Alcalá de Henares, Madrid, 544 p.

Peñalba, M.C., Arnold, M., Guiot, J., Duplessy, J.C., De Beaulieu, J.L. (1997). Termination of the last Glaciation in the Iberian Peninsula inferred from the pollen sequence of Quintanar de la Sierra. *Quaternary Research*, **48**: 205-214.

Pérez-González, A., Aleixandre, T., Pinilla, A., Gallardo, J., Benayas, J., Martínez, M.J., Ortega, A.I. (1995). Aproximación a la estratigrafía de Galería en la Trincheras de Atapuerca (Burgos). En: Aguirre, E., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M. (Eds.).

Evolución Humana en Europa y los Yacimientos de la Sierra de Atapuerca. Junta de Castilla y León, Valladolid, 99-122.

Pérez-González, A., Parés, J.M., Carbonell, E., Aleixandre, T., Ortega, A.I., Benito, A., Martín Merino, M.A. (2001). Géologie de la Sierra de Atapuerca et stratigraphie des remplissages karstiques de Galería et Dolina (Burgos, Espagne). *L'Anthropologie*, **105** (1): 27-43.

Pérez-González, A., Parés, J.M., Gallardo, J., Aleixandre, T., Ortega, A.I., Pinilla, A. (1999). Geología y estratigrafía del relleno de Galería de la Sierra de Atapuerca (Burgos). En: Carbonell, E., Rosas, A., Díez, J.C. (Eds.). *Atapuerca: Ocupaciones humanas y paleoecología del yacimiento de Galería*. Junta de Castilla y León, Consejería de Educación y Cultura, Valladolid, 31-42.

Pérez-Mejías, C. (2013). *La cueva de El Recuenco (Ejulve, Teruel): Espeleogénesis y registro de cambios climáticos rápidos durante el Holoceno*. Trabajo fin de Máster. Universidad de Zaragoza, 62 p.

Pérez-Mejías, C., Moreno, A., Sancho, C., Bartolomé, M., Stoll, H., Cacho, I., Cheng, H., Edwards, R.L. (2017). Abrupt climate changes during Termination III in Southern Europe. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **114** (38) 10047-10052.

Perrette, Y., Delannoy, J., Desmet, M., Lignier, V., Destombes, J. (2005). Speleothem organic matter content imaging: the use of a fluorescence index to characterise the maximum emission wavelength. *Chemical geology*, **214**: 193-208.

Petránek, J., Pouba, Z. (1951). Pokus o datování vývoje jaskyně Domice na základě studia tmavých zon v krápnících a sintru (Dating of the development of the Domica Cave, based on the study of the dark zones in the travertine formations). *Sborník Ústředního Ústavu Geologického*, **18**: 245-272.

Pierson, B.J. (1981). The control of cathodoluminescence in dolomite by iron and manganese. *Sedimentology*, **28** (5): 601-610.

Pineda, A., Arce, J.M. (1997). Mapa Geológica de España, escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). *Hoja de Burgos*, **200**, 19-10. IGME.

Pogson, R.E., Osborne, R.A.L., Colchester, D.M., Cendón, D.I. (2011). Sulfate and phosphate speleothems at Jenolan caves, New South Wales, Australia. *Acta Carsologica*, **40** (2): 239-254.

Polyak, V.J., Cokendolpher, J.C., Norton, R.A., Asmerom, Y. (2001). Wetter and cooler late Holocene climate in the southwestern United States from mites preserved in stalagmites. *Geology*, **29**: 643-646.

Pomar, L., Ginés, A., Ginés, J. (1979). Morfología, estructura y origen de los espeleotemas epiacuáticos. *ENDINS*, **5-6**: 3-17.

Ponte, J., Font, E., Veiga-Pires, C., Hillaire-Marcel, C. (2016). Paleomagnetism in speleothems: Influence of calcite growth dip on the natural remanent magnetization. *Geophysical Research Abstracts*, **18**.

Press, W.H., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T., Flannery, B.P. (1992). Numerical Recipes in C. Cambridge University Press.

Qin, X., Tan, M., Liu, T., Wang, X., Li, T., Lu, J. (1999). Spectral analysis of a 1000-year stalagmite laminae-thickness record from Shihua Cavern, Beijing, China, and its climatic significance. *The Holocene*, **9**: 689-694.

Railsback, L.B., Liang, F., Vidal Romaní, J.R., Grandal-d'Anglade, A., Vaqueiro Rodríguez, M., Santos Fidalgo, L., Fernández Mosquera, D., Cheng, H., Edwards, R.L. (2011). Petrographic and isotopic evidence for Holocene long-term climate change and shorter-term environmental shifts from a stalagmite from the Serra do Courel of northwestern Spain, and implications for climatic history across Europe and the Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **305**: 172-184.

Railsback, L.B., Gibbard, P.L., Head, M.J., Voarintsoa, N.R.G., Toucanne, S., (2015). An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quaternary Science Reviews*, **111**: 94-106.

Rees, C.E., Jenkins, W.J., Monster, J. (1978) The sulphur isotopic composition of ocean water sulphate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**(4): 377-381.

Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L.,

Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E. (2004). INTCAL04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, **48**: 1029-1058.

Reyes, E., Caballero, E., Rodríguez-Jiménez, P., Jiménez de Cisneros, C., Delgado, A. (1993). Caracterización isotópica y análisis de los procesos de degradación de los materiales carbonatados de la Cueva de Nerja. Estudio preliminary. En: Carrasco, F. (Ed.). *Geología de la Cueva de Nerja*, 267-295.

Richards, D.A., Dorale, J.A. (2003). Uranium series chronology and environmental applications of speleothems. En: Bourdon, B., Henderson, G.M., Lundstrom, C.C y Turner, S.P (Eds.). *Uranium-series geochemistry*, 407-460.

Rivas, A., Cabezas, J., Carrasco, F., Durán, J. J., González-Ríos, M. (2004). Las cuevas turísticas españolas: un recurso natural de gran interés ecológico, económico y social. En: Andreo, B., Durán, J.J. (Eds.). *Investigaciones en sistemas kársticos españoles*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. Serie Hidrogeología y Aguas Subterráneas, **12**: 367-384.

Rivas-Martínez, S. (1987). *Memoria y mapa de las series de vegetación de España*. 1:400.000. ICONA. Serie Técnica. MAPA. Madrid.

Roberts, N., Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., Corella, J.P., Jones, M. Allcock, S., Woodbridge, J., Morellón, M., Luterbacher, J., Xoplakie, E., Türkeş, M. (2012). Palaeolimnological evidence for an east-west climate see-saw in the Mediterranean since AD 900. *Global and Planetary Change*, **84-85**: 23-34.

Roberts, M.S., Smart, P.L., Baker, A. (1998). Annual trace element variations in a Holocene speleothem. *Earth and Planetary Science Letters*, **154**: 237-246.

Rodríguez, J. (2001). Structure de la communauté de mammifères pléistocènes de Gran Dolina (Sierra de Atapuerca, Burgos, Espagne). *L'Anthropologie*, **105**: 131-157.

Rodríguez, J., Burjachs, F., Cuenca-Bescós, G., García, N., Van der Made, J., Pérez González, A., Blain, H.-A., Expósito, I., López-García, J.M., García Antón, M., Allué, E., Cáceres, I., Huguet, R., Mosquera, M., Ollé, A., Rosell, J., Parés, J.M., Rodríguez, X.P.,

Díez, C., Rofes, J., Sala, R., Saladie, P., Vallverdú, J., Bennisar, M.L., Blasco, R., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E. (2011). One million years of cultural evolution in a stable environment at Atapuerca (Burgos, Spain). *Quaternary Science Reviews*, **30** (11-12): 1396-1412.

Rohling, E.J., Palike H. (2005). Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8200 year ago. *Nature*, **434** (7036): 975-979.

Rosas, A., Huguet, R., Pérez-González, A., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J. M., Vallverdú, J., Van der Made, J., Allué, E., García, N., Martínez-Pérez, R., Rodríguez, J., Sala, R., Saladie, P., Benito, A., Martínez-Maza, C., Bastir, M., Sánchez, A., Parés, J. M. (2006). The "Sima del Elefante" cave site at Atapuerca (Spain). *Estudios Geológicos*, **62** (1): 327-348.

Rosholt, J.N., Antal, P.S. (1962). Evaluation of the $^{231}\text{Pa}/\text{U}$ - $^{230}\text{Th}/\text{U}$ Method for Dating Pleistocene Carbonate Rocks. *US Geological Survey Professional Paper*, **450-E**: E108-E111.

Roth, Z. (1948). Některé formy sintrové výzdoby v jeskyni Domica a jejich znik. (Some speleothems from Domica cave and their origin). *Sborník Státneho Ústavu Geologického*, **15**: 65-88.

Ruiz Zapata, M.B., Gil García, M.J., Dorado Valiño, M., Valdeolmillos, A., Vegas, J., Pérez-González, A. (2002). Clima y vegetación durante el Tardiglaciario y el Holoceno en la Sierra de Neila (Sistema Ibérico Noroccidental). *Cuaternario y Geomorfología*, **16** (1-4): 9-20.

Ruiz Zapata, M.B., Gil García, M.J., Dorado Valiño, M., Valdeolmillos, A., Vegas, J., Pérez-González A. (2003a). Caracterización palinológica de los últimos grandes eventos fríos del Máximo Glaciario en secuencias de la Península Ibérica. En: Collantes, M.M., Sayago, J.M., Neder L.V. (Eds.). *Actas II Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología*: 165-176.

Ruiz Zapata, M.B., Gil García, M.J., Vegas, J., Dorado Valiño, M., Valdeolmillos, A., Pérez-González A. (2003b). Registro palinológico de los eventos Heinrich (H1 y H2) en la secuencia de La Laguna Grande (Sierra de Neila. Sistema Ibérico. España). En: Servitec. Oviedo (Ed.). *XI Reunión Nacional de Cuaternario*, 293-300.

Ruiz Zapata, M.B., Ortega, A., Dorado Valiño, M., Valdeolmillos, A., Gil García, M.J., Carretero, J.M., Martínez-Mendizabal, I., Arsuaga, J.L. (2003c). Vegetational history during Bronze and Iron Ages in Portalón Cave (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). En: Ruiz Zapata, M.B., Dorado Valiño, M., Valdeolmillos, A., Gil García, M.J., Bardají, T., Bustamante, I., Martínez-Mendizabal, I. (Eds.). *Quaternary climatic changes and environmental crises in the Mediterranean Region*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Alcalá. Madrid.99-106.

Sanchez Goñi, M.F., Hannon, G.E. (1999). High altitude vegetational pattern on the Iberian Mountain Chain (north-central Spain) during the Holocene. *The Holocene*, **9** (1): 39-57.

Sander, P.M., Gee, C.T. (1990). Fossil charcoal: techniques and applications. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **63**: 269-279

Scholz, D., Hoffmann, D.L. (2011). StalAge - An algorithm designed for construction of speleothem age models, *Quaternary Geochronology*, **6** (3-4): 369-382.

Schulz, M., Mudelsee, M. (2002). REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers and Geosciences*, **28**: 421-426.

Schwabe, A.N. (1844). Sonnen-Beobachtungen im Jahre 1843. *Astronomische Nachrichten*, **21**: 233.

Šebela, S., Miler, M., Skobe, S., Torkar, S., Zupančič, N. (2015). Characterization of black deposits in karst caves, examples from Slovenia. *Facies*, **61** (6): 1-13.

Sejrup, H.P., Haflidason, H., Andrews, J.T. (2011). A Holocene North Atlantic SST record and regional climate variability, *Quaternary Science Reviews*, **30** (21-22): 3181-3195.

Self, C.A., Hill, C. (2003). How speleothems grow: An introduction to the ontogeny of cave minerals. *Journal of Cave and Karst Studies*, **65** (2): 130-151.

Severinghaus J.P., Brook E.J. (1999). Abrupt climate change at the end of the Last Glacial Period inferred from trapped air in polar ice. *Science*, **286**: 930-934.

Shackleton, N.J. (1969). The last interglacial in the marine and terrestrial record. *Proceedings of the Royal Society of London, B*, **174**: 135-154.

Shackleton, N.J., Opdyke, N.D. (1973). Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 and 106 year scale. *Quaternary Research*, **3**: 39-55.

Shahack-Gross, R., Berna, F., Karkanas, P., Weiner, S. (2004). Bat guano and preservation of archaeological remains in cave sites. *Journal of Archaeological Science*, **31**: 1259-1272.

Shopov, Y.Y. (1986). Applications of photoluminescence in Speleology. *Bulgarian Caves*, **4**: 38-45.

Shopov, Y.Y. (1989). Spectra of Luminescence of Cave Minerals. *Expedition Annual of Sofia University*, **3/4**: 80-85.

Shopov, Y.Y. (1991). A new method for photography of luminescence and its applications in speleology. *The NSS Bulletin*, **53** (2): 123

Shopov, Y.Y. (1997). Luminescence of Cave Minerals. En: Hill C., Forti P. (Eds.). *Cave Minerals of the world, second edition, NSS, Huntsville, Alabama, USA*, 244-248.

Shopov, Y.Y. (1999). Speleothem Records of Environmental Changes in the Past. En: Andreo B., Carrasco F., Duran J.J. (Eds.). *Contribución del Estudio Científico de las Cavidades Kársticas al Conocimiento Geológico, PCN, Instituto de Investigacion, Malaga, Spain*, 117-134.

Shopov, Y.Y. (2003). Cave minerals and speleothems. En: Lerner, K.L., Lerner, B.W. (Eds.). *World of Earth Science*, **1**: 101-102.

Shopov, Y.Y., Dermendjiev V.N., Buyukliev G. (1990). Solar Activity in the Last 35000 years, from data of Luminescence of Cave Flowstones from Bulgaria. *Annales Geophysicae*, special issue: 300 p.

Shopov, Y.Y., Ford, D.C., Schwarcz, H.P. (1994). Luminescent micro-banding in speleothems: High-resolution chronology and paleoclimate. *Geology*, **22**: 407-410.

Shopov Y.Y., Stoykova D., Tsankov L., Sanabria M., Georgieva D., Ford D.C., Georgiev L. (2004). Influence of Solar Luminosity Over Past Climate and

Geomagnetic Cycles as Derived from Speleothems. *International Journal of Speleology*, **33** (1-4): 19-24.

Shopov, Y.Y., Tsankov, L., Buck M., Ford, D.C. (1996). Time resolved photography of phosphorescence: A new technique for study of thermal history and uplift of thermal caves. En: Lauritzen S.E. (Ed.). *Climate Change: The Karst Record*. Charlestown, West Virginia: Karst Waters Institute, 203 p.

Sierro, F.J., Hodell, D.A., Curtis, J.H., Flores, J.A., Reguera, I., Colmenero-Hidalgo, E., Bárcena, M.A., Grimalt, J., Cacho, I., Frigola, J., Canals, M. (2005). Impact of iceberg melting on Mediterranean thermohaline circulation during Heinrich events. *Paleoceanography*, **20**: PA2019.

Smith, A.C., Wynn, P.M., Barker, P.A., Leng, M.J., Noble, S.R., Tych, W. (2016). North Atlantic forcing of moisture delivery to Europe throughout the Holocene. *Nature Scientific Reports*, **6**: 24745.

Spötl, C., Cheng, H. (2014). Holocene climate change, permafrost and cryogenic carbonate formation: insights from a recently deglaciated, high-elevation cave in the Austrian Alps. *Climate of the Past*, **10**: 1349-1362.

Spötl, C., Mangini, A. (2002). Stalagmite from the Austrian Alps reveals Dansgaard-Oeschger events during isotope stage 3: Implications for the absolute chronology of Greenland ice cores. *Earth and Planetary Science Letters*, **203**: 507-518.

Stankiewicz, B.A., van Bergen, P.F., Duncan, I.J., Carter, J.F., Briggs, D.E.G., Evershed, R.P. (1996). Recognition of chitin and proteins in invertebrate cuticles using analytical Pyrolysis/Gas Chromatography and Pyrolysis/Gas Chromatography/Mass Spectrometry. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, **10** (14): 1747-1757.

Steelman, K.L., Rowe, M.W., Boutton, T.W., Southon, J.R., Merrell, C.L., Hill, R.D. (2002). Stable isotope and radiocarbon analyses of black deposit associated with pictographs at Little Lost River Cave, Idaho. *Journal of Archaeological Sciences*, **29** (10): 1189-1198.

Stepanov, V.I. (1997). Notes on mineral growth. *Proceedings University of Bristol Speleological Society*, **21**: 25-42.

Stoll, H.M., Jiménez-Sánchez, M., Auer, T., Martos de la Torre, E. (2007). Temporal variation in dripwater chemistry in the Cueva de Pindal (Asturias, NW Spain). En: Durán, J.J., Robledo, P.A., Vázquez, J. (Eds.). *Cuevas turísticas: aportación al desarrollo sostenible*. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España, 191-200.

Stoll, H.M., Moreno, A., Méndez-Vicente, A., González-Lemos, S. Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Edwards, R.L., Cheng, H., Wang, X. (2013). Paleoclimate and growth rates of speleothems in the northwestern Iberian Peninsula over the last two glacial cycles. *Quaternary Research*, **80**: 284-290.

Stoll, H.M., Müller, W., Prieto, M. (2012). I-STAL, a model for interpretation of Mg/Ca, Sr/Ca and Ba/Ca variations in speleothems and its forward and inverse application on seasonal to millennial scales. *Geochemistry Geophysics, Geosystems*, **13** (1): 1-27.

Suess, H.E. (1980). The radiocarbon record in tree rings of the last 8000 years. *Radiocarbon*, **22**: 200-209.

Sutton, R.T., Hodson, D.L.R. (2005). Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate. *Science*, **290**: 2133-2137.

Tan, M., Liu, T., Hou, J., Qin, X., Zhang, H., Li, T. (2003). Cyclic rapid warming on centennial-scale revealed by a 2650-year stalagmite record of warm season temperature. *Geophysical Research Letters*, **30** (12): 1617.

Thomas, E.R., Wolff, E.W., Mulvaney, R., Steffensen, J.P., Johnsen, S.J., Arrowsmith, C., White, J.W.C., Vaughn, B., Popp, T. (2007). The 8.2 ka event from Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews*, **26** (1): 70-81.

Thompson, D.W., Lee, S., Baldwin, M.P. (2003). Atmospheric processes governing the Northern Hemisphere Annular Mode/North Atlantic Oscillation. En: Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottensen, G., Visbeck, M. (Eds.). *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact. Geophysical Monograph Series*, **134**: 81-112. AGU, Washington, D. C.

Thornalley, D.J.R., Elderfield, H., McCave, I.N. (2009). Holocene oscillations in temperature and salinity of the surface subpolar North Atlantic. *Nature*, **457**: 711-714.

Timmermann, A., Menviel, L. (2009). What Drives Climate Flip-Flops? *Science*, **325** (5938): 273-274.

Torrence, C., Compo, G.P. (1998). A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79**: 61-78.

Treble, P.C, Shelley, J.M.G., Chappell, J. (2003). Comparison of high resolution sub-annual records of trace elements in a modern (1911-1992) speleothem with instrumental climate data from southwest Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, **216**: 141-153.

Treble, P.C., Chappell, J., Gagan, M.K., McKeegan, K.D., Harrison, T.M., (2005). In situ measurement of seasonal $\delta^{18}\text{O}$ variations and analysis of isotopic trends in a modern speleothem from southwest Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, **233**: 17-32.

Trenberth, K.E., Shea, D.J. (2005). Atlantic hurricanes and natural variability in 2005. *Geophysical Research Letters*, **33**: L12704.

Trigo, R.M., Osborn, T.J., Corte-Real, J. (2002). The North Atlantic oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms. *Climate Research*, **20**: 9-17.

Trouet, V., Esper, J., Graham, N.E., Baker, A., Scourse, J.D., Frank, D.C. (2009). Persistent Positive North Atlantic Oscillation Mode Dominated the Medieval Climate Anomaly. *Science*, **324** (5923): 78-80.

Trouet, V., Scourse, J.D., Raible, C.C. (2012). North Atlantic storminess and Atlantic Meridional Overturning Circulation during the last Millennium: Reconciling contradictory proxy records of NAO variability. *Global and Planetary Change*, **84-85**: 48-55.

Tuccimei, P., Ginés, J., Ginés, A., Gràcia, F., Fornós, J.J. (2006). Last interglacial sea level changes in Mallorca island (Western Mediterranean). High precision U-series data from phreatic overgrowths on speleothems. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **50** (1): 1-2.

Tuccimei, P., Fornós, J.J., Ginés, A., Ginés, J., Gràcia, F., Mucedda, M. (2007). Sea level change at Capo Caccia (Sardinia) and Mallorca (Balearic Islands) during oxygen

isotope substage 5e, based on Th/U datings of phreatic overgrowths on speleothems. En Pons, G.X., Vicens, D. (Eds.). Geomorfología litoral i Quaternari. Homenatge a Joan Cuerda Barceló, *Monografies de la Societat d'Història Natural de les Balears*, **14**: 121-135.

Tuccimei, P., Soligo, M., Ginés J, Ginés A, Fornós, J., Kramers, J., Villa, I.M. (2010). Constraining Holocene sea levels using U-Th ages of phreatic overgrowths on speleothems from coastal caves in Mallorca (Western Mediterranean). *Earth Surface Processes and Landforms*, **35** (7): 782-790.

Turrero, M.J., Garralón, A., Martín-Chivelet, J., Gómez, P., Sánchez, L., Quejido, A., Martín-Merino, M.A., Ortega, A.I. (2004). Seasonal changes in the chemistry of drip waters in Kaite Cave (N Spain). En: Wanty, R.B., Seal II, R.S. (Eds.). *Water-Rock Interaction 11*. Balkema Publishers, London, 1407-1410.

Tzedakis, P.C., Channell, J.E. T., Hodell, D.A., Kleiven, H.F., Skinner, L.C. (2012a). Determining the natural length of the current interglacial. *Nature Geoscience*, **5**: 138-141.

Tzedakis, P.C., Wolff, E.W., Skinner, L.C., Brovkin, V., Hodell, D.A., McManus, J.F., Raynaud, D. (2012b). Can we predict the duration of an interglacial? *Climate of the Past*, **8**: 1473-1485.

Urey, H.C. (1947). The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of the Chemical Society*: 562-581.

Vadillo, I., Barberá, J.A. (2011). Aplicación de técnicas hidrogeológicas para el estudio del karst de Peña Forua. *Karaitza. Monográfico "La cueva de Goikoetxe y el karst de Peña Forua"*, 85-99.

van Beynen, P.E. (1998). *Investigations into the Fluorescence of Calcitic Speleothems*. Tesis Doctoral. McMaster University, 151 p.

van Beynen, P.E., Bourbonniere, R., Ford, D.C., Schwarcz, H.P. (2001). Causes of colour and fluorescence in speleothems. *Chemical Geology*, **175** (3-4): 319-341.

van den Brink, L.M., Janssen, C.R. (1985). The effect of human activities during cultural phases on the development of montane vegetation in the Serra da Estrela, Portugal. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **44**: 193-215.

Vanghi, V. (2012). *Estudio multianalítico de una estalagmita, Novella (Cueva de Praileaitz, Gipuzkoa): detección y caracterización de indicadores de cambios ambientales*. Trabajo fin de Máster. Universidad del País Vasco, 23 p.

Vanghi, V., Iriarte, E., Aranburu A. (2015). High resolution X-ray computed tomography for petrological characterization of speleothems. *Journal of Cave and Karst Studies*, **77** (1): 75-82.

Vaughan, A., Nichols, G.J. (1995). Controls on the deposition of charcoal: implications for sedimentary accumulations of fusain. *Journal of Sedimentary Research*, **65**: 129-135.

Vegas, J., Pérez-González, A., Ruiz Zapata, M.B., Gil García, M.J., Dorado Valiño, M., Valdeolillos, A., López M.J. (2003). The GS-1/Younges Dryas event in the Laguna Grande Lacustrine record. Late Glacial-Holocene transition in the NW Iberian Range, Spain. En: Valero, B.L. (Ed.). *Limnogeology in Spain: tribute to Kerry R. Kelt*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. 283-304.

Velasco, V.M., Mendoza, B. (2008). Assessing the relationship between solar activity and some large scale climatic phenomena. *Advances in Space Research*, **42**: 866-878.

Verheyden, S. (2004). Trace elements in speleothems. A short review of the state of the art. *International Journal of Speleology*, **33** (1-4): 95-101.

Vonmoos, M., Beer, J., Muscheler, R. (2006). Large variations in Holocene solar activity constraints from ^{10}Be in the GRIP ice core. *Journal of Geophysical Research*, **111**. A10105.

Walczak, I.W., Baldini, J.U.L., Baldini, L.M., McDermott, F., Marsden, S., Standish, C.D., Richards, D.A., Andreo, B., Slater, J. (2015). Reconstructing high-resolution climate using CT scanning of unsectioned stalagmites: A case study identifying the mid-Holocene onset of the Mediterranean climate in southern Iberia. *Quaternary Science Reviews*, **127**: 117-128.

Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.O., Küttel, M., Müller, S.A., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, M. (2008). Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, **27** (19-20): 1791-1828.

Wanner, H., Brönnimann, S., Casty, C., Gyalistras, D., Luterbacher, J., Schmutz, C., Stephenson D., Xoplaki, E. (2001). North Atlantic Oscillation - Concepts and Studies. *Surveys in Geophysics* **22**: 321-382.

Wassenburg, J.A., Dietrich, S., Fietzke, J., Fohlmeister, J., Jochum, K.P., Scholz, D., Richter, D.K., Sabaoui, A., Spötl, C., Lohmann, G., Andreae, M.O., Immenhauser, A. (2016). Reorganization of the North Atlantic Oscillation during early Holocene deglaciation. *Nature Geosciences*, **9**: 602-605.

Watson, P.J. (1966). Prehistoric miners of Salt Cave, Kentucky. *Archaeology*, **19**: 237-243.

White, W.B. (2012). Speleothem microstructure/speleothem ontogeny: a review of Western contributions. *International Journal of Speleology* **41** (2): 329-358.

Wright, J.D. (2000). Global Climate Change in Marine Stable Isotope Records, in Quaternary Geochronology: Methods and Applications. En: Noller, J.S., Sowers J.M., Lettis, W.R. (Eds.). *American Geophysical Union*, Washington, D. C. 671-682.

Wynn, P.M., Fairchild, I.J., Baker, A., Baldini, J.U.L., McDermott, F. (2008). Isotopic archives of sulphate in speleothems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **72**: 2465-2477.

Wynn, P.M., Fairchild, I.J., Frisia, S., Spötl, C., Baker, A., Borsato, A. (2010). High resolution sulphur isotope analysis of speleothem carbonate by secondary ionisation mass spectrometry. *Chemical Geology*, **271**: 101-107.

Xie, S., Yi, Y., Huang, J., Hu, C., Cai, Y., Collins, M., Baker, A. (2003). Lipid distribution in a subtropical southern China stalagmite as a record of soil ecosystem response to paleoclimate change. *Quaternary Research*, **60** (3): 340-347.

Yang Y., Wang T. (1997). Fourier transform Raman spectroscopic characterization of humic substances. *Vibrational Spectroscopy*, **14** (1): 105-112.

Yelovicheva, Ya.K. (2006). Late Pleistocene interglacial and glacial deposits in Belarus. En: Johansson, P., Lunkka, J.P., Sarala, P. (Eds.). *Late Pleistocene glacial deposits in the central part of the Scandinavian ice sheet*. Geological Survey of Finland, Rovaniemi, 52 p.

Yu, Z., Ito, E. (1999). Possible solar forcing of century-scale drought frequency in the northern Great Plains. *Geology*, **27**: 263-266.

Žák, K., Richter, D.K., Filippi, M., Živor, R., Deininger, M., Mangini, A., Scholz, D. (2012). Coarsely crystalline cryogenic cave carbonate - a new archive to estimate the Last Glacial minimum permafrost depth in Central Europe. *Climate of the Past*, **8**: 1821-1837.

Zazo, C., Goy, J.L., Hoyos, M. (1983). Estudio geomorfológico de los alrededores de la Sierra de Atapuerca (Burgos). *Estudios Geológicos*, **39**: 179-185.

Zazo, C., Goy, J.L., Hoyos, M. (1987). Contexto geológico y geomorfológico. En: Aguirre, E., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M. (Eds.). *El hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca*, 41-46.

Zazo, C., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Lario, J., Cabero, A., Silva, P.G., Bardají, T., Mercier, N., Borja, F., Roquero, E. (2008). The coastal archives of the last 15 ka in the Atlantic-Mediterranean. *Quaternary International*, **181**: 72-87.

Zupančič, N., Šebela, S., Miler, M. (2011). Mineralogical and chemical characteristics of black coatings in Postojna Cave System. *Acta Carsol*, **40**: 307-317.

Referencias web:

www.aemet.es

www.atapuerca.tv

www.britannica.com

www.edafologia.net

www.euskalmet.euskadi.eus

www.glossary.oilfield.slb.com

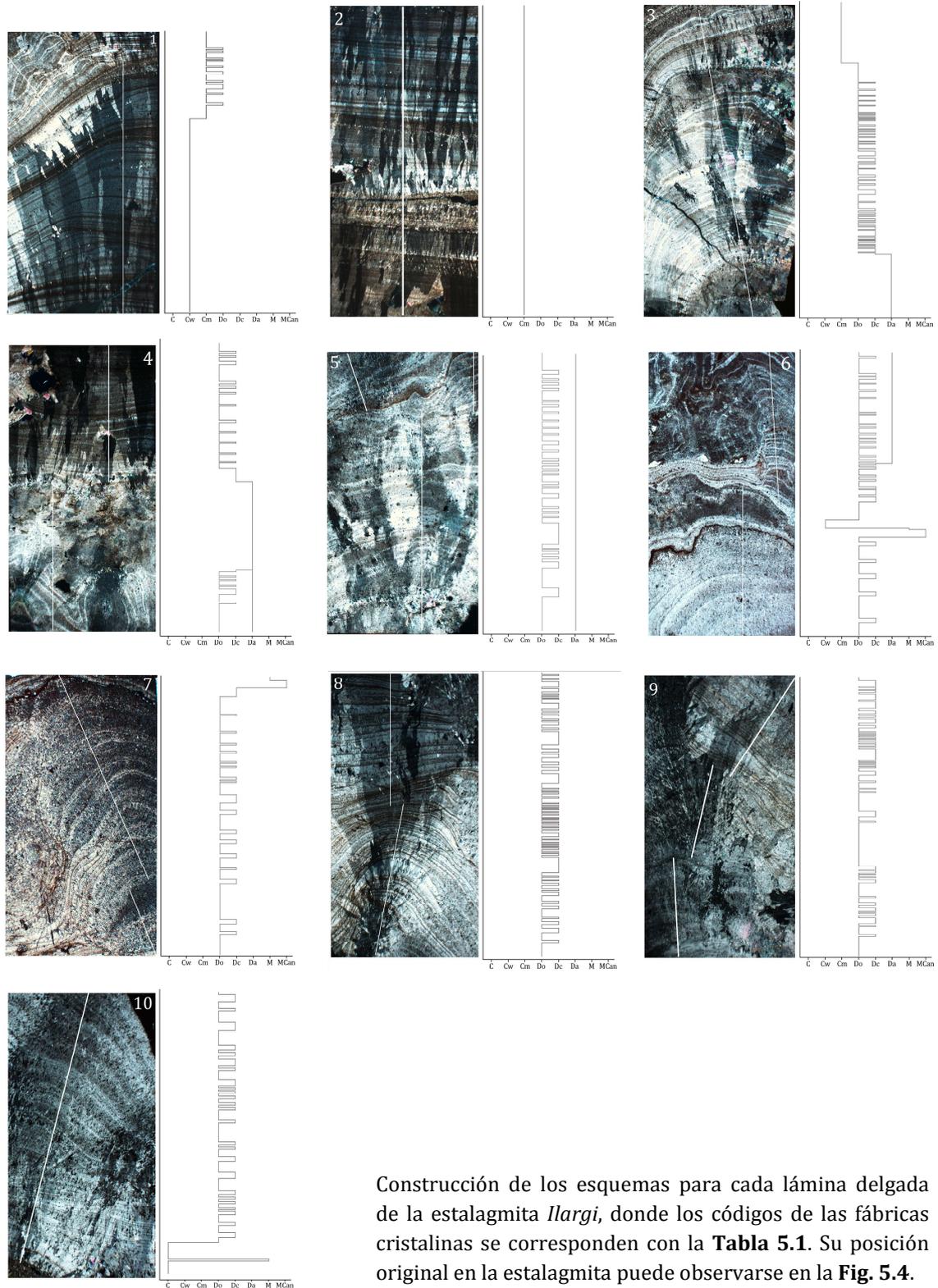
www.ncdc.noaa.gov

www.urdaibai.org

ANEXOS

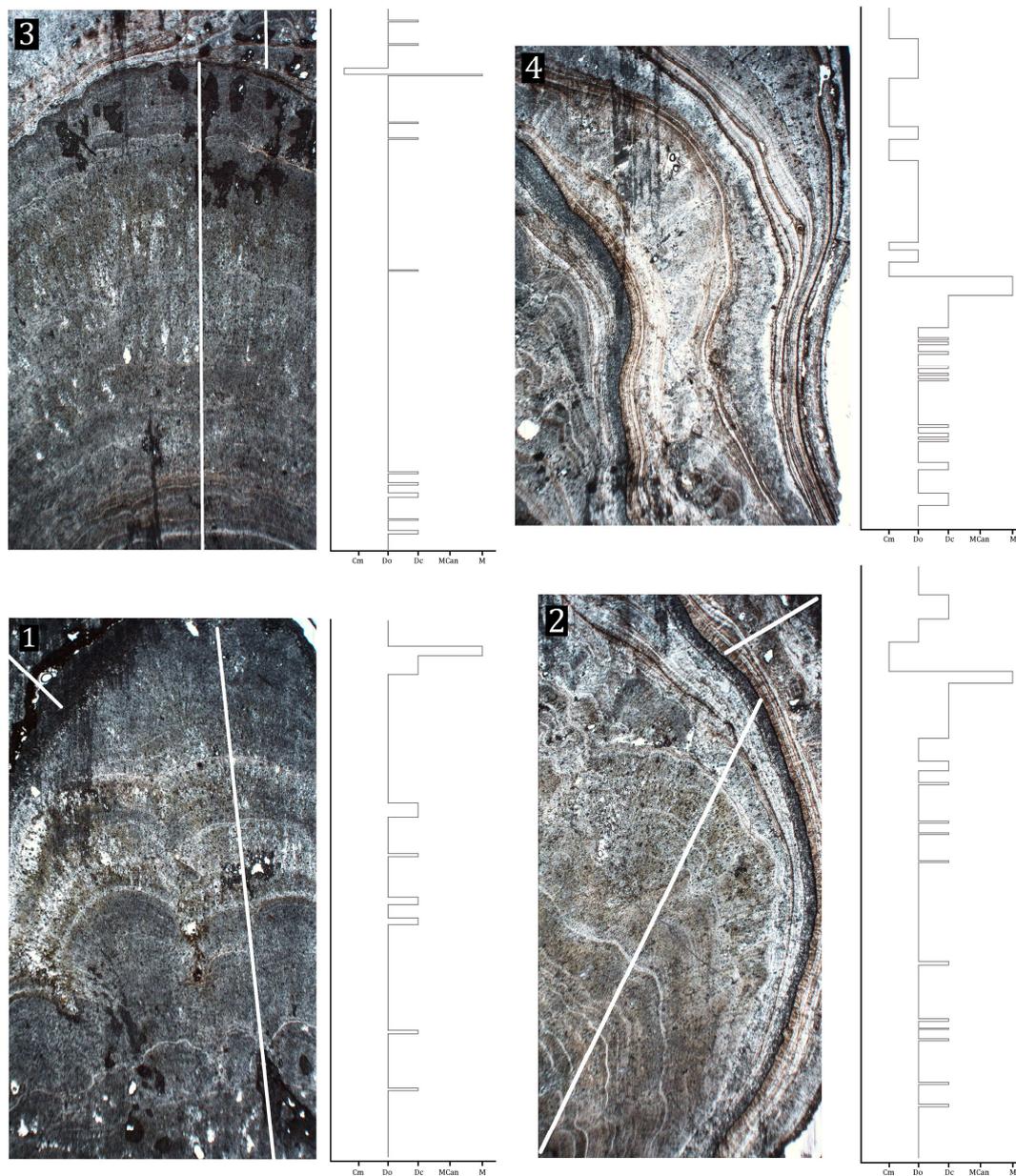
ANEXO 1: *Petrological Log* a mayor detalle de las láminas delgadas de las estalagmitas *Ilargi* (A) y *GS3* (B)

A



Construcción de los esquemas para cada lámina delgada de la estalagmita *Ilargi*, donde los códigos de las fábricas cristalinas se corresponden con la **Tabla 5.1**. Su posición original en la estalagmita puede observarse en el **Fig. 5.4**.

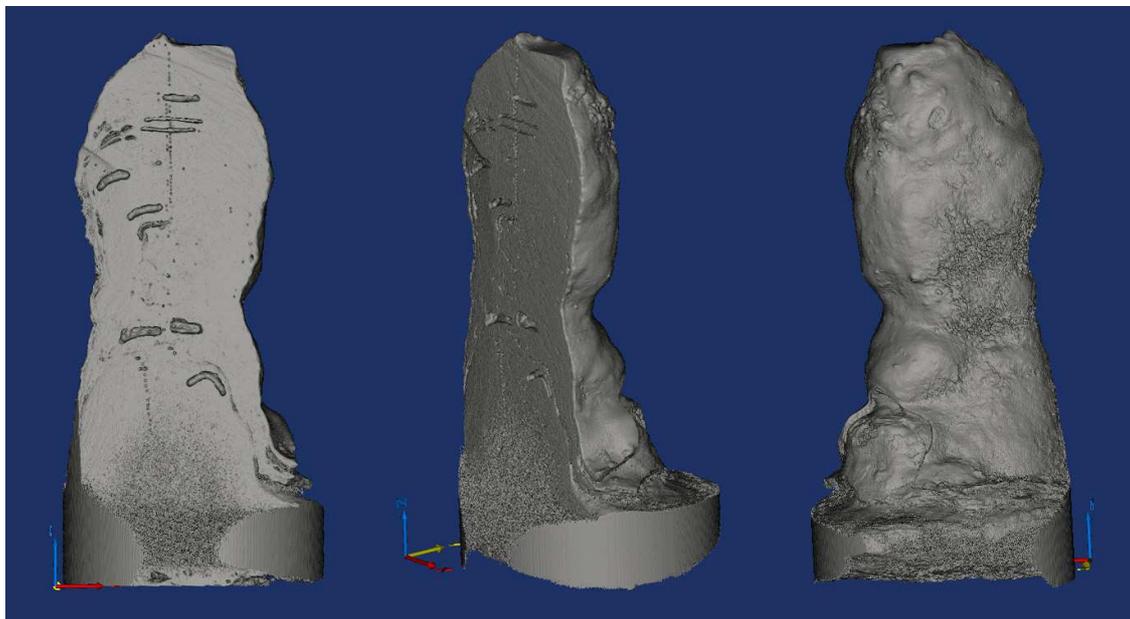
B



Construcción de los esquemas para cada lámina delgada de la estalagmita GS3, donde los códigos de las fábricas cristalinas se corresponden con la **Tabla 5.8**. Su posición original en la estalagmita puede observarse en la **Fig. 5.35**.

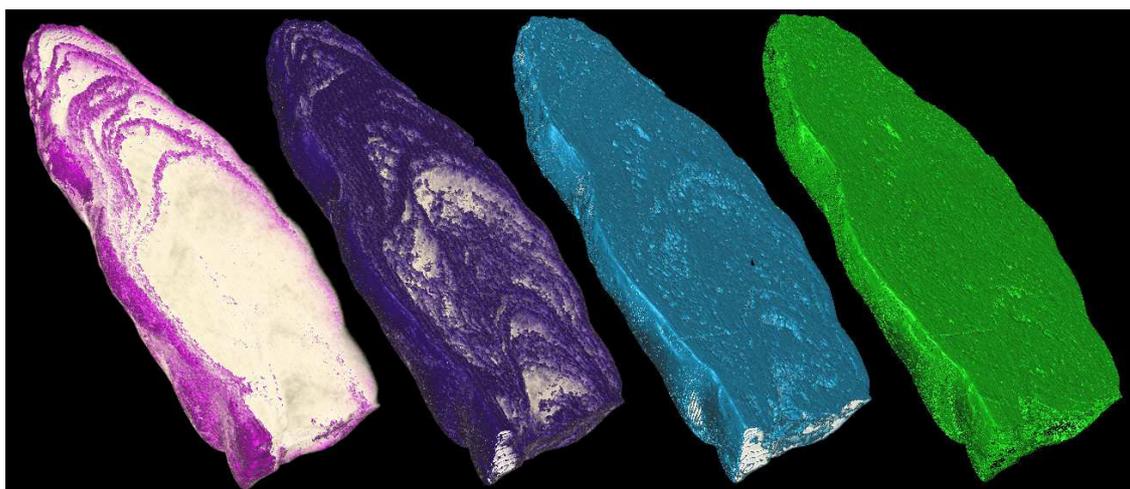
ANEXO 2: Reconstrucción tridimensional mediante CT de la estalagmita *Ilargi* (A), *GS3* (B) y *Moreno* (C)

A



Distintas vistas del exterior de la estalagmita *Ilargi* reconstruida a partir de la tomografía axial computarizada, donde puede observarse el muestreo realizado previamente sobre ella en la cara pulida (dataciones, isótopos estables y elementos traza) y la rugosidad natural que presenta.

B



Distintas máscaras de densidad establecidas para la estalagmita *GS3* (ver **Fig. 5.52**), donde los valores van de izquierda a derecha desde más elevados (máscara rosa, con alternancia de *Black Laminae* y textura microcristalina) hasta más bajos (máscara verde, con textura dendrítica abietra).

C



Distintas vistas del exterior de la estalagmita *Moreno* reconstruida a partir de la tomografía axial computarizada, donde puede observarse el muestreo realizado para dataciones previamente sobre la cara pulida, y la rugosidad natural que presenta.

ANEXO 3: Tabla de resultados de la PY-GC-MS para las estalagmitas estudiadas en este trabajo

NAME	RT	M/Z	CLASS	Ilargi-b	Ilargi-h	GS1-a	GS2-b	GS2-r	GS2-e	GS3d	GS3-h	Clon-b	Mor-dark
toluene	2,839	91+92	MAH	12,01	16,56	7,17	7,99	17,45	7,91	10,05	12,22	6,39	14,08
pyrrole	2,727	67	NCOMP	1,85	4,57	2,61	3,71	2,44	4,20	2,68	4,22	0,00	1,57
2-cyclopenten-1-one	3,308	82+53	CARB	1,05	2,75	0,00	0,00	0,00	0,24	1,04	2,37	0,48	0,00
3/2-furaldehyde	3,331	95+96	CARB	1,33	2,69	0,68	0,71	0,00	0,43	0,94	2,15	0,00	0,00
C1-pyrrole (DP)	3,37	80+81	NCOMP	1,09	4,44	1,79	1,29	0,00	2,16	2,63	3,02	0,65	1,34
C2-benzene (DP)	3,536	91+106	MAH	2,74	4,17	2,13	3,23	5,19	2,43	2,79	3,31	3,83	3,57
C2-benzene	3,593	91+106	MAH	1,17	1,64	0,74	1,25	2,28	0,84	1,34	1,30	1,14	2,06
acetamide	3,551	59	NCOMP	0,00	2,49	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
C1-cyclopentenone	3,869	67+96	CARB	0,73	1,60	2,23	1,36	2,01	1,01	1,52	2,09	0,26	0,00
C3-benzene	4,245	91+120	MAH	0,45	0,34	0,23	0,60	0,12	0,39	0,31	0,27	0,30	0,00
C3-benzene	4,429	105+120	MAH	0,52	0,04	0,25	0,37	0,24	0,36	0,51	0,41	0,40	0,00
C3-benzene	4,55	105+120	MAH	0,46	0,90	0,84	0,94	0,77	0,72	0,98	0,70	1,46	0,00
C3-benzene	4,801	105+120	MAH	0,22	0,39	0,54	0,58	0,86	0,35	0,43	0,44	0,90	0,00
phenol	4,521	94+66	PHENOL	2,10	5,80	4,80	4,62	3,78	3,40	3,70	5,80	2,70	0,00
benzonitrile	4,544	103+76	NCOMP	0,51	0,99	0,00	0,60	0,00	0,00	0,13	0,46	0,17	0,00
benzofuran	4,561	118+89	BF	0,76	0,86	0,13	0,72	0,63	0,35	0,61	0,86	0,40	0,00
indene	4,99	115+116	PAH	0,55	1,33	0,55	0,71	0,70	0,46	1,02	0,97	0,51	0,00
C1-phenol	5,082	107+108	PHENOL	0,49	1,24	0,77	0,63	0,00	0,49	0,99	0,90	1,44	0,00
C1-phenol	5,271	107+108	PHENOL	1,09	3,57	2,13	1,44	0,00	0,80	1,49	1,34	1,88	0,00
C1-indene	5,82	115+130	PAH	0,27	0,81	0,70	0,50	0,18	0,25	0,59	0,54	0,51	0,00
C1-indene	5,877	115+130	PAH	0,21	0,64	0,57	0,36	0,21	0,35	0,48	0,51	0,38	0,00
C4B	5,069	91	MAH	0,35	0,24	0,25	0,28	0,18	0,25	0,22	0,29	0,17	0,00
C5B	5,842	91	MAH	0,20	0,25	0,13	0,20	0,27	0,20	0,19	0,19	0,46	0,00
C6B	6,603	91	MAH	0,22	0,29	0,00	0,19	0,00	0,13	0,17	0,16	0,10	0,00
C7B	7,324	91	MAH	0,13	0,13	0,00	0,13	0,00	0,17	0,13	0,20	0,14	0,00
N	6,123	128	PAH	0,27	0,34	0,14	0,43	0,52	0,13	0,20	0,39	0,21	0,34
C2-benzofuran	6,243	145+146	BF	0,09	0,14	0,01	0,07	0,00	0,00	0,11	0,12	0,23	0,00
C2-benzofuran	6,306	145+146	BF	0,15	0,33	0,03	0,06	0,00	0,00	0,18	0,25	0,34	0,00
C1N	6,907	142+115	PAH	0,22	0,37	0,06	0,41	0,24	0,17	0,27	0,28	0,43	0,00
C1N	7,033	142+115	PAH	0,20	0,38	0,27	0,31	0,36	0,25	0,31	0,28	0,55	0,00
biphenyl	7,485	154	PAH	0,06	0,18	0,00	0,03	0,24	0,00	0,01	0,04	0,18	0,00
C2-naphthalene	7,662	156+141	PAH	0,14	0,15	0,23	0,17	0,09	0,06	0,15	0,23	0,52	0,00
C2-naphthalene (DP)	7,752	156+141	PAH	0,25	0,51	0,39	0,46	0,70	0,05	0,23	0,45	1,75	0,00
di-tert-butylphenol	8,268	191+206	CONTAM	0,25	0,18	0,17	1,59	0,88	0,09	0,11	0,09	0,11	0,11
C3N	8,463	155+170	PAH	0,07	0,15	0,17	0,12	0,06	0,00	0,14	0,12	0,42	0,00
C3N	8,658	155+170	PAH	0,12	0,21	0,18	0,24	0,12	0,00	0,26	0,19	1,56	0,00
C3N	8,824	155+170	PAH	0,07	0,13	0,16	0,19	0,06	0,00	0,03	0,09	0,80	0,00
C4N	8,784	169+184	PAH	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00
C4N	8,915	169+184	PAH	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00
C4N	8,996	169+184	PAH	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00
C4N	9,36	169+184	PAH	0,03	0,18	0,03	0,13	0,00	0,02	0,01	0,03	0,30	0,00
C4N	9,413	169+184	PAH	0,03	0,07	0,01	0,11	0,00	0,00	0,08	0,05	0,41	0,00
C4N	9,516	169+184	PAH	0,02	0,04	0,00	0,09	0,00	0,00	0,03	0,07	0,18	0,00
C4N	9,671	169+184	PAH	0,04	0,20	0,00	0,12	0,00	0,00	0,04	0,10	0,63	0,00
fluorene	8,818	166+165	PAH	0,16	0,38	0,05	0,24	0,09	0,00	0,23	0,30	0,13	0,00
C5N	9,337	183+198	PAH	0,09	0,04	0,10	0,31	0,24	0,00	0,12	0,13	1,84	0,00
phenanthrene/anthracene	9,997	178	PAH	0,06	0,11	0,00	0,12	0,18	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00
C08	2,942	55+56	MCC	8,75	6,59	12,52	21,15	13,59	34,52	8,38	14,19	3,10	17,28
C09	3,663	55+56	MCC	4,90	2,39	5,49	2,16	4,09	3,67	5,28	3,67	1,54	5,68
C10	4,464	55+56	MCC	3,72	2,40	5,41	2,52	4,48	3,47	5,55	3,79	1,76	6,18
C11	5,259	55+69	MCC	3,06	1,49	2,93	1,60	2,06	2,66	3,50	2,16	0,82	3,39
C12	6,026	55+69	MCC	3,02	1,44	2,87	1,37	2,07	2,40	3,28	2,03	0,90	3,17
C13	6,747	55+69	MCC	3,29	1,36	2,53	2,23	3,88	2,68	3,64	2,54	0,91	3,53
C14	7,433	55+69	MCC	5,12	2,31	5,66	2,37	3,24	4,44	6,45	3,71	1,01	7,54
C15	8,074	55+69	MCC	2,37	1,29	2,84	2,43	3,45	2,40	3,11	1,93	0,92	6,53

C16	8,681	55+69	MCC	4,05	1,45	4,78	1,46	2,24	3,14	4,21	2,66	0,86	4,19
C17	9,253	55+69	MCC	1,44	0,59	1,66	0,58	0,85	0,69	1,92	1,04	0,77	1,61
C18	9,802	55+69	MCC	0,80	0,73	1,47	0,63	0,58	0,47	0,81	1,06	0,83	0,73
C19	10,323	55+69	MCC	0,40	0,36	0,57	0,63	0,57	0,13	0,26	0,46	0,97	0,42
C20	10,821	55+69	MCC	0,51	0,37	0,53	0,30	0,46	0,10	0,39	0,45	0,99	0,30
C21	11,296	55+69	MCC	0,32	0,22	0,25	0,18	0,33	0,27	0,13	0,21	1,01	0,00
C22	11,753	55+69	MCC	0,62	0,33	0,63	0,95	0,24	0,22	0,36	0,14	0,82	0,38
C23	12,188	55+69	MCC	0,44	0,19	0,33	0,39	0,32	0,21	0,27	0,27	0,89	0,00
C24	12,6	55+69	MCC	0,52	0,20	0,59	0,62	0,54	0,00	0,24	0,07	1,01	0,00
C25	13,007	55+69	MCC	0,41	0,31	0,50	0,37	0,31	0,00	0,24	0,29	1,70	0,00
C26	13,396	55+69	MCC	0,34	0,33	0,16	0,48	0,24	0,00	0,20	0,18	1,42	0,00
C27	13,779	55+69	MCC	0,33	0,22	0,59	0,32	0,12	0,00	0,21	0,23	1,26	0,00
C28	14,122	55+69	MCC	0,30	0,25	0,34	0,23	0,24	0,00	0,24	0,17	0,65	0,00
C29	14,477	55+69	MCC	0,22	0,16	0,19	0,25	0,12	0,00	0,00	0,14	0,45	0,00
C30	14,82	55+69	MCC	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00
C31	15,169	55+69	MCC	0,03	0,08	0,00	0,21	0,00	0,00	0,06	0,00	0,11	0,00
alkadiene?	7,513	55+69	MCC	0,43	0,44	1,21	0,42	0,18	0,22	0,53	0,38	0,08	1,15
alkadiene?	7,588	55+69	MCC	0,31	0,39	1,08	0,33	0,27	0,48	0,13	0,20	0,31	0,39
C09	3,726	57+71	MCC	1,56	0,38	0,38	0,31	0,31	0,66	1,89	0,82	1,27	0,69
C10	4,521	57+71	MCC	1,19	0,25	0,68	0,58	0,77	0,45	1,06	0,78	1,08	0,42
C11	5,322	57+71	MCC	1,49	0,47	0,50	0,40	0,48	0,67	0,85	0,51	1,23	0,30
C12	6,083	57+71	MCC	1,49	0,48	0,53	0,40	0,69	0,52	0,85	0,44	1,37	0,49
C13	6,798	57+71	MCC	2,03	0,62	0,85	0,71	1,07	0,91	1,34	0,68	1,28	0,73
C14	7,473	57+71	MCC	1,16	0,38	0,42	0,37	0,45	0,38	0,58	0,31	1,40	0,38
C15	8,114	57+71	MCC	2,43	0,72	1,43	2,03	2,00	1,27	1,75	0,80	1,45	3,43
C16	8,721	57+71	MCC	0,64	0,33	0,50	0,51	0,64	0,38	0,29	0,33	1,38	0,76
C17	9,293	57+71	MCC	0,91	0,47	0,52	1,07	1,58	0,49	0,49	0,37	1,31	1,57
C18	9,831	57+71	MCC	0,44	0,43	0,38	0,47	0,53	0,27	0,21	0,27	1,65	0,54
C19	10,352	57+71	MCC	0,46	0,37	0,41	0,95	0,80	0,45	0,31	0,22	1,67	0,46
C20	10,844	57+71	MCC	0,52	0,40	0,76	0,70	0,50	0,56	0,28	0,16	2,13	0,30
C21	11,319	57+71	MCC	0,41	0,39	0,57	0,75	0,34	0,16	0,42	0,18	2,18	0,42
C22	11,771	57+71	MCC	0,41	0,42	0,92	0,85	0,27	0,15	0,34	0,00	2,25	0,00
C23 (joined)	12,205	57+71	MCC	0,58	0,52	0,69	0,51	0,28	0,30	0,33	0,41	2,92	0,00
C24	12,617	57+71	MCC	0,78	0,64	0,72	1,28	0,33	0,21	0,50	0,65	3,05	0,04
C25	13,018	57+71	MCC	0,55	0,43	0,69	0,61	0,15	0,07	0,24	0,55	3,02	0,11
C26	13,401	57+71	MCC	0,51	0,42	0,82	0,82	0,36	0,24	0,24	0,63	2,55	0,08
C27	13,779	57+71	MCC	0,45	0,35	0,34	0,50	0,18	0,15	0,23	0,39	2,17	0,08
C28	14,134	57+71	MCC	0,37	0,24	0,47	0,53	0,24	0,00	0,19	0,40	1,33	0,00
C29	14,483	57+71	MCC	0,49	0,33	0,36	0,61	0,45	0,00	0,21	0,43	0,95	0,00
C30	14,82	57+71	MCC	0,21	0,15	0,27	0,43	0,00	0,00	0,00	0,13	0,44	0,00
C31	15,169	57+71	MCC	0,15	0,15	0,00	0,58	0,00	0,00	0,00	0,13	0,30	0,00
br_alka	8,377	57+71	MCC	0,25	0,09	0,24	1,16	0,88	0,43	0,36	0,22	0,15	1,95
br_alka	9,608	57+71	MCC	0,20	0,16	0,21	1,04	1,10	0,50	0,24	0,31	0,07	1,66
nitrile C16	10,416	55+57	MCC	0,80	0,70	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
nitrile C18	11,404	55+57	MCC	0,90	0,68	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
			TQPA (signal activity)	36	48	8	12	3	10	15	15	26	3
			MAH	18,5	25,0	12,3	15,8	27,4	13,7	17,1	19,5	15,3	19,7
			BF	1,0	1,3	0,2	0,9	0,6	0,3	0,9	1,2	1,0	0,0
			CARB	3,1	7,0	2,9	2,1	2,0	1,7	3,5	6,6	0,7	0,0
			MCC	67,2	36,8	68,8	62,4	58,9	71,4	62,6	52,1	64,0	76,9
			NCOMP	3,4	12,5	4,4	5,6	2,4	6,4	5,4	7,7	0,8	2,9
			CONTAM	0,3	0,2	0,2	1,6	0,9	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
			PAH	2,9	6,6	3,6	5,0	4,0	1,7	4,2	4,8	12,0	0,3
			PHENOL	3,7	10,6	7,7	6,7	3,8	4,7	6,2	8,0	6,0	0,0

“Neu naizela orain lemazain nire bizian”

(PRMVR-La M.O.D.A)

