Universidad de **Valladolid**

FACULTADA DE FILOSOFÍA Y LETRAS

DEPARTAMENTO DE GEOGRAFÍA

TESIS DOCTORAL:

LAS CUEVAS HELADAS EN PICOS DE EUROPA: CLIMA, MORFOLOGÍAS Y DINÁMICAS

Presentada por Manuel Gómez Lende para optar al grado de doctor por la Universidad de Valladolid

Dirigida por:
Dr. D. Enrique Serrano Cañadas y Dr. D. José Juan de Sanjosé Blasco

Universidad de **Valladolid**
Facultad de Filosofía y Letras
Departamento de Geografía

LAS CUEVAS HELADAS EN PICOS DE EUROPA: CLIMA, MORFOLOGÍAS Y DINÁMICAS.

Tesis doctoral presentada por MANUEL GÓMEZ LENDE bajo la codirección del Dr. ENRIQUE SERRANO CAÑADAS y del Dr. JOSÉ JUAN DE SANJOSÉ BLASCO, para optar al título de DOCTOR EN GEOGRAFÍA.

El doctorando

MANUEL GÓMEZ LENDE

Directores de la Tesis

ENRIQUE SERRANO CAÑADAS
Catedrático de Geografía Física
Universidad de Valladolid

JOSÉ JUAN DE SANJOSÉ BLASCO
Profesor Titular de Escuela Politécnica
Universidad de Extremadura

VALLADOLID
2015
(Programa de doctorado RD 1393/2007)

Bajando a descubrir los tesoros helados que los Picos de Europa esconden en sus huecos pétreos uno se da cuenta del valor de muchas cosas. El valor de afrontar la elaboración de una tesis doctoral como la aquí presentada es la primera de ellas. No deja de ser significativo, al menos para mis adentros, el cambio de mirada y perspectiva que implica la investigación de una criosfera subterránea, cuando uno está acostumbrado a trepar por encima de las verticales calizas, en lugar de descenderlas en el vacío; y a ver los cuerpos de hielo y helados por encima en lugar de bajo la superficie. Se ha obligado al ojo del geógrafo a tener que adaptarse a una visión diferente a la que se le tiene acostumbrado desde el exterior. Penetrar en el corazón eclipsado de los Picos de Europa ha arrojado mucha más luz que la esperada cuando se empezaron a esbozar los primeros borradores del presente estudio. Y todavía quedan aún muchas más investigaciones por alumbrar.

Nunca, desde que empecé mis andarinas andanzas por las montañas de la mano de mi hermano mayor, me había imaginado descolgándome por cuerdas de diez milímetros sobre enormes bloques de hielo alojados en las profundidades de los Picos de Europa. La experiencia y la visión de los mismos, y de igual manera la posibilidad de estudiarlos, solo se puede calificar de extraordinario. Y es que una vez más estos macizos calizos no dejan de sorprenderme.

La consecución de todos los conocimientos adquiridos a lo largo de la realización de este trabajo de investigación ha sido posible gracias al inestimable apoyo recibido desde muchos ámbitos y de muy diversas maneras.

Mi familia ha sido el eje fundamental en todo ello, como no podía ser de otra forma. Mis padres (Ángel y Ana María) con su apoyo incondicional, y mis grandísimos hermanos (Vicente, Raúl, Ana y Montse) que siempre me han hecho sentirme con fuerzas y arropado. Todos ellos me han enseñado muchos de los valores que a día de hoy, y en el devenir cotidiano, siguen siendo pilares esenciales a la hora de afrontar retos académicos como el que se da por finalizado con el presente trabajo.

En lo moral y en lo vital han estado siempre presentes, desde hace muchos años ya, otros hermanos que desde pequeño he tenido en la más alta estima. Juan José González y María González constituyen otra de las patas principales en las que se

ha sustentado el armazón de mis quehaceres dentro y fuera de lo académico. Vicente Gómez y José Manuel Díez, no solo representan la inspiración de esfuerzo y bien hacer si no que gracias a los buenos momentos compartidos con ellos han sido infinitamente más fáciles los momentos difíciles. A ellos se les ha sumado el infatigable Miguel. A él, gracias también.

Desde otro ámbito, pero de igual consideración familiar, he tenido la suerte de contar con un grupo de grandes amigos con el que me siento igualmente en deuda por sus apoyos en muchos otros aspectos a lo largo de todos estos años. De esos que se cuentan con los dedos de una mano. Entre ellos destacan grandes compañeros de viaje que han estado siempre prestando su apoyo desinteresado, incluso cuando nos hemos topado con caminares en las tierras más hostiles: Oscar González, David Gutiérrez, David Saiz, Javier Álvaro y Andrés Fernández. Y otros muchos que con sus fatigadas ascensiones me aliviaron el peso sobre los hombros como bien lo hicieron Antonio Moreno, José Manuel Ibáñez y Jesús Eliseo. Alberto Ibáñez ha sido una especial e incondicional baza con la que siempre he contado desde los comienzos de nuestros avatares.

Un guiño especial merecen un grupo aún mayor de amigos que se generaron en el barrio donde crecí y que a día de hoy continúan siendo un referente de la universidad de la vida y que a modo de entretejida greña siempre levanta risas y sonrisas al más puro estilo catártico: Roberto, Javier, David Tejeda, Osoro, Pedro, Iván, Curro, David Trenado, Javi Iglesias, Luis, Julio César, David Álvaro, Santi.

Un apartado especial dentro de estos agradecimientos se lo reservo para otros de los artífices directos de esta investigación. Para aquellos que tienen el horario cambiado y prefieren ponerse en marcha con las sacas a cuestas colgando de todas las partes posibles de sus cuerpos cuando más aprieta el sol en pleno mes de agosto en Picos de Europa. Y es que sin estos guerreros de lo profundo, tanto veteranos como jóvenes promesas, no hubiese sido posible ni tan si quiera asomarse a los tesoros helados aquí mostrados. En especial los grupos espeleológicos Club de Exploraciones Subterráneas CES-Alfa (Móstoles-Madrid) y ASC Charentaise (Angouleme-Francia) con los que he compartido, y espero que continúe siendo, acomodadas estancias en su barnum de Mina Escondida.

Roberto Cerdeño y Marga con Gema y Alba; Chema y Ana con Miguel y Pablo; Emilio y Charo con Alberto, Ana, Álvaro, Pablo y Dani; Jose, María Jesús, Pedro, Paco Pando y Blanca. Todos ellos del CES-Alfa y bajo las directrices de un magnífico maestro de ceremonias como lo es Javier Sánchez, mente y cuerpo que supera la veintena de años explorando las cuevas con el ímpetu del primer día y con ganas aún de tender la mano a los neófitos fresquillos que les piden ayuda. Gracias Javier por las manos amigas tendidas, nunca se olvidarán.

Ecuánimemente han arrojado muchos lúmenes de luz a esta investigación (las épocas de los carbureros quedaron atrás) Olivier, Yann, Jérémy, Raphäel, David, Lucille, Claude y Marie. Todos ellos en representación del ASC Charentaise y con Bernard Hivert como el exponente máximo de vitalidad y sabiduría, y explorador incansable que nunca dejará de sorprenderme.

También desde el ámbito de los clubes espeleológicos han sido fundamentales en la elaboración de esta investigación la participación en las campañas de campo del club La Cambera con Toñín, Noelia, Fede y Gustavo; y las informaciones intercambiadas con Enrique Ogando del Zapespeleo (Castro Urdiales). El entusiasmo desbordante de Luis Jordá Bordehore (club Abismo) le llevó a participar con nosotros en la exploración de las cavidades heladas, junto con Raúl Martín, y en el estudio geofísico de algunas de ellas.

Los consejos específicos sobre el mundo de hielo subterráneo han venido de la mano de colegas pero de forma especial de Zoltán Kern (Instituto para la investigación geológica y geoquímica de la Academia Húngara de las Ciencias) con el que he compartido enriquecedores intercambios de información.

Gracias también a Eduardo Martínez de Pisón por el material fotográfico cedido. Y al prof. Fernando Berenguer por su colaboración en los estudios de realizados, y por su amistad. Con la prof. María José González Amuchastegui he vivido muy buenos momentos que han servido igualmente para continuar en la brecha de la forma más esperanzada.

El recorrido científico durante estos últimos años ha sido diestramente guiado por mis dos directores de tesis: el prof. Enrique Serrano (Universidad de Valladolid) y el prof. José Juan de SanJosé (Universidad de Extremadura). Ambos han

transgredido la frontera de lo académico hacia la amistad, compartiendo con ellos multitud de momentos imborrables que marcan a uno la manera de caminar y enfrentarse a las realidades. Han sabido magistralmente hacerme ver muchas de las cosas que se plasman en las líneas que conforman el presente trabajo, así como enseñarme la minuciosidad, dedicación y rigurosidad en el quehacer científico. Pero sobre todo la ilusión por ello.

A todos ellos, ¡gracias!

"Parece que en mi cerebro entra de improviso una gran luz que ilumina y da forma a mil ignorados prodigios, como la antorcha del viajero que, esclareciendo la obscura cueva, da a conocer las maravillas de la geología tan de repente, que parece que las crea"

Benito Pérez Galdós

"La verdadera ciencia enseña, por encima de todo, a dudar y a ser ignorante"

Miguel de Unamuno

A mis padres, a mis hermanos,
a mi familia

ÍNDICE GENERAL

1.- INTRODUCCIÓN……..……..……..……..19

1.1.- Objeto y objetivos de estudio…..…….……..…21

1.2.- Localización y justificación del ámbito de estudio……...……..24

1.2.1.- Localización del ámbito de estudio……...…..…….....24

1.2.2.- Justificación del estudio de las cuevas heladas en Picos de Europa……..…...27

1.3.- Fundamento teórico: antecedentes de la investigación……...41

1.3.1.- Las exploraciones naturalistas durante los siglos XVI-XVII……..……..….41

1.3.2.- Primeros estudios científicos y refutaciones teóricas en el s.XVIII……....44

1.3.3.- Proliferación científica y superación de teorías iniciales durante el s.XIX….51

1.3.4.- Tecnificación y desarrollo durante los siglos XX y XXI. Breves nociones……85

1.4.- Metodología: documentación, procedimientos e instrumentación…...93

1.4.1.- Proceso de documentación……..…..……..…..94

1.4.2.- Técnicas de campo: obtención de datos e instrumentación……...95

1.4.3.- Trabajos de laboratorio……...…….……..104

1.4.4.- Trabajos de gabinete……105

2.- EL ENDOKARST EN EL MACIZO CENTRAL DE PICOS DE EUROPA…….....…..111

2.1.- Marco morfoestructural……...…….……..117

2.1.1.- Litología: calizas del Carbonífero superior…….……....117

2.1.2.- Estructuras y evolución tectónica……..…..…123

2.1.3.- Morfoestructuras……...……...…….…..126

2.2.- Organización y caracterización morfológica general del sistema endokárstico……129

2.2.1.- Distribución genérica del endokarst……...……129

2.2.2.- Caracterización morfológica de la red endokárstica……..…..145

2.2.2.1.- Caracterización genérica de conjunto…….....145

2.2.2.2.- Desarrollos verticales: perfiles de grandes verticales escalonadas…….……...……....147

2.2.2.3.- Desarrollos horizontales: galerías en zonas freáticas y epifreáticas……159

2.3.- El drenaje subterráneo……..…….…….....163
2.3.1.- Los flujos internos……...……...……...…...163
2.3.2.- Surgencias……..……...……...……..169

2.4.- Evolución del endokarst en el macizo Central……...…….173
2.4.1 Grandes fases evolutivas en el endokarst del macizo……...…….…..176

3.- LAS CUEVAS HELADAS……..…..…….…..…187

3.1.- Conceptos básicos previos: términos, definición y clasificaciones…..189
3.1.1.- Apuntes terminológicos sobre las cuevas heladas y sus hielos……...……189
3.1.1.1.- Cuevas heladas-cuevas de hielo……...……...189
3.1.1.2.- Criomorfologías:bloques de hielo y crioespeleotemas…….....…..196
3.1.2.- Definición de cueva helada……....199
3.1.3.-Clasificaciones de cuevas heladas……..……..202

3.2.- Las cuevas heladas en la geomorfología periglaciar…….…...…….....207
3.2.1.- Cuevas heladas y el periglaciarismo……..……....207
3.2.2.- Cuevas heladas y el permafrost……...…….....…211
3.2.2.1.- Sobre la concepción de permafrost…….……..211
3.2.2.2.- Sobre la concepción de las cuevas heladas como permafrost desde el punto de térmico…….....…….212
3.2.2.3.- Sobre la concepción de las cuevas heladas como permafrost desde el punto de vista morfogenético……...…….216

3.3.- Distribución de las cuevas heladas……..……...…219
3.3.1.- Distribución genérica: distribución altitudinal y latitudinal……...…...….219
3.3.2.- Distribución en distintas litologías……...…...……...….225

3.4.- Las cuevas heladas en España……...…….……..226
3.4.1.- Cuevas heladas en España……...…….……226
3.4.2.- Cuevas heladas en Pirineos……...227
3.4.3.- Cuevas heladas en la Cordillera Cantábrica…….……..228

4.- CUEVAS HELADAS A ESTUDIO: PEÑA CASTIL, ALTÁIZ Y VERÓNICA……..….229

4.1.- Cueva helada de Peña Castil…….……...……..233
4.1.1.- Localización……...……...……..233
4.1.2.- Condiciones morfoestructurales y glaciomorfológicas de localización…….234

4.1.3.- Caracterización endokárstica y topográfica……..……...236
4.1.4.- Clasificación criológica y endoclimática……..……...….240

4.2.- Cueva helada de Altáiz…….....……..241
4.2.1.- Localización…….……..….241
4.2.2.- Condiciones morfoestructurales y glaciomorfológicas de localización……..241
4.2.3.- Caracterización endokárstica y topográfica…….……...244
4.2.4.- Clasificación criológica y endoclimática……...…..……248

4.3.- Cueva helada de Verónica……..…….....……...251
4.3.1.- Localización……...…….....…..251
4.3.2.- Condiciones morfoestructurales y glaciomorfológicas de localización..…....251
4.3.3.- Caracterización endokárstica y topográfica…….……...255
4.3.4.- Clasificación criológica y endoclimática……...…..…….262

4.4.- Otras cuevas heladas a destacar: la cueva helada HS4…….…..266

5.- CARACTERIZACIÓN ENDOCLIMÁTICA……..……273

5.1.- Caracterización endoclimática: introducción……..275

5.2.- Parámetros climáticos externos……...…..…….277
5.2.1.- Régimen de temperaturas……...……...….277
5.2.2.- Régimen de precipitaciones……...……....292
5.2.3.- Precipitaciones nivales y el manto nival…….…...……....296

5.3.- Parámetros climáticos de las cuevas heladas……..…302
5.3.1.- La cueva helada de Peña Castil……...……...…….302
5.3.1.1.- Temperaturas……...……..…..….304
5.3.1.2.- Geomática y termografía: los ortotermogramas en la cueva helada de Peña Castil……...……...330
5.3.1.3.- Circulación del aire: flujos y modelo de circulación…….…..……345
5.3.1.4.- Precipitaciones……...…….....348
5.3.2.- La cueva helada de Altáiz……...…….……..351
5.3.2.1.- Temperaturas……...…….355
5.3.2.2.- Circulación del aire: flujos y modelo de circulación…….....…..379
5.3.2.3.- Precipitaciones……...…….382
5.3.2.4.- Humedad……...…..…...……...…383

5.3.3.- La cueva helada de Verónica……..…….385

5.3.3.1.- Temperaturas……...……...……387

5.3.2.2.- Circulación del aire: flujos y modelo de circulación……..……..411

5.3.3.3.- Precipitaciones……..…….…….414

5.3.3.4.- Humedad……...……...……..….415

6.- AGUA, NIEVE Y HIELO EN EL INTERIOR DE LAS CUEVAS HELADAS: LAS CRIOMORFOLOGÍAS……..…..……419

6.1.- Introducción……..……..….421

6.2.- Los bloques de hielo……..……...429

6.2.1.- Profundidades de los bloques de hielo……..…….429

6.2.2.- El origen y la alimentación de los bloques de hielo…….……..431

6.2.2.1.- La nieve como input principal…..…432

6.2.2.2.- El agua como alimentación del bloque: el rehielo de los bloques……..……..……...……..437

6.2.2.3.- Ciclos en la génesis anual del hielo: periodos de acumulación y fusión de los bloques……...……...439

6.2.3.- La estratificación del bloque: tipos de estratos…….…….442

6.2.4.- El dinamismo de los bloques de hielo: movimientos, flujos, deformaciones, fracturaciones y criokarst en sus estratificaciones……..……..…..450

6.2.5.- Estructura interna de los bloques de hielo: prospecciones GPR en la cueva helada de Peña Castil……...……..463

6.2.6.- La estimación de los volúmenes de los bloques de hielo……..……476

6.2.7.- Las edades de los hielos en las cuevas heladas de Verónica y Altáiz…..…...478

6.2.8.- Evoluciones recientes de los balances de masa……..492

6.3.- Los crioespeleotemas……...……...…….511

6.3.1.- Introducción……...…….....….....511

6.3.2.- Los criospeleotemas según la naturaleza de su génesis y balance de masa..513

6.3.2.1.- Crioespeleotemas de acumulación……...…...……...…513

6.3.2.2.- Crioespeleotemas de fusión……...……...……...539

6.3.2.3.- Crioespeleotemas de génesis mixta…….……...…552

7.- SÍNTESIS Y DISCUSIÓN FINAL: EL FENÓMENO DE LAS CUEVAS HELADAS EN EL MACIZO CENTRAL DE PICOS DE EUROPA……..……...…...557

8.- CONCLUSIONES……..……..….601

9.- BIBLIOGRAFÍA……..……..……...……...…..613

CAPÍTULO I.- INTRODUCCIÓN

1.1.- Objeto y objetivos de estudio.

El punto de partida del presente estudio se encuentra íntimamente vinculado al deseo de comprensión de uno de los infinitos porqués que atesora la Naturaleza. La mera sensación que provoca la contemplación de algunas de sus morfologías dispara, en ocasiones, desde lo más profundo de alguno de nosotros, un deseo por aplacar la curiosidad de su explicación. Un ansia, insaciable a veces, de indagación hasta sus más primarias circunstancias que se transforma en deseo por averiguar los patrones que se han seguido hasta su configuración última. Una curiosidad ésta que se erige como impulso inicial para tirar del hilo de una compleja pero bella madeja de innumerables preguntas en cuyo extremo inicial se encuentra esa búsqueda del porqué de las cosas.

Apaciguar tales porqués, por pequeños que éstos sean, subyace por tanto, o al menos debería de hacerlo, en el trabajo investigador de cualquier geomorfólogo. Relacionar con dirigidas preguntas las circunstancias y procesos seguidos para que determinadas morfologías se den en puntos concretos y no lo hagan en otros, aunque la distancia entre ambos sea mínima, es una labor esencial en el quehacer geomorfológico que muchas veces no es fácil de resolver. Preguntas que dan siempre paso a otras preguntas cada vez más afinadas, enrevesadas, complejas; y con respuestas a veces sin salida, pero que igualmente se engarzan dentro del proceso de avance investigador. Y es que en palabras de C.E. Thorn (2011) "*progress demands better questions even than better answers*".

En esta ocasión el elenco de preguntas tiene como objeto fundamental de investigación las ***cuevas heladas en Picos de Europa partiendo del análisis detallado de las cuevas heladas de Peña Castil, Altáiz y Verónica sitas en la alta montaña de su macizo***

central. Para ello se han pretendido los objetivos específicos que se relacionan a continuación:

1) ***Determinar los porqués de formas, procesos y climas de las cuevas heladas***, como objetivo genérico y principal del presente estudio. Entendidas tales como elementos singulares de la criosfera que, respondiendo a una combinación de circunstancias climáticas y geomorfológicas concretas, constituyen fuentes de primer orden para la comprensión del medio en el que se dan y para el conocimiento de su evolución ambiental.

2) ***Dar a conocer el encuadre temporal y evaluar el comportamiento reciente de la evolución de los cuerpos heladas*** a estudio que nos permita establecer el marco temporal en el que se localizan estos fenómenos dentro de la criosfera de los Picos de Europa, y determinar e interpretar los patrones concretos de su evolución más reciente detectados en los distintos cuerpos de hielo discernidos.

3) ***Reconocer sus pautas de distribución zonal dentro de la montaña de Picos de Europa*** que nos permita interpretar la localización genérica de las cuevas heladas dentro del conjunto de Picos de Europa y su distribución, e importancia, dentro de los pisos geomorfológicos altitudinales.

4) ***Establecer la configuración interna de las cavidades a estudio*** con la intención de obtener los patrones de distribución de sus criomorfologías en su interior y las necesidades de estas para su creación, desarrollo y evolución.

5) ***Interpretar del origen, la alimentación y el estado actual de las criomorfologías*** compositivas de las cuevas heladas, regido por un análisis detallado y un control sistemático y cualitativo de los principales cuerpos helados presentes, de sus principales fuentes de alimentación, de sus evoluciones y de su estructuración y estado interno, que ayuden a comprender el origen y naturaleza de las distintas criomorfologías.

6) ***Proponer una detallada clasificación y distribución*** de todas aquellas criomorfologías presentes en las cavidades a estudio, con una propuesta de

categorización en función de su naturaleza, tamaño, estructura, origen, configuración, disposición, estado, temporalidad y localización en el interior de las cavidades.

7) ***Establecer una caracterización endoclimática de las cuevas heladas a estudio*** que nos permita conocer los distintos periodos termodinámicos de su comportamiento anual y sus caracteres fundamentales, así como el grado de dependencia que tienen con respecto a las evoluciones climáticas exteriores.

8) ***Encuadrar epistemológicamente las cuevas heladas*** dentro de los enfoques disciplinares dedicados al estudio de los medios fríos, que nos permita tener una visión del fenómeno específica y con un valor unitario diferenciado.

9) ***Estimar el grado de representatividad del fenómeno*** de las cuevas heladas dentro del conjunto de Picos de Europa y establecer su ***relevancia como geoindicadores periglaciares de permafrost*** de su alta montaña, contemplando para ello los caracteres climáticos definitorios, el grado de actividad actual y los volúmenes y balances de masa cualitativos de sus bloques de hielo; así como la interacción mantenida con los patrones climáticos exteriores que se dan en los pisos geomorfológicos periglaciares en el momento presente.

1.2.- Localización y justificación del ámbito de estudio.

1.2.1.- Localización del ámbito de estudio.

Las cuevas heladas a estudio se localizan en la alta montaña de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica) al norte de la Península Ibérica. A escasos 20 km de la línea de costa del mar Cantábrico, el conjunto de los Picos de Europa, con una altitud que no sobrepasa los 2.700 m, se levanta como el máximo representante de la montaña atlántica del suroeste europeo (González Trueba, 2007a; González Trueba y Serrano, 2010b).

Por su posición individualizada y adelantada con respecto a la línea divisoria de aguas cantábrica, el predominio casi absoluto de la litología calcárea, los marcados desniveles alcanzados por su vigoroso relieve y la energía de sus dinámicas geomorfológicas, Picos de Europa constituye un conjunto con entidad geográfica propia de especial singularidad dentro de la Cordillera Cantábrica. El complejo desarrollo alcanzado en altura por Picos de Europa, aunque moderado con respecto a otros sistemas montañosos europeos, permite una dinámica organización altitudinal en pisos geoecológicos representados cada uno de ellos por una idiosincrasia de caracteres geomorfológicos, climáticos, vegetales y de usos y aprovechamientos humanos que abarca desde las cotas inferiores de los fondos de valle de la montaña media hasta los dominios culminantes de la alta montaña rocosa (González Trueba 2006a, 2007a). Dichos pisos definen un paisaje natural de montaña de esencial componente geomorfológica, en el que la acusada energía del relieve se traduce en imbricadas configuraciones topoclimáticas y, en última instancia, en una considerable riqueza morfodinámica de una alta montaña que ha sido referenciada como alta montaña compleja (Martínez Fernández y Serrano, 2008).

De igual forma dichos pisos interaccionan también en profundidad, hacia el corazón de la montaña, en la medida en que los regímenes termodinámicos de ventilación e intercambios de energía de su mundo endokárstico mantienen estrechas vinculaciones con sus condiciones en superficie. Y de lo cual son máximas expresiones las cuevas heladas.

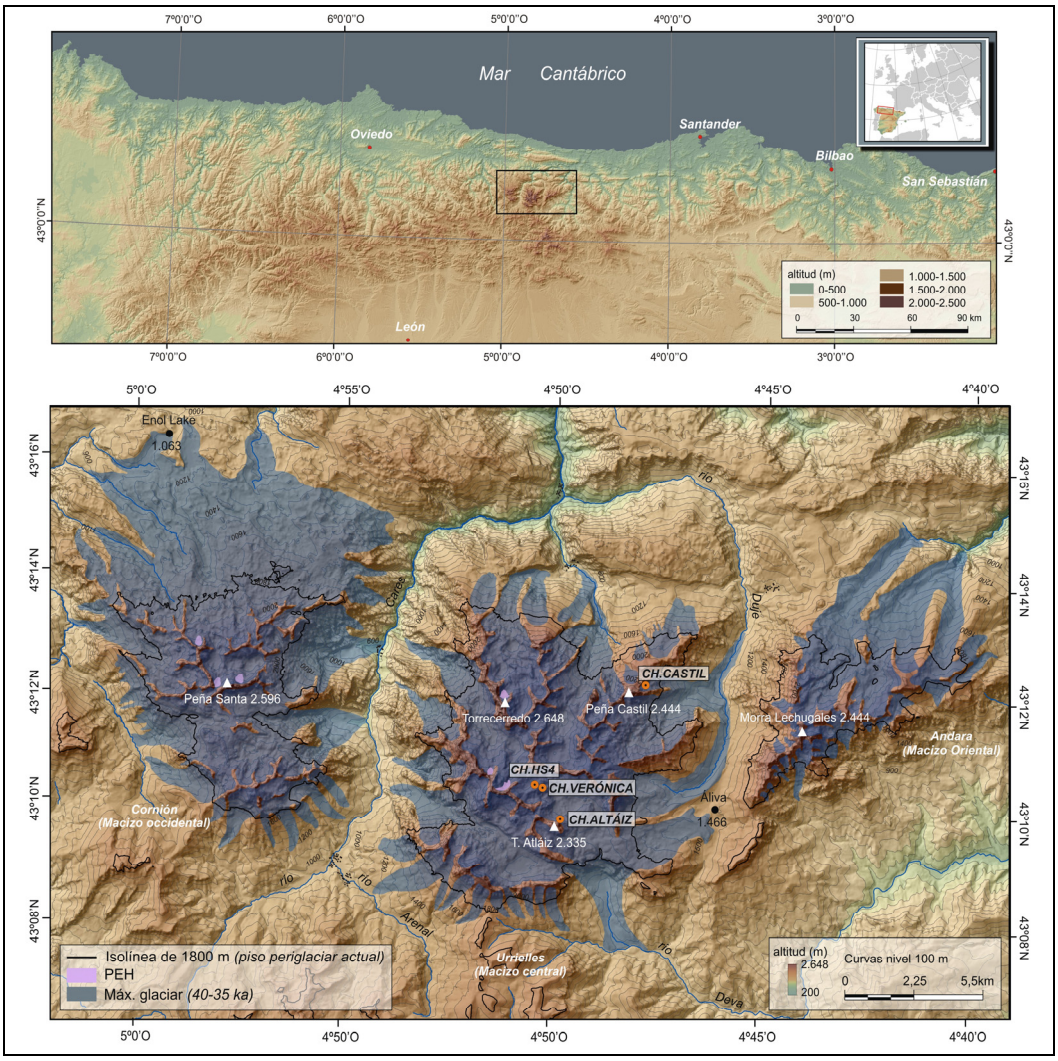


Fig.1.1. Localización del ámbito y las cuevas a estudio (modificado de Serrano et al., 2015).

Fisiográficamente el conjunto de Picos de Europa se compone de tres macizos claramente delimitados por encajados valles, gargantas fluviokársticas y deprimidas cuencas estructurales. Mientras que éstas últimas delimitan al conjunto por el sur (cuencas de Liébana, Valdeón y Sajambre), separándole del eje de la Cordillera Cantábrica, y las sierras menores periféricas como las de Cocón, Portadera, Cabezo Lloroso y Covadonga lo hacen por el norte; las aguas encajadas de los ríos Dobra,

Cares, Duje y Deva, se encargan de delimitarle longitudinalmente y de compartimentar sus tres macizos: macizo Occidental o del Cornión, macizo Central o de Los Urrielles y macizo Oriental o de Ándara, ofreciendo a su vez las cotas altitudinales más bajas (Caín a 416 m, confluencia de las aguas del Dobra y Pelabarda a 380 m, o Pte. Poncebos a 218 m).

Las cuevas a estudio se encuentran en el macizo central o de los Urrielles, el más agreste, alto y extenso de los tres. Al arropo tanto de las sierras exteriores y las cumbres de la Cordillera, como de los otros dos macizos, en el macizo de los Urrielles se elevan las máximas altitudes de la toda la cordillera cantábrica: Torrecerredo (2.648 m) o Llambrión (2.642 m), junto con cumbres algo menores pero de reconocida belleza y representativa fama del conjunto de Picos como son el Pico Urriellu (2.519 m), o Peña Vieja (2.613 m). Su delimitación viene impuesta hidrográficamente por los valles del Duje y Nevandi que le separan del macizo de Ándara por el este, el Cares lo hace del Cornión por el oeste, mientras que por el norte lo hace la confluencia de ambos y por el sur la cabecera del Deva.

El abrupto y pronunciado desarrollo de su relieve permite al macizo central una mayor expresión y extensión, tanto superficial como altitudinal, de sus pisos geomorfológicos compositivos, favoreciendo la configuración de fuertes pendientes que en última instancia se vuelven principales protagonistas en la marcada transferencia vertical de dinámicas geomorfológicas tan caracterizadora de los diferentes dominios de la montaña de Picos de Europa.

De forma concreta las cuevas heladas objeto de la presente investigación se encuentran en el dominio de la alta montaña del macizo central. Su paisaje, esencialmente de carácter geomorfológico, esta decisivamente condicionado por su naturaleza glaciokárstica, en la que la presencia casi plena de la caliza en todo el macizo junto con un glaciarismo que, durante el Pleistoceno, adquirió unas dimensiones casi totalizadoras en toda su superficie, han venido marcando dos dinámicas básicas y representativas para la configuración de todo el conjunto. Por una parte, una intensa karstificación activa hoy en día, y por otra, el decisivo retoque de un extenso glaciarismo, extinto actualmente y cobijado, en forma de remanentes glaciares fósiles, bajo concretas condiciones

topoclimáticas[1]. En la actualidad estas huellas heredadas del último periodo glaciar y la plena actividad kárstica, junto con una intensa dinámica de laderas, pero fundamentalmente junto a una fuerte dinámica geomorfológica asociada al frío y la nieve marcan las directrices del comportamiento geomorfológico de la alta montaña del macizo dentro de un ambiente de tipo nivoperiglaciar predominante a partir de los 1.800 m (Serrano y González Trueba, 2004; González Trueba, 2007a, 2007b; González Trueba y Serrano, 2010b).

1.2.2.- Justificación del estudio de las cuevas heladas en Picos de Europa.

La importancia de las cuevas heladas ha sido ampliamente señalada por muchos autores y sobremanera en las últimas dos décadas (p.e. Ohata et al., 1994; Silvestru, 1999; Racovita, 2000; Luetscher y Jeannin, 2004; Rachlewicz y Szczucinski, 2004; Citterio, 2005; Luetscher 2005; Holmlund et al, 2005; Turri et al., 2006; Maggi et al., 2010; Morard, 2011; Perşoiu, 2011; Laursen, 2011; Kern y Perşoiu, 2013), reflejando tanto la amplia distribución de las mismas como el importante bagaje de conocimientos que de ellas se puede obtener. En algunos casos, incluso, se ha equiparado su importancia a la investigación de los fondos marinos, pudiendo constituirse los bloques de hielo de igual manera como registros altamente exactos de las oscilaciones climáticas recientes y como factor importante en la predicción de la evolución climática a largo plazo (Silvestru, 1999). Su cronología y análisis isotópico ha permitido en ocasiones la relación de sus estudios con la secuencia evolutiva de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) (Stoffel et al., 2009; Luetscher y Bourret, 2010), o con sondeos isotópicos de Groenlandia (Sancho et al., 2012). Existen ejemplos también de cuevas heladas equiparadas en cuanto a su importancia microbiológica con los lagos mesotróficos (Standhartinger et al., 2010); e incluso estudios de las mismas en el planeta Marte

[1] Muchos han sido los estudios que se han centrado en la investigación glaciar en los Picos de Europa y en sus heleros heredados. Desde las primeras investigaciones serias de carácter glaciomorfológico a principios del XIX (p.e. Obermaier 1914, 1921, 1932), pasando por los estudios referentes al máximo glaciar o aspectos concretos del mismo a finales del siglo XX (p.e. Smart, 1986; Frochoso, 1980; Frochoso y Castañón 1986, 1996, 1998; Flor y Baylón-Misioné, 1989; Castañón y Frochoso 1986a, 1986b, 1992; Gale y Hoare, 1997) llegando a los más actuales centrados en la determinación de la evolución de las fases de la deglaciación, sus dataciones, el avance histórico de la Pequeña Edad del Hielo y los remanentes de hielo actuales (p.e. Frochoso y Castañón, 1996; Castañón y Frochoso, 1998; Serrano y González Trueba, 2002; González Trueba 2006a, 2007a, 2007b, 2007c; González Trueba y Serrano, 2005, 2010a, 2011; Jiménez y Farias, 2002; Moreno et al. 2010, 2011; Serrano et al, 2010, 2011a, 2011b, 2012, 2013, 2015a, 2015b).

(Williams et al., 2010; Pflitsch et al., 2011)[2]. Pero aún así su investigación adolece de una relativamente reciente historia de investigación que hace que no se haya comprendido del todo todavía la edad, formación y desarrollo de muchos de sus cuerpos helados (Hausmann et al., 2010).

Autores como Thury llamaban la atención en el s.XIX sobre la importancia de las cuevas heladas, vistas como algo más allá que simples reservorios de frío: "*c´est là qu´il fut constaté de la manière la plus authentique, et par une expérience gigantesque, que le glacière n´est pas seulement un réservoir conservateur, mais qu´elle demeure le siège d´une formation puissante de glace, si l´eau trouve accès dans son intérieur*" (Thury 1861:97); y que a efectos prácticos eran indicadores de los procesos físicos de la Tierra posiblemente más inmediatos que otros con mayor fama y atención como los glaciares: "*Toute l'attention semble s'être portée vers l'étude des glaciers proprement dits, étude plus attrayante par l'immensité de son objet, plus essentielle au point de vue des lois générales de la création et de la structure organique du globe, et toute-fois moins fertile peut-être en conséquences immédiatement pratiques*" (Thury 1861:104).

Dicha importancia ha favorecido una progresiva atención a su estudio considerándolas, cada vez más, como un elemento de la criosfera con especial sensibilidad de cara a las evoluciones climáticas. Sus estudios han evolucionado desde las iniciales descripciones específicas de los siglos XVIII y XIX (p.e. Billerez, 1712; Prévost, 1789; Girod Chantrans, 1796; Pictet, 1822; Thury, 1861; Browne, 1865; Balch, 1900); hasta investigaciones más recientes centradas en el conocimiento de su funcionamiento endoclimático, su secuencia evolutiva precisa, y la conexión con los cambios ambientales externos a través de la aplicación de nuevas técnicas e instrumentaciones: análisis isotópicos, georradar, dataciones absolutas, dendrocronologías, fotogrametría (p.e. Hausmann y Behm, 2011; May et al., 2011; Kern et al., 2011; Perşoiu et al., 2011).

[2] Al respecto se están llevando a cabo modelos de determinación de la existencia de agua y hielo en dicho planeta hasta el punto de llegar incluso a determinar zonificaciones de cuevas con hielo perenne en tubos de lava en el planeta rojo (Williams et al., 2010). Los citados autores abogan por la existencia de hielo en tubos de lava que funcionarían a modo de los "*air cold traps*" terrestres (Williams et al., 2010:359), y con una potencial distribución en extensas áreas (Williams et al., 2010:366). La constatación de estos resultados sin duda supondría una apertura importante para la existencia astrobiológica en Marte, a la vez que guardaría un enorme potencial para la exploración humana de dicho planeta. Hipótesis similares ha planteado también Boston (2004) en cuanto a distintos tipos de cavidades que pueden albergar depósitos de hielo tanto en Marte como en algunas de las lunas heladas de Júpiter.

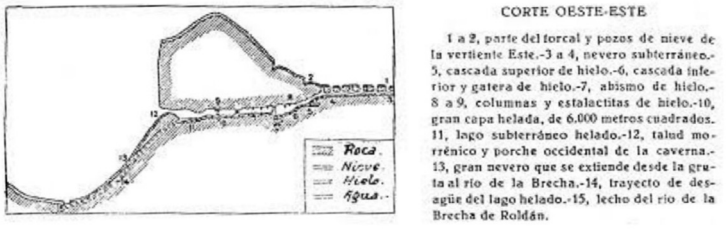
A este respecto, la proliferación de la literatura científica específica centrada en el estudio de las cuevas heladas se ha incrementado considerablemente desde la última década del siglo pasado, apoyándose firmemente tanto en el conocimiento y desarrollo de disciplinas propias o afines al estudio de los medios fríos: glaciarismo, periglaciarismo, karstología, geocriología, glaciología,…como en el de otras en las que encuentra sustento instrumental y tecnológico: topografía, geodesia, estudios y análisis físico-químicos, etc.

Sin embargo su interés científico ha seguido una evolución marcadamente desigual dirigida mayoritariamente hacia cuevas heladas de la Europa alpina, países del Este o algunos puntos concretos de Estados Unidos y Canadá. Según Kosutnik (2011) normalmente en aquellas cuevas cuyos interiores se encontraban equipados para el turismo. Así tenemos, por ejemplo, cavidades heladas estudiadas en los países de la orla alpina como el glacière de Monlési o el de St. Livres, la Grotte de Glacière, localizadas en las montañas del Jura; en los Alpes Austriacos (Dachstein Mountains) como la Mammuthöhle, la Rieseneishöhle o la archiconocida Eisriesenwelt; la cueva de Scarasson en el macizo de Marguareis (Alpes Marítimos y Ligúricos); la cueva helada de Moncodeno en el macizo de Grigna Septentrional (Italia); la Gheţarul de la Scărişoara o la Gheţarul Focul Viu en las montañas Bihor de los Montes Apuseni de Rumania; en las montañas del Tatra polaco como Jaskinia lodosa w Ciemniaku; Ledena Jama o Velika Ledena Jama en la Rep. de Eslovenia, o la cueva con el considerado como bloque de hielo más grande del mundo y declarada patrimonio de la humanidad por la UNESCO: Dobšinská, en los montes Duča de la Rep. de Eslovaquia. En Norteamérica se suelen reseñar las cuevas de Trout Lake ice cave en el Mt. Adams del Gifford Pinchot National Forest (Washington), la Big Ice Cave de las Pryor Mountains en Montana, las cuevas heladas en tubos volcánicos en Lava Bed National Monument en California, o la Coulthard cave en Crowsnest Pass en Canadá. Además de otras cuevas especialmente estudiadas en otros lugares como la cueva Kungur en los Montes Urales (Rusia) o la Fuji Fuketsu en el Monte Fuji.

Para el caso español el escenario científico se preserva bastante más inédito, con una marcada falta de investigación científica sobre el tema que nos ocupa. Igualmente se conocen desde hace mucho tiempo a través tanto de exploraciones espeleológicas (ejemplo famoso de la cueva de Casteret en Pirineos), como de actividades comerciales

(mercado de hielo en la cueva de hielo del Teide); pero prácticamente no se ha desarrollado una investigación reseñable al respecto en ningún caso. En Pirineos, por ejemplo, son muchas las cuevas heladas conocidas, resaltando las grutas heladas de Fenez, Lecherines y sobremanera la de Casteret. Ésta última dentro del macizo de Marboré-Monte Perdido, donde algunos autores señalan la presencia de varias decenas de cavidades heladas (López Martínez y Freixes, 1989; Silvestru, 1999; Serrano et al., 2009). Por el contrario también existen otros casos de cuevas heladas en las montañas de la Península que son algo más dudosos aunque hayan sido consideradas como tales por algunos autores (Citterio, 2005). Se trata de las dolinas nivales situadas bajo las faldas del pico La Maroma (2.065 m) en la sierra de la Tejeda (Cordilleras Béticas) y que, a excepción de una, no sobrepasan los -10 m (Durán Valsero y Molina Muñoz, 1986).

Tan sólo ha sido en los últimos cinco años cuando se han publicado las primeras aportaciones científicas temáticas específicas de las cuevas heladas desde un punto de vista geomorfológico. Para los Pirineos, centradas en la cueva A294 del macizo de Cotiella (Belmonte y Sancho, 2010; Belmonte et al., 2011, 2012, 2014; Sancho et al., 2012); y para los Picos de Europa, centradas en la cueva helada de Peña Castil y partiendo todas ellas de la presente investigación (Gómez-Lende y Serrano, 2012a, 2012b; 2012c; Gómez Lende et al., 2013, 2014; Berenguer et al., 2014). Aunque precedidas de algunas menciones sucintas en obras más genéricas de corte más geográfico, espeleológico o geopatrimonial también muy recientes (González Trueba, 2006; Cerdeño y Sánchez, 2001, 2005; Gómez Lende et al. (2011). E incluso mencionando la posibilidad de su existencia en puntuales sectores de la Montaña Palentina (Pellitero, 2012).



"*Un nevero, corredores helados, cascadas de agua congelada, seracs y campanarios de hielo, un glaciar de 6.000 metros cuadrados, un lago helado, todo esto bajo la tierra…*"
sobre la gruta helada de Casteret, en su momento considerada "como la gruta helada más alta del Globo" y la cual E.A. Martel ya calificó como "*fenómeno geológico de primer orden*"
(Casteret, 1928:26)

Fig.1.2. Uno de los primeros perfiles topográficos de la Gruta Helada de Casteret (tomado de Casteret, 1928).

Un caso especial, y excepción a lo que se acaba de decir, es el de la Cueva de Hielo del Teide (3.400 m, Tenerife), reconocida a finales del XVIII por el ilustre Alexander von Humboldt. Éste junto con el botánico francés Aimé Bonpland pasaron seis días del año 1799 reconociendo la isla y poniendo en práctica nuevos instrumentos de medida antes de su gran periplo hacia América: *Le voyage aux régions equinoxiales du Nouveau Continent (1799-1804),* primera gran obra de Humboldt. Antes de su ascensión al Teide se detuvieron y reconocieron la Cueva de Hielo (Lib. I, Cap.II, 264-265), haciendo mención a su emplazamiento en las cercanías de Altavista, también conocido como Los Neveros, de donde la población local extraía a lomos de mulos hielo y nieve para vender en las villas cercanas: "*Vers les trois heures du matin, à la lueur lugubre de quelques torches de pin, nous mîmes en route pour la cime du Piton. On attaque le volcan du coté du nord-est, où les pentes sont extrêment rapides, et nous parvînmes, après deux haures, à un petit plateau qui, à cause de sa situation isolée, porte le nom d´Alta Vista. C´est aussi la station des Neveros, c´est-à-dire des indigènes qui font le métier de chercher de la glace et de la beige qu'ils vendent dans les villes voisines. Leurs mulets, plus accoutumés à gravir les montagnes que ceux que l'on donne aux voyageurs, arrivent à l'Alta Vista, et les Neveros sont obligés de porte jusque-là les neiges sur leurs dos […]. Nous fîmes un détour vers la droite pour examiner la Caverne de glace, placée à 1728 toises de hauter, par conséquent au-dessous de la limite où commencent les beiges perpé uelles sous cette zone*". Otras menciones de Humboldt a la Cueva de Hielo del Teide se encuentran en las cartas que mantuvo con Bonpland antes de la edición de la obra, tratando de atar detalles de sus mediciones por el volcán (Bourguet 2003). Tras Humboldt y Bonpland, se vuelve a insistir sobre esta misma cueva años más tarde con aportaciones como las del astrónomo italiano Charles Piazzi Smyth (1865) o menciones en monográficos específicos sobre cuevas heladas como los de Browne (1865) y Balch (1900). Sobre todo ello se incidirá más adelante.

Además de estas menciones a la Cueva de Hielo del Teide, Rosales (1994) hace una relación espeleológica de la isla en la que menciona una segunda cueva helada: Cueva Helada II, además de las conocidas como Cuevas Heladas de Villar y la Sima de Hielo, todas ellas dentro del actual P.N. del Teide.

Martínez de Pisón y Quirantes (1981) señalan en su monografía geográfica del Teide la Cueva de Hielo de Altavista. Un tubo volcánico del Teide en el que las aguas de fusión

de la nieve se filtran por las coladas negras congelándose en forma de "estalactitas, estalagmitas, verglás sobre el suelo y hielo parietal […] a veces se forman delgadas columnas de hielo y una cascada en el fondo". Señalan estos autores las variaciones volumétricas y de localización y las formas de tales crioespeleotemas en función de la estación del año debido a las variaciones de cantidad y del lugar de filtración del agua; siendo en primavera más abundantes. Pero no mencionan la existencia de ningún bloque de hielo, sino tan sólo de pequeñas charcas que se congelan y un cono de nieve permanente acumulado en el pozo de entrada que contribuye a un ligero calentamiento de la cavidad por la reflexión de los rayos solares que inciden sobre él y revotan contra las bóvedas y las paredes. Martín Moreno (2006) sobre esta misma cueva dice que el hielo se encuentra en su interior tan sólo en algunas temporadas (Martín Moreno, 2006:531). Señala que su humedad relativa es cercana al 100%, observando también los distintos tipos de crioespeleotemas y la existencia de verglás. Este autor menciona que la cueva fue dinamitada por el ejército para la extracción de su hielo en grandes cantidades (Martín Moreno, 2006:571), relato de cierta similitud con la conocida explotación por parte del Duque de Levi de la cueva de Besançon (Francia) para el aprovisionamiento de su ejército; y que en última instancia refleja el gran interés que tuvieron algunas cuevas heladas en el comercio del hielo y el auge de algunas de ellas para tales fines en siglos pasados. Salvador Miranda Calderín (2002) realizó una tesis doctoral con un exhaustivo análisis económico acerca del comercio de nieve en Canarias.

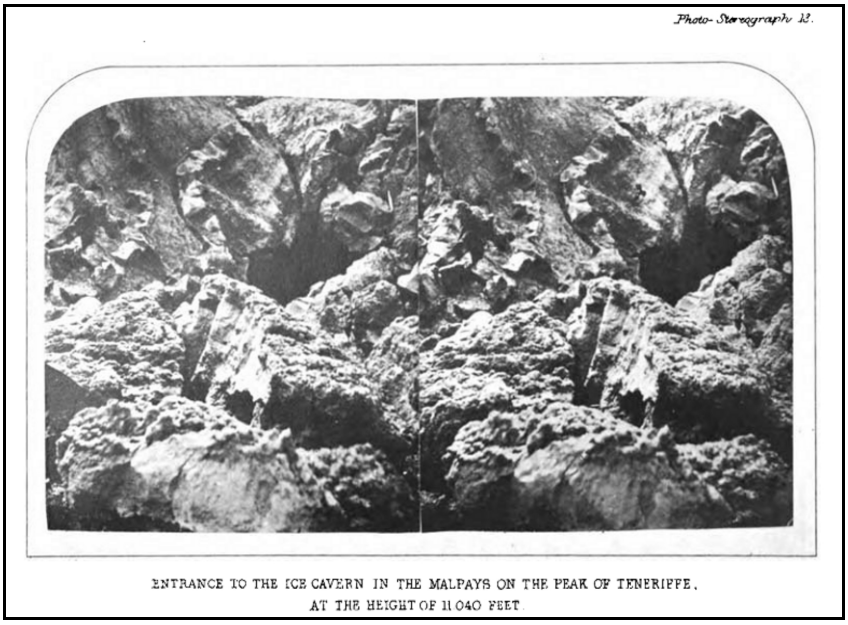


Fig.1.3. Foto estereográfica de la entrada a la cueva de hielo de Tenerife (tomada de Smyth, 1865).

***

De forma concreta, y atendiendo a lo dicho, la justificación del estudio de las cuevas heladas en Picos de Europa se apoya en los siguientes pilares:

1) *Cuevas heladas como geoindicadores ambientales*. Las investigaciones realizadas en esos otros ámbitos montanos, antes mencionados, muestran la importancia de las cuevas heladas como geoindicador de especial sensibilidad a los cambios ambientales por una doble razón. En primer lugar, porque el estudio de una cueva helada concierne en esencia el estudio de cuerpos de hielo, y por tanto el estudio de elementos con elevada carga de sensibilidad a los cambios ambientales. De sobra es conocido el interés y la cantidad de recursos técnicos y humanos que moviliza el deseo por conocer, mediante el análisis de sus hielos, los patrones de evolución climática cotejables en glaciares, banquisas o grandes domos de hielo. De forma análoga, el estudio de una cueva helada se presenta como una oportunidad más para el seguimiento de la evolución de esos patrones ambientales[3]. Y en segundo lugar, debido a la especificidad endoclimática de los sistemas endokársticos que ya de por sí son bastante sensibles a los cambios ambientales que le rodean y a los diferentes ambientes en los que se localicen. Además de gozar de una especificidad en sus gradientes térmicos e higrométricos, vertical y horizontalmente, muy concreta y vinculada a la idiosincrasia kárstica de cada sector de la cavidad (número de huecos y entradas, tamaño de los mismos, tamaño de galerías o salas, densidad de fisuración, obstrucciones internas, espesor rocoso de las paredes, tipo de litología, etc). Es esta misma especificidad endoclimática la que permite la conservación de hielos cavernarios en las cuevas heladas, y por tanto la ampliación de los límites periglaciares, hasta cotas significativamente bajas en la actualidad (Maggi et al., 2011; Kosutnik, 2011; Bella, 2008).

Además de estas dos razones fundamentales, el análisis de los cuerpos de hielo de una cueva helada proporciona también información de los potenciales cambios que se puedan dar a una escala temporal climática menor. Es decir, la sensibilidad de algunas de sus morfologías en cuanto a su formación y fusión (fundamentalmente los crioespeleotemas) son buenos indicadores de las variaciones meteorológicas estacionales (p.e. Holmgren y Pflitsch, 2010). Por un lado, si los periodos estacionales

[3] Turri et al. (2006a) reseñan literalmente: "*Ice deposits have a remarkable potentials to conserve climatic information. Ice cores give the most precise and direct records of some atmospheric parameters*".

de descompensan temporalmente de un año para otro, la evolución del hielo sufrirá variaciones, adelantándose o retrasándose la formación o fusión del hielo, por ejemplo. Pero por otra parte, también pueden sufrir variaciones sensibles en el caso de que se den irregularidades meteorológicas dentro de una misma estación. Así por ejemplo, si aumenta el número de días de viento sur en invierno, la fusión marcada y repentina de la nieve puede provocar una mayor ablación del hielo por el aumento de fusión calórica; pudiendo pasar lo mismo en el caso de que aumenten las precipitaciones durante el verano, o también en el caso contrario de que se den mayores fusiones en invierno por la llegada de frentes muy fríos y secos que agudicen los procesos de sublimación en las cavidades.

Por tales razones, el control de este tipo de dinámicas adquiere una importante relevancia en el seguimiento más actual de los cambios climáticos y más aún en Picos de Europa que, como ya se ha mencionado, se trata de un macizo kárstico exento de glaciares en la actualidad. Al respecto, la existencia de este tipo de cuevas supone una oportunidad única para los estudios de aquellos medios fríos en los que, como en la lata montaña de Picos de Europa, los registros climáticos heladas en superficie escaseen o estén totalmente ausentes como han comprobado Kern et al., 2011b; Perroux, 2001. Además las cuevas heladas suponen para el caso de Picos de Europa un complemento y vínculo enriquecedor con las investigaciones que se están llevando a cabo en los escasos heleros que todavía perduran acantonados en su superficie (p.e. Del Río et al. 2009, Serrano et al. 2011). Con su estudio se ayuda a suplir carencias que padecen estas montañas como son "la falta de registros térmicos y pluviométricos lo suficientemente representativos para la alta montaña de Picos de Europa, que no permite por el momento una caracterización climática detallada de la alta montaña" (González Trueba y Serrano, 2010b:64).

2) *Cuevas heladas como registros paleoambientales*. En estrecha relación con lo que se acaba de mencionar se ha destacar la importancia que tienen las cuevas heladas como archivadores de una parte de la evolución climática pasada. Tal importancia se señalaba ya en los escritos de hace varias décadas pero no se ha dejado de insistir en ello y en su potencial cada vez mayor a medida que se aplican nuevas y más precisas técnicas de datación (p.e. Luetscher et al., 2005; Perşoiu et al., 2006, 2010a, 2010b; Turri et al., 2006a). Luetscher et al. (2013) señalan de manera explícita en este sentido que las

"cuevas representan un ambiente único para identificar el presente y el pasado de la actividad criogénica debido a que están vinculadas con procesos atmosféricos pero también bien protegidas de su erosión en superficie".

Su alcance temporal lógicamente viene impuesto por el volumen de hielo que se haya conservado, aunque su relación cronológica con la estratificación pueda no seguir siempre una correlación estrato/año (Silvestru, 1999; Fórizs et al., 2004), ni una correspondencia milimétrica con sus circunstancias ambientales. Se verá en el capítulo correspondiente como pueden darse tanto irregularidades climáticas que motiven balances de masa del hielo positivos o negativos no continuados, como también fusiones de envergadura que creen disconformidades e hiatos estratigráficos.

La extensión temporal de este tipo de registros paleoambientales puede ser muy variada. De manera generalizada en las cuevas estudiadas en los últimos años las dataciones realizadas no superan varios millares de años, como ocurre con los 695 años obtenidos con dataciones de radiocarbono en la cueva de Mammuthöhle (Kern et al., 2011a), o los al menos 1000 años señalados por Holmlund et al. (2005) para la cueva de Scărişoara (aunque para esta cueva se ha señalado la posibilidad de que el bloque pueda llegar a tener más 4.000 años de antigüedad (Perşoiu et al., 2010). Stoffel et al. (2009), sin embargo, señalan algo más para la cueva de St. Livres, con 1.200 años de antigüedad y unos 1.500 años para Focul Viu ice cave de Rumania (Maggi et al., 2011). Como excepción a esto se puede señalar algunos casos puntuales como son la cueva helada A-294 de Cotiella (Pirineo Central) en la que se estima una edad de 5516 años para el bloque de hielo, lo que le situaría como el más antiguo (Belmonte y Sancho, 2010; Belmonte et al., 2011, 2012, 2014; Sancho et al., 2012). En el mismo orden de magnitud se encuentra también una cueva investigada recientemente en Austria, Schneeloch (NE de Styria), en la que sus hielos se han datado entre 3100-2900 años y en base a lo cual se dilucida la posibilidad de una antigüedad cercana a los 5000 años (Herrmann et al., 2010); y Eisgruben-Eishöhle, también en Austria, con 5180 años (Achleitner, 1995).

Estos datos, aunque no permitan un enlace cronológico-ambiental directo con las últimas grandes condiciones glaciares de Picos de Europa, sin embargo, sí que lo puede hacer con las evoluciones climáticas históricas del Holoceno más reciente (Óptimo

Climático Medieval, Pequeña Edad del Hielo). Lo que hace de ello, por sí solo, algo merecedor de análisis y estudio.

Además de estas dos justificaciones principales inherentes a los cuerpos de hielo, el estudio de las cuevas heladas en Picos de Europa contribuye a completar el conocimiento de otros aspectos fundamentales en los modelos morfogenéticos que configuran el entorno de su alta montaña y en los que hasta ahora no se había contemplado la existencia de tales cavidades:

3) *Las cuevas heladas en el desarrollo endokárstico de Picos*. La conocidamente naturaleza caliza de los Picos de Europa se desenvuelve en un extenso sistema endokárstico en el que encuentran alojamiento las cuevas heladas. El carácter vertical que adquiere el sistema de cavidades en Picos de Europa es un factor muy representativo de todo el conjunto, lo que hace que las cuevas heladas que en él se den también adquieran una fuerte componente vertical[4]. Ello significa por un lado una dificultad añadida al fácil acceso a las mismas (necesidad del uso de técnicas espeleológicas), pero a su vez también define un carácter en ellas diferenciados con respecto a otras cavidades estudias de desarrollo más horizontal. Indagar en el grado de influencia y en las particularidades verticales de las cuevas heladas a estudio, en comparación con el comportamiento de otras cavidades estudiadas ayudaría a un mejor entendimiento del fenómeno.

4) *Las cuevas heladas en las condiciones climáticas de la alta montaña*. Las condiciones climáticas de Picos de Europa son favorables para el desarrollo de múltiples cuevas heladas en su interior. Las hasta ahora cuevas conocidas situadas en sus pisos de alta montaña se ven favorecidas por unas condiciones climáticas en las que se dan frecuentes y abundantes precipitaciones que llegan a superar los 2.500 mm/año, gran parte de ellas en forma de nieve; y con una rigurosidad en sus temperaturas que las hacen encuadrarse dentro de los pisos geomorfológicos periglaciares (González Trueba, 2006). La duración estimada del manto nival por encima de los 1.800 m se prolonga desde finales de septiembre y principios de octubre hasta junio (González Trueba y Serrano, 2010b).

[4] 12 de las 95 cavidades reconocidas mundialmente con más de 1.000 m de profundidad se encuentran en los Picos de Europa, estando 9 de ellas en el macizo a estudio (según la FEE, 2011).

La configuración kárstica altimontana de Picos de Europa está fuertemente vinculada actualmente al sistema morfoclimático evolutivo que Maire (1990) definió como *nivokarst complejo*. Este sistema, herencia de modelos glaciokársticos precedentes[5], es frecuente en las zonas templadas húmedas y un rasgo caracterizador del paisaje de muchas de las áreas altimontanas alpinas. La localización de este sistema morfoclimático por encima de los 1.700 m de altitud en las latitudes templadas, en Picos de Europa de forma clara por encima de los 1.800 m (González Trueba, 2006), implica importantes precipitaciones en forma de nieve, lo que concentra la mayor parte de la disolución kárstica en las épocas de fusión nival, afectando a más del 70% de la disolución, según Maire (1990). A ello se suma la escasa edafogénesis por encima del piso forestal, lo que hace que la escorrentía se filtre rápidamente.

5) *Las cuevas heladas y las condiciones topoclimáticas de Picos de Europa*. Los rasgos topográficos de Picos de Europa modifican las condiciones climáticas generales favoreciendo y agudizando el desencadenamiento y mantenimiento de procesos fríos. Así, de manera genérica, por encima de los 2.200 m, al abrigo de los altos circos y jous, y bajo exposiciones principalmente norte-noreste, las masas residuales de los glaciares de la PEH son capaces de resistir, junto con la presencia, en algunos puntos concretos de estos sectores, de hielo en el suelo bajo formaciones detríticas superficiales, toda o buena parte del año (González Trueba, 2006, 2007c; Serrano et al., 2011; Ruiz Fernández et al., 2013). Esto favorece una mayor conservación del manto nival posibilitando la presencia de neveros durante mucho más tiempo o incluso durante todo el año, rasgo diferenciador de forma genérica de los Picos de Europa con respecto al resto de la Cordillera Cantábrica (p.e. Miotke, 1968; Clark, 1981; Castañón y Frochoso, 1994, 1998; González Trueba y Serrano, 2010b). El estudio de las cuevas heladas contribuye de esta manera a tener una imagen más completa de estos factores topoclimáticos decisivos en la configuración actual de la criosfera de Picos de Europa.

6) *El desarrollo de cuevas heladas en altitud.* Este ha sido uno de los factores relevantes en la elección de Picos de Europa para la investigación de las cuevas heladas. A diferencia de muchas de las cuevas heladas a las que tradicionalmente se viene

[5] El sistema *nivokárstico simple* se caracteriza por no haber estado influenciado por los glaciares durante los periodos fríos, y es característico de algunos macizos altimontanos del Mediterráneo y Oriente Medio (Maire, 1990:12).

refiriendo la literatura científica europea[6] (cuevas heladas por lo general de media y baja montaña como Eisriesenwelt a 1.641 m, Gheţarul de la Scărişoara a 1.165 m, Dobšinská a 969 m, o Monlési a 1.135 m), las cuevas que se estudian aquí se encuentran en alta montaña, lo que de entrada supone distintos aspectos a tener en cuenta. De primeras, una dificultad de estudio tanto por su, en muchos casos, esforzada aproximación como por su difícil exploración. Muchas de las cuevas de media montaña tradicionalmente estudiadas tienen un fácil acceso para el gran público que las ha dado a conocer desde hace siglos y las convierte en ocasiones en las denominadas "show caves"[7]. Incluso haciéndolas merecedoras a algunas de ellas de estar dentro del Patrimonio Mundial de la UNESCO (p.e. Dobšinská). En la alta montaña de Picos de Europa, por el contrario, esto resulta mayoritariamente inviable. Tanto la aproximación a las bocas de entrada como el acceso a las mismas requieren, la gran mayoría de las veces, de ciertas habilidades espeleológicas y cuanto menos montañeras, lo que se despunta como uno de los factores principales en la falta de investigación de la que adolecen. Maire llamó la atención sobre el hecho de que las cuevas heladas de alta montaña, así como también las de las zonas subárticas, se encontraban menos estudiadas precisamente por la dificultad de acceso que presentaban: "*les glacières de haute montagne et de la zone subarctique ont été beaucoup moins étudiées en raison des difficultés d´accès*" (Maire 1990:508). Existen muchos escritos decimonónicos en los que con todo lujo de detalles se relatan las dificultades en el acceso a determinadas cuevas de la alta montaña de los Alpes[8]. Pero, por contra, la localización en alta montaña de las cuevas heladas a estudio tiende la mano a una comparación enriquecedora, cuanto menos, entre las cuevas localizadas a más baja altitud, sin olvidarse de una caracterización más precisa del medio periglaciar en el que se encuentran.

[6] En latitudes altas las cuevas heladas pueden rozar altitudes cercanas al nivel del mar, como el caso de las cuevas noruegas de Svarthammarhola situada a 215 m s.n.m. (Lauritzen et al., 2010) o Steinugleflåget localizada a 415 m s.n.m. (Sanna et al., 2010).

[7] En este tipo de cuevas el acceso público se ve favorecido con algún tipo infraestructura y gozan habitualmente también de visitas guiadas. Caso por ejemplo de las cavidades austriacas Dachstein-Rieseneishöhle, Eisriesenwelt y Schellenberger Eishöhle; las eslovacas Demänovská y Dobšinská; la Glacière de Chaux-les-Passavant en Francia, la cueva helada Kungur (Urales rusos) o las estadounidenses Gule Ice Caves (Washington).

[8] Extractos de la obra de Bonney en los que relataba la dificultad de acceso al *Glacière du Grand Anu* "*the risk before therefore appeared too great to be justificable, so we reluctantly abandoned the project*" (Bonney, 1868:94); pero que a pesar de ello merecía la pena su visita: "*Be this as it may, they are well worth a visit; and, so far as I know them, hill fully repay the small amount of trouble and discomfort which a journey to them at present entails*" (Bonney, 1868:100).

7) *La localización latitudinal de Picos de Europa y sus cuevas heladas*. La especificidad que a este respecto adquieren los Picos de Europa hace que se configure una enriquecedora encrucijada que matiza sus caracteres templados de alta montaña atlántica. En primer lugar la localización de la Península Ibérica en posición marginal con respecto a la extensión global de los medios fríos siempre ha hecho de ella un territorio que experimenta de forma especialmente sensible cualquier cambio de tipo climático. Con una especial susceptibilidad a ello de los caracteres criosféricos que se confinan en la actualidad en los pisos geomorfológicos más elevados. Y en segundo lugar, el conjunto de la Cordillera Cantábrica en general, y de forma especial los Picos de Europa, por su posición algo más adelantada con respecto a la misma, quedan expuestos de forma directa a los avatares climáticos húmedos del Atlántico, lo que le confiere una influencia directa tanto de sus frentes atmosféricos como de cualquier tipo de variación en las oscilaciones oceánicas generales[9].

8) *Conocimientos precedentes de procesos y formas crioesféricas*. El comparativo cruce de conocimientos entre las cuevas heladas y otros componentes de la criosfera que se investiga recientemente es uno de los valores destacados del estudio de las cuevas heladas (p.e. Turri et al., 2006a; Kern et al., 2006; Maggi et al., 2010, 2011; Wagenbach y Spötl, 2010). En el ámbito que nos ocupa, la producción científica en relación a sus procesos y formas frías procura un buen escenario para ser completado con las conclusiones obtenidas del estudio de sus cuevas heladas. El cada vez mayor conocimiento que se tiene tanto del pasado glaciar del macizo como de su evolución periglaciar es decisivamente completado con las aportaciones que se derivan del estudio y valoración de sus cuevas heladas, hasta ahora no abordado. De forma bidireccional también las conclusiones de estos dos ámbitos disciplinares (glaciarismo y periglaciarismo) sirven de punto de partida y apoyo para la explicación de determinados comportamientos del interior de las cuevas heladas. Hilando con ello cada vez más fino en el conocimiento de los medios fríos en la alta montaña de Picos de Europa.

El estudio de las cuevas heladas además permite, en conjugación con esos otros estudios existentes para las formas y procesos fríos en superficie, comprobar el grado de relación

[9] Son numerosos los estudios que desde hace algunos años se preocupan por las influencias geomorfológicas que la Oscilación del Atlántico Norte ha podido y pueda acarrear en las dinámicas de ambientes criosféricos sensibles de la Península Ibérica (p.e. Oliva, 2008).

y las semejanzas que mantienen entre ellos tanto en lo referente a sus pautas evolutivas como a sus comportamientos concretos. En otras zonas geográficas de estudio ya se trabaja desde hace algunos años en la comparación precisa de los procesos fríos en superficie y las cuevas heladas, especialmente en cuevas dinámicas, estableciendo cercanas analogías entre éstas y el comportamiento térmico y de ventilación de los taludes periglaciares y los glaciares rocosos (p.e. Morard et al., 2012; Morard, 2011): "*le régime thermique de la galerie inférieure de cette grotte [glacière dynamique des Diablotins] connaissait des variations saisonnières identiques à celles du trou à vent de l'éboulis du Creux-du-Van*" (Morard, 2011:200).

9) *Sobre la existencia de permafrost en Picos de Europa*. En estrecha relación con los conocimientos que se acaban de señalar, el estudio de las cuevas heladas en Picos de Europa abre la posibilidad de, cuanto menos, complementar y ayudar a concretar la existencia y distribución del permafrost en Picos de Europa. Partiendo de discusiones terminológicas acerca de las definiciones de permafrost, y del lugar que ocupan las cuevas heladas dentro de los campos del glaciarismo y periglaciarismo, las cuevas heladas en Picos de Europa ofrecen una oportunidad de discutir tanto sobre la existencia del mismo, como sobre las condiciones periglaciares que presentan en su interior y su correspondencias con el exterior. Tema sobre el que otros autores trabajan en las últimas décadas (Haeberli, 1978; Harris y Brown, 1978; Pissart et al., 1988; Urdea, 1993, 2004; Ohata et al, 1994; Silvestru, 1999; Delaloye et al., 2003; Luetscher et al., 2003; Yonge, 2004; Holmlund et al., 2005, Ford y Williams, 2007; Stoffel et al., 2009; Morard, 2011; Perşoiu y Onac, 2012; Luetscher y Bourret, 2010).

1.3.- Fundamento teórico: antecedentes de la investigación.

El corpus científico de las cuevas heladas ha seguido una trayectoria muy similar, e incluso compartida en ocasiones, al desarrollo de otras ciencias vinculadas al estudio de los medios naturales de montaña, de la espeleología y de la criosfera en general. De esta trayectoria se presentan a continuación las principales etapas resaltando los autores y teorías más relevantes, así como también algunos de los aspectos fundamentales de esas otras ciencias afines que más influyeron.

1.3.1.- Las exploraciones naturalistas durante los siglos XVI-XVII

Las cuevas heladas son conocidas desde hace mucho tiempo, encontrando las primeras alusiones escritas en algunos de los relatos de viajes naturalistas más famosos del Renacimiento. Es el caso de los cuadernos y carnets de viajes de **Leonardo Da Vinci** (Bini y Pellegrini, 1998; Citterio et al., 2005). El abanderado por excelencia de esta floreciente época recogió en uno de sus libros de notas, para un indeterminado mes de mayo, la presencia de hielo permanente en la cueva helada de Moncodeno (macizo de Grigna, Italia): "*…E i maggiori sassi scoperti che vi si trovano in detto paese son le montagne di Mandello, visine alle montagne di Lecche e di Gravidonia, inverso Bellinzona a 30 miglia di Lecco, e quelle di valle di Chiavenna; ma la maggiore è quella di Mandello, la quale ha nella sua basa una busa di verso il lago, la quale va sotto 200 scalini; e qui d'ogni tempo è diaccio e vento*" (Leonardo da Vinci, finales de 1400)[10].

[10] "*…And the largest bare rocks that are to be found in this part of the country are the mountains of Mandello near to those of Lecco, and of Gravidona towards Bellinzona, 30 miles from Lecco, and those of the valley of Chiavenna; but the greatest of all is that of Mandello, which has at its base an opening*

Algunos autores, incluso, recogen en sus estudios un conocimiento y aprovechamiento de las cuevas heladas más remoto aún. Así por ejemplo, Girardot y Trouillet (1885:456) mencionan los trabajos arqueológicos que M.A. Laurens (1827) realizó en la cueva francesa de Chaux-les-Passavant (Besançon) en la que encontró restos de cerámicas y construcciones de época romana, lo que ponía de manifiesto el conocimiento y la explotación de este tipo de cuevas en los primeros siglos de nuestra Era.

Durante los siglos XVI y XVII, y fundamentalmente en el ámbito francés, se incluían, en enciclopedias regionales dedicadas a la historia y la geografía, alusiones y descripciones de algunas cuevas heladas conocidas ya ampliamente en aquella época. Especialmente importante en este sentido eran los monográficos que se escribieron sobre la región de Besançon (Borboña) en los que era frecuente encontrarse con descripciones de sus cuevas heladas y en algunos casos con tímidas explicaciones de su porqué. Así por ejemplo **M. Lois Gollut**, en el capítulo XX de su obra (Gollut, 1592): "*Des metaux, perriéres, marbrières, grotesques, etc.*", exponía la importancia de la existencia de una masa forestal en los alrededores de la entrada para la preservación del frío y el hielo en el interior de la cavidad Grâce-Dieu (Besançon): "*His theory was, that the dense covering of trees and shrubs protected the soil and the surface-water from the rays of the sun, and so the cold which was stored up in the cave was enabled to withstand the attacks of the heat of summer*" (tomado de Browne, 1865:122).

También dentro de obras literarias de la época se hicieron menciones a las cuevas heladas. Es el caso de **Bénigne Poissenot** y sus "*Nouvelles histoires tragiques*" (1586). En ella se encontraban capítulos en los que se referenciaban cuevas heladas de la región de Borboña con indicaciones expresivas a su carácter frío y estética maravillosa: "*Lettre a un amy, contenant la description d´une merveille appellée la Froidiere, veue per l´auteur en la France Comté de Bourgogne*". Para este escritor no había nada tan curioso, comparable su extrañeza a la iglesia tallada en la roca de Saint-Emilion, y atribuyendo la formación de sus hielos al verano y su fusión al invierno (en Girardot y Trouillet 1885:490).

---

towards the lake, which goes down 200 steps, and there at all times is ice and wind." (Traducción tomada de Richter, 1888).

De la misma región de Besançon el abad benedictino **Jean-Baptiste Boisot** (1638-1694) escribió para una de las más prestigiosas revistas de la época: *Journal des Sçavans* (una de las primeras revistas de carácter científico que se publicó en Europa), dos notas acerca de varias cuevas heladas de la zona (Boisot, 1686a; 1686b). En ellas ya se empleaba el término *glacière* para referirse a las mismas, contemplándolas como algo "curioso" y "milagro de la naturaleza" (Boisot, 1686a:227), además de ofrecer también sucintas medidas sobre la cueva y algunas observaciones breves acerca de cuándo se formaba el hielo: "*il est glace en Eté y eau en hyver*" (Boisot 1686a:228).

En la misma línea de Posseinot, Boisot sostenía que la formación del hielo se producía durante el verano, iniciando así uno de los primeros y más amplios debates que se mantuvieron sobre cuevas heladas en estos primeros siglos de investigación: "*la teoría de la formación del hielo durante el verano*".

Otro tipo de menciones a las cuevas heladas venía de la mano de exploraciones geográficas estratégicas de la época como las llevadas a cabo por el antiguo imperio austrohúngaro. **Reichard Strein** en 1591 bajo órdenes del emperador Rodolfo II de Hasburgo exploró cavidades heladas en la baja Austria, la Oestcher cave (en Schmild, 1857:184).

En las últimas décadas del siglo XVII, algunas de las observaciones empiezan a adquirir un matiz más científico con descripciones más rigurosas como las del afamado danés Niels Stensen (o más conocido por su nombre italiano **Niccolò Stenone**). Este naturalista considerado como uno de los padres de la geología moderna (p.e. Sequeiros, 2003) realizó exploraciones geológicas por el norte de Italia en el año 1671 visitando las cuevas de Moncodeno (monte Grigna) y La Giazzéra, valle de Gresta (Trento) (Scherz, 1969; Corrá y Ferrari, 1973). De ellas dejó constancia de su planimetría y estudió la fisuración de sus paredes, así como también tomó notas acerca de las temperaturas, de la circulación del aire y de sus bloques de hielo. Su importancia fue pionera en el estudio de las cuevas heladas como han puesto de manifiesto otros autores (Luetscher, 2005; Turri et al., 2006b).

Del mismo modo, autores como Balch (1900), Kranjc (2004) o Kosutnik (2011) señalan la importancia en estos últimos años del s. XVII del barón y científico esloveno **J.W.F.**

von Valvasor. Miembro de la Real Sociedad de Londres, Valvasor escribió las primeras referencias sobre las cuevas heladas de Eslovenia en 1689 (Ledenica Ice Cave en Tabor Hill, SO de Eslovenia), preguntándose sobre si la naturaleza del hielo encontrado en el interior de las mismas era igual que la del hielo invernal exterior (Kranjc 2004:64). Valvasor vuelve a insistir, como se venía haciendo en esta época, en que el hielo se debía de formar en verano, ya que durante el invierno no se apreciaba hielo ninguno. Como nota curiosa cabría destacar la mención y descripción que en su obra hace el co-autor de la misma Erasmus Francisci a cuatro cuevas (no heladas) en América, para el año 1513, lo que evidenciaría un temprano conocimiento de las mismas en Europa (Shaw, 1995).

1.3.2.- Primeros estudios científicos y primeras refutaciones teóricas en el s. XVIII
- Ámbito francés.

Con la llegada del siglo XVIII, estas primeras aportaciones que se acaban de mencionar suponían la base para la continuación de cada vez más rigurosas descripciones. De nuevo especial relevancia tiene la región francesa de Besançon tanto con las investigaciones de algunos de los profesores de su universidad como con las publicaciones histórico-geográficas de carácter regional que de la zona continuaban publicándose.

Entre los primeros destaca la labor del prof. de anatomía y botánica de la Univ. de Besançon, **Monseñor de Billerez**, quién estudiando la cueva de Chaux-les-Passavant, anotó datos termométricos y apreciaciones sobre el hielo en las que distinguía que era "más duro, menos lleno de burbujas de aire y más difícil de fundir que el hielo ordinario que se puede encontrar en los ríos congelados" (Billerez, 1712:21). E incidía en las paradojas sobre las diferentes temperaturas del aire en invierno y verano, resaltando el hecho de que fuese más frío el interior en verano que en invierno (Billerez, 1712:20). Igualmente teorizó acerca de la posible formación del hielo en el interior de la cavidad en relación con la acción de sales nitrosas y de amoniaco como ya recogió Browne (1865:123): "*...enunciated a new theory to account for the phenomena presented by the cave. He observed that the earth in the immediate neighbourhood, and especially above the roof of the grotto, was full of a nitrous or ammoniac salt, and he accordingly suggested that this salt was disturbed by the heat of summer and mingled itself with the water which penetrated by means of fissures to the grotto, and so the cave was affected*

in the same way as the smaller vessel in the ordinary preparation of artificial ice. He had heard that some rivers in China freeze in summer from the same cause". Estos últimos postulados introducían una nueva teoría en la explicación de la formación del hielo que no dejó de tener detractores y algún que otro partidario: "*la teoría de las sales nitrosas o teoría química"*.

Uno de los primeros que rebatió más fervientemente las razones químicas mantenidas por Billerez fue el ingeniero **Monseñor de Boz** (1726). Con observaciones llevadas a cabo en distintas épocas del año en la misma cueva de Chaux-les-Passavant afirmaba que el hielo que provenía de las lluvias y la fusión de las nieves se mantenía todo el año en el interior de la cueva debido fundamentalmente a las bajas temperaturas que se dan en su interior, más intensas durante el invierno que durante el verano, y proporcionadas por la exposición septentrional de su boca de entrada y por la protección de su bosque circundante. De Boz no encontró en el hielo los restos de las sales nitrosas que mencionaba Billerez, siendo para él la formación y mantenimiento del hielo consecuencia natural de la disposición de la cavidad[11]. Concebía un tanto imaginario las afirmaciones de que la cueva era fría en verano y cálida en invierno[12]; apreciando un mayor número de estalactitas de hielo en el mes de marzo que en mayo y con una falta de las mismas en agosto y noviembre[13].

Estas mismas afirmaciones fueron recogidas en extenso dentro de monográficos regionales dedicados a la geografía de Besançon en los que se plasmaban ya no solamente observaciones morfológicas, térmicas y barométricas con trabajos de campo realizados en distintas estaciones y años consecutivos sino que se empezaban a reflejar los intentos de explicación del fenómeno con teorías acerca de la formación y origen del hielo en el interior de las cuevas. De igual forma, dentro de este tipo de obras, también empezaban a popularizarse bajo el término "*glacière naturelle*" diferenciándolas de las

[11] "*En 1750, comme nous venons de le voir le problème de la glacière était résolu, grâce aux investigations des deux derniers observateurs, gràce surtout à celle de des Boz. La formation de la glace n'était plus un mystère, mais la conséquence naturelle de la disposition de la caverne*" (Girardot y Trouillet 1885:467).

[12] "*qui sans aucune connaissance particuliére de cette caverne, a voulu néanmoins sur un simple prejugé, ou pour faire valoir davantage la merveille, qu'il ne fit froid qu'en été dans la grotte et chaud en hiver; et qu'ainsi dès la commendement de l'hiver la glace y fondait pour se former de nouveau au retour de l'été. Les uns prétendaient prover cet effet imaginaire, en disant qu'il en était de mème de cette grotte que des caves qui sont chaudes en hiver et froides en été*" (Girardot y Trouillet 1885:461).

[13] "*Stalactites qui pendent de la voûte, il en compte un trés grand nombre en mars, beaucoup moins en mai et n'en trouve plus ni août ni en novembre*" (Girardot y Trouillet 1885:462).

neveras utilizadas para la comercialización del hielo, "*artificielle*" (**Dunod**, 1737:463-477, sobre cueva de Chaux-les-Passavant).

Sobre las mismas cuevas del área de Besançon que visitó Billerez y que fueron descritas también en el monográfico de la *Histoire de Bourgogne* (Dunod,1737), años más tarde volvería a tomar datos **M. de Cossigny** en exploraciones que llevó a cabo en diversas estaciones del año 1743, y una última visita en abril de 1745 (Cossigny 1750a, 1750b). Levantó una topografía de la cueva, anotando la distribución del hielo y los regímenes térmicos en los meses estivales; además de compararlo con las observaciones topográficas y termométricas que se habían tomado en 1737 (Dunod, 1737). También extrajo muestras de sedimentos para analizar químicamente y comprobar que la teoría de las sales Billerez estaba equivocada: "*Je ne doute nullement que ces terres citées ne renferment des parties d´un sel nitreux ou ammoniac*" (Cossigny, 1750a:209). De Cossigny manifestaba que las variaciones de temperatura en el interior de la cueva apenas son notables de verano a invierno y dependen de las variaciones de las temperaturas exteriores, contrariamente a lo que autores anteriores como Boisot, Valvasor, Behrens o Bell venían sosteniendo: "*que l'état intérieur de ladite caverne ne change pas notablement de l'hiver à l'été, quelque froid ou chaud qu'il fasse extérieurement pendant l'une et l'autre saison; et qu'ainsi ce qu'on débitoit du plus grand froid dans la glacière pendant l'été, s'évanouit par l'expérience ci-dessus"* (Cossigny, 1750b:211).

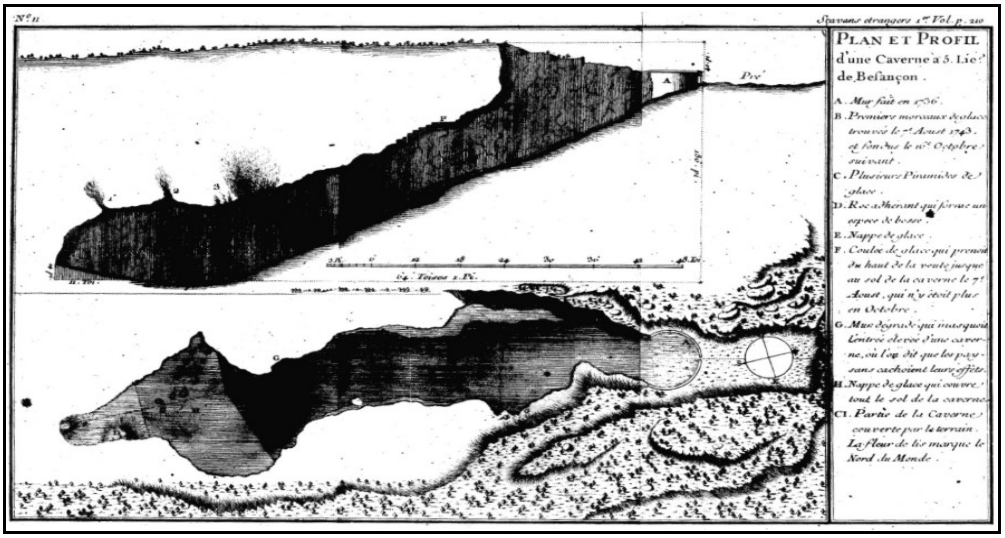


Fig.1.4. Topografía en planta y alzado de una de las cuevas heladas de Besançon. En ella se marca la distribución de las distintas morfologías de hielo (*premieres morceaux de glace* (A), *nappe de glace* (E, H), *coulee de glace* (F), *plusieurs piramides de glace* (C)) con anotaciones del mes en que se pudieron apreciar (tomado de De Cossigny (1750b:210).

-Ámbito germano-austrohúngaro.

Fuera del ámbito francés, durante el siglo XVIII también surgieron aportaciones similares a las que se venían dando hasta ahora, pero esta vez para la explicación de las cuevas heladas situadas en ámbitos germánicos y austrohúngaros. Así por ejemplo, el médico alemán **Georg Henning Behrens** (1703) en su conocida y extensa obra de campo "*Hercynia Curiosa oder Curiöser Hartz-Wald"* hacía una amplia descripción de la historia natural de las montañas de Hartz (Alemania) describiendo minuciosamente sus ríos, lagos, rocas, fuentes, y entre otras muchas cosas también "sus curiosas cuevas" ("*derer curiösen hölen*"). Algunas de las observaciones que Behrens llevó a cabo en las cuevas cercanas a Questenberg fueron recogidas por Browne (1865) y más tarde cuestionadas por Balch (1900:139). En ellas Beherens volvía a incidir en la idea de que era en verano cuando se formaba el hielo: *"...so cold that in summer the water trickling down its edges is frozen into long icicles. The opening is large and faces due south, and yet the hotter the day the more ice is found; whereas in winter a warm steam comes out, as if from a stove*" (Browne, 1865:113).

Algo más tarde, en el último tercio del siglo, y también para las montañas alemanas, se dan someras aportaciones de la mano del geólogo alemán **Johann K. W. Voigt** (1752-1821), remarcando, aunque sin entrar en demasiadas explicaciones, la existencia de cuevas heladas en el centro de Alemania cuando realizaba las prospecciones mineralógicas recogidas en su obra *Mineralogische Reisen durch das Herzogthum Weimar* (1782).

A la teoría de la formación del hielo en verano sostenida por varios autores desde finales del siglo pasado se sumaron conjeturas similares en esta primera mitad de siglo, siendo señaladas más tarde como erróneas específicamente por autores como **Robert Townson** (1797) (Balch, 1900:254). Se trata de algunas de las afirmaciones del húngaro **Mathew Bell** (1739) sobre la cueva helada de Szilitze (Hungría), y que fueron recogidas en la obra de Browne: "*When the external frost of winter comes on, the account proceeds, the effect in the cave is the same as if fires had been lighted there: the ice melts, and swarms of flies and bats and hares take refuge in the interior from the severity of the winter. As soon as spring arrives, the warmth of winter disappears from the interior…*" (Browne, 1865:104). Townson replicaría muy estrictamente el error de Bell achacándole su falta de observación en campo durante el invierno: "*When then is*

the ice which is found here […] formed? Surely in winter, though not by the first frost not as soon as ice is formed in the open air. […] Should, therefore, Mr. Bell or any of his friends, have come here to verify common report at the commencement of a fevere frost, when the whole country was covered with ice and snow" (Townson, 1797:320).

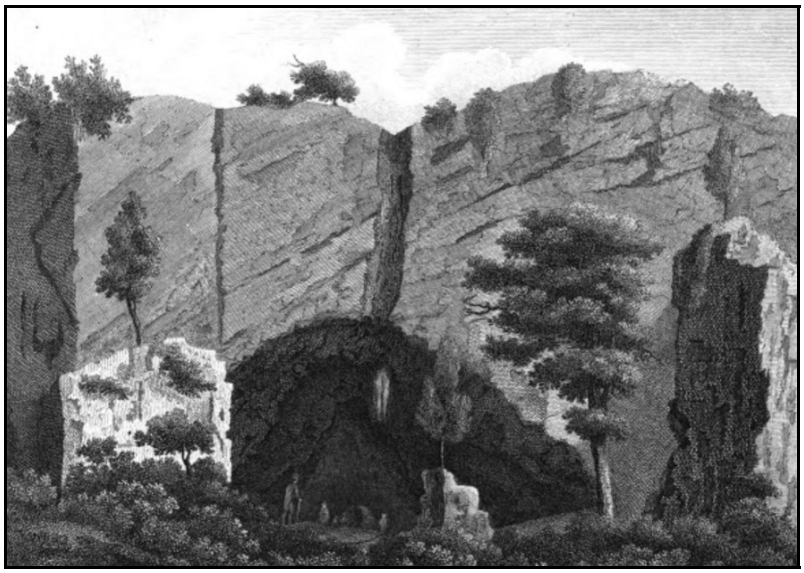


Fig.1.5. Cueva de Szilitze (Hungría) explorada e investigada por Mathew Bell en 1739 y por Robert Townson en 1797, y sobre la que sacaron conclusiones contrapuestas acerca de los momentos de formación del hielo. Grabado sacado de Townson (1797).

Un caso especial lo constituyen las afirmaciones del geólogo ucraniano **Grigory Kirillovich Razumovsky**, mencionado por Girardot y Trouillet (1865). Se trata de un noble que publicó varios monográficos de geología sobre su entorno más inmediato y ciertos sectores de la europa alpina centroeuropea (Razumovsky, 1783). En sus impresiones sobre la cueva de Chaux-les-Passavant éste, al igual que ya sostenía De Boz en su día, abogaba por la causa morfológica que presentaba la cueva como un factor determinante para la formación de hielo en su interior. Estos dos autores, De Boz y Razumovsky, encarnan los primeros antecedentes firmes de una "*visión geomorfológica*" en la explicación de las cuevas heladas que se mantendrá hasta autores actuales, como bien expresa Luetscher (2005); y que ven en la configuración interna y externa de la cueva y en la disposición de la misma las causas fundamentales para la formación y conservación del hielo. Otros autores dan mayor peso, sin embargo, a las condiciones climáticas como se verá más adelante encarnando la llamada "*visión climática*" (Thury, 1861). Razumovsky (1783) da importancia a la profundidad y orientación de la cueva de Chaux-les-Passavant en la conservación del hielo, pero añade, que el agua que se filtra en ella es insuficiente para explicar su volumen de hielo.

Para él tal volumen es consecuencia de las crecidas que un torrente cercano experimentó en un pasado, introduciendo así una nueva visión en la explicación del origen de los hielos como consecuencia de la congelación de grandes cantidades de agua de crecidas fluviales.

Pero todavía a finales de este siglo XVIII se ofrecen explicaciones en las que se trata de razonar una mayor formación de hielo en verano que en invierno, y de nuevo centradas en la cueva de Chaux-les-Passavant. Así por ejemplo, **L.C.Cadet** en unos de sus escritos publicado en *Annales de Chimie* ofrece sus observaciones en dicha cueva en septiembre de 1791, y en las que recoge todavía el sentir de algunos autores acerca de la teoría de la formación del hielo en esta cavidad tan popular: "*Un phénomène bien singulier la distingue de toutes les grottes connues; l'été il s'y forme constamment de la glace en grande quantité, et cette glace diminue à l'approche de l'hiver*" (Cadet, 1791:160). Sus razonamientos para la sostenibilidad de dicha teoría se fundamentan de nuevo en la presencia de masa arbórea en la entrada de la cueva la cual procura, durante el estío, sombra y humedad a la cueva, mientras que en invierno con la caída de la hoja el régimen térmico de la cueva ronda los niveles de una cueva normal (Cadet, 1971:163).

Las refutaciones a la teoría de mayor formación hielo en verano que en invierno son cada vez más numerosas a lo largo de este siglo XVIII. Una más viene del físico suizo **Pierre Prévost**, célebre por sus estudios sobre el magnetismo y la mecánica del calor, recogidos en su obra "*Recherches physico-mécaniques sur la chaleur*" (1792), y en la que dedica un capítulo exclusivo a las cuevas heladas de Besançon (Chaux-les-Passavant) (Prévost, 1792:206-217). En él, presenta los diferentes pareceres entre Billerez y De Cossigny señalando de éste último que hace observaciones más exactas pero incompletas ya que no se ocupa de analizar las causas del fenómeno y le falta además cierta precisión en los termómetros que utilizó (Prévost, 1792:208). Prévost sostiene que la formación del hielo en el interior de la cueva es producto del frío invernal y de las acumulaciones de nieve y hielo que el agua y el viento del exterior son capaces de acumular en el interior de la cueva. Cree que la masa arbórea de la entrada de la cavidad, su orientación al Norte y un considerable espesor de roca de sus bóvedas son buenas razones para mantener el frío en la cueva pero no suficientes para la explicación de sus hielos (Balch, 1900:273). Remarca también que ha de darse cierta

compensación entre la evaporación y la afluencia de agua para que el hielo se mantenga en el interior de la cavidad (Prévost, 1792:212).

Sobre esta misma cueva, Chaux-les-Passavant, también se había interesado el capitán francés **Justin Girod-Chantrans**. En sus explicaciones, basándose en observaciones precisas del médico de Besançon M. Oudot, se mantenía contrario a la teoría de formación del hielo en verano y fusión en invierno: "*J'avais lu dans l'Encyclopédie, que la glace se formait dans cette grotte pendant l'été, et s'y fondait en hiver. Cela me semblait difficile à comprendre, et je profitai avec empressement de la circonstance qui me mettait à portée d'observer moi-même ce phénomène dans la saison la plus chaude de l'été*" (Girod-Chantrans, 1796:65).

- *Ámbito de europa oriental y Rusia.*

En estas últimas décadas del s. XVIII se sucedieron también algunos trabajos centrados en la exploración y toma de datos en cuevas de las zonas del Este de Europa y el ámbito ruso. En algunos de ellos estudios precedentes como los de Valvasor se volvían aportaciones fundamentales a modo de guías de campo y bases teóricas sobre las que debatir, constituyendo el punto de inicio de algunas investigaciones reseñables como por ejemplo las que el austriaco **Baltazar Hacquet** llevó a cabo en cuevas heladas eslovenas. En su voluminosa obra *Oryctographia Carniolica* (1778-1789) este autor, pionero de la geomorfología kárstica (Kranjc, 2006), discutía las posiciones de Valvasor abogando por una formación del hielo en invierno (Balch, 1900:271; Kranjc, 2004:65); y volvía a retomar en cierta medida, debido a su interés por explicar las estructura de los cristales de hielo, las teorías de sales de Billerez sosteniendo que indudablemente en la composición del agua debían existir partículas salinas que contribuyesen a la formación y duración del cuerpo de hielo (Kranjc, 2011:12).

Numerosas exploraciones a cavidades en estos ámbitos orientales, vienen de la mano de los viajes que realizó por el Volga, Mar Caspio, Urales y Siberia el botánico y miembro de la Academia Rusa de las Ciencias **Ivan Lepechin**. Este autor, sin ir más allá de meras descripciones y reseñas, hizó mención a la existencia de hielo en muchas de las cuevas que exploró (Lepechin, 1768, 1769 y 1774; tomado de Balch 1900). Incluida una de las que más fama alcanzaría: la cueva helada de Kungur (Urales rusos). Años más tarde su colega el botánico ruso **Carl Ludwig Hablizl** (1788) escribiría una monografía

sobre el medio físico de la actual Ucrania, en cuya zona sur también reconoció multitud de cuevas heladas afirmando que la formación de su hielo se debía a la recongelación de las aguas de fusión nival durante la primavera, con un menor volumen en otoño debido las pérdidas experimentadas durante el verano pero sin llegar a fundirse nunca completamente: "*dans les mois de Juillet et d' Aout, le volume de glace diminue ordinairement à cause de la chaleur de l'air, qui alors atteint même le fond de l'Abyme: aussi s'y trouve-t-il moins de glace en automne qu'au printems et au commencement de l'Été, et de-là vient vraisemblablement le bruit, comme s'il contenoit plus de glace dans les tems chauds que dans les tems froids [...] et par conséquent la glace ne saurait jamais s'y épuisé totalement"* (Hablizl, 1788:45).

También en este ámbito ruso se exponía en obras de corte naturalista meras menciones a la existencia de cuevas heladas como sucede con la obra del alemán **Peter S. Pallas** (1788) sobre sus viajes a diferentes provincias del imperio ruso.

1.3.3.- Proliferación científica y superación de teorías iniciales (s.XIX)

El siglo XIX en general se caracteriza por una ampliación acentuada de los conocimientos relativos a las cuevas heladas, tanto en lo referente a su cada vez más extensa distribución geográfica como al comportamiento y origen de sus hielos. A la vez que conoce mejor el funcionamiento de las cuevas, se acumulan también experiencias y experimentaciones en las mismas y en otras nuevas, lo que permite avanzar en la investigación de otros parámetros hasta ese momento no contemplados. Lo cual en última instancia lleva a la superación de teorías anteriores y a la proposición de nuevos procesos implicados. Se empiezan a tomar más sistemática, continua y precisamente los regímenes térmicos del interior y exterior de las cuevas, lo que permite teorizar acerca del papel que juegan en las mismas las circulaciones de aire, las condiciones climáticas externas y otros mecanismos hasta ahora no completados como la sublimación (Trofimova, 2010).

- Últimas décadas del s. XVIII y primeras del XIX: bases para las primeras grandes teorías

En el tránsito de los siglos XVIII y XIX cabe mencionar la importancia que tuvieron estudios que, aunque no tuviesen como motivo principal la investigación de las cuevas heladas, supusieron experiencias innovadoras que fueron tomadas como base para

hipótesis posteriores y que además, en algunos de los casos, venían de la mano de ilustres científicos.

Entre éstos cabe destacar primeramente al naturalista **H.B. de Saussure**. El ginebrino en su obra *Voyages dans les Alpes* (1779) enunciaba un principio acerca de las cuevas frías que sería tomado en cuenta por otros autores llevándolo específicamente a la investigación de las cuevas heladas. De Saussure observó que la circulación del aire en las cuevas frías era el mecanismo fundamental en la conservación de sus bajas temperaturas, cambiando la dirección del flujo de aire del inverno (hacia el interior de la cueva) al verano. Sobre este mismo supuesto autores como M.A. Pictet o el astrónomo Robinson (Thury, 1861:98) décadas más tarde se apoyarían para el establecimiento de sus conjeturas sobre el desarrollo y mantenimiento del hielo en el interior de las cuevas, al considerar insatisfactorias las explicaciones que se proponían desde el s. XVIII.

Estas nuevas perspectivas conllevaron nuevas explicaciones del fenómeno de las cuevas heladas, suponiendo un paso adelante con respecto a los tradicionales debates sobre la formación del hielo en verano o en invierno. Desde este momento, el estudio y la caracterización de las corrientes de aire se empezaron a considerar condicionantes relevantes.

A las aportaciones de De Saussure se le añaden los experimentos desarrollados por **Alexander von Humboldt** en la Cueva de Hielo de Altavista (Teide). En sus estudios sobre la isla de Tenerife exploró una dicha cueva cuando se proponía junto con su colega **A. Bonpland** ascenderlo en el año 1799 y que plasmaron en su célebre obra: "*Viaje a las regiones equinocciales del nuevo mundo. Las canarias y otros escritos"* (Humboldt y Bonpland, 1816:264). Aunque las observaciones termométricas y barométricas que ambos realizaron en dicha cueva no han transcendido de manera especial en el fundamento teórico de la investigación de las cuevas heladas, sí es conveniente resaltar que supuso posiblemente la primera investigación de carácter científico que se llevó a cabo en una cueva helada española, o al menos la primera de la que se tiene constancia escrita hasta el momento[14].

[14] Anteriormente se dieron otras citas de la misma, como la de Sprats en 1649 (Miranda, 2004), pero no fueron más allá de meras descripciones.

En las exploraciones y experimentaciones que llevaron a cabo en la isla en el año 1799, Humboldt y Bonpland tomaron datos de la localización de la cueva, así como de su topografía interna, observando la distribución de las masas de aire en la cueva: "*la glacière n'a cependant pas de ces ouvertures perpendiculaires par lesquellés l'air chaud peut sortir, tandis que l'air froid demeure immobile au fond"* (Humboldt y Bonpland, 1816:266). Achacaban la persistencia de este "pequeño glaciar subterráneo" a la acumulación de hielo y a la ralentización de su fusión como consecuencia del frío que provoca una evaporación rápida. Además puntualizaban que la alimentación de la cueva se debía a las aguas de fusión nival procedentes de las cumbres, estando repleta de nieve y hielo durante el invierno. Mientras que durante el verano, como los rayos de sol apenas pasaban por la pequeña boca de entrada, no se daba el calor suficiente para vaciar de hielo la cueva: "*Ce petit glacier souterrain [...] alimenté par des eaux de neige venant du sommet des montagnes. Pendant l'hiver, la cave se remplit de glace et de neige; et, comme les rayons du soleil ne pénètrent pas au-delà de l'ouverture, les chaleurs d'été ne sont pas suffisantes pour vider le réservoir*" (Humboldt y Bonpland, 1816:266). Para Humboldt y Bonpland la existencia de una cueva helada dependía más de la cantidad de nieve que se conseguía acumular en invierno y del poco viento cálido que pueda soplar en verano, que de la altitud de la misma y la temperatura media del aire que le rodee. En este sentido unos años antes Prévost ya enunció la independencia de las cuevas heladas con respecto a factores como la altitud declarando que podían localizarse a altitudes mínimas de 100 o 200 m (Prévost, 1792).

En la obra de Humboldt también se ponía de manifiesto el conocimiento que tenían los autores de las principales teorías que se daban por aquel entonces relativas a las cuevas heladas "*Il est probable que le froid qui règne dans cette caverne, est dû aux mêmes causes qui perpétuent les glaces dans crevasses du Jura et des Apennins, et sur lesquelles les opinions des physiciens sont encore assez partagées*" (Humboldt y Bonpland, 1816:264), citando las investigaciones de De Saussure, de Prévost y de Pictet.

Estas mismas observaciones son retomadas más tarde con los trabajos geológicos que el astrónomo Charles Piazzi Smyth realizó en la misma cueva en 1858; y sobre ambos volvería a incidir en 1865 Browne. Incluso algunas analogías con cuevas heladas rusas se establecen con respecto a esta cueva (véase más adelante Murchison, 1845).

El italiano **Charles Piazzi Smyth** en 1858 dedicó un capítulo en exclusiva a la cueva de hielo del Teide en su obra "*Tenerife: an astronomer´s experiment*" (Part. III, Capt. VIII: *The Ice Cavern*, 348-371). En ella analizaba fundamentalmente su estructuración como cueva volcánica y se preguntaba, refiriéndose al hielo interior como nieves perpetuas, cómo había llegado hasta allí cuando no se daban en el exterior nieves perpetuas. Ofrecía la explicación de que la cueva se encontraba cercana a los límites de dichas nieves lo que hacía que perdurasen neveros hasta mediados de julio a pesar de estar expuestos a temperaturas cálidas y radiación. La protección de la exposición solar era fundamental para la preservación del hielo en el interior de la cueva para Smyth; mientras que la emanación de calor desde el suelo era fundamental sin embargo para la fusión del mismo. Como pudo comprobar al percatarse de la presencia de una pequeña columna de humo que se apreciaba procedente de la roca volcánica y que coincidía exactamente con el centro de una masa fundida de hielo (Smyth, 1858:357).

Sobre esta misma cueva, además de los avances en su exploración espeleológica (Rosales, 1994), se han publicado en los últimos años diversos trabajos referentes, en su gran mayoría, a su importancia en el comercio del hielo y la nieve en el archipiélago[15]. Solamente en los últimos años se ha abordado desde el punto de vista de su caracterización periglaciar. En este sentido Martín Moreno relata las morfologías de hielo observadas comparando la cueva con otra estudiada por él mismo en altas latitudes (en una morrena del Longyearbreen, Spitbergen), y asumiendo que la acusada disminución de cantidad de hielo parietal y carámbanos observada es consecuencia del descenso anual de nevadas y el aumento de las temperaturas experimentado desde los años ochenta del siglo XX (Martín Moreno, 2006, 2010). Y que tan sólo en algunas temporadas se encuentra hielo en su interior (Martín Moreno, 2006:531).

Saliendo de la cueva de Tenerife y centrándonos de nuevo en la evolución genérica de la investigación de las cuevas heladas, en la década de los años veinte del siglo XIX se publican dos estudios de referencia en el tema. Se trata de las investigaciones realizadas por Marc-Auguste Pictet y Jean André Deluc.

[15] Conviene recordar como el conocimiento de este tipo de cuevas en la isla de Tenerife estaría apoyado seguramente, como se ha visto en el caso de las cuevas alpinas más conocidas y estudiadas, por el auge del comercio de hielo entre los siglos XVII y XIX, y sobre lo cual se han escrito excelentes trabajos monográficos (p.e. Miranda, 2004).

El físico suizo **Marc-Auguste Pictet**, discípulo de De Saussure y cofundador de la *Société de Physique et d' Histoire Naturelle de Genéve* en 1790, sociedad en cuyas memorias se escribían frecuentemente textos sobre cuevas heladas, refuta las teorías de Prévost (1792) acerca de la cueva helada de Besançon.

Pictet expresa la importancia del estudio de las cuevas heladas en ese momento: "*la douceur extraordinaire de l'hiver, qui n'a rien pu fournir à l'approvisionnement ordinaire des glacières artificielles, et la chaleur précoce et remarquable de l'été qui lui a succédé, ont porté l'attention de tout le public vers ces glacières naturelles qui existent dans divers lieux, et qui fournissent, en tout saison, une quantité du glace indéfinie aux consommateurs assez voisins de ces dépôts pour pouvoir en profiter*" (Pictet, 1822:261); aludiendo indirectamente a la necesidad de buscar, explorar e investigar cuevas heladas provocada por un cambio de patrones climáticos a finales de la PEH. La benignidad del invierno y los calurosos y precoces veranos, que hace que los glacières artificiales no sean suficientes para abastecer el consumo de hielo demandado por aquel entonces, acentúa las necesidades de comprender el funcionamiento de las mismas para asegurar su pervivencia. Esto nos da idea no sólo del interés científico que despertaba el hielo de algunas cuevas, sino también de la necesidad por conocer la distribución geográfica de algo que se había convertido en prioritario al menos en determinados sectores de algunas sociedades y cuyo comercio ya parecía acusar, a comienzos el s. XIX, apreciables dificultades, seguramente por el incremento de la población demandante y por ese cambio climático que sucedió a la PEH.

Centrándose en el análisis y explicación física de las cuevas que visitó (Chaux-les-Passavant, la gruta de St. George y la cueva del monte Vergy), Pictet (1822) recoge las investigaciones anteriores de Billerez, De Cossigny y Prévost, previamente a ofrecer sus propias explicaciones. Partiendo de la teoría de las cuevas frías de su maestro H.B. de Saussure, Pictet expone, extendiendo y aplicando la misma a los hielos presentes en el interior de las cuevas, sus observaciones acerca de las distintas densidades y comportamientos de las masas de aire tanto internas como externas, y las variaciones correspondientes de los flujos de aire de entrada y salida en la cueva en verano e invierno. Igualmente observa la alta humedad que se da en ellas acompañada de una fuerte condensación. Llega a afirmar que la congelación de la cueva se da de manera continuada incluso durante la estación cálida (Pictet, 1822). Pictet se dio cuenta en sus

observaciones en la cueva de Brezon de que el aire fresco que salía con fuerza de las fisuraciones de la cueva era el fenómeno más cercano a la explicación de la formación y mantenimiento del hielo en la cueva. Y concluía que un proceso de frío derivado de la evaporación estaba en la base de la explicación de las cuevas heladas, creyendo que cuando ésta era promovida por rápidas corrientes de aire en los meses de verano se podía producir hielo, opinión que caía de nuevo en la antigua teoría de la acumulación de hielo en los meses de verano y que fue el origen de las críticas que recibiría años más tarde por parte de autores como Thury (1861), Browne (1865), o en el mismo año por Deluc (1822).

Esta teoría de Pictet, fundamentada en las corrientes frías que llegaban a producir hielo en los meses de verano, fue rechazada en el mismo año de su publicación en un escrito presentado por su colega y compatriota **Jean André Deluc**. Deluc presentaba en los *Annales de Chimie et de Physique* (1822) su explicación para la formación de las cuevas heladas haciendo una comparativa simultánea de los postulados sostenidos por De Cossigny, Prévost y Pictet, criticando duramente los de éste último. Las críticas severas que realizó Deluc se fundamentaban mayoritariamente en intensos trabajos de gabinete, aunque con una dolencia en experimentación de campo, lo que fue criticado posteriormente ya que le hacían caer en algunas deficiencias (Thury, 1861:103[16]; Browne, 1865:128; Balch, 1900:277). Pero a pesar de ello, algunos autores vieron en las explicaciones de Deluc las primeras explicaciones claras y científicas que se dieron del fenómeno (Girardot y Trouillet, 1885:491). Deluc niega rotundamente, en muchos casos apoyado en un estudio manuscrito de M. Colladon de 1807, la posibilidad de que Pictet pudiese haber apreciado una corriente fría en la cueva de St. Georges (sobre la que sostuvo su teoría de las corrientes frías). Criticando que tal cosa era imposible según la configuración de la cavidad: "*Nous voyons que cette glacière est une espèce de puits, dont le fond est beaucoup plus étendu que l'ouverture. Avec une telle conformation, on ne conçoit pas comment un courant d'air s'y établir; aussi Pictet n'en aperçut-il aucun*" (Deluc, 1822:122). Deluc desmonta la teoría de Pictet de forma incisiva diciendo, primero, que en muchos de los casos observados el hielo de las cuevas se funde en verano, en lugar de formarse como sostiene la teoría de las corrientes frías de Pictet. En

[16] Thury (1861:103): "*...Deluc a eu tort sur deux points, et cela a nui à la théorie qu'il défendait. Le premier tort de Deluc, c'est le peu d'ordre qu'il a su mettre dans l'exposition de ses idèes. Le second plus grave peut-ètre, c'est d'avoir philosophé dans son cabinet, tandis que son adversaire visitait successivement la glacière…"*

segundo lugar, las observaciones de Pictet abogan a que en verano siempre se dan esas corrientes frías de aire, suponiendo por tanto que además de la entrada principal existen aberturas interiores. Deluc objeta que en la cueva de St. Georges la atmósfera se encuentra en calma. En tercer lugar, Deluc sostiene que es un hecho que la acumulación de hielo en las grutas se da en los largos inviernos más que en los calurosos veranos (tomando como referencia aquí los postulados de Prévost). Y en cuarto y último lugar, mantiene que, en la teoría de De Saussure acerca de las cuevas frías, el frío de verano no era nunca lo suficientemente frío como para dar lugar a la formación de hielo. Para Deluc parte de la nieve que se acumulaba en invierno en la entrada de la cavidad se conservaba todo el año en forma de manto de hielo y contribuía de forma esencial a la conservación de la temperatura de congelación en el interior de la misma. Mientras que en verano, el frío no es más extraordinario y "el hielo formado, por así decirlo, mantiene prisionero el frío del invierno" (Deluc, 1822:122). Serían necesarios al menos varios veranos para la fusión del hielo aún cuando éste no se regenerase con el invierno (Deluc, 1822:125). Sus postulados empiezan a recordar muy claramente la concepción mantenida hoy en día acerca de los distintos periodos térmicos apreciables en una cueva helada.

- Proliferación científica en la segunda mitad del XIX

A mediados del siglo XIX es factible distinguir distintos panoramas en el estudio de las cuevas heladas. Por un lado, un contexto europeo en el que pasaron varias décadas desde de los estudios publicados por Pictet y Deluc hasta que se volvieron a presentar investigaciones sobre cuevas heladas de cierta relevancia (la primera señalada suele ser la de Thury, 1861). En aproximadamente unas cuatro décadas se sumaron al corpus científico muchas pequeñas aportaciones fundamentalmente de la mano de exploraciones subterráneas y descubrimientos de nuevas cavidades, de tal manera que el mapa de distribución de las mismas se amplió exponencialmente, a la vez que se asentaron, con autores de relevancia (Thury, Girardot y Trouillet, Browne, Bonney, Martel, Boué, Fugger,…), las bases del conocimiento actual. De igual manera la nomenclatura empezaba a asentarse en gran manera lo que contribuyó al consenso y avance en las investigaciones. Muestra de todo esto es la proliferación bibliográfica en la que, como veremos, se iban distinguiendo distintos ámbitos geográficos de investigación y distintas teorías producto de la diversificación y la multidireccionalidad

de estudios: centroeuropeos, franceses y alemanes fundamentalmente, junto con aportes austrohúngaros.

Además de estos principales núcleos de investigación es de reseñar que es en esta segunda mitad del s. XIX cuando surgen también con fuerza las investigaciones en el continente norteamericano. Fundamentalmente en cuevas de Estados Unidos y muchas de ellas vinculadas a publicaciones de renombre como la "*American Journal of Science and Arts*" (la revista científica más antigua de Estados Unidos que se empezó a publicar en 1818), o a algunos de los miembros de la *American Philosophical Society* creada en 1743 en Philadelphia y a la que pertenecían autores clave dentro de la literatura de las cuevas heladas como lo fue Edwin S. Balch.

En base a esto ofrecemos a continuación unas breves pinceladas tanto de los principales autores y teorías, como de las áreas geográficas más comunes de investigación de cuevas heladas discernibles en la segunda mitad del XIX:

Estudios estadounidenses

El interés por las cuevas heladas en el continente americano se fundamentó esencialmente, al igual que sucedió tiempo atrás en el viejo continente, en aportaciones de corte explorador por parte de naturalistas a partir de la segunda década del siglo XIX. Igualmente, la explotación comercial del hielo de las cuevas y la utilización de éstas para la preservación de alimentos por parte de la población local fue también un factor en el conocimiento y exploración de las mismas al igual que ocurrió, y seguía ocurriendo aunque con menor intensidad, por este entonces, en los países europeos.

Durante las primeras décadas del siglo las publicaciones sobre cuevas heladas eran muy escasas, y las referidas al tema de forma específica eran nulas. Solían ser por lo general menciones como fenómenos insólitos pero sin ahondar más en el tema. Y normalmente escritas dentro de textos geológicos y geográficos. Además, la gran mayoría de las cuevas heladas reseñadas por Balch (1900) en EEUU para esta época se encuentran en la costa noreste, como consecuencia de la falta de asentamiento de población y desarrollo en el conocido como "lejano oeste". Solían ser referenciadas cuevas en los actuales estados de la región de New England (Maine, Massachussets, Connecticut,

Vermont, New York, New Hampshire,…), pero mayoritariamente con reseñas bastante pobres.

Parte de las primeras referencias que Balch (1900) recoge acerca de las cuevas heladas en EEUU se encuentran publicadas en *The American Journal of Science and Arts*, instrumento de gran propulsión para la ciencia y como ya se ha dicho la primera revista científica que se publicó en EEUU. Ejemplo de ello son las menciones de **Dewey** (1819, 1822) a la Snow Hole (Massachussets), o las de **Silliman** a cuevas heladas en Connecticut (1821, 1822). En ellas se referían a este tipo de cuevas con el nombre común de *natural ice houses*, nombre utilizado en aquella época y lugar para, al igual que sucedía en Europa con las *glacières naturelles* y *artificielles*, diferenciarlas de las *ice houses*, destinadas a la explotación del hielo y su uso como refrigerador[17].

Dewey da leves nociones de la cueva sin entrar en detalles, destacando que en su fondo existe una pequeña masa de hielo o nieve que seguramente fuese más abundante en el pasado pero que la mano del hombre probablemente esquilmó (Dewey 1822:399).

En el mismo año pero en un volumen anterior de esta misma revista también se daban breves nociones acerca de las *natural ice houses* de esta misma zona (Silliman 1821, 1822; Dearborn, 1822). Pero del mismo modo no pasaban de ser meras descripciones sin demasiada relevancia más allá de la confirmación de su existencia.

En muchas ocasiones se señalan en estos escritos estadounidenses, refiriéndose a *natural ice houses*, gargantas o quebradas angostas y de cierta profundidad en las que el hielo y la nieve del invierno es capaz de mantenerse buena parte del año (*wells*, *cliffs*, *icy glen*, *gorges*, *gulches*,…). Incluso en ocasiones se referencia también como tales al hielo que acumula en el fondo de una ladera conformada por grandes bloques (*freezing talus*). En cualquier caso su definición como cueva helada quedaba bastante en entredicho (p.e. Silliman, 1822; Lee, 1824; Macomber, 1839).

[17] Conviene resaltar que el término de *Natural Ice Houses* se implantó también en algunas revistas europeas en las que se traducían al inglés textos francófonos sustituyendo el término de *Glacières Naturelles* por dicha denominación. Ejemplo de ello es el número VIII de la revista *The Edinburgh Philisophical Journal* (1822-1823) en el que se traducían dos textos de la *Bibliotheque Universelle* de Pictet (1822) o Dufour (1822).

A medida que avanza el siglo se suceden aportaciones de este tipo sobre el conocimiento de cuevas heladas en EEUU. A las que se sumaban otras apreciaciones recogidas en monográficos geológicos regionales como las del físico **Charles T. Jackson** en su obra *Report on the geology of the State of Maine* (1839). O la que se publicaría décadas más tarde sobre la geología del estado de Vermont (1861) en la que los geólogos **Albert David Hager** y **Edward Hitchcock** dedican un apartado específico a los *frozen wells*, con alusiones también a algunas cuevas y viejas minas en las que se preservaba el hielo en el verano. Estos últimos autores exponen y rebaten la teoría certera del prof. Elias Loomis que abogaba por una congelación de las *natural ice houses* y de los *frozen wells* como consecuencia de la penetración en invierno de masas de aire más frías y densas que las del interior. Mientras que la razón contraria se debía a la circulación de agua en su interior ya que contaba con una mayor temperatura y cedía calor (Loomis, 1860; Hager, 1861). Ambos autores no descartaban como hipótesis aceptable que los bloques de hielo fuesen restos de glaciares, mantenidos a lo largo de los años gracias a su no exposición directa al sol y a que las temperaturas se mantenían cercanas al punto de congelación debido a los procesos de evaporación (Kimball 1901:370). Tal teoría glaciar la mantenía también Dawkins (1876) para la Ghiacciaia del Moncodeno, en el continente europeo (Bini y Pellegrini, 1998).

En el mismo carácter que la obra de Hager y Hitchcock se movían otros estudios monográficos geológicos con sucintas menciones a cuevas heladas. Como *Report on geological survey of state of Iowa* (**White**, 1870)

Con la segunda mitad de siglo se suman a estas aportaciones centradas en la costa atlántica de Estados Unidos otras muchas del mismo tipo pero que gravitan esta vez en estados más cercanos a la costa opuesta[18]. Muchas de las aportaciones que se dan sobre la existencia de cuevas heladas en la mitad oeste de Estados Unidos durante la segunda mitad de siglo se dan en torno a los estados que más fervientemente acogieron la conocida "fiebre del oro". Primeramente centrada en el norte de California, pero que dejó intensa huella en estados cercanos. Por eso no es de extrañar que se sucedan

[18] La conquista del viejo oeste en la segunda mitad del siglo XIX se materializa de forma ineludible en un mayor ansía por poblar y desarrollar todo el territorio hasta la costa del Pacífico. El desarrollo de leyes favorecedoras de apropiación de tierras, la desatada fiebre del oro en California y estados cercanos, la implantación de las primeras líneas férreas que unían ambas costas, las mejoras en diligencias, eran canales de comunicación cada vez más fluidos que hacía que se multiplicase exponencialmente la población y la exploración y explotación de estos nuevos territorios.

referencias a cuevas heladas existentes en los actuales estados de California, Montana, Wyoming, Colorado u Oregón (véase Balch, 1900:170 y siguientes). Muchas de estas referencias seguían siendo publicadas en la famosa revista de *The American Journal of Science and Arts*, pero a ella se sumó la aparición en 1845 de la *Scientific America*. De igual importancia en la reseña y descripción de algunas cuevas fue la creación de emblemáticos clubes de montaña como los conocidos *Sierra Club* (1892), en cuyos boletines aparecían de vez en cuando relatos montañeros sobre cuevas heladas de la costa oeste (Balch 1900:170); o el *Appalachian Mountain Club* (1876) que se centraba más bien en exploraciones de las regiones montañosas de la costa Este y del cual era miembro el mismo Edwin Swift Balch. Este naturalista, con formación de abogado, es uno de los mejores representantes del momento de cambio sobrevenido con la entrada del siglo XX en la evolución de la literatura científica de las cuevas heladas (como se verá más adelante). Legó con su exhaustiva obra recopilatoria "*Glacières or freezing caverns*" (Balch, 1900) importantes reflexiones de referencia que sentaron sólidas bases para los estudios posteriores.

En los años inmediatamente precedentes a la publicación de la obra de Balch, este mismo autor señala la publicación de varios artículos que hacían referencia a puntuales observaciones sobre cuevas heladas en Philadelphia, Montana y Iowa por **Auchincloss** (1897), **Butler** (1898) y **Kovarik** (1898 y 1899), respectivamente. Es de destacar de éste último la importancia que le daba a la duración y a lo frío de los inviernos como condición necesaria para que el hielo aguantase el resto del año. Para él, era imprescindible que la cueva almacenase la cantidad de frío necesaria en sus paredes (producto de la dureza del invierno previo) para que, con la llegada de la primavera y la fusión de la nieve, se formase la mayor cantidad de hielo posible en la cueva. Kovarik llevó observaciones sistemáticas de las temperaturas y de las distintas formaciones de hielo tanto de distintas partes del interior de la Decorah Ice Cave como del exterior durante un año completo. Manteniendo que era a finales de marzo y principios de abril cuando se empezaba a formar el hielo, y era en junio cuando alcanzaba su máximo volumen (Kovarik, 1898:19159). Kovarick recalca que la evaporación en verano podría ayudar pero niega que sea causa única. Como se puede ver, cada vez más, empezaba a quedar completamente en entredicho, también en la comunidad científica americana, las teorías precedentes que abogaban por la formación del hielo durante los veranos.

Time.	In the Valley. (Shade.)	Division.	Locus Glacialis.	End.
July 1, 1897.....	+33·3	+2·2	0·0	0·0
July 27, 1897.....	+21·1	+5·0	0·0	0·0
August 14, 1897.....	+32·2	+5·8	+3·1	0·0
September 3, 1897....	+32·2	+7·2	+3·1	+8·3
September 18, 1897...	+33·9	+8·6	+6·1	+8·3
October 16, 1897	+24·0	+10·0	+8·3	+8·3
October 30, 1897.....	+10·0	+7·2	+4·7	+5·0
December 11, 1897 ...	−2·2	−2·7	−1·1	−2·2
January 8, 1898.....	0·0	−2·7	−3·9	0·0
January 22, 1898.....	−5·0	−6·1	−3·9	−3·9
February 26, 1898.....	0·0	−6·6	−6·6	−5·0
March 12, 1898.....	+2·8	−1·6	−2·7	−2·7
March 26, 1898.....	+8·8	−1·7	−1·6	−1·1
April 16, 1898	+25·6	−1·4	+1·1	−1·1
April 30, 1898.....	+13·9	+1·1	−1·1	−1·1
May 28, 1898.....	+17·2	+1·7	−0·3	0·0
June 9, 1898.....	+25·0	+1·7	−0·3	0·0
June 18, 1898.....	+28·3	+1·7	−0·2	0·0
July 16, 1898.....	+35·0	+7·2	0·0	+2·2

Fig.1.6. Temperaturas recogidas sistemáticamente por Kovarik en Decorah Ice Cave y fotografía de su sala *Locus Glacialis* (tomado de Kovarik, 1898)

Estudios europeos

En el continente europeo las nuevas aportaciones de la primera mitad del siglo XIX, tras los escritos de referencia de autores como Pictet o Deluc, se reducen básicamente a la confirmación de la existencia de nuevas cuevas heladas o a la revisita de algunas anteriormente exploradas. No son destacables publicaciones de relevancia hasta bien entrada la segunda mitad del siglo, con la salvedad puntual de algunos textos como los del geólogo inglés **Charles Lyell** (1828, 1833), los del arqueólogo francés **M.A.Laurens** (1827, 1830 y 1845), o las referencias a la cueva helada de yeso de Illetzkaya-Zatschita (en los Urales rusos) por el escocés **Murchison** (1845), coautor de la obra: *The geology of Russia in Europe and the Urals Mountains*. En ella se exponen afirmaciones ya sobre uno de los debates principales que se abrirán en esta segunda mitad del siglo: el papel de la evaporación y la condensación del vapor de agua en la formación del hielo, dándose un contraste de opiniones en cierto modo enriquecedor.

A lo largo de todo el siglo, pero de forma especial en su segunda mitad, en toda Europa central de forma generalizada, y extendiéndose emergentemente hacia países de la Europa del Este, las cuevas heladas empiezan a ser objeto de discusión científica y de debates y cruce de aprobaciones y reprobaciones teóricas que marcarían las bases del conocimiento actual. Durante este tiempo empiezan a adquirir un carácter relevante las observaciones y experimentaciones que sobre determinadas cuevas se empezaban a acumular. Ello hace que se afine cada vez más en las teorías sobre la formación y funcionamiento de los hielos encontrados, avanzándose tanto en cantidad y calidad, como en precisión de la investigación. Especialmente en algunas cuevas que ya

empiezan a ser tradicionalmente objeto de investigación (p.e. Chaux-les-Passavant, Besançon).

Durante esta segunda mitad del siglo XIX las aportaciones se publican en revistas periódicas de carácter específico centradas o bien en la karstología y la espeleología (fundamentalmente en las últimas dos décadas con la aparición de la prestigiosa revista *Spelunca*, revista de la *Société de spéléologie* de Francia creada en 1895 bajo el auspicio de E. Alfred Martel), o centradas en las ciencias físicas (siguiendo con la publicación de los archivos de la *Bibliothèque Universelle de Genéve*). También se daban publicaciones en revistas que presentaban una especie de mezcolanza de las Ciencias y las Artes como ocurría con la ya mencionada *American Journal of Science and Arts*, en las que se encontraban gran número de las publicaciones norteamericanas de la época junto con algunas publicaciones de interés provenientes del continente europeo. Además de esto, los lazos comunicativos entre las distintas universidades empiezan a ser cada vez mayores entre los países del centro de Europa, lo que hace que el cotejo de conclusiones fuese más fluido, incluso con pocos meses de diferencia entre publicaciones de referencia. Aunque se acusase todavía cierta desconexión con respecto a las publicaciones norteamericanas o del ámbito soviético, por evidentes distancias geográficas, idiomáticas y culturales.

Centrándonos en el contexto europeo, de forma genérica dentro de la literatura científica sobre cuevas heladas que se vierte durante esta prolífica segunda mitad del siglo XIX, podemos discernir dos grandes epicentros geográficos: por un lado, autores cercanos al *ámbito francés* que, continuando con el estudio de cavidades ya clásicas (como la de Chaux-les-Passavant), se ocupan también de la exploración y explicación de multitud de otras nuevas (principalmente las distribuidas por los Alpes). Se trataba de científicos en su gran mayoría franceses (p.e. Laurens, 1827, 1830, 1845; Thury, 1861; Dunant, 1875; Girardot y Trouillet, 1885; Magnin, 1900; o las numerosísimas aportaciones de Edouard Alfred Martel), junto con suizos (Köber, 1885; Baltzer, 1892), y alguno que otro de origen italiano (Carrel, 1841). A lo que se le sumaban las contribuciones de otros científicos algo más alejados de este ámbito centroeuropeo pero que igualmente se interesaron por el estudio de sus cuevas heladas, destacando la labor de los ingleses Browne (1865) o Bonney (1868).

Por otro lado, en un segundo epicentro geográfico, destacó la emergencia de numerosos y rigurosos estudios de autores del por aquel entonces *Imperio Austrohúngaro* que constituirían un germen sólido de conocimientos y una base fundamental para el desarrollo posterior de la importante literatura científica de la que gozan en la actualidad algunos de los países del este europeo. Éstos se centraron fundamentalmente en la exploración y explicación de las cuevas de su ámbito geográfico, pudiéndose destacar las labores científicas de autores como Franz Krauss (1894), Jovan Cvijic (1896) o las intensas y numerosísimas exploraciones que Eberhard Fugger realizó durante la década de los ochenta y noventa del siglo XIX.

Tratando de seguir un orden cronológico, dentro de estos denominados epicentros geográfico-científicos se destacarán, a continuación, de cada uno de ellos, los autores más relevantes así como los principales postulados defendidos.

- Epicentro alpino-centroeuropeo:

Destaca en primer lugar la labor del vizconde e ingeniero de minas francés **Hericart de Thury**. En 1861 se publica en los archivos de ciencias físicas y naturales de la *Bibliothèque Universelle de Genève* sus *Études sur les Glacières Naturelles* (t. X, 97-153). A pesar de no tener muchos más escritos reseñables sobre el tema[19], la importancia de las reflexiones y teorías mantenidas por Thury en esta publicación han prevalecido en muchos de sus aspectos hasta la actualidad, siendo destacado por algunos autores por constituir las primeras explicaciones científicas consistentes acerca de las cuevas heladas (Luetscher, 2005).

En sus estudios, centrados fundamentalmente en las cuevas estudiadas en las montañas del Jura y de los Alpes, Thury ofrece una revisión profunda y crítica de las teorías principales mantenidas hasta ese momento (Prévost, Pictet, Deluc), aportando observaciones rigurosas de algunas de las cuevas que estudió (p.e. la cueva de St. Georges o la de St. Livres). Aportó precisas observaciones tanto de las temperaturas internas y externas en distintas horas del día y de la noche y en distintos días y estaciones del año, como de la atmósfera interna o del suelo helado; así como también sobre la formación y estructura de los bloques de hielo y de algunas de las morfologías

[19] Tiene algún otro pero sin tanta relevancia sobre observaciones de las estructuras hexagonales de la estructura del hielo de las estalactitas en la Glacière de Fondeurle (Thury, 1813).

estacionales. Thury reflexiona sobre el papel que juegan las distintas densidades del aire, tanto internas como externas y su distribución en la vertical de la cueva. Y sobre la influencia que tienen las paredes y techos de la cavidad en la trasmisión de calor (Thury, 1861). Fija su atención en la importancia que en las cuevas heladas tienen las circulaciones de aire y sus columnas verticales de calor en el interior, aspectos que hasta el momento no habían tenido demasiado en cuenta. Thury hizo importantes observaciones durante el invierno, especialmente en la cueva de St. Georges, donde pudo observar los fuertes movimientos de aire que en la cueva se daban, atribuyendo su causa a la entrada de masas de aire más pesado. Así como también se dio cuenta de que la temperatura durante el día en el interior de la cueva se incrementaba gradualmente para caer de forma rápida con la entrada de la noche en los días de invierno. En vez de permanecer estable como sucedía en verano. Y es que según Thury era imprescindible, para comprender el rol de las corrientes de aire en la cueva, la experimentación también en invierno. Aunque para alguna cueva de las que visitó afirmó que era de prever una corriente menor en invierno que en verano debido a que en invierno las fisuras verticales y entradas podían quedar taponadas por la nieve y el hielo acumulado. Como por ejemplo en el Glacière de Vergy (Thury, 1861:148).

Thury afirmaba que eran necesarios para la formación de hielo tanto el frío como el agua, y retomando la teoría precedente de que el hielo no se formaba en invierno, decía que si no se daba una entrada de agua durante la primavera, en el invierno no se formaría hielo. Concretaba de tal forma el periodo de formación del hielo en los días primaverales (Thury, 1861:122 y 149)[20]. Según afirmaría unos años más tarde Browne (1865) con las observaciones invernales de Thury se cerraría definitivamente la antigua discusión sobre si el hielo se formaba o no durante el verano. Aunque todavía en sus trabajos de campo este ingeniero se encontraba con anécdotas contrarias de la población local sobre este tema (Balch, 1900:140).

[20] "*Si la glace ne se forme pas en hiver, puisqu'alors il n'y a point d'eau; ni en été, parce que la température est supérieur au terme de la congélation, il faut que ce soit au printemps ou en automne; dans cette dernière saison, le sol est trop réchauffé; donc c'est au printemps que la glace se forme*" (Thury 1861:122).
"*Ici, comme ailleurs, le temps de la formation de la glace doit être l'époque de l'année où l'eau et le froid se rencontrent, c'este-à-dire l'automne et surtout le printemps, le temps de la première fonte des neiges. A cet égard il est donc parfaitement juste de dire qu'il ne se forme point de glace en hiver*" (Thury 1861:149).

Thury ofreció concisas apreciaciones sobre la composición estructural del hielo y sus transformaciones. Sus observaciones invernales en detalle de algunas estalactitas y del hielo parietal, le hicieron conjeturar que la tendencia frecuente de la estructura areolar del hielo (observada en sus trabajos veraniegos y menos consistente estructuralmente) era hacia una composición prismática en forma hexagonal con mayor resistencia al calor, y rara vez hacia estructuras triangulares o piramidales, las cuales él no pudo corroborar (Thury, 1813, 1861).

También le llamó la atención de forma especial un crioespeleotema al que denominó *columna de porcelana*. Se trataba de una columna cuyo hielo adquiría un aspecto lechoso y homogéneo diferenciado del resto de las columnas de hielo y estalactitas, y en el que no se apreciaban aparentemente burbujas de aire como en el resto de morfologías. Su formación la achacaba (Thury, 1861:146) a un estado molecular peculiar del agua congelada producto de una temperatura constante de cierto grado (posiblemente -4ºC) prolongada un largo tiempo.

Pero, sin duda, las aportaciones más importantes de Thury son las referentes a la importancia de las corrientes de aire en la formación y conservación del hielo en las cuevas. Los numerosos y rigurosos registros térmicos que llevó a cabo (Luetscher dice de Thury que encarna la variante "climática" del estudio de las cuevas heladas; frente a la "geomorfológica" representada por autores como Kyrle (1923) (Luetscher, 2005:8; Luetscher y Jeannin, 2004b:61)), le llevaron a distinguir, según la circulación del aire, entre "*les glacières statiques, où l'air demuele immobile en ètè, et les glacières dynamiques, où des courants d'air habitues jouent un certain róle*" (Thury, 1861:132); siendo esto causa principal en la formación del hielo (Thury, 1861:138). Dicha distinción, con ligeras adaptaciones, constituye la base de clasificaciones vigentes en la actualidad (Luetscher y Jeannin, 2004b). Thury ya discernió claramente entre las corrientes de aire entrantes en invierno que favorecían la entrada de aire frío en la cueva y las corrientes salientes del verano que no contribuían a la formación del hielo pero que tampoco contribuían perjudicialmente en la fusión del mismo (Thury, 1861:149).

Otros dos autores coetáneos a Thury y que conviene resaltar también dentro del ámbito de las cuevas heladas en las montañas del Jura y los Alpes, son los ingleses **George Forrest Browne** y **Thomas George Bonney**. Ambos, compartiendo muchas de las

exploraciones endokársticas, en 1865 y 1868 escribieron respectivamente sendos monográficos sobre las regiones alpinas auspiciados por el recién creado Alpine Club británico (1857) en los que abordaban las cuevas heladas. El primero de manera específica en toda la obra, mientras que el segundo dedicándoles tan sólo un capítulo y de forma más somera, pero acompañándose de ilustraciones de su compatriota y célebre alpinista y conquistador del Cervino Edward Whymper (1868).

La obra de **Browne** (1865) es la primera gran monografía que existe específicamente sobre las cuevas heladas. Hasta ahora los principales textos de referencia eran investigaciones más o menos extensas pero siempre vinculadas a alguna revista científica. La obra de Browne no sólo demuestra el interés por el tema de la época sino también el bagaje científico que se tenía ya al respecto. De nuevo, al igual que ocurría con Thury, Browne no tiene grandes publicaciones anteriores reseñables sobre el tema, pero su obra destaca tanto por su extensa labor recopilatoria como por presentar también las primeras observaciones en algunas de las cuevas que explora, como por ejemplo la cueva de Monlési. Browne hace una amplia puesta al día de algo más de una decena de cuevas heladas, recogiendo para muchas de ellas las aportaciones dadas hasta el momento, y ofreciendo para algunas otras las suyas propias. Todo ello lo acompañó de reseñas algo más breves para otras tantas cuevas (entre ellas a la cueva de hielo del Teide, ya comentada anteriormente), y de unos capítulos finales en los que contrastaba las diferentes teorías acerca de la formación del hielo, de su estructura interna así como de la temperatura regional exterior en la que se encuentran tales cuevas.

Browne, de una forma más narrativa que cuantitativa en la mayoría de las veces, da descripciones de las cuevas que visitó observando las estructuras habituales de las columnas de hielo en las que tras un cuerpo central de hielo "turbio" se sobreponían capas concéntricas de prismas de hielo traslúcido conformando una base elíptica horizontal. Y sin embargo, si se trataba del hielo parietal, la inclinación de su estructura siempre perpendicular con respecto a la pared variaba conforme lo hacía el plano de la misma. Observaciones que el autor ya se adelantaba a considerar como universales para todas las cuevas (Browne, 1865:27).

En una de sus apreciaciones más importantes, Browne fue de los primeros en sostener que durante el periodo en que supuestamente la atmósfera de la cueva permanecía en

calma se daba sin embargo una ligera corriente de aire (cosa que también sostendría Balch años más tarde). Además pudo comprobar fuertes corrientes alternativas de aire en la cueva dinámica de Monthézy, producto, según el autor, de los cambios térmicos entre el día y la noche y la diferente exposición de los distintos pozos verticales de entrada con respecto a los rayos del sol. Ello creaba una turbulencia interna de la atmósfera durante el día que recuperaba su estado de equilibrio con la llegada de la noche. Browne llamó también la atención, basándose en observaciones en esta misma cueva, sobre la necesidad de tener en cuenta la refrigeración que sufrían tales corrientes de aire a su paso por la superficie del hielo, pero sin llegar a especificar ni concretar nada más acerca de ello.

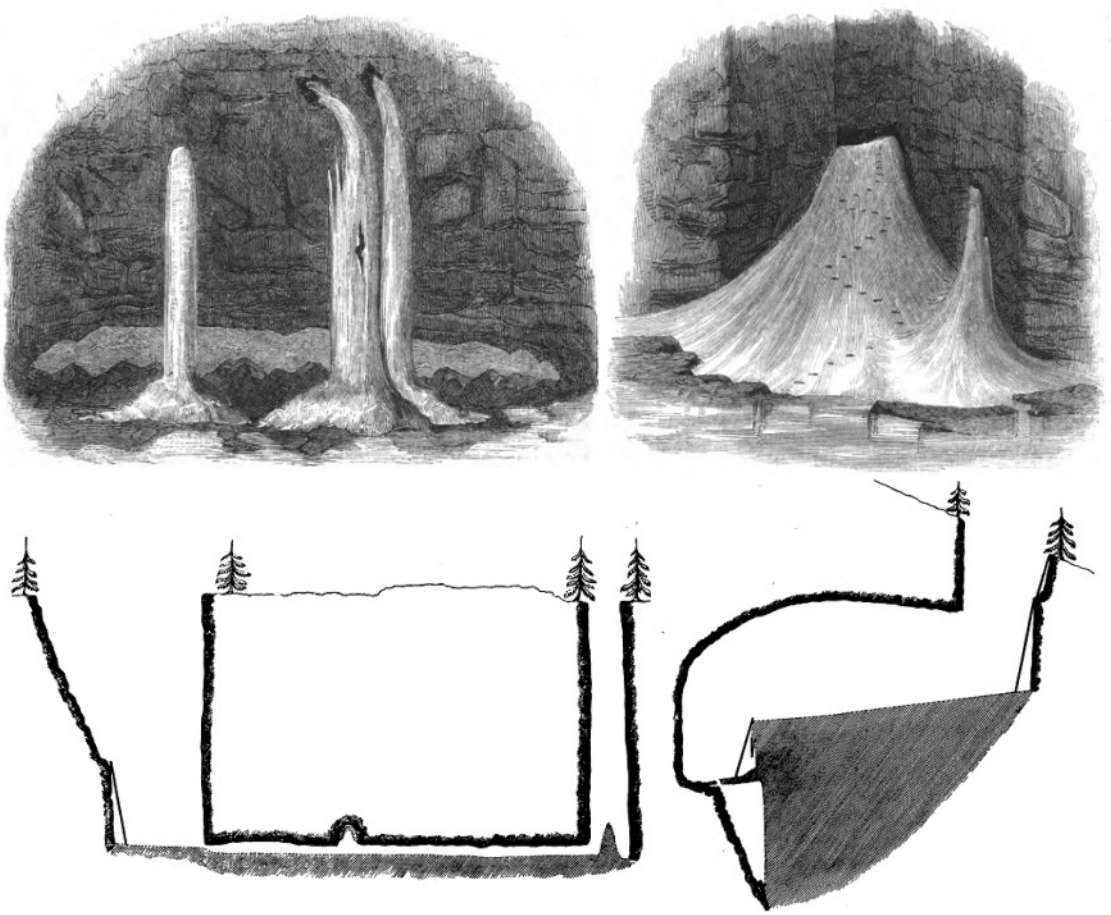


Fig.1.7. Distintas imágenes recogidas de las cuevas heladas estudiadas por Browne: a) cascadas heladas de la cueva de La Genolliére; b) la entrada de la cueva helada de St. Livres; c) sección del glacière Monthézy; d) sección de la cueva helada de St. Livres (Browne, 1865).

Thomas George **Bonney** (1868), presidente de la Geological Society of London y del Alpine Club, estuvo muy vinculado a Browne con quien compartió exploraciones a cuevas en los Alpes suizos. Bonney menciona cómo ya son muchas las teorías

existentes sobre las cuevas heladas, pero que a pesar de ello no son del todo satisfactorias para él (Bonney, 1868:99). Para este autor la causa fundamental del fenómeno de las cuevas heladas es la cantidad de nieve que se haya podido acumular durante el invierno en la cavidad y la cantidad de agua que se haya podido filtrar y congelar. Según ello, para Bonney, no hay razón por la que no se puedan encontrar cuevas heladas en cualquiera parte del mundo en la que se den las condiciones kársticas adecuadas y las suficientes nevadas durante el inverno. No parece tener en cuenta la influencia y el papel que puedan jugar las distintas corrientes de aire.

Bonney ofrece descripciones de las diferentes morfologías que aprecia en las cuevas exploradas (contrafuertes de hielo, cascadas, molinos de fusión, carámbanos,…) y observaciones detalladas sobre la estructura prismática del hielo. Llegando a compararla con las cristalizaciones de calcita conocida como septaria. Tampoco descarta rotundamente que el origen de las cuevas heladas sean épocas glaciares pasadas, pero lo cree inverosímil debido a las oscilaciones térmicas que desde entonces han acaecido (Bonney, 1686:100).

Pero todavía este autor es el reflejo de cierto romanticismo que se da en las investigaciones sobre las cuevas heladas, a pesar del gran avance experimentado con respecto a los siglos precedentes. Bonney en su texto manifiesta de manera literaria la dificultad que tiene el acceso a alguna de las cuevas pero como a pesar de ello merece la pena (véase nota al pie nº8). Siendo algunas de sus formaciones dignas de admiración: "*Modest, as beseemeth females, they lie hid underground; yet, though troglodyte in habits, are not without a certain weird beauty*" (Bonney, 1868:88).

En esta misma línea escribe **Dunant** (1875) cuando se refiere a algunas de las cuevas heladas de Parmelan (Francia), glacières de Grand Anu y de l´Enfer. Refiriéndose a ellas en términos muy literarios, aunque sin aportar demasiado científicamente, las llega a comparar incluso con el Cocito, el infierno helado de la Divina Comedia de Dante: "*Mais voici une autre difficulté géologique non moins ardue. Nous sommes en présence de la caverne de l'Enfer. Cet antre ténébreux doit appartenir au cercle infernal glacé du Dante; car il est plein de glace. Comment a-t-il été formé? et d'où vient la glace qu'il*

renferm" (Dunant, 1875:98)[21]. A parte de recoger otras leyendas sobre brujas que habitaban las mismas (Dunant, 1875:99).

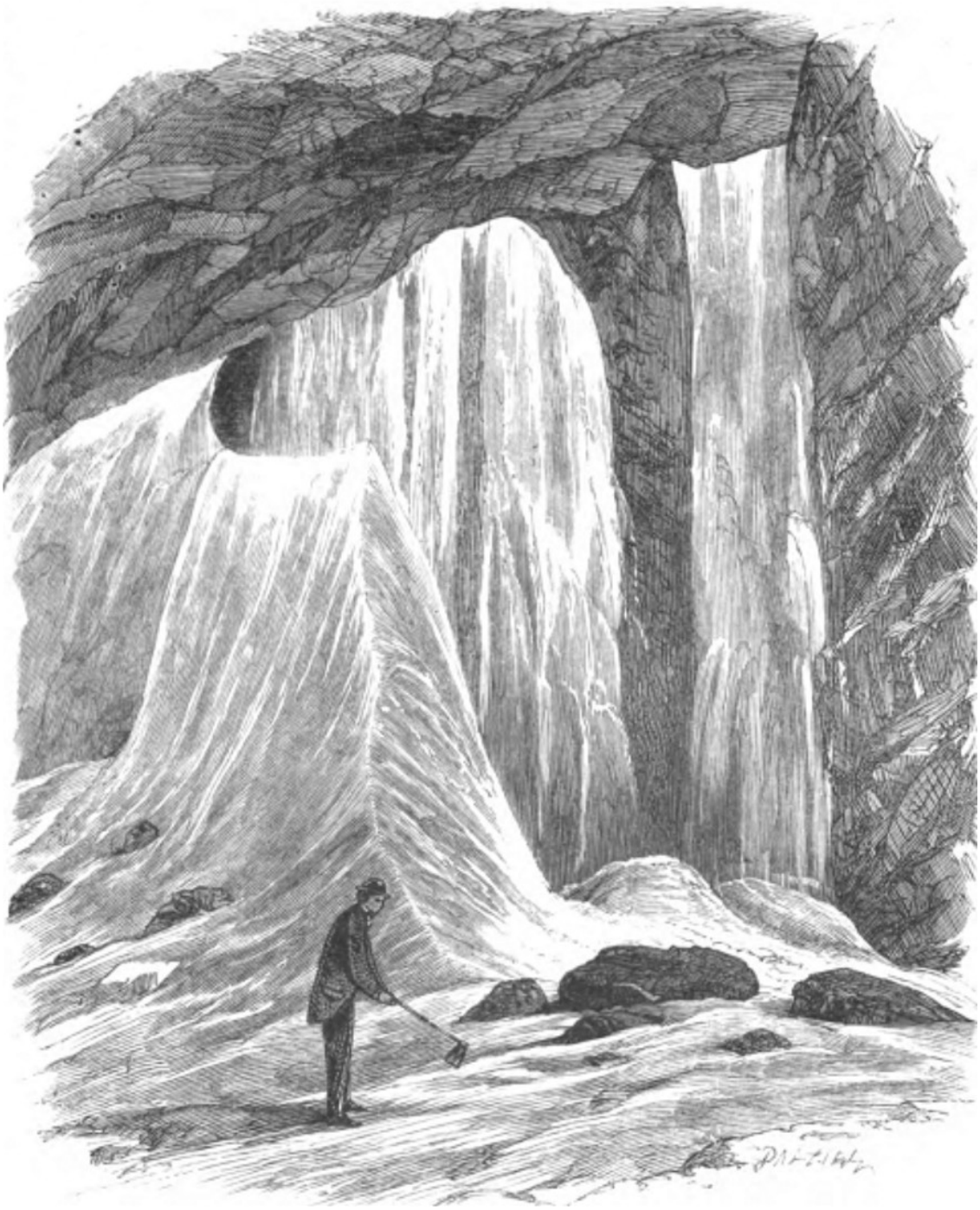


Fig.1.8. Interior helado de la cueva de Grand Anu (Bonney, 1868).

[21] Trad.: "Pero he aquí otra de las dificultades geológicas no menos ardua. Nos encontramos frente a la Cueva el Infierno. Esta guarida oscura debe pertenecer al círculo infernal helado de Dante, porque está repleta de hielo ¿cómo se formó? ¿y de dónde viene el hielo que contiene?"

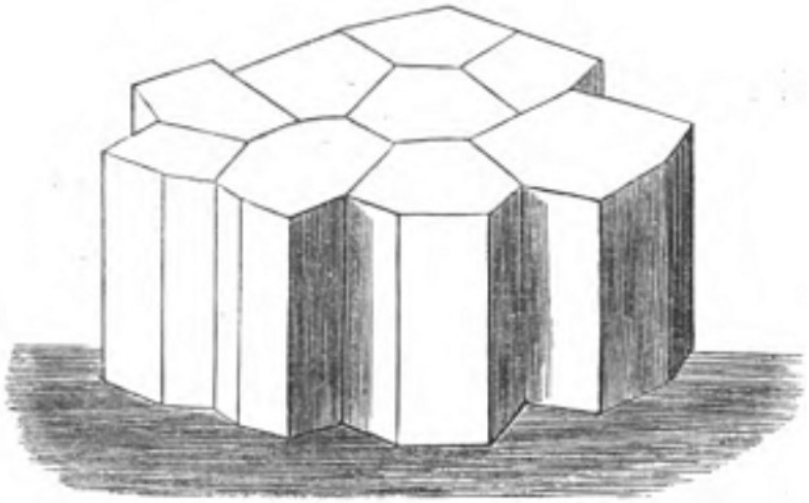


Fig.1.9. Estructura prismática hexagonal del hielo (Bonney, 1868).

Uno de los textos referentes y más importantes de esta época y en este ámbito geográfico es el de los franceses **Girardot y Trouillet** (1885). De nuevo las investigaciones recaen sobre la clásica cueva francesa Chaux-les-Passavant (Besançon), y de nuevo se escriben en las memorias de la *Societe d'Emulation du Doubs*. Estos dos autores recogen por extenso las teorías más importantes que se dan hasta el momento sobre esa cueva helada, añadiendo ellos sus observaciones y explicaciones científicas. De forma detenida y aportando datos precisos Girardot recoge en el último apartado del escrito las explicaciones de múltiples aspectos fundamentales en la conformación de la cueva y sus hielos. Desde las distintas circulaciones de aire, sus movimientos y equilibrios en la columna vertical, la caracterización de las temperaturas o los tiempos de formación del hielo, hasta el papel que juegan procesos como la evaporación, la deforestación, la niebla o las heladas. De todo ello destacamos a continuación aquellos aspectos más importantes.

Fundamental fue su explicación de los movimientos de las masas de aire, activadas, siguiendo los postulados de Deluc y sus propias observaciones, por las diferencias de temperaturas (y densidades) entre ellas. De tal manera, el aire en el interior de cavidad se renueva debido a las diferencias de temperatura que se dan entre las sucesivas estaciones del año (Girardot y Trouillet, 1885:492). En este sentido, observan que cuando la temperatura exterior cae drásticamente, la temperatura del interior de la cavidad actúa de la misma manera; mientras que si se eleva por encima de los 0ºC, la temperatura de la cavidad permanece estable o fluctúa muy levemente en torno a esta

temperatura. Lo primero se produce entre los últimos días de octubre y mediados de mayo, y es lo que denominaron *periodo abierto*; mientras que lo segundo se da en las estaciones cálidas del año y es lo que concibieron como *periodo cerrado*. La distinción de estos dos periodos, basada en las distintas circulaciones, temperaturas y densidades de aire, ha permanecido hasta día de hoy para explicar el funcionamiento endoclimático de muchas de las cuevas heladas existentes. En el llamado *periodo abierto*, Trouillet explicaba, que debido a esas diferentes características del aire se daba una sustitución del aire interno de la cavidad el cual ascendía y era desplazado por el más frío del exterior, activándose un bucle o circulación del aire y transmitiéndose las temperaturas del exterior al interior. Mientras que durante el *denominado periodo cerrado*, en aquellas estaciones del año en que las temperaturas mínimas nocturnas no bajaban de 0,4ºC, tal circulación de aire y penetración de temperaturas frías hacia el interior no se daba. Quedaba de tal forma la cavidad aislada de las condiciones térmicas exteriores (Girardot y Trouillet, 1885:498).

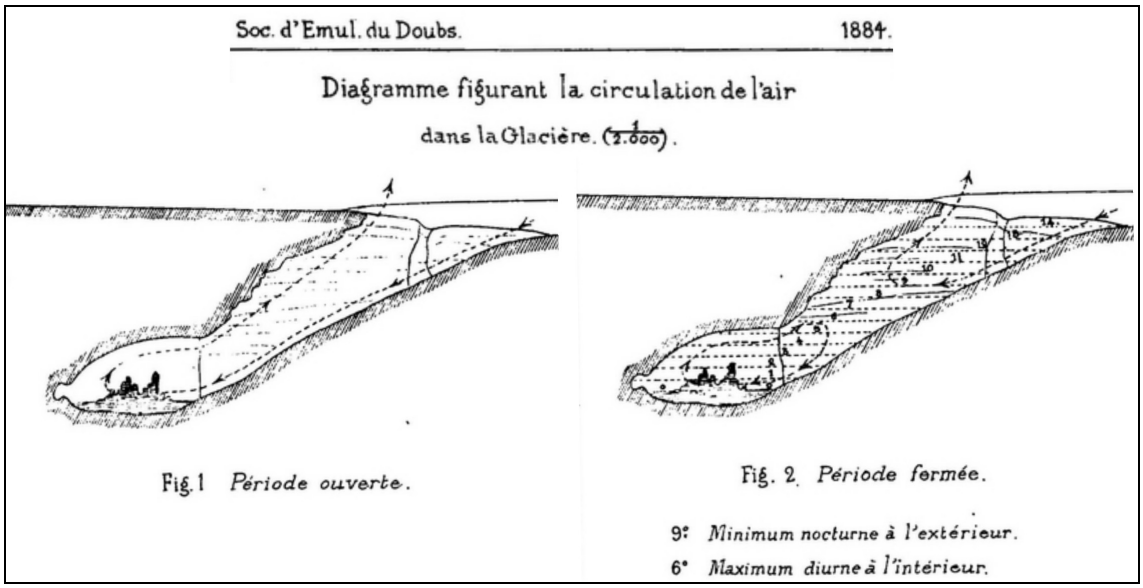


Fig.1.10. Diagrama de los movimientos de aire en los periodos abiertos (1) y cerrados (2) en la cueva helada de Chaux-les-Passavant según Girardot y Trouillet (1885). Se aprecia como también en el periodo cerrado (estaciones cálidas del año) se da un intercambio de masas de aire en las partes más externas de la cavidad cuando se dan heladas nocturnas.

Pero de igual forma, en ese llamado periodo cerrado, se pueden dar descensos considerables de temperatura en el interior de la cavidad debido a la entrada de masas de aire frías y secas, producto generalmente de heladas nocturnas en el exterior o bien a finales el otoño o principios de primavera. Con ello se refuerza el enfriamiento de la

cavidad prolongando o acortando los efectos del invierno (Girardot y Trouillet, 1885:504-505).

Para estos autores son el frío y el agua los dos factores fundamentales en la producción de hielo en la cavidad. Y fundamentalmente el segundo, de tal manera que el volumen de hielo se mantendrá "estéril", por mucho frío que se mantenga en la cueva, si el otoño/invierno ha sido seco. Del mismo modo, reseñan que la reducción de la masa de hielo durante el periodo cerrado por el incremento de temperaturas y por el efecto del calor expedido por las aguas filtradas apenas es "milimétrica" (Girardot y Trouillet, 1885:515).

Analizan también el efecto que tiene la cubierta forestal en la entrada de la cavidad señalando que la deforestación de la misma podría contribuir a aumentar el número de heladas por el incremento de la amplitud térmica. Y con respecto a la teoría de la formación de hielo por evaporación (Pictet, 1822) se manifiestan contrarios, diciendo que cuando una masa de aire húmedo de la cueva es desplazada por una masa de aire seco, ésta no tardará en saturarse provocando una evaporación en torno a la misma, que hará que el agua se transforme en vapor y se produzca un consumo considerable de calor (Girardot y Trouillet, 1885:504).

Una de las figuras más destacadas dentro de este ámbito europeo es sin duda alguna la de **Edouard Alfred Martel**. Considerado como el padre de la espeleología moderna, o al menos el máximo precursor de la misma internacionalmente (Shaw, 2007), Martel es una de las encarnaciones por excelencia de la exploración subterránea científica. A sus innumerables exploraciones se suma la fundación de la *Société de Spéléologie* en 1895, una de las primeras sociedades de este tipo que se crea en Europa y germen original de la actual federación francesa de espeleología. De esta sociedad ha dependido siempre la famosa revista *Spelunca*, una de las vías de difusión más conocidas de las ciencias subterráneas. Dentro de su ingente labor exploratoria, revisitó algunas de las cavidades heladas más famosas, Chaux-les-Passavant o Fondurle, dando a conocer también muchas otras (p.e. Martel, 1892, 1894[22], 1896, 1897, 1899).

[22] Una de sus obras más reconocidas: *Les Abimes*.

Para Martel las cuevas heladas tenían cuatro causas fundamentales (Balch 1900:301): la forma de la cavidad, la accesibilidad en cuanto a la cantidad de nieve que pueda entrar de forma directa, la altitud y la evaporación debida a las corrientes de aire. Señalando que las dos últimas no tienen porque darse siempre. Era partidario de la formación del hielo durante el invierno debido al frío y a la nieve acumulada, pero sin embargo la evaporación causada por la acción de las corrientes de aire en aquellas cavidades de mayor altitud contribuía decisivamente a la preservación del mismo. Para él cuevas heladas como la gruta helada de Casteret constituían un "*fenómeno geológico de primer orden […] con interés científico considerable"* (Casteret, 1928:25).

Fig.1.11. "Ice cave in the lava, One day from the summit of Mauna Loa (Hawaii)" (J.G. Sawkins, 1855). Fuente: National Library of Australia.

Otros aportes al conocimiento de las cuevas heladas, al igual que lo constituyeron en su momento las menciones literarias de Poissenot, son las representaciones artísticas pictóricas. Desde los dominios del arte también se podía obtener cierta información acerca de la distribución y estado de algunas cuevas heladas. Existieron artistas que dejaron plasmadas en algunas de sus obras cuevas heladas que visitaron a lo largo de su carrera artística. Es el caso del pintor inglés de primera mitad del XIX **James G. Sawkins** (1855) quien, en uno de sus múltiples viajes a Hawaii, plasmó pictóricamente

unas de las cuevas heladas que se dan bajo algunos tubos de lava del volcán Mauna Loa. Por aquel entonces y en aquel lugar seguramente tomado como un extraño fenómeno natural. Sobre cuevas heladas en este mismo volcán se están desarrollando investigaciones en la actualidad (Pflitsch et al., 2012).

- Epicentro austrohúngaro-ruso:

En estos dos ámbitos geográficos la investigación sobre cuevas heladas se caracteriza fundamentalmente por aportaciones de nuevas cavidades encontradas, o bien bajo campañas de campo destinadas a reconocimientos geológicos y geográficos de carácter regional (p.e. Boué, 1840; Murchison, 1845); o bien bajo intensas actividades espeleológicas y de estudios kársticos (p.e. Fugger, 1888; Cvijic, 1896).

El geólogo francoaustriaco **Ami Boué**, presidente fundador de la *Société géologique de France* (1830), ofreció en su obra magna centrada en los países balcánicos: *La Turquie d'Europe* (1840), algunos datos acerca de lo que él denominaba los *puits naturelles* de Serbia. Dentro de esta región, sus aportaciones sobre el karst probablemente sean de las mejores de la época (Calic, 2007:316). Visitando y tomando medidas y temperaturas de algunas cuevas del Mt. Rtanj, como la cueva helada de Ledenica, y sobre la que más tarde incidiría de nuevo Cvijic, pero sin llegar a profundizar más en el tema. Boué ofreció también una recopilación sucinta de la bibliografía existente sobre las cuevas heladas más reconocidas señalando tanto autores como las cuevas heladas que estudiaron (Boué, 1864).

En los mismos términos, en cuanto a formato geológico regional de estudio, pero con una mayor implicación en el tema, se mueve la obra del geólogo escocés **Roderick I. Murchison** sobre lo que denominó la Rusia europea y las montañas de los Urales (1845). Murchison junto a sus colegas Verneuil y Keyserling estudió la cueva helada de yeso de Illetzakaya-Zastchita en Orenburg (Rusia), manifestando, en oposición a las teorías mantenidas por el químico inglés John Herschel (1842), que la presencia de hielo en la misma se daba en verano, estando a favor de la evaporación como causa en la formación del mismo:"…*whilst the excessive dryness of the external air of these southern steppes, to which we have specially adverted, must contribute most powerful to the refrigerating effects of evaporation*" (Murchison et al., 1845:198). Para estos autores el frío era más intenso en la cueva cuanto más cálido y seco fuese el aire en el exterior;

siendo la lluvia y la humedad lo que provocaban una disminución del frío en la misma y por tanto una desaparición del hielo en el invierno: "*that the hotter the summer the greater is the quantity of ice they contain*" (Murchison et al., 1845:198). Toman por válidas las afirmaciones de Pictet en las cuevas de Besançon y el Jura, y las aplican en la cueva helada de Illetzakaya-Zastchita. E incluso las dan por válidas para explicar todas las cuevas relacionadas anteriormente para estas regiones por Pallas (1788). Contrariando a éste en su mantenimiento de la teoría de sales para la explicación del fenómeno. Murchison afirma que en todas aquellas cavidades similares a Illetzakaya-Zastchita, incluyendo la cueva de hielo del Teide, la preservación del hielo o la nieve del invierno anterior es inviable, siendo las condiciones peculiares de los meses más calurosos del verano las que lo forman (Murchison, 1842: 696 y 697).

En sintonía con Murchison, el químico **Pleischl** (1841), también abogaba por el papel importante que jugaba la evaporación en la formación del hielo en las cavidades heladas de las inmediaciones de Bohemia. En dicha área estudió algunas cuevas y taludes helados manifestando que el hielo encontrado en verano no era remanente del invierno, sino que más bien se formaba en verano (Balch, 1900:279).

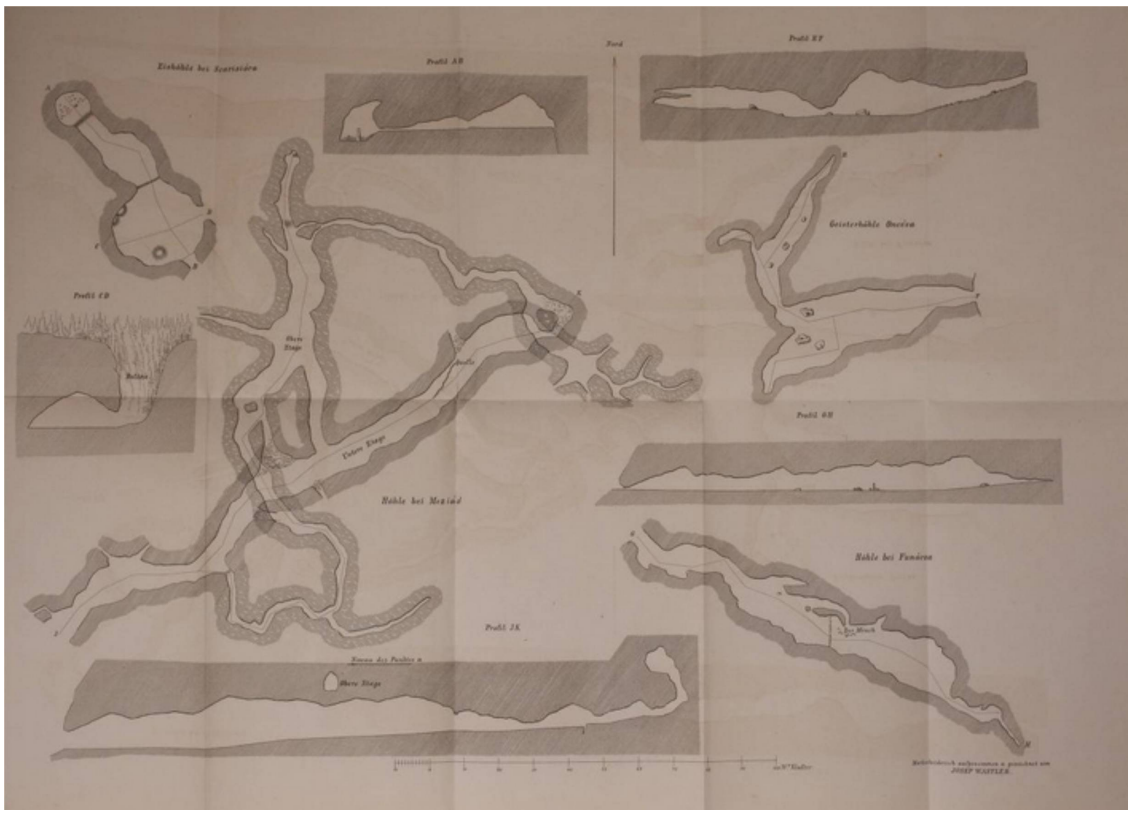


Fig.1.12. Topografía de Gheţarul de la Scărişoara realizada por Josef Wastler y presentada por Schmidl (1863)

En las montañas de Austria, fundamentalmente en las del Ötscher, y en algunas de Rumania (Gheţarul de la Scărişoara), estudió sus cuevas heladas el geógrafo austriaco **Adolf Schmidl**. Considerado, por su intensa labor exploratoria, científica y de publicación, como uno de los padres de la espeleología moderna, junto a Martel (Shaw, 1978, 2007; Kranjc, 2002), sino el verdadero padre por el propio Martel (Shaw, 1978:259). Schmidl acuñó por primera vez el término de *Höhlenkunde* para referirse al estudio de las cuevas (Shaw, 1978). En su obra *Das Bihar-Gebirge an der Grenze von Ungarn und Siebenbürgen* (Schmidl, 1863) ofrece sus observaciones y mediciones de las *eishöhlen* de las montañas de Bihor, entre las que se encuentran la famosa Gheţarul de la Scărişoara (Apuseni Mountains, Rumania). En ella realizó los primeros estudios reconocidos de la misma (Racovita, 2000:561), con la incorporación de topografías detalladas de Josef Wastler (Schmidl, 1863)[23]. Además ofreció metrías minuciosas de las morfologías que encontró y registros tanto térmico como barométricos de algunas otras (Schmidl, 1857).

Según Balch (1900) y Kranjc (2004) también **Petruzzi** exploró diversas cuevas heladas en regiones de las actuales Austria y Eslovenia. En especial, de éste último, la zona de Krain, de donde formularía que hacen falta diversas condiciones para que se forme una cueva helada, algunas de ellas no muy acertadas: una alta altitud, una filtración o goteo de agua adecuada, una ausencia total de sequedad y una protección contra vientos cálidos y húmedos (Petruzzi, 1857 [en Balch, 1900:282]). Petruzzi se manifestaba partidario de la formación del hielo durante el invierno, comenzándose a fundir según él con la llegada del verano.

A principios de los setenta el ingeniero de minas eslovaco **Eugene Ruffiny** descubrió una de las cuevas más famosas en la actualidad la Dobšinská Ice Cave, trazando su primer plano (Tulis y Novotný, 2006).

Dos autores importantes en el estudio de las cuevas heladas que investigaron en este contexto geográfico publicaron buena parte de sus trabajos en la década de los ochenta y principios de los noventa del siglo XIX. Se trata de **Bernhard Schwalbe** y **Eberhard Fugger**, siendo algunas de sus obras consideradas clásicos en el estudio de las cuevas

[23] Anteriormente la cavidad ya se conocía pero a través de escritos más bien de carácter turístico como pueden ser los de Szirtfi (1847), Wass (1857) o Peteres (1863) (Onac et al., 2003).

heladas (Kranjc, 2004): Schwalbe (1882) y Fugger (1883; 1894). E incluso, sus contribuciones, como de las más importantes ofrecidas hasta aquel entonces (Balch 1900). Ambos autores se caracterizan por representar un profundo y extenso trabajo exploratorio de las cavidades, fundamentalmente de las actuales Alemania (montañas de Harz, por ejemplo), Eslovenia (en la región de Krain especialmente), Austria, Eslovaquia (cueva helada de Dobšinská), e incluso mencionando también alguna que otra cavidad en los Urales rusos como la famosa cueva helada de Kungur (Schwalbe, 1882 [en Kranjc, 2004]). También relacionan cuevas heladas en Siberia y algunas también en los Alpes y prealpes italianos (como la cueva helada de Moncodeno en Grigna-Valssasina). Sus extensos estudios son el máximo exponente de lo manifestado a lo largo de todo el siglo: estudios de múltiples parámetros en numerosas cavidades y realizados de forma rigurosamente sistemática.

Ambos apoyaban la teoría de la formación del hielo en los periodos invernales. Fugger además incidía sobremanera en que eran la filtración de agua y el aire frío exterior que penetraba en el interior de la cueva las causas fundamentales. Siendo el primero de ellos el causante de que el volumen de hielo aumentase si se producía una filtración de agua durante el invierno; mientras que lo hacía disminuir si se producía durante el verano. Dos aspectos importantes para él en la fusión del hielo eran tanto el calor que emanaba del techo de la cavidad (mayor fusión a mayor temperatura), como la incidencia directa de los rayos del sol que, a pesar de no calentar en demasía la atmósfera interior de la cueva, sí que eran capaces de calentar tanto la superficie del hielo como las paredes de la cavidad, y aumentar con ello su fusión. Para Fugger también tenía importancia la rampa de nieve de acceso a algunas cavidades, ya que éstas ofrecían una cierta protección contra la fusión de los rayos del sol, especialmente si no eran muy blancas o estaban cubiertas de muchos derrubios[24], al igual que lo ejercía también un cierto grosor rocoso del techo (Balch, 1900:296). Fugger ofrecía explicaciones concisas de cómo se producían los movimientos e intercambios de las masas de aire desde el exterior en función de las diferentes temperaturas y pesos, reafirmando las teorías ya enunciadas décadas antes por Thury.

[24] De lo contrario, para este autor, el efecto del albedo haría aumentar la temperatura acumulada en la cueva y con ello la fusión de sus hielos.

Fig.1.13. Primer mapa de la Dobšinská Ice Cave (Rep. de Eslovaquia), hoy patrimonio de la humanidad por la UNESCO. Fue realizado por E. Ruffiny en 1871 (tomado de Tulis y Novotný, 2008).

Schwalbe, por su parte, también apoyaba la teoría de la formación del hielo durante el invierno pero sostenía que esto sólo no bastaba. Añadía como válidos también los postulados enunciados por el americano Lowe (*la teoría de la capilaridad o de compresión del aire*) en base a los cuales se daba una congelación del agua por el aumento de presión a medida que se profundizaba en la cavidad (Lowe, 1879). Schwalbe, al igual que otros autores que hemos visto hasta ahora (Hablizl, Thury o Kovarik), concretaba que era con la fusión de las nieves en primavera y manteniéndose la temperatura de la cavidad todavía fría (paredes y el interior bajo el punto de congelación) cuando se formaba más rápidamente el hielo; siendo en todo ello la roca

un factor importante como fuente de frío y como preservador del frío durante el verano. Concebía la roca como una fuente perdurable del frío. Schwalbe en su clásico trabajo "*Über Eishöhlen und abnorme Eisbildungen*" ("sobre las cuevas de hielo y las formaciones de hielo anormales") (Schwalbe, 1882), añadía un extenso listado de cuevas heladas acompañado de sus localizaciones y altitudes.

Durante la última década del siglo XIX algunas de las aportaciones más reseñables vinieron de la mano de autores como **Franz Kraus**, **Hans Cranmer** o **Hans Lohman**. El austriaco Franz Krauss, por su parte, es señalado como uno de los fundadores de la primera sociedad espeleológica de la historia, *Verein für Höhlenkunde*, creada Viena en 1879 (Kranjc, 2002). En su obra *Höhlenkunde* (Kraus, 1894), una de las consideradas como fundamentales en el desarrollo de la espeleología junto con la de Martel, en sus teorías acerca de las cuevas heladas, expone que en la formación de sus hielos son necesarios tanto los rigores invernales como la influencia de la evaporación, siendo raro encontrar espeleotemas en ellas debido a su fuerte humedad y a que no se dan los suficientes movimientos de aire (Balch, 1900). Sus exploraciones espeleológicas le llevaron a cuevas heladas por múltiples países en este contexto geográfico (Austria, Hungría, Rep. Checa, Rep. de Eslovaquia, Croacia, Bosnia, etc).

Hans Cranmer estudiando las cuevas heladas de Austria daba también por válida la teoría del invierno para la formación del hielo en las mismas, pero a su vez volvía a incidir en la distinción de distintos periodos dentro del invierno (Cranmer, 1899). Resaltaba dentro del mismo tanto periodos fríos como cálidos, pudiéndose discernir también una estratificación en las masas de aire dentro de la cavidad acorde tanto con su temperatura como con su densidad. De tal manera que los estratos más bajos se correspondían con las capas más frías.

Sin embargo, Hans Lohmann, en sus estudios sobre las cuevas heladas de Erzgebirge (Alemania-Suiza) volvía de nuevo a abogar porque eran los meses invernales la causa principal pero acompañados de un papel secundario ejercido por la evaporación. El aire saturado constantemente de vapor de agua le hacía pensar en la evaporación como un factor a considerar en la formación del hielo. Se centraba también en el estudio de los cristales de hielo, diciendo que las distintas estructuras se debían a los cambios de temperatura a los que se sometía la criomorfología a medida que se desarrollaba.

Lohmann ofrecía también gráficos térmicos de detalle con registros tanto del exterior como del interior de las cavidades y de varios meses consecutivos (Lohman, 1895).

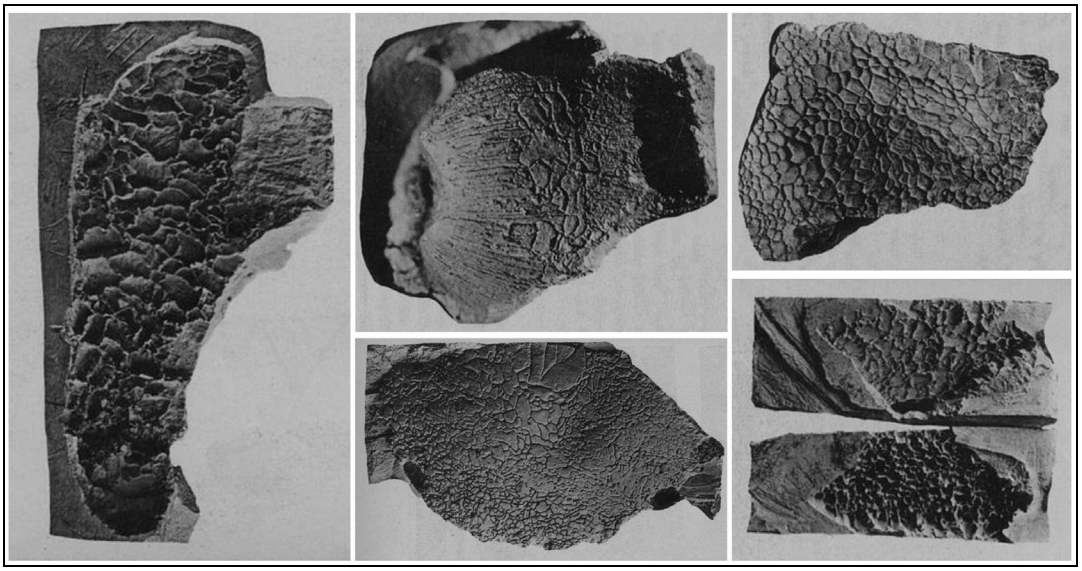


Fig.1.14. Estudio de Hans Lohmann de las estructuras prismáticas del hielo en las cuevas heladas de Erzgebirge. Reproducción de las mismas en moldes de arcilla para su registro y análisis detallado (Lohmann, 1895).

Una de las últimas figuras que conviene destacar dentro del estudio de las cuevas heladas de este siglo XIX, no por sus aportes a la investigación de las mismas sino más bien por el peso que ha tenido dentro de los estudios del karst, es la del geógrafo físico **Jovan Cvijic**. La figura de este serbio, doctorado en la Universidad de Viena bajo la dirección de A. Penck, está íntimamente asociada al estudio de la karstología de Serbia, siendo considerado además como uno de los máximos precursores de esta ciencia nivel mundial (Calic, 2007). La gran mayoría de su obra versa sobre los estudios karstológicos, algunos de amplio renombre como la de *Das Karstphänomen* (1893; su tesis doctoral), en la que popularizó e introdujo por primera vez conceptos tan enraizados hoy en día como karst, dolina, holokarst, merokarst o fluviokarst (Williams, 2004). Algunas de sus más importantes investigaciones se fundamentaron en las Dinaric Mountains (entre Croacia y Bosnia, el famoso Dinaric Karst), donde además exploró también numerosas cuevas heladas. De ellas no dijo gran cosa pero sí que registró por primera vez numerosas cuevas heladas, abogando en ellas por que el frío del invierno era la causa fundamental en la formación de sus hielos (Cvijic, 1896).

***

Para acabar con las aportaciones al estudio de las cuevas heladas del siglo XIX es necesario reseñar detenidamente una de sus obras clásicas: "*Glacières or Freezing*

Caverns" de **Edwin Swift Balch** (1900). Esta extensa obra recopilatoria de carácter monográfico representa el punto alcanzado a finales del siglo XIX tanto en lo que al conocimiento de las cuevas heladas se refiere como al de la difusión e interconexión del mismo alcanzado a ambos lados del Atlántico. De formación abogado, pero más montañero y científico, Balch se interesó en extenso por los temas polares (participaría en las primeras exploraciones a la Antártica en 1902 (Balch, 1903, 1913) y también por las cuevas heladas. A pesar de no tener una abultada bibliografía al respecto sí que su obra ha mantenido una marcada importancia hasta el momento actual (Balch, 1897a, 1897b, 1900, 1901). Viaja extensamente a finales del XIX por América y Europa interesado fundamentalmente en la exploración de *glacières* y en la ascensión de montañas. Sus escritos de 1897a y 1897b sobre cuevas heladas, son recogidos de nuevo y de forma monográfica en la obra mencionada de 1900. En esta obra hace una revisión y puesta al día de todas las teorías existentes en ambos continentes con una extensa puesta al día también de la bibliografía hasta la fecha. Ofrece sus aportaciones tanto en lo que a las concepciones teóricas se refiere como a la reexploración de muchas de las cuevas heladas previamente estudiadas. En estos últimos casos refutó la denominación como tal de algunas cuevas heladas que eran más bien gargantas, pozos o taludes de derrubios con hielo formado algunos meses al año, aunque los topónimos y afirmaciones locales indicasen lo contrario. En otras ocasiones, sin embargo, pudo confirmar la existencia de glacières, *sensu stricto*, distinguiendo incluso entre lo que él llamaba *permanent glacière* y *periodic glacière*, dependiendo si el hielo aguantaba todo el año o no. Balch protagonizó una importante labor de comunicación y recopilación literaria sobre el tema, reflexionando a la vez sobre algunas cuestiones que prevalecen todavía hoy en día. Desde nociones terminológicas acerca de la denominación de las *ice caves*, hasta distintas clasificaciones de las mismas y de fenómenos similares (eishöhlen, windhöhlen, cold caves, freezing wells, freezing tunnels, freezing mines, taludes, gargantas, etc).

Balch proponía en esta obra monográfica la utilización unitaria del término francófono *glacière* para referirse de forma unívoca a las cuevas heladas y evitar así erróneas interpretaciones. Sin embargo, como señala Luetscher (2005:62), ha sido el término *ice cave* el más empleado, siendo adoptado definitivamente a partir de la primera edición del International Workshop on Ice Caves (2004) para referirse a las mismas acorde con la mayoría de los textos referentes.

Fig.1.15. Fotografías de diversas cuevas heladas exploradas por Balch en Europa (a. y d., Chaux-les-Passavant (Francia); b., Kolowratshöhle (Austria); c., Schafloch (Suiza)) (tomado de Balch 1897, 1900).

Balch, de forma especial, se interesó por los movimientos de las masas de aire externos e internos partiendo de los postulados mantenidos por Thury (1861); siendo para él la causa fundamental, sino única, de la formación del hielo en invierno (*teoría del invierno*). Pero matizaba a Thury diciendo que no se daba una estanqueidad completa en las *static caves*, y que las denominadas *static* y *dynamic caves* eran lo que autores germanos venían estudiando como *eishöhlen* y *windröhren* (cuevas de hielo y tubos de viento) (p.e. Fugger, 1883; Cranmer, 1899). De hecho, la puesta en valor de estos movimientos de aire formando células convectivas como factores fundamentales en el enfriamiento y desplazamiento de masas de aire en las cavidades heladas debido a sus distintas densidades y temperaturas, es lo que ha pasado a la historia bajo el nombre de "*Balch Effect*". Utilizado en numerosas ocasiones, muchas de ellas en estudios térmicos de periglaciarismo, para explicar este tipo de movimientos y enfriamientos tanto en cuevas, como en taludes de derrubios o glaciares rocosos (p.e. Thompson, 1962; Harris, 1986; Harris y Pedersen, 1998; Gray y Brown, 1979; Morard, 2011).

Pero a este mismo autor, a pesar de su rigor científico y amor por las montañas, no le faltaba prosa literaria tampoco para defender la belleza de las cuevas heladas, diciendo que su exploración a pesar de todo guardaba muchos puntos en común con la exploración montañera: "*for caverns certainly hold a distinct place among natural phenomena, and one entirely within the province of mountaineers; and, in fact, mountain and cave exploration have so many points in common that cave hunting has recently aptly been termed -mountaineering reversed-*[25]" (Balch, 1897:201).

En 1901 Balch hace una breve recensión sobre un aspecto estudiado reincidentemente en las últimas décadas de ese siglo: el papel que juega la evaporación en la formación del hielo. Partiendo de tres pilares básicos para él como eran la formación del hielo en invierno, la reducción de la temperatura en una cueva por evaporación alrededor de 2-3ºC (según observaciones dadas por Martel), y que no se había dado ninguna prueba fehaciente de que la evaporación diese lugar a la formación de hielo; Balch volvía a reiterar que el frío del invierno era la causa primaria y que la evaporación no tenía

[25] En clara alusión al escrito de Martel (1896): *The Descent of Gaping Ghyll (Yorkshire): A Story of Mountaineering Reversed*. Tal tesitura de aceptación de la exploración de las cuevas dentro del mundo montañero recuerda a lo que en su día también uno de los precursores de la espeleología moderna luchó por conseguir en el contexto español de los años veinte del s. XX: Antonio Ferrer, "el hombre de las cavernas" (véase Granja, 2012).

apenas relevancia. Clamando a su vez por la necesidad de realizar más estudios acerca del papel de la evaporación en la formación del hielo y sugiriendo ensayos en laboratorios como algo imprescindible para dar solución al asunto. En ese mismo año Kimball, estudiando cuevas heladas de EEUU, también mantuvo unos postulados muy afines a los de Balch (Kimball, 1901).

1.3.4.- Tecnificación y desarrollo alcanzado durante los siglos XX y XXI. Breves nociones.

El avance en la investigación alcanzado en el siglo XX demostraba la pluridisciplinariedad que marcaba el estudio de las mismas. A la vez que el alto grado de tecnificación con el que se procedía. Las bases teóricas explicativas del fenómeno de las cuevas heladas quedaron, en gran parte, consolidadas en las últimas décadas del siglo precedente: la formación y origen del hielo, los tiempos de desarrollo, diferentes tipos de cuevas heladas, la definición de las mismas, las estructuras prismáticas de los cristales, y buena parte de los procesos físicos implicados.

Ya a principios del siglo XX las cuevas heladas habían dejado de ser un fenómeno extraordinario a ser un hecho común, en distintas latitudes, altitudes y litologías, pero muy presentes fundamentalmente en las latitudes medias septentrionales y a altitudes que muchas veces no superan los 1000 m (p.e. Chaux-les-Passavant, Dobšinská Ice Cave, Silicka Ice Cave, Ledena Jama). Además se daba una cada vez mayor explotación de las mismas pero ya desde un punto de vista más turístico que como neveras o reservorios de frío o hielo. Contando algunas de ellas ya con una larga tradición al respecto (p.e. Chaux-les-Passavant o Dobšinská).

La consolidación de las bases teóricas de su estudio permitía una progresiva focalización de los intereses y objetivos a perseguir y una especialización progresiva fácilmente percibida en los escritos de la segunda mitad del siglo XX y ha permitido alcanzar hoy en día el estado actual de la cuestión.

Respecto a ello, relacionar los avances y la superación de postulados, hipótesis y teorías para el siglo XX e inicios del XXI, como se ha hecho con los siglos anteriores, sería prácticamente inviable. Máxime cuando los objetivos del presente trabajo son otros. Tales se han multiplicado exponencialmente acorde con la evolución de las ciencias en

general, y de aquellas relacionadas con la criosfera en particular, y de forma fundamental en la segunda mitad del siglo (tras los parones obligados por las guerras mundiales). Sin duda otro extenso e interesante estudio podría ocupar perfectamente dichos objetivos, prestando atención pormenorizada a la evolución que ha llevado al panorama actual en el que la investigación de las cuevas heladas ya se lleva importantes y rigurosísimos trabajos facultativos desde tesis doctorales monográficas a tesis doctorales comparativas. Algunas de ellas íntimamente relacionadas con las reconstrucciones paleoambientales (p.e. Mavlyudov, 1989; Citterio, 2002; Luetscher, 2005; Turri, 2006; Kern, 2010; Perşoiu, 2011; Morard, 2011). O publicaciones monográficas de revistas especializadas en el estudio de la criosfera (número especial de The Cryosphere, 2010-2011). Con un extenso detalle también Maire (1990) dedica buena parte de sus investigaciones a numerosas cuevas heladas. Siendo sus estudios bastante referenciados en la literatura específica de hoy en día.

La celebración de congresos en los que las cuevas heladas tienen cabida de manera específica también es un hecho diferencial en el avance epistemológico de las últimas décadas; siendo un buen nexo de comunicación e intercambio de información. En algunos casos las cuevas heladas han tenido cabida dentro de congresos geomorfológicos multidisciplinares como sucedió en la *EGU General Assembly* del 2011, por ejemplo, en la que se dedicó una sesión específica a las cuevas heladas; o en congresos específicos sobre karst como fue el caso del *Northern Karst Systems in our Changing Environment* (Rusia, 2011) donde también se habilitó un apartado sobre "*Cave glaciation, cryogenic phenomena within karst areas*", o en congresos internacionales centrados en el karst, la espeleología y las cuevas glaciares como el *International Karstological School-Classical Karst; International Congress of Speleology; Glacier Caves and Karst in Polar Regions –GLACKIPR-*[26]. También han encuentran hueco dentro de congresos dedicados al permafrost como es el caso de la *Internacional Conference on Permafrost*. En otros casos se celebran congresos temáticos sobre las cuevas heladas como sucede con el *Internacional Workshop on Ice Caves* que se lleva celebrando bianualmente desde 2004[27]. Y otros, van más allá aún,

[26] Congresos auspiciados por la UIS, Union International of Speleology, y concretamente GLACKIPR, por autores relevantes en el estudio de las cuevas heladas como Bulat Mavlyudov, geógrafo de la Russian Academy of Sciences, y sobre todo por Adolfo Eraso, Carmen Rodríguez y Marian Pulina.

[27] En la apertura de este congreso se dejaba ver claramente la intención de la puesta en marcha de este tipo de congresos monográficos y como se había llegado a un punto evolutivo de la investigación en que

como el *International Planetary Caves Workshop* (el primero celebrado en 2011) nacido del propósito de: "*promote the exchange of knowledge and ideas between planetary and terrestrial scientists interested in cave exploration and research across the solar system*".

El desarrollo de proyectos de investigación (p.e. Austro Ice Caves 2100-Austria-, MONICA MONitoring of Ice within CAve-Italia-, Criopicos-España-), es un hecho cada vez más frecuente que también refleja el estado actual de la cuestión. En muchas ocasiones respaldados por recientes centros de investigación y laboratorios especializados en los medios fríos (p.e. Ice Lab de la Universitá degli Studi di Milano - Bicocca), o desde clásicos y reputados institutos de investigación espeleológica como el *Institutul Speologic Emil Racoviţă* (Cluj, Rumania). La exploración de potenciales nuevas cuevas heladas en otros planetas, como ya se ha mencionado en los primeros párrafos del presente trabajo, es el hecho puntero de la realidad actual alcanzada.

El desarrollo tecnológico de la sociedad actual deriva también en un aumento notable de aplicación y control instrumental en las cavidades, marcado por una tendencia generalizada de la parametrización e instrumentación y el deseo-necesidad de ir más allá de las bases ya asentadas. No sólo en el estudio de las cuevas heladas, sino también en el de la karstología, la espeleología o las disciplinas dedicadas al estudio de los medios fríos. La instalación de estaciones meteorológicas en el interior y exterior de cuevas es un hecho cada vez más frecuente, con un deseo dirigido a una monitorización de sus parámetros físico-químicos lo más completa e inmediata posible (p.e. Kadebskaya, 2006); o de forma más cercana a nosotros, y aunque no se trate de una cueva helada, en la famosa cueva turística del Soplao (Cantabria) en los últimos años (Calaforra et al., 2011). El desarrollo tecnológico actual permite también la realización de investigaciones orientadas al conocimiento en detalle de las edades y su relación con los periodos climáticos pretéritos recientes correlacionándolo frecuentemente con dataciones de materia orgánica (^{14}C, AMS), U-Th sacado de concreciones, análisis isotópicos de calcitas criogénicas y de secuencias isotópicas extraídas de los bloques de hielo. Estas últimas cada vez más frecuentes desde finales de la década de los 60 hasta

---

eran necesarias sus celebraciones para dar impulso a algo que a pesar de su importancia no tenía una comunidad científica lo bastante grande "*ice caves represent a small but fascinating research field for speleologists and glaciologists in many countries […] the interested scientific community is quite small and scattered*" (Onac y Bini, 1st IWIC).

la actualidad (p.e. Serban et al., 1967[28]; Racoviță, 1972; Yonge y MacDonald, 1999; Citterio et al., 2004, 2005; Fórizs et al., 2004, 2006; Maggi et al., 2011, 2012; Perşoiu et al., 2010a; 2010b; 2011; Kern, 2010; Kern et al., 2004, 2006, 2009, 2011a, 2011b, 2012; Sancho et al., 2012). Tanto desde el punto de vista de distintas dataciones absolutas y análisis isotópicos como de su relación con otras técnicas de datación análogas (dendrocronología o datación de pólenes, por ejemplo) (p.e. Kern, 2010; Kern et al., 2004; Schlatter et al., 2003; Viehmann et al., 2004; Feurdean et al., 2011).

Muchas veces el resultado son investigaciones especializadas en procesos muy concretos, y que a principios del siglo XX no se tenía tan si quiera claro la influencia que ejercían en las dinámicas de las cuevas heladas como ya se ha visto. Son estudios de sublimación, evaporación, condensación o de radiación neta y su influencia dentro de los balances energéticos y de volumen de hielo. O el papel que juegan las transferencias o flujos de los distintos tipos de energía calórica en la fusión o no del hielo (p.e. Ohata et al., 1994; Luetscher et al., 2003, 2008; Schöner et al., 2010a, 2010b; Obleitner y Spötl, 2011; Pflitsch et al., 2006).

Se han de añadir, por último, las tendencias actuales vinculadas al desarrollo macrosocioeconómico de la terciarización a nivel global que hace que proliferen en los países desarrollados las economías relacionadas con las actividades al aire libre y por tanto con el disfrute de la Naturaleza. Ello ha repercutido, dentro del caso que nos atañe, en la proliferación de las llamadas "*show caves*" dentro de las que se incluyen, por su espectacularidad estética e importancia criomorfológica, algunas cuevas heladas. Aunque directamente la relación de este tipo de economías no parezca tener que ver con el desarrollo de los estudios de las cuevas heladas, en algunos casos concretos se realizan controles climáticos de las mismas con el objeto de mantener sus condiciones intactas, y preservar así su rentabilidad económica. Se evalúa así de primera mano los cambios evolutivos que se dan en ellas de forma natural y aquellos derivados de su explotación turística. A la vez que se instauran sobre ellas figuras jurídicas de protección específica (p.e. Dobšinská Ice Cave, Eisriesenwelt o la cueva helada de Kungur entre otras muchas).

[28] Şerban, Viehmann, Silvestru y G. Racoviță son los autores quizás más destacados en cuanto a producción científica sobre cuevas heladas se dieron en las décadas de los 60, 70 y 80 del siglo XX, centrados fundamentalmente en la cueva de Gheţarul de la Scărişoara (Rumania).

Antecedentes de Investigación

Últimas décadas del Siglo XVIII

Primeras descripciones científicas y refutaciones teóricas en textos científicos y monogr. regionales:

¿Formación en Verano o Invierno?

Ámbito Francés

Cadet (Besançon, 1791) verano: arboleda caduca en entrada-sombra y humedad; en invierno retorno a condiciones normales (monografía de química)

Prevost (Besançon 1789,1792) Invierno: por el frío, la nieve, el agua y perdura en verano. independencia de la altitud. (monografía sobre física del calor). En contra de la T de las Sales

Girod- Chantrans (Besançon, 1796) Invierno acumulación y fusión en verano

Ámbito Centro y Este Europeo

Hacquet (Eslovenia, 1789). Invierno. Retoma la Tª. de Billerez abogando por una composición salina en el hielo.

Lepechin (Rusia 1768, 1769, 1774) Reconocimiento de cuevas heladas por el Volga, Caspio, Urales, Siberia

Hablizl (Ucrania, 1788) Recongelación de la fusión nival en primavera y fusión en verano, con max. en otoño.

1ª mitad del Siglo XIX

Superación de Tªs anteriores, primeras grandes Tªs y proliferación científica y exploratoria

Mayor número de cuevas heladas | **Mayor conocimiento de las cuevas** | **Toma de datos más sistemática y precisa** | **Papel de las condiciones climáticas externas** | **Papel de las circulaciones de aire** | **Procesos de importancia no contemplados: sublimación**

Antecedentes Fundamentales

De Saussure (Voyages dans Alpes, 1779)
Importancia en las fresqueras de los lugareños de los flujos de aire (hacia el interior en invierno). Rompe con las miras hacia las temperaturas y aportes, centrando el asunto en las Circulaciones de Aire.

Humboldt y Bonpland (Viajes a regiones equinocciales…, 1799). C.Hielo de Tenerife.
- Topografías y Observaciones term y baromet.
- Observaciones de la estructuración de masas de aire en el interior.
- Importancia de la nivación y del agua filtrada que se congele.
- Mayor import. alimentación invernal que altitud, aire cálido del verano y temp. media exter.

Pictet (1822):
- Necesidad de búsqueda de nuevas c.h. y de conocimiento del funcionamiento – Fuerte demanda de hielo y desaparición de los *glacières artificielles (disminución de nevadas y adelanto y aumento de temp. estivales: finales de la PEH)*
- Aplicación de Tªs de De Saussure sobre las distintas densidades del aire y la circulación del aire y humedades.
- Error: afirmación que en verano un proceso frío derivado de una fuerte **evaporación** (Balch 1900:277) era la razón de que se formase hielo en el verano (de nuevo Billerez): "*Teoría de las Corrientes Frías*".

Deluc (1822):
Crítica a Pictet (intensa discusión a pesar de no haber visitado nunca una cueva helada):
- Las corrientes no son lo suficiente fuertes para poder formarse hielo.
- La formación fundamental se da en los aportes invernales de agua, nieve y frío.
- En verano el frío no es mayor que en invierno.
- En verano el aire calido no puede desalojar el aire frío acumulado en el fondo de la cueva por el mayor peso específico. El frío se mantiene "prisionero".

(bastante cercano a Tªs vigentes)

Cuadro resumen de los antecedentes de investigación (1/4)

Antecedentes de Investigación

2ª mitad del S. XIX

Expansión geográfica de la disciplina (décadas vacío hasta bien entrada la 2ª mitad de siglo)

EEUU

- Descripciones morfológicas de cuevas heladas en revistas científicas
- Costa Este – Coste Oeste (2ª XIX)
- Natural Ice Houses / Ice Houses
- Ice wells, ice cliffs, ice gorges, ice gulches, freezing talus, …
- Dewey (1819, 1822); Silliman (1821, 1822); Dearborn (1822); Macomber (1839); Auchincloss (1897); Kovarik (1898, 1899); Butler (1898), Balch (1900), Kimball (1901)

Europa Alpina

- Nuevas cuevas y revisado de las más famosas.
- Flujos de comunicación entre universidades centroeuropeas.
- Expansión de publicaciones en revistas físicas, karstológicas o espeleológicas de prestigio: p.e. ***Spelunca*** (Martel, 1895).
- Laurens (1827,1830,1845); Carrel (1841); **Thury (1861)**; **Browne (1865)**, Bonney (1868); Dunant (1875); **Girardot y Trouillet (1885)**; Magnin (1900); Kober (1885); Baltzer (1892); **Martel** (1894, 1896, 1897, 1899) (4 causas fundamentales en las cuevas heladas: la forma la entrada de nieve, la altitud y la evaporacion (en Balch 1900:301).

Austrohúngaros

- Exploración de nuevas cuevas.
- Boué (1840, 1864), Murchison (1845, 1842); Herschel (1842); Pleischl (1841); Schmidl (1857, 1863: el padre de la Espeleología); Petruzzi (1857; en Balch 1900:282), Ruffiny (1870), Krauss (1894), **Fugger (1888)** (más de 80 cavidades, desarrollando los primeros estudios sistemáticos) y **Schwalbe** (1886) (los dos autores principales de este contexto y en estas décadas; **Cvijic (1896).**

Rusos

- Ampliación del nº de c.h. conocidas (ppal. en Norte Urales).
- Continúa exploración en el Centro y Sur de Urales (p.e. Kungur Ice Cave).
- 1as tomas de temp. ext e int.
- Hipótesis sobre sublimación y patrones de distribución global.
- Murchison (1842 y 1845) , Pleishc (1841) Vs (Herschel (1842) sobre la geología de Rusia y los Urales. Cuevas heladas en Yesos, Hace analogía con la cueva del Teide. Se retoman postulados anteriores (Murchison a favor de la teoría del verano).

Primeros monográficos sobre cuevas heladas (recopilatorio y puesta al día)

(*vinculados a la creación de imp. club montañeros*)

Hericart de Thury: *Ètudes sur glacières naturelles (1861)*

- Cuevas del Jura y los Alpes.
- Revisión profunda de postulados vigentes (Pictet, Prevost, Deluc).
- Estudios y datos sistemáticos (día-noche, invierno).
- Importancia de las paredes y techos en la transmisión de calor.
- Estructura hexagonal del hielo.
- Formación del hielo en Primavera (por el frío, la fusión nival y las pps) y no tanto en otoño.
- Importancia de las corrientes de aire en invierno y verano:

Glacières Statiques / Glacières Dynamiques

(variaciones dependiendo de la fisuración de la cavidad y del grado de taponamiento externo por la nieve)

Cold air trap / *Chimney effect*
(comportamientos difer. en inv y ver)

Browne (1865) *(British Alpine Club, 1857)*(*turbulencias en las cuevas durante meses estivales y durante el día y la noche*)
Bonney (1868) *(British Alpine Club, 1857)* *(estructura del hielo, la nieve factor fundamental)*
Dunant (1875) *(Club Alpin Français, 1874)* *(comparacion de las cuevas heladas con el cocito de Dante)*
Girardot y Trouillet (1885):
Periodo abierto / periodo cerrado
Rechazo de la evaporación como formación de hielo
Papel del agua en la masa de hielo
La importancia de las heladas
Papel de la cubierta forestal de la entrada
Balch (1900) *(Appalachian Mountain Club, 1892)*
(Permanent or Periodical Ice Caves)
(desarrollo Thury: cold air trap / chimney effect)

Cuadro resumen de los antecedentes de investigación (2/4)

Antecedentes de Investigación

Siglo XX

Especificación paulatina en determinados procesos y determinadas cavidades
aportaciones relevantes

1ª mitad s. XX

Bock (1913)
Circulación del aire – Intercambio de Calor Latente – Favorece cambios de estado del agua (condensación, evaporación y sublimación). Importancia Fuerzas de Convección.

La condensación no fundamental en el origen del hielo (c.h. alpes austriacos)

E. Racovitza (1927)
Estudios sistemáticos de Scarisoara ice cave (Ro).

Impulsor de la escuela espeol. de Rumanía – Inst. Emil Racovitza

Kyrle (1923, 1929), Angermayer (1926)
Observaciones en detalle de criomorfologías – Crecimiento y estructura de cristalización de estalagmitas.

Eisriesenwelt

2ª mitad s. XX

Saar (1954, 1955, 1956, 1957)
Estudios de la sublimación

Las c.h. en lat. templ y medias altit. anomalías climáticas en el sistema kárstico local.
(c.h. alpes austriacos – reiseneishohlen)

Stettler (1960, 1971)
Estudios de la evaporación

Proceso significativo durante el periodo cerrado (!!)
(c.h. de Monlesi – Jura (Suiza))

Trimmel (1969)
Estudios de la infiltración

La cubierta arbórea reduce la infiltración de agua y favorece la conservación del hielo
(c.h. de Monlesi – Jura (Suiza))

Serban (1948), Silvestru (1992)
Estudios de balances volumétricos

Scarisoara ice cave (Ro)

Dataciones a partir de los ´50
Scarisoara (Pop y Ciobanu, 1950)
Rieseneishöhle (Kral, 1968)
Norte América (Schroeder, 1977)
Yukon (Lauriol y Clark, 1993)

Cristalizaciones
Canadá - Schroeder (1977)
Kungur Ice Cave - Dorofeera (1989)

Clasif. Topoclimáticas
Racovita (1975)

Vinculación con el Permafrost
Con la distribución y cartografía del permafrost
(Harris 1979, 1982)
(Haeberli, 1978)

Última década s.XX y s.XXI

Diversificación y marcada especialización de investigación en un número determinado y reiterado de cavidades

Desarrollo Tecnológico y Digital (monitorización)
(aplicación de GPR, dataciones AMS, estaciones meteorológicas ext e inter, laser, …)

Aplicación de otras disciplinas
(p.e. análisis y comparación de isótopos, dendrocronología (Zoltan Kern))

Especialización muy marcada en procesos conocidos
(p.e. degradación del hielo por la sublimación Strug et al., 2006)

Trabajos monográficos específicos
(p.e. Tesis doctorales en cuevas heladas: Cittero, Kern, Luetscher, Turri, Morard, …)

Creación de Proyectos y Congresos exclusivos
(p.e. Austro Ice Caves 2100; International Workshop on Ice Caves)

Cuadro resumen de los antecedentes de investigación (3/4)

Tendencias Actuales

Centros Temáticos de Interés

Valoración del Cambio Climático

- Balances de masa con control instrumental preciso y comparativa con pistas de antaño
- Comparativa de registros isotópicos

Registro Paleoambiental

- Dataciones absolutas de mat. orgánica
- Dataciones absolutas de concreciones calcáreas
- Registros isotópicos
- Comparativa/complementariedad dendrocronología, espectometría, …
- Relación con la NAO (Stoffel et al., 2009)

Comportamiento Endoclimático

-Nueva instrumentación (dataloggers, cámaras térmicas, GPR, TLS)

- Comportamientos termodinámicos (hielo, agua, aire y roca)
- Comportamientos termohigrómetros en otras latitudes y altitudes

Comparativas Externas Periglaciares

- Estudios comparativos con taludes de derrubios, gargantas y/o cañones
- Estudios de permafrost

Patrones de distribución geográfica

- Características y Patrones de distribución de las cuevas heladas zonales y altitudinales (p.e. Bella, 2008; Mihevc, 2008; Mavludov, 2008)

Explotación Turística / Geoheritage

- Modelizaciones Tridimensionales
- Control del clima y hielo – Pérdida de recurso turístico

-Rep. Eslov. todas las c.h. están protegidas como -monumentos naturales.

Nuevas exploraciones

Descubrimiento de nuevas cuevas heladas

- En regiones de montaña ya conocidas (p.e. países de Europa del Este)
- En regiones de montaña aún por investigar (p.e. Picos de Europa y Pirineos)
- En climas tropicales (p.e. tubos de lava de Hawai)
- En otros planetas (p.e. Marte)

Cuadro resumen de los antecedentes de investigación (4/4)

1.4.- Metodología: documentación, procedimientos e instrumentación.

"*Los ambientes periglaciares actuales tienen una amplia posibilidad de expansión centrados en la aplicación de nuevas tecnologías que permitan un conocimiento más preciso de las condiciones ambientales actuales y sus cambios anuales […]. La aplicación de técnicas como sensores de movimiento, GPS de precisión, láser scanner, registros continuos de temperaturas y humedad en sondeos, en suelos o atmosféricos mediante las estaciones meteorológicas automáticas de montaña y controles superficiales mediante estaciones experimentales, pueden ir desentrañando las características de los medios periglaciares activos y sus diferencias regionales […]. El conocimiento de regímenes termohigrométricos, y la dinámica de los procesos permitirán avanzar en la definición y conceptualización de los ambientes periglaciares […]. Existen, pues, muchas oportunidades de avanzar en la definición y uso de las formas y depósitos periglaciares como indicadores ambientales del pasado, que permitan afinar las reconstrucciones climáticas o ambientales junto a disciplinas afines*". Con estas palabras Serrano (2011) expresaba en su conferencia invitada del III Congreso Ibérico de la IPA (Piornedo) los "Horizontes de la Investigación Periglaciar en la Península Ibérica" en la actualidad. Si bien no refiriéndose específicamente al caso de las cuevas heladas, se pueden trasladar tales palabras a la metodología e instrumentación empleadas en el presente trabajo.

En este sentido la metodología de este estudio no se aleja, pues, de metodologías similares a las aplicadas en investigaciones actuales de cuevas heladas. En muchos

casos afines a las de estudios periglaciares habituales y con una instrumentación en buena medida compartida.

Con ello, nos hemos propuesto el registro, conocimiento y comprensión de procesos y formas de las cuevas a estudio; así como de las preponderantes en los tiempos pretéritos más inmediatos. Fundamentalmente de aquellas intervinientes en la evolución de los grandes bloques de hielo presentes en las tres cuevas a estudio. Para ello ha sido fundamental el trabajo de campo sistemático acompañado de labor de gabinete (documentación, tratamiento y análisis de información registrada en campo y de bibliografía) y de distintos procederes de laboratorio.

1.4.1.- Proceso de documentación.

La previa exploración, lectura e investigación de la documentación existente sobre las cuevas heladas ha sido una de las labores fundamentales en el desarrollo del presente estudio. Para ello ha sido necesario un rastreo de documentación científica, tanto en el espacio (otros ámbitos subterráneos diferentes al de Picos de Europa), como a través del tiempo, adquiriendo documentación original histórica de siglos precedentes.

El proceso de documentación se ha centrado tanto en la bibliografía específica sobre cuevas, como en aquella versada en los procesos físico-químicos más pertinentes, y de forma más concreta también en todos aquellos documentos, cartografías, fotografías y bibliografías con los aspectos más relevantes de los sistemas endokársticos de Picos de Europa. En este sentido ha sido fundamental la investigación a través de las numerosísimas memorias y publicaciones espeleológicas existentes de los tres macizos de Picos de Europa realizadas por una ingente cantidad de grupos espeleológicos (nacionales e internacionales), pero de forma especial por dos ellos. El *Club de Exploraciones Subterráneas ALFA* (CES ALFA; Móstoles-Madrid) y la *Association Spéléologique Charentaise* (ASC; Angoulême-Charente) que llevan 20 y 40 años respectivamente estudiando y explorando espeleológicamente de forma anual el sector del macizo Central de Picos en el que se encuentran dos de las cavidades estudiadas aquí: cueva helada de Altáiz y cueva helada de Verónica (sector de Camaleño). A ello se ha de añadir la valiosa información y ayuda prestada por el *Grupo Espeleológico La*

Lastrilla (GELL; Castro Urdiales-Cantabria), a través de Enrique Ogando y en cuya área de exploración se encuentra la cueva helada de Peña Castil.

El buceo en este tipo de documentación reseñada ha permitido hacer una relación de cavidades heladas en Picos de Europa, todavía abierto en la actualidad, y que confirma la existencia de al menos una cincuentena de cuevas heladas localizadas en los macizos Central y Occidental de Picos de Europa. Relación que de alguna manera también ha supuesto una buena base para el conocimiento del fenómeno en estos macizos y un punto de partida fundamental en la elección de las cavidades a estudio.

Reseñar, por último, que algunas de las fuentes fundamentales seguidas en este proceso de documentación, y en especial para la obtención de textos históricos, han sido espacios virtuales como www.archive.org, o bibliotecas on line de universidades como la de Michigan (EEUU), con un importante fondo bibliográfico histórico escaneado y de libre acceso. De igual forma en determinadas ocasiones se han obtenidos textos del fondo de bibliográfico de la Biblioteca Nacional de Francia (París), o de la página de la Federación Española de Espeleología (FEE).

Fig.1.16.Documentación tanto de textos antiguos como recientes.

1.4.2.- Técnicas de campo: obtención de datos e instrumentación.

Del mismo modo, los dos clubes espeleológicos reseñados (CES ALFA y ASC) han sido ejes vertebradores en las campañas de campo de las cuevas heladas del sector de

Camaleño. En colaboración mutua se han podido reexplorar las cuevas heladas de dicho sector, con el descubrimiento de algunas otras nuevas expectativamente interesantes como la HS-4 (ASC, 2011).

En las mismas se han realizado de forma periódica las siguientes actividades, apoyadas, como se ha mencionado al principio del presente apartado, en una instrumentación y técnicas específicas:

Fig.1.17. Material de campo y campamento espeleológico.

a) Control de temperaturas:

a.1) Termorregistradores. Los registros térmicos de las cavidades se han tomado con termorregistradores **iButton** DS1921G-F5 de rangos térmicos entre los -40 y +85ºC, precisión de 0,5 ºC, toma de datos programable de 1 a 255 minutos y sincronizados con tiempo real y capacidad para el registro de 2048 mediciones consecutivas. El software de programación y exportación de datos es OneWireViewer Maxim ©. Dicha instrumentación se ha repartido en el interior de las cavidades tratando de abarcar el comportamiento más completo de las mismas. De forma fundamental en aquellos sectores más cercanos al núcleo de hielo o en aquellos puntos de relevancia en el comportamiento climático interno de la cavidad. Su programación temporal de igual forma ha tratado de abarcar los comportamientos térmicos continuados a

lo largo de los años de estudio: un registro cada cuatro horas y durante los años 2011, 2012 y 2013. La elección de dichos dataloggers fue estimada como la más adecuada acorde con los objetivos pretendidos y las características de las cavidades a estudio. En total se repartieron 3 termorregistradores iButton por cada cavidad.

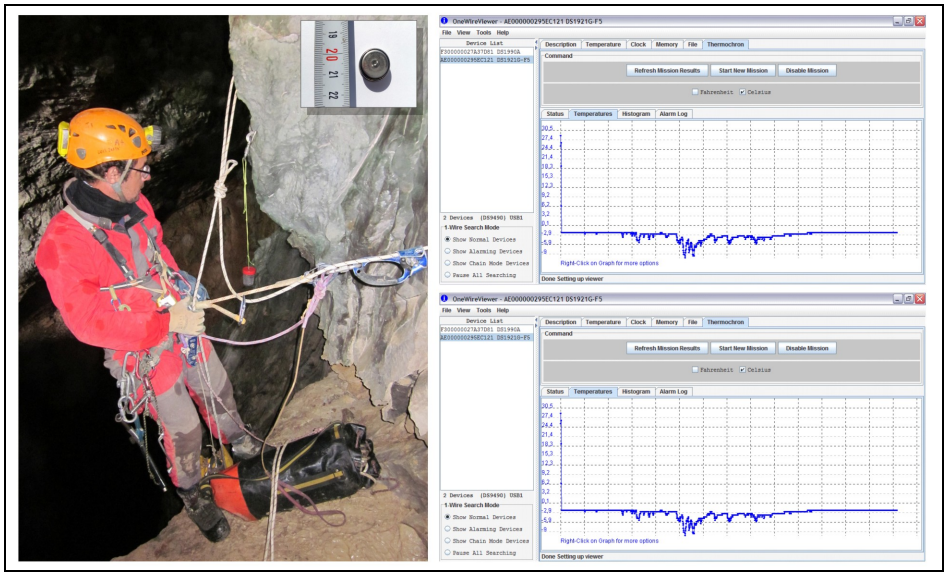


Fig.1.18. Instalación de termorregistradores ibutton y resultados gráficos de sus registros.

a.2) Termómetros manuales. De la misma manera se ha utilizado para la toma de temperaturas puntuales **termómetros** manuales en la cavidad de Peña Castil con la finalidad doble de corroborar los registros de los dattaloggers iButton instalados y de tomar de registros térmicos puntuales de paredes, grietas o diferentes partes del bloque de hielo o crioespeleotemas. Los termómetros manuales utilizados con los Hanna, Pt100- HI 9555501, con rangos térmicos de -200 a 850ºC, con una precisión de 0,1ºC.

a.3) Cámara termográfica. Especialmente relevante en el estudio térmico de la cavidad helada de Peña Castil ha sido la aplicación de la **cámara termográfica** FLIR SC600 que mide la temperatura en un rango de -40 a 1500ºC, con una resolución térmica de 0,03ºC. La resolución infrarroja (IR) es 640 x 480 pixels y la espacial (IFOV) es de 0,65 mrad. El campo de visión (FOV) es de 24º en el plano horizontal y 18º en el plano vertical. El software utilizado para el tratamiento de las imágenes es el ThermaCAM Researcher Pro 2.10, y para la calibración de la cámara métrica se aplica el programa Photomodeler Pro v5.

Gracias a este tipo de cámaras ha sido posible caracterizar y estudiar en detalle la componente vertical térmica de las masas de aire, facilitando también el estudio térmico en tres dimensiones por su combinación con resultados del TLS. Factor muchas veces de difícil determinación en el estudio de una cueva. Las observaciones realizadas con la cámara termográfica han permitido localizar de forma gráfica los comportamientos en altura de las masas de aire (por ejemplo en forma de bolsas de aire caliente durante los periodos fríos), siendo también un complemento idóneo del TLS pues combinadamente permite la creación de ortotermogramas (Berenguer et al., 2014). La utilización de este tipo de herramientas permite discernir el comportamiento térmico continuo de aquel sector analizado y también de morfologías en detalle (sean criomorfologías o del comportamiento térmico de la cueva en sí mismo). Su uso en los estudios de cuevas heladas hasta el momento es más bien escaso, aunque con una importancia resaltada recientemente por algunos autores tanto para cuevas heladas en exclusiva (Pflitsch et al., 2012b), como para llevar análisis comparativos de éstas y los procesos periglaciares en superficie (Morard, 2011). Para la correcta medición térmica es necesario tener en cuenta distintos parámetros a introducir tanto en la cámara termográfica como en el software de tratamiento: emisividad, temperatura aparente reflejada, humedad o temperatura externa atmosférica. Tales parámetros se detallan en el capítulo correspondiente.

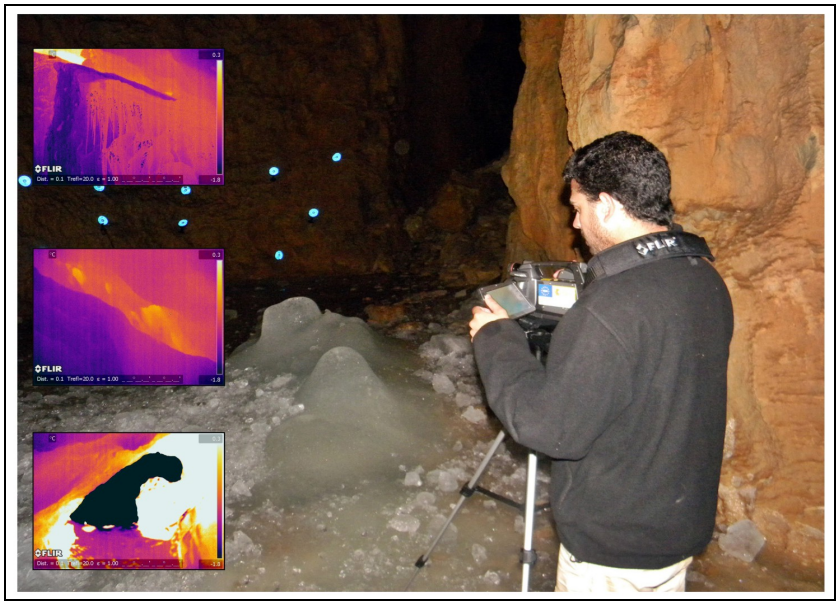


Fig.1.19. Cámara termográfica para el control térmico de la cueva de Castil e imágenes térmicas.

b) Control de humedad:

b.1) Termohigrómetros. Los registros higrométricos de las cavidades se han tomado con termohigrómetros **iButton Hygrochron** DS1923-F5 con una precisión en el registro de humedad de hasta 0,04% y un rango de funcionamiento térmico comprendido entre -20 y +85ºC y hasta el 100% de humedad. El rango de precisión en la toma de temperaturas es programable entre 0,0625ºC y 0,5ºC, con una capacidad de toma consecutiva de 8192 lecturas equidistantes entre sí desde 1sg hasta 273 horas. El software de programación y exportación de datos es OneWireViewer Maxim ©. De igual forma que en el caso de los termorregistradores, los termohigrómetros han sido escogidos por adecuarse a las características de las cavidades y los objetivos del estudio, instalándose 1 por cavidad y programados para la toma de datos cada cuatro horas durante los años de estudio. Su uso responde tanto al estudio de las humedades de las cuevas como al reconocimiento y análisis de los distintos movimientos de aire que se dan entre el exterior e interior de la cavidad. Aportan información sobre procesos de sublimación y condensación, fundamentales en el seguimiento de la evolución del volumen, procesos y morfologías en el hielo.

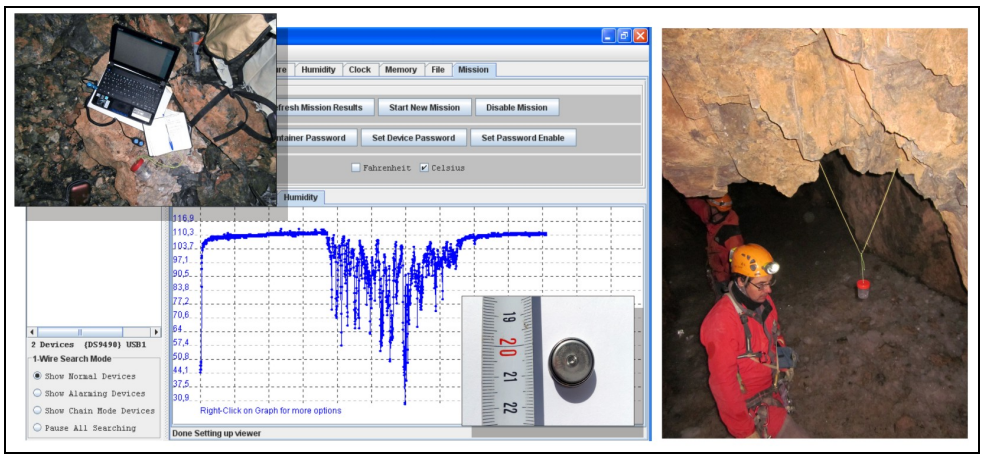


Fig.1.20. Instalación y gráfico de registros de los termorregistradores ibutton. La descarga de datos muchas veces se hizo dentro de las propias cavidades (fotografía superior izq.).

c) Medición y Control de criomorfologías:

c.1) Distanciómetros digitales. Se han realizado metrías con distanciómetros digitales que han contribuido tanto a la toma de datos de las morfologías de hielo más representativas como a la mejora de las topografías existentes de las cavidades.

c.2) Láser escáner terrestre. En aquellas cavidades en las que se ha podido (cueva helada de Peña Castil), se ha utilizado el Terrestrial Laser Scanner (TLS) Leica ScanStation C10 3D de medio alcance. Este equipo mide distancias en un rango de 1,5 a 300 m, con una precisión nominal de +/- 6 mm a una distancia de 50 m con iluminación normal y en condiciones de reflectividad. El campo de visión vertical tiene una amplitud de 270º sexagesimales y 360º en el plano horizontal. El software utilizado para la grabación, alineación de las nubes de puntos y tratamiento de los datos es Leica Cyclone 7.3 ©. Se ha llevado realizado con él un trabajo sistemático de la cavidad, dos veces al año durante los años de investigación, poniendo en práctica no sólo de una forma novedosa este tipo de herramientas y técnicas geomáticas en el control de cavidades heladas, sino que también se han generado modelos tridimensionales muy precisos y versátiles que han proporcionado información imposible de obtener en trabajo de campo con procederes tradicionales. Se ha generado, a partir de modelos 3D de la cavidad, una serie de ortoimágenes y de ortotermogramas con la combinación de las termografías realizadas *ex professo* (Berenguer et al., 2014). De forma general, la aplicación de esta técnica geomática, junto con el trabajo termográfico, se ha efectuado en la cueva de Castil en aquellos momentos de máximas y mínimas volumetrías de los hielos, finales de primavera y principios del invierno respectivamente, haciendo dos tomas al año durante cuatro años consecutivos entre 2011-2013, y abarcando por entero la superficie del bloque de hielo instalado en la cavidad. El objetivo ha sido además de la obtención de ortoimágenes y ortotermogramas para su posterior análisis y estudio, el control preciso de las evoluciones volumétricas de los crioespeleotemas, así como de las variaciones superficiales del bloque de hielo, intra e interanualmente.

El uso del TLS para el control métrico y volumétrico del hielo de una cueva helada cumple además de manera precisa y versátil con propuestas recientes de protocolos a seguir para registrar tales medidas (Smith, 2014). Así mismo, y a pesar de que en la presente investigación, no se contaba con ello, la evolución de la instrumentación geodésica procura una reducción del tamaño de los

instrumentos utilizados progresiva, lo que posibilitará su utilización en cualquier cavidad helada en un futuro inmediato.

En la utilización de este tipo de instrumentación no se ha visto ningún tipo de problema en cuanto a reflejos de hielo que distorsionen la imagen o las medidas, gracias fundamentalmente al grado de opacidad que tienen tanto los bloques de hielo como las demás criomorfologías escaneadas.

El empleo a día de hoy de herramientas geodésicas como el TLS en cuevas es bastante reducido (Canevese et al., 2008a, 2008b, 2009, 2011; Buchroithner y Gaisecker, 2009; Roncat et al., 2011a; 2011b; Höfle et al., 2012; Santos Delgado et al., 2012); siendo aplicado tan sólo en los últimos años, y de forma más puntual todavía, en algunos casos de cuevas heladas como el de la de Eisriesenwelt (Milius y Peters, 2012). Aunque orientado más al desarrollo de recreaciones y modelos foto-realísticos con fines patrimoniales y turísticos, arqueológicos, que al estudio de formas y procesos criológicos.

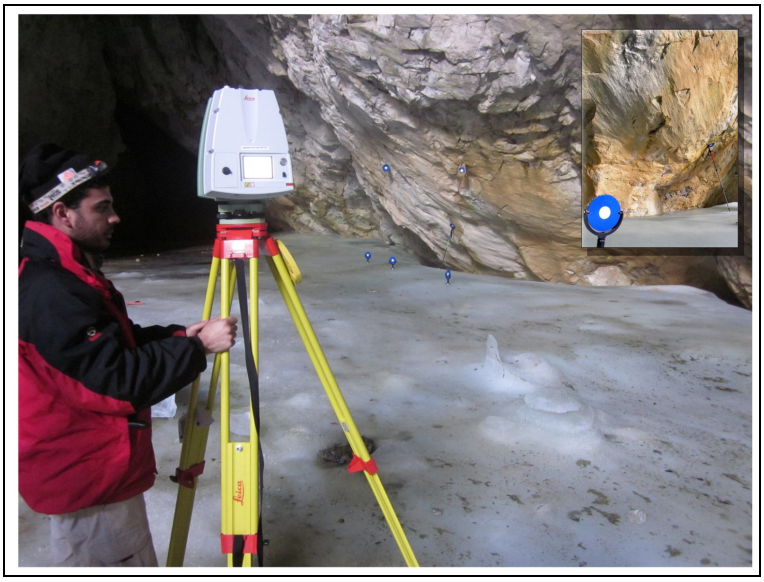


Fig.1.21. Estacionamiento del TLS y colocación de las dianas de recesión sobre la superficie del bloque de hielo de la cueva de Peña Castil.

c.3) Instalación de varillas. Un método más convencional utilizado para el control superficial de los bloques de hielo ha sido la colocación, en diferentes puntos de los bloques de hielo a estudio, de varillas metálicas marcadas con el objeto de observar interanualmente las variaciones de hielo. La imposibilidad de tener una visión global de los bloques de hielo en su conjunto, tan sólo nos ha

permitido estimar sus volúmenes y las variaciones parciales de los mismos en aquellos sectores en los que fueron clavadas las varillas. Tales varillas se han utilizado en aquellas cuevas en las que ha sido imposible acceder con el TLS: en las cuevas de Verónica y Altáiz. En todas ellas se marcaron las equidistancias y se midieron los puntos exactos en los que se ubicaron

Fig.1.22. Colocación de varillas en la cueva helada de Verónica.

d) Estructura interna de los bloques de hielo y estimación de espesores:

d.1) Prospecciones GPR. Las técnicas geofísicas para el estudio de bloques de hielo en cavidades heladas han sido empleadas en contadas ocasiones. La gran mayoría de las veces han buscado la cuantificación de sus volúmenes (Geczy and Kucharovi, 1995; Novotný and Tulis, 1995; Behm and Hausmann, 2007; Podsuhin and Stepanov, 2008; Colucci et al., 2012; Rojšek, 2012; Stepanov et al., 2014; Garašić, 2014). En otros, han servido para localizar los mayores espesores de hielo adecuados para posteriores sondeos (Kern et al., 2010; Colucci et al., 2014). Pero pocas han sido las veces que se ha utilizado con el objeto de analizar la estructura interna del bloque o determinar las propiedades físicas de su hielo (Behm y Hausmann, 2008; Behm et al., 2010; Hausmann y Behm, 2011).

En los Picos de Europa se han aplicado tales técnicas en el estudio de la criosfera en superficie (Del Río, et al., 2009; Serrano et al., 2010, 2011; Paniagua et al.,

2004; Serrano et al., 2012), pero nunca hasta ahora en la investigación de sus cavidades. A la complejidad endokárstica de las mismas, se le suma en el caso de las cuevas heladas estudiadas, la de sus bloques de hielo lo que tan sólo ha permitido aplicar tales técnicas en la cueva helada de Peña Castil. El objetivo de este tipo de prospecciones geofísicas ha sido conocer la estructura, características y deformaciones de su bloque de hielo. Nos ha permitido la corroboración de estimaciones volumétricas de su bloque, así como también completar la imagen endokárstica en profundidad de la sala en la que se instala el bloque de hielo.

La prospección en la cueva se realizó sobre la superficie de su bloque de hielo, abarcando toda ella, con un total de 12 perfiles (10 sobre el piso inferior y 2 sobre el piso superior), de los cuales se derivaron los correspondientes radargramas interpretados. El trabajo de campo se efectuó en agosto de 2014 por ser éste un mes adecuado para el correcto desplazamiento del GPR sobre la superficie del bloque ya que no se dan en estas fechas excesivas morfologías de fusión que dificulten su adecuado desplazamiento, no habiéndose fusionado tampoco por completo las capas de rehielo estacionales.

Se utilizó un GPR modelo IDS (Ingenieria dei Sistemi, Pisa) con antena blindada de 400 MHz de frecuencia central. Las antenas emisora (Tx) y receptora (Rx) se ubican en la misma unidad, empleando el método de captación electromagnética monoestático *common offset gather* (GOC). El software utilizado para la adquisición de los datos es IDS-K2, y para el procesado GRESWIN. La señal del GPR se graduó durante el trabajo de campo con diferentes rangos de recepción de impulsos (antes de los saltos a nuevas líneas): 120 ns, 160 ns, 320 ns, 1280 ns, con un número de muestras entre 512 a 4096. Aunque la gran mayoría de los radargramas han sido obtenidos con un rango de 120 ns y 512 muestras. La antena utilizada se estimó conveniente en base a investigaciones precedentes en cuevas heladas alpinas (Hausmann y Behm, 2011). Los parámetros físicos del hielo que se aplicaron responden a estándares propuestos en Hubbard y Glasser (2005). Con objeto de poder identificar las anomalías (pasos de grietas superficiales, zonas de más pendiente, etc.) y ubicarlas en los perfiles, se realizaron marcas mientras se registraba la reflexión de ondas.

Fig.1.23. Prospecciones con georradar en el bloque de hielo de Peña Castil.

1.4.3.- Trabajos de laboratorio.

La extracción de muestras para su posterior análisis en laboratorios especializados también formó parte de las campañas de campo realizadas. Las características de las cuevas, así como los condicionantes ambientales exteriores de la alta montaña de Picos de Europa traducidos en una escasez de desarrollo del piso vegetal, procuraron dificultades de extracción.

a) Análisis de materia orgánica:

De las cuevas heladas de Verónica y Altáiz, se han extraído muestras de hielo con materia orgánica vegetal para su datación en edad radiocarbono convencional mediante Acelerador de Espectrometría de Masas (AMS) en el laboratorio ^{14}ChronoCenter (Queens University-Belfast) y calibradas mediante IntCal 09.14c (Reimer et al., 2009). Para su extracción se utilizaron tornillos de hielo que permitieron obtener pequeños testigos de hielo con la materia orgánica sin intervenir en la muestra. La obtención de testigos de hielo en estos ambientes extremos no fue sencilla tanto por el enrevesamiento de algunos bloques de hielo como por la falta de materia orgánica.

Para la cueva helada de Peña Castil no se pudieron extraer muestras debido a la dificultad topoespeleológica para su obtención y a la ausencia de registros

adecuados. Las muestras recogidas han sido de materia vegetal en ambas cavidades (restos de hojas y ramas), procurando que se encontrasen a distintas profundidades en el bloque de hielo con la intención de obtener edades de diferentes partes de los bloques, en el caso de Verónica fundamentalmente, ya que para el caso de Altáiz tan sólo pudo ser extraída una sola.

Fig.1.24. Muestras de materia vegetal de las cuevas de Verónica y Altáiz para su datación por AMS.

Para el muestreo fueron seleccionados aquellos registros orgánicos sedimentados que estuviesen en consonancia estratigráfica con los estratos del bloque de hielo en los que se encontraban, siendo rechazadas muestras que o bien estaban en la parte más superficial del bloque de hielo, adheridas a la pared del bloque por hielo de rehielo, o bien que se disponían discordantemente con respecto a la disposición del estrato.

De esta manera en la cueva de Verónica se extrajeron muestras de dos partes distintas del bloque de hielo localizadas a profundidades de -95 m y -109 m (-65 m y -79 m para el bloque de hielo); mientras que en la cueva de Altáiz tan solo se pudo extraer una muestra localizada a -25 m de profundidad, muy cercana a la superficie del bloque de hielo (a apenas un metro con respecto a la misma).

1.4.4.- Trabajos de gabinete.

A las tareas que se desarrollaron en las fases que se acaban de mencionar de documentación, campo y laboratorio, ha sido preciso sumarle la obtención, tratamiento y elaboración de otro tipo información.

a) Análisis meteorológicos:

Las Estaciones Meteorológicas Automáticas (EMAs) instaladas en el interior del Parque Nacional de Picos de Europa, dentro de la Red de Estaciones Meteorológicas para el Seguimiento del Cambio Global en Parques Nacionales Españoles (OAPN-MAGRAMA-AEMET), han proporcionado los datos meteorológicos necesarios para la investigación. El seguimiento y la disponibilidad de uso de los mismos se ha creído suficiente para la no instalación de estaciones automáticas en las entradas de las cavidades. De ellas fundamentalmente se han tratado las series relativas a las temperaturas, precipitaciones y humedad. Ésta última requerida tan sólo en casos puntuales. Desafortunadamente, parámetros altamente útiles para estudios de los medios fríos en general, y las cuevas heladas en particular, como la nivometría no son proporcionados por dichas estaciones. Pero la presencia del manto nival ha sido inferida tanto por imágenes webcam extraídas de la estación del Cable de Fuente De, como de la relación de temperaturas y las precipitaciones registradas, de las labores de campo y de trabajos específicos precedentes (González Trueba y Serrano, 2010b). De igual forma se han ido inventariando durante los años de estudio algunas de las nevadas significativas de la región.

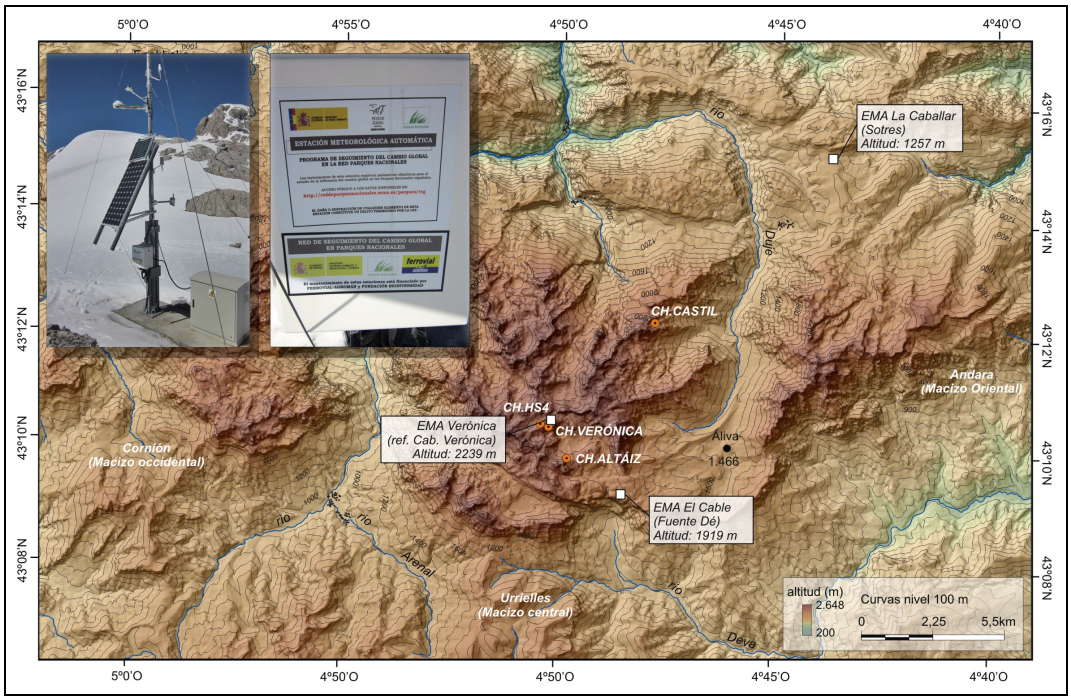


Fig.1.25. Localización de las EMAs (fotografías de la EMA de Verónica).

De forma concreta las EMAs de las que se ha extraído información desde comienzos del 2011, antes algunas de ellas no proporcionan datos, son, por razones lógicas de proximidad a las cuevas de estudio, las siguientes:

	EMA Sotres	**EMA Cabaña Verónica**	**EMA Mirador del Cable**
Localización	La Caballar (Sotres-Asturias)	Ref. Cabaña Verónica (Cantabria)	Mirador del Cable (Fuente Dé-Cantabria)
Altitud (m)	1257	2239	1919
Tipo de datos	diaria	diaria	diaria
Tipo de Estación	Estación Meteorológica de Referencia	Estación Meteorológica Simplificada	Estación Meteorológica Básica
Variables utilizadas	Temperatura, Humedad, Pluviosidad	Temperatura, Humedad, Pluviosidad	Temperatura, Humedad, Pluviosidad

Tabla 1.1. Estaciones meteorológicas utilizadas para el estudio climático.

b) Elaboración de cartografía en superficie:

La cartografía geomorfológica existente (González Trueba, 2007b) se ha utilizado como punto de partida para completar el mosaico del piso periglaciar de Picos de Europa. Sobre ella se han añadido los elementos helados subterráneos constituyentes también de la criosfera de Picos de Europa.

Además de ello, los gráficos y esquemas cartográficos contenidos en este estudio han sido elaborados partiendo de cartografía digital oficial del Instituto Geográfico Nacional (IGN) a través de su Centro de Descargas (hojas MTN25 BCN25: 551, 552, 553, 554, 561, 562, 563, 564, 801, 802, 811, 812; escala 1/25.000). Del mismo Instituto se han obtenido también ortofotografías del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA), 1/50.000, números: 055, 056, 080 y 081. Las hojas del Instituto Geológico y Minero Español (IGME) que han servido igualmente de base son: 055, 056, 080 y 081, escala 1/50.000. Dichos gráficos y esquemas cartográficos han sido elaborados esencialmente con el software ArcGIS 10.1 ESRI ©.

Con este mismo software se han elaborado los mapas de temperaturas de las cuevas estudiadas, utilizando su módulo Geostatistical Wizard y métodos de interpolación IDW (inverso de la distancia) con semivariogramas lineales y en base a los datos obtenidos con los termorregistradores instalados.

c) Elaboración de topografías subterráneas:

Las topografías de las cavidades han sido un eje fundamental de la investigación. Las diferencias con la cartografía temática geomorfológica son evidentes pero en esencia ambas cumplen la misma función: "la descripción razonada de los hechos geomorfológicos" (Tricart, 1965 [tomado de Serrano, 1998:23]). En la expresión temática topográfica de las cavidades a estudio se han seguido en buena medida clasificaciones criomorfológicas ya establecidas por estudios precedentes (p.e. Bella, 2004, 2006), y una simbología y color también adoptada por otros autores (p.e. Maire, 1990; Trofimova, 2005; Tulis y Novotný, 2006; Jiménez Sánchez, et al., 2004; Ballesteros et al., 2011). Además se ha respetado también gran parte del grafismo espeleo-topográfico de las topografías actuales de las cavidades a estudio, así como el de los sistemas de representación endokársticos más habituales.

Parámetro	Instrumentación	Objetivos	Adecuación
Temperatura	Termorregistradores iButton DS1921G-F5 Termómetro manual Hanna Pt100	-Determinación continua de temperaturas. -Determinación de fluctuaciones en corrientes de aire. -Determinación puntual de temperaturas.	Muy bueno (ajuste y precisión adecuados).
Humedad	Termohigrómetro iButton Hygrochron DS1923	-Determinación de humedad. -Determinación de fluctuaciones en corrientes de aire.	Bueno (fallo en registros).
Imagen Infrarroja	Cámara termográfica FLIR SC600 (+ ThermaCam Researcher Pro 2.10; Photomodeler Pro v5 soft.)	-Determinación de temperaturas y ubicación/comportamiento de masas de aire. -Obtención de ortotermogramas. -Determinación de ondas térmicas.	Excelente (obtención rápida y muy versátil de información cualitativa y cuantitativa).
Edad del bloque de hielo	Dataciones AMS Lab. ^{14}ChronoCenter - Queens Univ. Belfast	-Datación absoluta de la materia orgánica encontrada en el interior del hielo.	Excelente (edades hielo).
Variaciones de hielo y volúmenes	TLS Leica ScanStation C10 3D (+ Leica Cyclone 7.3 soft.)	-Topografías de detalle. -Modelos 3D. -Obtención de ortoimágenes. -Obtención de ortotermogramas.	Excelente (obtención rápida y muy versátil de información cualitativa y cuantitativa).

Control y variaciones de metrías	Distanciómetros Cintas métricas Varillas graduadas	-Determinación de variaciones volumétricas y superficiales de los bloques de hielo y/o de crioespeleotemas.	Bueno (variaciones anuales superficiales de hielo) y adecuado por la dificultad en los trabajos de campo.
Espesor y Estructura interna de bloques de hielo	GPR IDS con antena blindada de 400 MHz	-Determinación de la estructura interna del bloque de hielo. -Determinación del espesor. -Determinación de la configuración endokárstica en la que se aloja el bloque.	Excelente (obtención de señal reflejada en el hielo muy buena).
Variables meteorológicas exteriores	Red de EMAs PPNN (OAPN-MAGRAMA-AEMET)	-Determinación de variables meteorológicas exteriores.	Bueno (series recientes con lagunas).

Tabla 1.2. Resumen metodológico y de instrumentación de la investigación.

Fig.1.26. Trabajo de campo en la cueva helada de Verónica (fotografía de Bernard Hivert).

CAPÍTULO II.- EL ENDOKARST EN EL MACIZO CENTRAL DE PICOS DE EUROPA

2.- EL ENDOKARST EN EL MACIZO CENTRAL DE PICOS DE EUROPA.

La noción de alta montaña calcárea en latitudes medias y bajas ha sido presentada en estudios anteriores (p.e. Maire, 1990; Bini et al., 1997, 1998, 2012; Smart, 2004; Audra, 1994, 2002; Audra et al., 2007, Ford y Williams, 2007), destacando algunos de ellos su correspondencia, desde perspectivas morfo-bioclimáticas, con los dominios kársticos supraforestales de zonas alpinas, proglaciares y glaciares. En estos estudios se definía como básico el conocimiento de los procesos actuales sin perder de vista las huellas de condiciones climáticas anteriores. En base a tal concepción morfo-bioclimática, el carácter marginal de la alta montaña calcárea confiere una sensibilidad con respecto a la sucesión de tales condiciones climáticas, quedando presente en registros tanto en superficie, exokarst, como en profundidad, endokarst (Maire, 1990).

La alta montaña de Picos de Europa presenta en la actualidad un paisaje eminentemente geomorfológico de carácter nivokárstico con una marcada herencia de sus glaciares cuaternarios, en el que la gran mayoría de sus cavidades mantienen un origen vadoso que profundizan rápidamente hasta el nivel de base, relacionadas en gran parte con las fases glaciares cuaternarias y desarrolladas a favor de fracturas (Smart, 1984; Fernández Gilbert et al., 1992, 2000; Fernández Gilbert, 1995). Su dinámica actual la dirige, por encima del piso supraforestal (>1800 m), un ambiente de tipo nivoperiglaciar y crionival (Castañón y Frochoso, 1998; Serrano y González Trueba, 2004; González Trueba, 2006, 2007a, 2007b; González Trueba y Serrano, 2010), dominando en gran parte de su modelado una *karstogénesis morfoclimática de tipo nivokarst compleja* (Maire, 1990).

Este tipo de karstogénesis distinguida por Maire[1] se encuentra muy extendida por las montañas del dominio templado húmedo localizándose habitualmente entre los 1.700 y 2.500-3.000 m. Lo que supone que buena parte de sus precipitaciones sean en forma de nieve. Esto, acompañado de una ausencia marcada y generalizada de pedogénesis, hace que las mayores tasas de disolución kárstica se concentren en los momentos de fusión nival (con más del 70% del flujo de fusión), y la corrosión kárstica del sustrato represente cerca del 90% de la corrosión total (Maire, 1990)[2]. Factor influyente, como se verá más adelante, en la conformación de las propias cuevas heladas.

Pero dicho paisaje geomorfológico es difícilmente comprensible sin su conexión con el mundo subterráneo. Y es que el paisaje de Picos de Europa debe una parte decisiva de su configuración externa a su complejidad interna. En la relación entre ambos mundos, superficial y subterráneo, se encuentra una parte importante de las dinámicas y morfologías más representativas del paisaje geomorfológico de Picos de Europa, que se plasma en un amplio catálogo de formas exokársticas, acompañado, y muchas de las veces guiado, por una no menos extensa red de cavidades, pozos, simas y galerías endokársticas que ayudan a la organización de buena parte del paisaje exterior. Todo ello dentro de una configuración actual *holokárstica* en la que no se da una red de drenaje superficial definida[3].

Es en estos medios glaciokársticos heredados donde destaca la importancia de las cuevas. Importancia como refugio de registros paleoambientales de interés para la reconstrucción de su paisaje. En el interior de las mismas, ya sea por su propia morfología o por los sedimentos depositados (acumulaciones detríticas sedimentarias, bloques de hielo, materia orgánica,...), dichos registros quedan en mayor o menor medida protegidos del desmantelamiento de superficie, donde sufren más directamente

[1] Maire (1990) distingue morfoclimáticamente entre pluviokarst, glaciokarst y nivokarst; y dentro de éste último, y a grandes rasgos, entre nivokarst simple (sin influencia glaciar) y nivokarst complejo (con influencia glaciokárstica, como es el caso de Picos de Europa).

[2] Las cantidades de anhídrido carbónico disueltas en el agua dependen de la temperatura de la misma, de su concentración en la atmósfera y de la presión. Lo que se conoce como la Ley de Henry. De ahí que el agua de fusión nival cuente con una alta concentración de dióxido de carbono que hace aumentar su capacidad de disolución kárstica (ácido carbónico). Las aguas frías son capaces de contener mayor ácido carbónico que las cálidas (variación de hasta un 1/3 más entre aguas a 0ºC y aguas a 10ºC (Peiro, 1995). Se pone de manifiesto con ello la influencia morfogenética que tiene el clima.

[3] En el concepto de *holokarst* (Cvijic, 1924) se toma como definitorio el alto grado de evolución alcanzado por la karstogénesis con desarrollos profundos escasamente influenciados por otros tipos de rocas no karstificables y en los que apenas quedan trazos de redes fluviokársticas precedentes (en contraposición con el llamado *merokarst* o karst incompleto, y el *karst de transición*).

el impacto derivado de las variaciones climáticas; y en especial de las glaciaciones precedentes (Audra et al., 2007).

Esta avenencia entre el mundo endokárstico y el exokárstico encuentra en Picos de Europa una vasta expresión en su Macizo Central en el que las máximas altitudes (por encima de los 2600 m) y los rigores climáticos genéricos acentuados en él[4], configuran un núcleo kárstico profundamente desarrollado (González Trueba, 2006a). Además, también en este macizo quedan atenuadas otras dinámicas influyentes en el nivel de karstificación como son procesos pedogénicos, biogenéticos, etc.[5], que reducen su presencia a formaciones superficiales de suelos y coluviones de pequeñas dimensiones en zonas altas-medias, favorecidas por la presencia de materiales detríticos, ganando en presencia a medida que descendemos a pisos altitudinales inferiores: Duje, Varera, Pandébano, Murallón de Amuesa, Igüedri, Cares. O producto de las propias arcillas de decalcificación como sucede en el poljé de Liordes. El límite superior del bosque natural se sitúa a 1600 m, con céspedes alpinos que empiezan a ser discontinuos a partir de los 1900 m (González Trueba, 2006a, 2007b).

Es en este macizo donde se concentran buena parte de las mayores profundidades de todo el conjunto de Picos de Europa con sistemas kársticos reconocidos internacionalmente que sobrepasan los mil metros de profundidad. Y, aún, con potencialidades endokársticas cercanas a los -2000 m[6]. En el año 2013, 13 de las 95

[4] Una configuración topográfica más agreste junto con una mayor altitud hace suponer que los rigores climáticos sean más marcados con una nivación más duradera.

[5] Miotke (1968) en su estudio glaciokárstico del Macizo Occidental destacó el condicionamiento que en la dinámica y extensión de los campos de lapiaces suponía el desarrollo de la cubierta edáfica y vegetal; adelantando el papel, señalado también por numerosos autores posteriores, de los distintos factores geoecológicos en la distribución y significación paisajística de las morfologías kársticas (p.e. Santos Alonso y Marquínez, 2005; González Trueba, 2006a, 2007b; Ginés, 2002).

[6] El nivel de base en el Macizo Central le impone la garganta del Cares con su cota mínima en Puente Poncebos a 218 m s.n.m. Estévez (2011) estima, en base a las conexiones del Sistema del Trave (-1.440 m), que colectores superiores a los que se conocen en la actualidad (Torca de Laureola a 2042 m, el más alto) son posibles hacia el sector de Jou Negro (2200 m); e incluso aguas abajo ya que el sifón terminal se encuentra a 610 m s.n.m. y la surgencia de Farfao a 320 m s.n.m. Esto daría un posible aumento del desnivel del sistema de unos 500 m, situándolo cerca de los 2000 m de profundidad. A este sistema se le podría unir la Torca Idoúbeda (-1167 m) por su sifón terminal ya que, en planta, tan sólo se encuentra a 190 m de distancia y a 80 m por encima (Puch, 2002). Aspiraciones similares, muy presentes siempre en las grandes exploraciones, también se manifestaron en su día para el pozo de Madejuno (p.e. Cuyvers et al., 1996; Puch, 2002), y para las más altas cavidades del sector del Llambrión, con potenciales supuestos de más de 1.700 m de desnivel (Ferrer et al., 1995). En el sector Central del valle de las Moñetas también se estima superar los 1000 m de profundidad (Vila et al., 2010); al igual que para el sector de Camaleño (Cerdeño y Sánchez, 2005). Para el macizo de Ándara con la Torca del Cueto de los Senderos y la Cueva

cavidades que superan los 1000 m de profundidad se encuentran en Picos de Europa, 9 de ellas en el Macizo Central (FEE, 2013; FCE, 2013[7]; Ballesteros et al., 2013). Y de entre ellas, la sexta con mayor desarrollo vertical de todo el mundo: Torca del Cerro del Cuevón-Saxifragas con -1589 m (Estévez, 1998; FEE, 2011). Rossi (2004) dice de los Picos de Europa que alberga la mayor concentración de cuevas profundas de todo el mundo. En este sentido es equiparable a macizos del Cáucaso como el de Arábika (república de Abkazia-Georgia), con desarrollos verticales que pueden alcanzar los 2340 m (García-Dils, 2000) y en el que se encuentra la sima Krúbera-Voronya, la sima más profunda hasta el momento conocida con -2197 m (FEE, 2013). Ballesteros et al. (2013) en un inventario basado en una recopilación extensa de documentación espeleológica concretan que al menos se dan unas 3.130 cavidades documentadas en los tres macizos con 66 simas que sobrepasan los 500 m de profundidad.

Pero, sin embargo, y a pesar de su refutada fama dentro de los ámbitos espeleológicos internacionales, pocos han sido los trabajos que se han centrado de forma específica en la investigación de los factores geomorfológicos de su endokarst. Probablemente debido a la dificultad de exploración y estudio que imponen sus verticalidades. Algunos de ellos son por ejemplo: Hoyos Gómez, 1979; Dubois, 1984; Liautaud, 1984; Fabre y Fabriol, 1984; Smart, 1984, 1986; Senior, 1987; Hoyos Gómez y Herrero, 1989; Lloyd, 1990; Bigot, 1989, 1991, 1992, 2001, 2010, 2012; Vidal et al., 1985, 1986; Fernández Gilbert et al., 1992, 1994, 2000; Rossi, 2004; Ballesteros et al., 2010, 2011, 2012, 2013.

del Nacimiento (Puch, 2002; Sefton, 1984). O para el macizo del Cornión con el sistema del Jitu (-1.232 m) a través de conexiones con entradas a altitudes superiores.

[7] La última cavidad en incorporarse a esta lista de grandes profundidades ha sido la Torca de Jou Sin Tierre (CS9) con una profundidad de 1203 m, punta alcanzada en verano de 2012 y convirtiéndose en la más profunda de la comunidad de Cantabria (fuente: FCE, 2013). En los momentos de redacción del presente estudio se ha incorporado una sima más que supera los 1000 m de profundidad en el Macizo Central. Se trata de la sima de La Monda de -1.020 m, punta alcanzada por el grupo leonés Matallana en octubre de 2013.

2.1.- Marco morfoestructural.

La infraestructura esencial del endokarst de Picos de Europa, y en consecuencia las directrices de sus drenajes y la verticalidad de su profundo desarrollo, es consecuencia última de su configuración morfoestructural. Por ello, la comprensión del endokarst en el Macizo Central pasa necesariamente por conocer sus caracteres lito y morfoestructurales directores.

2.1.1.- Litología: calizas del Carbonífero superior.

Los Picos de Europa desde un punto de vista geológico se conforman en una unidad localizada en el extremo oriental del Macizo Varisco Ibérico. Se constituye con una de las cinco regiones estructurales que integran la denominada Zona Geológica Cantábrica, quedando flanqueada al norte y oeste por la Región de Mantos o Manto del Ponga, al sur por la Región del Pisuerga-Carrión, y al este por la cobertera sedimentaria mesozoico-terciaria en la que se levantan las montañas cántabras, burgalesas y vascas.

Las dos unidades geológicas del Macizo Ibérico que afloran en este sector de Picos de Europa: Unidad de Picos de Europa y Unidad Pisuerga-Carrión, han sido estudiadas desde mediados del siglo XIX. En un primer lugar desde una perspectiva genérica y de corte geológico-minera (Paillete, 1844; Calderón, 1877; Benigno de Arce, 1880; Prado, 1858, 1860; Schulz, 1858; Carballo, 1911; Termier, 1912; Bertrand y Mengaud, 1918; Delepine, 1943; Mazarrasa, 1930); para, desde principios de los 70 del siglo XX, darse estudios más específicos y en detalle (Martínez Álvarez, 1965, Marcos, 1967; Maas, 1974; Marquínez, 1978, 1989, Marquínez y Marquínez, 1992; Truyols et al., 1979; Martínez García 1971, 1978, 1981; Marquínez et al., 1982; Farias, 1982; Sánchez

Posada y Truyols, 1983; Martínez García y Rodríguez, 1984; Julivert y Navarro, 1984; Heredia et al., 1990, 1991; Rodríguez et al., 1992; Alonso y Pulgar, 1995; Bahamonde y Colmenero, 1993; Bahamonde et al., 1997; Martínez García y Villa, 1998; Gutiérrez y Luque, 2000; Marquínez y Adrados, 2000; González, 2002; Heredia y Bahamonde, 2003; Fernández, et al., 2004).

Unidad de Picos de Europa

En esta unidad se da una práctica omnipresencia de materiales sedimentarios carbonatados del Carbonífero superior con potencias que van desde los centenares de metros hasta los 1300 m propuestos para las formaciones Picos de Europa y Calizas de Montaña (Maas, 1974). Las calizas definitorias de esta unidad monopolizan la totalidad del Macizo Central combinándose con puntuales intercalaciones discordantes, en muchos casos, de pizarras, lutitas, areniscas y dolomías principalmente de formaciones cámbricas y devónicas; y superpuestas a techo por afloramientos silíceos del Pérmico o de la formación Lebeña (Carbonífero superior).

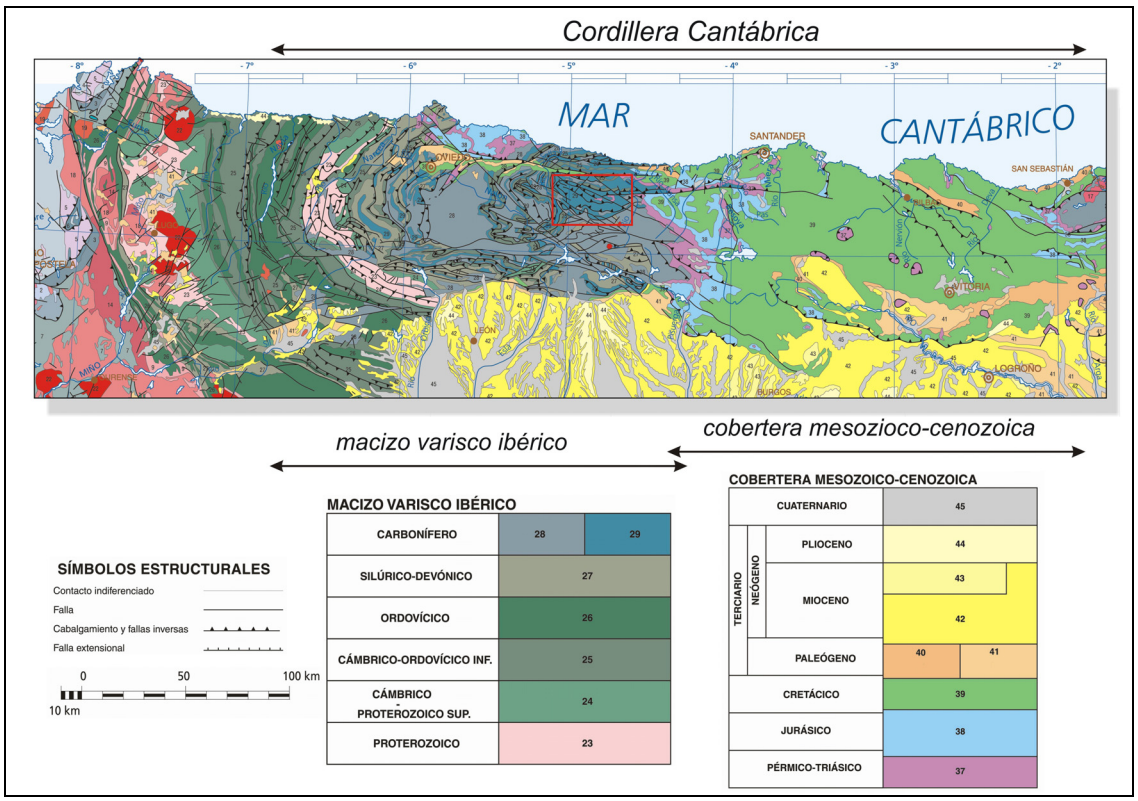


Fig.2.1. Localización del Macizo Central de Picos de Europa dentro del contexto litoestructural de la Cordillera Cantábrica (tomado de Vera, 2004).

Cámbrico-Ordovícico

La base de la unidad Picos de Europa, aflorante en el área de estudio, se corresponde con los materiales de la "formación Láncara" del Cámbrico inferior-medio, constituido por dolomías con intercalaciones de calcoesquistos en capas de 15 – 30 cm y con un espesor de 100 m. Están presentes de forma testimonial en el área de los invernales del Texu, en el valle del Duje (Comte, 1937). A techo, aflora en esta misma formación un tramo poco potente de calizas grises y calizas rojas nodulosas, calizas griotte, sobre las que se superponen las pizarras verdes y areniscas de la "formación Oville" de apenas unos 10 m de potencia. Su edad propuesta es Cámbrico superior-Ordovícico inferior (Comte, 1937; Martínez García y Rodríguez, 1984).

Devónico superior

Se trata de microconglomerados y areniscas feldespáticas de grano grueso con intercalaciones de lutitas de la "formación de la Ermita" (Wagner, 1963; Marquínez, 1978) y la "formación Calizas de las Portillas" (Martínez García, 1981); con potencias respectivas de 30 y 15 m. Ambas formaciones afloran, de forma testimonial, y por lo general en la base de cabalgamientos, en las inmediaciones de los invernales de Igüedri, en el fondo de valle del Cares a la salida de la canal de Capozo, en el paraje del Casetón del Sagu (en el Cares), o en las faldas del pico Tesorero. En el Macizo Central el Devónico se reduce a afloramientos fechados en sus estadios superiores con una reducida potencia y materiales depositados tras el periodo de erosión que abarcó buena parte del Ordovícico, Silúrico y Devónico (Julivert y Navarro, 1984).

Carbonífero inferior

La trasgresión sucedida tras el Devónico, marcada por una generalizada y ampliamente reconocida laguna sedimentaria, deja paso a la segunda gran unidad estratigráfica reconocida y más representativa de Picos de Europa: la potente sedimentación carbonatada carbonífera. Sedimentación en ambiente de plataforma marina relativamente estable con series carbonatadas que sobrepasó el millar de metros de potencia. La secuencia se inicia con un nivel de base de "calizas griotte", conocidas también como "formación Genicera" o "formación Alba" (Barrois, 1882; Prado y Verneuil, 1850; Comte, 1959; Ginkel, 1965; Julivert y Navarro, 1984). Se

trata de unas calizas rojas nodulosas separadas por niveles margosos y pizarrosos con radiolaritas. Aunque ausentes éstas últimas en las láminas frontales cabalgantes de la unidad de Picos de Europa (Maas, 1974; Martínez García y Rodríguez, 1984). Su potencia oscila entre los 30 y 50 m con un paso gradual hacia las Calizas de Montaña con tramos a techo de calizas tableadas. Las calizas griotte se encuentran representadas en buena parte de los frentes de cabalgamiento, tanto en el imbricado morfoestructural principal (p.e. en el frente cabalgante de Amuesa o en el de las Moñetas), como en las láminas cabalgantes frontales (en la base de Peñas Cifuentes, Peña Remoña o en el paraje de Igüedri).

Carbonífero superior

El Carbonífero superior conforma el grueso de las formaciones de la Unidad de Picos de Europa. Inmediatamente por encima de las calizas griotte se superponen las "Calizas de Montaña", datadas entre el Namuriense y Westfaliense inferior (Martínez García y Rodríguez, 1984). Se correlacionan, en la base de la unidad, con la formación Barcaliente de calizas de color negro, grano fino y olor fétido y potencias oscilantes entre los 300 y 350 m (Wagner et al., 1971), y la formación Valdeteja de calizas masivas grisáceas y una potencia más fosilífera de 200-300 m.

Sobre éstas se sucede el potente conjunto de la "formación Picos de Europa" con potencias de 700-800 m. Esta formación pasa de unas calizas tableadas en niveles decimétricos en tonos claros en la base, a un miembro superior de calizas blancas brechoides de aspecto masivo y tonos grisáceos y rosados con niveles de hasta 30 m. Su sedimentación se alargó de forma ininterrumpida desde el Westfaliense hasta el Cantabriense (Maas, 1974; Julivert y Navarro, 1984; Martínez García y Rodríguez, 1984). Son las que mayor superficie aflorante ocupan siendo muy representativas de todo el conjunto de Picos de Europa. Mientras que el miembro del nivel de base se puede apreciar en los frentes de los cabalgamientos más meridionales (Peña Remoña, Fuente Dé, Valdecoro o cumbres Avenas), en continuidad a las Calizas de Montaña; los miembros masivos de su techo dan el color anaranjado característico de paredes emblemáticas del macizo (Naranjo de Bulnes, Llambrión o las paredes meridionales superiores de Peña Vieja).

Con el Estefaniense la plataforma marina continúa siendo objeto de sedimentación carbonatada pero empieza a recibir los aportes terrígenos de los primeros movimientos de la orogenia Varisca (Marquínez y Adrados, 2000). De esta manera se deposita sobre las calizas de la formación Picos de Europa un conjunto heterogéneo de rocas carbonatadas, detríticas y lutíticas, fundamentalmente durante el Kasimoviense; aunque en osaciones se encuentran insertas dentro del techo de la formación anterior como sucede con las calizas bioclásticas, margas y pizarras del Cantabriense (Julivert y Navarro, 1984) aflorantes en las entradas de algunas canales (canal de Dobresengros).

El cierre a techo de estas series estefanienses lo representa la "formación Lebeña" (Maas, 1974) con afloramientos discordantes sobre las calizas de Picos. Muestran niveles de pizarras con alternancia de conglomerados calcáreos, areniscas y lutitas con un carácter mixto litoral y turbidítico, que denotan un ambiente de cierta inestabilidad y el emplazamiento de los mantos y la erosión de los primeros relieves submarinos y subaéreos (Marquínez, 1989). Apreciables fundamentalmente en Bulnes, Covarrobres, Liordes, Puertos de Áliva o Collado de Cámara (Maas, 1974; Marquínez, 1978; Martínez García y Rodríguez, 1984).

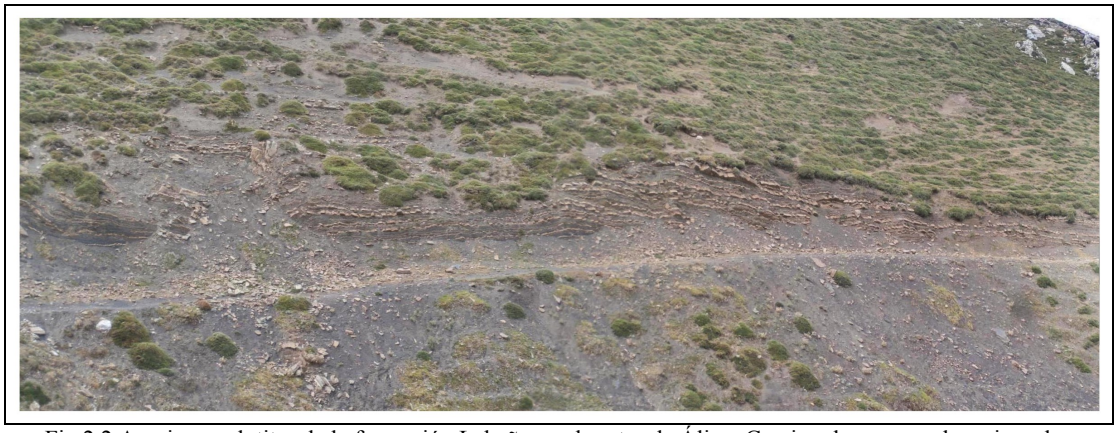


Fig.2.2 Areniscas y lutitas de la formación Lebeña en el sector de Áliva. Camino de acceso a las minas de Mánforas.

Pérmico

En la mitad septentrional del macizo se superpone discordantemente la "formación Sotres", aflorando fundamentalmente sobre las calizas de la formación Picos de Europa. Compuesta en la base por pizarras oscuras y sucedidas en sedimentación muy irregular por calizas tableadas, dolomías, margas rojas, areniscas y una capa fina

de conglomerados. Está se distribuye principalmente por las inmediaciones del núcleo de Sotres y en el collado de Pandébano-majada de la Tenerosa, asociado a la fractura del cabalgamiento que se extiende en tal dirección (Martínez Álvarez, 1965).

Unidad del Pisuerga-Carrión

Inmediatamente al sur de la unidad que se acaba de describir, y cabalgando sobre ella las últimas láminas frontales de la misma, se encuentra la unidad del Pisuerga-Carrión. En el área de estudio tan sólo se presenta de forma testimonial pero aún así forma parte de su configuración morfológica dando lugar, en solución de continuidad al cabalgamiento basal de la Unidad de Picos de Europa, a las laderas que se extienden hasta los fondos de las cuencas intramontañosas. Son, por lo general, litologías siliclásticas del Carbonífero superior (Westfaliense-Estefaniense) con un predominio de pizarras, areniscas, lutitas y conglomerados silíceos (Julivert y Navarro, 1984; Rodríguez Fernández y Heredia, 1988; Barba et al., 1991; Rodríguez Fernández et al., 1994). En ellas se distinguen tres principales formaciones: la "formación Valdeón", aflorando en el área de Posada de Valdeón-Cordiñanes; la "formación Remoña" extendida a lo largo de los pie de ladera de todo el sector de Peñas Cifuentes y Fuente Dé; y la "formación Lechada" apreciable en las inmediaciones de la Vega del Naranco, Pido y Espinama hasta Igüedri.

Fig.2.3. Láminas frontales cabalgantes del Macizo Central sobre las lutitas de la fm. Remoña de la unidad de Pisuerga-Carrión. Sector de Peñas Cifuentes con las cumbres del Friero (2.445 m) y la Torre del Hoyo de Liordes (2.474 m) presidiendo.

El carácter de sus materiales hace que las surgencias y las primeras jerarquizaciones de la escorrentía superficial sean posibles como se puede apreciar en las múltiples riegas, barranqueras y fuentes localizadas en todo este sector sur, aunque de forma especial en las laderas de Peñas Cifuentes.

2.1.2.- Estructuras y evolución tectónica

La disposición litoestructural ejerce un decisivo control en el desarrollo endokárstico de Picos de Europa[8]. Así lo confirman los estudios específicos (p.e. Hoyos Gómez, 1979; Dubois, 1984; Fabre y Fabriol, 1984; Smart, 1984, 1986; Senior, 1987; Hoyos Gómez y Herrero, 1989; Lloyd, 1990; Bigot, 1989, 1991, 1992, 2001, 2010, 2012; Vidal et al., 1985, 1986; Fernández Gilbert et al., 1992, 1994, 2000; Rossi, 2004; Ballesteros et al., 2010, 2011, 2012, 2013), en muchas ocasiones corroborados por las numerosas descripciones espeleológicas[9].

De ello a continuación se presentan resumidamente las principales líneas estructurales y la evolución tectónica de las mismas:

De forma genérica la cuenca sedimentaria de materiales carbonatados que constituyó la Unidad de Picos de Europa durante el Carbonífero, se deforma y fractura con los movimientos compresivos y el acortamiento generalizado de dirección N-S producido durante la Orogenia Varisca. La fracturación y compresión de las sedimentaciones carbonatadas durante estos momentos hizo que las diferentes series litológicas se apilasen imbricadamente recortándose la extensión superficial ocupada, a la vez que ganaban en espesor. Incluso pudiendo sobrepasar los 4 km de espesor en determinados puntos según señalan Marquínez y Adrados (2000). Se generan de tal manera marcadas líneas de fracturación y cabalgamientos de trazado ONO-ESE y O-E, con vergencia S y superficies de despegue preferentemente en niveles próximos a las calizas griotte. Los planos de falla son o bien subverticales o fuertemente inclinados con una intensa

[8] En otras áreas calcáreas importantes cercanas al área de estudio como las montañas orientales de Cantabria-Burgos, con sistemas endokársticos muy conocidos como el sistema del Mortillano con 130 km de desarrollo, algunos autores señalan que la endogénesis kárstica presenta, sin embargo, un mayor control litológico que estructural (Hoyos y Herrero, 1989:110).

[9] Topografías y memorias son un continuo de referencias a los planos de falla que marcan la disposición y orientación de una galería, a las líneas de cabalgamiento que dirigen las corrientes de agua hipogeas, a los buzamientos de los estratos que orientan el desarrollo escalonado de una sima, o incluso la propia dolomitización de la caliza que puede hacer que se estrechen conductos hasta impedir la progresión por una cavidad.

microfracturación a ambos lados, disminuyendo su verticalidad a medida que avanzamos hacia el cabalgamiento basal en dirección sur. La unidad por entero sufre un acusado desplazamiento en dirección S-SW no sólo interno, con la imbricación de los materiales en favor de los cabalgamientos y la subdivisión en las distintas subunidades reconocidas por Marquínez (1978), si no también de todo el conjunto sobre los materiales siliclásticos de la unidad Pisuerga-Carrión (cabalgamiento de la unidad cabalgante frontal sobre las litologías de las formaciones Remoña y Valdeón); y que ha sido estimado en unos 60 km una vez asentada la unidad en el Estefaniense (Farias y Marquínez, 1991; Farias y Heredia, 1994; Marquínez, 1989). Sobre éstos acaba cabalgando también la Unidad de Picos de Europa a la vez que los comprime y deforma derivando en el desarrollo de una sucesión de anticlinales y sinclinales también de vergencia S. Este apilamiento de láminas cabalgantes, con fallas de desagarre de labios levantados hacia Occidente, se acompañó de una densa red de fracturaciones y plegamientos a escala local, algunos de ellos laxos y de vergencia norte (indicativo de su génesis posterior al cabalgamiento), junto con la dolomitización de buena parte de sus calizas (Marquínez, 1978).

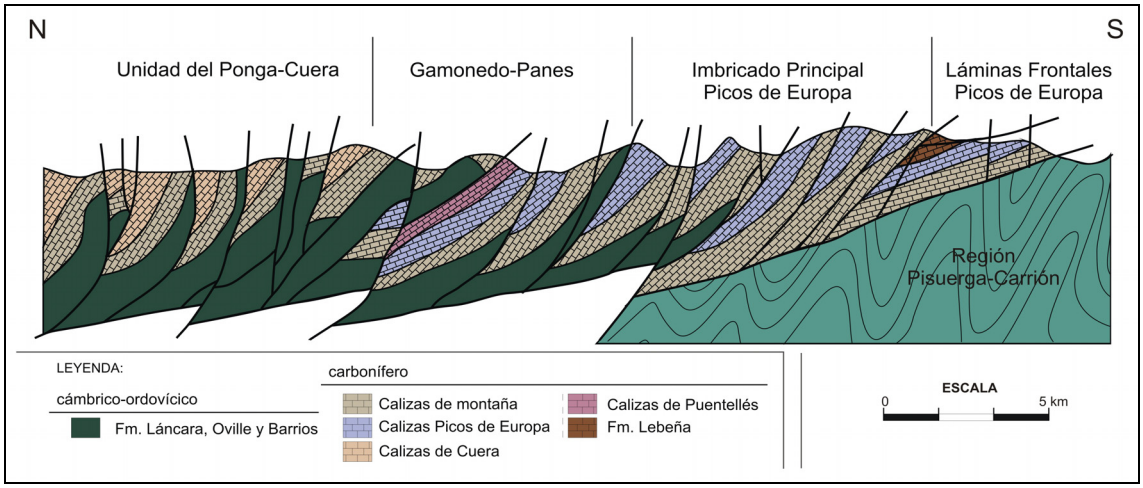


Fig.2.4. Unidades geológicas y su disposición general (modificado a partir de Marquinez, 1989)

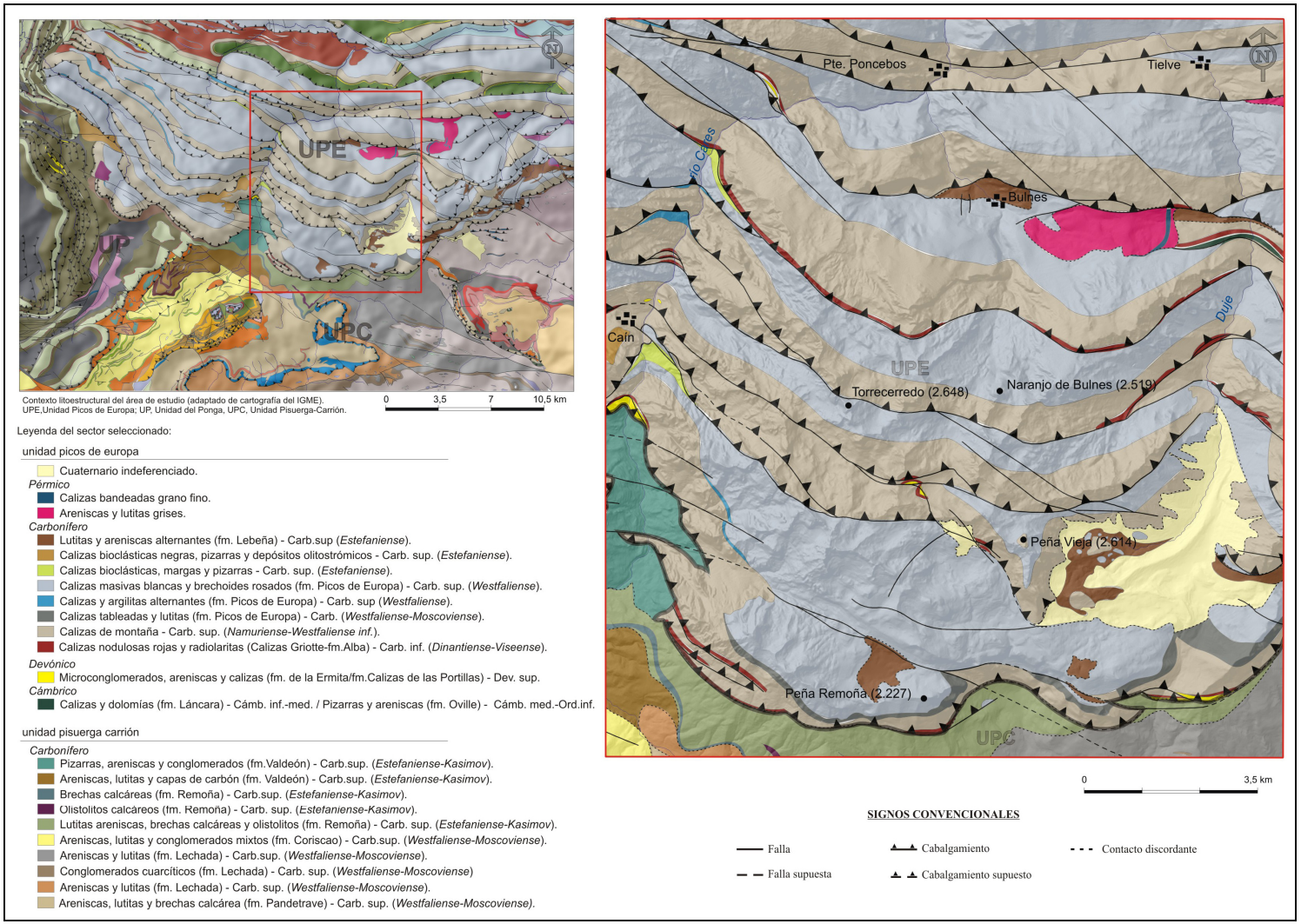


Fig.2.5. Mapa litoestructural del Macizo Central de Picos de Europa (a partir de Marcos, 1967; Tosal, 1968; Julivert et al., 1969; Maas, 1974; Marquínez, 1978; Martínez, 1980; Farias, 1982; Martínez y Rodríguez, 1984; Julivert y Navarro, 1984; Navarro, 1987; Marquínez, 1987; Heredia et al., 1991; Rodríguez y Heredia, 1994; Rodríguez et al., 1994).

Con la Orogenia Alpina se da una reactivación generalizada del entramado estructural Varisco, con una sobreelevación de todo el conjunto y el desarrollo de algunas fallas inversas. Este levantamiento se acompañó de una simultánea e intensa erosión junto con un hundimiento tectónico hacia el Norte y sobre las cuencas tectónicas intramontanas de Valdeón y Liébana, y el rejuego de algunas de las escamas cabalgantes y fracturas hercínicas. Pero apenas modificó el conjunto estructural heredado del anterior orógeno (Farias y Heredia, 1994).

Estos movimientos orogénicos y elevaciones de conjunto supusieron un encajamiento de los niveles freáticos ya instalados, profundizándose los sistemas endokársticos y los niveles de base hidrogeográficos, principalmente los impuestos por la garganta fluviokárstica del Cares.

Sobre la existencia y erosión de sedimentación pérmica en Picos de Europa previa a estos rejuegos de la Orogenia Alpina se dan interesantes hipótesis que relacionan pequeños retazos encontrados en el interior de muchas cavidades con la existencia, durante tal periodo, de una cobertera superficial exterior de cierta impermeabilidad que propiciaba la creación de cuencas endorreicas y la concentración de puntos de infiltración de la escorrentía. El progresivo y acusado desmantelamiento de dicha cobertera haría variar esos puntos de infiltración concentrada, así como su afección a los niveles de drenaje interno (Smart, 1984; Senior, 1987).

2.1.3.- Morfoestructuras

El edificio morfoestructural que arma al Macizo Central de Picos de Europa se caracteriza por unos rasgos vigorosos y claramente definidos con respecto a sus dominios circundantes. En él resaltan sus formas agudizadas, en las más altas cotas, junto a las profundas gargantas fluviokársticas que las limitan y dividen su interior (Dobra, Cares, Duje o Hermida).

Su composición y caracterización morfoestructural refleja la conjugación latitudinal y altitudinal de distintas unidades en las que se suceden, de N a S, sierras medias septentrionales, topográficamente más atenuadas (Sierra de Peña Maín o Collugos en Amuesa, por ejemplo), sucedidas por amplios jous y dorsos cabalgantes buzando al sur (dorsos del Trave, Peña Castil, Tortorios o los Albos) y con frentes orientados a un

sector central más abrupto y de mayores contrastes topográficos (torres más elevadas y jous mejor definidos). Angostas y prolongadas canales conectan, siguiendo el trazado divergente de las unidades cabalgantes principales, este sector central del macizo con las gargantas fluviokársticas delimitadoras del macizo (Valle del Duje, garganta del Cares). El contacto litoestructural que se da entre la unidad de Picos y la de Pisuerga Carrión, se resuelve morfoestructuralmente con el frente del cabalgamiento basal de la unidad de Picos formando una topografía en cantil-talud con frentes verticalizados calizos (Fuente Dé, Remoña, Cumbres Avenas, Salinas, Friero) y laderas sobre materiales ya más deleznables de la unidad Pisuerga-Carrión (Frochoso, 1980; Castañón y Frochoso, 1989; González Trueba, 2006, 2007).

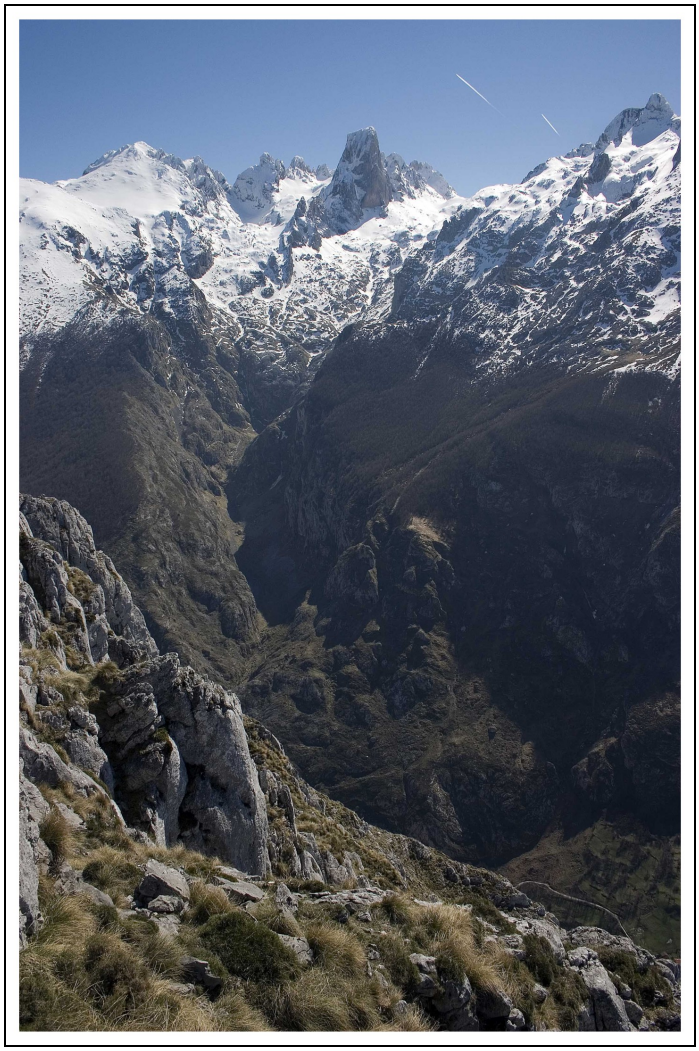


Fig.2.6. La vista del Macizo Central desde Peña Maín, con el Jou Lluengo ascendiendo hasta la Vega de Urriellu y las faldas del Naranjo de Bulnes desde la canal del Texu constituye una de las imágenes representativas del entramado morfoestructural del macizo. Desde las altas torres hasta el encajamiento fluviokárstico.

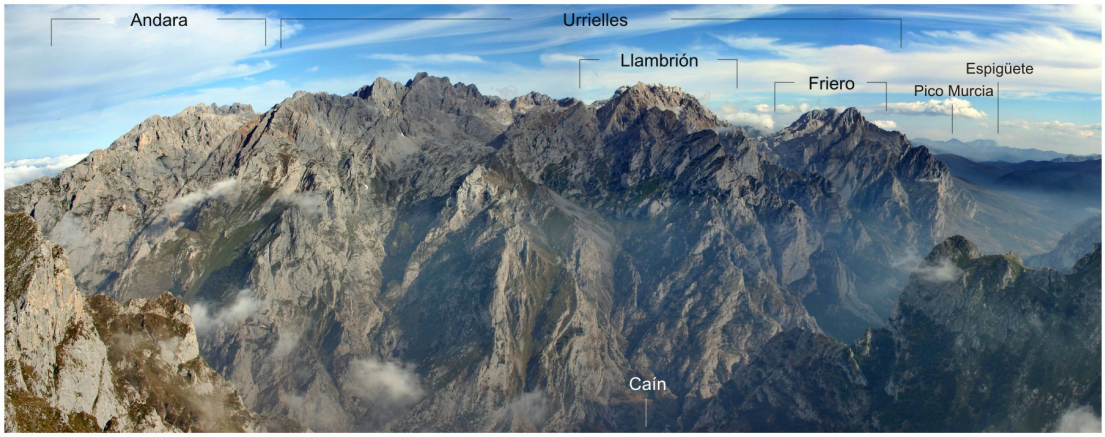


Fig.2.7. Macizo Central sobresaliendo por encima del macizo de Ándara e indidualizado por la garganta del Cares. Las cumbres principales en el corazón del macizo se unen a ésta por medio de largas canales, lo que da una mayor vigorosidad a sus morforestructuras.

2.2.- Organización y caracterización morfológica general del sistema endokárstico.

En función de los rasgos litológicos y morfoestructurales, así como de las diferentes características topoclimáticas, se puede distinguir para todo el macizo cierta organización y distribución de su endokarst, al igual que una caracterización genérica del mismo.

2.2.1.- Distribución genérica del endokarst

A continuación se resumen algunos aspectos influyentes en la distribución genérica del endokarst del macizo en función de la litología, las morfoestructuras y la altitud:

- *En función de la distribución litológica.*

Como se ha presentado en el apartado anterior, la abundancia de litologías carbonatadas del Carbonífero superior es el rasgo dominante. En función de ello, y de forma lógica, se da una distribución potencial del sistema endokárstico por todo el macizo. Sin embargo esto es matizable si se presta atención con mayor detalle.

En sectores periféricos del macizo algunos retazos de litologías silíceas pérmicas recubren buena parte de las calizas carboníferas en algunos sectores concretos como el collado de Pandébano, o como sucede con la formación Lebeña en el área de Bulnes, los Puertos de Áliva o los de Liordes. Éstos se distribuyen a diferentes altitudes: 600 m en Bulnes, 1.212 m en el collado de Pandébano, 1.839 m collado de Juan Toribio, o los más altos en los puertos de Liordes a 1.868 m. En los mencionados sectores el sistema endokárstico queda recubierto y obturado por la edafogénesis y la naturaleza impermeable de tales litologías, restringiendo las entradas y aportes directos de agua al

sistema endokárstico a filtraciones a través de esos suelos escasamente desarrollados y del epikarst[10].

Fig.2.8. La edafogénesis en favor de materiales silíceos de la formación Lebeña o de las litologías pérmicas propicia la impermeabilidad del terreno y la formación de escorrentía superficial. Foto izq.: los materiales pérmicos del collado de Pandébano procuran una jerarquización hidrográfica incipiente que se acentúa en los meses de deshielo en la cabecera del arroyo Canero. Foto dcha.: materiales cuaternarios y de la fm. Lebeña en los Puertos de Áliva dan origen en escorrentía superficial a la cabecera del río Duje.

A medida que nos adentramos en el interior del macizo, los afloramientos desnudos de las calizas dejan un mayor protagonismo a la disolución kárstica. Aquí gana peso la presencia de un epikarst expuesto que tan sólo en zonas puntuales queda condicionado por el recubrimiento de acumulaciones detríticas. Este es el caso de dolinas colmatadas ubicadas en el fondo de jous (los denominados *boches*), algunas bocas de entrada cubiertas de clastos al localizarse al pie de cantiles gravitacionales y/o de canales de aludes, o sectores taponados por la presencia de material morrénico (como sucede por ejemplo en el complejo frontal morrénico y la cubeta de sobreexcavación de la majada de Amuesa, o en las faldas de la Cuesta del Trave). También dentro de este tipo de obstrucciones se encuentra la omnipresente actividad minera bien por la acumulación de escombreras o por la generación de otro tipo de residuos (balsas de decantación).

Fig.2.9. Obturación superficial del endokarst por rellenos morrénicos en las Pozas de Lloroza a 1950 m (foto izq.) y en el complejo glaciokárstico de la majada de Amuesa a 1363 m (foto dcha.). Bajo éste último es factible que se desarrolle el drenaje hacia la surgencia de Farfao del sistema del Trave.

[10] El estudio del epikarst en Picos de Europa ha pasado desapercibido en la literatura científica, a pesar de, cada vez más, demostrarse su funcionalidad en la actividad geohidrológica de los sistemas kársticos (véase p.e. Klimchouk 1995, 2000, 2004; Klimchouk et al., 1996; Williams, 2008). Algunos autores conciben dentro de esta zona endokárstica también las áreas de lapiaces (White, 1988; Bakalowicz, 2012), e incluso las dolinas (Williams, 1983).

Fig.2.10. Ejemplos de obturación superficial del endokarst por la actividad minera de Picos de Europa en Fuente Escondida: escombreras, entibados y restos de antiguos calcineros.

Fig.2.11. Las balsas de decantación dejadas por las antiguas explotaciones mineras suponen otro de los ejemplos de la obturación superficial del endokarst. En este caso, la balsa de decantación de las antiguas minas de Mánforas (Áliva).

Pero, por otra parte, no se puede perder de vista que, por lo general, la existencia de suelo proporciona un aporte de CO_2 y ácidos orgánicos que ayuda al proceso de disolución kárstica. La relación entre el funcionamiento y evolución del epikarst en áreas cubiertas por una cierta entidad de suelo, así como el vínculo con el desarrollo de la zona vadosa inmediatamente inferior, es objeto de estudio en trabajos recientes (p.e. Klimchouk, 2004; Palmer, 1991, 2003)[11].

Dentro de la distribución litológica del macizo, de igual forma que los materiales silíceos procuran la colmatación parcial de los primeros niveles del endokarst, su contacto con los paquetes calcáreos favorece la aparición de algunas de las surgencias que se dan en el macizo y que, guiadas por la disposición morfoestructural de los

[11] Según Palmer (2003) el tiempo de progreso de la karstogénesis ("*breakthrough time*") puede acelerarse hasta 5 veces si el CO_2 consumido en la disolución kárstica es rápidamente reemplazado, por ejemplo cuando el agua está en contacto con una fuente de CO_2 como lo es el suelo. También los ácidos generados por la oxidación de los compuestos orgánicos en el agua puede hacer aumentar la rapidez de la karstogénesis.

cabalgamientos, se localizan preferencialemente en sectores periféricos del mismo. Por lo general son surgencias en favor de contactos litológicos, estando especialmente presentes en algunos de ellos como sucede en el cabalgamiento frontal de Peñas Cifuentes en el contacto entre las calizas de la unidad de Picos de Europa y las sedimentaciones silíceas de la unidad de Pisuerga-Carrión.

Un último matiz a destacar en cuanto a los factores litológicos y su influencia en el desarrollo de sistemas endokársticos resaltado recientemente por Ballesteros et al. (2012), es la determinación del grado de karstificación en función de los distintos tipos de calizas y los dominios litológicos y paleogeográficos en los que se litificaron. Estos autores encuentran para la sierra de Cabeza Llerosos (macizo del Cornión) un mayor número de cavidades en calizas depositadas en antiguos dominios de plataforma interna (calizas bioclásticas estratificadas), que en aquellas calizas depositadas en paleodominios de taludes y cuencas (calizas con brechas, chert y pizarras o calizas masivas).

Teorías abogan en este mismo sentido por un desarrollo endokárstico favorecido por los conocidos como "*inception horizons*" u horizontes de inicio, fundamentalmente en los momentos iniciales de su formación. Estudios de las últimas décadas exponen que estos horizontes constituyen zonas de debilidad, básicamente litológicas, que tienen una influencia importante en la génesis de conductos kársticos. Con tal concepto, introducido por primera vez por Lowe (1992), se entiende "aquellas partes de una sucesión de rocas que son particularmente susceptibles al desarrollo de conductos kársticos debido a la desviación física, litológica o química a partir de las facies carbonatadas de una secuencia caliza" (tomado de Filipponi et al., 2009); siendo el ejemplo clásico el representado por los niveles intercalados de pirita (Palmer, 2003). Un rasgo al que no se le ha prestado atención aún en la configuración interna de los Picos de Europa, pero que seguramente mantenga su grado de implicación en la configuración endokárstica.

- *En función de la organización morfoestructural*

La disposición morfoestructural del macizo tiene una respuesta en la estructuración genérica del endokarst. La orientación y configuración de simas, pozos, galerías, bocas

de entrada, drenajes, surgencias, etc. se conforma en base a la de los frentes, dorsos y fallas que determinan el relieve del macizo.

Desarrollos verticales escanolados.

El verticalizado desarrollo de los sistemas endokársticos obedece al horadado de los potentes bancos de caliza y, en líneas generales, a la verticalización de las estructuras falladas y cabalgantes de Picos. La sucesión escalonada de pozos de considerable verticalidad es un rasgo dominante en buena parte de los grandes sistemas kársticos del Macizo Central, y de Picos de Europa en general, configurando aquello a lo que Collignon (1985) se refería como "*système de méandres-puits*". Ejemplificador de ello, en el Macizo Central, son los sistemas Castil-Carbonal, Piedras Verdes, la Torca de Urriellu, el sistema de Cerro Cuevón-Saxifragas (fig.2.13) o la Torca del Valle del Agua (fig.2.12), por poner algunos de los ejemplos más profundos, y en los que, alcanzadas ciertas cotas (en torno a los -1000 m en las primeras y -800 m en la última), el trazado horizontal de sus alzados gana el protagonismo principal. Aunque precedidos, como señala Bigot (1992) para el sistema del Trave, de un aumento del índice de verticalidad en los pozos inmediatamente superiores.

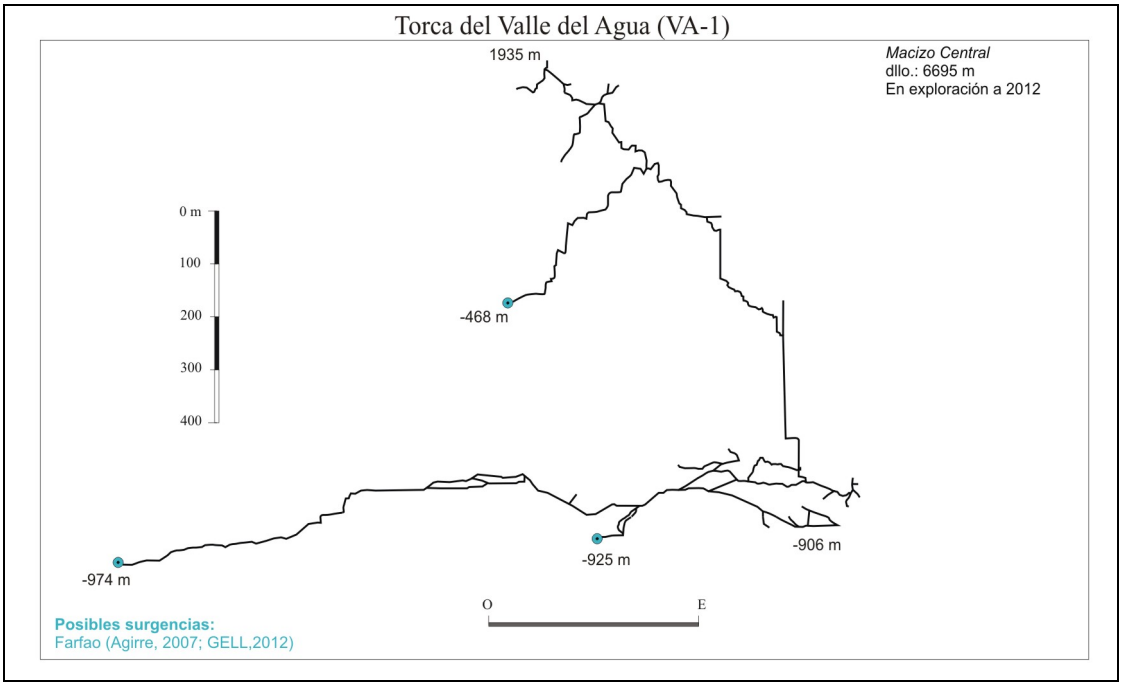
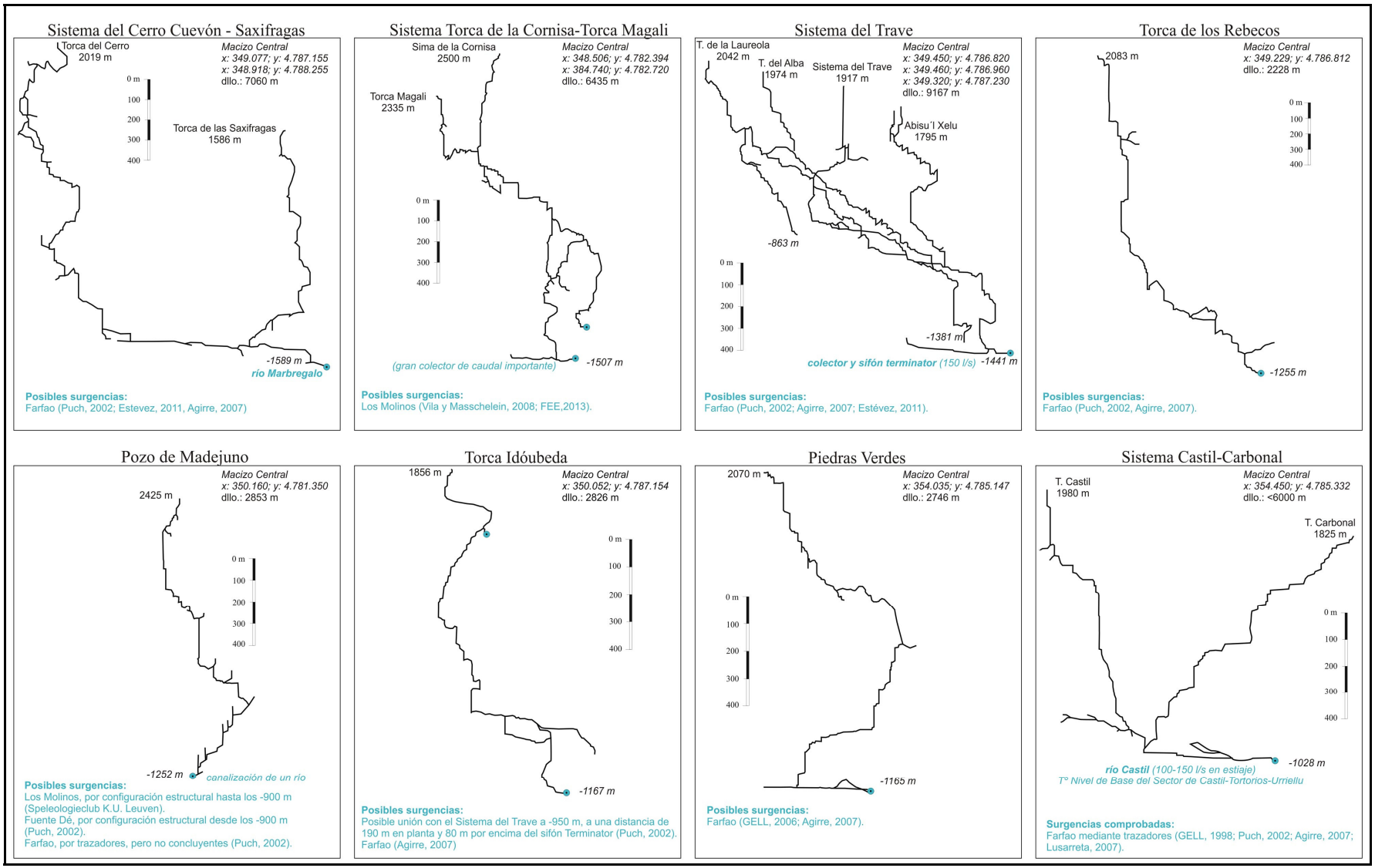


Fig.2.12. Torca del Valle del Agua (sector de exploración Castil-Tortorios, GELL) en la que se aprecia la disposición horizontal de su configuración por debajo de los -900 m. El carácter morfoestructural guía el desarrollo de la cavidad y hace que una vez capturada, en profundidad, la línea de cabalgamiento, no consiga atravesarla y su endogénesis se adapte al mismo, pasando a un desarrollo generalizadamente horizontal. De igual manera y adaptándose a la misma línea de cabalgamiento están en este mismo sector, aunque con una horizontalidad algo más atenuada, el sistema de Castil-Carbonal y la torca Piedras Verdes (modificado de GELL, 2012).


Sistema del Cerro Cuevón - Saxifragas
Torca del Cerro
2019 m
Macizo Central
x: 349.077; y: 4.787.155
x: 348.918; y: 4.788.255
dllo.: 7060 m
Torca de las Saxifragas
1586 m
-1589 m
río Marbregalo
Posibles surgencias:
Farfao (Puch, 2002; Estevez, 2011, Agirre, 2007)
Sistema Torca de la Cornisa-Torca Magali
Sima de la Cornisa
2500 m
Macizo Central
x: 348.506; y: 4.782.394
x: 384.740; y: 4.782.720
dllo.: 6435 m
Torca Magali
2335 m
(gran colector de caudal importante)
-1507 m
Posibles surgencias:
Los Molinos (Vila y Masschelein, 2008; FEE,2013).
Sistema del Trave
T. de la Laureola
2042 m
T. del Alba
1974 m
Sistema del Trave
1917 m
Macizo Central
x: 349.450; y: 4.786.820
x: 349.460; y: 4.786.960
x: 349.320; y: 4.787.230
dllo.: 9167 m
Abisu´l Xelu
1795 m
-863 m
-1381 m
colector y sifón terminator (150 l/s)
-1441 m
Posibles surgencias:
Farfao (Puch, 2002; Agirre, 2007; Estévez, 2011).
Torca de los Rebecos
2083 m
Macizo Central
x: 349.229; y: 4.786.812
dllo.: 2228 m
-1255 m
Posibles surgencias:
Farfao (Puch, 2002, Agirre, 2007).
Pozo de Madejuno
Macizo Central
x: 350.160; y: 4.781.350
dllo.: 2853 m
2425 m
-1252 m
canalización de un río
Posibles surgencias:
Los Molinos, por configuración estructural hasta los -900 m (Speleologieclub K.U. Leuven).
Fuente Dé, por configuración estructural desde los -900 m (Puch, 2002).
Farfao, por trazadores, pero no concluyentes (Puch, 2002).
Torca Idóubeda
1856 m
Macizo Central
x: 350.052; y: 4.787.154
dllo.: 2826 m
-1167 m
Posibles surgencias:
Posible unión con el Sistema del Trave a -950 m, a una distancia de 190 m en planta y 80 m por encima del sifón Terminator (Puch, 2002).
Farfao (Agirre, 2007)
Piedras Verdes
2070 m
Macizo Central
x: 354.035; y: 4.785.147
dllo.: 2746 m
-1165 m
Posibles surgencias:
Farfao (GELL, 2006; Agirre, 2007).
Sistema Castil-Carbonal
T. Castil
1980 m
Macizo Central
x: 354.450; y: 4.785.332
dllo.: <6000 m
T. Carbonal
1825 m
-1028 m
río Castil (100-150 l/s en estiaje)
Tº Nivel de Base del Sector de Castil-Tortorios-Urriellu
Surgencias comprobadas:
Farfao mediante trazadores (GELL, 1998; Puch, 2002; Agirre, 2007; Lusarreta, 2007).

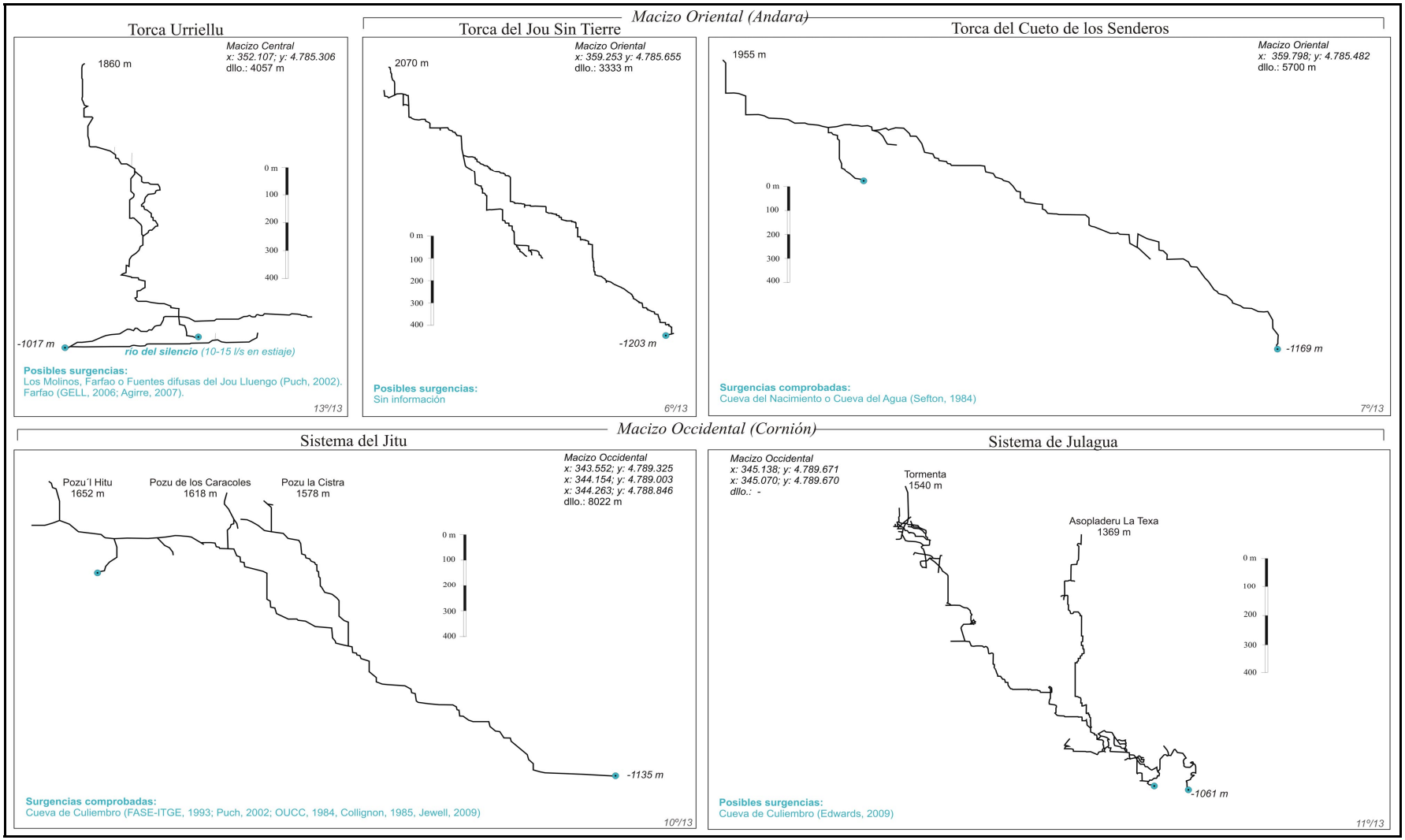


Fig.2.13. Perfiles topográficos de las cavidades más profundas de Picos de Europa (>1.000 m de profundidad). Topografías tomadas de distintas fuentes, véase cada una de ellas. En los momentos de redacción de esta investigación se ha logrado un nuevo "mil" en el Macizo Central, pendiente todavía de confirmar y topografiar: la Torca de La Monda (L652)(sector de Liordes).

Desarrollos horizontales.

Otras cavidades y sistemas, sin embargo mantienen un perfil más horizontal desde el principio como se aprecia en los casos de la torca Tortorios-Pared Carbonal (sector Castil-Tortorios), Torca Marino (en la canal de Moeño) o el sistema San Juan de la Cuadra (en el valle de Las Moñetas), aunque sin perder el característico carácter escalonado en favor de grandes pozos (fig.2.14)[12]. En el caso del primero, torca de Tortorios-Pared Carbonal, la adaptación a una línea de cabalgamiento se aprecia en el perfil de su topografía y según las reseñas de sus propios exploradores (Agirre, 2007; GELL, 2012). Lo mismo sucede con la torca de Idóubeda y el sistema del Trave, ampliamente estudiado por Bigot (1989, 1991, 1992, 2001, 2010, 2012) y Vidal et al. (1985, 1986) (fig.2.15) o en la 5P en el sector de La Padiorna (fig.2.16)[13].

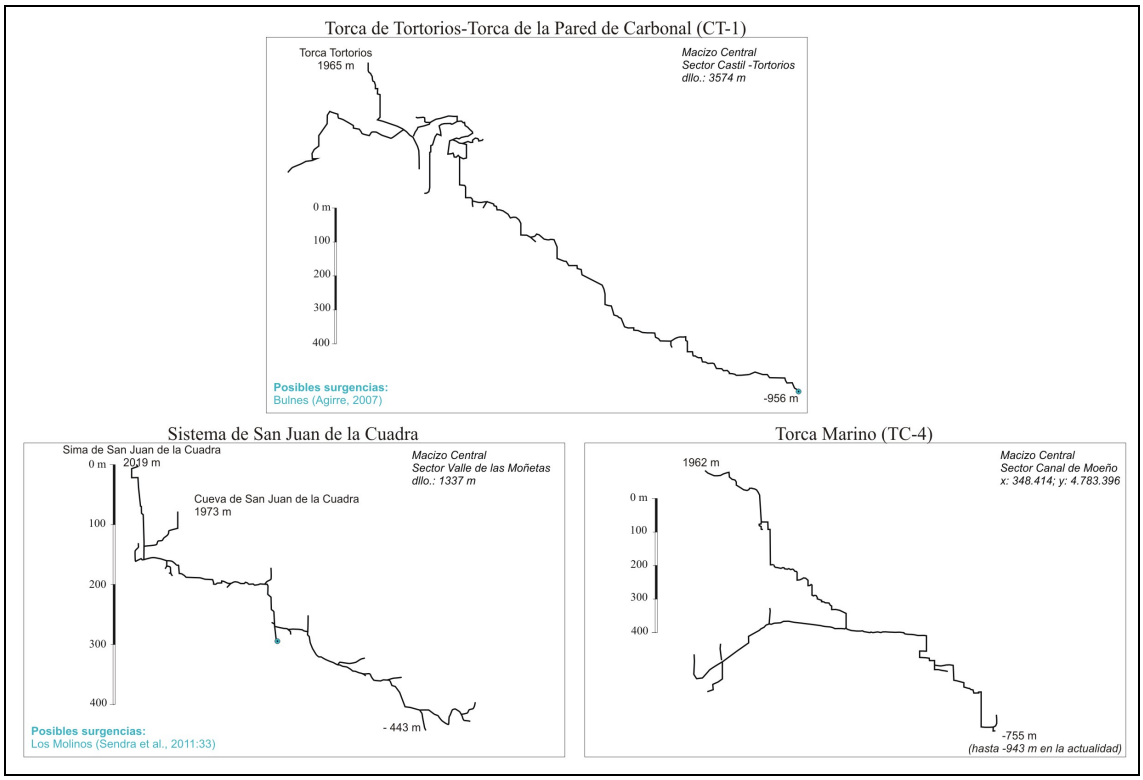


Fig.2.14. Sistemas de Torca Marino, Pared Carbonal y San Juan de la Cuadra, éste último posiblemente conectado con la Torca del Llagu de las Moñetas (Turmo et al., 2013). Sus perfiles mantienen una componente horizontal más acusada que en otras cavidades de similares profundidades (topografías tomadas de G.E.M., 2008; Turmo et al, 2013 y GELL, 2002).

[12] Recordar que una de las características del karst alpino es el desarrollo escalonado de su gradiente hidráulico (Smart, 2004).

[13] La preservación de las líneas de cabalgamiento en el desarrollo de las cavidades es un rasgo configurador de muchas de ellas en Picos de Europa.

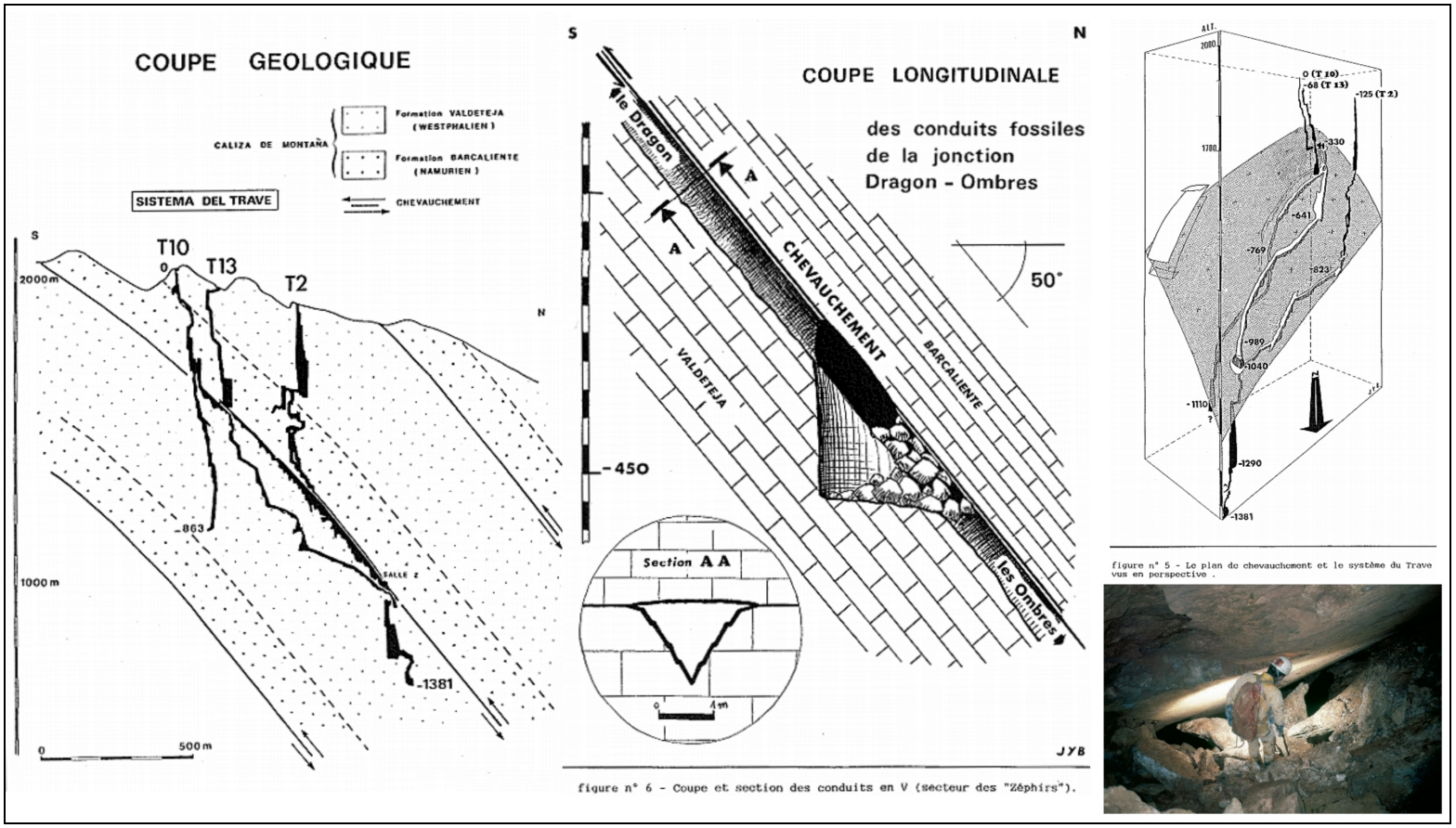


Fig.2.15. Configuración de buena parte del desarrollo del Sistema del Trave en favor de uno de los principales cabalgamientos que cruza todo el macizo y conduce el drenaje, presumiblemente, hacia la surgencia de Farfao. El desarrollo vertical de la cavidad horada las calizas de las formaciones Valdelateja y Barcaliente (Calizas de Montaña), hasta que se encuentra con el plano de falla del cabalgamiento, el cual sigue y se arma en el techo de toda la galería de los Toboganes (Torca Alba, T-13 y su continuidad en la Torca del Trave, T-2). Dicha galería se caracteriza por una sección en V en la que prácticamente el endokarst sólo ha retrabajado el suelo de la misma, además de acumular los bloques desprendidos. En la figura en perspectiva es perfectamente visible la curvatura del cabalgamiento que sigue la galería, así como también retazos de la misma configuración en otras galerías del mismo sistema. Lo cual es presumible que ocurra también en galerías de la torca JA18/19 Abisu´l Xelu, sistema que se unió al sistema del Trave posterioremente a las interpretaciones aquí presentadas (Estévez, 2011). (Cortes tomados de Vidal et al., 1986 y Bigot, 1989; fotografía de Bigot, 2012). En otros casos cercanos como el del sistema Cerro-Cuevón este mismo cabalgamiento es atravesado sin tener una gran repercusión en la configuración de sus simas y galerías (Cocktail de Picos, 1998; Puch, 2002).

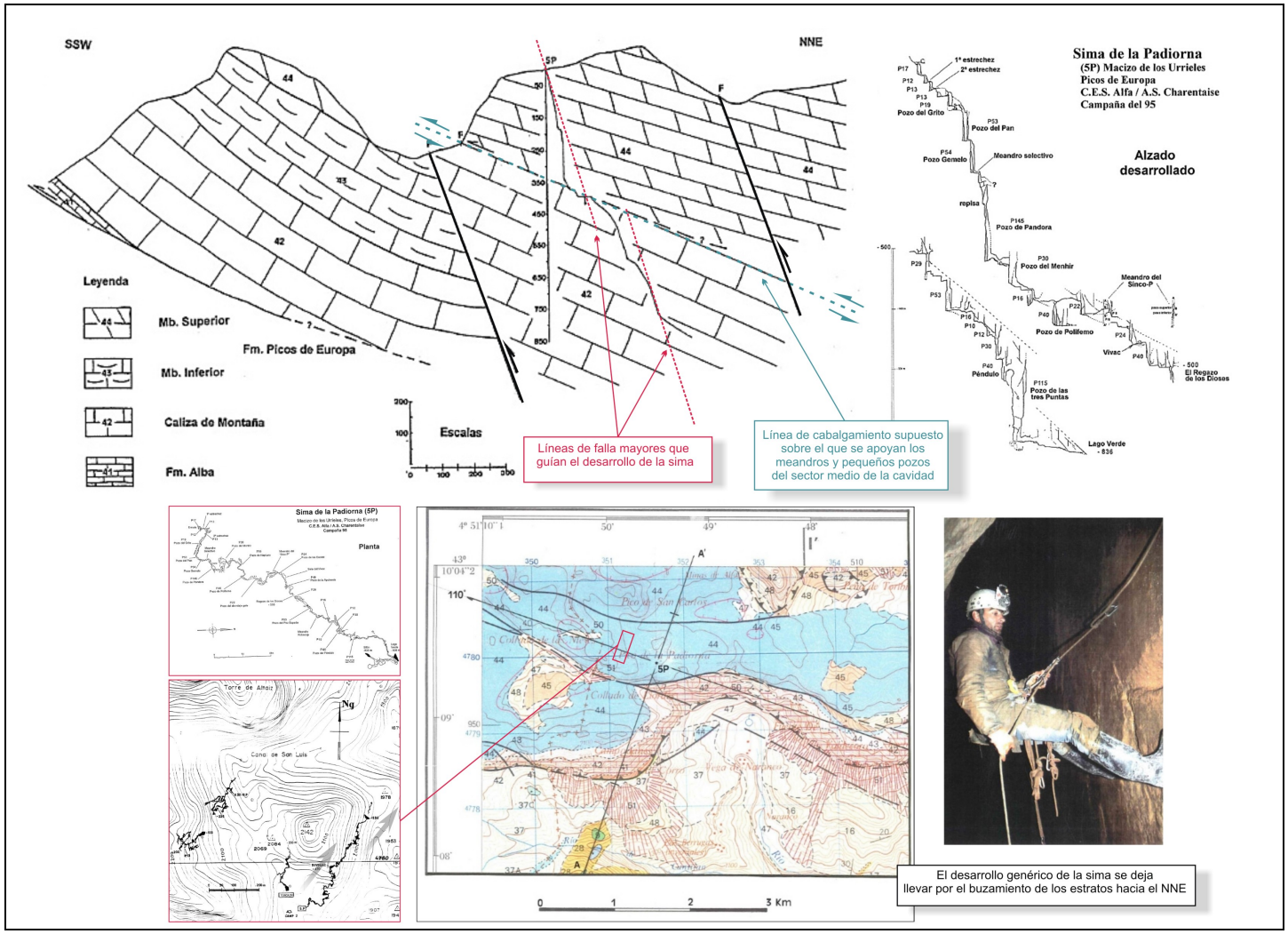


Fig.2.16. Sima de la Padiorna (5P). Prácticamente toda ella se abre en función de dos líneas de falla, siendo ejemplo de una gran cavidad (-863 m) desarrollada siguiendo las estructuras principales del macizo (tomado de CESAlfa 1995, 1996).

Este rasgo de horizontalidad se ve ligeramente acrecentado en los macizos vecinos de Ándara y el Cornión, debido a una compresión morfoestructural algo más relajada como se aprecia en los sistemas de la Torca Cueto de los Senderos en el macizo de Ándara[14] o el sistema del Jitu, el de Julagua o el "casi mil" del pozo de Cuetalbo en el macizo del Cornión (fig.2.17).

A medida que nos vamos separando de la configuración morfoestructural más típicamente reconocida de Picos de Europa: el llamado imbricado principal de Picos de Europa (Marquínez, 1978), el alzado de los perfiles endokársticos se va relajando cada vez más, a pesar de seguir estructurándose su relieve en función de escamas cabalgantes. Muestra de ello son las cavidades de los Puertos de Era, al norte del Macizo Central y la Sierra de Peña Maín, entre el Duje y el Cares, como la de Pozu Jocejerreru (-677 m) (Carbajal Rodríguez et al., 1999). Este hecho ya fue reseñado por Collignon (1985) que mantenía también que otros sistemas cantábricos cercanos a Picos de Europa, por el norte, como las sierras de Ribadesella-Espinaredo mantenían desarrollos más horizontales que verticales.

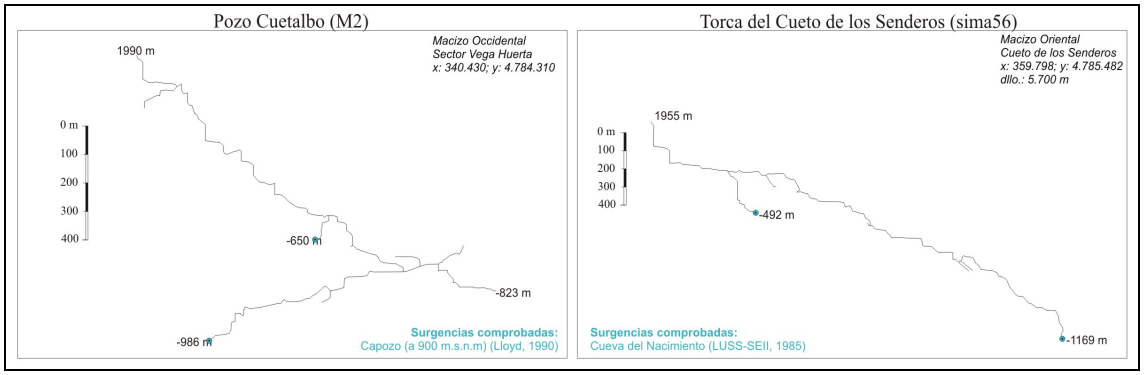


Fig.2.17. Topografía superior: Pozo de Cuetalbo (-986 m), en el macizo del Cornión, mantiene un perfil típicamente escalonado pero en él la disposición horizontal adquiere un protagonismo más marcado que en otras simas característicamente verticales de Picos de Europa. Topografía inferior: Torca de los Cuetos de los Senderos, en el macizo de Ándara. Desarrollo eminentemente horizontal de una de las grandes cuevas de Picos (>1.000 m) (topografía tomada de García León, 2010).

Aperturas a favor de conjugaciones estructurales.

Además de la configuración de los sistemas endokársticos en función de las orientaciones internas de cabalgamientos y fracturas, los puntos y/o áreas en los que se experimentan cambios en la estructura, tectónica y litoestratigrafía son también

[14] La cavidad más profunda del macizo de Ándara, y por tanto de Cantabria, con -1169 m, hasta el verano del 2012 en el que se alcanzó la cota -1203 m en la Torca del Jou Sin Tierre (Gutiérrez, 2012; FCE, 2013).

favorecedores de la formación del epikarst, y por tanto también del desarrollo, al menos de inicio, del propio endokarst (Klimchouk, 2004).

En Picos de Europa, aquellos sectores directamente influenciados por las líneas estructurales (fallas hercínicas, alpinas, líneas cabalgantes,…) son áreas en las que tanto el epikarst como sus franjas inmediatamente inferiores (zona vadosa y freática) son más fácilmente desarrollables. Estos sectores se constituyen a favor de líneas y áreas de debilidad estructurales preferenciales para el desarrollo del endokarst. Así por ejemplo, muchas veces se observa la concentración de boches o la alineación de dolinas en función de fallas internas superficialmente cubiertas (González Trueba, 2006a; Ballesteros et al., 2010b).

Fig.2.18. Entradas principales de la cueva helada de Verónica. En ambos casos las líneas de debilidad litoestructural son el punto de arranque de la cavidad. Una dolina verticalizada y alargada en favor de una fractura local, para el caso de la entrada superior (foto izq.); y la fracturación cabalgante que abre la entrada inferior (foto dcha.).

De la misma forma, muchas bocas de entrada de cavidades se abren en función de cruces de fracturas locales, o el propio contacto fallado de distintos paquetes calcáreos, como sucede, por ejemplo, en las cavidades objeto del presente estudio (figs.2.18 y 2.19).

Fig.2.19. Red de fracturas locales en la pared norte de la Torre de Altáiz y pico San Carlos en la que se abre la entrada a la cueva helada de Altáiz.

- En función de condiciones topoclimáticas de geoformas cerradas mayores

De forma genérica, algunas de las grandes geoformas del macizo también proporcionan áreas en las que se da una dinámica cerrada en cuanto a la transferencia e intercambio de material y energía. Es el caso de los jous, y en especial de aquellos emplazados en las partes altas del macizo o de las cubetas de sobreexcavación de los circos más elevados[15]. En ellos se dan dos circunstancias favorecedoras del desarrollo endokárstico. Por un lado, en estos circos y jous de altura la disgregación y debilitamiento generalizado del sustrato rocoso por sobreexcavación glaciar se vio agudizada por un mayor volumen de hielo acumulado y una presencia más prolongada del mismo, lo que ayudó a la apertura de su epikarst. Mientras que por otro, a día de hoy, la karstogénesis interna que en ellos se da se beneficia de unas condiciones topoclimáticas que favorecen la acumulación y permanencia nival. De esta forma en ellos se pueden prolongar los procesos de disolución kárstica continuadamente incluso a lo largo de todo el año en función de la permanencia de la nieve en su interior, actuando como un gran sumidero de aguas de fusión nival (fig.2.20)[16].

Fig.2.20. Uno de los jous más elevados de todo el macizo, el jou de Cerredo (2.225 m), actúa, como se aprecia en la fotografía, como un gran sumidero nival que proporciona continuadamente un remanente de aguas de fusión a lo largo de todo el año. Fotografía de agosto de 2013. Este sector es una de las potenciales áreas de continuidad endokárstica para el sistema del Trave, y con cuya conexión se podría llegar a aumentar su profundidad en 200 m (Estévez, 2011). Sin embargo, su área de alimentación se encuentra restringida, desde un punto de vista zonal, a esta forma de captura totalmente cerrada.

Ello es ejemplificador de lo señalado por autores anteriores acerca del funcionamiento del sistema endokárstico del macizo como un sistema de transferencia de sedimentos cerrado o casi cerrado (González Trueba, 2007a). Y es que muchas de las veces tal

[15] Virgos (1981) señaló que el 25% de la superficie de Picos de Europa estaba constituido por depresiones cerradas.

[16] También en estos sectores de altura las condiciones topoclimáticas favorecen el desarrollo de las características dolinas nivales, presentes en los tres macizos a partir de los 1800 m (González Trueba, 2007b; González Trueba y Serrano, 2010a; Serrano y Ruíz Fernández, 2011).

transferencia se centra en estas grandes depresiones cerradas con un escaso aporte y movilidad hacia otros sectores de la montaña que no sea el endokárstico.

En este sentido la nieve se vuelve fundamental también por el hecho de ser en estos altos jous, y con su preservación más o menos prolongada a lo largo del año, un factor que contrarresta parte del efecto negativo que, por norma general, suelen tener, en los desarrollo endokársticos, las áreas de captura hidrológica cerrada y limitada (Palmer, 2003; Ford y Ewers, 1978). Aquellos sistemas endokársticos que tengan un área de recarga más cerrada y limitada necesitarán de más tiempo para su desarrollo y para alcanzar mayores proporciones. Convirtiéndose, normalmente, en sistemas tributarios de otros mayores y mejor alimentados.

A todo ello se le ha de añadir de igual forma que a mayor altitud, mayores son las posibilidades de que los sistemas endokársticos tengan un mayor desarrollo vertical. Los sistemas más profundos del macizo (de más de 1000 m de profundidad) tienen sus bocas de entrada principales mayoritariamente por encima de los 2000 m (6 de las 9 cavidades que superan tal altitud), y todas ellas por encima de los 1800 m. Las torcas de Idóubeda y de Urriellu son las que más bajo sitúan sus entradas principales, a 1856 m y 1860 m respectivamente[17]. Además de ubicarlas en unidades morfoestructurales distintas al resto de otros grandes colosos subterráneos. Mientras que todas las demás localizan sus bocas de entrada principales en torno a los circos glaciares de cierta altitud; las torcas de Idóubeda y Urriellu lo hacen a favor del frente cabalgante de los Cuetos de Albo y la canal del Jou Lluengu, ambas fuertemente abrasadas por las lenguas glaciares del LGM (tabla 2.1).

Cavidad / Sistema	Profundidad (m)	Altitud entradas ppales. (m s.n.m.)	Ubicación morfoestrcutural
Cerro Cuevón-Saxifragas	-1589	2019 1586	Circo glaciar Cuetos del Trave (NE)
Cornisa-Magali	-1507	2500 2335	Circos de Torre de la Palanca (Torca Cornisa: pared del circo)
Sistema del Trave	-1441	2042 1974 1917	Circo glaciar Cuetos del Trave (NE)

[17] Fuera del Macizo Central, en el Cornión, es el sistema del Jitu el que sitúa su boca de entrada a la altitud más baja de todos estos grandes sistemas de más de 1000 m de profundidad de Picos de Europa. Lo hace a una altitud de 1640 m (FEE, 2013).

Torca de los Rebecos	-1255	2083	Circo glaciar Cuetos del Trave (NE)
Torca de los Rebecos	-1255	2083	Circo glaciar Cuetos del Trave (NE)
Pozo de Madejuno	-1255	2853	Circo Madejuno (SO)
Torca Idóubeda	-1167	1856	Pie de frente cabalgante (fractura NO-SE)
Torca Piedras Verdes	-1165	2070	Circo glaciar de Peña Castil (NE)
Sistema Castil - Carbonal	-1028	1980	Circo glaciar de Peña Castil (NE)
Torca Urriellu	-1017	1860	Canal Jou Lluengo (NE)

Tabla 2.1. Cavidades y sistemas endokársticos con más de 1000 m de profundidad en el Macizo Central (Fuentes: Ferrer, 1995; Ferrer et al., 1995; GELL, 1998, 2006; Speleologieclub K.U. Leuven, 1999, 2007; Puch, 2002; Agirre, 2007; Vila y Masschelein, 2008; Estevez, 2011; FEE, 2013).

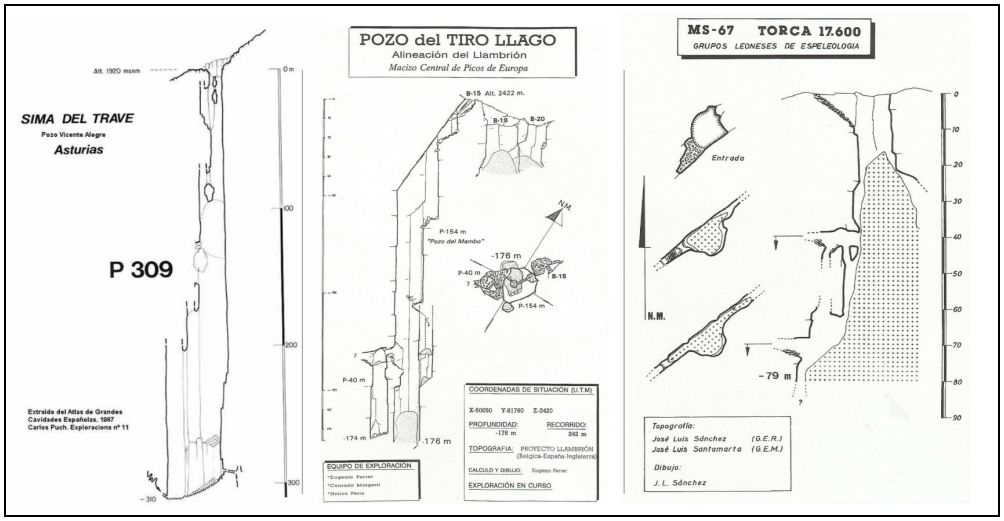


Fig.2.21. La acumulación de nieve puede llegar, en aquellos sectores topoclimáticos más favorables, a grandes profundidades, en algunas de ellas incluso sin tener una entrada directa demasiado proclive para ello. Ejemplos son el pozo de Vicente Alegre (P309) o el pozo del Mambo en el pozo de Tiro Llago. A veces la acumulación de nieve es de tal envergadura que puede superar los 60 m de altura como sucede en la Torca 17.600, en el sector de Oliseda, en el Macizo Occidental (Fuente: GLE, 1995; Ferrer et al., 1995; FEE, 2013).

En muchas ocasiones con estas elevadas bocas de entrada se asegura el suministro de nieve en su interior. Caso, por ejemplo, de la Torca de los Rebecos, ubicada al pie del circo de los Cuetos del Trave en una cubeta ocupada frecuentemente por un gran nevero (Puch, 2002). Incluso tampoco es raro encontrarse en el fondo de las torcas de entrada acumulaciones de nieve (formando los típicos y frecuentes pozos nivales) de considerable volumen y permanencia, que pueden llegar a penetrar hasta la base de los más profundos y verticales[18]; convirtiéndose en impedimento para la progresión y exploración de las cavidades. En este sentido, casos sorprendentes son el famoso pozo P-309 de la Torca del Trave (pozo Vicente Alegre), o el pozo del Mambo en la torca de Tiro Llago (P-154) que llegan a acumular nieve hasta cotas de -309 y -176 m

[18] Rasgo éste diferenciador del conjunto endokárstico de Picos de Europa en comparación con el otro gran conjunto, de reconocido interés internacional también, del oriente de Cantabria: Asón-Soba.

respectivamente (fig.2.21). Algo más modestos, en el sector de Camaleño, se encuentran simas como la Torre de Altáiz (I-19) con una considerable acumulación de nieve taponando un pozo de entrada a -138 m (ASCh, 1982).

***

La verticalidad de las morfoestructuras que conforman el esqueleto de Picos de Europa se puede rastrear observando, pues, la sucesión de pozos verticales, que por orden general cuentan con un desarrollo comprendido entre la decena y varias centenas de metros, unidos por breves pasos horizontales. Así por ejemplo torcas como las de Saxifragas, los Rebecos, Madejuno, la torca del Jou de Cerredo o la Torca de Castil (fig.2.12) mantienen una sucesión casi continuada y muy vertical de grandes pozos. La Torca de Castil, por ejemplo, enlaza una serie de grandes pozos (P65, P145, P265 o Pozu les Llárimes de Deva, P75 o El nacimiento de las Venus, P62 o Pozu Nitrium), abiertos a favor de una falla de dirección E, y que casi suman en total mil metros de profundidad; sucedidos por una galería inferior en la que se instala el río Castil, en favor de una línea de cabalgamiento (Puch, 2002).

Pero también se puede dar un desentendimiento, dentro de unos términos no muy exagerados, de las morfoestructuras, siendo capaces algunos sistemas (como es el caso del más profundo de todo ellos, el Cerro Cuevón-Saxifragas) de atravesar no sólo distintas formaciones litológicas sino también el propio cabalgamiento (Puch, 2002). En el caso del sistema del Trave la adaptación endokárstica a las morfoestructuras es, sin embargo, mucho más visible en prácticamente todas las redes que lo componen, manteniendo una orientación casi regular de 50º NNO hasta los 1000 m de profundidad, siendo muy visible, en los techos planos de muchos de sus sectores, la línea de cabalgamiento. Tras la cota -1000 m vuelve a verticalizarse la estructura nuevamente en favor de los materiales de la fm. Valdeteja y líneas de fracturas. Este mismo cabalgamiento configura parte de la red de la torca de los Rebecos a una profundidad de unos 1000 m también (Puch, 2002); y posiblemente sea la misma línea de cabalgamiento que la Torca Idóubeda manifiesta a -500 y -1000 m (fig.2.15).

2.2.2.- Caracterización morfológica de la red endokárstica

2.2.2.1- Caracterización genérica de conjunto.

La configuracción endokárstica se adapta en profundidad a la estructura geológica y a su estratigrafía, aunque a esta úlitma en menor grado como se ha comprobado con lo dicho hasta ahora y con estudios cuantitativos recientemente realizados en el macizo de Cabeza Llerosos, en el Macizo Occidental (Ballesteros et al., 2012). Esto hace que se de una caracterización morfológica generalizada en forma de grandes pozos, volados muchos de ellos, puestos en solución de continuidad mediante escalonamientos y estrechamientos abiertos a favor de antiguos niveles freáticos y de cambios de facies, o debidos a la propia dolomitización de la caliza.

De forma general, las redes endokársticas del Macizo Central de Picos de Europa se disponen en un trazado inclinado hacia el N-ONO siguiendo el buzamiento de las estructuras, y adaptándose al patrón teórico karstogenético de tipo mixto *network-branchwork* (patrones endokársticos teóricos propuestos por Palmer, 1991). En su desarrollo genérico predomina el seguimiento de la red estructural de fracturación y cabalgamientos, con pasajes e intersecciones de conductos que mantienen marcados ángulos geométricos (*network*). Todo ello combinado con trazados más sinuosos y curvilíneos que son guiados, siguiendo una tendencia jerárquica frecuentemente, por la estratificación y los planos de estratificación (*branchwork*). Dependiendo del sector de la cavidad podrá predominar uno u otro patrón, o incluso se podrán entremezclar. Pero de forma mayoritaria los pozos verticales y subverticales obedecen a la disposición y densidad de fallas y diaclasas y en menor medida a las estratificaciones (véase por ejemplo Sánchez y Cerdeño, 1999; Cerdeño, 2001 para el macizo a estudio; o Ballesteros et al., 2010 para el Macizo Occidental).

Este tipo de sistemas endokársticos se caracteriza, una vez superado el sector del epikarst o zona subcutánea[19], por una convergencia de galerías y pasajes de mayores amplitudes, formando redes menos densas y conformando iniciales bucles cerrados

[19] Una parte de esta convergencia del flujo de aguas que se produce a medida que profundizamos le corresponde a la acción del epikarst que por capilaridad hídrica en los primeros metros del endokarst puede llegar a conformar un acuífero de dimensiones considerables, y que gradualmente va confluyendo en flujos mayores, más concentrados y más rápidos y enérgicos, enlazando con pasajes de amplitudes y envergadura mayor (Klimchouk, 1995, 2000, 2004).

(*closed loops*[20]). Configuraciones de este tipo se aprecian en múltiples casos del Macizo Central, como sucede por ejemplo en el sistema del Trave en el que las cuatro torcas principales y todas sus ramificaciones parciales convergen hacia un colector final, con la formación de algunos *closed loops* marcados en su zona vadosa (fig.2.22). O por ejemplo también en el sistema de Castil-Carbonal y su convergencia hacia el río Castil.

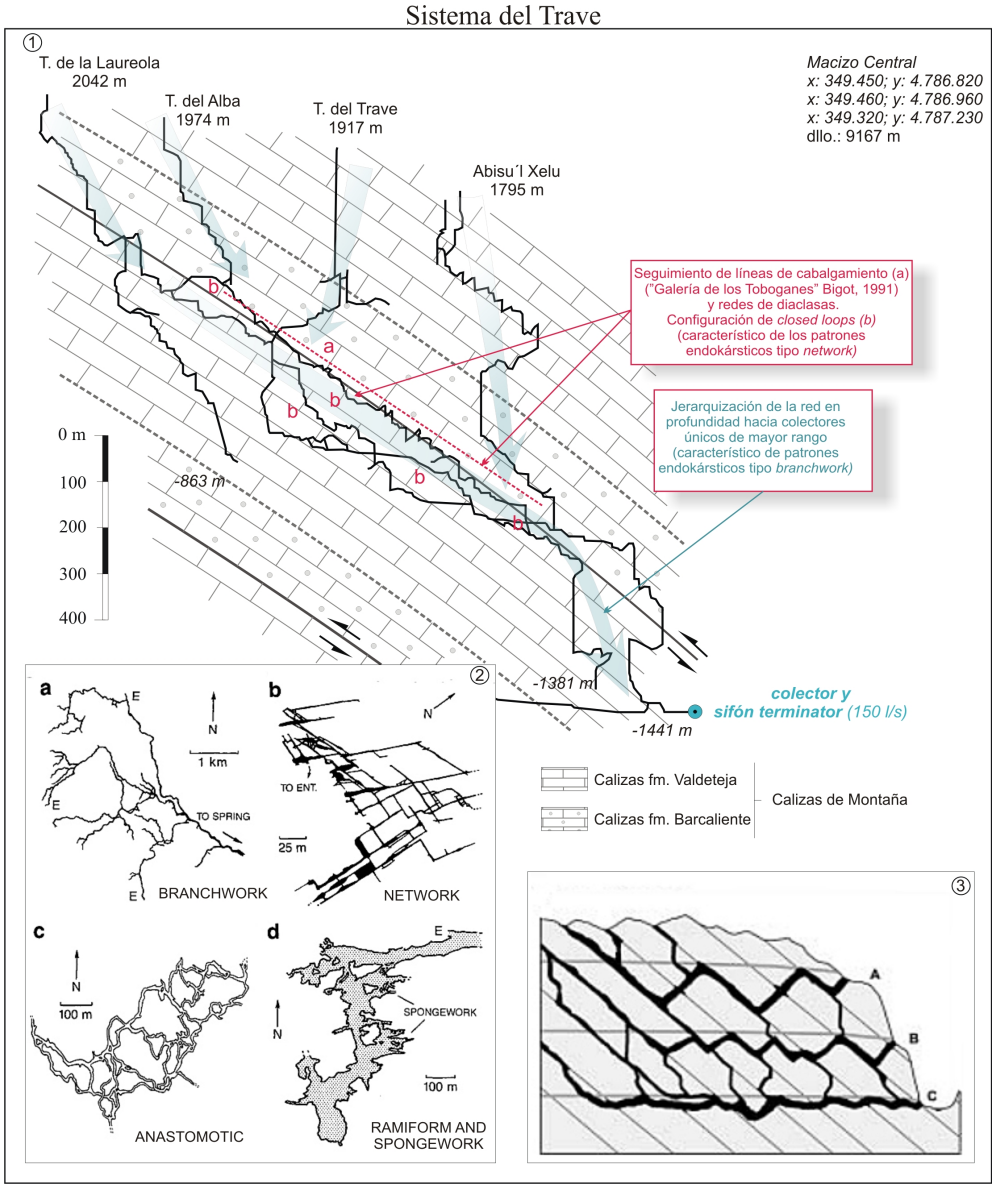


Fig.2.22. El alzado topográfico del sistema del Trave refleja un patrón endokárstico mixto entre *branchwork* y *network*, pudiéndose observar como la estructuración guía el trazado de algunas de sus galerías en el nivel vadoso, junto con la configuración de algunos *closed loops* (*network pattern*); y la jerarquización de los distintos pasajes hacia el colector final (*branchwork pattern*) (1) (Topografía adaptada de Bigot, 1989; Cocktail de Picos, 1998). Los patrones básicos de karstogénesis se muestran también (Palmer, 1991) (2), perteneciendo, por norma general, los sistemas de Picos de Europa a un modelo mixto a y b. En la figura (3) se muestra el patrón general de los característicos *closed loops* en los sistemas tipo *network* con una reducción de su amplitud en profundidad (tomado de Palmer, 2003).

[20] Con el término bucles o *closed loops* se hace mención a la unión de conductos verticales y horizontales, normalmente unidos por diferencias de gradiente hidráulico entre dos simas con distintas cargas de agua (presiones hidrostáticas distintas) y a través del flujo de agua por galerías o meandros menores horizontales que las ensancha paulatinamente.

Rossi (2004) menciona que en Picos de Europa los conductos relictos freáticos son poco frecuentes, aunque en sectores de 150-100 m por encima del actual nivel freático (en torno a los -1000 m) se encuentran restos en forma de loopins, de galerías intersecantes y similares.

Los pasajes vadosos no tienen una tendencia inherente a converger debido a que suelen ser hidráulicamente independientes[21]. Las torcas o pozos verticales iniciales que se aprecian en los sistemas endokársticos como el del Trave, se mantienen con un comportamiento hidrogeológico separado y con una funcionalidad propia. Pero son las líneas estructurales y los planos de estratificación los que las fuerzan a intersectarse y a convertirse en conductos tributarios de corrientes mayores en el nivel freático (fig.2.22). Esto es uno de los rasgos endokársticos característicos de las redes tipo *branchwork* como ha señalado Palmer (2003).

2.2.2.2.- Desarrollos verticales: perfiles de grandes verticales escalonadas.

Inventarios actuales señalan que los pozos verticales y subverticales tan sólo representan un 10% de un total de 320 km de conductos documentados, de los cuales un 7% superan los 80º de inclinación (Ballesteros et al., 2013). Son los conductos horizontales y/o subhorizontales vadosos, freáticos y epifreáticos los que ocupan el 89% de las cavidades inventariadas, con inclinaciones inferiores a 40º el 58% y entre los 40 y 80º el 35%. Pero sin embargo, la sucesión de grandes pozos es uno de los rasgos más diferenciadores del entramado endokárstico de Picos de Europa, siendo dominantes en las partes altas del epikarst (Ballesteros et al., 2013). Los más profundos sistemas que horadan Picos de Europa, presentados en la tabla siguiente, se estructuran mayoritariamente en favor de una sucesión de grandes pozos con alto grado de verticalidad.

Ranking España (Mundial)	**Cavidad / Sistema**	**Profundidad (m)**	***En Picos de Europa***
1(7)	**Cerro Cuevón-Saxifragas** (Asturias)[22]	-1589	*M. Central*
2(9)	**Cornisa-Magali** (Asturias)	-1507	*M. Central*

[21] Audra (2002) lo señaló como característica para endokarsts alpinos en los que la verticalidad de sus sistemas es muy acusada.

[22] La Torca del Cuevón en el año de su punta, 1998, estuvo tan sólo a 43 m del record del mundo por aquel entonces (Estévez, 2011), siendo hoy la séptima en el ranking mundial.

3(13)	**Sistema del Trave** (Asturias)	-1441	*M. Central*
4	Sistema de la Piedra de San Martín (Zuberoa (F) – Navarra (E))	-1.410	-
5	Illaminako Ateeneko (Navarra/Huesca)	-1.408	-
6	Sistema Arañonera (Huesca)	- 1.349	-
7(31)	**Torca de los Rebecos** (Asturias)	-1.255	*M. Central*
8(32)	**Pozo de Madejuno** (León)	-1.255	*M. Central*
9(35)	**Sistema del Xitu** (Asturias)	-1.232	*M. Occidental*
10(44)[23]	**Torca Jou Sin Tierre** (Cantabria)	-1.203	*M. Oriental*
11(46)[24]	**Torca Piedras Verdes** (Asturias)	-1187	*M.Central*
12(53)	**Torca del Cueto de los Senderos** (Cantabria)	-1.169	*M.Oriental*
13(54)	**Torca Idóubeda** (Asturias)	-1167	*M. Central*
14(56)	Sistema de Las Fuentes de Escuain (Sistema Badalona) (Huesca)	-1.151	-
15(64)	Complejo sima Gesm-sima de la Luz) (Málaga)	-1.112	-
16(67)	**Sistema Julagua** (Asturias)	-1.102	*M. Occidental*
17(85)	**Sistema Castil - Carbonal** (Asturias)	-1028	*M. Central*
18(90)	**Torca Urriellu** (Asturias)	-1.022	*M. Central*
19(95)	Sistema de Lecherines (Huesca)	-1.009	-

Total de cavidades mayores a -1000 m: 19 de 96 en España, de las cuales 13 están en Picos de Europa y 9 de ellas en el Macizo Central.

Tabla 2.2. Cavidades y sistemas endokársticos con más de 1000 m de profundidad en España (Fuentes: FEE, 2013 y G.E.MDTE y KAMI, 2012) [25].

La magnitud de las grandes verticales.

Los grandes conductos verticales que comunican las áreas epikársticas con los sectores freáticos son ampliamente reconocidos en las zonas vadosas, aportando una gran dosis de "vacío", gravedad y funcionalidad hidrológica en los distintos sistemas endokársticos. La verticalidad y hechura que suelen presentar, hasta los 100 m de ancho y 350 m de alto (Ballesteros et al., 2013), les hace rápidos conductores de los flujos de agua filtrada o bien directamente desde la superficie (bocas de entrada expuestas), o tras la canalización concentrada a través de la estructura de su epikarst. Dirigiendo así el drenaje hacia los desarrollos más horizontales de niveles freáticos o a aquellos más próximos a las surgencias.

Es frecuente encontrarse pozos verticales del orden de los 40-50 m, en una sucesión escalonada o derivados de pequeñas dolinas decamétricas (véase por ejemplo memorias espeleológicas recopilatorias como las de ASC, 1982), con una gran frecuencia de los conocidos pozos nivales por encima de los 1500 m de altitud (Collignon, 1985). Pero de

[23] Reciente incorporación al ranking de las profundidades superiores a los 1000 m. (G.E.MDTE y KAMI, 2012)
[24] Según cifras de la FEE (2013).
[25] Datos referenciados a noviembre de 2013 a la espera de la incorporación definitiva de lo dicho anteriormente acerca del nuevo mil de la Torca La Monda.

la misma forma, lo que da relevancia y espectacularidad a las cavidades de Picos de Europa es la gran cantidad de pozos que sobrepasan el centenar de metros, llegando a recibir algunos de ellos nombres propios en reconocimiento, dentro del mundo espeleológico, a su afamado desarrollo vertical alcanzado[26], como sucede en el Macizo Central con el pozo de Vicente Alegre en la torca del Trave con 309 m de desarrollo vertical (el mayor de todos ellos dentro del conjunto de Picos de Europa), o el pozo de las Sombras de 179 m, dentro del mismo sistema pero en la torca de Abisu'l Xelu. De similares proporciones están también el Pozu les Llárimes de Deva en la Torca de Castil con 265 m, el pozo de la Novena Puerta en la Torca del valle del Agua de 195 m, en el mismo sector de Castil-Tortorios-Urriellu, o el pozo Nublado en el Pozo Madejuno de 165 m. La Torca de los Rebecos se configura en una espectacular sucesión de pozos verticales de más de medio centenar de metros cada uno pero de forma especial dos de ellos con caídas de 219 m y 165 m. En el sector de las Moñetas también hay pozos como el de la sima del Cueto de la Cuadra con 160 m desnivel (Vila et al., 2010), el Pozo Cesc (P156) en el Sistema de San Juan de la Cuadra, el P153 en la Torca del Mogu, o un P142 en la sima del Llagu de las Moñetas (Turmo et al., 2013). Algunos ejemplos se dan también en el sector de exploración de Camaleño (Cantabria) con pozos como el P138 de la sima de la Torre de Altáiz, la JO-26 con un pozo terminal de 136 m, la sima de la Horcada Verde con un P118 (ASC, 1982; Sánchez, 2009), los pozos en la Sima de la Torre de Altáiz P110 y el Pozo de las Bolas de 176 m (Dubournet, 1985), o los pozos de Las Tres Plumas (P115) y Pozo de Pandora (P145) en la sima 5P (CESAlfa, 1992). La HS-4 en el umbral glaciokárstico de Hoyo Sengros mantiene también un enorme pozo de 160 m (CES Alfa-ASC, 2013).

Algunos de estos grandes pozos verticales constituyen la práctica totalidad de la cavidad como es el caso por ejemplo, en este último sector de exploración referido, de la Torca de las Chovas (JO-88) que con una profundidad de -143 m mantiene un pozo vertical de 130 m, o la JO.1 con una profundidad de -146 m y un pozo de 139 m (fig.2.23).

[26] La verticalidad de los pozos en Picos de Europa no tiene nada que envidiar a otros sistemas kársticos reconocidos mundialmente. Por ejemplo, el sistema Krúbera-Voronya (-2197 m) tiene pozos volados de 152 m, 110 m, 115 m. En el contexto español la verticalidad más grande documentada se encuentra en la Sima del Tejón, en Calseca, oriente de Cantabria con el llamado pozo de los Pasiegos con 346 m (FEE, 2013). Las grandes verticales superan los 100 m, entrando en un club selecto solo aquellas que superan los 300 m: 9 en toda España y 3 de ellas en Picos de Europa (FEE, 2013).

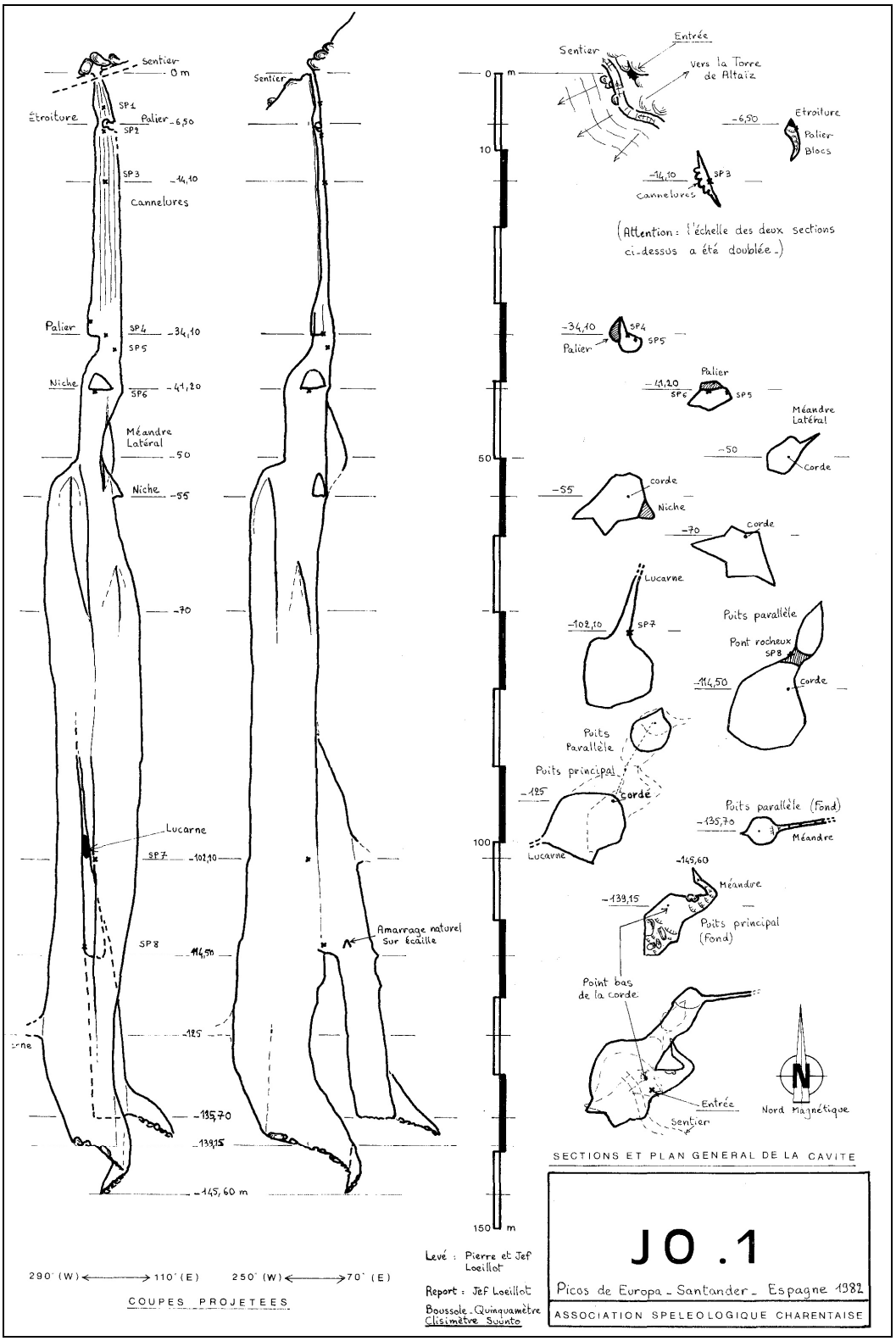


Fig.2.23. Alzado topográfico de la sima JO.1 (sector del Jou Oscuro) en la que se puede apreciar que de los 146 m de cota máxima prácticamente su totalidad se corresponde con un solo pozo vertical de 139 m de desarrollo (topografía tomada de ASC, 1982).

Pero estas grandes verticalidades se pueden encontrar también en los cuerpos de hielo y nieve depositados en el interior de las cavidades. En este sentido existen casos

espectaculares de pozos de fusión en enormes bloques de hielo de al menos 60 m de desarrollo vertical como ocurre en la torca HS-4 (fig.2.24).

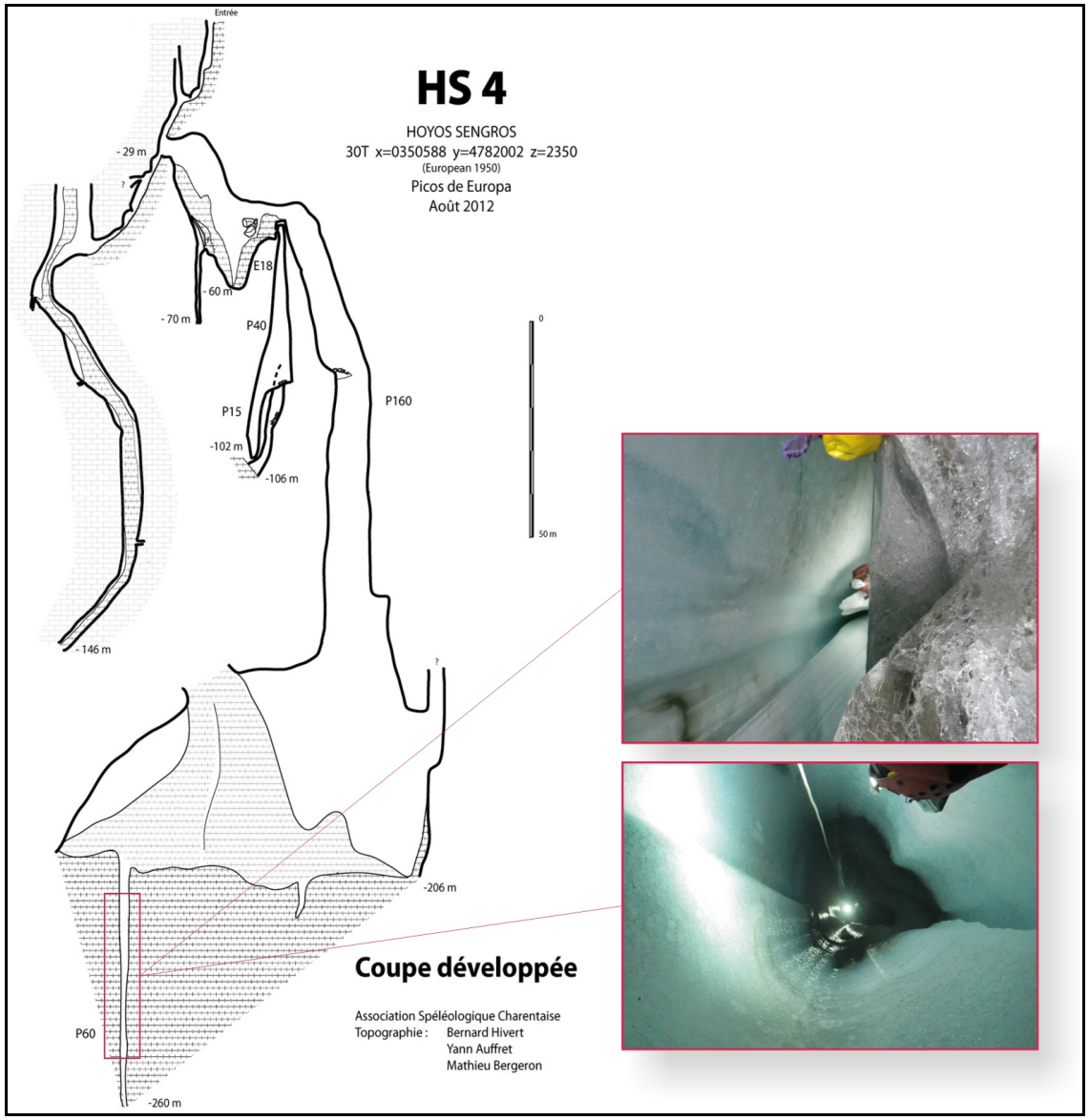


Fig.2.24. Las verticalidades en el endokarst de Picos de Europa no sólo se abren en la caliza encajante si no que también existen pozos de fusión en grandes bloques de hielo como el que se muestra accesible algunos años en la HS-4, de al menos 60 m de profundidad en el 2012 (fotografías de Claude Sobocan; fotografías y topografía tomadas de ASC, 2012).

La generación de las grandes verticales.

El origen y desarrollo de los pozos es un tema recurrente en las investigaciones espeleogenéticas, fundamentalmente desde los años 50 del siglo pasado. Con distintas posiciones al respecto y múltiples clasificaciones dependiendo de si son simples, compuestos, en favor de diaclasas aisladas o red de diaclasas, en función de sus proporciones, de su espeleogénesis inversa o directa, o del grado de homogeneidad de sus morfologías. Entre los primeros trabajos específicos destacan los de Maucci (1952)

o Scala (1957), con algunos textos versados en cavidades españolas (Julivert, 1957; Eraso, 1961; o Andrés Bellet, 1960); hasta los más recientes como lo son algunos de Klimchouk, muy centrados en el origen de los pozos en las partes inferiores de las zonas epikársticas y como consecuencia del comportamiento espeleogentético del mismo (Klimchouk, 1995, 2000, 2004; Klimchouk et al., 1996).

Pozos en simas escondidas o *hidden shafts*.

Basándonos en tales estudios, y mediante la correlación de patrones morfométricos y disposiciones similares conservadas en muchos pozos, se puede suponer un origen y desarrollo para el caso de los de Picos de Europa muy similar al de los denominados "*hidden shafts*" o simas escondidas (Klimchouk, 1995); de tal manera que en muchos casos estos pozos tan caracterizadores del endokarst de Picos de Europa responderían al modelo de desarrollo que en su día Maucci (1952) concibió bajo el nombre de *teoría de la erosión inversa*.

Según ello, un pozo o sima se desarrolla en la vertical partiendo de algún tipo de debilidad interna de la roca (fractura, diaclasa, a partir de una familia de leptoclasas,…) hasta alcanzar la superficie, y no como ocurre en otras ocasiones en sentido directo: de la superficie al fondo (pozos directos, Scala, 1957). En sus estadios iniciales el predominio endogenético se corresponde con una acción kárstica dirigida por la capilaridad hídrica (fundamentalmente esto ocurriría en la zona epikárstica) y la corrosión química para después, una vez que la sima haya alcanzado la envergadura suficiente, predominar la circulación de agua libre (flujos o goteos), junto con procesos mecánicos y gravitacionales encargados de buena parte de los derrubios acumulados en la base del pozo. A medida que se incrementa el almacén de derrubios en la base, preferentemente clastos angulosos y lajas desprendidas de las paredes, si se da un predominio de la corrosión química (en caso de que predomine la erosión hídrica libre los clastos tendrán secciones más redondeadas), la progresión vertical de la sima en profundidad se ralentiza, continuándose hacia arriba, hacia el exterior, adoptando un perfil morfológico en embudo invertido (Maucci, 1952; Andrés Bellet, 1960; Eraso, 1961). Aunque dependiendo de las particularidades morfoestructurales y estratigráficas de los pozos estas secciones mayores pueden encontrarse en sectores superiores del mismo en lugar de en su base, configurando perfiles fusiformes en lugar de campaniformes en el caso de que se unan pozos sucesivos (Eraso, 1961) (fig.2.25).

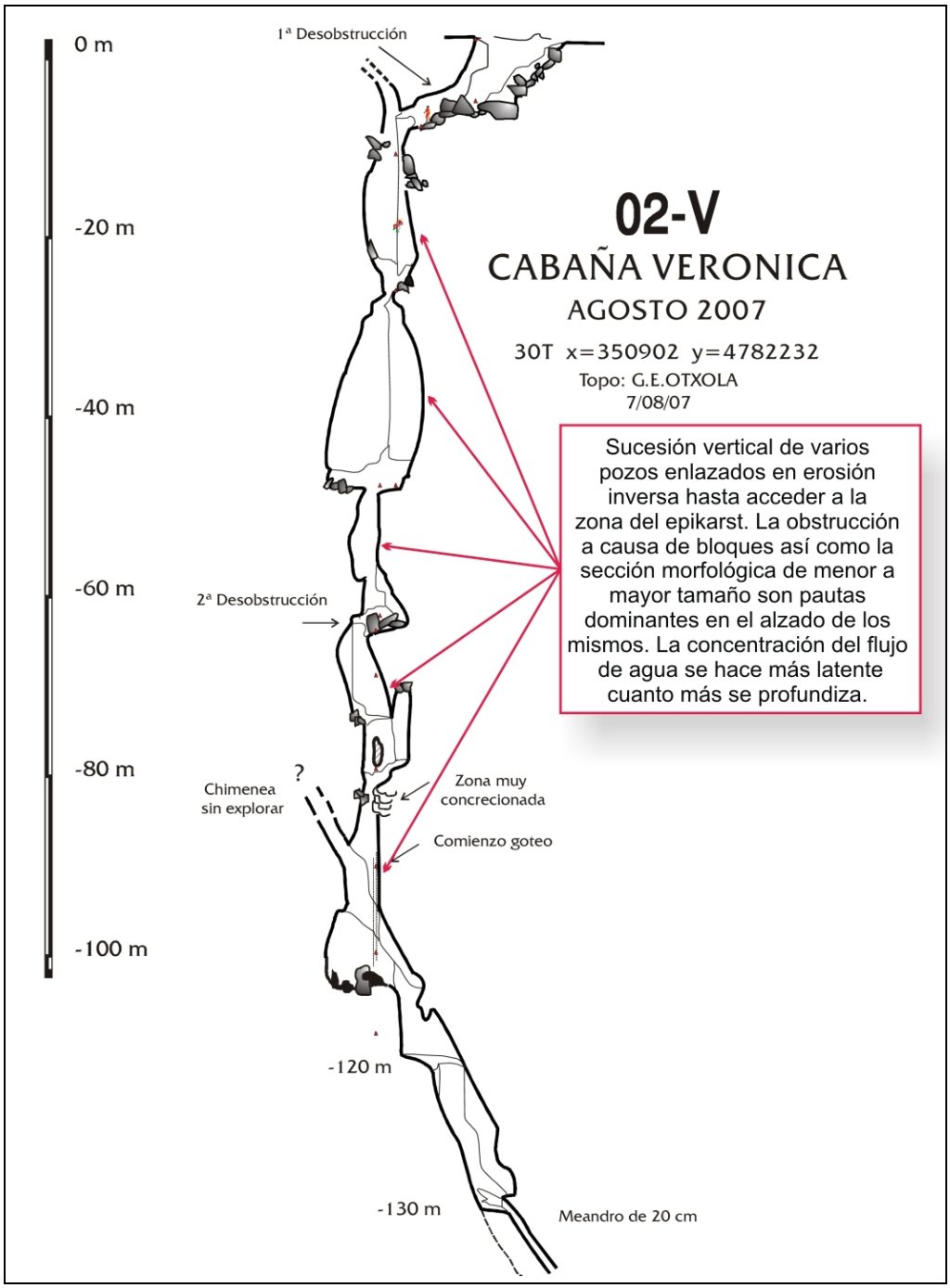


Fig.2.25. Ejemplo de pozos enlazados en la vertical por erosión inversa con una sección morfológica de sus alzados bastante similar. Sima 02-V dentro del sector de Cabaña Verónica (adaptado de CESAlfa, 2007).

En el ensanchamiento de este tipo de pozos influye decisivamente el flujo de agua que se encauce en profundidad, generando un mayor desarrollo en planta en las partes inferiores, favorecido en ocasiones por la condensación que se da en la propia cavidad (Fernández, 1995). Además también puede ayudarse de aquellos acuíferos dispersos que llegar a permanecer en el epikárst (Klimchouk, 1995; Antigüedad y Mugerza, 2001).

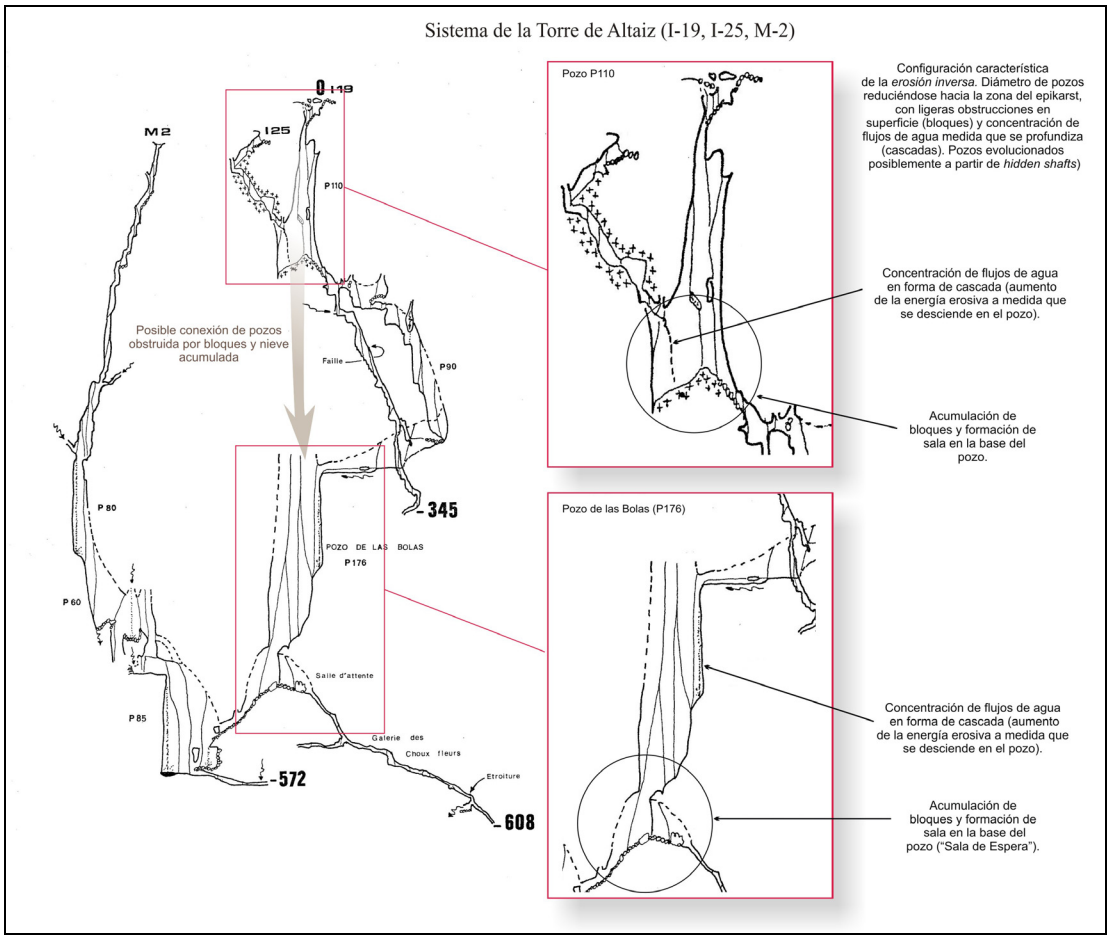


Fig.2.26. Muchas de las simas de Picos de Europa se configuran en forma de pozos verticales que van aumentando el diámetro de su sección a medida que profundizan, recordando a las "*hidden shafts*" definidas por Klimchouk (1995) y a la "*erosión inversa*" de Maucci (1952). En el caso presentado se trata del sistema de la Torre de Altáiz, concretamente de la torca de Altáiz I-19 (adaptado de la topografía tomada de ASC, 1985).

A este tipo de evolución espeleogénetica parecen obedecer algunos de los pozos que se han estudiado en el Macizo Central de Picos de Europa. Un ejemplo de ello sería la sima JO.1 (fig.2.23), en la que se aprecia como la sección del pozo se reduce hacia la superficie con un desarrollo mayor en profundidad, aunque algo irregular (pozo compuesto). Se da una acumulación de bloques en su base, con una obstrucción parcial también de bloques en su entrada. En la Sima de la Torre de Altáiz (P110) también el pozo inicial presenta una disposición similar con el ensanchamiento progresivo y acumulación de bloques (y nieve) en su base, e incluso se intuye una continuación vertical a través de su enorme pozo P176 de una probable misma genética aunque con una amplia obstrucción entre ambos. La gran cantidad de bloques en la base de este segundo gran pozo se acumula en una gran sala, la Sala de Espera, a la que se precipita un flujo de agua concentrada en forma de cascada desde el meandro superior (fig.2.26). Otros ejemplos, cercanos a estas dos simas señaladas, son la Sima de las Chovas (JO-88- Ω21), las simas I17, M9, E2, o la L13 (CESAlfa, 2011; ASC, 1982, 1992). Algunas

entradas de grandes sistemas como el de la Torca del Trave o la Torca de los Rebecos también recuerdan a pozos desarrollados por los mismos procesos, o por ejemplo la Torca H.ou de los Machos (JM-21) en el valle de las Moñetas (Turmo et al., 2013). También en el Macizo Occidental Verheyden et al. (2007) llamaron la atención sobre esta morfología de pozos: "generalmente el comienzo [de las simas] es estrecho y conduce sólo más abajo a pozos de dimensiones más grandes" (Verheyden et al., 2007).

Las memorias espeleológicas, algunas veces de forma indirecta, evidencian la concentración y canalización de aguas infiltradas en el epikarst de Picos de Europa. Así por ejemplo, en la Sima de la Padiorna (5P) se resalta el hecho de que tras los primeros 17 m del pozo inicial se constituye un pequeño caudal, perdiéndose y reencontrándose innumerables veces metros abajo (CESAlfa, 1994). En otras ocasiones, sin embargo, se pueden apreciar las configuraciones del epikarst desde las entradas a cavidades o desde la superficie, teniendo que ser necesario incluso desobstruirlas para poder acceder al interior de la cavidad a través de los mínimos diámetros iniciales de una red de diaclasas que van confluyendo hacia el interior del pozo (fig.2.27).

Fig.2.27. Porciones superficiales del epikarst en varias cavidades del Macizo Central. La fisuración y trituración del mismo se muestra fundamentalmente en la fotografía de izquierda, sima 26-P (sector de los Puertos de Padiorna) con una conexión en profundidad de varios pozos sucesivos de 14 y 26 m. El diámetro de la entrada es sensiblemente menor al de sus pozos interiores, abierta actualmente entre una multitud de bloques. En la fotografía de la derecha, sima Ω-20 (sector de Hoyo Oscuro), se aprecia el aspecto descomprimido del epikarst en sus sectores externos. Aquí la liberación de presión (*stress-release*) es favorable al ensanchamiento de redes de diaclasas menores horizontales y subhorizontales donde el agua de escorrentía infiltrada adquiere flujos horizontales, más lentos y con mayor influencia de la capilaridad hídrica. Nótese en la misma fotografía el comienzo de lo que podría ser una *hidden shaft* a unos 3 m de profundidad (fotografías tomadas de ASC, 2007, 2010).

Pozos de filiación.

Otro tipo de pozos a reseñar son los llamados *pozos de filiación* (característicos de los entramados endokársticos de tipo *branchwork*); pozos, que llegan también a alcanzar desarrollos verticales de un centenar de metros, y que conectan temporal y espacialmente dos estadios sucesivos de drenaje en ambientes, por lo general, de gradientes hidráulicos elevados. Este tipo de pozos ha sido estudiado para el Macizo Central en la Torca de Idóubeda (Bigot, 2001, 2010), señalando como tal el pozo "Mysti Blocs" (P63) que conecta la "Galerie des Seins Blancs" con la de "Lopasala" (fig.2.28).

Pozos de invasión.

Bigot (2001, 2010) diferencia de los pozos de filiación los *pozos de invasión* diciendo de éstos que son pozos verticales/subverticales posteriores a conductos y galerías colgadas pertenecientes a drenajes anteriores, y que por tanto no tienen relación con las redes preexistentes (ausencia de morfologías freáticas heredadas). El origen de este tipo de pozos de invasión suele estar relacionado con la retirada en superficie de capas impermeables o el cambio de las condiciones de recarga (Fernández, 1995), pudiendo tener relación, por tanto en Picos de Europa, aunque sin datos fehacientes que lo confirmen, con la retirada de la capa permotriásica asentada sobre las calizas carboníferas o con los cambios (avance/retroceso) de las masas glaciares (fig.2.28).

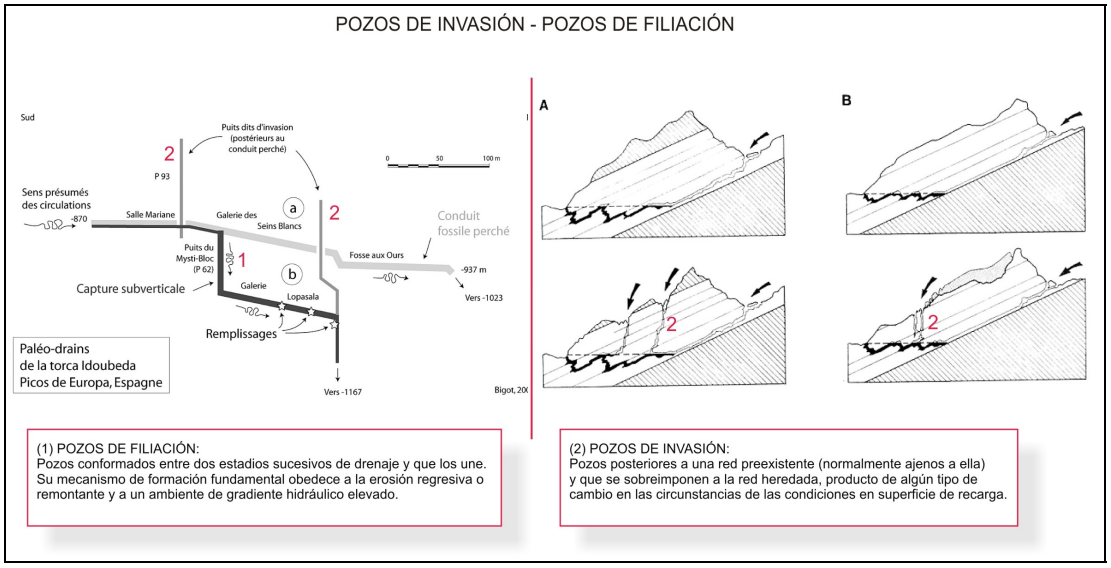


Fig.2.28. Dos tipologías de pozos verticales o subverticales en Picos de Europa se corresponden con los *pozos de filiación* y con *los pozos de invasión*. En la figura de la izquierda un esquema de parte de los conductos de la Torca Idoúbeda (Bigot, 2010) con ambos tipos de pozos. En la figura de la derecha la generación de pozos de invasión en dos tipos de situaciones ambientales: la retirada de una cobertera impermeable (A) y durante episodios glaciares (B) (Fernández, 1995).

Sistemas de pozos en rampas o "pitch-ramp systems".

Senior (1987) señala para el pozo de Cuetalbo (M2) en el macizo del Cornión, los *pitch-ramp systems*, rampas inclinadas en la parte superior de las simas que conectan pozos escalonados previos y que responden a procesos de erosión remontante (*pitch-retreat*) favorecidos por ambientes de fusión glaciar con una escasa sedimentacion en sus bases y ausencia de marmitas. Normalmente se localizan en las partes superiores de la franja vadosa y en favor de alguna línea de falla, constituyendo una serie de pozos que se unen a través de rampas que van desde la base de uno a la cabecera del siguiente, y con un resultado final morfológico muy característico de muchos perfiles de cavidades del Macizo Central en Picos de Europa (fig.2.29). Según Senior, estas morfologías características de las áreas vadosas de Picos de Europa no estarían controladas litológicamente, ni se corresponderían a tubos freáticos intersectados por cañones vadosos.

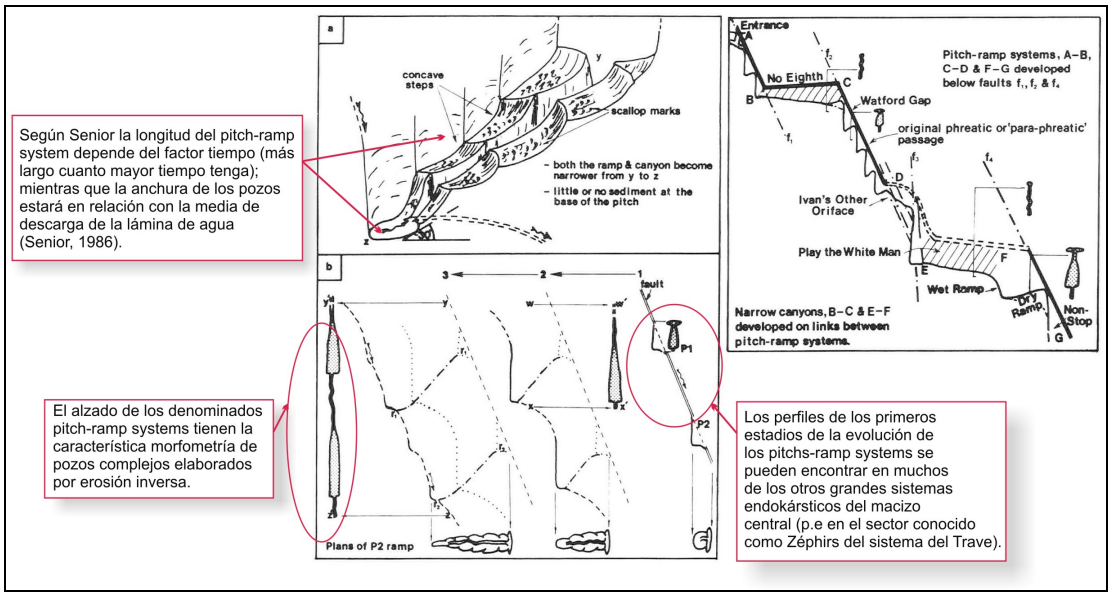


Fig.2.29. Estructuración de los *pitch-ramps system* (Senior, 1986).

Morfologías muy similares se pueden reconocer, y a unas profundidades de entre -200 y -300 m, en algunas de las torcas ya presentadas hasta ahora, como es el caso de Torca de la Nieve en los pozos que quedan por encima del Meandro de los Caracoles (fig.2.30).

Cañones y desfiladeros endokársticos.

En ocasiones la evolución de los pozos verticales por procesos de erosión remontante puede dar lugar a la formación de *cañones* o *desfiladeros de erosión vertical*. Más

rectilíneos si son guiados preferentemente por fracturas, o más sinuosos en caso de que se de una mayor homogeneidad del sustrato rocoso. En la fig.2.30 un tramo de la Torca de la Nieve en el sector denominado "meandro de los caracoles" respondería a este tipo de procesos de acción remontante uniendo dos grandes y sucesivos pozos inferiores (P75 y P105) con el Pozo de la Cascada, pozo inmediatamente superior. En el Macizo Occidental también se han reconocido galerías horizontales cuya morfología recuerda a los cañones endokársticos (Ballesteros et al., 2011). La formación de este tipo de morfologías suele responder a una evolución endogenética en la que un curso activo de agua se dispone en favor de las líneas de fractura o cabalgamientos, mientras que los pozos (y en consecuencia los posibles bucles o loops) lo hacen a favor del buzamiento (fig.2.30).

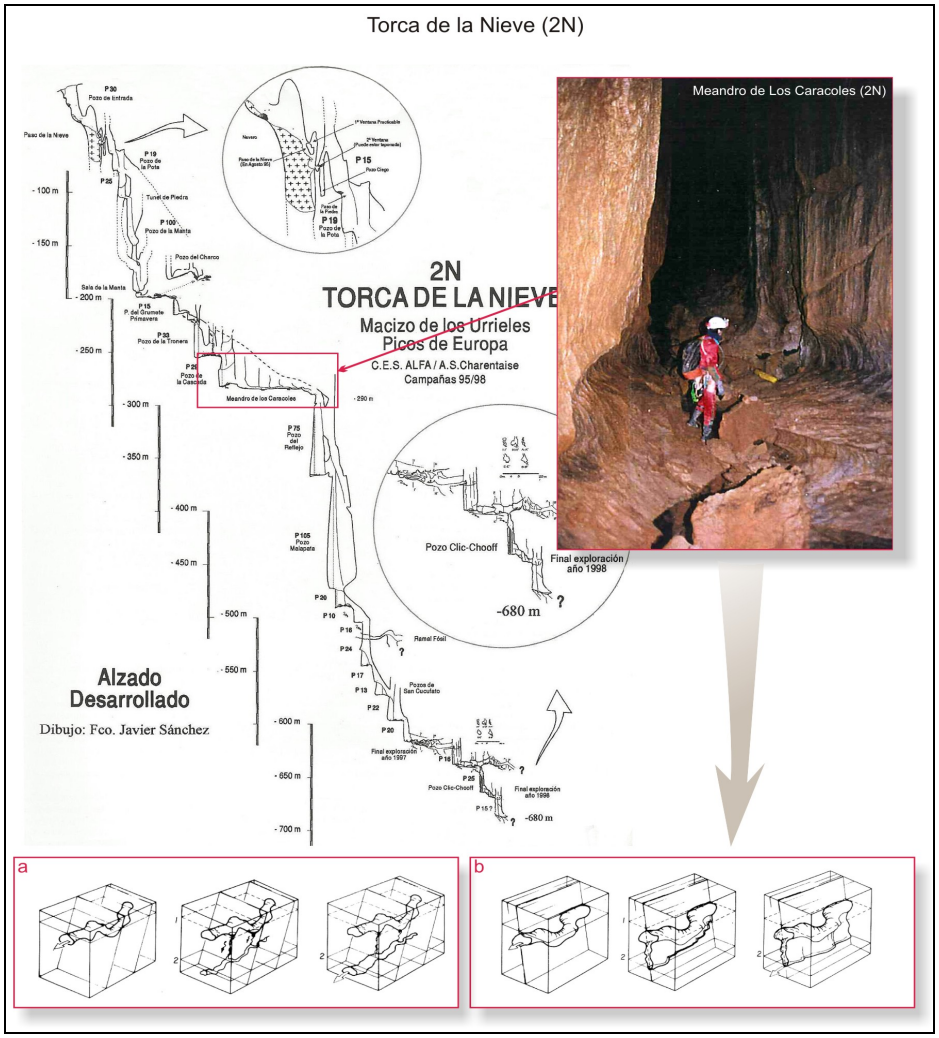


Fig.2.30. La evolución de un pozo vertical en la horizontal puede dar lugar a la conformación de un cañón meandriforme por erosión regresiva. En el caso del Meandro de los Caracoles, Torca de la Nieve, se aprecia además de su configuración como tal, la incisión de niveles freáticos antiguos en la base del mismo a -290 m. En la parte inferior de la figura se representan las evoluciones genéricas que dan lugar a la formación de pozos (y a *loops* característicos de un entramado tipo *branchwork*) en favor del buzamiento (a), y los que dan lugar a los cañones, siguiendo la dirección de las líneas de fracturas (b) (tomado de Fernández, 1995) (topografía y fotografía de Javier Sánchez tomadas de CESAlfa, 1997).

2.2.2.3.- Desarrollos horizontales: galerías en zonas freáticas y epifreáticas.

La extensión de los desarrollos endokársticos de Picos de Europa no tienen la misma fama internacional que sus cotas de profundidad. Sus redes más desarrolladas no se encuentran entre las más importantes a nivel mundial, ni tan si quiera entre las primeras a escala nacional. Solamente en tres casos se superan los 10 km de desarrollo hasta la fecha, estando además éstas dentro de los macizos Occidental y Oriental (tabla 2.3). El Macizo Central ve relegada su hegemonía en la vertical con desarrollos endokársticos que llegan como máximo a los 9167 m en el sistema del Trave, o a los 7060 m del sistema Cerro Cuevón-Torca Saxifragas, máximos desarrollos conocidos actualmente (FEE, 2013). Los cuales, incluso, son sensiblemente menores a aquellos más amplios a escala nacional: 130 km del sistema del Mortillano, 112 km del Alto Tejuelo, o los 110 km del sistema de Ojo Guareña, sitas en las montañas cantábricas orientales. En Picos de Europa el máximo desarrollo lo tiene el Pozo del Jultayo con 12.632 m, en el macizo del Cornión (la 43º en el ranking nacional, FEE, 2013).

Ranking (España)		Cavidad / Sistema	Desarrollo (m)	*En Picos de Europa*
Mundial	**1**	**Mammoth Cave System**	627.644	EEUU
	2	**Jewel Cave**	253.246	EEUU
	3	**Sistema Ox Bel Ha**	253.086	México
España	**16 (1)**	**Sistema Mortillano**	130.000	Mts. Orient.Cantábricas
	17 (2)	**Sistema Alto Tejuelo**	112.000	Mts. Orient.Cantábricas
	18 (3)	**Ojo Guareña**	110.000	Mts. Orient.Cantábricas
	19 (4)	**Sistema del Gándara**	108.670	Mts. Orient.Cantábricas
Picos de Europa	**-**	**Red de Toneyu**	18.970	*Macizo Occidental**
	-	**Pozo del Jultayu**	12.632	*Macizo Occidental*
	-	**Cueva del Nacimiento**	>12.000	*Macizo Oriental*
	-	**Sistema del Xitu (Culiembro)**	10.700 (~15.000)	*Macizo Occidental*
	-	**Sistema del Trave**	9.167	*Macizo Central*
	-	**Red de Junjumia**	8.115	*Macizo Occidental*

**Este sistema se localiza en el macizo anejo al Cornión, en la sierra de Beza-Canto Cabronero, separado del groso del macizo por el río Dobra. Dependiendo de las fuentes consultadas se puede incluir o no dentro del macizo.*

Tabla 2.3. Desarrollo de las grandes extensiones endokársticas a nivel internacional, nacional y en Picos de Europa (Fuente: FEE, 2013).

Los distintos niveles horizontales que definen los sistemas kársticos de Picos de Europa se distribuyen en función de las diferentes zonas del sistema endokárstico, y dependiendo de ello mantienen características morfológicas diferentes.

En los sectores más superficiales, en la **zona del epikarst**, los trazos horizontales de la karstogénesis se corresponden con microfracturaciones o diaclasas de escaso tamaño

que, sometidas a una mayor liberación de presión litológica (*stress-release*), pueden almacenar un determinado volumen de agua, fundamentalmente por capilaridad hídrica, con una expansión horizontal de la filtración de agua guiada por la porosidad de la roca y formando acuíferos difusos. Estos conductos menores en ocasiones se corresponden con conductos primarios de disolución (aquellos que representan las primeras fases evolutivas de las filtraciones de agua) (Fernández, 1995), que se jerarquizan progresivamente hasta desembocar en pozos verticales.

Sin embargo, los desarrollos horizontales en la **zona vadosa** tienen mayor envergadura pudiendo ser interpretados, en su mayoría, como retazos de antiguos niveles freáticos de paleodrenajes. Tales niveles quedaron colgados en respuesta a cambios del gradiente hidráulico, formándose en un ambiente previo en el cual las condiciones de saturación obligaron al agua a buscar y labrar galerías horizontales, con una circulación menos enérgica y más lenta en función de niveles freáticos más elevados o primigénicos. Incluso se ha propuesto su correspondencia, en el caso de los más antiguos, con los momentos permotriasicos (Fernández Gilbert et al., 2000).

En la zona vadosa dominan fundamentalmente, junto a los procesos de disolución, los derivados de la erosión mecánica ya que es aquí donde los flujos de agua adquieren una mayor energía, lo que hace que sea frecuente encontrarse desprendimientos y acumulaciones de bloques. Las evoluciones genéricas karstogéneticas que abren conductos horizontales en la zona vadosa han debido ser muy similares a las presentadas en la fig.2.30 (a y b) (Fernández, 1995). La gran mayoría de los conductos horizontales que predominan en esta zona se corresponden con meandros, estrechos por lo general, o salas de cierta entidad formadas en las bases de algunos pozos, y estableciéndose como nexo de unión en los caracterísiticos desarrollos de perfil escalonado tan frecuentes en Picos de Europa (veáse fig.2.12).

En el caso de las **zonas freáticas y epifreáticas**, por lo general, los flujos de drenaje marcan un recorrido más horizontal que vertical condicionados, ya no tanto por la gravedad como sucede de forma genérica en la zona vadosa, si no por un bajo gradiente hidráulico. En estas áreas saturadas las galerías tienden a seguir en mayor medida la dirección de la estratificación, como sucede, aunque a menor escala, en la franja epikárstica. La saturación de agua hace que por conductividad hidráulica el agua tienda

a rellenar la totalidad de las microdiaclasas (en menor cantidad y de menor envergadura debido a una mayor presión litológica) y a expandirse en horizontal, y por todo el diámetro de la galería, dando lugar a secciones circulares-elipsoidales características de los conductos freáticos (puntos sifonados).

En los grandes sistemas en los que se alcanzan el actual nivel freático, los pasajes horizontales ganan presencia en los últimos centenares de metros de sus profundidades (sistema del Cerro-Cuevón, Torca Cornisa-Magali, el Trave, Castil-Carbonal, Piedras Verdes, Torca Urriellu), con galerías horizontales que, en algunos casos, se corresponden con pasajes que funcionan como los colectores principales del sistema: río Marbregalo, río del Silencio, río Castil (veáse por ejemplo Agirre, 2007). Es en estas galerías donde se pueden encontrar incluso sedimentaciones de arena dolomítica como sucede en la torca de Urriellu (Puch, 1998). Las surgencias comprobadas para el caso de algunos de estos sistemas (sistema Castil-Carbonal en Farfao, por ejemplo) hacen intuir que una gran parte del endokarst, inexplorado aún, se pueda conformar, en la actualidad, a través de conductos freáticos pudiendo tener su desarrollo una gran componente horizontal.

En la tabla 2.4 se muestran las principales galerías horizontales de niveles freáticos actuales de los sistemas endokársticos más profundos del Macizo Central. Con galerías sifonadas localizadas en torno a los 1000-900 m en el sector de Castil-Urriellu, y algo más profundas en el sector de Cabrones (Cuevón, Sistema del Trave), en torno a los 600 m. Destaca de forma especial la llamada galería de la Gran Mulata en la Torca Marino (TC-4), en la canal de Moeño. Se trata de una galería colgada a una altitud de 1500 m s.n.m. que sobrepasa los 400 m de desarrollo casi horizontal (fractura NE-SO). Algo no muy habitual en los perfiles escalonados de Picos de Europa suponiendo una excepción junto a la voluminosidad de la misma y de algunos pozos y salas (GEMatallana, 2009). Las galerías señaladas en la tabla como galerías colgadas podrían corresponderse con niveles freáticos antiguos del macizo.

Cavidad	**Entrada más elevada (m s.n.m.)**	**Prof. máx. cavidad (m)**	**Prof. apróx. ppales. galerías**	**Altitud apróx. ppales. *galerías* (m s.n.m.)**
Cerro Cuevón-Saxifragas	2019	-1589	-1500	600 (sifonada)
Cornisa-Magali	2500	-1507	-1500 -700	1000 (sifonada) 1800 (galería colgada)

Sist. Trave	2042	-1441	-1400	600 (sifonada)
			-1000	1040 (galería colgada)
T. los Rebecos	2085	-1255	-1000	1085 (galería colgada)
T. Madejuno	2425	-1252	-900	1500 (galería colgada)
Piedras Verdes	2070	-1165	-1100	900 (sifonada)
T. Idoúbeda	1856	-1167	-900	900 (galería colgada)
Castil-Carbonal	1980	-1028	-1000	900 (sifonada)
T. Urriellu	1860	-1017	-990	870 (sifonada)
			-400	1400 (galería colgada)
Torca Marino	1962	-943	-480	1480 (galería colgada)

Tabla 2.4. Localización altitudinal de las principales galerías horizontales de los sistemas endokársticos más grandes del Macizo Central (Fuentes: Agirre, 2007; Estevez, 2011; Vila y Masschelein, 2008; FEE, 2013; Puch 1998, 2002; GELL, 1998, 2006; Speleologieclub K.U. Leuven, 1999, 2007; Ferrer, 1995; Ferrer et al., 1995; GEMatallana 2009, 2013). En el macizo del Cornión Verheyden et al., (2007) hacen una relación de galerías freáticas colgadas con sedimentos fluviales en al menos tres cavidades en torno a los 1250 m s.n.m.

Pero es en los sectores de **surgencia** donde la horizontalidad adquiere un mayor protagonismo. Al menos así ocurre en sistemas estudiados de los otros dos macizos como el sistema del Xitu y sus surgencias de las Fuentes de Culiembro (Macizo Occidental) (Edwards, 2009; Cave Diving Group, 2010); o en las surgencias de la Cueva del Nacimiento (Macizo Oriental), con un entramado complejo de galerías horizontales de hasta ocho niveles diferenciados (Smart, 1984, 1986; LUSS, 1985; León, 1997). En el Macizo Central, es de suponer que pase lo mismo en las surgencias del Cares, intuyéndose fácilmente en los exutorios de Los Molinos y La Jarda (Caín), ya que responden a un mismo sistema de surgencia con distintos niveles horizontales a distintas altitudes dentro de la misma zona de fluctuación del freático (Sánchez y Cerdeño, 1995; Ogando, 1998).

***

La distinción entre conductos verticales (pozos) y horizontales (galerías, meandros) se ha hecho aquí simplemente en favor de dar breves nociones acerca de la caracterización general morfológica en la que se encuadran las cuevas heladas a estudio y de los procesos endogenéticos habituales implicados, grosso modo, en la generación de tales ambientes subterráneos. La realidad de todo ello es infinitamente más compleja tanto por la múltiple conjugación de procesos y factores que entran en juego, como por la componente temporal y paleoambiental. Establecer homogeneizaciones rígidas para las distintas zonas y patrones de comportamiento espeleogenéticos únicos sería cuanto menos un error, y mucho más el intentar extrapolar determinantemente términos a otros ambientes karstogéneticos tanto en espacio como en tiempo.

2.3.- El drenaje subterráneo.

El drenaje endokárstico de Picos de Europa se conforma dentro de la unidad hidrogeológica homónima, independiente y diferenciable estructuralmente y por la delimitación de sus niveles litológicos impermeables (IGME, 1984; Collignon, 1985; Hoyos y Herrero, 1989).

2.3.1.- Los flujos internos

Direcciones del drenaje.

El drenaje subterráneo del Macizo Central se dirige de forma genérica hacia el Cares (Rodríguez, 1984; Cerdeño, 2001; Rossi, 2004; Cerdeño y Sánchez, 2005; Sánchez, 2007). Tal afirmación mantenida desde hace décadas se ha venido confirmando con ciertos matices. La configuración de la estructura del macizo es el factor decisivo en las direcciones que sigue el drenaje interno. Una disposición genérica hacia el NO de los buzamientos, junto con el trazado transversal E-O de las grandes líneas estructurales (ejerciendo de colectores principales en algunos casos), hace que los sistemas kársticos dispongan sus aguas de forma mayoritaria hacia el río Cares. El cual además mantiene el nivel de base más bajo de todos los cursos superficiales que delimitan al macizo (Duje y Bulnes), con 218 m en Pte. Poncebos.

La intensa exploración espeleológica, así como los ensayos con trazadores, han ido ir poco a poco delimitando ciertos sectores de drenaje distinguibles confusamente hoy en día en el interior del macizo. Las primeras compartimentaciones cartográficas, en este sentido, vinieron de la mano del grupo espeleológico francés Spéléo Club de la Seine, que trazó un mapa con 9 cuencas de drenaje interno para todo el macizo (Vidal et al.,

1986). Todas ellas supuestas en función de estudios e interpretaciones geológicas, pero sin ningún dato comprobado (fig.2.31). De entre ellas, destacan en cuanto a la superficie abarcada las cuencas 8 y 9 que vertirían aguas hacia el Cares, sin tener una clara limitación entre ambas. Pequeñas cuencas son discernidas en las partes más externas del macizo como las que drenarían hacia la Canal de Asotín (3), la de Fuente De (2), la del Jou Lluengo (6), o la que abarcaría gran parte de la sierra de Peña Maín, que drenaría hacia las fuentes de Maín, en el río Duje, al norte del macizo. Las otras tres cuencas señaladas, la del sector de Cifuentes-Deva, la de Bulnes y la del Duje (cuencas 5, 7 y 4), se distinguirían por una menor karstificación y flujos de escorrentía superficiales mayores.

A esta primera compartimentación se han añadido posteriores interpretaciones, comprobadas en algunos pocos casos. Así por ejemplo para la cuenca de drenaje de Fuente De, comprendida por el sector endokárstico del entorno de las Pozas de Lloroza, las aguas se filtrarían por un sumidero para volver a reaparecer en forma de cascada en mitad del umbral de Fuente De (bajo la canal de la Jenduda), hecho especialmente apreciable en momentos de deshielo primaveral (comunicación personal J. Sánchez-CESAlfa)(fig.2.32). Pero de igual forma la mayor parte de esta misma cuenca ya señalada por Vidal et al. (1986) debe de drenar hacia las surgencias de Caín (Los Molinos y La Jarda) según afirman Sánchez y Cerdeño (1999), Cerdeño (2001), y Cerdeño y Sánchez (2005). Sosteniendo, estos mismos autores, en función de interpretaciones geológicas y estudios de topografías, que los niveles freáticos del macizo parecen aumentar hacia el sur y el este, lo que haría suponer que el drenaje fuese de forma genérica hacia el Cares (dirección NO)[27]. Además interpretan que las Torcas de la Padiorna y de la Nieve drenarían sus aguas a las surgencias de Caín en función, al igual que suecede con el Sistema del Trave y sus fuentes en Farfao, de una gran falla WNW-ESE que actuaría como colector principal (Rossi, 2004; Estévez, 2011). A ello se añadiría también, algo más al oeste, la torca de Madejuno.

[27] Tal aumento del nivel freático hacia el Sur-Este también es supuesto para las Moñetas por Vila et al. (2010).

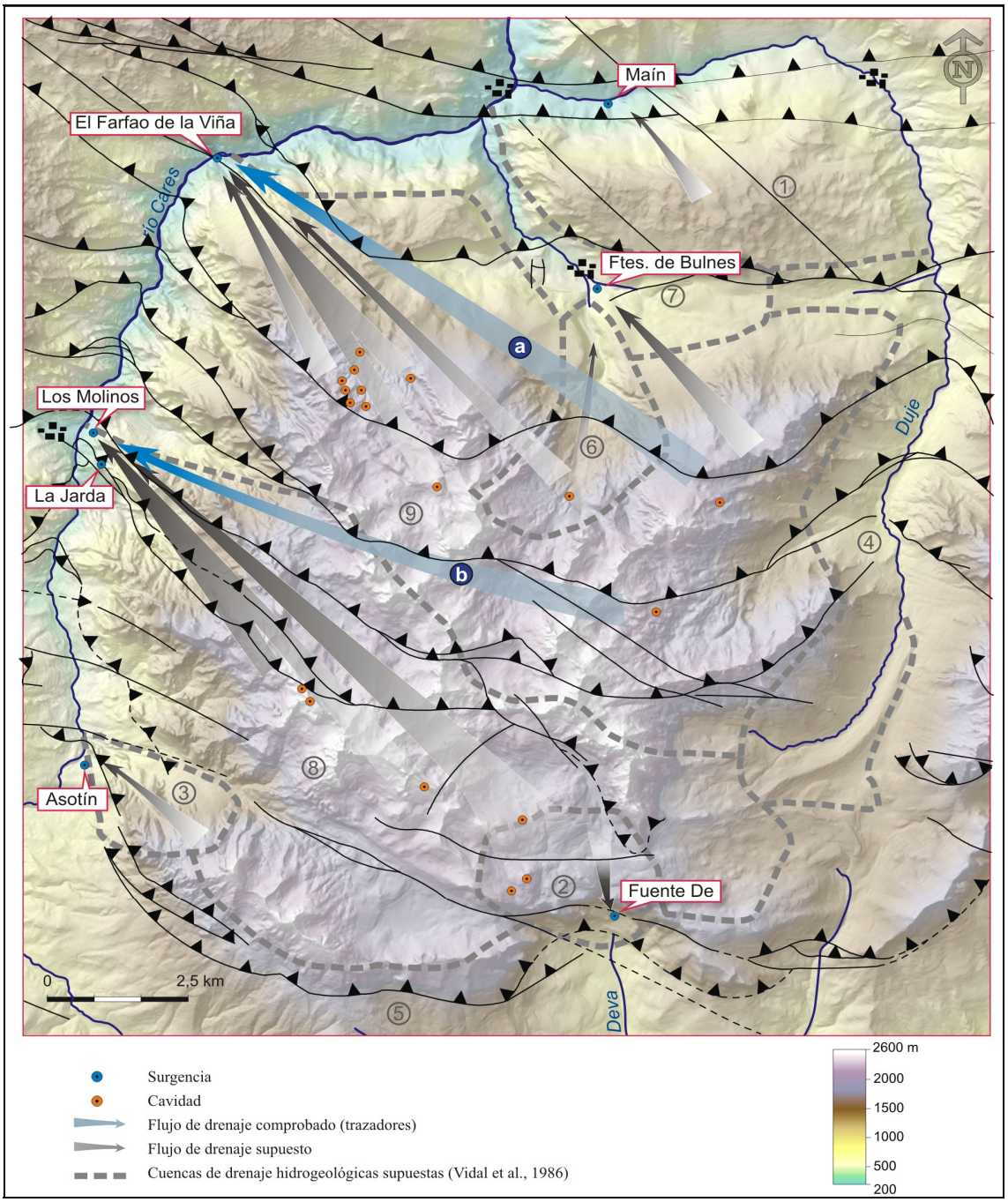


Fig.2.31. Flujos del drenaje general en el Macizo Central. Se muestran tanto las supuestas direcciones (flechas en tonos grises) como las que han sido comprobadas mediante la utilización de trazadores (flechas azules): a. ensayo de trazadores en la Torca de Castil (surgencia en Farfao) en 1998 (Ogando, 1998; Agirre, 2007); b. ensayo de trazadores en la Torca del Mogu (surgencia en Los Molinos) en 2009 (Sendra et al., 2010). Con líneas discontinuas se representan las áreas génericas que Vidal et al. (1986) estimaron como cuencas hidrogeológicas y que hoy en día han sido modificadas con algunos matices: 1.Cuenca de drenaje de Peña Maín; 2. Cuenca de drenaje de Fuente De; 3. Cuenca de drenaje de Asotín; 4. Cuenca de drenaje del Duje; 5. Cuenca de drenaje de Cifuentes-Deva; 6. Cuenca de drenaje de Jou Lluengo; 7. Cuenca de drenaje de Bulnes; 8 y 9. Cuencas de drenaje de Farfao y Caín (fuentes: ASC, 1982; Liautaud, 1985; Collignon, 1985; Vidal et al., 1986; Ferrer et al., 1995; Cuyvers et al., 1996; Sendra et al., 2011, Ogando, 1998, 2007; Agirre, 2007; Puch, 1998, 2002; Sánchez y Cerdeño, 1999; Cerdeño, 2001; Rossi, 2004; Cerdeño y Sánchez, 2005; Sánchez, 2007; Lusarreta, 2007; Vila et al., 2010; Estévez, 2011).

Fig.2.32. La escorrentía superficial que se genera en el entorno de Lloroza en favor del materiral detrítico disperso, conecta distintos pisos de umbrales glaciokársticos en los que se alojan las conocidas Pozas de Lloroza, terminando en un sumidero que presumiblemente tiene conexión interna con la surgencia que da origen al río Deva (bajo la Jenduda).

Esto, junto con la sí comprobada surgencia en la Viña de Farfao de la Torca de Castil (Ogando, 1998), podría significar la división, a grandes rasgos, de la gran mayoría del macizo en dos grandes unidades. La *unidad septentrional* con un drenaje hacia el Farfao, recogiendo, mediante grandes colectores subterráneos guiados por fallas y cabalgamientos transversales principales de dirección WNW-ESE, las aguas sumidas en los sectores de Castil, Urriello y el Trave. Dentro de esta unidad se englobarían grandes cavidades como la mencionada torca de Castil, la de Carbonal, la del Carnizoso, Piedras Verdes, la torca del Valle del Agua y la torca de Urriello; junto con las cavidades del sector Cabrones-Trave (Cerro-Cuevón, Saxifragas, sistema del Trave, torca de los Rebecos y la torca de Idoúbeda). La única salvedad se encontraría en el área de los Tortorios (Torca de Tortorios) cuyas aguas probablemente fluyan hacia las fuentes de Bulnes (Agirre, 2007). Y una segunda gran *unidad meridional* que drenaría sus aguas, guiadas por patrones de configuración similares (grandes colectores en función de estructuras falladas transversales), hacia las fuentes de Los Molinos (Sánchez y Cerdeño, 1999; Cerdeño, 2001; Cerdeño y Sánchez, 2005). Dicha hipotésis se ha visto confirmada, en parte, con ensayos con trazadores relativamente recientes en el sector de exploración de las Moñetas[28]. Sendra et al. (2011) obtuvieron ensayos positivos para la Torca del Mogu en la surgencia de Los Molinos (fig.2.31b), lo que viene a confirmar y concretar la cuenca de drenaje 9 propuesta por Vidal et al. (1986). En la parte central de este sector de Las Moñetas se ha extrapolado, en base a Agirre (2007), un nivel freático situado a unos 1000-1100 m de altitud (Vila et al., 2010).

[28] En este mismo sector se hicieron también ensayos con trazadores sin éxito en el año 1978 en la Sima del Llagu de las Moñetas a cargo de uno de los clubes pioneros y que más intensamente ha trabajo en las cavidades de Picos de Europa: el Spéléo Club Alpine Languedocien de Montpellier (Liataud, 1985:114).

Un ensayo de trazadores efectuado en 1995 en la Torca de Madejuno no dio resultados convincentes ya que en un intento de comprobar si sus aguas vertían hacia Los Molinos o hacia Fuente De, se resgistraron días después, restos en Farfao, lo que implicaría un enorme desarrollo y una profundidad de 2.200 m. Probablemente tales resgitros proviniesen de restos de ensayos realizados en el Cueto del Trave (Puch, 2002), y por tanto a no tener en cuenta para el drenaje de la Torca de Madejuno. Toda la zona de exploración del Llambrión se supone dirige sus aguas a la surgencia de Los Molinos (Ferrer et al., 1995; SPEKUL, 1999).

Para el sector de drenaje de Jou Lluengo no existe tampoco nada definitivo comprobado mediante trazadores. Se ha supuesto que las aguas del río Silencio en la Torca de Urriello resurjan en las fuentes escalonadas del mismo Jou Lluengo a unos 700 y 800 m de altitud, pero tampoco se descarta su salida hacia cualquiera de los manantiales importantes del Cares (Vidal et al., 1986; Agirre, 2007).

Caudales y velocidades.

El drenaje subterráneo del macizo se caracteriza por una rápidez e irregularidad motivada por la verticalidad de los sistemas. Ya fue señalado así a finales de los 70 del siglo pasado por los franceses del *Spéléo Club Alpine Languedocien* de Montpellier, destacando la ausencia de importantes retenciones de agua en el interior de los macizos, en comparación con la superficie de absorción y la importancia de precipitaciones tanto en forma de lluvia como de nieve de las que goza Picos de Europa (Liataud, 1985). Collignon (1985) también reparó en la importante irregularidad de los flujos de agua, señalando que llegaban a ser del orden de 1 a 20, e incluso de más en momentos de inundaciones excepcionales.

Los principales colectores en las cavidades más profundas se dan por debajo de los 1000 m de *profundidad* (cota que se podría señalar genéricamente para el nivel freático), concentrándose en escasos desarrollos horizontales y subhorizontales generados fundamentalmente a favor de líneas estructurales (véase fig.2.12). La altitud del nivel freático disminuye hacia el Cares de S a N y de E a O, como se ha venido reiterando.

Los *caudales* de los colectores más destacados, en épocas de estiaje, oscilan entre los 10-15 l/s para el río Silencio (Torca de Urriellu) y los 100-150 l/s estimados para el río Castil (Sistema Castil-Carbonal), o los 150 l/s para el colector Terminator (Sistema del Trave). Casi todos los grandes sistemas acaban en cursos subterráneos de distintos volúmenes, como el río Marbregalo del Sistema del Cerro Cuevón-Saxifragas, el colector del sistema de Cornisa-Magali, o la canalización en forma de río señalada para la Torca de Madejuno. Cerdeño (2001) y Cerdeño y Sánchez (2005) sostienen la posibilidad de que existan dos grandes colectores dentro del macizo que alimenten las dos surgencias principales ubicadas en el Cares (Farfao y Los Molinos). El colector norte alcanzado en el sistema del Trave (a -1441 m de profundidad) con esos 150 l/s ya señalados para el sifón Terminator; y un segundo colector para la unidad meridional que está todavía por encontrar, y del cual podrían ser afluentes los flujos de algunas torcas como las de La Padiorna, La Horcadina o Madejuno.

Las *velocidades* que se han podido comprobar en base a ensayos positivos de trazadores arrojan cifras muy dispares para distancias estimadas en línea recta muy similares entre puntos de vertido de trazadores y surgencias. Por un lado, se ha calculado 250 m/día para el río Castil en el ensayo realizado en la Torca Castil con una distancia teórica desde el sifón terminal hasta su surgencia en Farfao de 8 km (Ogando, 1998); mientras que en el ensayo positivo en la Torca del Mogu se ha obtenido una velocidad media de 340 m/h hasta su salida en Los Molinos a una distancia en línea recta de 8,2 km (Sendra et al., 2011). No se han podido precisar más velocidades por la falta de ensayos positivos, lo cual no dejaría de ser interesante ya que los ensayos positivos realizados en las décadas de los 60, 70 y 80 del siglo pasado en el Macizo Occidental arrojan velocidades en torno a los 20 y 7 m/h como en el Pozu Cebolleda, en la Sima del Jou Lluengo, o el Pozo del Xitu por ejemplo (Collignon, 1985)[29].

Los caudales sufren importantes variaciones *estacionales*. Durante el estío, y una vez completada la fusión del manto nival por entero, se dan los mínimos caudales en Picos de Europa. Las precipitaciones tormentosas, características tormentas de verano, son las que aportan subidas voluminosas y repentinas de caudal. La respuesta a la filtración en estos casos suele ser rápida con menos de un día entre las áreas de recarga y los

[29] Y en cualquier caso con permanencias de menos de cuatro días en la mayoría de los ensayos positivos realizados (tomado de Ruiz y Serrano, 2011).

exutorios (Collignon, 1985). Este aumento de caudales hídricos se añade a las exiguas filtraciones concentradas proporcionadas por los neveros permanentes en aquellos puntos donde persistan (como sucede en las entradas de algunas de las cuevas a estudio como cueva de Peña Castil y Verónica). En estos puntos, las lluvias veraniegas aceleraran el proceso de fusión de los neveros, lo que aumenta y acelera la subida de los caudales.

En los meses de otoño la evolución de los régimenes pluviométricos marca los caudales de los flujos endokársticos, con un menor peso de la fusión del manto nival. En este sentido solo son las primeras nevadas, encargadas de cubrir parcial y brevemente en forma de las primeras manchas de nieve los sectores topoclimáticos más favorables, las que ayudan a mantener cierta filtración concentrada.

A medida que avanza el invierno la filtración directa de precipitaciones se ve mermada cuando no es por la falta de precipitaciones en forma de lluvia, lo es por la instalación de un manto nival ya más consistente y persistente. Es en estos momentos cuando, por ejemplo, los característicos pozos nivales, presentes por encima de los 1500 m y conectados muchas veces con sistemas endokársticos a través de pequeñas diaclasas laterales y de fondo (Collignon, 1985), pueden quedar en buena parte obturados por la acumulación de nieve. Lo mismo ocurre con las cavidades cuyas bocas de entrada son de pequeñas dimensiones. Solo en aquellos casos en los que la amplitud de las bocas de entrada sean lo suficientemente grandes como para permitirlo, la acumulación directa de nieve puede convertirse en una reserva de caudal hídrico para el sistema endokárstico.

Durante los meses primaverales, aunque fundamentalmente en aquellos días más cercanos al verano (cuando no entrados dentro del propio verano), es cuando se dan los caudales mayores, por la conjunción de las precipitaciones en forma de lluvia y las fusiones mayores del manto nival.

2.3.2.- Surgencias

El cauce que recoge buena parte de las principales surgencias y la gran mayoría de las aguas drenadas interiormente por el Macizo Central es el del Cares. Es en él donde se localizan dos de los aliviaderos fundamentales del macizo, y de los más importantes de todo Picos. Por un lado, la surgencia de Los Molinos situada a 460 m de altitud en el

núcleo de Caín, recogería la gran mayoría de las aguas subterráneas de esa hipotética unidad meridional endokárstica del macizo, con un caudal en estiaje de 2.000 l/s (Virgos, 1981). En los momentos de máximo caudal en los que el nivel freático ascendiese las aguas rebosarían por las galerías superiores de La Jarda, situada a 550 m de altitud aguas arriba de Caín (GELL, 1998; Cerdeño, 2001). Y una segunda surgencia de importancia en la Viña de Farfao, en la confluencia de la canal de Sabugu con el Cares, en la que a una cota altitudinal de 320 m se registra una media en estiaje de 3.000 l/s (Virgos, 1981)[30]. Sobre esta surgencia Vidal et al. (1986) llamaron la atención acerca de la posibilidad de que dispusiese de una zona interior inmediata a la fuente inundada debido a las pérdidas constantes e irregulares de carga en épocas de crecidas.

En las latitudes meridionales del macizo destaca el nacimiento del Deva en Fuente De. Su caudal estacional de 0,15-0,01 l/s se abre paso entre las calizas del Carbonífero westfaliense en favor de un repliegue calcáreo bajo la canal de la Jenduda en el umbral de Fuente Dé; sumergiéndose bajo las pedreras semifuncionales que tapizan la base del umbral, para resurgir finalmente en la parte baja de la campa homónima.

Surgencia	Altitud (m)	Valle drenaje	Caudales estimados (m^3/s)	Características a destacar
Farfao de la Viña	320	Cares	3	Drenaje de la mitad norte del macizo. Posibles galerías inundadas. Salidas irregulares de caudal durante crecidas. Contacto de falla SE-NO.
Fuente Los Molinos	460	Cares	2	Drenaje de la mitad sur del macizo. Situada en plano de cabalgamiento. Efluencias superiores en épocas de carga.
Surgencia Maín	320	Duje	-	-
Fuente De	1070	Deva	0,15 - 0,010	Filtraciones y surgencias inferiores. Surgencia impenetrable.
Fuentes Bulnes	700	Bulnes	0,05	Dispersas y difíciles de localizar
Fuente Asotín	760	Cares	0,08	Distintos tamaños de surgencia pero impenetrables

Tabla 2.5. Principales surgencias reconocidas del Macizo Central (tomado de IGME, 1980; Vidal et al., 1986; Virgos, 1981; ASC, 1984).

[30] De los cálculos estimados por Virgos (1981) paras las principales surgencias de Picos de Europa son éstas dos las que registran el mayor caudal. Se acercan Reo Molín en el río Dobra drenando el área de Ozania (M. Occidental) con 1.500 l/s y las fuentes de Culiembro, vertiente al Cares desde el Macizo Occidental que tienen un rango de caudal calculado que va de los 1.000 a los 7.000 l/s (Gale, 1984). La Cueva del Nacimiento, principal surgencia de Ándara, tiene un caudal calculado entre los 1.500- 2.000 l/s.

Pero la gran mayoría de las surgencias del macizo se caracterizan por su carácter estacional, y una entidad menor, repartiéndose indistintamente por sus cuatro flancos.

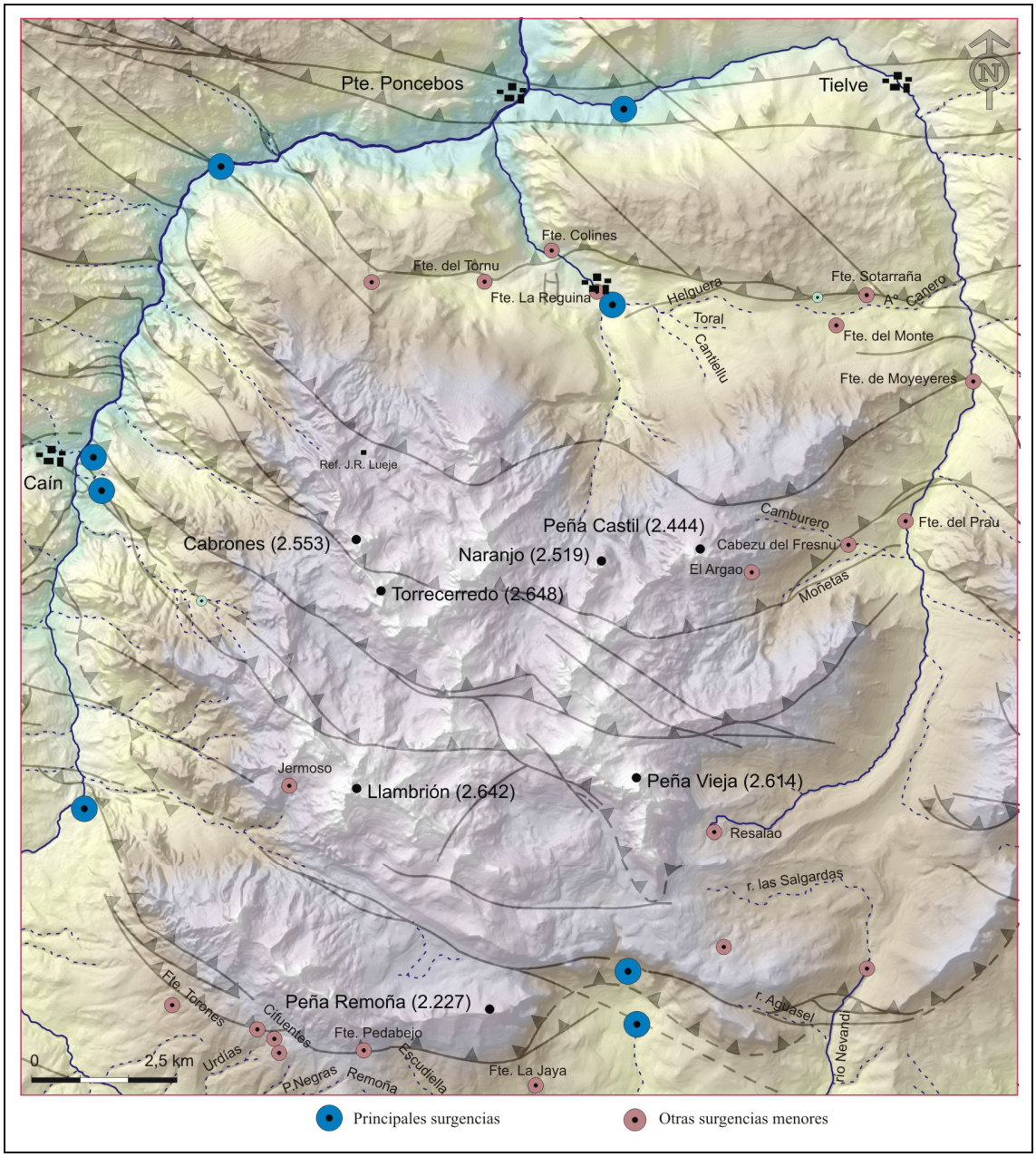


Fig.2.33. Principales surgencias junto con otras surgencias y fuentes menores, y los arroyos y riegas de escorrentía superficial. A partir de Vidal et al. (1986) y Adrados (2012).

Son habituales por el *flanco oriental* a lo largo del valle del Duje: el Resalao, el Argao, la fuente del Prau, del Cabezu del Fresnu, o la fuente de Moyeyeres ya en los invernales del Teju; con la organización de muy débiles riegas que drenan la cabecera del arroyo del Duje, como son la riega de las Moñetas, la de Camburero, o las innominadas que se descuelgan del frente de Fresnediello. A lo largo de la Canal del Teju y Pandébano, *por el norte*, se repiten estas incisiones fluviales superficiales en el arroyo del Teju (de

Bulnes al Cares), aunque en este caso con un caudal permanente a lo largo del año, alimentado por riegas que bajan del canal de Amuesa, de Balcosín o de su cabecera en Pandébano y monte Varera como son las riegas de la Helguera, el Toral o la de Cantiello. Sus surgencias van desde la fuente del Tornu, en el canal de Amuesa, hasta las que se dan en las inmediaciones del barrio de abajo de Bulnes, o la fuente de Colines aguas abajo de la actual salida del funicular de Bulnes. En este mismo sector septentrional, pero vertientes al Este, hacia el río Duje, se concentran las aguas superficiales a través del arroyo de Canero, con fuentes en la Majada de la Terenosa, la fuente del Monte o la de los invernales de Sotarraña. En los sectores *meridionales*, y en respuesta al contacto de materiales permeables carbonatados con rocas silíceas más impermeables e infrayacentes (fundamentalmente areniscas, lutitas y pizarras de la formación Valdeón), destacan las riegas y surgencias de las últimas láminas frontales de Picos, cabalgantes sobre las cuencas de Valdeón y Liébana. A los pies del murallón de nombre expresivo, Peñas Cifuentes, se encuentran varias surgencias como las de Cifuentes, Torones, la fuente de Pedabejo o de la Jaya, localizadas a media y alta ladera. Son el origen de las riegas de Urdías y Piedras Negras, vertientes a Valdeón, o riegas como la de Remoña o Escudiella vertientes a Liébana (fig.2.33).

2.4.- Evolución del endokarst en el Macizo Central.

Reconstruir la evolución del endokarst en Picos de Europa no es tarea fácil. Presumiblemente el horadado de la red se iniciase en los momentos de la petrificación de los sedimentos calcáreos Carboníferos, pero el discernimiento de fases desde entonces no cuenta con huellas claras. Y más aún, como se ha venido diciendo, si se trata de un macizo kárstico de marcada herencia glaciar, y con una velocidad, desnivel y fuerza de la circulación de sus aguas subterráneas reseñable y con distintas y prolongadas fases críticas de endogénesis (p.e. desmantelamiento de la cobertura permotriásica); que en conjunto borran prácticamente por completo los testimonios más antiguos. A ello se le añade su característica falta de espeleotemas, rasgo definitorio del endokarst de montaña frío, y de remanentes sedimentarios (Dubois, 1985; Audra, 2002; Verheyden et al., 2007; Ballesteros et al., 2013), lo que dificulta aún más las reconstrucciones evolutivas y cronológicas.

Las surgencias colgadas dan idea del encajamiento de lo que pudo ser la red kárstica pretérita y de las profundizaciones de sus gradientes hidráulicos correspondientes. El estudio y asignación de las fases evolutivas para esos niveles colgados, perfectamente visibles a lo largo de la garganta del Cares por ejemplo, o en los distintos puentes paleoexokársticos que existen a considerables altitudes en muchos puntos elevados del macizo, es bastante complicado y sólo nos podría inferir mediante una muy laxa cronología relativa. En tales casos es en extremo complicado esclarecer si se trata de redes antiguas abandonadas en altura de forma gradual conforme se daba un encajamiento paulatino del nivel de base (en tal caso, la distinción de fases karstogenéticas es más complicada); o si bien se trata de redes colgadas siguiendo un encajamiento escalonado del nivel de base proseguido de una etapa de relativa

estabilidad que, en esta ocasión sí, marcaría una sucesión más nítida de distintas fases karstogenéticas.

Para el discernimiento de potenciales fases de karstificación también sería de utilidad el estudio comparativo de los distintos volúmenes de las diferentes galerías. Para otros macizos kársticos Audra et al. (2006, 2007) sostienen que, por ejemplo, el tamaño de una galería puede verse aumentado por un incremento del ratio de flujo interno de agua; lo cual puede provenir o bien de un incremento climático de las precipitaciones, o bien de la propia captura de otras galerías. Sin embargo, una reducción del ratio de flujo provocada por un encajamiento del nivel de base provoca una reorganización del sistema interno con la formación de nuevos pasajes y con volúmenes menores que las fases inmediatamente precedentes (Audra et al., 2007). La comparación de estos distintos volúmenes puede llevar a una potencial fuente de información sobre las distintas fases evolutivas del endokarst; y en este caso en estrecha vinculación con el cambio de patrones climáticos externos. Estudios de tal tipo serían necesarios en conductos y galerías de Picos de Europa y podrían ayudar en el esclarecimiento evolutivo de su endokarst.

Pero en Picos de Europa, las distintas estimaciones sobre fases endokársticas recientes se han basado fundamentalmente en conjeturas relacionadas con episodios climáticos relevantes referidos a un periodo geológico muy reciente. Al menos se han estimado unos 3 Ma. (Smart, 1984), junto con el estudio de depóstios sedimentarios y las dataciones de algunos espeleotemas. Pero fundamentalmente han sido dadas para los macizos del Cornión y Ándara (Smart, 1984; Senior, 1987; Ballesteros, 2010; Ballesteros et al., 2012b).

Las estimaciones numéricas sobre tasas de erosión kárstica realizadas hasta la fecha, en base a las dataciones llevadas a cabo, señalan incisiones de entre 0,3 mm/año y 0,1-0,15 mm/año para el macizo de Ándara, propuestas por Smart (1981, 1984) (la última de ellas en la zona vadosa de Cueva del Nacimiento), y en sintonía con el encajamiento del río Urdón, mediante la datación de U/Th de una estalagmita en la sima Tere en unos 350 ka, y que, junto con el estudio de algunos niveles freáticos colgados de simas del Cornión, le lleva a proponer una etapa paleokárstica de al menos unos 3 Ma. (Smart, 1986). Mientras que Ballesteros (2010) para el macizo del Cornión propone, basándose

también en dataciones U-Th de espeleotemas de la torca Teyera, una tasa mínima de 0,07 mm/año desde mediados del Pleistoceno (238 ka); junto con otras dataciones de al menos 300 ka también para la torca de Teyera y la de la Texa (Ballesteros et al., 2012b). Collignon (1985) estimó ratios muy semejantes para todo el conjunto de Picos de Europa, con una tasa de ablación actual de 0,1 mm/año[31]. En las estimaciones de estos ratios se ha de tener siempre en cuenta la irregularidad, ya señalada por diversos autores (p.e. Palmer, 2007), de las tasas de disolución, tanto en lo que se refiere al tiempo considerado (variaciones del ratio en función de cambios ambientales, geológicos, hidrológicos, etc.), como a los cambios estacionales, cambios en los patrones de la descarga o cambios en las condiciones del suelo.

Mediante el estudio comparativo de distintos niveles colgados se han formulado hipotésis también sobre distintas fases endokársticas en los distintos macizos. Mientras que para el macizo del Cornión lo hacen, por ejemplo, Laverty y Senior (1981), Senior (1987) o Verheyden et al. (2007); para Ándara lo hace fundamentalmente Smart (1981; 1986). Para el Macizo Central, el menos estudiado de los tres macizos en este sentido, Bigot (1991, 2001, 2012) es el único que señala hipotéticamente hasta tres distintas fases en la karstificación del sistema del Trave y la Torca Idoubeda en función de galerías colgadas. Pero sin asignación alguna de edades concretas. La falta de ensayos y dataciones absolutas para este macizo hace que para intentar establecer una teórica evolución lo más ajustada posible del endokarst sea necesario tener en consideración los resultados estimados para sus macizos vecinos, así como los modelos y propuestas dadas previamente por otros autores tanto para éste como para los otros macizos de cierta similitud (p.e. Miotke, 1968; Martínez García y Rodríguez Fernández, 1984; Smart, 1981, 1984; Borreguero, 1983; Dubois, 1984; Collignon, 1985; Senior, 1987; Bigot, 1991; Fernández Gilbert et al., 2000; González Trueba, 2006; González Trueba y Serrano, 2010; Ruiz Fernández y Serrano, 2011; Ruiz Fernández y Poblete, 2012; Ballesteros, 2010; Ballesteros et al., 2012).

[31] La tasa de ablación específica calculada por Collignon para Picos de Europa es comparable a las dadas en Alpes o Pirineos, y dentro de los ratios habituales comprendidos entre los 0,001 y 0,01 cm, variando en función de la composición química del agua, la turbulencia y los ratios de saturación carbonatada que tenga el agua (Palmer, 2003:3; Plummer and Wingley, 1976; White, 1984).

2.4.1.- Grandes fases evolutivas en el endokarst del macizo.

En sintonía con lo que se acaba de presentar, las grandes etapas evolutivas sobre las que se puede generalizar para el endokarst del Macizo Central de Picos de Europa son las siguientes:

a) Endokarst preglaciar

Dentro de una antiquísima etapa genérica numerosos autores han manifestado la posibilidad de distintas fases apoyándose en ciertos índicios, cuando no en la propia evolución tectónica del conjunto.

Grosso modo se han distinguido fases antiguas pertenecientes a un *endokarst pre-pérmico* (anterior a los 290 Ma.) en base a los rellenos síliceos del Pérmico (fm. Sotres) encontrados en el interior de algunas cavidades en los macizos Oriental y Occidental, y que serían los restos de una peneplanización generalizada o cobertera sedimentaria prácticamente desmantelada en su totalidad en la actualidad (Burkhardt, 1976; Martínez García y Rodríguez Fernández, 1984; Dubois, 1985; Smart, 1984; Senior, 1987; Fernández Gilbert et al., 1992, 1994; Verheyden et al., 2007). De tal cobertera en el Macizo Central quedan restos principalmente en Pandébano, desde las laderas del Monte Varera extendiéndose por los puertos de Pandébano hasta el frente de cabalgamiento de Peña Maín. Ésta llegaría a cubrir, al menos en algunos sectores, una proto-red endokárstica hercínica (Dubois, 1985), facilitándola a su vez cierta recarga hídrica alóctona (Smart, 1985; Fernández Gilbert et al., 1994). En tal configuración es presumible un nivel de base que no permitiese una profundización, elaborándose galerías freáticas subhorizontales con sedimentaciones pérmicas conservadas solo en algunas cavidades del Macizo Occidental (Verheyden et al., 2007). Durante este episodio de cobertura permotriásica el desarrollo endokárstico quedaría limitado por la capa impermeable, lo que provocaría que los sistemas funcionasen parcialmente, y sobre todo aquellos vinculados a grandes fracturas ya instauradas, estando seguramente las redes de diaclasas y fracturas menores, junto con el propio epikarst, ocluidas.

El *desmantelamiento parcial de la cobertera pérmica* favoreció el paso de una filtración concentrada a una recarga difusa (Smart, 1984; Senior, 1987). Con la cobertera silícea pérmica es presumible que se diesen cuencas de cierta impermeabilidad y escorrentías superficiales, de forma similar a lo que ocurre hoy en día en los sectores en los que

persisten todavía afloramientos de dichos materiales (veáse fig.2.8). Tal desmantelamiento favorecería ese cambio de patrones de descarga facilitando el desarrollo de nuevas redes y simas, con la ampliación de algunas previas y el abandono de otras anteriores al verse reducidos sus habituales puntos de recarga. Con la erosión de la capa permotriásica el desarrollo del epikarst (o su reactivación en el caso de que estuviese formado previamente a la sedimentación permotriásica), junto con la percolación mayor de aguas, posiblemente se retomase la funcionalidad de sistemas previos. En este caso, si la capacidad de desagüe del sistema era la suficiente como para desalojar el volumen de agua incorporado, el sistema funcionaría desarrollándose los sectores vadosos, en caso contrario éstos reducirían su protagonismo con una mayor presencia de áreas saturadas. Si el epikarst se encontraba con un grado adecuado de desarrollo, la concentración del agua infiltrada, que en él se quedaría relativamente almacenada y dispersa (*epikarst storages*), se canalizaría hacia la zona vadosa, incrementándose el desarrollo de los conductos por aumento de caudal[32]. Lo que favorecería la dinámica endokárstica en esta fase post-pérmica.

La desaparición de la cobertera permotriásica pudo ser debida a procesos erosivos y arrasamientos generalizados derivados de movimientos tectónicos y/o cambios climáticos; aunque no se puede descartar que un epikarst bien desarrollado previamente pudiese haber contribuido a un drenaje más eficaz de finos hacia la zona vadosa (Klimchouk, 2004). El peso diferencial de uno u otro factor seguramente fue desigual, recayendo una mayor importancia sobre el primero.

Con el *paroxismo Alpino* la reactivación de estructuras hercínicas y la entrada en juego de otras nuevas; junto con la incisión de la red hidrográfica, y de forma especial para el endokarst del Macizo Central, el encajamiento de la garganta y nivel de base del Cares (Martínez García y Rodríguez Fernández, 1984; Rossi, 2004), daría lugar a una profundización de los sistemas y a la restructuración de algunos preexistentes. De esta manera, juegos de fallas alpinas se superponen y cortan antiguos planos de falla y cabalgamientos hercínicos (Dubois, 1985). Es en estos momentos cuando se asentasen las guías de un gran número de flujos subterráneos actuales, en una karstificación

[32] Klimchouk (2004) señala que en función del desarrollo del epikarst la transformación de su recarga difusa hacia un flujo concentrado puede ser incluso de más del 50%.

presumiblemente caracterizada por una alta energía (Collignon, 1985) procurada por mayores desniveles freáticos y la verticalidad de las estructuras.

De los *periodos pliocenos post-alpinos* se tienen indicios estimados para el periodo Villafranquiense mediante extrapolaciones realizadas a partir de tasas de disolución calculadas como las de Smart (1984, 1986) para el macizo de Ándara. Dicho autor sitúa la antigüedad de ciertas galerías en al menos 3 Ma., en el Villafranquiense. También Martínez García y Rodríguez Fernández (1984) correlacionan con este periodo fósiles encontrados en sectores calcáreos cercanos. A esta fase enérgica se podrían corresponder las muchas galerías hoy colgadas en un buen número de las paredes de Picos de Europa (González Trueba, 2006).

Smart (1984) en la sima Tere obtuvo una edad de al menos 350 ka lo que le hizo pensar en una profundización del endokarst para el macizo de Ándara bastante rápida con una tasa de disolución estimada de 3 mm/año. Estimaciones para el macizo del Cornión (Ballesteros, 2010), aportan tasas de disolución de 0,07 mm/año, con dataciones absolutas de U/Th en dos de sus simas que les hacen cavilar un endokarst de al menos 300 ka. Lo que supone que al menos esta fase del desarrollo del endokarst en estos dos macizos de Picos de Europa data del Pleistoceno medio (700-126 ka). Hecho presumiblemente extensible al Macizo Central. Collignon (1985) para todo el conjunto de Picos estimó una tasa de disolución de 0,1 mm/año.

b) Endokarst glaciar

Los episodios fríos pleistocenos han favorecido el desarrollo endokárstico de Picos de Europa. En un clima frío y húmedo, los propios aparatos glaciares, como agentes geomorfológicos activos, además de actuar de manera muy efectiva y mecánica sobre las zonas de recarga, remodelándolas, profundizándolas y ensanchádolas (frecuentemente en los jous), dejaron su impronta en un mundo subterráneo, ya desarrollado en profundidad, concentrando de nuevo buena parte de la escorrentía. Supusieron un cambio de patrones en los inputs de infiltración (Smart, 1984). Determinados autores abogan por que tanto las aguas subglaciares como proglaciares discurrían canalizadas procurando una concentración de la recarga en determinados puntos ayudando a ampliar y profundizar ciertas cavidades (véase los llamados emplazamientos privilegiados en fig.2.34). El agua basal de los glaciares, o superficial

en el caso de que percolase intraglaciarmente, se concentraba en los puntos más bajos de las depresiones glaciokársticas, drenando hacia las simas que se localizaban en sus fondos. Lo cual era especialmente intenso en aquellos jous más elevados (Smart, 1984, 1986). Para Smart (1986) y Rossi (2004), los cambios asociados a la glaciación impusieron una fuerte afección en muchos de los sistemas endokársticos reflejada en la envergadura actual que presentan muchas simas, bastante discordante con la alimentación de sus recargas actuales. Entre ellas, la Torca de Urriello como ya señaló en su día Collignon (1985). Para este mismo autor, la escasez de conductos fósiles así como de depósitos detríticos son indicios de una karstificación esencialmente cuaternaria; manteniendo que el desarrollo de sistemas endokársticos del tipo *meandres-puits*, caso de Picos de Europa como ya se ha visto, son típicos de un karst de alta montaña sometido a periodos glaciares y para cuya explicación no parece necesario recurrir a fases de karstificación anteriores (Collignon, 1985:10).

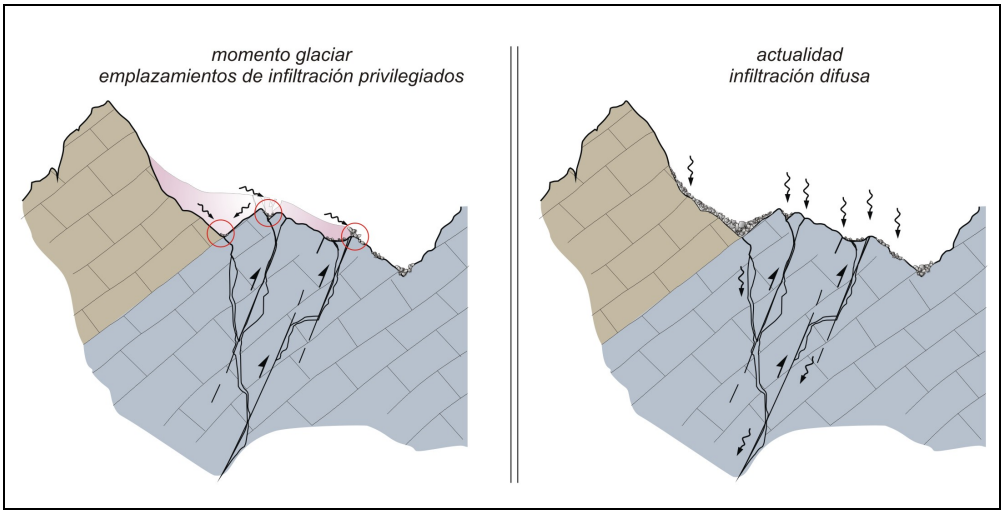


Fig.2.34. Filtraciones difusas y concentradas (modificado a partir de Fernández et al., 1995).

De tal forma, para esta misma etapa, es presumible pensar también que en algunas de las cavidades localizadas en aquellos lugares más favorables, la entrada directa de hielo glaciar fuese un input o remanente importante de abastecimiento de aguas para tales cavidades. Ayundando por tanto a la acentuación de su karstificación. En tal caso se trataría de cuevas con hielo glaciar intrusivo, aunque tal cosa no se pueda afirmar con rotundidad al no haberse encontrado a día de hoy restos de till alguno en el interior (al menos que haya sido reseñado). En estos momentos seguramente la propia aportación de aguas frías de la nieve y el hielo al sistema endokárstico favorecería la disolución y por tanto la karstifcación en superficie y en el endokarst.

A este periodo de reseñable efectividad endokárstica se le añadirían igualmente los periodos de fusión. Con la retirada de los aparatos glaciares, de nuevo los patrones de infiltración se verían alterados. Con el retroceso del pleniglaciar estable de Picos de Europa[33], se inció también un cambio en la recarga de aquellos sectores afectados por los frentes glaciares que se beneficiaban de una recarga concentrada. Con el ascenso de los frentes glaciares, los patrones de recarga concentrada iban también situándose a cotas mayores. Pero a su vez la recarga difusa se volvía a instalar de forma generalizada en los pisos inferiores deglaciados. Los patrones periglaciares, dentro de una secuencia morfogenética paraglaciar, fueron ganando cada vez mayor protagonismo aumentando la acumulación de derrubios de gelifracción que fueron poco a poco dificultando, cuando no taponando directamente, la entrada y recarga de algunos de los sistemas. Ello, en determinados sectores (frentes de las lenguas en retroceso), pudo haber sido contrarrestado en cierto grado por el aumento de disolución kárstica asociado a las aguas frías de fusión glaciar, con una mayor capacidad de contener anhídrido carbónico cuanto más fría. A lo que se debe de añadir un caudal mayor que el actual. Tales aguas de fusión glaciar, además, como ya se mencionó anteriormente, pudieron generar incluso perfiles morfológicos significativos en las entradas de algunas cavidades (*pitch-ramp system* de Senior, 1987) y haber provocado presumiblemente la inundación de algunas cavidades generando lo que Ford (1977) denominó "*invasión vadose shafts*", hasta alcanzar profundidades de centenares de metros como ya se ha manifestado para otros macizos kársticos (Ford, 1977; Audra et al., 2006). Eraso y Pulina (1994) señalan que muchas cuevas profundas tienen su origen en la fusión de los glaciares pleistocenos, algunas de ellas entre las más profundas del mundo, como es el caso de la cueva Sniezna ubicada en las montañas de Tatra. Pero de nuevo tampoco se han encontrado huellas que permitan corroborar fehacientemente el grado de implicación que la retirada de los hielos glaciares tuvo en el desarrollo endokárstico, no pudiendo pasar más allá de elucubraciones.

Esta eficiencia endokárstica glaciar no esta tan clara, sin embargo, para autores que han realizado estudios semejantes en macizos muy similares al de Picos de Europa. Para Bini et al. (1997, 1998, 2012), por ejemplo, en el macizo glaciokárstico de alta montaña de Grigna (prealpes italianos), o Audra et al. (2006, 2007) en una visión de conjunto

[33] Entre 35 y 45 cal ka BP (Serrano et al., 2015).

para el endokarst de los Alpes, durante las glaciaciones cuaternarias, la endokarstogénesis sufriría una ralentización morfodinámica derivada de una obturación generalizada de las zonas de recarga. Incluso las propias corrientes subglaciares, vistas como agentes especialmente activos por algunos autores (Maire 1977, 1977b, 1978a, 1978b, 1990; Ford, 1971, 1979; Chardon, 1982; Smart C, 1984a, 1984b; Smart, 1986; Lauritzen, 1984, 1986a, 1986b), no lo serían tanto para Bini et al. (1997, 1998, 2012) ya que en los periodos de máxima glaciación sólo quedarían restringidas a la zona de ablación glaciar, estando su actividad prácticamente ausente en el resto del glaciar. A lo que además se debería de añadir, según ellos, que las corrientes subglaciares no tienen lugar en áreas de alta presión bajo la masa glaciar al igual que tampoco se daría la concentración de CO_2 suficiente como para la formación de cavidades como sostienen otros autores (Rothlisberger, 1972; Maire 1978, 1980; Lliboutry, 1983; Smart, 1986). La mayor consecuencia endokarstogenética, según Audra (1994), Bini (1994), Bini et al. (1997, 1998, 2012) y Audra et al. (2007), durante el periodo de máximo glaciar, sería la decapitación de dolinas y bocas de cavidades por la propia erosión glaciar, y la obturación y ensanchamiento de las mismas. Siendo durante el retroceso glaciar cuando se diese un mayor dinamismo sub y supraglaciar, y con ello una mayor morfodinámica endokárstica.

Para la evolución kárstica reciente del Cuaternario en el macizo de Ándara, Smart (1986) distingue tasas de disolución entre periodos glaciares y no glaciares, y entre el karst superficial y el endokarst, que es perfectamente aplicable al Macizo Central. Para este autor, mientras que las tasas de denudación exokársticas mantienen marcadas diferencias dependiendo de si se dan o no con condiciones glaciares; para el caso del endokarst, sin embargo, tales diferencias no tienen tan reseñable variación. Y es que la agresividad de las aguas de recarga y los ratios de disolución en condiciones glaciares, proporcionada tanto por una sub-saturación del agua con respecto a la calcita (debido a un contacto limitado de las aguas con la caliza durante una rápida trasmisión del agua de fusión), como por una continuada incorporación de dióxido de la atmósfera, se vería equilibrada, bajo condiciones no glaciares, por la agresividad proporcionada fundamentalmente por la fusión nival y un mayor tiempo de permanencia bajo tales condiciones. De la misma manera este autor mantiene, al igual que Ford y Williams (2007) lo han hecho para otros macizos, que la creación de nuevas cavidades y el desarrollo de cavidades existentes era posible en los momentos de flujo glaciar cuando

las corrientes de aguas supraglaciares y subglaciares alcanzaban el sustrato calcáreo por medio de crevasses, grietas de tracción, seracs, etc. Al respecto, Chardon (1982) enunció para el karst de Vercors y Chartreuse la conformación de vastas y profundas redes endokársticas incluso con las propias corrientes subglaciares (además de las proglaciares). Pero, sin embargo, la cosa tampoco esta tan clara para los autores antes mencionados (Bini et al., 2012). Éstos apoyan tal supuesto sólo en el caso de que el glaciar se alojase en un área previamente karstificada. En este caso además no se generarían nuevas cavidades sino que más bien se ampliarían y remodelarían las existentes, ya que de forma contraria, sin existir un área endokársticamente desarrollado, el agua supraglaciar que se percolase hacia el fondo del glaciar tendría más fácil crear un drenaje de salida socavando el hielo y circulando por la interfase hielo - sustrato que horadando el propio sustrato calcáreo.

Maire (1990) afirma, refiriéndose al macizo de Haute-Giffre (Alpes franceses), que las aguas subglaciares en los glaciares templados alpinos mantienen un rol morfológico importante en el endokarst tanto en lo que se refiere a corrientes subglaciares como proglaciares. Además de ser éstas los principales artífices de la destrucción, durante las etapas glaciares, de las concrecciones subterráneas debido a una doble acción química y mecánica. De igual forma, tomando las investigaciones de Ford (1976) en el sistema subglaciar kárstico canadiense de Castleguard Cave (sistema bajo la lengua de un glaciar templado), para Maire (1978) las fusiones estivales de agua en glaciares templados son absorbidas por aquellas cavidades que se encuentran en puntos privilegiados no encontrándose obstruidas por el hielo.

En cualquier caso, y al margen de los divergentes planteamientos expuestos, lo que sí supusieron los hielos cuaternarios fue una profundización de los niveles hidrográficos de los valles, induciendo a una nueva fase de espeleogénesis en la karstificación del conjunto. Esto es visto como una de las principales influencias de las glaciaciones en la espeleogénesis endokárstica por algunos autores (p.e. Audra et al*.,* 2006). La falta de datos específicos para el caso de Picos de Europa que puedan corroborar una u otra de las posturas teóricas que se han expuesto aquí con respecto a la evolución endokárstica durante los momentos glaciares no nos permite descartar taxativamente ninguna estimación. Quizás futuros estudios concretos puedan determinar el grado de influencia en el endokarst de Picos de Europa de los glaciares cuaternarios.

c) Endokarst postglaciar

Tras la retirada de los hielos glaciares el endokarst presente en la actualidad ha quedado definido por su caracterización morfoclimática como karst de montaña oceánico-atlántica, pudiendo ser distinguidos altitudinalmente en el macizo dos franjas fundamentales (Collignon, 1985; González Trueba y Serrano, 2010; Ruiz Fernández y Serrano, 2011).

Un *karst de media montaña* con un régimen pluvio-nival, o incluso pluvial en los sectores más desfavorecidos, por debajo de los 1800-1500 m en el que los patrones de recarga siguen conservándose difusos pero aquí más condicionados por desarrollos edáficos y vegetales. La presencia del manto nival se reduce a la temporada invernal, con fusiones más rápidas y condiciones topoclimáticas menos proclives a la acumulación y permanencia de neveros, y por tanto a la existencia de dolinas nivales (con la pérdida de altitud aumenta la temperatura y las precipitaciones en forma de lluvia, en lugar de nieve). De forma lógica en este sector el desarrollo de las cavidades no alcanza grandes profundidades, manteniendo un nivel freático más cercano a sus entradas, y una mayor tendencia, como se puede ver en algunas de las cavidades, hacia el desarrollo horizontal con, probablemente, una mayor densidad de galerías freáticas activas. Es aquí donde se localizan las principales surgencias del macizo. La menor energía de las corrientes endokársticas debido a un gradiente hidráulico menor hace también que adquiera un mayor protagonismo, en la configuración de las redes endokársticas, la disposición de los estratos de cada uno de los paquetes litológicos y la propia competencia erosiva entre las litologías. En la agresividad de las aguas de recarga, y las tasas de disolución, en estos sectores inferiores intervienen decisivamente las capas edáficas y vegetales, más presentes cuanto más bajamos en altitud y con el aumento correspondiente de los ácidos orgánicos.

Un *karst de alta montaña nival* se desarrollaría por encima de los 1500-1800 m. Desde el punto de vista exclusivamente del endokarst, los regímenes térmicos y nivales imponen sus condiciones sobre unas zonas de recarga difusa y directamente en sustrato calcáreo (al igual que sucede, aunque de forma más patente, en el exokarst[34]). Aquí

[34] Acerca de la importancia de la nieve y aguas de fusión de la misma en los procesos de karstificación no ha habido consenso siempre. Para Miotke (1968) tales factores se mantenían en un papel secundario,

adquieren un papel fundamental las elevadas precipitaciones, por encima de los 2000 mm/año y la permanencia de la cubierta nival y sus patrones de fusión (espaciales y temporales, y dependientes tanto de las temperaturas como de las precipitaciones). Distintos dependiendo de la configuración topoclimática, pero que en aquellas más favorables suelen perdurar del orden de 8-9 meses/anuales (Castañón y Frochoso, 1998; González Trueba y Serrano, 2010b). Ambas dirigen en buena medida las condiciones de filtración actual, las características de acuíferos internos y los patrones de comportamiento de las surgencias, así como distintas morfologías encontradas en algunas cavidades. En esta franja kárstica son frecuentes las dolinas nivales, las acumulaciones nivales subterráneas y las cuevas heladas, con frecuentes taponamientos de bocas de entrada y fondos de simas, además de poder encontrarse morfologías remanentes de la retirada de las lenguas glaciares como los *pitch-ramp* por ejemplo. O incluso paredes con estrías de abrasión glaciar en las entradas de algunas cavidades.

El peso de este tipo de cuerpos helados en el endokarst del macizo podría ser influyente en términos hidrológicos a juzgar tanto por la frecuencia como por los volúmenes que alcanzan algunas dolinas nivales, algunas acumulaciones nivales o los enormes bloques de hielo de algunas cuevas heladas. Sólo hay que fijarse en la frecuencia con la que aparece la nieve en las topografías espeleológicas, normalmente exploradas durante los meses de verano, o en los volúmenes de hielo estimados para algunas cavidades heladas (Gómez-Lende et al., 2013). En base a ello, y a falta de estudios concretos, no es aventurado estimar que tal volúmen y frecuencia debe, sin duda, tener repercusiones tanto en caudales como en ritmos hidrológicos del endokarst, aportando un flujo endokárstico durante el estío en base a la fusión de neveros y hielos atrapados en el interior de las cavidades[35].

Este tipo de ambiente endokárstico en altura se correspondería con lo que Maire concibió, para los alpes franco-suizos, como nivo-karst complejo de alta montaña, por su evidente pasado glaciar y en el que entre el 70-80% de la recarga anual se da durante el periodo de fusión nival (Maire, 1990).

---

mientras que para autores más recientes no cabe lugar a dudas de su importancia (Castañón y Frochoso, 1994; González Trueba y Serrano, 2010).

[35] Maire (1990:391) ya resaltaba la importancia que tenían los neveros subterráneos y las cuevas heladas en los caudales hidrológicos registrados en macizos de alta montaña como Pierre San Martin en los Pirineos Atlánticos.

De forma lógica es en esta franja del endokarst donde abren las bocas de entrada los sistemas más profundos de Picos de Europa. Todos los sistemas de más de 1000 m de profundidad sitúan sus entradas más elevadas por encima de los 1800 m. Además de contar, presumiblemente a falta de datos que lo confirmen, con temperaturas internas más bajas, o al menos en su primera centena de metros de desarrollo, como corresponde a una isoterma menor[36].

También de forma teórica, a falta de datos que lo corroboren en Picos de Europa, y basándose en estudios previos para otros macizos de alta montaña, Maire (1990) en la cavidad BU56 del Valle del Roncal (Pirineo Navarro), afirma que existen diferencias en cuanto a los niveles de CO_2 en el interior de las cavidades, variando en función de que se encuentren a mayor o menor profundidad. Aseverando que para un clima templado en la alta montaña kárstica los niveles de CO_2, por norma general, son menores que a cotas inferiores tanto en invierno como en verano, debido a una mayor ventilación y a una menor cubierta vegetal y edáfica. Aplicable presumiblemente esto a esta franja endokárstica de la alta montaña del macizo.

[36] Isoterma de 0ºC a 2.500 m (Muñoz Jiménez, 1982). Maire (1990:402) mencionaba que en el karst de alta montaña de las zonas templadas las temperaturas oscilaban entre los 0 y 5ºC, con una influencia marcada en los primeros 100 – 200 m de profundidad.

CAPÍTULO III.- LAS CUEVAS HELADAS

3.1.- Conceptos básicos previos: términos, definiciones y clasificaciones.

3.1.1.- Apuntes terminológicos sobre las cuevas heladas y sus hielos.

3.1.1.1.- Cuevas heladas-cuevas de hielo.

Las cuevas heladas constituyen uno de los fenómenos de la criosfera menos tratados por la comunidad científica especializada. Kern y Perşoiu (2013) especifican que son los fenómenos menos conocidos de la criosfera. Ello hace que algunos de sus aspectos fundamentales no estén a día de hoy lo suficientemente asentados, a pesar del notable esfuerzo que se ha hecho, en especial en el último medio siglo, por su estudio. Algunos autores achacan tal falta de atención a que, en comparación con otros componentes de la criosfera, sus volúmenes de hielo no son lo suficientemente grandes como para tener una relevancia global (Obleitner y Spötl, 2011).

Como se ha podido comprobar en el capítulo versado en el fundamento teórico, la confusión en cuanto a la nomenclatura tanto de las cuevas heladas en sí mismas, como de algunas de sus morfologías más significativas, es arrastrada desde los inicios de su corpus científico. Ya el astrónomo inglés Smyth en sus observaciones en la Cueva de Hielo del Teide se mostraba en desacuerdo con el empleo del término "*underground glacier*" por parte de Humboldt para referirse a la masa de hielo alojada en su interior: "*[underground glacier]…since the above title was bestowed, that there can hardly be occassion for occupying more time in formally objecting to such an application of the term*" (Smyth, 1858:356).

Luetscher y Jeannin (2004), en el *I International Workshop on Ice Caves*, llamaron la atención de forma explícita sobre el tema, expresando que existe una gran confusión con respecto a la nomenclatura empleada; cuando no se dan incluso contradicciones (Luetscher y Jeannin, 2001). Al respecto no es extraño encontrarse en la literatura científica un amplio abanico terminológico habitualmente muy cercano al ámbito y término *glaciar*.

De tal manera, no es difícil que se expresen habitualmente bajo la denominación de "*glacier underground*" o "*underground fossil glacier*" autores de renombre en la investigación del tema como en su día lo hizo el propio Emil Silvestru (Silvestru, 1999; Silvestru y Boghean, 1992), o en trabajos relativamente recientes con denominaciones similares como "*underground glaciers*" (p.e. Rojšek, 2006; Perşoiu, 2005; Tulis y Novotný, 2006; Andrejchuk, 2009), o "*hypogean glacial phenomena*" (Turri et al., 2006b). O incluso en ocasiones calificándolas directamente como "*glacier*" (Borsato et al., 2004), "*small glacier*" (Schlatter, 2004) o "*multiannual cave glaciers*" (Andrejchuk, et al., 2004). Al caso, en Estados Unidos ya varios autores manifestaban también que se debía hacer una clara distinción entre cuevas heladas y cuevas glaciares (p.e. Merriam, 1950; Halliday, 1954; o McKenzie, 1969). Este último llamó la atención sobre la confusión con el término *glacier cave*, reclamando que fuese el término de *ice cave* el empleado como más adecuado para el fenómeno de las cuevas heladas, y pidiendo que no se volviese a emplear para denominar a cuevas en glaciares u otros cuerpos de hielo.

Para el caso español también Eraso y Pulina (1994) se refirieron a las cuevas heladas como "*glaciares subterráneos*". Richard Maire equiparó el término francés de *glacière* al de "*glacier subterrain*" usando ambos indistintamente en ocasiones (Maire, 1977[1]). Años antes también el ilustre espeleólogo francés Norbert Casteret se refería a su homónima gruta de Casteret de igual manera como "*glacier souterrain*" o más acertadamente como "*grotte glacée*" (Casteret, 1928, 1953, 1960). En manuales sobre espeleología del último cuarto del siglo XX se concebían las cuevas heladas bajo el nombre "*glaciers of caves*" (Wigley y Brown, 1976). De forma muy similar, pero más recientemente, se las ha denominado "*cave glaciers*" (Holmlund et al., 2005; Spötl y Mangini, 2006) o "*glacier cave*" como lo han hecho Racoviță y Onac (2000) para la

[1] "*L'enfouissement et la diagenèse de la neige à l'intérieur de las cavités de haute montagne est à origine de la formation de véritables glaciers souterrains dénommés communément glacières*" (Maire, 1977:414).

cueva helada Scărişoara, o Urdea (1993) para las cuevas heladas de Rumania en general. Y es que todavía en la actualidad centros de renombre en la investigación de la criosfera como el *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC) de la Universidad de Colorado suelen aplicar el término *ice cave* a las cuevas de hielo de las masas glaciares. Una confusión muy habitual ya señalada por Silvestru (1999:84): "*A frequent confusion is added to this by the use of the popular term "ice cave" which designates caves with ice but also caves in rock ice (also termed -thermokarst-)*".

Bajo estos mismos términos Mavlyudov se refiere también al fenómeno de las cuevas heladas bajo lo que él denomina "*glaciation cave*" en la Kungur ice cave (p.e. Mavlyudov y Kadebskaya, 2004; Kadebskaya y Tchaikovskyi, 2009), o Andrejchuk, et al. (2004) como "*underground glaciation*". También Silvestru (1999) empleó la denominación de "*cave glaciation*" o "*subterranean glaciation*"; o Kern et al. (2006) para referirse a la cueva helada Ledena Pecina.

Como se puede apreciar la gran mayoría de las veces que se emplean tales nomenclaturas, aparte de provocar confusión, como se ha dicho, con los propios glaciares y sus cavidades criokársticas, y estar epistemológicamente un tanto separados de los mismos (como se explicará más adelante); parece haber confusión también en ocasiones, terminológicamente hablando, al generalizar a la cavidad por entero con los cuerpos de hielo que se encuentran en su interior. Muchas veces se olvida que el bloque de hielo forma parte de la cueva helada siendo un elemento más consecuencia de su configuración endokárstica y endoclimática. *Glacière*, *glacier*, *glacier subterranean*, *underground glacier* son términos utilizados para referirse, en ciertos casos, al bloque de hielo en sí mismo; para lo que en lenguaje anglosajón se denomina, cada vez de forma más habitual y creemos que acertadamente, como *ice block*; aunque se confunda en otras muchas ocasiones, erróneamente, con el conjunto de la cavidad por entero. Erróneamente porque la cueva helada implica muchas más cosas que la presencia de éste.

Respecto a este tema existen denominaciones muy expresivas como por ejemplo "*ice-filled cave*" muy habitual en los trabajos de Bella (p.e. Bella, 2006; 2008), que apenas inducen a error, pero que escasamente han sido utilizadas. Quizás por economía de

lenguaje. O la más acertada aún, y ya mencionada para el caso de Casteret, de "*grotte glacée*".

A pesar de esta multiplicidad terminológica, en la gran mayoría de las ocasiones la posible confusión con otros fenómenos criosféricos cercanos es solventada acompañando la denominación con el nombre propio de la cavidad: Scărişoara glacier cave, Scărişoara ice cave, Gheţarul Scărişoara. En cualquiera de estos tres casos se tiene la certeza de que es la cueva helada de Scărişoara, aunque, como se ha dicho, en el primero de ellos podríamos pensar, sino es porque se precede del nombre propio, que se trata de una cueva criokárstica en el interior de un glaciar.

Para los francófonos existe un término que se asocia de manera específica a las cuevas heladas, a pesar de darse esa insistencia en ocasiones por referirse a las mismas como "*glacier subterrain*". Es el término que ya reivindicó el científico americano Balch en 1900 para referirse a las cuevas heladas de manera unitaria e inequívoca a escala internacional de: "*glacière*". Eso sí, distinguiendo entre "*glacières naturelles"* y "*glacières artificielles"*, ya que por *glacières* se entendían de forma genérica las tradicionales neveras que se utilizaban para la extracción y consumo de hielo[2]. Para Balch el término inglés *ice cave*, aceptado tácitamente hoy en día en la comunidad científica, llevaba a error y recaía en ciertas inexactitudes desde un punto de vista karstológico. Según Balch, siguiendo la premisa karstológica de poner el "material continente" de la cueva antecediendo la denominación: p.e. *limestone cave*, *lava cave*, *gypsum cave*, etc. (*rock caves* en general); sería más correcto aplicar el término de *ice cave* a las cuevas de hielo, es decir a aquellas formadas criokársticamente en el interior de una masa de hielo (con paredes, suelos y techos hechos de hielo). Además para Balch el término de *ice caves* incurría también en el error de ser demasiado restrictivo, ya que en sentido estricto con el término cueva tan sólo se podía hacer referencia al hecho en sí de ser una cueva propiamente dicha, excluyéndose por tanto otras oquedades que contuviesen cuerpos de hielo como pozos, gargantas, barrancos, minas, etc. Balch observó que los alemanes también tenían dificultades terminológicas parecidas, resaltando que sólo los franceses poseían un término específico e inequívoco para

[2] Es conveniente recordar que muchas de las primeras cuevas heladas estudiadas eran neveras naturales destinadas, y por eso mismo conocidas, a tal fin. Con el término de g*lacière* en francés se hace referencia a nevera.

referirse al fenómeno aquí tratado: el de "*glacières*". Balch propuso que fuese tal el término adoptado por todos, aunque sin ser reacio a tomar también como válido el apelativo anglófono de *freezing* para referirse a las distintas manifestaciones del fenómeno: *freezing caverns*, *freezing well*, *freezing talus*, etc. (Balch 1900:111). En algunas regiones alpinas como la del Jura, bajo su condición francófona y por ser cuna de algunas de las cuevas heladas más reconocidas históricamente (Glacière de St. Livres o Glacière de Monlési, por ejemplo), el término *glacière* está plenamente vigente y se utiliza de forma específica distinguiéndolas así de las cuevas glaciares y de los propios glaciares (Dysli y Luetscher, 2003).

Balch también reflexionaba acerca de las definiciones de "*windhole (*o *blowingcavern)*" como término genérico adecuado para referirse a las corrientes asociadas al interior de una masa rocosa ya sean cuevas, taludes, amontonamientos de bloques, etc. No siendo los dos términos, *glacière* y *windhole*, sinónimos, sino que es la presencia de hielo elemento necesario en la definición del primero.

Pero a pesar de todo lo dicho, el término anglosajón impuesto de manera genérica para referirse al fenómeno de las cuevas heladas, como ya se ha dicho, es el de *ice cave*. Aunque en ocasiones con un uso frecuentemente compartido con *glacière* (véase por ejemplo Ohata et al., 1994a). Y ambos distinguidos, por norma general del de *glacier cave*.

Sin embargo no queda exento de empleos equivocados, como es el caso de la denominada Paradise Ice Cave que es una cueva glaciar y no una cueva helada que se encuentra en el interior de los glaciares Paradise y Stevens en el Monte Rainier, y en cuyo nombre propio se ha incorporado el complemento denominativo de ice cave (p.e. Klimchouk, 2004b; Smart, 2004b)[3]. O para el caso de cuevas criokársticas en el Erebus, en la Antártida (Sabroux et al., 1999; Curtis y Peters, 2010). Y a la inversa, a veces se aplica el término *glacier cave* cuando en realidad se están refiriendo a una cueva helada (Favaron y Alberici, 2012).

[3] Esta misma confusión se repite innumerables veces. En EEUU por ejemplo: Ice Cavern St. Mary´s Glacier, Ice caves Nisqually glacier, Big Four ice cave, Kautz ice cave,… Halliday, 1954).

Sin salirse de la terminología anglosajona, la inversión de términos de la aceptada denominación *ice cave*, es la frecuentemente utilizada para referirse al hielo de las cuevas, *cave ice*, y casi de forma unitaria a los bloques de hielo más que al conjunto entero de criomorfologías (p.e. Ohata et al., 1994a; Wagenbach y Spötl, 2010; Rojšek, 2012; Kern y Perşoiu, 2013). Aunque de nuevo se pueden dar visiones distintas. Siguiendo las nociones ofrecidas por Ford y Williams (2007) se da una vuelta más de tuerca, ya que se identifica el término *glacière* propuesto por Balch, no con la cueva helada en sentido totalitario, como lo vienen haciendo otros autores para cuevas de renombre como "la glacière de Monlési" (p.e. Luetscher et al., 2003), sino sólo con el bloque de hielo perenne en sí mismo, y de forma concreta con el que se ha creado por el metamorfismo de la nieve.

En tesituras muy similares se manejan las nomenclaturas en castellano. Aunque en este caso el menor corpus científico desarrollado en el ámbito hispanoparlante en referencia al fenómeno que aquí nos ocupa supone una cierta "ventaja". A ello se suma la escasa presencia en las montañas españolas de masas glaciares y por tanto de cuevas de hielo, o como Eraso y Pulina (1994) titulaban en su libro "cuevas en hielo", en referencia a cuevas en el interior de una masa glaciar. En términos castellanos este fenómeno tan escasamente tratado a nivel científico se viene denominando en las aportaciones científicas específicas o espeleológicas, de forma tácitamente consensuada, como "cuevas heladas" (Cerdeño y Sánchez, 2000; Sancho et al., 2012; Gómez-Lende et al., 2011, 2013, 2014; Gómez-Lende y Serrano, 2012a; 2012b; Belmonte et al., 2014). Aunque a veces se han estudiado, sin adjetivarlas demasiado, adoptando el desafortunado nombre de cueva de hielo seguido del nombre propio, como sucede con la cueva de hielo del Teide en el que además se ha dado siempre todo ello como nombre propio (Martínez de Pisón y Quirantes, 1981; Martín Moreno, 2006, 2010).

Eraso y Pulina (1994), también ponían de manifiesto discusiones terminológicas más amplias en referencia al hielo y a la karstificación muy similares a las expuestas por Balch. En la distinción entre criokarst, termokarst y glaciokarst, ellos abogan por que el primero de ellos sea utilizado para el karst glaciar, es decir para la karstificación que se desarrolla en el interior de una masa glaciar con morfologías muy similares a los que se dan en un karst clásico de roca caliza, yesos,…Lo correcto quizás sería referirse a tal como karst glaciar, o karst en hielo, al igual que se dice del karst en caliza, el karst en

yeso, el karst en sales, etc. El continente expresado de forma específica y calificando al fenómeno geomorfológico. Sería el término más preciso, pero es el menos utilizado, al igual que pasa con el mencionado "*ice-filled caves"* para las cuevas heladas utilizado por Bella. En el criokarst pueden desarrollarse multitud de morfologías similares al karst tradicional, de entre ellas, las más volumétricas serían las *cuevas criokársticas*, *cuevas glaciares* o *cuevas en hielo*; y que "se distinguen de las *cuevas con hielo*, que serían cuevas en yeso o caliza donde se forma hielo en su interior, debido a las condiciones microclimáticas de la cueva" (Eraso y Pulina, 1994:20)[4].

Partiendo de este buen escenario planteado por Eraso y Pulina, a nuestro parecer lo más indicado para referirse a cuevas desarrolladas en el interior de una masa glaciar sería *cuevas glaciares*, siendo un término más restrictivo ya que se deberían referir tan sólo a aquellas cuevas que se dan en cuerpos glaciares (lenguas glaciares, domos glaciares, …). Concebimos las otras dos denominaciones, *cuevas criokársticas* o *cuevas en hielo*, con un carácter más general ya que de manera aséptica no deberían de restringirse tan sólo a las masas glaciares (masas, por definición, superficiales), sino que por definición se deberían de aplicar también a aquellas cuevas que puedan darse dentro de los propios bloques de hielo de las cuevas heladas. Conductos, galerías, pozos, molinos, crioespeleotemas,…son ejemplos de criomorfologías todas ellas similares a las que se pueden encontrar en las cuevas glaciares y también presentes en muchos de los bloques de hielo de las cuevas heladas. Sobre todo en aquellos de mayores dimensiones (caso por ejemplo de la aquí estudiada cueva helada de Verónica).

No perdiendo tal perspectiva, el fenómeno estudiado en la presente investigación, por tanto, debería denominarse como *cuevas heladas* o *cuevas con hielo*, éste último ya utilizado en ocasiones anteriores aunque de forma sucinta por López-Martínez y Freixes (1989), o el ya mencionado caso de Eraso y Pulina (1994). En cuyos bloques de hielo se pueden además desarrollar *cuevas de hielo* o *cuevas criokársticas*, y por tanto morfologías criokársticas. El término de *cuevas heladas* estaría más cercano al propuesto por Balch como *freezing caverns*, cuevas de congelación o cuevas frías que no tendrían porque desarrollar o acumular formaciones de hielo permanentes. Mientras

[4] Hoy en día es sabido que las cavidades que pueden albergar hielo en su interior tienen alguna otra naturaleza más como por ejemplo las cuevas heladas en lava.

que el de *cuevas con hielo* sería más consecuente con el propuesto por Bella como *ice-filled caves* o con los *glacières naturelles* de la literatura francófona.

Pero de nuevo aquí, quizás por economía de lenguaje, como ha ocurrido en los ámbitos angloparlantes, o como sucede en castellano con lo mencionado por Eraso y Pulina para el término karst glaciar, el impuesto ha sido el término de *cuevas heladas*, aún siendo más correcto el empleo del término *cuevas con hielo*. Pero en ningún caso debería ser el término de cuevas de hielo. Más adecuado éste para hacer referencia a las cuevas en hielo como las criokársticas cuevas glaciares, o a aquellas cuevas que se pueden generar dentro del bloque de hielo (donde "el continente" es el hielo) de la cueva helada o cueva con hielo (donde "el continente" puede ser la roca caliza, yesos, lava, o incluso quizás litologías marcianas). De forma concreta esto que se acaba de manifestar ocurre con una de las cuevas heladas estudiadas en el presente estudio. La cueva helada de Peña Castil en bable es conocida como "Cueva'l Xelu", en referencia a cueva de hielo.

A todo lo dicho se le debe sumar además, como ya expresaron Luetscher y Jeannin (2004b), la confusión añadida de los propios localismos terminológicos de cada lenguaje, que hace que nos encontremos un sinfín de denominaciones: *schneeloch*, *windhöhle*, *eishöhle*, *freezing cavern*, *creux de glace*, cueva de hielo, cueva'l xelu, gruta de hielo, nevera, reservorio de frío, *gheţarul*, *ledenica*, *ghiacciaia*, etc. E incluso, dentro de un mismo país, distintas concepciones de lo que representa una cueva helada (Halliday, 1950).

3.1.1.2.- Criomorfologías: bloques de hielo y crioespeleotemas.

De forma muy similar a lo visto para la denominación de las cuevas heladas ocurre con las morfologías que se dan en ellas. Una acuciada falta de atención, sobre todo reciente, por el estudio de otras criomorfologías que no sean los bloques de hielo deriva en una falta de acuerdo en sus distintas denominaciones. Lo que hace que en la gran mayoría de los casos se pongan nomenclaturas adoptadas del criokarst glaciar y/o del mundo espeleológico añadiendo el apelativo "helado", "de hielo" o el prefijo "crio".

Bloques de hielo: masas de hielo perenne.

Para referirse de forma concreta al bloque de hielo que se conforma en el interior de una cueva helada hay distintas expresiones. A parte del señalado denominativo "*glacier*", es

habitual encontrarse con términos como "*ice body*", "*ice block*", "*ice filling*", "*ice deposit*", "*ice monolith*", "*hypogean ice deposit*", o "*subsurface ice filling*". E incluso en ocasiones nos podemos encontrar con que se denominan, bajo un mayor grado de confusión, como "*aufeis"* (Trofimova, 2005, 2008); o *"permanent ice field"* (Rojšek, 2012).

En publicaciones recientes de carácter enciclopédico Perşoiu y Onac (2012) proponen la utilización del término *glacier* para referirse a los bloques de hielo estratificados, debido a una serie de factores que comparten entre sí: gran volumen de hielo, estratificación del bloque, marcados balances estacionales y flujo activo. Siendo para ellos, ésta última característica un punto especialmente importante, aunque escasamente descrita, y la cual, inclusive, puede dar lugar a morfologías análogas a las de los glaciares: lenguas glaciares, pliegues y hasta morrenas. En el presente trabajo, sin embargo, se considera como válida la similitud entre ambas masas de hielo, glaciares y bloques de hielo de las cuevas heladas, pero sólo para aquellos casos en los que los bloques de hielo de una cavidad helada sean estratificados, manifiesten flujo y cuyo origen fundamental de su masa de hielo sea el de la acumulación nival directa con un grado de metamorfismo cuanto menos de firn. Cosa que, sin embargo, no se da en todos los bloques de hielo presentes en las cuevas heladas. Existen bloques en los que la alimentación fundamental es el rehielo de las aguas de fusión nival en superficie o las precipitaciones filtradas, en vez de la acumulación nival directa; o en las que el bloque es más un lago helado que una masa glaciar.

Para considerar el bloque de hielo de una cueva helada como un glaciar, éste debería de reunir una serie de parámetros definitorios de los glaciares en superficie y que no reúne: factores tales como su encuadre y longevidad temporal (último periodo glaciar para los glaciares en superficie con vidas milenarias y periodos centenarios mayoritariamente para los bloques subterráneos), volumetrías de hielo, delimitación de las ELAs, muchas de las geoformas que caracterizan a un modelado glaciar (circos, umbrales, …), formas más propiamente glaciológicas (seracs,…), o la composición isotópica que en algunos casos se ha demostrado diferente (Yonge y MacDonald, 1999). Por estas mismas razones se debería de añadir en el caso de que nos queramos referir al bloque de hielo de cavidad como un glaciar, el apelativo de subterráneo o endokárstico asegurándose con ello de no llevar a confusión con los glaciares blancos en superficie (Perşoiu y

Onac, 2012; Yonge, 2004) (véase fig.3.1), pero teniendo siempre presente que no comparte al cien por cien las mismas características.

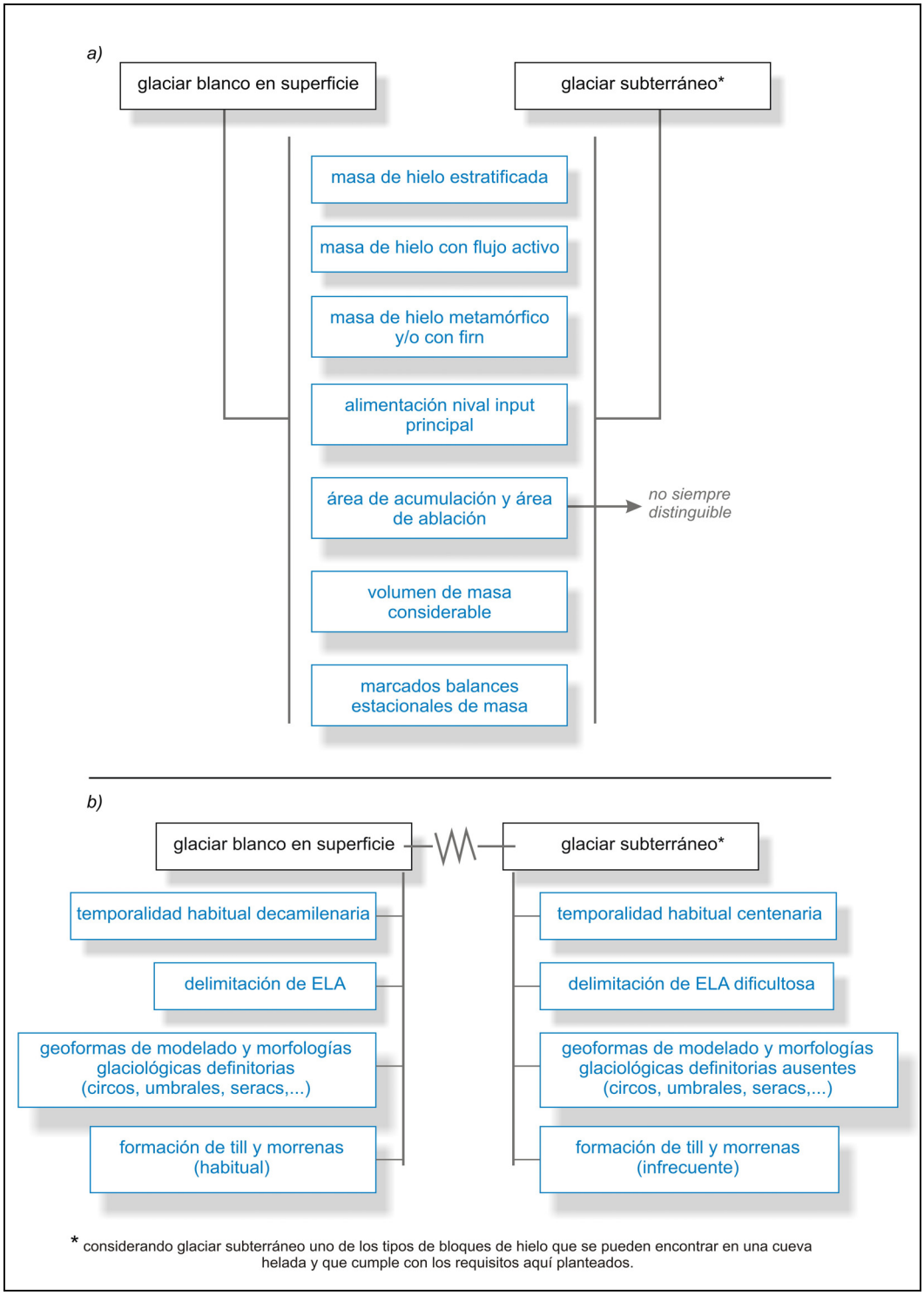


Fig.3.1. Semejanzas y diferencias entre glaciares blancos y glaciares subterráneos.

Crioespeleotemas: hielos estacionales.

Por su parte, para las criomorfologías menores, frecuentemente estacionales, la falta de consenso es mucho mayor. Incluso en lo referente a sus clasificaciones. Detallados

trabajos en este sentido lo han hecho autores como Bella (2004, 2005, 2006), Trofimova (2005, 2006), o Citterio et al. (2003), pero no se puede decir que existan clasificaciones o tipologías estandarizadas establecidas.

3.1.2.- Definición de cueva helada

En parte queda ya acotado lo que se entiende por cueva helada con lo expuesto en los párrafos anteriores, pero su definición concreta tampoco se encuentra firmemente consensuada a día de hoy.

A finales de la década de los 70, Harris (1979), en sus estudios acerca del permafrost, definió las cuevas heladas bajo una óptica periglaciar de corte térmico como "*a cave where the rock temperature is partly or wholly below 0ºC for more than one season*", sin importar demasiado ni su contenido en hielo ni si tal contenido se daba a lo largo de todo el año. Henderson (1933) décadas antes hablaba de ellas como "*permanent caves in rock formations, in which ice forms and remains far into the summer or throughout the year*" (tomado de McKenzie, 1969).

Las definiciones actuales comúnmente aceptadas mantienen un carácter más morfogenético, otorgando un papel definitorio a la existencia de cuerpos de hielo y/o nieve. Así por ejemplo Perşoiu y Onac (2012) las entienden como "*cave formed in bedrock which contains perennial accumulations of water in its solid phase (i.e. ice and snow)*"; o Morard (2011), que acota la perennidad a al menos todo un año, pudiendo ser o una masa de hielo o de nieve: "*les glacières sont des grottes renfermant de la glace et/ou de la neige durant toute l'année*". Desde otra perspectiva, existen, sin embargo, autores que contemplan las cuevas heladas como aquellas cavidades frías, más frías que el entorno exterior al menos, y en las que se puede dar tan sólo presencia estacional de hielo, o inclusive su falta (p.e. Lauriol et al., 2006[5]). La gran mayoría de los actuales investigadores definen las cuevas heladas en los mismos términos que Perşoiu y Onac (2012) (p.e. Kranjc, 2004 o Kern y Perşoiu, 2013). Aunque en algunos casos son más concisos y restringen la definición sólo al hecho de que se preserve hielo perenne

[5] Para estos autores cueva helada se define como aquellas cuevas que contienen hielo estacional y/o perenne. Ford (2011) parece entenderlas del mismo modo cuando hace explícito lo siguiente: "*Caves are widespread in Canada where, because of the prevailing cool-to-cold climates, most will develop at least some conventional dripstone ice stalactites and stalagmites, etc. in the entrance zones during the later fall and the winter*".

(Luetscher et al., 2003). Años atrás, Ford y Williams (1989) las definían incluyendo en ellas tanto el hielo perenne como el estacional: "*caves in rock containing both seasonal and perennial ice*", y en el mismo sentido se expresan también más recientemente autores como Yonge (2004). Otros autores además señalan la volumetría de los hielos en el interior de las cavidades. Así por ejemplo Sancho et al. (2012) se han referido a las cuevas heladas como aquellas cavidades naturales que contienen un volumen significativo de hielo permanente; mientras que Maire (1990) explicita que esa masa de hielo debe ser como mínimo de varias decenas o centenas de m^3, representando además una sucesión de numerosos ciclos anuales de nevé y hielo estratificado.

En el presente estudio se toma como apropiada la definición propuesta por Luetscher et al., (2003:691), "*natural karstic cavities presenting a perennial ice filling*", estimando indispensable que para que una cueva helada goce de pleno carácter se han de dar acumulaciones perennes de agua en estado sólido, pero restringiéndolo a su estado en forma de hielo, como factor definitorio *sine qua non*. De otro modo, si solo se diese una presencia de nieve, se podría incurrir en equivoco y no distinguirse las cuevas heladas de pozos nivales y/o tapones de nieve endokársticos. Autores como Halliday (1950) o Bögli (1980) creían conveniente hacer la misma distinción, al igual que Maire (1975, 1977a, 1977b) que distinguía entre *glacière* y *nevière* para diferenciar ambos fenómenos. De la misma manera, la presencia de hielo estacional por si sola creemos que no definiría una cueva helada ya que, en algunos casos, podría estar referida a criomorfologías temporales (carámbanos, estalagmitas, estalactitas, cascadas de hielo, etc.) que se pueden formar en una cavidad cualquiera (sobre todo en el caso de las cuevas frías) a causa de algún hecho climático exterior puntual como puede ser un frente frío atmosférico no habitual o bajadas de temperaturas drásticas y en momentos concretos.

De esta manera, una cueva helada sería aquella cavidad kárstica natural que contiene una masa de hielo perenne y adicionalmente, dependiendo de la cavidad y de la estación del año, formaciones de hielo estacionales. La mayor o menor cantidad de hielo perenne, creemos, tiene un peso relativo para la definición de una cueva helada como tal, ya que puede encontrarse en un estadio avanzado de ablación y no tener porqué mantener un volumen significativo. Su condición de cavidad natural también es necesario resaltarla para poder así distinguirlas de otras oquedades subterráneas

artificiales que puedan albergar hielo permanentemente (neveras, minas o túneles con hielos perennes en su interior, por ejemplo). En este caso podrían tener un comportamiento endoclimático similar con el desarrollo de hielos en periodos y formas similares a las cuevas heladas pero inducidos por la mano del hombre directa o indirectamente.

En función de lo dicho, para que se constituya una cueva helada han de darse cuatro elementos fundamentales:

1) *Cavidad kárstica*: entendiéndola como una oquedad subterránea natural. Como ya se ha señalado, la oquedad puede darse en distintos tipos de litologías. Lo más habitual es que se encuentren en karst calcáreos, pero se pueden dar en otro tipo de materiales como los volcánicos. Aunque la existencia y distribución de tales materiales encajantes no dependa de latitudes, la distribución de las cuevas heladas se da fundamentalmente en el hemisferio norte. Es lo que se podría concebir como el factor continente o el elemento geomorfológico de la definición.

2) *Masa de hielo*: el elemento diferenciador de una cueva helada es la existencia de una masa de hielo perenne. Ya sea de rehielo, hielo metamórfico o firn. A lo que se le pueden añadir criomorfologías de hielo estacional o masas de nieve. Pero es el bloque de hielo sobre el que recae la mayor parte del peso de la para la definición como tal. Sin la existencia de tal masa de hielo perenne, la cueva helada podría ser una cueva fría en la que se de más o menos cierta cantidad de hielo estacional. Es el contenido o elemento criológico.

3) *Sistema de circulación de aire*: diferencias térmicas entre el exterior e interior de la cavidad provocan el intercambio de calor estacional. Es lo que caracteriza a la cavidad como una cavidad fría, o al menos más fría que su entorno circundante. La circulación de las masas de aire se activa por la diferencia térmica entre distintas masas de aire a lo largo de las estaciones del año, manteniéndose una estrecha relación tanto con el sistema de entradas y salidas que la configuren, como con sus topografías interiores. Es el elemento térmico.

4) *Sistema de circulación de agua*: bien en forma de escorrentía superficial filtrada, precipitación directa de agua de lluvia, entrada de nieve directa o fusión y recongelación del manto nival (interno o externo). Es la materia prima que sustenta la existencia de la masa de hielo. En función de la localización altitudinal y latitudinal de la cavidad se dará el predominio de una u otra forma como input para la misma. Es el elemento hidrológico.

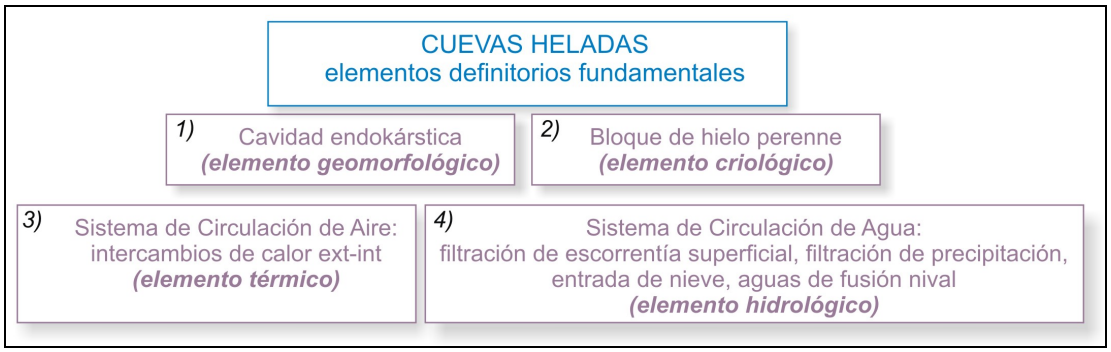


Fig.3.2. Elementos definitorios de una cueva helada.

3.1.3.- Clasificaciones de cuevas heladas. La clasificación glacio-climatológica.

La clasificación de las cuevas heladas enraíza sus primigenias y más arraigadas propuestas en los primeros estudios específicos y exhaustivos del siglo XIX, siendo Thury (1861) uno de los primeros autores en sentar las bases de una de las clasificaciones con mayor reconocimiento hasta la actualidad.

Las cuevas heladas pueden ser clasificadas de distintas maneras dependiendo de la perspectiva adoptada. Así por ejemplo Balch (1900) distinguía constantemente entre *glacières naturelles* y *glacières artificielles,* para discriminar entre cavidades naturales y minas, túneles, etc. Al igual que distinguía también, en función de la temporalidad de las masas de hielo, entre *normal glacières* y *periodic glacières* para discernir entre aquellas que mantenían hielo constantemente a lo largo del año y aquellas que solo lo tenían en determinadas estaciones. Otro tipo de clasificación, esta vez más referida al tipo de hielo, distingue entre cuevas con *hielo exógeno* para aquellas cavidades en las que se almacena hielo procedente directamente del exterior (nieve que se recristaliza o masa glaciar que se cuela dentro de la cavidad); y cuevas heladas con *hielo endógeno* para aquellos hielos que se generan en el interior como puede ser el rehielo de aguas filtradas (crioespeleotemas frecuentes como son las estalagmitas, estalactitas, banderolas, bamboos, etc.), el hielo de sublimación, los sedimentos helados o el hielo extrusivo formado en las fisuras de las paredes (véase Luetscher y Jeannin, 2004b; Ford

y Williams, 1989; Hill y Forti, 1997; Yonge, 2003). Existen también estudios de carácter glaciológico que distinguen el tipo de hielo de una cueva en función de las características físico-químicas y cristalográficas (Pulinowa y Pulina, 1973), discerniendo entre hielo aéreo, de suelo, de nieve o de sublimación. Bini et al. (1977) diferenciaron entre cuevas con depósitos de hielo estacional (para el agua meteórica), con hielo de rehielo (aportes de agua por goteo o agua corriente) y hielo fósil (tomado de Bini y Pellegrini, 1998).

Clasificación glacio-climatológica.

Una de las clasificaciones más aceptada en la actualidad es la propuesta por Luetscher y Jeannin (2004) basada en la interacción de criterios climatológicos y glaciológicos. Tales autores adoptan y adaptan los tipos fundamentales de dinámicas de aire propuestas por Thury (1861) y Bögli (1980) (ampliamente aceptadas en la literatura inglesa), junto con la clasificación centrada en la génesis y origen del hielo establecida por Maire (1980, 1990) (tradicionalmente aceptada en la literatura francesa); distinguiendo nueve tipos genéricos de cuevas heladas (fig.3.3). Esta clasificación, a pesar de abarcar la gran mayoría de las cuevas heladas, está fundamentada esencialmente para las cuevas de regiones templadas con bloques de hielo tipo firn o de rehielo; sin tener por tanto en consideración los hielos perennes de sublimación, los sedimentos congelados o el hielo extrusivo o intrusivo glaciar (Luetscher y Jeannin, 2004). Si bien es cierto que se aplica a la casi totalidad de las cuevas heladas que en la actualidad son objeto de estudio; existen trabajos más recientes que matizan comportamientos determinados para alguna de las categorías propuestas (p.e. Kern et al., 2008; Buzjak et al., 2014), e incluso que introducen nuevas categorías ("*flow-through model*", Williams y McKay, 2015[6]).

Criterios climatológicos:

Según estos autores se pueden establecer cuevas heladas que, en función de las diferencias térmicas entre las masas de aire internas y externas durante las distintas estaciones del año y la propia morfología de las cavidades (número de entradas/salidas

[6] Estos autores proponen un nuevo modelo de cueva helada para explicar los flujos continuos de aire de la cueva Shoshone (Idaho). A pesar de que morfológicamente sea una cueva estática, Williams y Mckay (2015) han propuesto una nueva clasificación: "flow-through model" en el que se da una circulación de aire durante todo el año, y no solo en los periodos abiertos como sucede en las estáticas, la cual es inducida por la porosidad húmeda de las paredes.

de la cavidad), pueden ser: *estáticas*, *dinámicas* (Thury, 1861) o *estatodinámicas* (Bögli, 1980):

- Las *cuevas heladas estáticas* son aquellas en las que la circulación del aire durante el verano es insignificante, siendo solo activa durante el invierno a consecuencia de las diferencias de densidad entre el aire externo y el interno (T_{int} cueva > T_{ext} cueva). Es el llamado *periodo abierto* (Girardot y Trouillet, 1885) (véase fig.1.10 del capítulo I), en el que se activan las células de convección del aire desplazando las masas de aíre frías exteriores a las interiores más cálidas. Mientras que en aquellas estaciones en las que las temperaturas exteriores son mayores o iguales que las de la cavidad dichas células no se activan o si lo hacen apenas son apreciables. Es el llamado *periodo cerrado*, centrado fundamentalmente en los meses estivales. Es precisamente por esta razón por la que a este tipo de cavidades se las conoce también como trampas de aire frío ("*cold air trap*").

- Las *cuevas heladas dinámicas* son aquellas con una circulación del aire en efecto chimenea ("*chimney effect*"), o tubo de viento, consecuencia principalmente de tener varias entradas a distintas altitudes lo que crea, por termodinámica y diferencia de presión, circulaciones unidireccionales que se reinvierten estacionalmente. Durante el invierno el aire frío es succionado a las partes inferiores de la cavidad, congelando las aguas que se infiltran, mientras que el aire cálido queda en las partes superiores.

- Bögli y Franke (1975) añadieron a estos sistemas generales de circulación del aire propuestos por Thury (1861) la categoría de *estatodinámicas* para recoger aquellas cavidades en las que se daban condiciones intermedias y en las que las entradas de la cavidad no mantenían marcadas diferencias de altitud. Tales cuevas presentan una parte dinámica y otra estática (tomado de Bini y Pellegrini, 1998).

Criterios glaciológicos:

Luetscher y Jeannin (2004) siguen las propuestas de Maire (1980, 1990) en las que dicho autor distinguía, aunque de forma un tanto difusa junto con criterios

climatológicos, tipos de cuevas heladas en función de la génesis y dinámica del almacenamiento de hielo en su interior. De tal manera que propuso a) tapones de hielo subglaciar (*bouchons de glace sous-glaciaires)*, b) cuevas heladas estatodinámicas con hielo de rehielo (*glacières statodynamiques à glace de regel)*, y c) cuevas heladas dinámicas con hielo de nevé (*glacières dynamiques à glace de névé)*; para aquellas cavidades en las que se daban la intrusión directa de hielo glaciar en una cavidad subglaciar o proglaciar, las primeras. Para las que, en una disposición generalmente subhorizontal, se daba a una alimentación fundamentalmente no nival, las segundas. O para aquellas en las que con una topografía predominantemente vertical la fuente fundamental de la génesis de hielo en su interior es la nival (con su metamorfismo en firn), las terceras. Según Maire este último tipo de cuevas heladas son las más frecuentes en la alta montaña con una distribución muy extendida y en ellas se puede distinguir, en la gran mayoría de los casos, una estructuración de los distintos grados de metamorfismo de los bloques de hielo. Y pudiéndose dar, como en el caso anterior, tanto en cavidades termoventiladas como en aquellas que se comportan como trampas de frío.

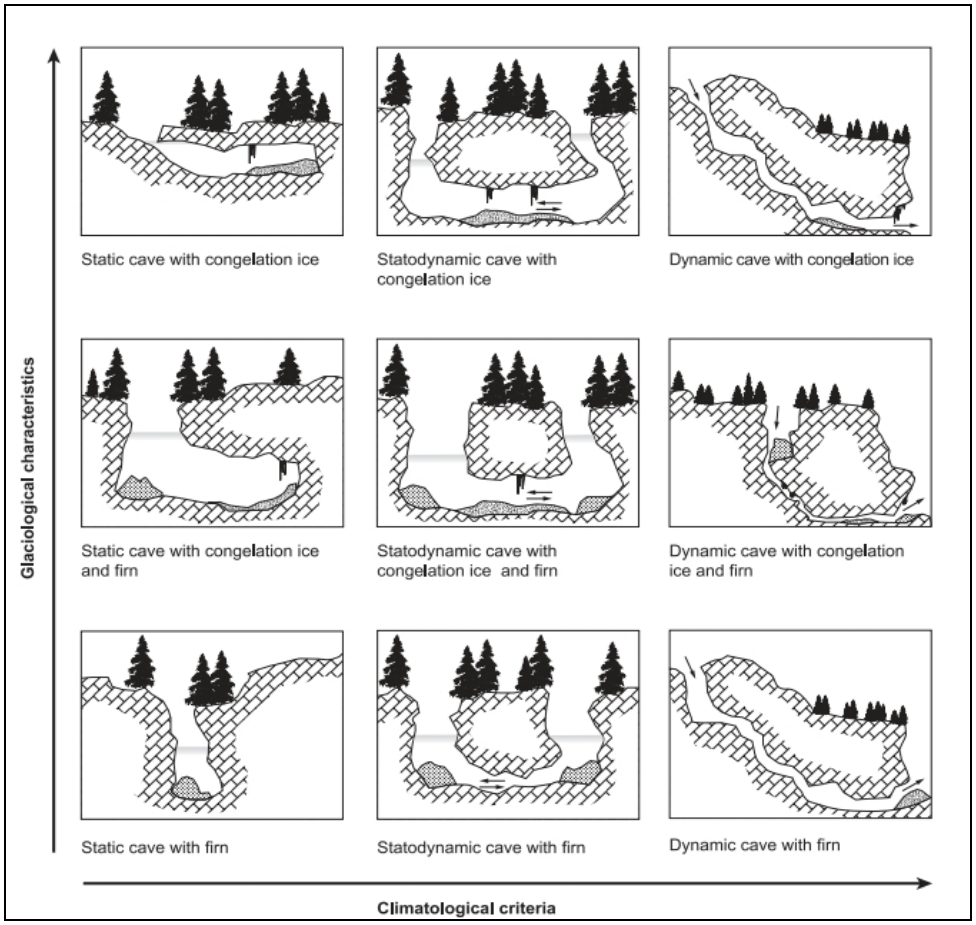


Fig.3.3. Clasificación glacioclimátológica de las cuevas heladas según Luetscher y Jeannin (2004b).

La única alusión específica a las cuevas heladas de Picos de Europa en tales términos glacioclimatológicos es ofrecida precisamente por Maire, en base a trabajos espeleológicos de Fabriol (1975). Las pone como ejemplo de cuevas heladas dinámicas con hielo de nevé (Maire, 1977b:414), sin especificar más acerca de ellas ni poner ejemplos concretos de ninguna de ellas. Aunque como se verá en el capítulo V la realidad es algo más compleja y no en todos los casos obedecen a este patrón.

3.2.- Las cuevas heladas en la geomorfología periglaciar.

3.2.1.- Cuevas heladas y el periglaciarismo.

En la asunción actual del **concepto periglaciar** (French, 2007) "*modern usage of the term periglacial referes to a range of cold, non-glacial processes*", de la disciplina de la geomorfología encargada de su estudio, la geomorfología periglaciar, *"subdiscipline concerned with non-glacial landforms"* y de su objeto de estudio *"freezing processes, the associated ground ice, and related landforms"*, se acepta que a pesar de ser el permafrost el elemento que ocupa una posición central, muchos otros factores criológicos forman parte de su corpus de estudio. De tal manera, la **geomorfología periglaciar** se encargaría del estudio de los procesos morfogenéticos fríos no glaciares que se involucran en la idiosincrasia del permafrost, el hielo estacional, la nieve y el hielo fluvial, lacustre o marino; además de abarcar también procesos azonales como las aguas corrientes, el viento y las olas en los ambientes climáticos fríos. Dicha disciplina se debe de encuadrar entonces, y acorde con ello, dentro de la geomorfología de las regiones frías en la que, y en relación con el resto de ciencias dedicadas al estudio de la criosfera, interaccionan procesos y formas glaciares, procesos y formas periglaciares, y procesos y formas azonales. Además de ello, los **dominios periglaciares** se han entendido, desde un punto de vista morfogenético, como aquellas áreas en las que domina la acción del hielo (*frost action*); y desde un punto de vista térmico, como aquellas áreas en las que la TMA_{aire}< +3ºC. Con subdivisiones internas en las que se dan dominios en los que la TMA_{aire}< -2ºC y domina la acción del hielo; y dominios en los que no necesariamente domina la acción del hielo y la TMA_{aire} este comprendida entre los -2 y +3ºC.

Teniendo todo esto presente, y en base a la definición de cueva helada y de sus elementos definitorios contemplados en la presente investigación, las cuevas heladas se

entienden plenamente como un fenómeno periglaciar por varias razones. No sólo por la presencia de elementos criogénicos y masas de hielo presentes, en ambientes en los que, por lo general, se dan condiciones climáticas periglaciares (endoclimáticas). Sino porque en ellas suelen confluir muchos de los elementos que constituyen el estudio habitual de la geomorfología periglaciar. Las cuevas heladas se definen por albergar en su interior masas de hielo de distinta naturaleza y temporalidad (estacionales y perennes); aguas corrientes introducidas o bien desde la precipitación en superficie o endokársticas (aguas filtradas), o de fusión (nival o del propio hielo) que se congelan; obturaciones que hacen que se formen lagos congelados; y, habitualmente también, masas de nieve igualmente estacionales o interanuales. A parte, son factores fundamentales en la definición de una cueva helada procesos azonales como el viento, en tanto y cuanto éstas se conforman dentro del sistema endokárstico bajo circulaciones de masas de aire inducidas por diferencias térmicas y que determinan sustancialmente el clima de la cavidad (fig.3.4).

Pero de igual forma a como ocurre al poner límites concretos a los dominios periglaciares, el fenómeno de las cuevas heladas es también difícil de encajar dentro de las zonas climáticas exteriores. En gran parte de los casos, la temperatura media anual del aire exterior ($T_{ma.ext}$) en la que se localiza una cavidad está por encima de la isoterma de los 0ºC (Dysli y Luetscher, 2003). Así por ejemplo, una de las cavidades heladas más famosas, Gheţarul de la Scărişoara (Apuseni Mountains, Rumania) se localiza a una altitud de 1165 m con una $T_{ma.ext}$ de 5,2ºC (p.e. Feurdean et al., 2011). Esto hace de las cavidades heladas, fenómenos periglaciares azonales o extrazonales[7] en la medida en que no se vinculan geográficamente siempre con los dominios periglaciares típicos de altas latitudes o altas altitudes.

[7] En este sentido, nos encontramos con que, en ocasiones, se ha denominado como *extrazonal permafrost* al permafrost que se encuentra en el interior de algunos taludes de derrubios muy por debajo (centenares de metros de altitud) del dominio de permafrost discontinuo (por debajo incluso de los 1000 msnm y a $T_{ma.ext}$ de +5ºC), a causa del efecto chimenea provocado por corrientes internas de aire. Análogo, este efecto, al que se produce en algunas cuevas heladas (Sone, 2005; Morard et al., 2010b; Morard, 2011). Delaloye et al. (2003) para el mismo fenómeno se refirieron en su día como "*sporadic and atypical permafrost*". En cualquier caso, para estos autores, se trata de un tipo de permafrost que es un tanto atípico ya que tanto la cobertura nival como las temperaturas veraniegas juegan un papel insignificante para la preservación de sus condiciones térmicas (sobre todo en comparación con el rol que tiene la intensidad de frío invernal). Hecho que contrasta con los factores habituales en el control del permafrost más clásico (Morard et al., 2010b). Y que se puede aplicar, con ciertos matices, para el fenómeno de las cuevas heladas.

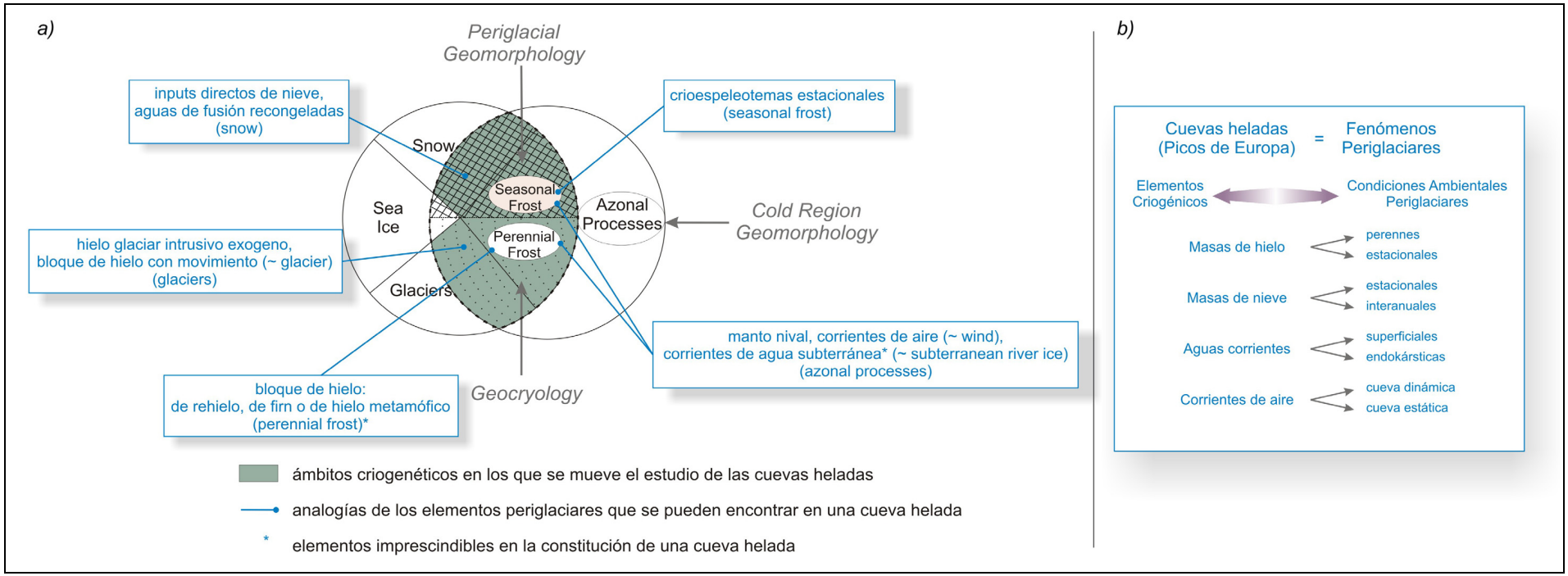


Fig.3.4. a) El estudio de las cuevas heladas dentro de las ciencias de la criosfera y las analogías de sus elementos criogénicos fundamentales (elaboración propia a partir de French, 2007). b) las cuevas heladas en Picos de Europa consideradas como unos elementos periglaciares más.

En referencia a esto lo más conveniente, en aras de evitar confusiones, sería añadir la calificación de endokárstico a este tipo de ambientes, denominándolos como *fenómenos periglaciares endokársticos*, ya que así se especifica su condición de fenómenos periglaciares vinculados a la existencia de una cavidad natural, factor *sine qua non*, además de ser hecho fundamental de su endoclima particular. Y por tanto, como tal, no se encuentran sujetos a la localización en un dominio periglaciar en superficie. Entendiéndolo desde este punto de vista, el estudio de las cuevas heladas contribuye a la reorganización del factor zonal del dominio periglaciar introduciendo el factor tridimensional de la profundidad subterránea.

Si atendemos a la subdivisión propuesta para los dominios periglaciares, las cuevas heladas pueden encontrarse tanto en áreas con TMA_{aire}< -2ºC en los que domina la acción del hielo, cuevas sobre todo localizadas en las altas latitudes; como en áreas en las que las TMA_{aire} se encuentran entre los -2 y +3ºC, y en las que la acción del hielo no tiene porque ser dominante, como es el caso de muchas de las cuevas heladas de los climas templados, entre ellas, las de Picos de Europa aquí estudiadas (fig.3.5).

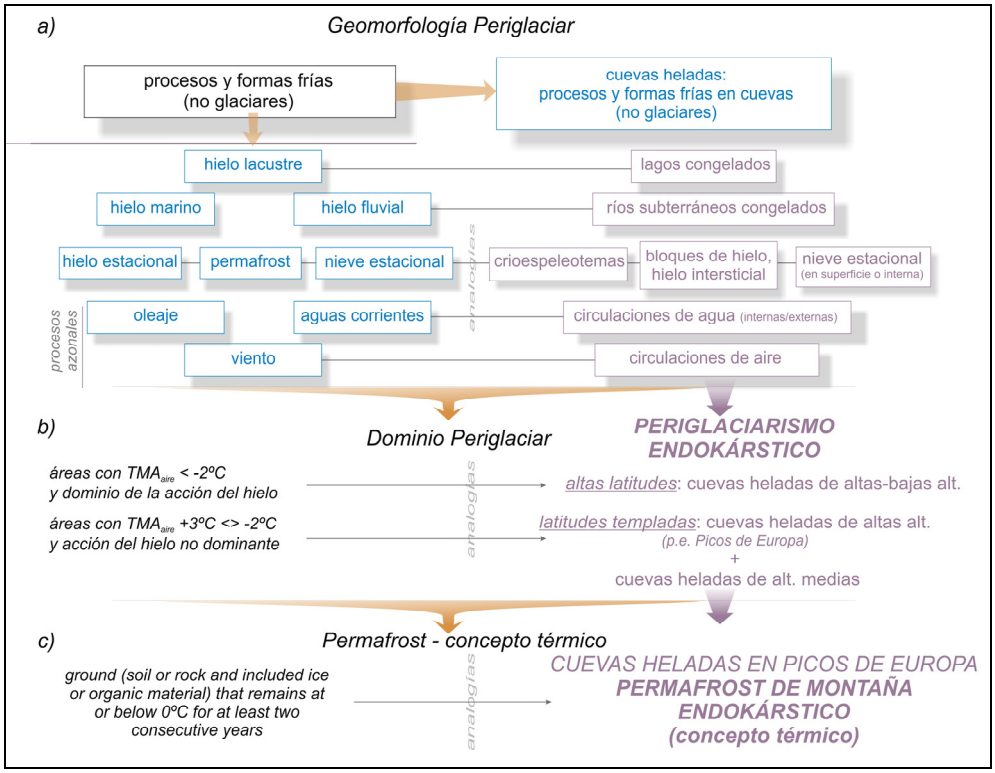


Fig.3.5. a) Elementos a estudio que abarca la Geomorfología periglaciar. Las cuevas heladas como un elemento más dentro de los procesos y formas frías no glaciares en las que además se pueden dar muchos de los elementos habituales de la Geomorfología Periglaciar. b) Dentro de la subdivisión de los dominios periglaciares las cuevas heladas pueden encontrarse independientemente en ambos subdominios. C) Análogamente y en función de la definición térmica del permafrost las cuevas heladas en Picos de Europa pueden ser calificadas como permafrost también. Procesos y formas frías no glaciares, subdivisión del dominio periglaciar y concepto de permafrost tomados de French (2007).

3.2.2.- Cuevas heladas y el permafrost.

3.2.2.1.- Sobre la concepción de permafrost.

En el presente estudio se entiende el ***permafrost como un concepto*** o ***estado térmico*** indicador de periglaciarismo, ya sea éste actual o relicto (remanente en zonas marginales), y que se define, acorde con la acepción contemplada actualmente por la International Permafrost Association (IPA), como "*ground (soil or rock and included ice or organic material) that remains at or below 0°C for at least two consecutive years*".

Las dos clasificaciones más frecuentes de permafrost en cuanto a su ***zonificación*** son: en función del porcentaje de su ocupación se distingue entre permafrost continuo (90-100%), discontinuo (50-90%), esporádico (10-50%) y aislado (0-10%) (Harris, 1979; French, 2007). Y acorde con las regiones geográficas en las que se encuentre se distingue entre permafrost de altas latitudes y permafrost de altas altitudes, pudiendo hablar así de permafrost polar (*latitudinal permafrost*), permafrost de montaña (*mountain permafrost*) y permafrost de plateau o montano (*plateau or montane permafrost*). Pudiéndose añadir aquí las categorías de permafrost submarino (*sub-sea permafrost*) y permafrost relicto o no ambiental.

Dentro del ***permafrost de montaña*** se han determinado las condiciones topoclimáticas como un factor fundamental en la distribución y patrones de comportamiento del permafrost (p.e. Gruber y Haeberli, 2009). Lo que hace que las fronteras del permafrost experimenten puntualizaciones en función de exposiciones más o menos favorables al frío, sectores de mayor acumulación y persistencia nival, menor o mayor radiación solar, corrientes de aire, o, por ejemplo, intercambios energéticos con la atmósfera. Haeberli et al. (2010) y Gruber (2005) han señalado tres tipos de factores fundamentales para la distribución del permafrost de montaña en función de tres escalas diferentes: el *dominio climático* en el que se encuentre (escala global), la *topografía local* que lo modifique (escala regional) y las *condiciones del suelo* que condicionan la transferencia de agua y calor (escala local). Con respecto a esto último, se ha señalado que los flujos y balances energéticos inducidos por la circulación de aire y agua juegan un importante papel en los patrones de distribución del permafrost de montaña (p.e. Hoelzle et al., 2001; Delaloye et al., 2003; Haeberli et al., 2010; Morard, 2011; Morard et al., 2012).

Por lo tanto, el abanico de ***indicadores morfogenéticos*** que nos muestra la existencia de permafrost puede ser variado. Desde aquellas morfologías más características y exclusivas de ambientes con permafrost como pueden ser los glaciares rocosos, montículos de hielo, lóbulos protalud,…; hasta aquellas que no lo son en exclusiva como sucede con los neveros permanentes, por ejemplo.

3.2.2.2.- Sobre la concepción de las cuevas heladas como permafrost desde el punto de térmico.

En función de lo dicho acerca del concepto de permafrost, las cuevas heladas se han de considerar, desde el punto de vista térmico, como un indicador de la existencia del mismo; y que participa, al menos para el caso de las cuevas a estudio, en alto grado de los factores definitorios del permafrost de montaña. Son ambientes, como se verá en el apartado correspondiente, en los que la $T_{ma.int}$ durante los años de estudio no han sobrepasado los 0ºC, y en los que la modificación del clima es acusada en función de sus configuraciones endokársticas (modificaciones topoclimáticas) y las transferencias de agua y calor se vuelven primordiales (sistemas de circulación de aire y agua). Cuentan con características favorecedoras de cara a la preservación del ambiente frío como la nula, o casi nula, radiación solar, el alto grado de humedad, la preservación de la nieve acumulada y los flujos de aire. Todo ello hace que en este tipo de cuevas se dé una anomalía térmica negativa con respecto a la $T_{ma.ext}$, que es esencial en el mantenimiento de condiciones de permafrost.

Muchas de las cuevas heladas estudiadas hasta el momento presente han sido consideradas como una forma de permafrost ya desde las últimas décadas del siglo pasado (p.e. Harris y Brown 1978, 1982; Haeberli, 1978; Harris, 1979, 1982; Pissart et al., 1988; Urdea, 1993; Ohata et al, 1994a); pero entendiéndolas la mayoría de las veces, y debido a una falta de atención en los estudios específicos (Harris, 1979), como un fenómeno atípico de permafrost o de difícil encaje dentro de las categorías clásicamente contempladas. Así, por ejemplo, Haeberli (1978) habla de "*special feature of perennially frozen ground*"; Urdea (1993) de "*special form of the permafrost's existence*" o French (2007) las incluye como "*other types of ice*" dentro de la categoría de "*ground ice*", sin detallar características ni razones, y sin discernirlas del hielo que se pueda acumular dentro de otro tipo de oquedades (fig.3.6).

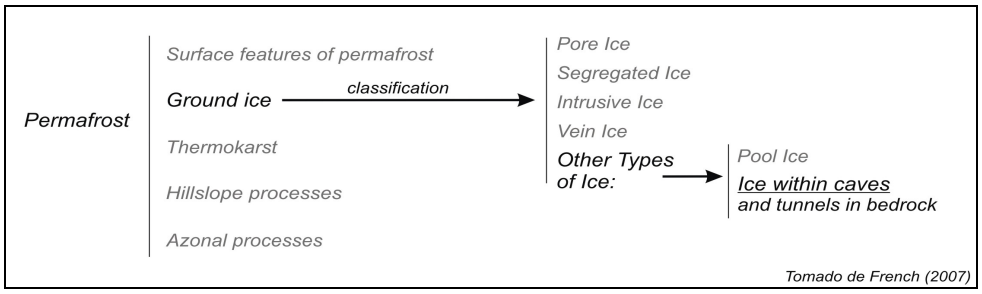


Fig.3.6. Clasificaciones de los tipos de permafrost según French (2007). La asignación de una categoría concreta para las cuevas heladas se resuelve adhiriéndolas en una genérica.

En otras ocasiones, sin embargo, se conciben como permafrost pero de forma genérica manifestando que los bloques de hielo preservados en ellas se mantienen gracias a que en ellas se dan "condiciones de permafrost" (Holmlund et al., 2005; Perşoiu y Onac, 2012). Silvestru (1999) afina algo más diciendo que "para que el hielo perenne se acumule es esencial que la temperatura se mantenga en una media multianual inferior a 0ºC"; pero sin embargo Yonge (2004) contempla el hecho en sí de que la cueva se encuentre en una zona de permafrost (cuevas en altas latitudes o altitudes), la consecuencia de que sus paredes se encuentren también sometidas a temperaturas de congelación, siendo por tanto un mecanismo más de la formación de hielo en cuevas, y no una manifestación o forma de permafrost propiamente dicha.

Al respecto, la Sociedad Suiza de Geomorfología (*Schweizerische Geomorphologische Gesellschaft*) considera las cuevas heladas como manifestaciones de la criosfera situadas en la interfase de los dominios glaciares y periglaciares ("*les glacières sont des manifestations cryospheriques se situant à l'interface des domaines glaciaires et périglaciaires*") y como ejemplos de permafrost localizados por debajo del cinturón alpino de permafrost discontinuo[8]. Y es que la misma dificultad para la definición de las cuevas heladas como permafrost se da también al intentar incluirlas dentro de alguna de las categorías preexistentes de la distribución del mismo. Esto ha hecho que en determinados momentos se le haya añadido un apelativo no contemplado para el resto de las manifestaciones de permafrost: *local permafrost* para cuevas heladas en los Alpes (Haeberli, 1978), *no conventional permafrost* para cuevas heladas en ambientes kársticos de latitudes árticas (Ford y Williams, 2007) (fig.3.7), o como planteó Urdea (1993) para las cuevas heladas de los Cárpatos rumanos *extrazonal permafrost*, debido a que se trata de un permafrost condicionado estrictamente por factores locales que no

[8] Cuyo límite inferior lo sitúan en los Alpes en torno a los 2.300-2.400 m

obedecen a las leyes de la zonificación. Término este último también empleado para las cuevas heladas de los prealpes de Friburgo (Morard, 2011).

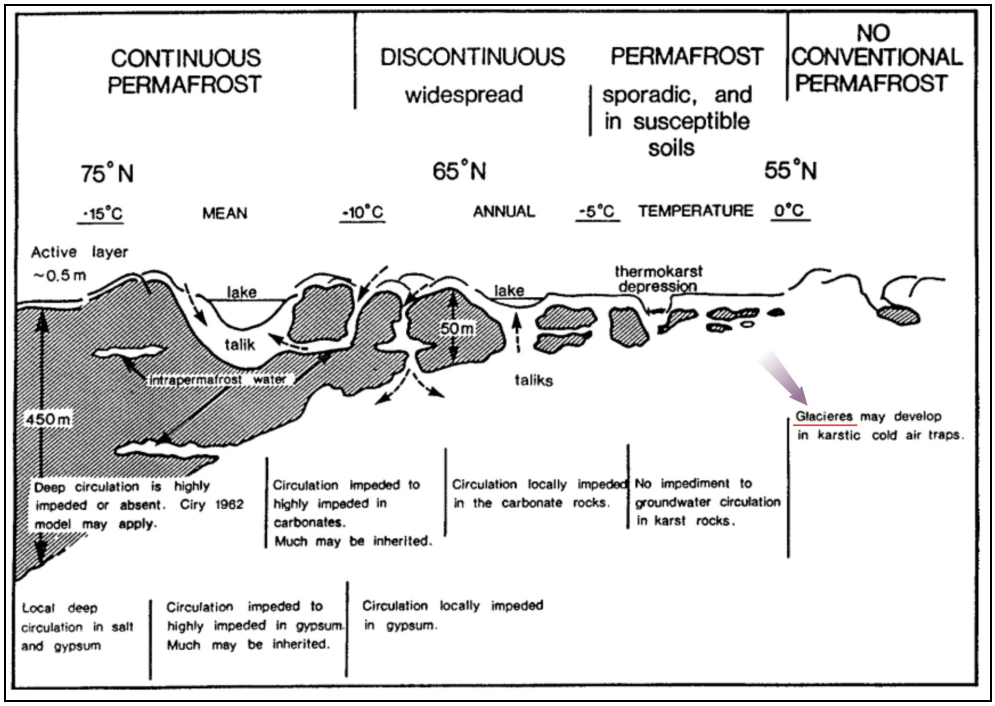


Fig.3.7. La zonificación del permafrost en ocasiones ha contemplado una categoría específica para las cuevas heladas como proponen Ford y Williams (1989) para la plataforma e islas árticas kársticas de Canadá. La dificultad de que los flujos de agua, necesarios para la formación de la masa de hielo en una cueva helada, se den por debajo de la capa de suelo congelado aumenta cuanto mayor y más compacta sea ésta. Lo que abriría posibilidades para la formación de cuevas heladas en regiones donde predomine un permafrost discontinuo. En latitudes medias, por ejemplo. Tomado de Ford y William (1989).

En otros casos, sin embargo, se contemplan las cuevas heladas como manifestaciones de *isolate* o *sporadic permafrost* (Luetscher et al., 2003; Urdea, 2004; Stoffel et al., 2009; Luetscher y Bourret, 2010; Morard, 2011). O matizando que se trata de un permafrost esporádico en ambientes kársticos (p.e. Luetscher, 2005:16), e incidiendo específicamente que *"represents probably the most severe test for models of sporadic permafrost distribution*" (Luetscher, 2013). Incluso para el contexto de las montañas cantábricas, algunas de las cuevas heladas supuestas encontradas en laderas norte del Espigüete y el Ves han sido denominadas como "*permafrost en cuevas*" (Pellitero, 2012).

Harris (1979, 1982) en sus trabajos acerca del permafrost en Alberta (Canadá) contemplaba las cuevas heladas como una forma más de permafrost pudiéndose encontrar tanto en zonas de permafrost continuo, como en permafrost discontinuo y esporádico (más frecuentemente en estas dos últimas), y siempre en ambientes con temperaturas medias por debajo de la isoterma de 5ºC, y rondando, sus límites

altitudinales inferiores, la cota de 610 m. Cota muy por debajo del límite inferior del permafrost continúo situado en 1800 m (véase fig.3.8). Urdea (1993) plantea una distribución similar de las cuevas heladas para las Apuseni Mountains y los Cárpatos meridionales por encima de la isoterma de los +5ºC y localizadas genéricamente entre las zonas de permafrost esporádico y discontinuo (fig.3.9). Si bien es cierto que, atendiendo a la necesidad de flujos de agua para que se materialice en muchos casos la masa de hielo en el interior de una cueva helada, se hace bastante más difícil encontrarlas dentro de zonas de permafrost continuo, debido fundamentalmente a la falta de escorrentía por debajo de la capa de hielo continuo. Esto ya fue señalado en su día por Ciry (1962) (tomado de Luetscher y Jeannin, 2004b), y recogido de nuevo posteriormente para algunas cavidades del norte del Yukón (Lauriol et al., 1988) y en la interpretación de las cuevas heladas ofrecida por Ford y Williams (1989) (fig.3.7).

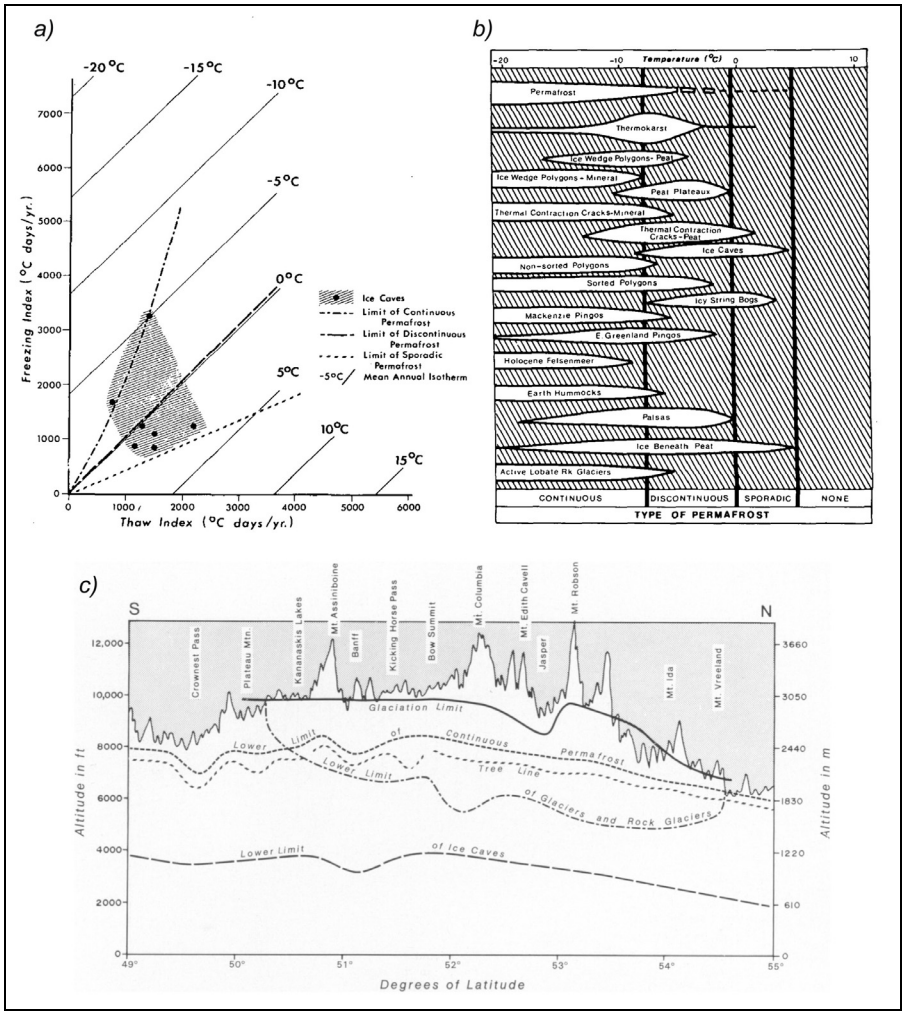


Fig.3.8. Harris contemplaba las cuevas heladas como un tipo más de permafrost situándolas mayoritariamente en las zonas de permafrost discontinuo y esporádico en ambientes que no sobrepasan la isoterma de 5ºC (a y b). El límite altitudinal inferior lo marcaban también las cuevas heladas con los 600 msnm para las Montañas Rocosas del SW de Alberta (Canadá) (c). Tomado de Harris 1979 y 1982.

Para las montañas españolas también se ha utilizado la presencia de cuevas heladas como indicadores de la existencia, bajo su concepción térmica, de permafrost de montaña como hicieron Serrano et al. (2009) con las cuevas heladas del macizo de Monte Perdido en su cartografía del permafrost de montaña en los pirineos españoles.

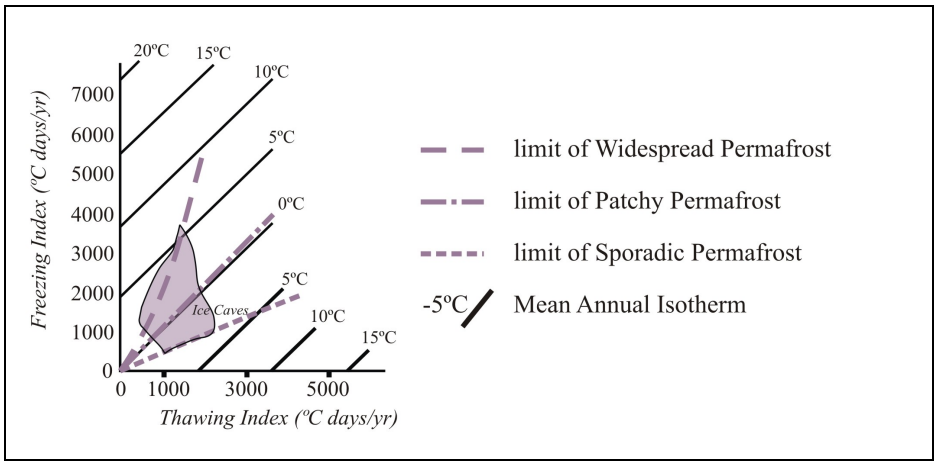


Fig.3.9. Distribución de las cuevas heladas en Rumania dentro de la zonificación del permafrost en función de los índices de helada y de fusión según Urdea (1993). Se encuentran por encima de la isoterma de +5ºC y de forma genérica en las zonas de permafrost esporádico y discontinuo.

3.2.2.3.- Sobre la concepción de las cuevas heladas como permafrost desde el punto de vista morfogenético.

Otra dificultad añadida a la hora de la calificar las cuevas heladas como permafrost viene de la concepción morfogenética de este último. Y es que adoptando tal enfoque (permafrost visto como material helado subsuperficial) la consideración de un bloque de hielo como permafrost en sí mismo no se sostendría, ni tan si quiera lo haría su estimación como elemento periglaciar, asemejándose más, en algunas ocasiones, a una masa glaciar que a esto último o a un tipo permafrost[9]. Si el bloque de hielo alojado en el interior de la cavidad mantiene las características reflejadas en la fig.3.1a, fundamentalmente su flujo, se ha denominado en numerosas ocasiones como glaciar subterráneo, como ya se ha dicho. En este caso, y sólo en éste[10], tal denominativo no sería del todo erróneo, salvando las diferencias remarcadas en la fig.3.1b; pero sería muy discordante, terminológica y epistemológicamente, con su consideración como elemento periglaciar, e igualmente la consideración de una cueva helada como un tipo de permafrost resultaría también bastante antagónica. Desde este punto de vista y

[9] Lo cual no eximiría de poder encontrar en el interior de una cavidad procesos y formas de permafrost más característicos de estratos superficiales o subsuperficiales (p.e. Mihevc, 2009; Kosutnik, 2011; Morard, 2011).

[10] Pueden darse distintos bloques de hielo dentro de una cueva helada como se verá en el capítulo correspondiente de esta investigación: bloques de rehielo, bloques de firn, bloques sin flujo,...

negando pues la consideración del bloque de hielo como un elemento glaciar por las razones ya expuestas en la fig.3.1, y bajo los preceptos que se contemplan en la presente investigación para la definición de una cueva helada, se debería entonces de considerar el bloque de hielo no como permafrost en sí mismo sino como ***indicador criomorfológico de la existencia de permafrost*** entendiendo como tal a la propia cueva helada (fig.3.5c).

Tales controversias son reflejo de la, a veces, difícil definición de permafrost en cuanto a sus términos morfogenéticos se refiere; e incluso de los límites epistemológicos de la disciplina periglaciar (French, 2007). Hecho que ya se ha manifestado anteriormente para el conjunto del macizo montañoso de Picos de Europa en el que se albergan las cuevas aquí estudiadas (González-Trueba, 2007).

***

En resumen y bajo la concepción aquí expuesta de cuevas heladas, periglaciarismo y permafrost se deben entender las primeras como aquellas cavidades kársticas naturales (elemento geomorfológico) en las que se aloja una masa de hielo perenne (elemento criológico) bajo condiciones climáticas propiciadas por su condición endokárstica, que las definen como permafrost ($T_{ma.int}$<0ºC durante dos años consecutivos). Sus otros dos elementos definitorios, circulación de agua y/o nieve (elemento hidrológico) y de aire (elemento térmico), las hacen de igual forma mantener un carácter lo suficientemente azonal como para poderlas encontrar tanto en ambientes exclusivos de permafrost como en los que no. O incluso, en áreas en las que el permafrost en superficie se considera relicto o desaparecido. Teniendo en cuenta esto y, por el momento, con las cuevas heladas objeto del presente estudio, se puede corroborar pues la existencia permafrost en Picos de Europa; aunque se debería de adjetivar el mismo bajo el epíteto de endokárstico o subterráneo (fig.3.5c).

A lo dicho es conveniente matizar, y a lo largo de todo el presente estudio se aceptará tal generalización como buena, que cuando nos referimos a una cueva helada es cierto que tal definición no se hace extensible a todo el conjunto de la cavidad; sino que *sensu stricto* sólo se podría considerar como tal aquella parte que cumple con las condiciones que se han expuesto. Al respecto, muchos trabajos han puesto de manifiesto diferentes

zonificaciones climáticas en cavidades. Para el caso de las cavidades heladas tales zonificaciones se han propuesto bajo terminologías muy cercanas, cuando no han sido las mismas, a las utilizadas de forma habitual para la delimitación de dominios periglaciares (p.e. Lauriol et al., 1988; Racovita, 1975, 1984; Silvestru, 1999; Serban y Racovita, 1991; Žák et al., 2010).

3.3.- Distribución de las cuevas heladas.

3.3.1.- Distribución genérica: distribución altitudinal y latitudinal.

Balch (1900:109) distinguía el hielo subterráneo como "*ice enduring the entire year is found, in temperate latitudes, in a variety of forms and in several different kinds places. In some cases it is entirely above the surface of the earth; in others it is entirely beneath the surface of the earth"*; ubicando explícitamente en las latitudes templadas el fenómeno generalizado de las cuevas heladas. Silvestru (1999) señalaba la importancia de distinguir entre cuevas heladas de climas templados de baja y media altitud, y cuevas heladas alpinas, polares o sub-polares; sosteniendo que mientras en las primeras la formación de hielo perenne era resultado de representar unas condiciones un tanto especiales con respecto a su ubicación altitudinal; en los otros casos el hielo era consecuencia de condiciones climáticas no muy diferentes a las reinantes en el lugar en el que se encuentran. Maire (1990) mantenía que su distribución estaba bastante generalizada por todo el hemisferio norte, pero fundamentalmente en las zonas templadas por debajo de los límites de las nieves permanentes, en el karst supraforestal y el forestal (entre 500/800 y 2500 m); señalando la posibilidad, no corroboró su existencia, de algunos casos puntuales en latitudes intertropicales entre los 3700 y 4500 m (montañas de Perú, Ecuador, Guatemala y Nueva Guinea); y una tercera franja latitudinal entre los 40 y 25ºN en climas mediterráneos y submediterráneos con marcada aridez estival (en la isla de Creta a 1600-1700 m; en las montañas iraníes de Zagros a 2400 m, o el alto atlas marroquí a 3000 m; o incluso en la alta montaña argelina (Djurdjura) donde señala la cueva helada más importante de todo el norte de África, Anou Theldj (2100 m), con una masa de hielo de decenas de miles de m^3 (Maire, 1990:514)). También señalaba este autor la existencia de cuevas heladas en áreas subárticas y de alta montaña; aunque para estas últimas sostenía que a pesar de contar con una mayor representación se daba un menor número de estudios debido a su difícil

accesibilidad. Ohata et al. (1994a) acotan la distribución de las cuevas heladas a un rango latitudinal comprendido entre los 30º - 70º N.

Una sucinta recapitulación de algunas de las cuevas heladas con mayor renombre en la bibliografía específica más reciente nos muestra (tabla 3.1) que la gran mayoría de las cavidades mejor conocidas (y con los bloques de hielo más grandes) se encuentran concretamente rondando los 40ºN. Válido de forma global tanto para las cuevas europeas como para las norteamericanas.

Excepciones a ello son algunas cuevas americanas situadas a unos 30ºN, como las que se encuentran en los estados de Arizona o Nuevo México. Aunque con volúmenes de hielo muy pequeños, sobre todo si son comparadas con las cuevas heladas europeas (Kern y Perşoiu, 2013). Pero sin duda, los extremos mejor conocidos se localizan en Svarthammarhola (Noruega) y en Bear cave Mountains y Tsi-it-toh-Choh Mountains en el Yukón canadiense, en las inmediaciones del círculo polar ártico (66ºN) (Lauritzen et al, 2010; Lauriol et al., 1988, 2006); y por el sur, en las cuevas heladas del volcán Mauna Loa: Arsia cave o Mauna Loa Ice Cave (Hawaii), localizadas a 20ºN (Pflitsch et al., 2012a).

En latitudes bajas europeas se han reconocido cuevas en los macizos pirenaicos (López Martínez y Freixes, 1989; Sancho et al, 2012) y Picos de Europa (Cerdeño y Sánchez, 2000; Gómez Lende et al., 2011; Gómez Lende et al., 2015) entre los 42 y 43º N; en el parque nacional de Abruzzo (Italia) a 42º N (Menichetti et al., 2012), o en las laderas septentrionales del Mt. Etna como la Grotta del Gelo (Marino, 1992) a 37ºN. A este respecto cuevas heladas que en su día pudieron constituirse como tales, caso de la Cueva de Hielo del Teide localizada a 3350 m y 28ºN (Martín Moreno, 2010), pudieron ser consideradas de entre las más meridionales. Pero a día de hoy la falta de hielo perenne no permite tal calificación.

Se puede decir, pues, que las cuevas heladas son un fenómeno bastante extendido por todo el mundo en las latitudes templadas septentrionales; siendo en los climas templados de Europa donde se encuentran las cuevas heladas más grandes e importantes hasta ahora conocidas (Silvestru, 1999)[11].

[11] Es de suponer que en las regiones kársticas del Pamir, Karakorum o Himalaya se den grandes cantidades de hielo subterráneo. Pero es tema por explorar todavía (Silvestru, 1999).

región	cuevas heladas	altitud (m)	latitud (ºN)	bibliografía
Jura Mts. (Suiza)	Glacière de Monlési, St. Livres	1135, 1359	**46**	Luetscher, 2005
Griffe Massif (Haut Savoie- France)	Grouffe CP1	1950	**46**	Maire, 1990; 1977
Prealps-Fribourg (Suiza)	Diablotins IC	2092	**46**	Morard et al., 2010a
Dachstein Mts. (Austria)	Mammuthöhle, Rieseneishöhle	1392	**47**	Kern et al., 2011a
Tennengebirge Mts. (Austria)	Eisriesenwelt	1641	**47**	May et al., 2011
Hochschwab (Austria)	Beilsteinesihöhle	1330	**47**	Behm et al., 2010
Grigna sept. (Italia)	LoLc 1650	2030	**45**	Citterio, 2005
Parque Nacional Abruzzo (Italia)	Abruzzo ICs	1500-1900	**42**	Menichetti et al., 2012
Alpi Giulie-Monte Canin (Italia)	Monte Canin ICs	2285	**46**	Colucci et al., 2012
Mt. Etna (Italia)	Grotta del Gelo	2030	**37**	Marino, 1992
Untersberg macizo-Alpes (Alemania)	Schellenberger esihöhlen	1570	**47**	Grebe et al., 2008
Mt. Fuji	Fuji Fuketsu	1120	**36**	Ohata et al., 1994a
Pirineos (Cotiella) (España)	A294	2238	**42**	Sancho et al, 2012
Pirineos (Mte. Perdido-Marboré) (España)	Casteret, Isards, Casque, Roya, Breché, Devaux	2700-2800	**42**	López Martínez y Freixes, 1989
Cordillera Cantábrica (Picos de Europa) (España)	Altáiz, Verónica, Castil, HS4	2200	**43**	Cerdeño y Sánchez, 2000; Gómez Lende y Serrano, 2012
Escandinavia (Mefjell - Fauske) (Noruega)	Svarthammarhola	275	**67**	Lauritzen et al, 2010
Mts. Zagros (Irán)	Kermanshah	2400	**32**	Maire, 1990
Urales – Bashkiria (Rusia)	-	200-300	**~45**	Skolov, 2008
Perm región (Rusia)	Kungur IC, Kichmenskaya, Varsanofievoy, Uinskaya, Eranka, Medeo, Holodnaya, Mariinskaya	198 (Kungur)	**~57**	Silvestru, 1999; Kadebskaya, 2008
Primorsky Range – Baikal (Rusia)	Bolshaya, Malaya, Mechta, Iya, Rayadovaya, Vologodskago, Skotomogilnik	~300	**52-53**	Trofimova, 2006
Velebit Mts. (Croacia)	Ledena Jama, Vukusic IC	1235, 1470	**44**	Bočić et al., 2008; Kern et al., 2011b

Durmitor (Montenegro)	Ledena Pecina	2150	**43**	Kern et al., 2006
Apuseni Mts.- Bihor (Carpatos- Rumania)	Scărişoara, Focul Viu, Bortig	1265, 1236,1236	**44-48**	Urdea, 1993; Perşoiu, 2005
Dinaric Mts. (Eslovenia)	Velika ledena jama- Paradana, Ledena jama v Fridrihstanjskem gozdu, Veliki Ttrski ledenik, Ledena jama na Kuncu	645-2434	**45- 46**	Rojšek, 2006; Mihevc, 2008; Kosutnik, 2011
Tatra Mts.(Rep. Eslovaquia)	Silicka, Demänouska, Dobsinska, Priepast v Hlupom vrchu	503, 840, 969, 1966	**48**	Piasecki, et al., 2006; Bella, 2008
Tatra Mts. (Cárpatos- Polonia)	Jaskinia Lodowa w Ciemniaku	1715	**49**	Rachlewicz y Szczucinski, 2004
Bear cave mts y Tsi-it-toh-Choh mts (Yukon - Canada)	Grande Caverne, Caverne glacee 85, Caverne des Meandres, Tsi-Tché-han, Bear cave	~600-900	**66**	Lauriol et al., 1988, 2006
Mauna Loa (Hawai - EEUU)	Mauna Loa IC, Arsia cave	3400-3600	**20**	Pflitsch et al., 2012a
Sunset Crater (Arizona - EEUU)	Sunset Crater IC, Government cave, Lake Mary IC	2133	**35**	Halliday, 1954
White Mountains (Arizona - EEUU)	White Mountains IC	~2100	**33**	Halliday, 1954
Pike Peak (Colorado - EEUU)	Pike Peak IC	-	**~39**	Merriam, 1950
Lava Beds (California-EEUU)	Crystall, Skull, Merrill*, Bearpaw, Cox	1200-1500	**41**	Furhamnn, 2007; Kern y Thomas, 2012
Zuni Bandera Lava Flow (N. México - EEUU)	Candelaria IC, La Marchantia	2390, 2350	**34**	Dickfoss, 1996
Snake River Plain (Idaho - EEUU)	Shoshone IC	1450	**43**	Dickfoss, 1996
Bihorn Mts. (Wyoming - EEUU)	Teton Canyon Shelf	2769	**44**	Maire, 1990
Pryor Mts. (Montana - EEUU)	Red Pryor Ice Cave	2408	**45**	Elliot, 1963; Maire, 1990

*Masa de hielo desaparecida según Kern y Thomas, 2012. IC, Ice Cave.

Tabla 3.1. La distribución altitudinal y latitudinal de algunas de las cuevas heladas más reconocidas internacionalmente en el hemisferio norte.

Desde un punto de vista *altitudinal*, como se puede apreciar en la tabla expuesta, las cuevas heladas también están presentes en un rango bastante amplio. Desde cavidades heladas en ambientes alpinos, hasta algunas que alcanzan cotas sorprendentemente bajas en latitudes templadas como Ledena Jama (Eslovenia) a 805 m, Demänovská Ice Cave (Rep. Eslovaquia) a 840 m, Grotte Glacière a 525 m, o Le Abime du Creux Percé a 475 m (Francia). Muchas de las cuevas heladas rusas se caracterizan también por una altitud extraordinariamente baja como es el caso de las estudiadas por Trofimova en el Baikal, a unos 300 m y a 52-53º N (Trofimova, 2006); o en los Urales, en la región de Bashkiria, a unos 200-300 m y 45º N (Skolov, 2008). La cueva helada noruega de Svarthammarhola con sus 275 m de altitud y sus 67ºN ostenta la menor altitud de las más conocidas en Europa además de albergar una masa de hielo considerable: entre 24.000 y 32.000 m^3 (tomado de Kern y Perşoiu, 2013). Por el contrario, las estudiadas en Mauna Loa alcanzan altitudes que sobrepasan los 3400 m (Pflitsch et al., 2012a), aunque no se dan en ellas cuerpos perennes de hielo destacables.

Las pautas generales indican que lo habitual es que las grandes y más reconocidas cuevas heladas se encuentren por encima de los 1000 m, con una gran mayoría por encima de los 1500 m para la zona de la Europa alpina: Coulthard cave, 2650 m; Akhtiarkaya, 2520 m; Big Ice Cave, 2493 m; Gouffre des Diablotins, 2092 m: Snezhnaya, 1950 m; Kungur Ice Cave, 1800 m; Mammuthöhle, 1828 m; Diablotins Ice Cave, 2000 m; Moncodeno Ice Cave (LoLc 1650), 2030 m. En los Cárpatos eslovacos y rumanos Bella (2008) y Žák et al. (2013) han destacado que la mayor parte se sitúa entre los 700 y 1200 m de altitud; mientras que en Eslovenia los umbrales altitudinales se extienden desde los 645 m hasta los 2434 m (Mihevc, 2008).

Entre las cuevas heladas más altas destacan algunas localizadas en las montañas pirenaicas. Ejemplo de ello se encuentra en el macizo pirenaico de Monte Perdido-Marboré donde superan los 2500 m, como la famosa Gruta de Casteret a 2690 m, las cuevas del sistema de Isards a 2795 m, las cavidades de Casque a 2830 m, o las cavidades Tour, Bréche, Roy Nord Casque, Nord Tour, Devaux con altitudes de 2860 m, 2790 m, 2725 m, 2695 m, 2485 m y 2820 m respectivamente (datos según Bernard y Van Thiesen (1987), tomados de López Martínez y Freixes (1989). También en los Pirineos se encuentra la cueva helada que recientemente se ha propuesto como la cueva con uno de los bloques de hielo más antiguos del mundo de los datados hasta el

momento. Se trata de la cueva helada A294 sita en el macizo de Cotiella a 2238 m con una edad comprendida entre 5516±70 y 3808±104 años BP (Sancho et al., 2012). Las cuevas heladas de Picos de Europa objeto de la presente investigación también localizan sus bocas de entrada por encima de la isolínea de los 2000 m, pudiendo ser a este respecto las cuevas heladas más bajas de las hasta ahora conocidas en España, como bien han apuntado Cerdeño y Sánchez (2000): cuevas heladas de Peña Castil (2095 m), de Verónica (2230 m), de Altáiz (2190 m) o la HS4 (2350 m).

Teniendo en cuenta los mencionados parámetros de distribución se deduce que las cuevas heladas se localizan a mayor altitud cuanto menor es la latitud, siguiendo una progresión paralela a la ascensión altitudinal de la isoterma de 0ºC, como ya expresó Harris (1979), y con una pauta paralela a la ascensión de cota del tree-line y del permafrost continuo (véase fig.3.8c). Pero a ello se debe añadir el hecho de que las características intrínsecas que definen a una cavidad helada, y que favorecen su microclima y el almacenamiento de su masa de hielo, permiten que el límite altitudinal inferior en el que se pueden localizar en latitudes templadas sea excepcionalmente bajo; y con ello por tanto también, y bajo la consideración de las cuevas heladas como un tipo de permafrost, la distribución del permafrost.

En una dimensión temporal sucedería, de igual forma, que durante los periodos más fríos del Holoceno, cavidades que hoy en día atestiguan algún tipo de proceso frío pudieron ser cuevas heladas y a cotas aún menores que las actuales. Cuevas frías hoy en día, o que albergan algún tipo de huella periglaciar, pudieron albergar bloques de hielo[12], lo que podría ayudar a entender la condición de algunas cuevas localizadas a nivel del mar en el presente. Así también lo han expresado Luetscher y Jeannin (2004b).

En este sentido, y en un contexto cercano, Ugarte et al. (1986) ya investigaron sobre las huellas de procesos periglaciares en algunas cuevas de Guipúzcoa, basándose en estudios previos sobre crioturbaciones periglaciares de Llopis Lladó (1957) en el

[12] Luetscher (2005) señala un conjunto de cuevas heladas en las montañas suizas del Jura de las que a principios del siglo XX se tenía constancia de masas de hielo en su interior y que hoy en día carecen de ello. Son cuevas que en muchos casos tienen una altitud menor a los 1000 m (Glacière de Vergy, Grotte de la Glacière, Glacière du Luisans, Glacière du Bois du Roi, etc.); mientras que aquellas que en la actualidad se pueden calificar como cuevas heladas en sentido estricto se mantienen por encima de los 1100 m la gran mayoría (Glacière de Monlési, St. Livres, Creus de la Glace, Crêt de Danses, de George, etc.). Lo mismo probablemente haya pasado con la Cueva de Hielo del Teide, como ya ha sido mencionado.

interior de la cueva de Iritegui (Oñati). Para estos autores estas huellas obligaban a que, teniendo en cuenta la amortiguación que los cambios bruscos de temperatura exterior sufren en el interior de una cavidad, en el exterior se tuviesen que dar condiciones ambientales periglaciares muy severas. Estas crioturbaciones periglaciares según Llopis Lladó alcanzaron también cuevas a nivel del mar en el complejo kárstico de Urtiaga; pero sin embargo Ugarte et al. (1986) no encontraron en tal complejo depósitos periglaciares de la suficiente entidad como para poder cotejar lo mantenido por Llopis Lladó (Ugarte et al., 1986:35). En las cuevas frías que estudió Ugarte, la penetración de aire frío configura un ambiente periglaciar en su interior; mientras que en cuevas que no tienen tal condición, las sedimentaciones periglaciares se suelen encontrar tan sólo en los primeros metros de sus entradas, atenuándose a partir de los 30 m de la entrada (Ugarte et al., 1986:38).

3.3.2.- Distribución en distintas litologías.

Ya se ha resaltado la presencia de cuevas heladas en muy diversas litologías. Éstas están presentes en diferentes ámbitos, desde las habituales calizas hasta en litologías propias de ambientes volcánicos como es el caso de las que horadan las coladas pétreas de lava (p.e. Kern y Thomas, 2012, 2014; Pflistch et al, 2012a); pudiendo estar presentes incluso en ambientes y materiales marcianos y hasta en alguna de las lunas heladas de Júpiter (p.e. Williams et al., 2010; Boston, 2004).

Halliday (1954) recordaba que existe un mayor predominio de cuevas heladas en caliza en Europa que en Estados Unidos. Aquí la mayoría de las cuevas heladas se dan en tubos de lava (Halliday, 1954:18), y fundamentalmente en los estados del Oeste como California, Idaho, Arizona, Oregón o Nuevo México (Halliday, 1954; Kern y Perşoiu, 2013).

La presencia de las cuevas heladas, por tanto, y a pesar de encontrarse más vinculada a ambientes kársticos calcáreos, se puede decir que no son fenómeno exclusivo de los mismos.

3.4.- Las cuevas heladas en España.

3.4.1.- Cuevas heladas en España.

En España las cuevas heladas de las que se tiene conocimiento se localizan en la alta montaña de los sistemas montañosos de Pirineos y Cordillera Cantábrica (Picos de Europa fundamentalmente[13]). En ocasiones se ha señalado la existencia de otras cuevas en sectores puntuales de latitudes más meridionales, pero que hoy en día tienen un carácter como tal bastante dudoso. Por ejemplo, en la Sierra de la Tejeda (Granada-Málaga), bajo el pico La Maroma (2.065 m), la llamada Sima de la Nieve o Sima de la Maroma (2.050 m), junto a otras similares en el mismo sector, creemos que no dejan de ser pozos de acumulación nival como ya señalaron en su día Durán Valsero y Molina (1986), y no cuevas heladas como se ha señalado más recientemente (Citterio et al., 2005b). O la ya señalada Cueva de Hielo del Teide en las laderas cercanas al refugio de Altavista (Martínez de Pisón y Quirantes, 1981; Martín Moreno, 2006), que hoy en día, creemos, ya no puede conservar el calificativo de helada.

Fig.3.10. Cueva de Hielo del Teide. Fotografías de 1980 en las que se aprecia la boca de entrada con el cono de nieve acumulado en el mes de abril y el suelo de la cavidad tapizado con hielo de rehielo. En la actualidad no preserva bloque de hielo perenne alguno. Fotografías cedidas por E. Martínez de Pisón.

[13] Para el caso de la Cordillera Cantábrica se ha apuntado la posibilidad de que existan también cuevas heladas en el macizo de Fuentes Carrionas, en la cara NW del Espigüete y en el sector del Ves (Pellitero, 2012); pero aún está por comprobar que alberguen bloques de hielo perennes en su interior.

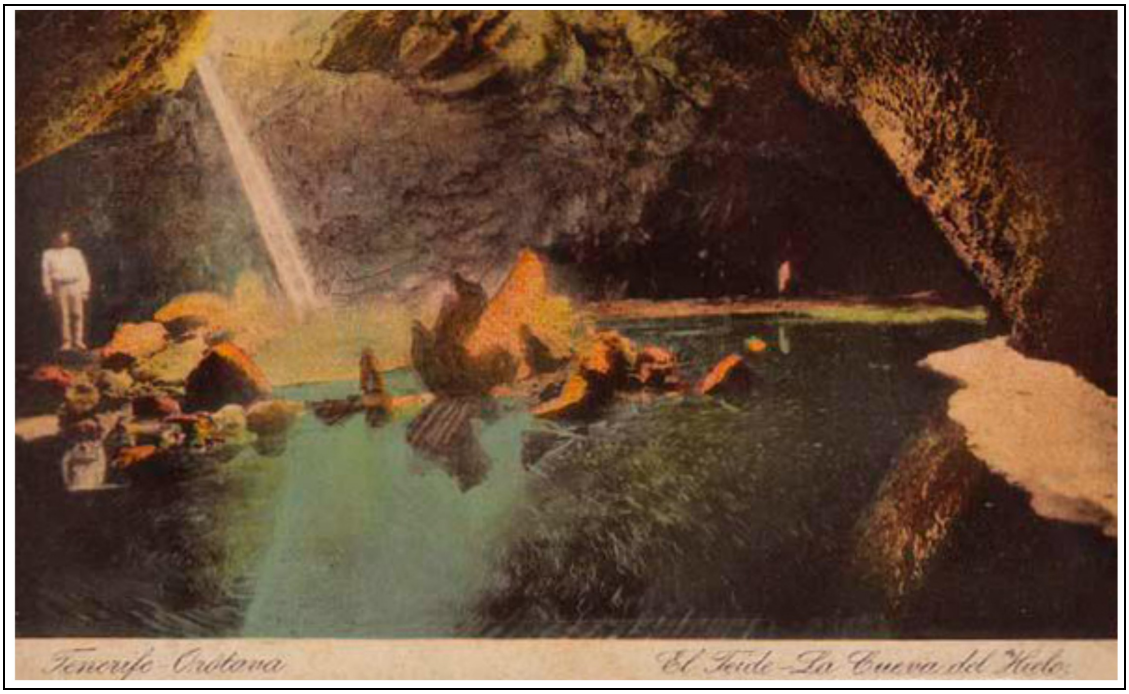


Fig.3.11. Postal coloreada de la Cueva de Hielo del Teide. Posiblemente el bloque de hielo presente en la misma fuese un lago de rehielo del que era frecuente la extracción de bloques de hielo para su comercialización (fotografía anónima del periodo 1900-1905, extraída de la Fundación para la Etnografía y el Desarrollo de la Artesanía Canaria, FEDAC).

3.4.2.- Cuevas heladas en Pirineos.

En los Pirineos las cuevas heladas tienen una mayor y afamada presencia no sólo por las conocidas exploraciones de Casteret en algunas de ellas en los años 20 del siglo pasado, en especial en la Gruta Helada de Casteret, y su repercusión en la época como la cavidad helada más alta del mundo (Casteret, 1962); sino también por el número de ellas que se dan. López Martínez y Freixes (1989) explicitaron la buena representación de cuevas con hielo que existía, por encima todas ellas de los 2500 m, en el macizo de Monte Perdido-Marboré y algunos de los pocos estudios con los que contaban: Pierret (1950), Casteret (1952, 1953), Dubois (1958), Salvayre (1982), Bernard y Van Thienen (1987) (referencias tomadas de López Martínez y Freixes (1989). En este mismo macizo, como ya se ha mencionado, Serrano et al. (2009) utilizaron la existencia de diez cuevas heladas como un geoindicador más de permafrost de montaña. Pero también se han documentado en otros macizos pirenaicos como en Tendeñera: la cueva helada de Soaso o la cueva helada de Fenez; en las sierras de Aísa, a las faldas del pico Aspe: la cueva helada de Lecherines; o unas cuantas más en las montañas de Sobrarbe, cercanas a Casteret, como Isards, Casco, Torre, Cilindro, Faja Luenga, Brecha, Roya, Devaux, Cristales, Covas del Gel, o la cueva helada A294. Aunque todas ellas con apenas

estudios criológicos específicos, síntoma de la escasa atención prestada hasta la fecha desde el mundo científico.

3.4.3.- Cuevas heladas en la Cordillera Cantábrica.

Menos atención científica han recibido las cavidades heladas existentes en las montañas de la Cordillera Cantábrica. No existe ningún estudio específico de carácter científico centrado en ellas, fuera de los recientemente realizados para Picos de Europa al hilo de la presente investigación (Gómez-Lende et al., 2011, 2013, 2014; Gómez-Lende y Serrano, 2012a, 2012b, 2012c, Berenguer et al., 2014); precedidos por algunas menciones fundamentalmente de carácter espeleológico y morfométrico como las de Fabriol (1975) o Cerdeño y Sánchez (2000), y algunas alusiones puntuales en trabajos más globales como el de Maire (1977b:414). Una menor extensión superficial de alta montaña en los sistemas montañosos de la Cordillera con respecto a Pirineos quizás sea la razón de un posible menor número de cavidades heladas; aunque debido a la escasa atención prestada a las mismas, sumado a una acentuada descoordinación, falta de sistematicidad y puesta en común de catalogaciones de los innumerables estudios espeleológicos, tal hecho no se puede afirmar con rotundidad.

Fuera del ámbito montañoso de Picos de Europa, como ya se ha mencionado, sólo en estudios recientes versados sobre la geomorfología de la Montaña Palentina se destaca la existencia de varias cuevas con depósitos de nieve y hielo en la cara noroeste del Espigüete (Sima de las Chovas a 1910 m) y en el sector del Ves (CV-1, a 2045 m), lo que supondría la existencia de permafrost pero sin confirmación del hecho (Pellitero, 2012).

CAPÍTULO IV.- LAS CUEVAS HELADAS A ESTUDIO: PEÑA CASTIL, ALTÁIZ Y VERÓNICA

4.- CUEVAS HELADAS A ESTUDIO: PEÑA CASTIL, ALTÁIZ Y VERÓNICA.

El presente estudio se centra en el análisis comparativo de tres cuevas heladas del Macizo Central de Picos de Europa. Concretamente son las cuevas heladas de Altáiz y Verónica en el sector de exploración espeleológica habitual de los grupos CES-Alfa y ASC en Camaleño (Cantabria), y la cueva helada de Peña Castil en el sector de exploración del grupo GELL en el municipio asturiano de Cabrales (Asturias).

En la elección de estas cuevas heladas han primado fundamentalmente dos factores. Por un lado, la accesibilidad a las mismas; y dentro de ellas, la propia movilidad en su interior. Conviene recordar que las cuevas en Picos de Europa no son de fácil exploración espeleológica ni de fácil aproximación, lo que dificulta su estudio científico y la consecución de resultados. Y por otro lado, la adecuación de sus propios bloques de hielo, considerando las cuevas elegidas como apropiadas por las volumetrías y disposición de sus bloques de hielo y la riqueza de sus criomorfologías, y por las posibilidades comparativas que supone su estudio entre sí, con otras cuevas heladas estudiadas y con el resto de los elementos periglaciares que componen la criosfera de Picos de Europa. Haber elegido otras cuevas heladas hubiese conllevado una logística de investigación mayor y más costosa, comprometiendo la realización de la investigación. Las diferencias entre las cuevas heladas estudiadas han sido igualmente un factor enriquecedor tanto para conocer el funcionamiento distintivo endoclimático de cada una de ellas, como sus influencias y características más puramente criológicas.

A las tres cavidades a estudio se ha añadido la referencia, casi continua a lo largo de la presente tesis doctoral, de la cavidad HS4 (en el sector de exploración de Hoyo

Sengros), sirviendo de excelente comparativa fundamentalmente en lo referido a volúmenes de hielo y la existencia de algunos parámetros y criomorfologías concretas.

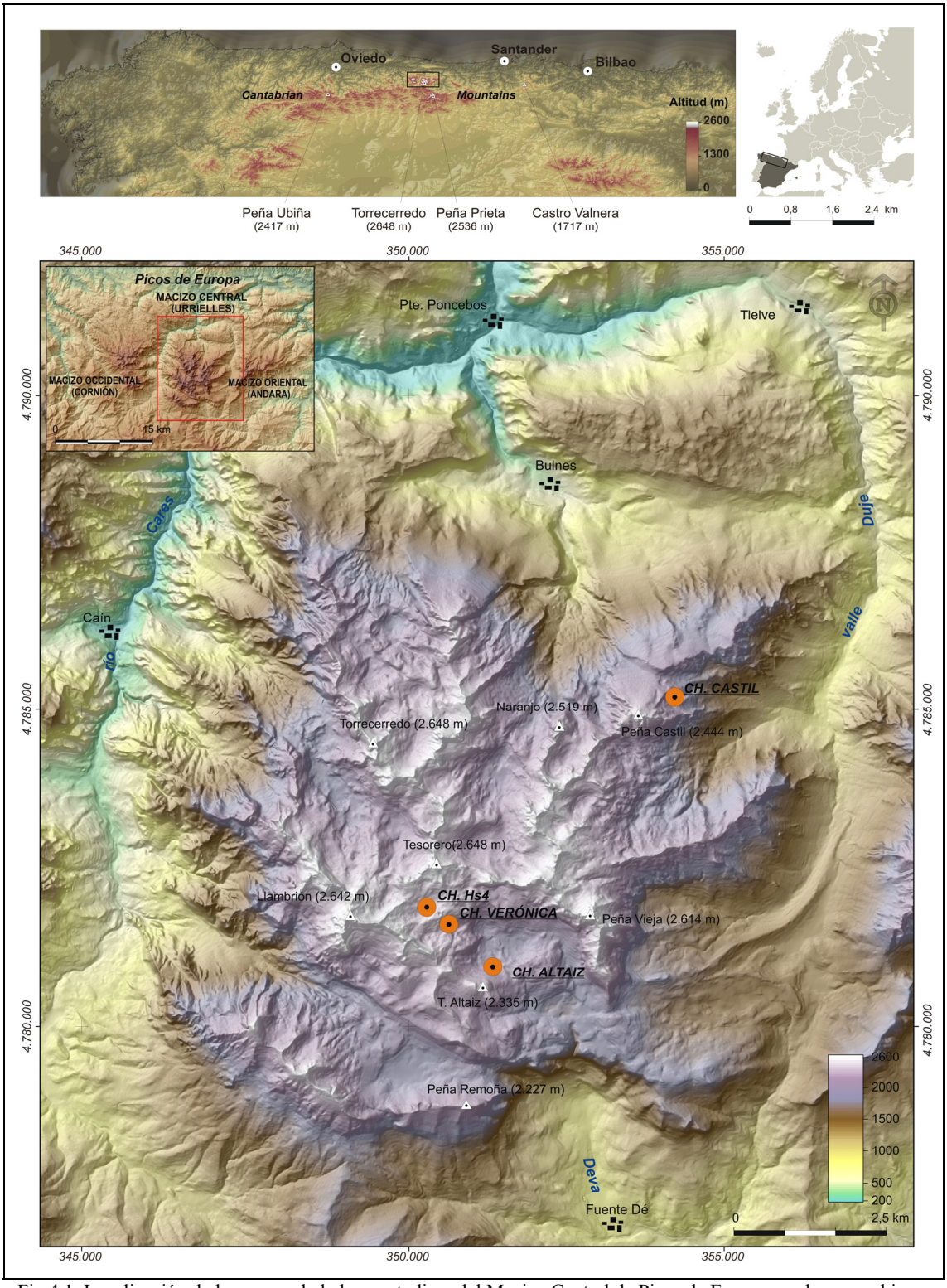


Fig.4.1. Localización de las cuevas heladas a estudio y del Macizo Central de Picos de Europa en el que se ubican.

4.1.- Cueva helada de Peña Castil.

4.1.1.- Localización.

La cueva helada de Peña Castil (PC-11) (x:354.210; y:4.785.460; z:2095) se encuentra a los pies de un cantil calcáreo sobre el que se levanta parte de una línea de cumbres que cabalga sobre el valle del Duje a través de la canal del Fresnedal. La cumbre de Peña Castil (2444 m) es la cima principal que preside el entorno.

La boca principal de la cavidad, con una orientación E, horada las paredes de un pequeño circo glaciar que durante el LGM era tributario del glaciar Duje-Moñetas, descendiendo por la canal del Fresnedal en dirección E-O (González Trueba, 2006a).

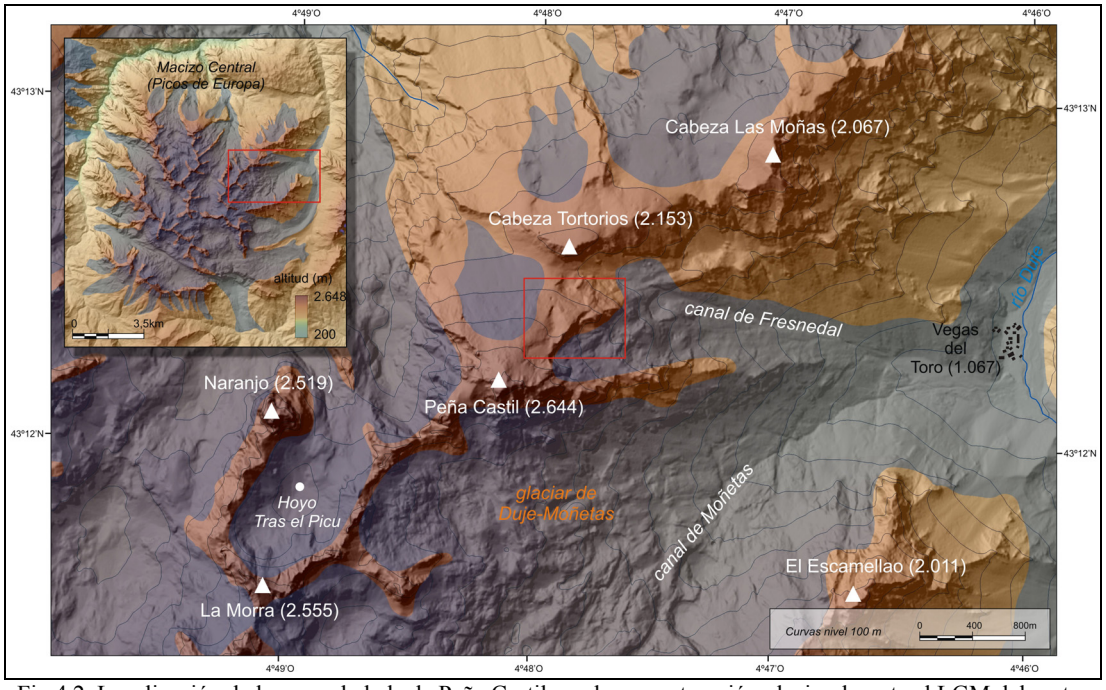


Fig.4.2. Localización de la cueva helada de Peña Castil con la reconstrucción glaciar durante el LGM del sector donde se ubica (en color azul) (reconstrucción glaciar: González Trueba, 2006a).

4.1.2.- Condiciones morfoestructurales y glaciomorfológicas de su localización.

Morfoestructuralmente la cueva se localiza en la parte alta de uno de los cabalgamientos centrales que estructuran el Macizo Central de Picos de Europa, en la base de un cantil levantado en calizas masivas blancas de la fm. Picos de Europa. Dicho cabalgamiento dispone su dorso hacia el NO, configurando una cuesta monoclinal hasta la cumbre de Peña Castil por su cara NO y un frente compartimentado colgado hacia el S y SE sobre el valle de las Moñetas y la canal de Fresnedal. Ello hace que la cueva helada de Peña Castil mantenga el buzamiento de sus estratos calcáreos en dirección NNO, con una orientación de su entrada principal y topografía en la misma dirección.

El acceso a la cueva se conforma en una amplia rampa descendente, de ~40º de inclinación, que sigue la dirección de los estratos. Se encuentra cubierta por clastos gravitacionales heterométricos desprendidos de una también amplia bóveda a techo, y una gran parte de su superficie se tapiza de acumulación nival buena parte del año, cuando no todo él. Dicha entrada está precedida de un jou de escasas dimensiones (15 m eje mayor) que se acomoda en un pequeño escalonamiento morfoestructural que tiene el cantil en este sector, y abierto a favor del contacto de distintos paquetes calcáreos de la misma formación. Tanto este pequeño jou como el escalonamiento ejercen un importante papel reteniendo una buena cantidad de nieve y dirigiéndola hacia el interior de la cavidad, además de la que se acumula directamente sobre la rampa de entrada principal (input fundamental de alimentación para la cueva helada).

Fig.4.3. Configuración morfoestructural del exterior de la cueva helada de Peña Castil. a) cantil del frente fraccionado del cabalgamiento; b) dorso de Peña Castil con orientación de los estratos hacia el N; c) pequeño jou que precede la entrada a la cavidad y en el que es frecuente buena parte del año la acumulación de un remanente de nieve. La flecha roja indica la entrada a la cavidad.

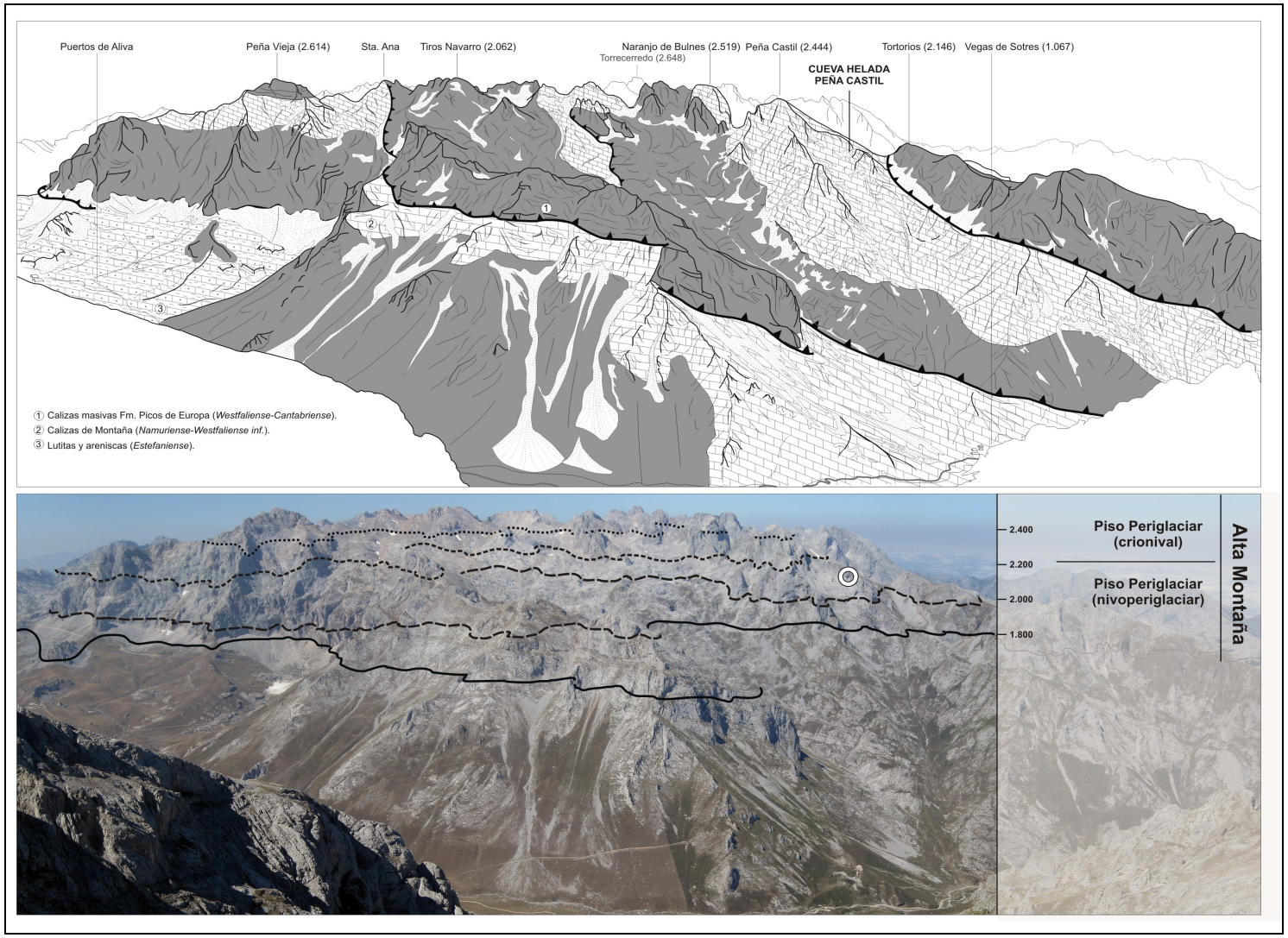


Fig.4.4. Localización de la cueva helada de Peña Castil en su contexto morfoestructural y los pisos geomorfológicos de su entorno.

Fig.4.5. Configuraciones morfoestructurales del contexto en el que se ubica la cueva helada de Peña Castil. Fotos superiores: dorso del cabalgamiento que configura tanto la morfología externa como las disposiciones endokársticas de este sector. 1) dorso sobre el que se levanta la cuesta monoclinal que asciende a la cima de Peña Castil; 2) mismo dorso de cabalgamiento pero formando la cuesta de ascensión a Cabeza de Tortorios. 3) valle glaciokárstico del Fresnedal y Las Moñetas sobre el que se cuelga la boca de entrada de la cavidad (foto tomada desde la entrada de la cueva).

4.1.3.- Caracterización endokárstica y topográfica.

La cavidad se estructura topográficamente de forma sencilla en una sucesión de pequeñas salas y pasillos que, tras la rampa de acceso, alcanzan un desarrollo total en planta de unos 75 m. La profundidad de la cavidad se encuentra taponada actualmente por el bloque de hielo, habiendo sido explorada hasta una cota máxima de -84 m en el año 1995 (GELL, 1995), y de -45 m en el año el 2011 (CES-Alfa, 2011).

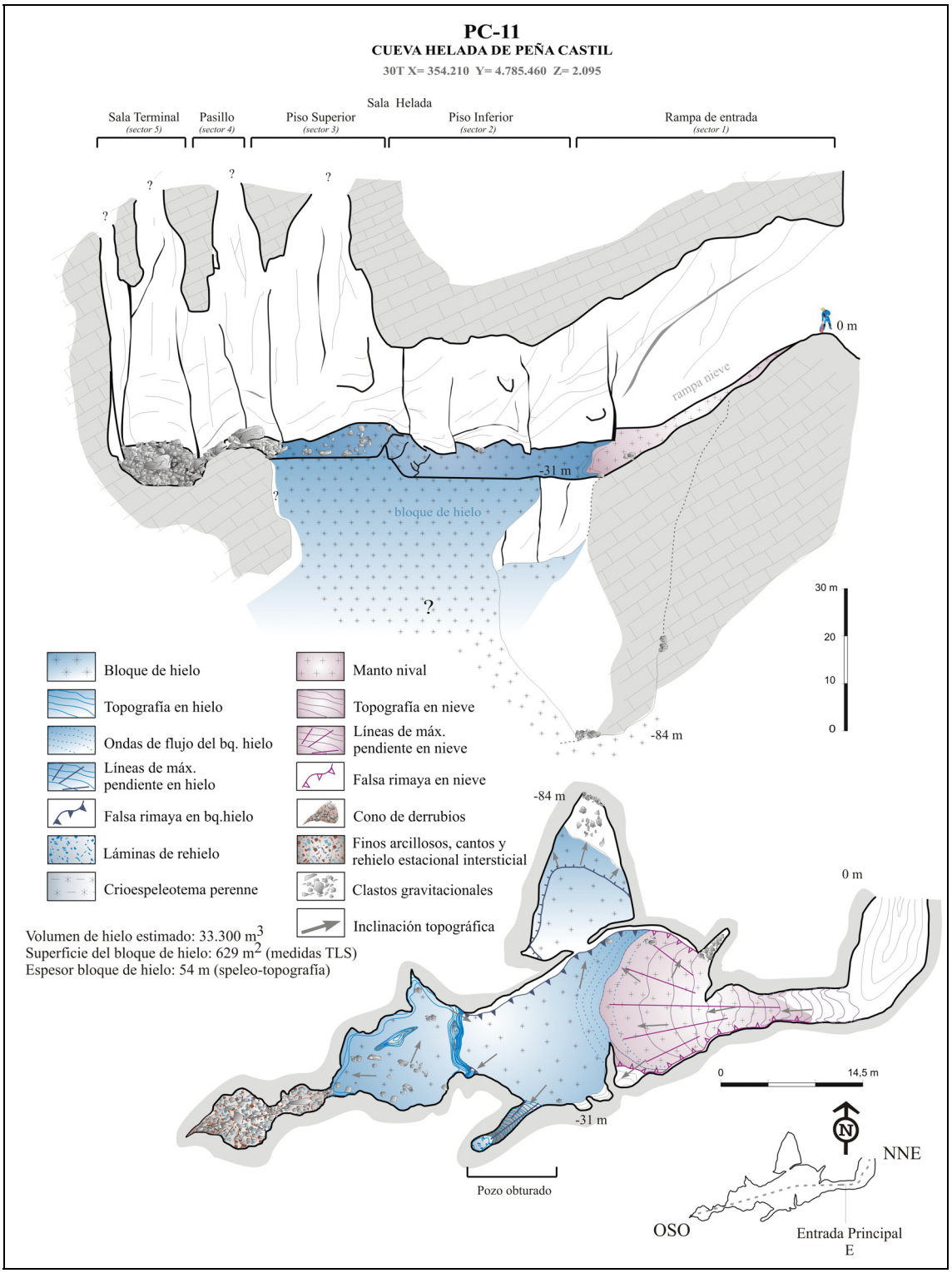


Fig.4.6. Topografía de la cueva helada de Peña Castil. Elaboración propia con adaptaciones de la topografía de GELL, 1995.

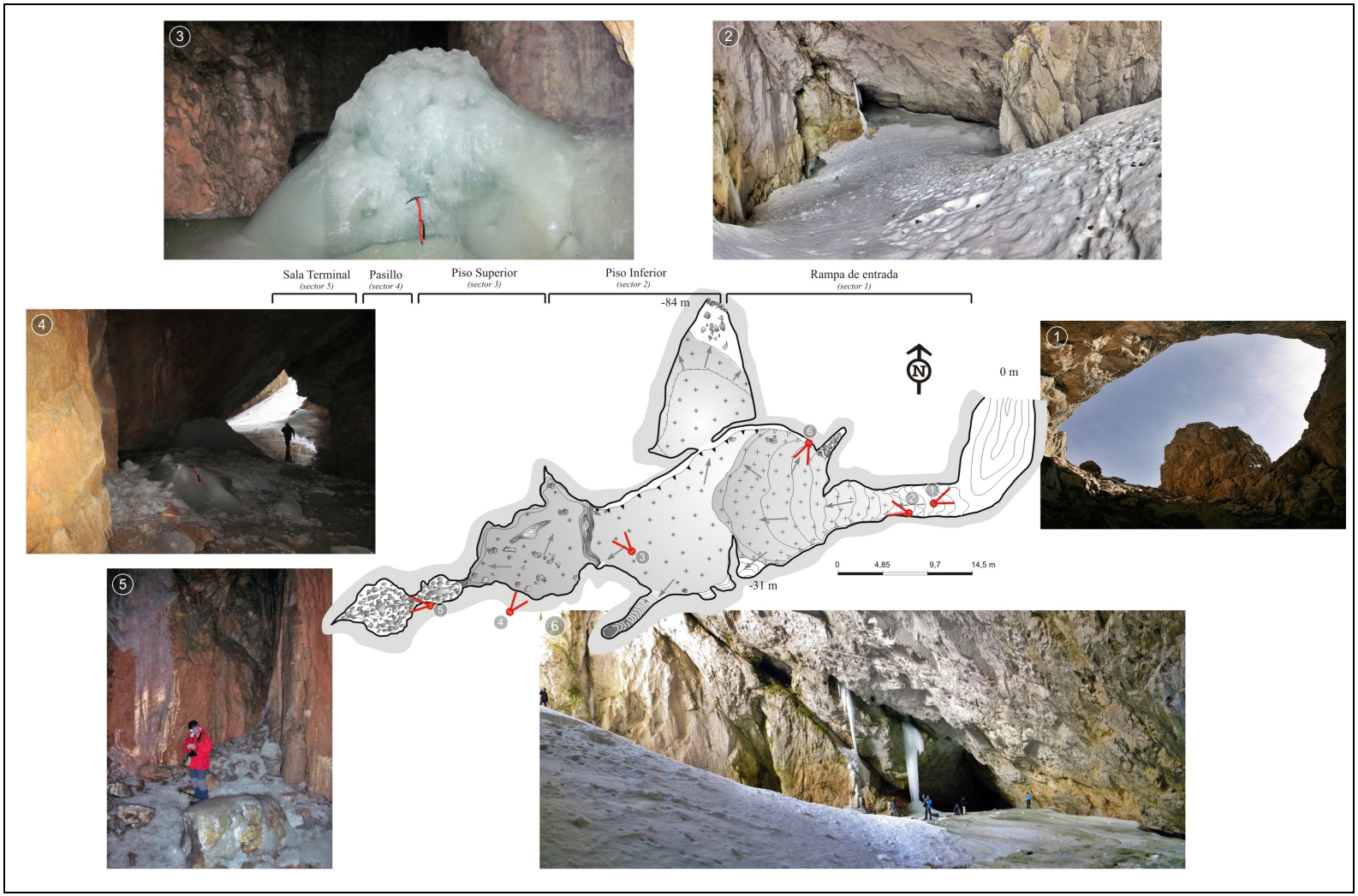


Fig.4.7. Diferentes sectores de la cueva helada de Peña Castil. 1) boca de entrada principal; 2) rampa nival de acceso y sala helada principal (piso inferior); 3) sinforme estalagmítico de hielo y escalón de hielo de acceso al piso superior del bloque de hielo (sala superior); 4) piso superior de la sala helada; 5) sala terminal; 6) sala helada (piso inferior).

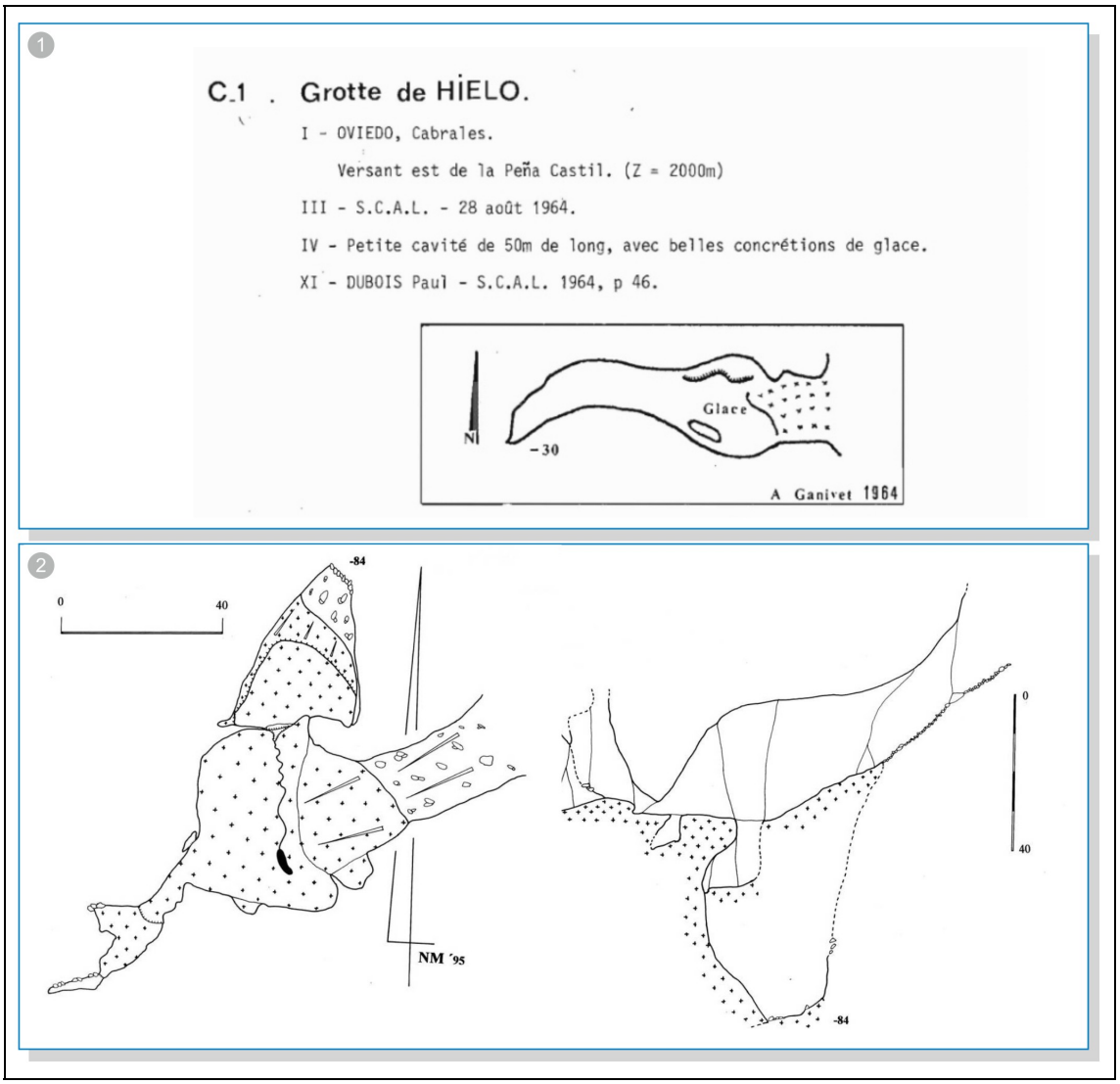


Fig.4.8. Primeras topografías de la cueva helada de Peña Castil. a) topografía en planta de Ganivet realizada en 1964 (tomada de Liautaud, 1985); b) topografías en planta y alzado del GELL (1995).

La distribución en planta de la cavidad presenta dos primeras salas en las que se instala el bloque de hielo tras descender la rampa nival, con varios pequeños pozos laterales a los que se accede desde los laterales del bloque de hielo y que dan continuidad a la cavidad en la vertical. Ello hace pensar en una configuración vertical de la cavidad en forma de amplia sima como corresponde al endokarst más reconocible en Picos de Europa, y en la que se ha instalado el bloque de hielo preservado en la actualidad. Esas dos primeras salas (*piso superior* y *piso inferior*), configuradas dentro de lo que es la *sala helada* de la cavidad, están ocupadas por el bloque de hielo y ambas tienen sendos pisos con un desnivel aproximado entre ellas de 1,5 m. La sala helada en su conjunto suma una superficie total de 629 m^2. Tras el piso superior, y tras atravesar un estrecho *pasillo* con el piso colmatado de clastos heterométricos gravitacionales, se desciende a una pequeña *sala terminal*, también con el suelo colmatado de un caos de clastos de

distintos tamaños, que no es otra cosa que la base de una vertical y larga chimenea que se pierde a techo, y con constante goteo a lo largo de todo el año. Otras chimeneas también son apreciables hacia el techo si nos desviamos hacia el N en una pequeña bifurcación ciega que tiene el piso superior de la sala helada; y si miramos hacia arriba desde la base del pasillo de bloques. En el resto de la cavidad, tanto en la rampa de acceso como en el piso inferior de la sala helada, el techo mantiene una forma pseudo-abovedada con una altura variable de unos 20-30 m. Desde el piso inferior de la sala helada, en dirección SO, desciende un estrecho y corto pasillo regular sobre una capa de hielo de rehielo perenne que termina en un pozo circular obturado y colmatado de clastos de pequeño tamaño y hielo de rehielo durante todo el año (*pozo obturado*).

No se conocen otras entradas a la cavidad a excepción del acceso principal señalado situado a 2095 m. Aunque es de suponer, por las filtraciones de agua y nieve que se dan en las distintas épocas del año y las corrientes de aire apreciables, que las chimeneas mencionadas tengan su origen en la cresta-dorso de Peña Castil, aunque sin amplias aperturas apreciables, lo que nos hace pensar en una posible configuración endokárstica de la cavidad en *hidden shafts*. A día de la presente redacción se están llevando a cabo labores de exploración vertical en la cavidad con la intención de conocer el desarrollo y la continuidad de sus sectores superiores (com.pers. Enrique Ogando).

4.1.4.- Clasificación criológica y endoclimática.

La cueva helada de Peña Castil, desde el punto de vista criológico y endoclimático, se caracteriza por ser una cavidad de tipo estático (siguiendo la clasificación propuesta por Luetscher y Jeannin, 2004b), con bloque de hielo de metamorfismo perenne, al que se le suman un amplio y rico elenco de crioespeleotemas estacionales y perennes repartidos por toda la cavidad. El bloque de hielo ocupa la gran parte de la cueva con un volumen mínimo estimado de 33.300 m^3, a falta de más exploraciones, y con una superficie de 629 m^2 (Gómez Lende y Serrano, 2012b; 2012c).

4.2.- Cueva helada de Altáiz.

4.2.1.- Localización.

La cueva helada de Altáiz (L-1) (x:351.316; y:4.780.814; z:2190) se encuentra en el sector de exploración espeleológica denominado sector TA (Torre de Altáiz), de Camaleño-Cantabria (grupos ASC, CES-Alfa). En la base de la pared NE de la Torre de Altáiz (2335 m) se abre, a favor de un cruce de fallas menores diagonales, la boca de entrada principal a 2190 m (entrada inferior), asomándose sobre el paisaje minero de las minas de Altáiz instalado en Hoyo Sin Tierra y mirando hacia el paredón meridional de Peña Vieja-Horcados Rojos.

4.2.2.- Condiciones morfoestructurales y glaciomorfológicas de su localización.

Geomorfológicamente la cavidad se encuentra en el corazón de una de las tantas torres exentas que configuran la alta montaña de Picos de Europa. En esta ocasión en el interior de una de las torres que formaba parte del antiguo cordal de nunataks que durante el LGM separaban diferentes lenguas glaciares tributarias del glaciar del Alto Deva y que hoy se resuelven en marcados umbrales y amplias cubetas glaciokársticas representadas en Hoyo Sin Tierra y Hoyo Sengros, al norte; y Hoyo Oscuro al sur (González Trueba, 2006a).

La cueva helada de Altáiz se abre en el interior de las paredes laterales terminales del gran circo polilobulado del glaciar del Deva, bajo el cantil NE de la Torre de Altáiz, y a favor de una faja acomodada, a media pared y cubierta por derrubios mixtos, a lo largo de la pared Torre Altáiz-Pico San Carlos. Dicha faja, protagonizando cierto relajamiento topográfico, se abre en el contacto de distintos paquetes calcáreos de las calizas de la

fm. Picos de Europa, al igual que sucede con las aperturas principales de las otras dos cuevas a estudio.

Todo el conjunto se levanta a favor de un ancho cabalgamiento cuyo frente supuesto conforma el cordal entre el Pico de la Padiorna y las torres de las Colladinas en dirección SSE-NNO, cabalgando sobre el poljé de Liordes y la canal de Asotín, más al Oeste. La línea de cumbres formada entre la Torre de Altáiz y Torreblanca (2617 m) es de suponer sea un levantamiento secundario de este cabalgamiento, dividiendo los jous de Hoyo Sin Tierra y Hoyo Oscuro.

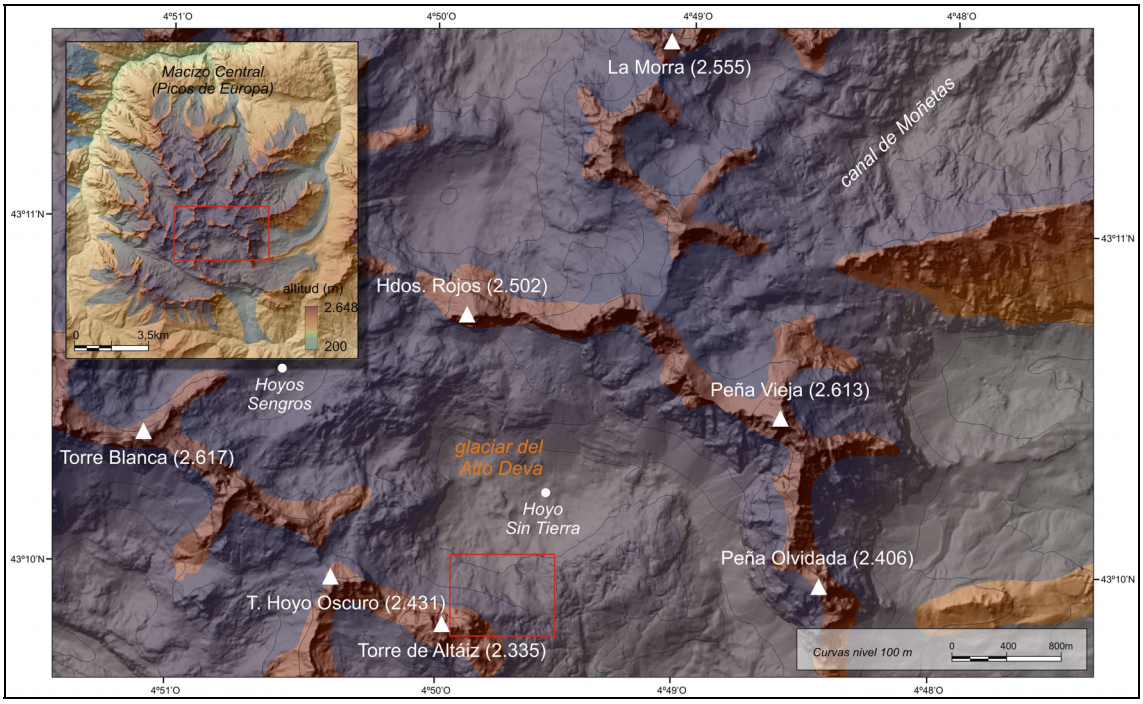


Fig.4.9. Localización de la cueva helada de Altáiz con la reconstrucción glaciar durante el LGM del sector donde se ubica (en color azul) (reconstrucción glaciar: González Trueba, 2006a).

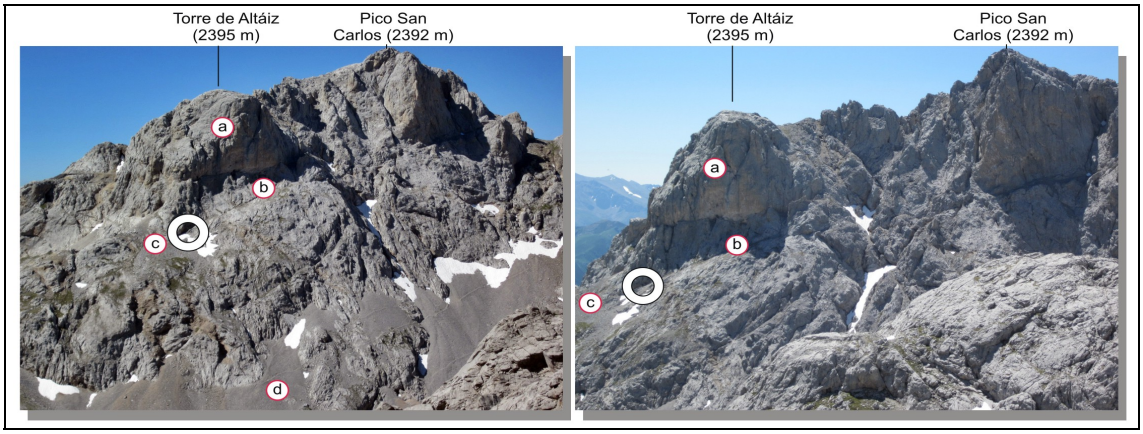


Fig.4.10. Distintas perspectivas de la localización de la boca de entrada a la cueva helada de Altáiz (L-1). La cueva se abre en leve relajamiento topográfico que la pared NE Altáiz-San Carlos experimenta a consecuencia de fracturas diagonales en la fm. Picos de Europa. a) cantil desde la cumbre de la Torre Altáiz, en cuya base se abre a la cavidad; b) fractura diagonal; c) conos mixtos de derrubios acumulados en la entrada de la cueva; d) conos mixtos de derrubios que enlazan con el fondo del Hoyo Sin Tierra.

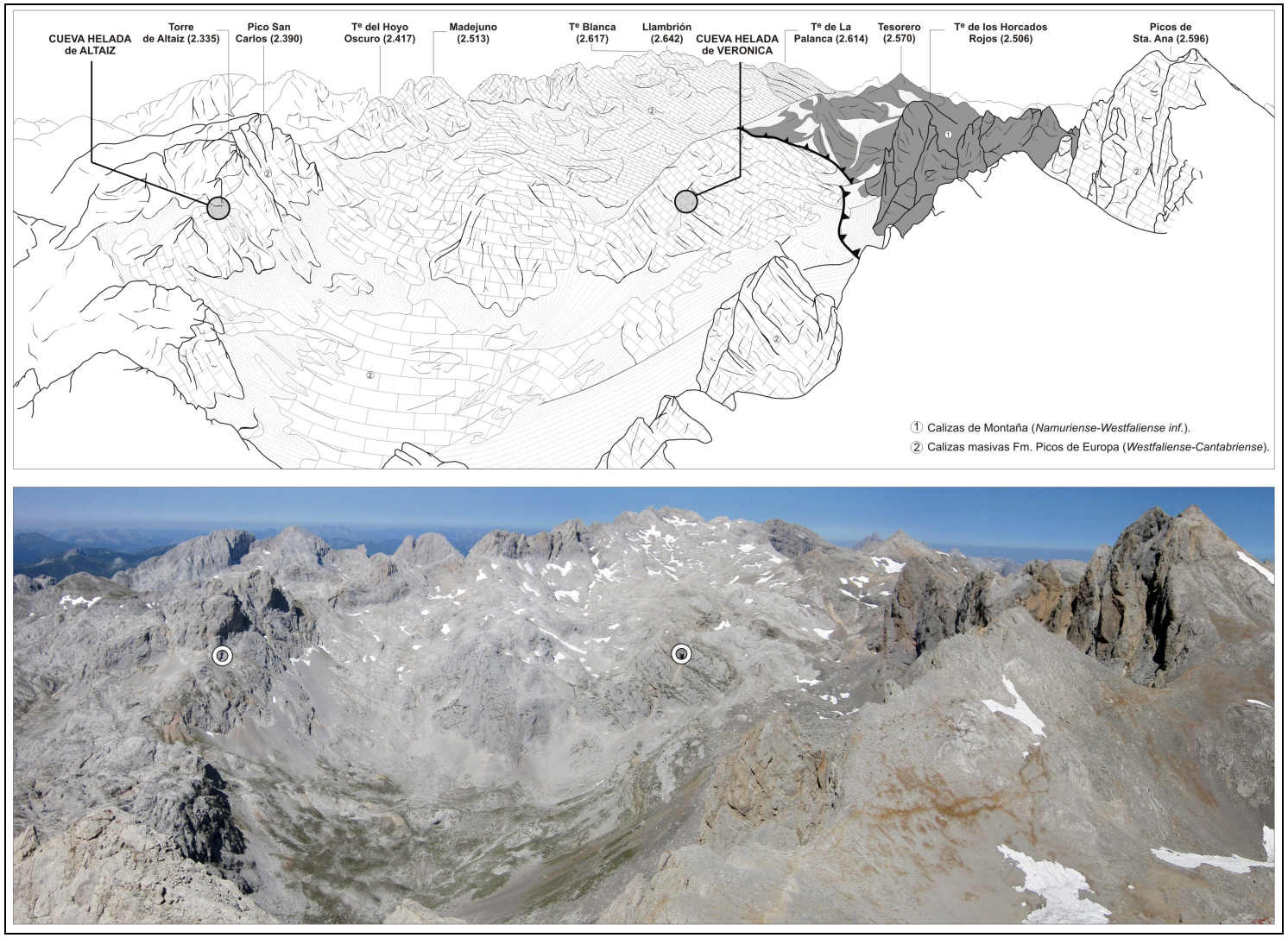


Fig.4.11. Localización de la cueva helada de Altáiz en su contexto morfoestructural.

Su boca de entrada principal se abre en favor de una falla diagonal que atraviesa toda la pared NE de Torre de Altáiz-Pico San Carlos, quedando obturada en parte por la acumulación de derrubios de una pedrera mixta (gravitacional y de aludes) que caen directamente desde la cumbre de la Torre de Altáiz (fig.4.12).

El rellano topográfico en el que se abre la boca de entrada procura de igual forma que la nieve se acumule en forma de nevero, sirviendo de input para la propia cavidad. Aquí se forma uno de los últimos neveros en desaparecer en la pared. En la fotografía de la fig.4.12 se puede apreciar todavía a mediados de agosto. Lo cual, junto con los derrubios acumulados, restringe más aún la apertura de la entrada.

En los primeros pasajes de la cavidad se puede apreciar el buzamiento de los estratos vergente hacia SSO.

Fig.4.12. Entrada principal a la cueva helada de Altáiz. Parcialmente taponada tanto por el cono de derrubios mixtos que se instala en una pequeña repisa topográfica de la pared, como por los neveros que perduran buena parte del año debido a la sombra topográfica que le proporciona la pared.

4.2.3.- Caracterización endokárstica y topográfica.

Las primeras exploraciones y topografías de la cavidad las realizaron los miembros del grupo francés ASC en el 1975 (ASC, 1982), y en sus memorias ya recogieron la existencia de "una ornamentación con magníficas concreciones de hielo y un lago helado", para referirse con esto último al bloque de hielo alojado en su interior.

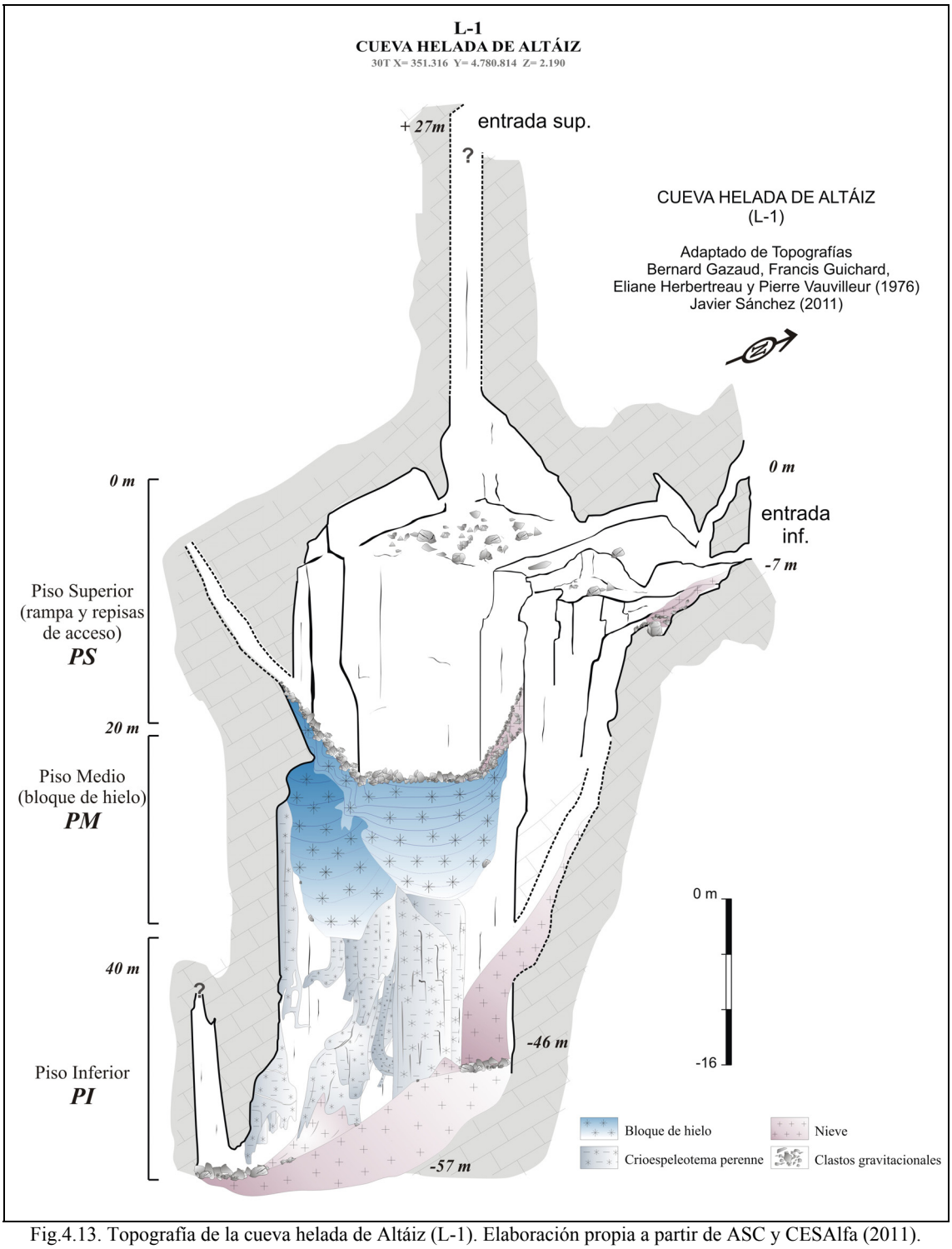


Fig.4.13. Topografía de la cueva helada de Altáiz (L-1). Elaboración propia a partir de ASC y CESAlfa (2011).

La topografía de la cavidad se revuelve típicamente acorde con el endokarst de Picos de Europa. Se trata, de forma genérica, de una sima vertical configurada conforme a la erosión inversa y a cuyo interior se accede por una boca de entrada de pequeñas dimensiones (1,6x6 m) tras descender por una serie de pequeñas repisas escalonadas desde la boca de entrada principal. La cueva tiene un mayor desarrollo vertical que horizontal, con una sección media en planta de una veintena de metros

aproximadamente y una profundidad de -57 m, medidos desde la entrada principal (entrada inferior). No se trata de una gran cavidad, dándose por terminada su exploración a día de hoy.

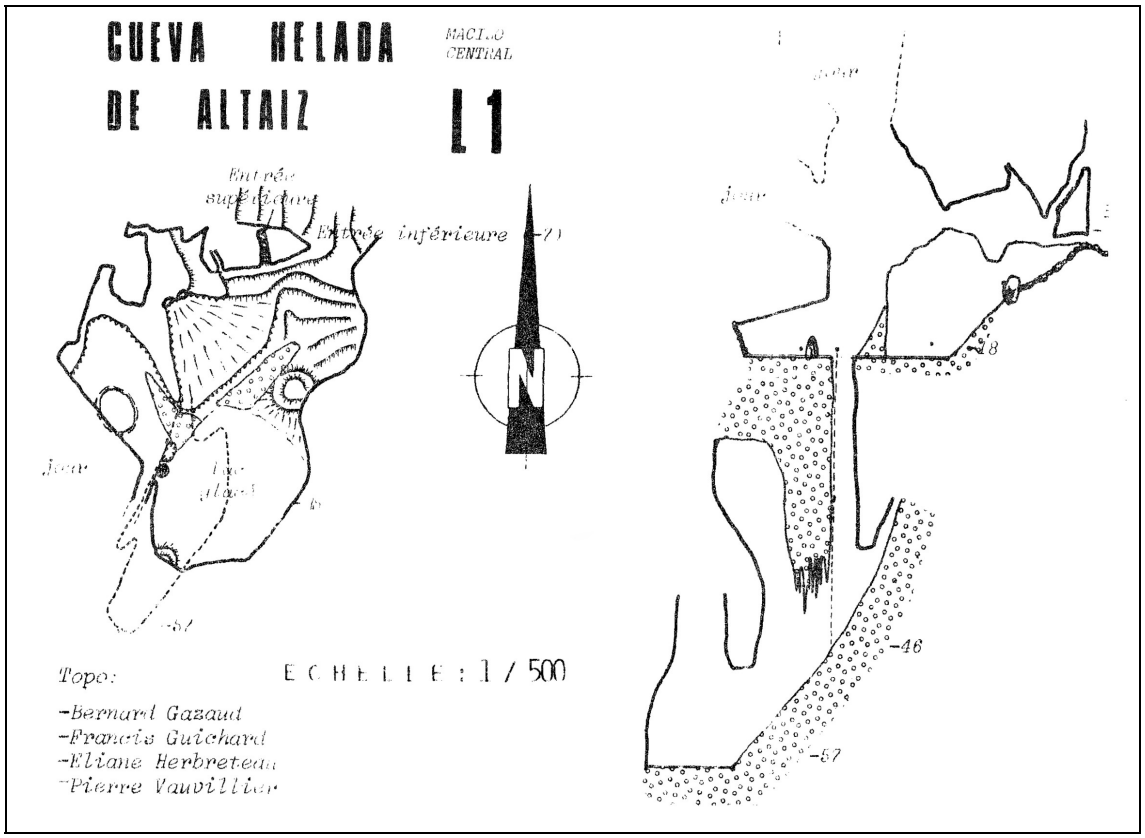


Fig.4.14. Primeras topografías de la cueva helada de Altáiz (L-1) realizadas por ASC en 1975/76.

Dentro de la cavidad se pueden distinguir varios sectores: un primer sector o *piso superior* en el que una primera rampa inclinada que, desde la boca de entrada y tras una leve pendiente colmatada de clastos, en la que se hace necesario la instalación de un pasamanos, conecta con el pozo principal tras una primera repisa. En un primer rapel de 15 m se llega a un segundo sector o *piso medio*, que termina sobre la superficie superior del bloque de hielo, el cual obtura buena parte de la verticalidad del pozo y su continuación al sector inferior. Desde la parte superior del bloque de hielo se desciende al *piso inferior* con un rapel de 18 m hasta pisar una rampa de hielo y nieve endurecida fuertemente inclinada que se tiende por debajo del bloque de hielo, circundando grandes crioespeleotemas perennes hasta finalizar en la base última y cota final de profundidad de la sima. Aquí la cavidad se distribuye en dos pequeños sectores que dan la impresión de ser la sección de dos pozos verticales menores obturados por bloques y en los cuales es habitual que las aguas de fusión internas de la cavidad se remansen y formen

pequeños lagos helados de escasas dimensiones (fig.4.13). Tales pozos son la base de sendas chimeneas verticales que se pierden hacia arriba sin conocer su continuidad.

4.14. Las dimensiones de la entrada son reducidas (1,6x6 m) y mantiene una gran cantidad de clastos y parte de una lengua de nieve de reducidas dimensiones que se consigue colar y permanecer en el interior de la cavidad hasta mediados del año.

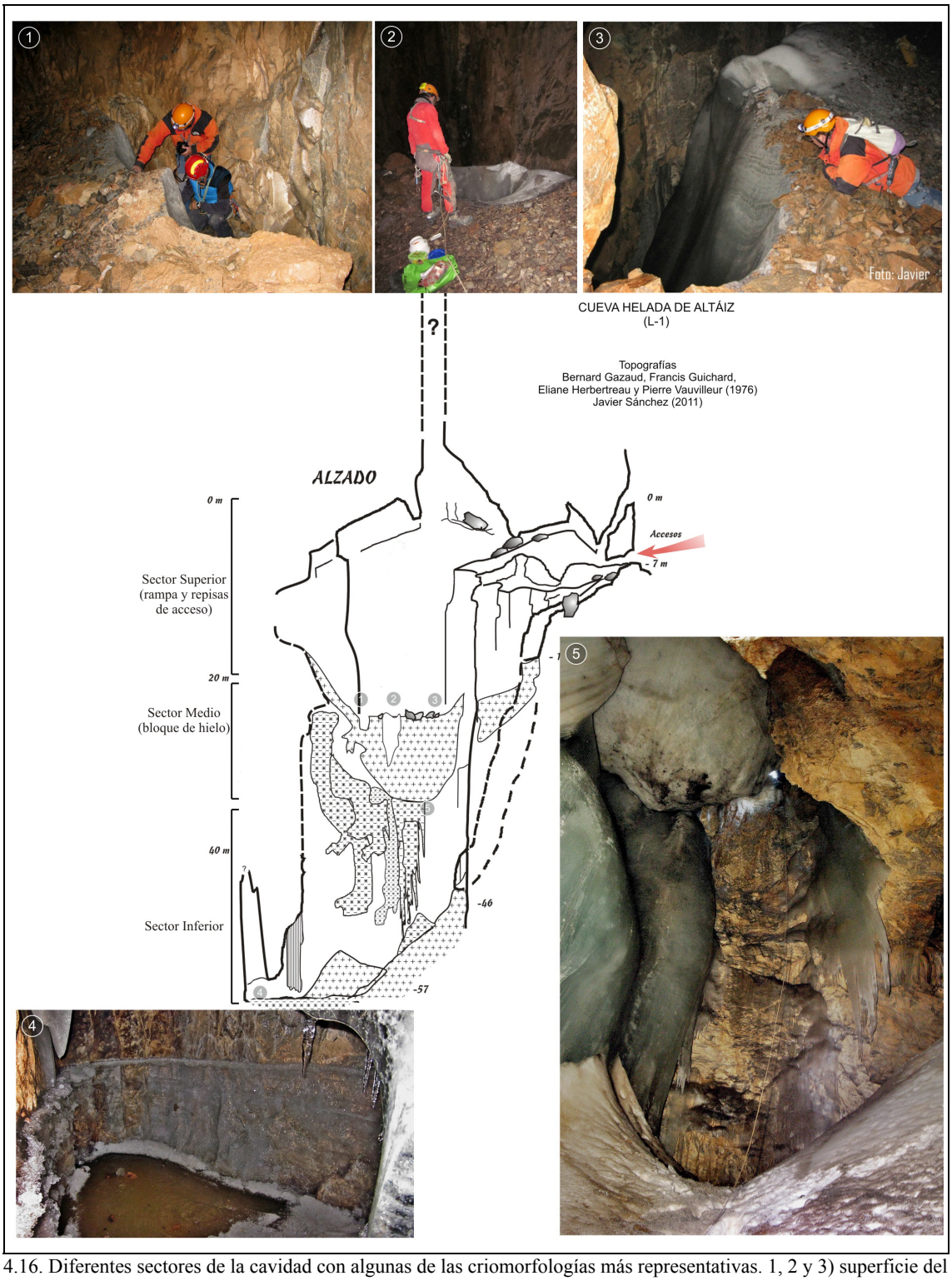
4.15. El acceso a los sectores principales de la sima se hace a través de una rampa estructural colmatada de bloques heterométricos y que de forma escalonada formando varias repisas enlazan con la sima principal que estructura al conjunto de la cavidad tras un primer rapel de 15 m. a) repisas que escalonan el perfil del acceso a la sima; b) los primeros tramos de la cavidad siguen la orientación estructural de los estratos como se aprecia tanto el techo como en la inclinación de las repisas.

Desde la rampa de hielo y nieve que da acceso al piso inferior la cavidad tiene continuidad hacia arriba por una chimenea diagonal que va a parar a las repisas de la entrada principal y por la que es habitual la entrada directa a estos sectores de la cavidad de nieve y agua. Sobre la superficie del bloque de hielo y dirigiendo la mirada hacia arriba, se aprecian igualmente varias chimeneas verticales. Una de ellas aporta un pequeño cono de derrubios que rellena parte de la rimaya que el bloque de hielo abre contra la pared SO; las demás ascienden hasta la entrada superior reduciendo paulatinamente su diámetro por un sector de la cavidad algo menos explorado.

De forma genérica se aprecian en las paredes y techos de la rampa de acceso y repisas escalonadas la disposición de los estratos, conformándose la orientación de la cavidad a favor de ella, con algunos desplazamientos fallados marcados en la caliza. Sin embargo, una vez alcanzado la verticalidad del pozo principal, la sima se desentiende de la disposición estructural profundizando a plomo en la vertical.

4.2.4.- Clasificación criológica y endoclimática.

La cueva helada de Altáiz es una cueva helada termodinámicamente dinámica con varias entradas a distintas altitudes en las que las corrientes de aire son apreciables (Luetscher y Jeannin, 2004b). Alberga un bloque de hielo de metamorfismo suspendido sobre el piso inferior y con huellas, en su estratificación combada, de haber experimentado cierto movimiento vertical de su masa. Actualmente se encuentra en un estado de retracción notable lo que hace que experimente en todo su conjunto una leve basculación al estar tan sólo apoyado en unos pocos puntos de las paredes en las que se encaja. Marcadas morfologías de fusión, junto con una superficie cubierta por entero de clastos gravitacionales, nos alertan también de su estado de ablación actual. Su volumen actual se estima en unos 1000 m^3. Innumerables crioespeleotemas perennes de rehielo de muy diversos tamaños se descuelgan bajo el bloque de hielo, adheridos muchos de ellos a su superficie, e incluso extendiéndose hasta la base de la sima, sosteniendo a su vez, a modo de contrafuertes, parte del peso del bloque de hielo. Desde el piso inferior se puede intuir con cierta dificultad como el bloque de hielo puede corresponderse en realidad con dos bloques de hielo distintos o un mismo bloque dividido en dos partes disjuntas, no dejando la configuración de la cavidad y de sus hielos contenidos afirmarlo con rotundidad.



4.16. Diferentes sectores de la cavidad con algunas de las criomorfologías más representativas. 1, 2 y 3) superficie del bloque de hielo desde diferentes ángulos y mostrando su colmatación permanente de bloques heterométricos, sus morfologías de fusión y sus rimayas laterales; 4) uno de los pozos terminales en la base de la sima, en los que es frecuente que se den pequeños lagos de rehielo estacionales; 5) bloque de hielo visto desde el sector inferior, apreciándose además criomorfologías permanentes en su base y los considerables aportes nivales proporcionados por chimeneas laterales al pozo principal. Fotografía 3 de Javier Sánchez.

El ambiente periglaciar se aprecia muy bien en los dos sectores inferiores (piso medio y piso inferior), estando ausente en el primer sector (rampas y repisas de entrada).

A parte del bloque de hielo, se distinguen de forma genérica masas de nieve y criomorfologías tanto estacionales como permanentes. Éstas últimas concentradas en el sector inferior, bajo el bloque de hielo, y de cuya fusión se alimentan las criomorfologías ubicadas en la base de la sima.

4.3.- Cueva helada de Verónica.

4.3.1.- Localización.

La cueva helada de Verónica (H9-A5) (x:350.597; y:4.782.004; z:2230) se ubica en el sector de exploración V (Verónica) dentro de los límites municipales de Camaleño (Cantabria). En la actualidad explorado mayoritariamente por los clubes CES-Alfa y ASC. La entrada principal a la cavidad se encuentra colgada nuevamente, al igual que ocurre con las otras dos cavidades a estudio, sobre un cantil calcáreo en las inmediaciones del refugio de Cabaña Verónica y sobre un pequeño jou alargado predecesor del jou de Hoyo Sin Tierra. Esta cavidad se localiza a escasa distancia de la cueva helada de Altáiz, 1 km en línea recta, pero con una exposición de su entrada y una orientación diametralmente opuesta, SSO. De las tres cavidades a estudio es la que a mayor altitud sitúa su entrada principal y la que mayor profundidad tiene: -133 m (CES-Alfa, 2000).

4.3.2.- Condiciones morfoestructurales y glaciomorfológicas de su localización.

Desde el punto de vista geomorfológico la cavidad se abre en el interior de uno de los cantiles que flanquea a un amplio e irregular umbral glaciokárstico abrasado durante el LGM por la cabecera del glaciar del Alto Deva (González Trueba, 2006a) (fig.4.17). Con la retirada de la lengua glaciar, el cantil quedó liberado de hielo con una marcada abrasión apreciable en la actualidad y la entrada de la cueva colgada sobre una sucesión de pequeños jous que conectan Hoyo Sin Tierra y Hoyos Sengros.

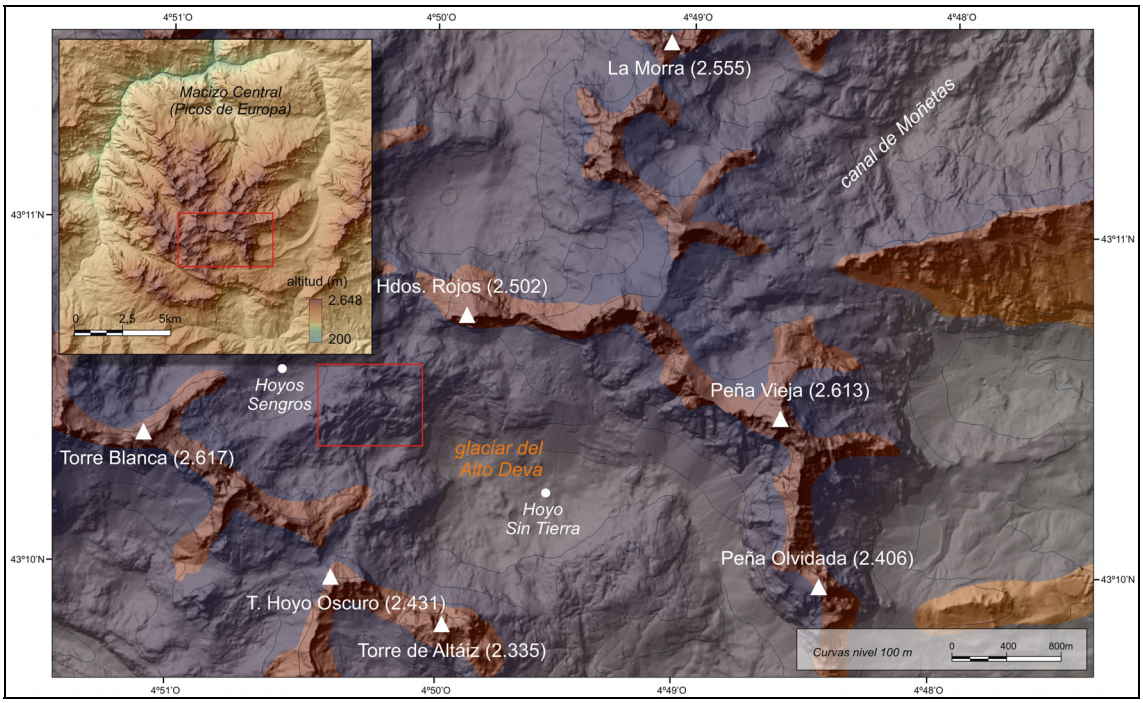


Fig.4.17. Localización de la cueva helada de Verónica con la reconstrucción glaciar durante el LGM del sector donde se ubica (en color azul) (reconstrucción glaciar: González Trueba, 2006a).

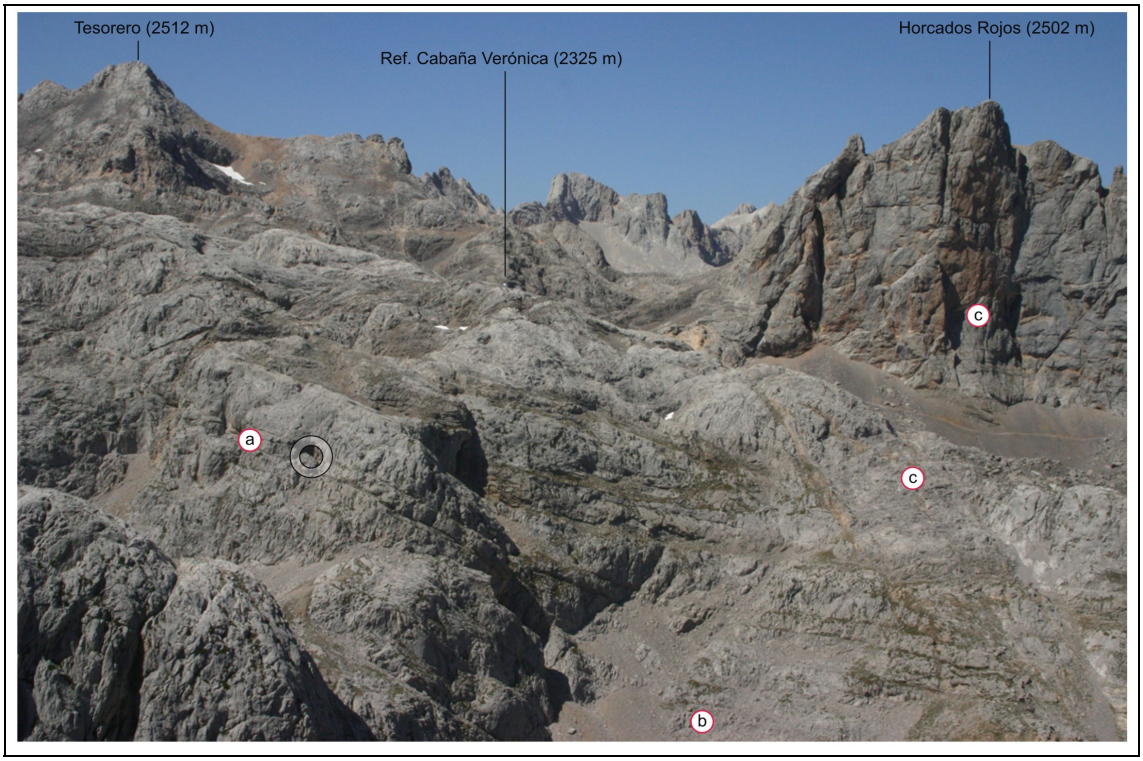


Fig.4.18. Localización de la boca de entrada principal a la cueva helada de Verónica. a) conjunto de fallas menores paralelas en favor de las que se abre la entrada a la cavidad; b) cubeta glaciokárstica de Hoyo Sin Tierra; c) frente del cabalgamiento de Hdos. Rojos-Peña Vieja, continuado por el cantil en el que se adentra la cavidad a estudio. En la fotografía se aprecia tanto la dirección de las estructuras (ONO-ESE) como el buzamiento de los estratos hacia el N.

Morfoestructuralmente la cueva helada de Verónica mantiene su boca de entrada principal a favor de ese cantil que se levanta cabalgantemente, y en continuidad con las

laderas inferiores del paredón de Hdos. Rojos-Peña Vieja, sobre la cubeta glaciokárstica de Hoyo Sin Tierra. La orientación y buzamiento de las morfoestructuras del entorno están en consonancia con este mismo cabalgamiento, manteniendo una orientación genérica de sus líneas estructurales en dirección ONO-ESE, y buzando sus materiales hacia el N. El umbral y cantil en el que se localiza la cavidad se arma sobre potentes bancos de calizas masivas de la fm. Picos de Europa, al igual que en los casos anteriores, y de nuevo, la apertura de su boca principal se debe al rejuego de varias fallas secundarias que atraviesan el cantil diagonalmente (fig.4.18). Tanto la fracturación como la estructuración de los estratos calizos en los que se abre la cavidad se siguen fácilmente en las paredes y techo de la rampa de acceso de la entrada principal inferior (fig.4.19).

Fig.4.19. Boca de entrada principal a la cavidad de Verónica. Se puede apreciar cómo se abre en favor de la estructura geológica que se da en este sector del cabalgamiento. Las flechas señalan la entrada a la cueva; a) oquedad entre la nieve y el bloque de hielo que da acceso al interior de la misma.

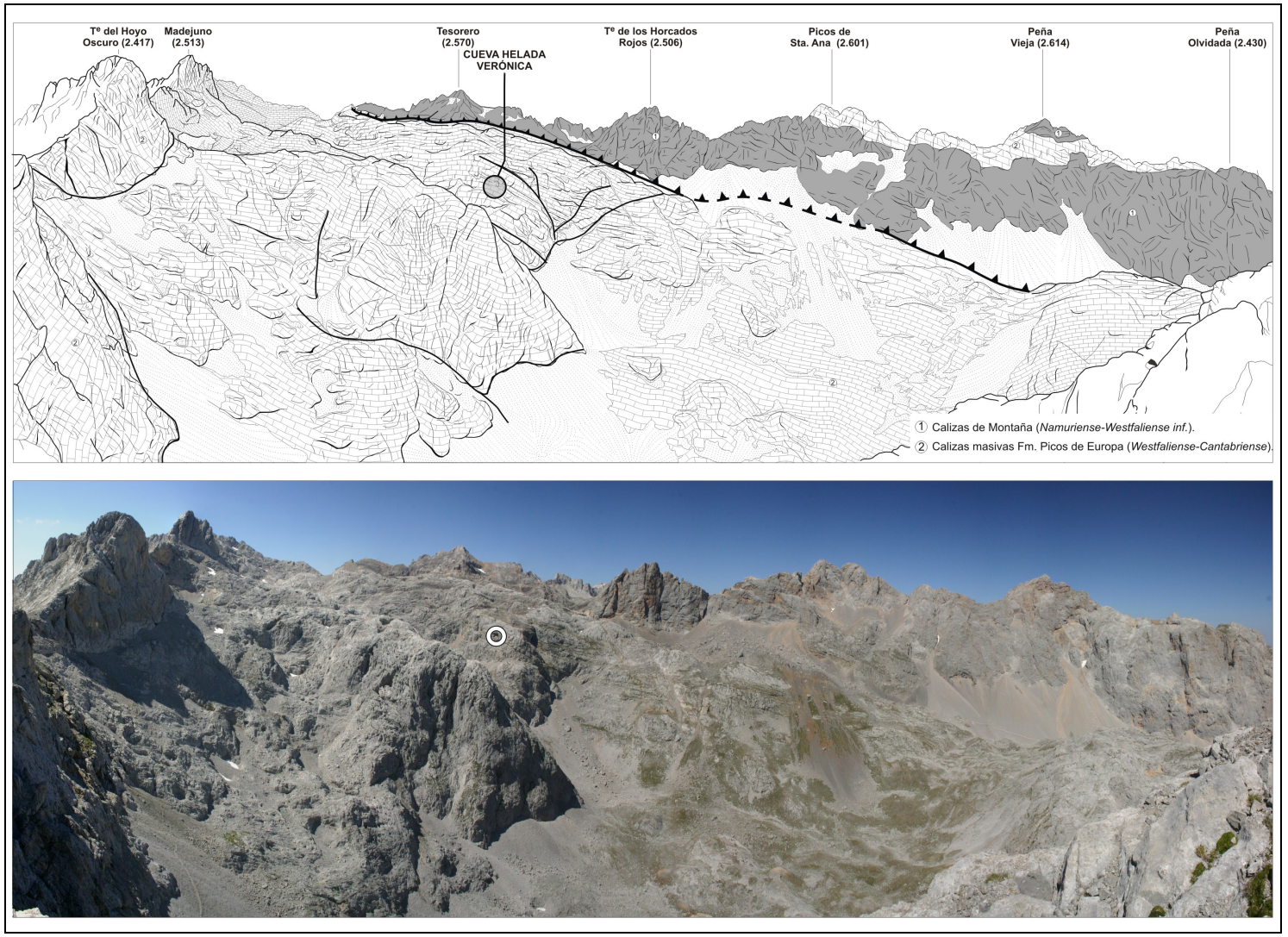


Fig.4.20. Localización de la cueva helada de Verónica en su contexto morfoestructural

4.3.3.- Caracterización endokárstica y topográfica.

La cueva helada de Verónica topográficamente es la más complicada de las tres cuevas estudiadas. Ello deriva tanto de su complejidad endokárstica como, desde el punto de visto criológico, de los continuados cambios y obturaciones en el hielo y la nieve que la cavidad experimenta en determinados sectores. Así, cada año se taponan o abren nuevos pasajes que favorecen o impiden el acceso a determinadas salas. Esto, junto con la gran masa de hielo que alberga, impide tener una visión íntegra de la cavidad, complicando el hecho de tener una topografía concreta todavía a día de hoy. La cueva mantiene perspectivas de exploraciones futuras, encontrándose taponada por el hielo actualmente a -133 m (CES-Alfa, 2013).

Los distintos sectores que estructuran la cavidad son los siguientes. Una gran *rampa nival* de acceso principal, localizada a 2230 m, mayor y más inclinada que en el caso de la cueva de Peña Castil, con una inclinación de ~ 45º y una longitud de unos 40 m, y que, cubierta por una capa de clastos heterométricos y un espeso manto de nieve durante todo el año, se sitúa a la cota -33 m, con respecto a la entrada superior (cota 0 m). Esta entrada inferior se abre a favor de un cruce de fallas menores apreciables en las paredes laterales.

Dicha rampa, o "porche" como se la ha denominado también en las topografías espeleológicas, termina en un fondo de saco en el que la nieve se apelmaza contra la pared terminal de la bóveda del techo, dejando un pequeño hueco para acceder al interior propiamente de la cavidad, una vez superado un pequeño resalte de varios metros abierto entre esa bóveda y el propio bloque de hielo estratificado. La observación directa de tal estratificación ha sido vista tan sólo algunos años (ASC, 2008:24; CES-Alfa, 2008:20), pero su presencia a esa cota nos indica las enormes dimensiones que alcanza el bloque de hielo y su comienzo en misma rampa de entrada. La altura que dista entre el bloque de hielo y el techo del Porche en este tramo final apenas es de 1,60 m, cuando no está obturado completamente por la acumulación de nieve y se ha de proceder a palear nieve para poder acceder al interior. En algunos años de exploración la nieve en el fondo de esta rampa ha sido tal que ha impedido el acceso, incluso tras excavar varios metros, como sucedió en agosto del 2009 (CES-Alfa, 2009). El arco de entrada de la rampa en su parte más exterior, sin embargo, alcanza la

veintena de metros hasta el techo, lo que procura una gran boca en la que la acumulación de nieve está copiosamente asegurada todos los años.

Fig.4.20. Resalte a superar tras el Porche de acceso a la cavidad. Se trata de un resalte que se queda obturado de nieve buena parte del año y que tampoco es visible todos los años. Las fotografías muestran que el resalte forma parte de la lengua del bloque de hielo que se introduce en la cavidad desde la propia rampa de acceso, mostrando también su estratificación (b). Apenas queda abierta una oquedad de 1,60 m de altura en aquellos años en los que se ha fundido mayor cantidad de nieve en su acceso. Fotografías de B. Hivert (agosto, 2008). Las flechas indican la difluencia de la cavidad, hacia el interior de la misma o hacia la Sala Ciega.

La cavidad, tras superarse el resalte de la entrada, dibuja una difluencia. Hacia la izquierda y descendiendo un desnivel de unos 5 m se accede a la *Sala Ciega (SC)* de pequeñas dimensiones (9,6 x 10,5 m). Se trata de la base de una chimenea vertical cuyo suelo esta colmatado de nieve y bloques. A ella llegan distintos aportes nivales, o bien desde la propia entrada, o desde pozos verticales que confluyen en ella. Es habitual encontrarse formada una cascada de hielo con un abultado contrafuerte también de grandes dimensiones en la base de una chimenea vertical en el lado opuesto de la sala. Su cota es de -60 m aprox. En años anteriores a los de la investigación se ha podido descender desde esta sala por uno de los laterales del bloque hielo hasta la "*Sala de los Fantasmas*", a -133 m (punta de exploración actual).

Si en lugar de ir hacia la sala ciega, continuamos hacia la derecha desde la difluencia, descendemos, en un modesto rapel-pasamanos, una rampa de nieve y hielo que nos dirige, tras un leve giro a la izquierda, hacia el sector en el que la fusión de los hielos y el agua corriente crea un estrecho meandro entre restos del bloque de hielo y la pared. Es el sector aquí denominado como *Meandro (Mnd)* (1,5 m en agosto de 2011). Esa primera rampa de hielo por la que se accede al meandro, conjeturalmente, quizás forme parte del bloque de hielo iniciado en la rampa de entrada, pero no se ha podido corroborar fehacientemente

En el sector del meandro, el bloque de hielo se puede apreciar desde dentro, abriéndose en él varias salas excavadas a modo de cuevas de hielo. Desde uno de sus laterales se vuelve a apreciar, antes de un fraccionamiento instalado para resolver un pequeño pozo de 13 m (P13), la estratificación del propio bloque de hielo así como esos túneles y cuevas de hielo criokársticos que horadan su interior. La retracción de su volumen con respecto a la pared permite el acceso a los sectores inferiores. La anchura de la sala donde se abre el mencionado meandro tiene de pared a pared 9 m (medidos desde el mencionado fraccionamiento).

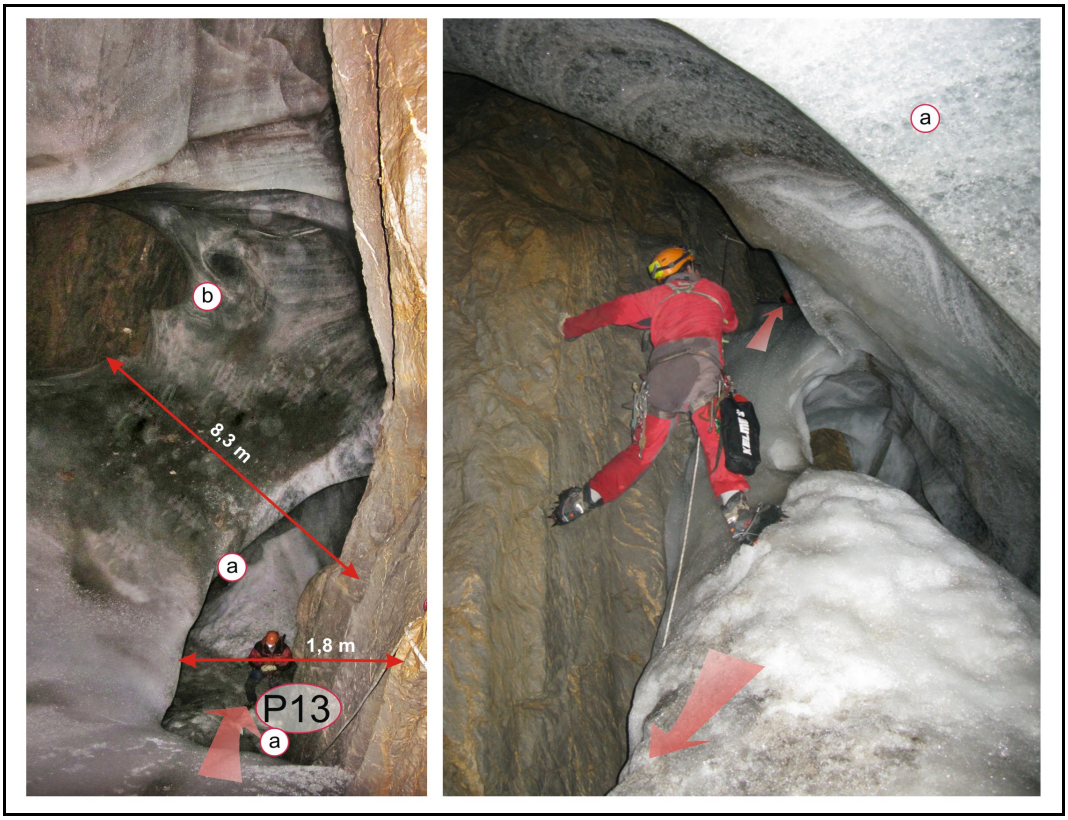


Fig.4.21. Pozo (P13) que conecta el sector del meandro con la continuación de la cavidad (flechas). En las fotografías se muestra como es la retracción del bloque de hielo la que permite la continuidad de la cueva (a). En los años de estudio la anchura del mismo se ha visto considerablemente acrecentada; desapareciendo casi por completo las aportaciones de nieve que todavía se dan a esta profundidad (aprox. -70 m). Retracción también experimentada por los túneles y cuevas de hielo presentes en el interior del propio bloque (b). Fotografía de la dcha. pozo y bloque de hielo vistos desde abajo (Javier Sánchez, Agosto, 2011); fotografía de la izq. pozo y bloque vistos desde arriba.

Una vez descendido el P13 nos encontramos, virando hacia la derecha, con una *segunda rampa* inclinada, amplia, homogénea y de nieve y hielo con unos 45º aprox. y una anchura máxima de 9,6 m. Se conforma como la continuación de la primera rampa de hielo y desde ella se aprecian de nuevo retazos del bloque de hielo en la parte alta de la misma. Uno de ellos muy expresivo en forma de quilla de barco y horadado por dos

pequeñas oquedades. La cavidad en este sector parece de nuevo estar en consonancia con su configuración geoestructural como se veía claramente en la rampa de acceso.
Bajando en rapel sobre el hielo de esta rampa se accede, por sendas aperturas a la derecha, a las dos salas heladas principales de la cavidad. La primera de ellas, la gran sala helada, la *Gran Galería Helada (GH)*, a cota -95 m, es la más grande y espectacular de las dos. En ella, el bloque de hielo se precipita hacia sectores inferiores armando, en uno de los laterales, un extenso muro de hielo en el que el bloque muestra todo su esplendor (véase foto 7 de fig.4.23). El suelo de esta galería se colmata con hielo de rehielo, con un piso levemente inclinado hacia el lado opuesto de la pared de hielo y con algunos bloques calizos intersticiales. En el lado opuesto de la sala se instala un pequeño cono de derrubios con clastos gravitacionales y clastos expulsados por el propio bloque de hielo (aprox. 4 m de ancho) sobre un estrecho resalte estructural, y que da paso a una estrecha galería entre la pared y el bloque de hielo que conduce hasta el resalte del bloque de hielo mencionado entre la rampa de acceso y el interior de la cavidad (CES-Alfa, 2013). La *Gran Galería Helada* tiene unas dimensiones máximas de 30x10 m, con una altura a techo variable entre los 6,3 y 4,8 m (medidos desde el suelo helado en agosto de 2011) (fig.4.24).

En la *Gran Galería Helada*, un pozo abierto de nuevo entre el hielo y la pared desciende volado hasta una pequeña sala inferior encajada por entero dentro de la roca caliza. Mencionado pozo quedó practicable en el año 2011, no existiendo anteriormente topografía de ello. Es la aquí denominada *Sala Seca* ubicada bajo la galería helada con unas dimensiones de 17 x 22 m (fig.4.24).

Si continuamos profundizando en rapel por la *segunda rampa de hielo* accedemos, metros más abajo y en una disposición similar a la Gran Sala Helada, a la *Galería Helada Menor (GHm)*. Se trata de una sala en disposición semejante a la anterior pero de dimensiones bastante más reducidas (8,5x3,9 m), y guardando una disposición paralela a ella. De igual forma, una pared de hielo flanquea la estancia levantado un muro vertical que se pierde en el piso y techo de la galería, con un suelo igualmente de hielo de rehielo. En el lado opuesto el piso desciende lateralmente a través de estreches menores imposibles de explorar a día de hoy. Una cascada de hielo perenne obtura la sala en su parte terminal. La altura también es bastante más reducida, con una altura máxima de 2,75 m inclinando también su techo hacia el lado opuesto del muro de hielo.

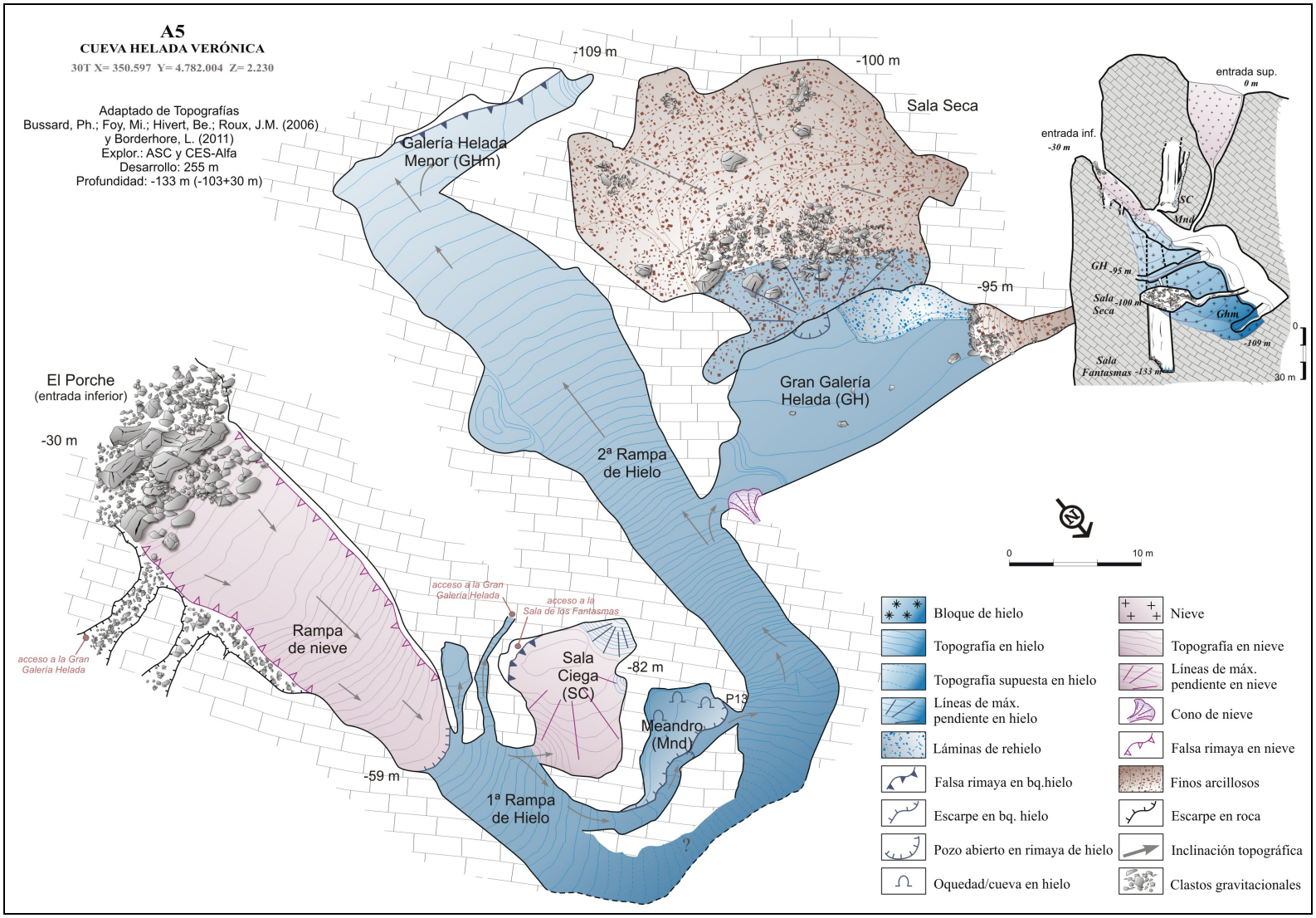


Fig.4.22. Topografía cueva helada de Verónica, adaptada de topografías de ASC (2006) y CES-Alfa (2011).

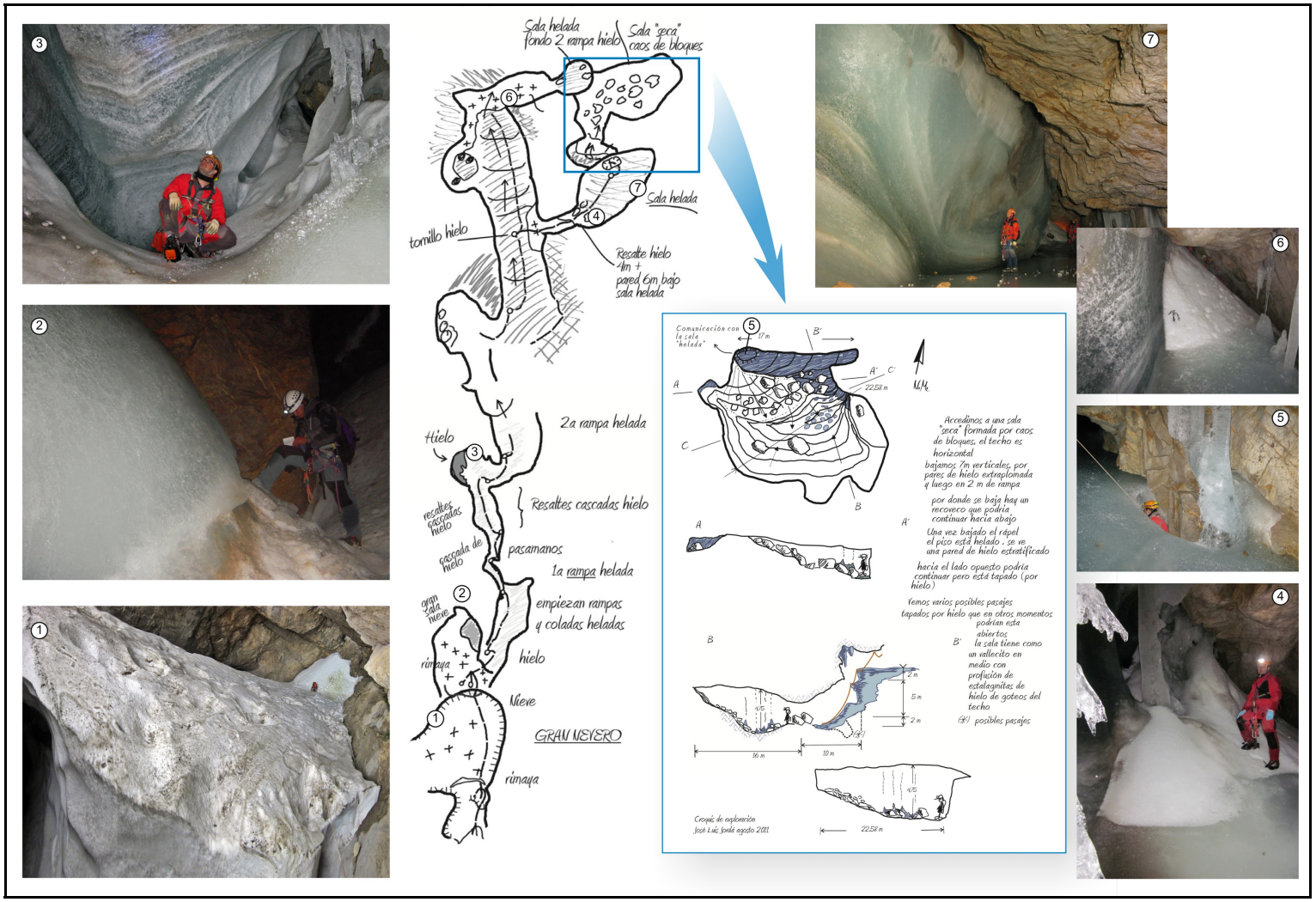


Fig.4.23. Topografías y fotografías de diferentes sectores de la cueva helada de Verónica. Topografía de L.J. Borderhore (2011); fotografías 5 y 7 de Javier Sánchez

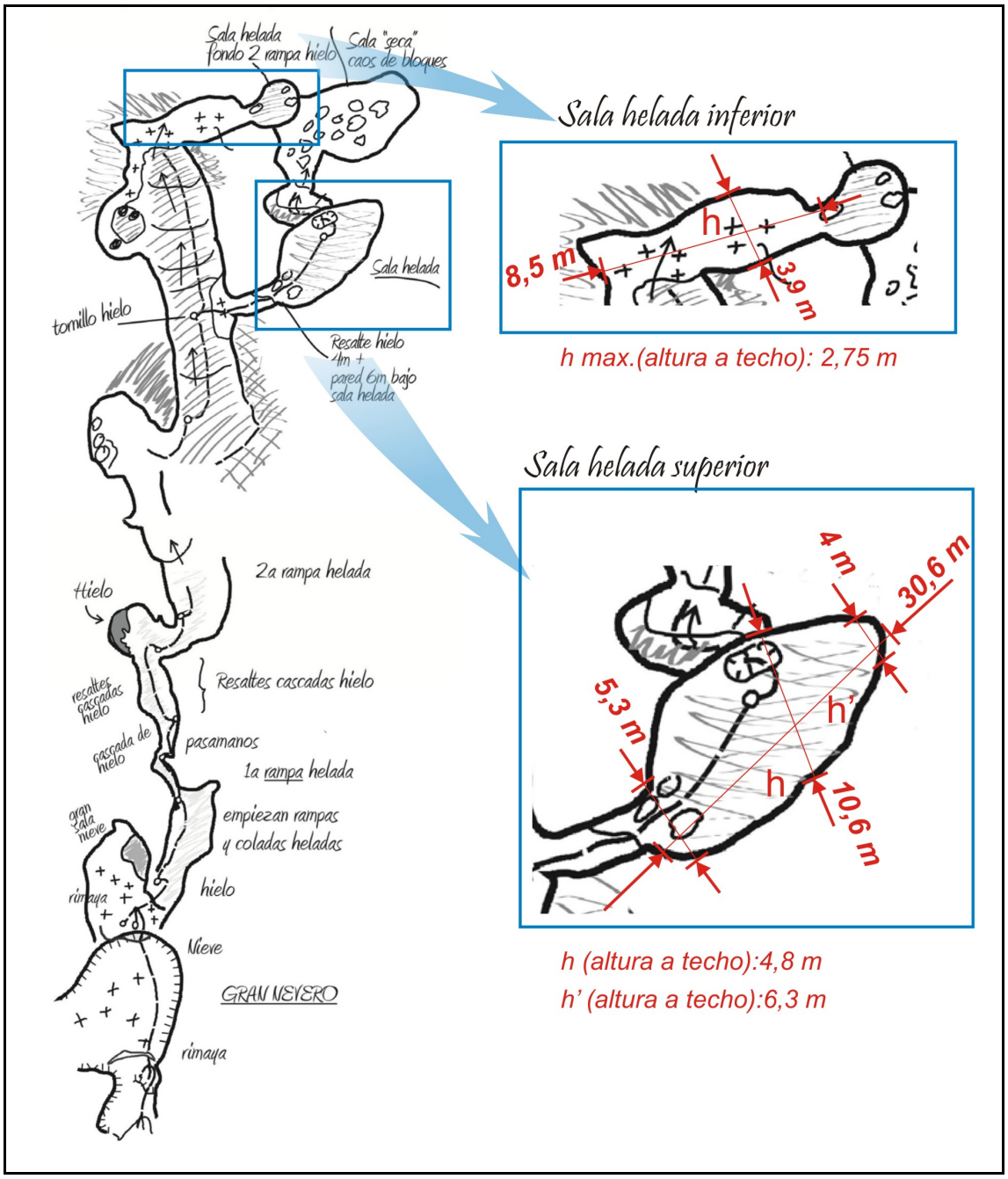


Fig.4.24. Dimensiones de las dos salas heladas principales de la cueva de Verónica. Medidas tomadas en campo en agosto de 2011; topografía de L.J. Bordehore (2011).

La *Galería Helada Menor (GHm)* parece resolverse, desde un punto de vista geoestructural, desde una dislocación de dos paquetes calcáreos o de un potente estrato calizo desplazado sobre otro haciendo las labores de techo (fig.4.25). El bloque de hielo se pierde bajo el suelo, continuándose hacia abajo en la vertical, pero sin poder conocerse hasta ahora su terminación concreta.

Fig.4.25. Sala Helada Inferior. a) muro de hielo; b) suelo de hielo de rehielo; c) sector terminal de la estancia obturado por criomorfologías; d) rimaya obturada por hielo. La flecha indica la dirección de acceso de la cavidad.

Otra de las salas que merece ser destacada, aunque en los últimos años haya permanecido inaccesible, es la denominada "*Salle des Saints de Glace*", "*Sala de las Ánimas de Hielo*" o "*Sala de los Fantasmas*". A dicha estancia se accede descendiendo un gran pozo de 40 m que parte, o bien desde una sima que se inicia en la rampa de acceso a la cueva, o bien desde una de los laterales de la denominada Sala Ciega. En la base del pozo, espectaculares sinformes estalagmíticos de hielo de gran envergadura se yerguen sobre un suelo dando lugar a las morfologías que dan nombre a la sala (Cerdeño y Sánchez, 2000).

4.2.4.- Clasificación criológica y endoclimática.

La cueva helada de Verónica tiene los mayores volúmenes de hielo de las tres cavidades a estudio. La volumetría de su bloque de hielo es tal, y esta tan encajada en su compleja topografía, que es imposible tener una visión completa del mismo, imposibilitando cualquier tipo de cálculo volumétrico. En el interior de la cavidad se muestra un gran bloque de hielo metamórfico con claras muestras de flujo. Atendiendo a la clasificación de Luetscher y Jeannin (2004b) se puede calificar como cueva dinámica con, al menos, dos entradas claramente identificables y exploradas. Una entrada superior abierta a favor de una diaclasa en el umbral de Hoyo Sengros (cota +30 m), y una segunda inferior, habitualmente utilizada para el acceso (cota 0 m). La entrada superior gran parte del año, sino todo él algunos años, esta impracticable por la acumulación de nieve.

Fig.4.26. Boca de acceso superior a la cavidad, abierta en una diaclasa en el umbral glaciokárstico de Verónica. La abundante y frecuente acumulación de nieve impide muchas veces el paso, aportando grandes cantidades al interior de la cueva.

Además del enorme bloque de hielo, la cavidad mantiene un volumen de hielo considerable en forma de crioespeleotemas perennes y estacionales repartido por la práctica totalidad de la cavidad, pudiéndose encontrar incluso en sus cotas más profundas (en la Sala de los Fantasmas a -133 m). De igual forma, el bloque de hielo también alcanza profundidades considerables, superiores a los -100 m (GHm).

La disposición del bloque, en base a las observaciones parciales que nos permite la cavidad, parece conformarse en forma de una extensa lengua que recorre al menos las dos galerías heladas, descendiendo por las dos rampas de hielo interiores desde la rampa nival de la entrada. En tal caso se trataría de un bloque en forma de lengua muy verticalizada y con un flujo de su masa bastante acentuado, como se ha podido observar en los muros de hielo de las dos salas heladas y en la rimaya bajo la rampa de entrada. La dinámica de sus hielos también se puede ver reflejada en la existencia de numerosos hiatos y discordancias manifestados en sus estratos.

Fig.4.27. Sala de los Fantasmas, estancia a -133 m en la que se puede apreciar espectaculares formaciones de rehielo de gran volumetría. Fotografía de B. Hivert (2008).

Fig.4.28. Las dimensiones del bloque de hielo de Verónica alcanzan sobradamente el centenar de metros de profundidad. En la foto la Galería Helada a -95 m (fotografía Marcos Gómez, tomada de Cerdeño y Sánchez, 2000).

4.4.- Otras cuevas heladas a destacar: la cueva helada HS4.

La cueva helada HS4 es una de las cuevas heladas de mayor volumen de hielo de las conocidas hasta ahora para el Macizo Central de Picos de Europa. Explorada por primera vez por el grupo francés ASC recientemente (agosto de 2011), está aún en exploración, y conserva un potencial como cueva helada considerable. Se trata de una sima aparentemente, con lo conocido hasta ahora, desdoblada en dos, que profundiza hasta a los -260 m, alcanzados en 2012. Se localiza muy cerca de la cueva helada de Verónica (400 m en línea recta), en el mismo umbral glaciokárstico. Su única entrada hasta ahora conocida se abre en el fondo diaclasado de tal umbral a una altitud de 2350 m. La más alta de las hasta ahora conocida. Uno de los pozos explorados se encuentra prácticamente en su totalidad obturado por hielo, llegando por el momento hasta los -146 m. Siguiendo un segundo ramal principal, y tras descender un enorme pozo volado de 160 m, se alcanza una descomunal sala helada de enormes dimensiones (75x50x60 m), a cota -206 m, en lo que parece ser la parte de arriba de una gran bloque de hielo encajado en una gran sima. Hasta la fecha, el grupo espeleológico ASC tan sólo ha podido descender por el interior del enorme bloque de hielo a través de un pozo de fusión completamente vertical hasta los -260 m. Ello de momento, supone una excepcionalidad en cuanto a las profundidades alcanzadas por los bloques de hielo en las cuevas heladas[1], a lo que se debe sumar potencialidades futuras mayores en función de las perspectivas puestas en la continuación de la cavidad (ASC, 2011, 2012).

Al enorme bloque de hielo se añade una gran variedad de crioespeleotemas, algunos de ellos con formas no contempladas en las cuevas heladas a estudio. Su fuente de

[1] Siendo lo habitual no mucho más allá de los -100 m.

alimentación principal parece ser la enorme trampa de nieve en la que se encaja su hasta ahora entrada principal. Lo que por otra parte, algunos años ha impedido su exploración por la excesiva nieve acumulada (ASC, 2013, 2014).

De esta cavidad, aunque no forma objeto de la presente investigación, se harán múltiples referencias a lo largo del estudio. Su potencialidad como cueva helada de grandes dimensiones hace esperanzarse con futuras exploraciones.

Fig.4.29. El acceso a la HS4 no siempre es factible debido a la acumulación de nieve. Foto izq. por el lateral del nevero se pudo descender y acceder a la cavidad en agosto de 2011 durante la primera exploración efectuada (fotografía de B. Hivert). Mientras que la enorme acumulación de nieve en el verano de 2013 lo impidió (foto dcha.).

Fig.4.30. La notable acumulación de nieve en la entrada de la HS4 queda patente en la comparación, a mismas fechas, de imágenes de años consecutivos (foto izq. tomada de ASC, 2012).

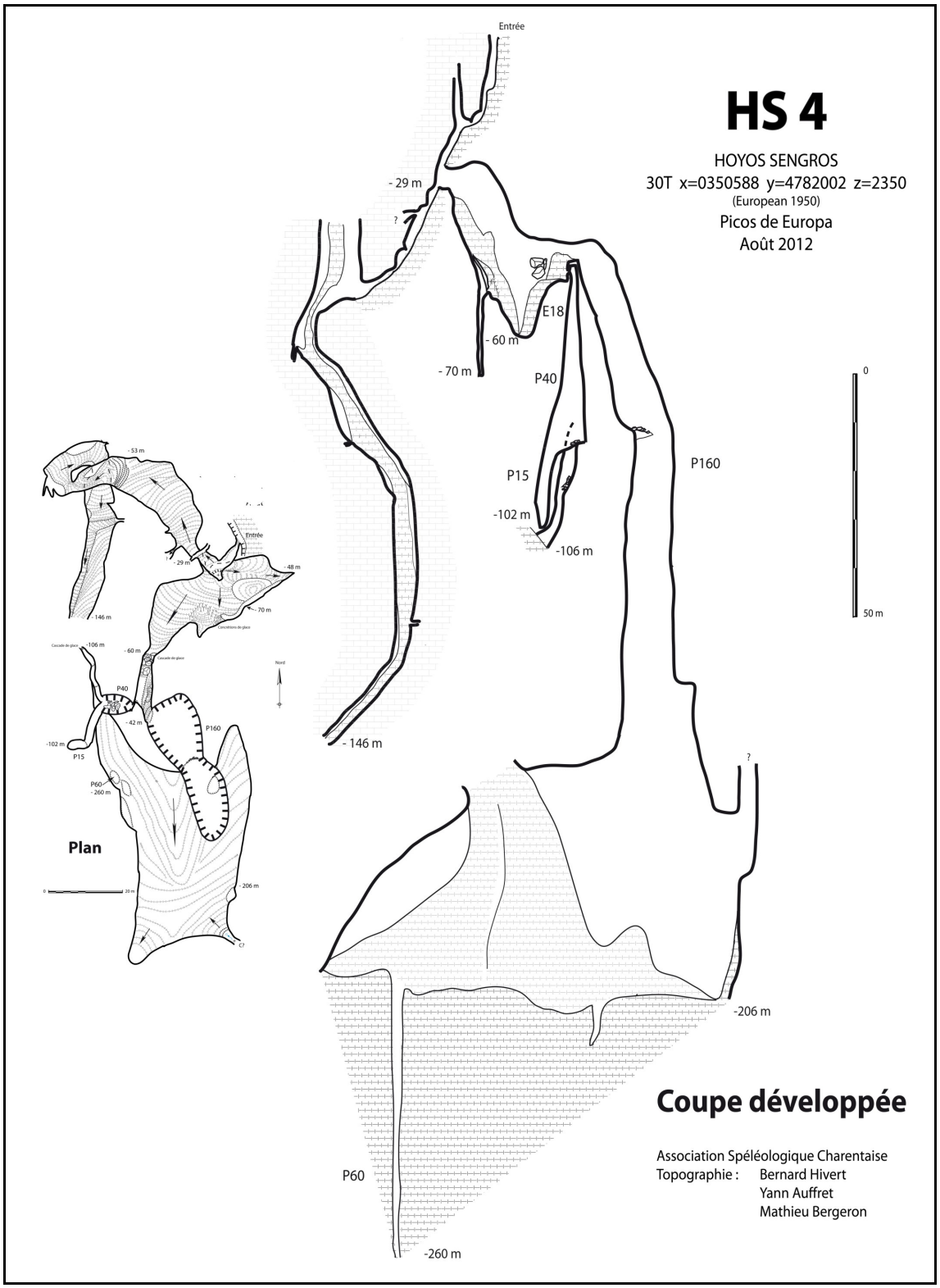


Fig.4.31. Topografía de la cueva helada HS4 (ASC, 2012). Las dimensiones del bloque de hielo y la profundidad alcanzada por el mismo resultan excepcionales.

Fig.4.32. Algunas de las criomorfologías presentes en la HS4 (3 y 4), junto con retazos del bloque de hielo mostrando sus estratificaciones (2 y 5). El pozo de fusión que horada el bloque de hielo alcanzaba en el 2012 una profundidad de 60 m (1). Fotografías de Bernard Hivert (2011, 2012), a excepción de la fotografía 1 de Claude Sobocan (ASC, 2012).

Fig.4.33. Algunas de las criomorfologías de la cueva helada HS4 alcanzan volúmenes y bellezas espectaculares como es el caso de la cascada de hielo de la imagen (fotografía Bernard Hivert, 2011).

***

Alguna otra cavidad cercana mantiene proporciones de hielo muy similares a las de estas dos últimas cavidades presentadas. Es el caso de la conocida como K5 (entrada situada a 2100 m en las inmediaciones del collado de Escondida). Explorada en 1975 y topografiada en 1979 por ASC (ASC, 1982), es una cueva que alcanza -139 m, con su totalidad cubierta prácticamente por entero de nieve y hielo. Ya los franceses desde un primer momento la denominaron "*glacière*". Pero no se han dado estudios centrados en aspectos criológicos ni climáticos que nos lleven a afirmaciones taxativas a fecha de hoy.

CAPÍTULO V.- CARACTERIZACIÓN ENDOCLIMÁTICA

5.1- Caracterización endoclimática: introducción.

Los ambientes endokársticos son conocidos por su variabilidad climática sostenida sin grandes irregularidades (p.e. Pflitsch y Piasecki, 2003). No es extraña la expresión de que en el interior de las cuevas no parece pasar el tiempo, o que el mismo se ralentiza. Y es que son precisamente tales tendencias climáticas sostenidas las que permiten la preservación en su interior de testigos del pasado sensibles a los cambios climáticos exteriores más rápidos y bruscos. De entre tales testigos, el hielo de las cuevas heladas supone una muestra irrefutable.

Es sabido desde hace tiempo que el endoclima que caracteriza a una cueva es dependiente de las condiciones locales (p.e. Bögli, 1978), lo que, junto con las peculiaridades morfológicas intrínsecas de cada cavidad, da lugar a distintos sistemas de ventilación y por tanto distintos ambientes endoclimáticos (p.e. Luetscher y Jeannin, 2004b). Pero la homogeneidad aparente del clima en el interior de una cavidad se rompe con análisis detallados que permiten el discernimiento de distintas zonas climáticas en su interior (p.e. Choppy, 1984; Racovita, 1984; Lauriol et al., 1988; Mavlyudov, 1997; Silvestru, 1999; Pflitsch y Piasecki, 2003; Perşoiu, 2004; Piasecki et al, 2006; Žák et al., 2010), y consecuentemente la distribución dispar de sus distintas criomorfologías.

La caracterización y dinámica climática de las cavidades a estudio se aborda en el presente capítulo, dando a conocer los patrones básicos de su comportamiento y las consecuencias que al respecto experimentan los bloques de hielo alojados en ellas. Se expondrán las configuraciones climáticas internas y las interrelaciones que mantienen con las condiciones externas, sentando igualmente así una parte de los precedentes de lo que se contemplará en capítulos posteriores acerca de las distintas criomorfologías y los

procesos y dinámicas de las mismas. Se presta especial atención, pues, en el presente capítulo al papel que tienen las condiciones meteorológicas exteriores en general y a lo largo de los distintos periodos que se han podido discernir durante la investigación, y su influencia y respuesta en el interior de las cuevas heladas de Castil, Altáiz y Verónica.

Sin referencias ni investigaciones antecedentes de tal índole para las cuevas heladas de Picos de Europa, tales caracterizaciones constituyen un primer paso en su estudio.

5.2.- Parámetros climáticos externos.

Para la presente investigación se han tomado, como se expuso en el capítulo metodológico (cap.1.4), las bases de datos recientemente disponibles de las Estaciones Meteorológicas Automáticas del Parque Nacional de Picos de Europa (EMAs), pertenecientes al OAPN. De forma concreta han sido los datos disponibles en las estaciones de La Caballar y Vega Urriellu, localizadas a 1257 m y 1907 m respectivamente, los utilizados para el estudio de la cueva helada de Peña Castil. Mientras que para las cavidades de Verónica y Altáiz se han tomado las series de datos de las estaciones de Cabaña Verónica y del Mirador del Cable, situadas a 2239 m y 1919 m. No disponiendo de estaciones ni series más cercanas, se han tomado los de tales estaciones como válidos para los objetivos pretendidos en el suscrito estudio.

5.2.1.- Régimen de temperaturas.

A las series de datos térmicos obtenidas de las mencionadas estaciones se ha aplicado el gradiente térmico vertical establecido por Muñoz Jiménez (1982) para las montañas cantábricas de 0,67ºC/100 m para aquellas zonas por encima de los 700 m de altitud. De esta manera se han obtenido los regímenes térmicos aproximados para cada una de las bocas de entrada de las cavidades estudiadas, pudiendo así realizar una comparativa más ajustada con los regímenes térmicos endoclimáticos de cada una de ellas.

Las estaciones meteorológicas con las que se ha contado se sitúan en todos los casos, a excepción de la de La Caballar (1257 m), por encima de los 1500 m de altitud, al igual que las bocas de las cavidades, dentro pues de la misma franja térmica distinguida por Muñoz Jiménez (1982), en la que la rigurosidad climática la diferencia de las

condiciones que se dan en los valles por debajo de los 1500 m. Para estas altitudes Muñoz Jiménez (1982) distinguía de forma genérica varios meses al año de temperaturas medias por debajo de los 0ºC, y sólo por encima de los 10ºC en los meses estivales. Con veranos más cortos y frescos a medida que ganamos en altitud y una isoterma anual de 0ºC situada a 2.500 m.

- Caracterización térmica exterior de la cueva helada de Peña Castil.

Para el caso de la cueva helada de Peña Castil se ha contado con las series de la Estación Meteorológica Automática (EMA) de La Caballar por distar ésta de la boca de entrada a la cueva 5 km en línea recta y ser la que dispone de condiciones topoclimáticas más cercanas a la misma. Sin barreras orográficas reseñables entre ambas. La estación automática de Urriellu, más cercana en distancia sin embargo a la cueva, presenta condiciones más dispares con la misma, proporcionadas por su encajamiento en lo alto de Jou Lluengo, y protegida entre los murallones calcáreos de los Albos y Neverón de Urriellu, por un lado, y los del Urriellu y Carnizoso-Peña Castil por otro.

Para el periodo que ha abarcado la investigación de la cueva helada de Peña Castil (octubre de 2010 – octubre de 2013) la EMA de La Caballar (tabla 5.1) presenta una media de las temperaturas medias diarias (T_{md}) de 8,1ºC, con máximas absolutas que llegan a los 31,96ºC y mínimas de -8,68ºC, registradas en los días 20/08/2011 a las 12:20 y 12/02/2012 a las 08:00 h, respectivamente. La diferencia térmica estimada con respecto a la cueva helada de Peña Castil, aplicando el gradiente térmico de 0,67ºC, es de 5,61ºC inferior, para una diferencia de altitudes de 838 m.

EMA **La Caballar** (Asturias)	
Periodo de investigación	del 24/10/2010 al 19/10/2013
Altitud EMA (m)	1257
Cueva Helada	Peña Castil
Altitud entrada ppal. cueva (m)	2095
Gradiente Térmico Altitudinal aplicado (ºC/100m)	0,67
EMA-Entrada CH (diferencia altitudinal) (m)	838
EMA-Entrada CH (diferencia térmica) (ºC)	-5,61
Tmd (ºC)	8,1
Tmáx. abs. (ºC)	31,96
Tmín.abs. (ºC)	-8,68

Tabla 5.1. Datos genéricos de la EMA La Caballar (tomados de la Red de Seguimiento para el Cambio Global, OAPN). El gradiente térmico vertical aplicado esta tomado de Muñoz Jiménez (1982). A falta de estudios y datos más concretos al respecto para este ámbito de la alta montaña de Picos de Europa se toman estos datos como válidos para extrapolar las temperaturas de las bocas de entrada a las cavidades a estudio.

Observando los datos de la EMA de La Caballar, los días en los que se dan T_{md} por debajo de 0ºC (T_{md}<0ºC) se concentran en los meses invernales y principios de primavera. Pero en casi ninguno de los casos representan ni la mitad de los días del mes, salvo en los meses de febrero de 2012 y 2013 en los que se registraron en torno al 50% de los días con T_{md}<0ºC (fig.5.2). En un recuento de días consecutivos de T_{md}<0ºC también son los meses de febrero de 2012 y 2013 donde se concentra el mayor número, dándose hasta máximos de 12 y 11 días consecutivos en los meses de enero de 2011 y febrero de 2012 respectivamente (fig.5.1).

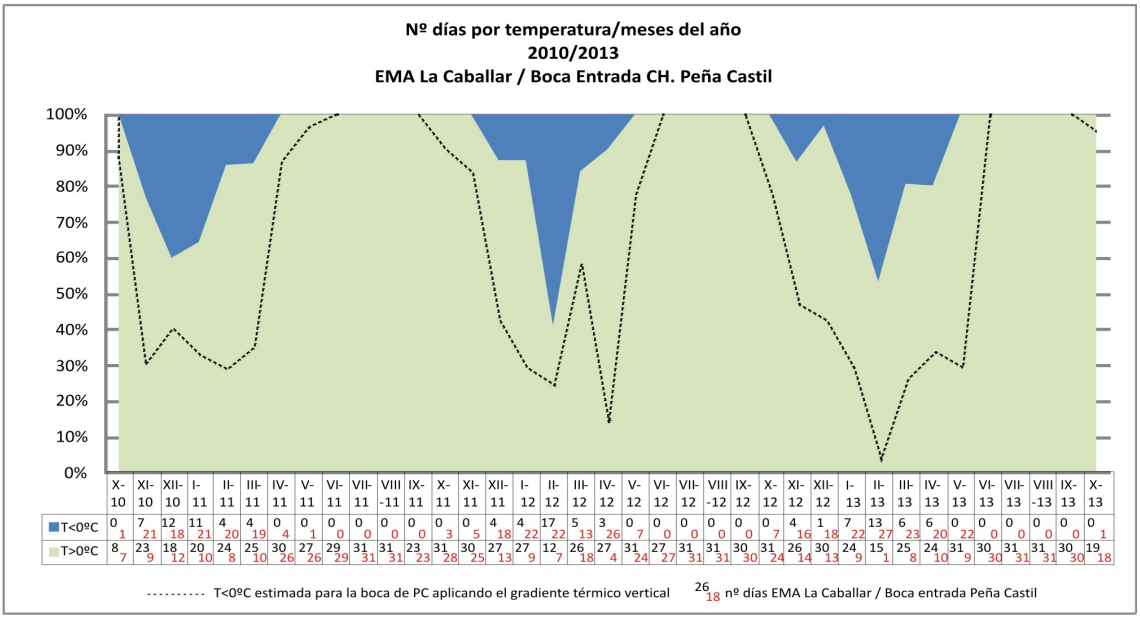


Fig.5.1. Número de días en los que la T_{md}<0ºC en la EMA La Caballar, estación de referencia situada a 1257 m tomada para el estudio de la Cueva Helada de Peña Castil y la estimación para la boca de entrada de la cueva helada de Peña Castil (2095 m) aplicando el gradiente térmico vertical.

Por años hidrológicos, la inmensa mayoría de los días del año mantienen T_{md} por encima de los 0ºC, con tan sólo cerca de una treintena de días al año por debajo de los 0ºC: el año 2010-2011 con 38 días, año 2011-2012 con 33 y año 2012-2013 con 37; de los cuales 13, 8 y 7 días se encuentran con T_{md} por debajo de los -3ºC (fig.5.3).

En cuanto a las temperaturas medias mensuales (T_{mm}) de la EMA La Caballar, inferidas a partir de las T_{md} para el periodo de investigación, reflejan que en ningún caso bajan por debajo de los 0ºC, siendo nuevamente los meses de febrero de 2012 y 2013 los más fríos, junto con enero de 2011, con medias de 0,34ºC, 0,67ºC y 2,25 ºC respectivamente. Se encuentra esto acorde con las características generales señaladas por Muñoz Jiménez (1982) de que a estas altitudes en ningún mes del año las T_{mm} descienden por debajo de

0ºC. Los meses más calurosos se concentran en los agostos de 2011 y 2012 y julio de 2013, con medias de 14,68ºC, 15,06ºC y 16,39ºC, respectivamente (tabla 5.2).

EMA La Caballar								
Año 2010-2011	**EMA T_{mm} (ºC)**	**Boca PC T_{mm} (ºC)***	**Año 2011-2012**	**EMA T_{mm} (ºC)**	**Boca PC T_{mm} (ºC)***	**Año 2012-2013**	**EMA T_{mm} (ºC)**	**Boca PC T_{mm} (ºC)***
oct.-10	8,05	2,44	oct.-11	11,98	6,37	oct.-12	9,27	3,66
nov.-10	3,86	-1,75	nov.-11	7,73	2,12	nov.-12	5,12	-0,49
dic.-10	2,48	-3,13	dic.-11	4,30	-1,31	dic.-12	4,62	-0,99
ene.-11	2,25	-3,36	ene.-12	3,35	-2,26	ene.-13	3,69	-1,92
feb.-11	4,00	-1,61	feb.-12	0,34	-5,27	feb.-13	0,67	-4,94
mar.-11	4,45	-1,16	mar.-12	6,56	0,95	mar.-13	3,27	-2,34
abr.-11	9,74	4,13	abr.-12	3,11	-2,50	abr.-13	4,75	-0,86
may.-11	10,02	4,41	may.-12	10,46	4,85	may.-13	4,96	-0,65
jun.-11	11,19	5,58	jun.-12	12,29	6,68	jun.-13	10,26	4,65
jul.-11	11,49	5,88	jul.-12	13,07	7,46	jul.-13	16,39	10,78
ago.-11	14,68	9,07	ago.-12	15,06	9,45	ago.-13	13,92	8,31
sep.-11	13,87	8,26	sep.-12	11,70	6,09	sep.-13	13,81	8,20
Nº días (en base a Tmd)			**Nº días (ºC)** (en base a Tmd)			**Nº días** (en base a Tmd)		
T>0ºC	289	222	T>0ºC	306	223	T>0ºC	328	210
T=(<0ºC)-(≥-2ºC)	17	31	T=(<0ºC)-(≥-2ºC)	23	40	T=(<0ºC)-(≥-2ºC)	26	57
T=(<-2ºC)-(≥-3ºC)	8	15	T=(<-2ºC)-(≥-3ºC)	2	14	T=(<-2ºC)-(≥-3ºC)	4	24
T<-3ºC	13	59	T<-3ºC	8	62	T<-3ºC	7	74

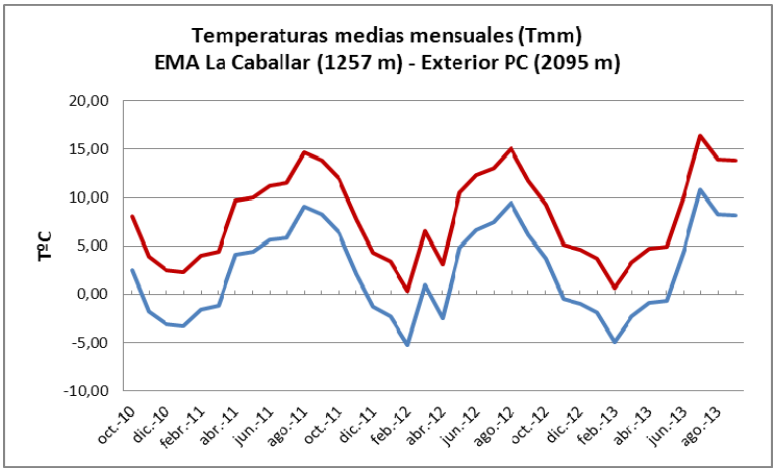


Tabla 5.2. Temperaturas medias mensuales (T_{mm}) del periodo de investigación en la EMA de La Caballar y Nº de días por rangos térmicos. *Temperaturas estimadas para la entrada principal de la cueva helada de Peña Castil (PC) aplicando el gradiente térmico vertical de 0,67ºC/100 m.

Aplicando el gradiente térmico altitudinal para la estimación de las temperaturas en la boca de entrada de la cueva de Peña Castil obtenemos que, con una diferencia estimada de 5,61ºC, la rigurosidad térmica de la alta montaña ya se deja notar (fig.5.1). El número de meses con T_{mm}<0ºC asciende a 5 meses registrados durante el invierno del 2010/11; 4 durante el del año 2011/12 y 7 durante el del 2012/13. De igual forma el

cómputo de días con T_{md} por debajo de 0ºC también es bastante más importante, con una cantidad reseñable de días por debajo de los -3ºC.

La caracterización térmica del entorno inmediato de la boca de entrada presenta, pues, una mayor rigurosidad climática. La estimación de las T_{md}<0ºC en el exterior inmediato de la cavidad refleja unos mayores porcentajes, superando ampliamente el 50% de los días en 16 meses de todos los meses estudiados (35 meses en total). Dándose, incluso, meses en los que tan sólo hubo un solo día en el que las T_{md} superasen los 0ºC (caso de febrero de 2013).

Las T_{mm}>0ºC en la boca de entrada a Castil ocupan del orden de 5 a 8 meses por año hidrológico, y rara vez son superados los 10ºC de media mensual (el único caso se registró en julio de 2013). Los meses estivales, por lo general, se mantienen entre los 5 y los 9ºC.

Y el número de días consecutivos con T_{md}<0ºC también refleja los rigores térmicos de la alta montaña. En la tabla 5.3 se presentan aquellas series mayores de 4 días consecutivos por debajo de 0ºC. Las diferencias altitudinales se reflejan claramente en el número de días consecutivos. Las cifras estimadas para la boca de entrada de la cueva helada de Peña Castil son notablemente mayores. Incluso con series de días consecutivos grandes como la que se dio en febrero/marzo de 2013 cuando se registraron hasta un total de 31 días consecutivos con T_{md}<0ºC; o para enero/febrero de 2011 cuando se registraron dos series de días consecutivos de 13 y 28 días separadas tan sólo por un único día en el que la T_{md} además fue de 0,57ºC.

EMA **La Caballar** (1253 m) del 24/10/2010 al 19/10/2013	
Número de días consecutivos $T_{md<0ºC}$	*fechas*
11	del 24 de noviembre al 04 de diciembre de 2010
12	del 21 de enero al 01 de febrero de 2011
6	del 27 de febrero al 04 de marzo de 2011
11	del 07 al 17 de febrero de 2012
5	del 27 de noviembre al 1 de diciembre de 2012
5	del 20 al 24 de enero de 2012
8	del 23 de febrero al 02 de marzo de 2013

Boca de entrada de CH. Peña Castil* (2095 m) del 24/10/2010 al 19/10/2013	
Número de días consecutivos $T_{md<0ºC}$	*fechas*
21	Del 14 de noviembre al 04 de diciembre de 2010
13	Del 14 de diciembre al 26 de diciembre de 2010

19	Del 17 de enero al 04 de febrero de 2011
14	Del 11 al 24 de febrero de 2011
9	Del 27 de febrero al 07 de marzo de 2011
11	Del 12 al 22 de marzo de 2011
11	Del 02 al 12 de diciembre de 2011
13	Del 13 al 24 de enero de 2012
28	Del 26 de enero al 22 de febrero de 2012
6	Del 03 al 08 de marzo de 2012
6	Del 17 al 22 de marzo de 2012
6	Del 03 al 08 de abril de 2012
15	Del 09 al 24 de abril de 2012
6	Del 26 de abril al 01 de mayo de 2012
6	Del 27 de octubre al 01 de noviembre de 2012
18	Del 25 de noviembre al 12 de diciembre de 2012
10	Del 08 al 17 de enero de 2013
10	Del 19 al 28 de enero de 2013
31	Del 02 de febrero al 04 de marzo de 2013
13	Del 08 al 20 de marzo de 2013
6	Del 23 al 28 de marzo de 2013
9	Del 01 al 09 de abril de 2013
8	Del 26 de abril al 03 de mayo de 2013
7	Del 15 al 21 de mayo de 2013
9	Del 23 al 31 de mayo de 2013

*Temperaturas estimadas por la aplicación de gradiente térmico desde La Caballar.

Tabla 5.3. Número de días consecutivos en los que las T_{md}<0ºC, en las series de datos de la EMA La Caballar y en la boca de entrada principal de la CH. de Peña Castil (estimado aplicando el gradiente térmico vertical).

- Caracterización térmica exterior de la cueva helada de Verónica.

Para el caso de la cueva helada de Verónica las series de datos térmicos se han obtenido de la EMA Cabaña Verónica. Dicha estación se localiza en las inmediaciones del refugio homónimo a 300 m aprox. en línea recta de la entrada principal de la cavidad. La diferencia de cotas entre ambos, 2239 m de altitud la EMA y 2200 m la boca de entra de la cueva de Verónica, hace que no sea necesaria la aplicación del gradiente térmico vertical. Pero sin embargo, la serie de datos para el periodo de investigación llevado a cabo en esta cavidad, agosto de 2011 – julio de 2013, no está completa en la referida EMA lo que ha hecho necesario utilizar parte de los datos extraídos de la EMA del Mirador de El Cable (Fuente Dé), con la correspondiente, aquí sí, aplicación del gradiente térmico vertical (a partir del 20/12/2012). Dicha estación se encuentra en la franja de alta montaña a 1919 m de altitud y a unos 3,25 km en línea recta de entrada a la cavidad. Pero en ambos casos, tanto la cercanía geográfica como la no existencia de barreras orográficas entre medias, las hacen adecuadas para el estudio del exterior inmediato de la cueva helada.

EMA **Cabaña Verónica** / EMA **Mirador del Cable** (Cantabria)	
Periodo de investigación	del 02/08/2011 al 11/07/2013
Altitud EMAs (m)	2239 / 1919
Cueva Helada	Verónica
Altitud entrada ppal. cueva (m)	2200
Gradiente Térmico Altitudinal aplicado (ºC/100m)	0 / 0,67
EMAs-Entrada CH (diferencia altitudinal) (m)	39 / 281
EMAs-Entrada CH (diferencia térmica) (ºC)	0 / 1,83
Tmd (ºC)	3,64 / 2,2
Tmáx.abs. (ºC)	32,2 / 22
Tmín. abs. (ºC)	-16,4 / -10

Tabla 5.4. Datos genéricos de las EMAs Cabaña Verónica y Mirador del Cable (Cantabria) (tomados de la Red de Seguimiento para el Cambio Global, OAPN). El gradiente térmico vertical aplicado esta tomado de Muñoz Jiménez (1982). La falta de datos en la serie de la EMA de Cabaña Verónica ha sido suplantada por datos de la EMA Mirador del Cable desde el 20/12/2012.

La media de las T_{md} para todo el periodo de investigación, calculada a partir de las medias diarias de las estaciones, es de 3,64ºC para la EMA de Cabaña Verónica (para el periodo comprendido entre el 02/08/2011 y el 20/12/2012) y de 2,2 ºC para la EMA del Mirador del Cable (para el periodo comprendido entre 21/12/2012 y 11/07/2013). En ambos casos sensiblemente menor a la registrada en la EMA de La Caballar. Por su parte, las $T_{máx.abs}$ de las respectivas series térmicas alcanzan los 32,2 y 22ºC y las $T_{mín.abs}$ -16,4 y -10ºC, registradas en junio de 2011 y julio de 2013 respectivamente para el caso de las primeras, y febrero de 2012 y marzo de 2013 respectivamente para el caso de las segundas.

Las T_{mm} en el exterior de la cueva helada de Verónica (tabla 5.5) (EMA Verónica+estimación desde EMA del Mirador) muestran nuevamente los meses de febrero de ambos años como los más fríos; y con T_{mm} para los meses estivales que apenas superan los 10ºC; siendo julio de 2013 el más caluroso de los dos años con 14,02ºC.

Entrada CH. Verónica			
Año 2011-2012	**Boca Verónica Tmm (ºC)***	**Año 2012-2013**	**Boca Verónica Tmm (ºC)***
ago.-11	10,90	ago.-12	11,18
sep.-11	10,00	sep.-12	8,20
oct.-11	5,89	oct.-12	3,30
nov.-11	0,89	nov.-12	-1,42
dic.-11	-0,51	dic.-12	-1,22
ene.-12	-0,91	ene.-13	-0,78
feb.-12	-5,17	feb.-13	-4,90
mar.-12	0,72	mar.-13	-3,11
abr.-12	-3,52	abr.-13	-0,88
may.-12	4,57	may.-13	0,05

jun.-12	7,75	jun.-13	6,37
jul.-12	9,86	jul.-13	14,02

Nº días (en base a Tmd)		**Nº días** (en base a Tmd)	
T>0ºC	243	T>0ºC	191
T=(<0ºC)-(≥-2ºC)	36	T=(<0ºC)-(≥-2ºC)	45
T=(<-2ºC)-(≥-3ºC)	13	T=(<-2ºC)-(≥-3ºC)	26
T<-3ºC	73	T<-3ºC	83

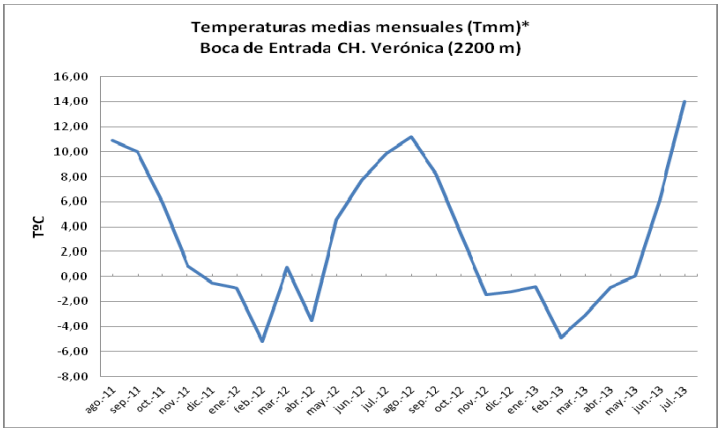


Tabla 5.5. Las T_{mm} del periodo de investigación para la cueva helada de Verónica y Nº de días por rangos térmicos. *Temperaturas estimadas para la entrada principal de la cueva helada de Verónica tomando las series de datos de la EMA Cabaña Verónica (sin aplicar gradiente térmico) y de la EMA Mirador del Cable (aplicando gradiente térmico vertical de 0,67ºC/100 m).

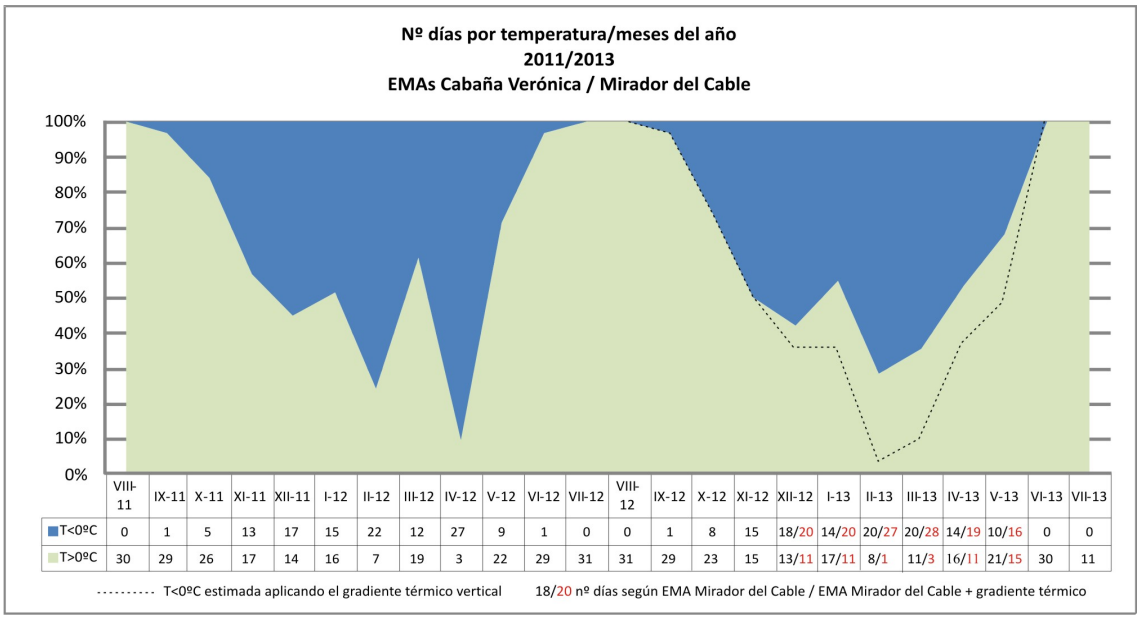


Fig.5.2. Número de días en los que la T_{md}<0ºC en la EMA Cabaña Verónica y la del Mirador del Cable, estaciones de referencia situadas a 2239 m y 1919 m respectivamente y que han sido tomadas para el estudio de cueva helada de Verónica. La línea punteada representa los datos tomados de la EMA del Mirador aplicándose el gradiente térmico, lo cual ha sido necesario para suplir lagunas en las series de la EMA Cabaña Verónica.

El número de días de T_{md}<0ºC aumenta notablemente con respecto al caso anterior en las dos EMAs, sumando un total de 434 días (de los 710 días comprendidos en el periodo de investigación). Se trata de un número aproximado porque, como ya ha sido

mencionado, desde el 20/12/2012 se han tenido que estimar a partir de los datos del Mirador del Cable. Más de la mitad de los días han permanecido de media por debajo de los 0ºC. De éstos, un número significativo, levemente por encima de los registrados en la boca de entrada de la cueva de Peña Castil, está por debajo de los -3ºC: 73 días para el año 2011/12 y 83 para el 2012/13.

En la figura 5.2 se aprecia la distribución de los días con T_{md}<0ºC, siendo especialmente fríos los meses de abril y febrero de 2012 en la estación de Cabaña Verónica, y los de febrero y marzo del año 2013 para las estimaciones extraídas del Mirador del Cable. En abril tan sólo se registraron 3 días con temperaturas por encima de los 0ºC, y en los que escasamente se superaron los 3ºC.

Las series de días consecutivos con T_{md}<0ºC reflejan de nuevo, como sucedía en el caso de la boca de entrada de la cueva helada de Peña Castil, amplias series de días consecutivos entre los meses de enero y febrero de 2011 con 28 días seguidos por debajo de 0ºC, entre el 26 de enero y el 22 de febrero, entre abril y mayo de 2013 con 27 días, y especialmente entre los meses de febrero y abril de 2013 en los que se registraron series de 15, 17, 21 y 14 días separadas por únicos días en los que se dieron T_{md} muy bajas: un día de $T_{md=}$ 0,94ºC entre la serie de 15 días de principios de febrero, un día de $T_{md=}$ 0,42ºC entre la serie de 17 y 21 días de febrero y marzo, y dos días de $T_{md=}$ 0,42 y 0,31ºC entre marzo y abril (tabla 5.6).

EMA **Cabaña Verónica** del 02/08/2011 al 11/07/2013

Número de días consecutivos $T_{md<0ºC}$	*fechas*
5	del 24 al 28 de octubre de 2011
9	del 15 al 23 de noviembre de 2011
11	del 10 al 20 de diciembre de 2011
5	del 13 al 17 de enero de 2012
28	del 26 de enero al 22 de febrero de 2012
6	del 03 al 08 de marzo de 2012
6	del 17 al 22 de marzo de 2012
6	del 03 al 08 de abril de 2012
27	del 10 de abril al 6 de mayo de 2012
7	del 27 de octubre al 02 de noviembre de 2012
13	del 26 de noviembre al 8 de diciembre de 2012
6	del 12 al 17 de diciembre de 2012
5	del 29 de diciembre de 2012 al 02 de enero de 2013
9	del 09 al 17 de enero de 2013
7	del 19 al 25 de enero de 2013
15	del 02 al 15 de febrero de 2013
17	del 17 de febrero al 05 de marzo de 2013

21	del 07 al 27 de marzo de 2013
14	del 30 de marzo al 12 de abril de 2013
7	del 27 de abril al 03 de mayo de 2013
6	del 15 al 20 de mayo de 2013

Tabla 5.6. Número de días consecutivos con temperaturas medias diarias menores a 0ºC en las estaciones meteorológicas escogidas para el estudio de la cueva helada de Verónica (datos obtenidos a partir de la Red de Seguimiento para el Cambio Global, OAPN). Los datos a partir del 20/12/2012 han sido estimados aplicando el gradiente térmico vertical a las series de la EMA Mirador del Cable.

Son muy escasos los meses del periodo estudiado en los que no existen medias diarias por debajo de los 0ºC. Tan sólo, y como ya sucedía en el caso anterior, en los meses centrales del estío: julio y agosto.

- *Caracterización térmica exterior de la cueva helada de Altáiz.*

Para la caracterización exterior de la cueva de Altáiz se han tomado las series de la EMA del Mirador del Cable. De igual manera que para el caso de la cueva de Verónica, entre ésta y la cueva de Altáiz no se presenta ninguna barrera orográfica de entidad, distando unos 2,25 km en línea recta y con una diferencia altitudinal de tan sólo 271 m.

EMA **Mirador del Cable** (Cantabria)	
Periodo de investigación	del 01/08/2011 al 27/07/2013
Altitud EMA (m)	1919
Cueva Helada	Altáiz
Altitud entrada ppal. cueva (m)	2190
Gradiente Térmico Altitudinal aplicado (ºC/100m)	0,67
EMA-Entrada CH (diferencia altitudinal) (m)	271
EMA-Entrada CH (diferencia térmica) (ºC)	1,81
Tmd(ºC)	5,16
T máx. abs. (ºC)	27,07
T mín. abs. (ºC)	-12,63

Tabla 5.7. Datos genéricos de la EMA del Mirador del Cable (Cantabria) (tomados de la Red de Seguimiento para el Cambio Global, OAPN). El gradiente térmico vertical aplicado esta tomado de Muñoz Jiménez (1982).

Para el periodo de investigación (agosto de 2011-agosto de 2013) el resumen de datos térmicos de la estación del Mirador del Cable (tabla 5.7) presenta una media de T_{md}=5,16ºC, con una máxima absoluta registrada en agosto del 2012 que alcanzó lo 27ºC en las horas centrales del día, y una mínima que descendió hasta los -12,63ºC en febrero de 2012 al comienzo de la noche. La diferencia altitudinal entre la cueva de Altáiz y la EMA ha hecho necesario aplicar el gradiente térmico vertical para la estimación de las temperaturas en la boca de entrada a la cavidad, arrojando una diferencia térmica de 5,16ºC.

Analizando las series térmicas de la estación tenemos que los días en los que la T_{md}<0ºC se concentran en los meses invernales de ambos años, con especial concentración en sus respectivos meses de febrero, con 20 días en cada uno de ellos, junto con el mes de abril de 2011 con 21 días. Las cifras, nuevamente y como corresponde, aumentan de cara al exterior de la boca de la cavidad de Altáiz con meses en los que se superan los 25 días en los que las medias están por debajo de los 0ºC como son los meses de abril de 2012 y febrero del 2013, con hasta 27 días, o el mes de abril de 2013 con 26 días. En cualquier caso rozando el 100% de los días del mes (fig.5.3).

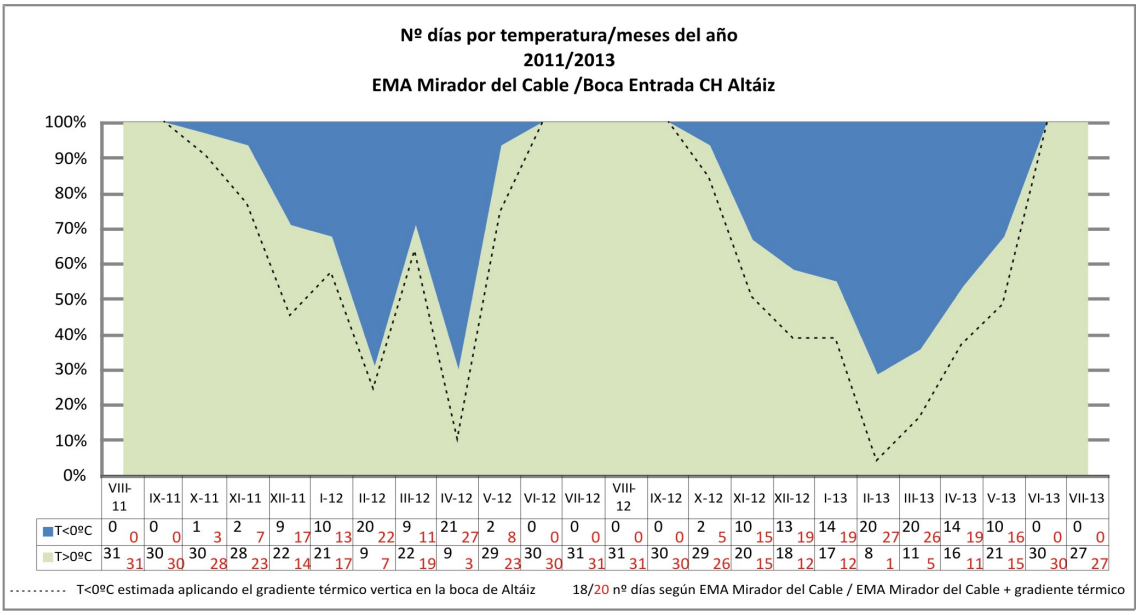


Fig.5.3. Número de días en los que la T_{md}<0ºC en la EMA Mirador del Cable, estación de referencia situada 1919 m y cuyas series han sido tomadas para el estudio de cueva helada de Altáiz. La línea punteada y los números rojos representan la estimación de temperaturas para la boca de entrada de la cueva de Altáiz, tomando la EMA del Mirador y aplicando el gradiente térmico vertical.

En un cómputo global para el periodo de investigación en la cueva de Altáiz se cuentan para la estación meteorológica un total de 177 días en los que las T_{md} están por debajo de los 0ºC, de los 727 días contemplados para el total. Mientras que para la boca de entrada de la cavidad la estimación realizada refleja un total de 254 días (fig.5.3).

En cuanto a las T_{mm} los meses más fríos de los años hidrológicos 2011/12 y 2012/13 son los de febrero, siendo tan sólo cuatro los meses en los que la T_{mm}<0ºC para las series de la EMA. En la estimación para la boca de entrada el número de meses en que la media permanece bajo 0ºC alcanza los 4 meses en el año 2011/12, y 6 en el 2012/2013; y concentrados en ambos casos en los meses invernales y principios de primavera. Las temperaturas estivales tanto en el exterior de la cavidad como en la estación meteorológica no sobrepasan los 13ºC, cifra esta última de registrada en la estación. En

la boca de entrada tan sólo son tres los meses en los que se superan los 10ºC. Principalmente los meses de agosto, junto con los 13ºC de media alcanzados en julio de 2013. Mientras que a la altitud a la que se encuentra la estación se dan 10 meses por año en los que las T_{mm} superan los 10ºC, a la altitud de la cueva helada son de 6 a 8 meses por año.

EMA Mirador del Cable					
Año 2011-2012	**EMA Tmm (ºC)**	**Boca Altáiz Tmm (ºC)***	**Año 2012-2013**	**EMA Tmm (ºC)**	**Boca Altáiz Tmm (ºC)***
ago.-11	12,99	11,23	ago.-12	13,06	11,30
sep.-11	12,33	10,57	sep.-12	10,42	8,66
oct.-11	8,90	7,14	oct.-12	6,04	4,28
nov.-11	3,88	2,12	nov.-12	1,37	-0,39
dic.-11	1,72	-0,04	dic.-12	0,99	-0,77
ene.-12	1,52	-0,24	ene.-13	1,05	-0,71
feb.-12	-2,79	-4,55	feb.-13	-3,07	-4,83
mar.-12	3,13	1,37	mar.-13	-1,28	-3,04
abr.-12	-0,68	-2,44	abr.-13	0,95	-0,81
may.-12	7,33	5,57	may.-13	1,88	0,12
jun.-12	10,01	8,25	jun.-13	8,20	6,44
jul.-12	11,09	9,33	jul.-13	14,77	13,01
Nº días (ºC) (en base a Tmd)			**Nº días** (en base a Tmd)		
T>0ºC	292	256	T>0ºC	258	215
T=0ºC	0	2	T=0ºC	0	0
T=(<0ºC)-(≥-2ºC)	30	39	T=(<0ºC)-(≥-2ºC)	44	51
T=(<-2ºC)-(≥-3ºC)	11	15	T=(<-2ºC)-(≥-3ºC)	14	19
T<-3ºC	33	54	T<-3ºC	45	76

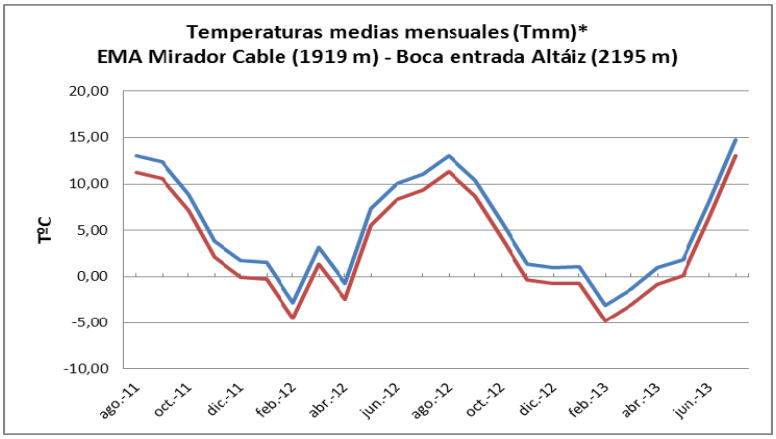


Tabla 5.8. Temperaturas medias mensuales (T_{mm}) del periodo de investigación en la EMA Mirador del Cable y en la boca de entrada de Altáiz y Nº de días por rangos térmicos. *Temperaturas estimadas para la entrada principal de la cueva helada de Altáiz aplicando el gradiente térmico vertical de 0,67ºC/100 m.

En cuanto al número de días consecutivos en los que T_{md}<0ºC, lógicamente las diferencias son notables. Mientras que en la EMA se alcanzan hasta 26 días consecutivos con medias diarias por debajo de 0ºC, entre enero y febrero de 2012 (tabla

5.9), con algunas series de 10 a 13 días en los meses invernales del 2013; en el exterior inmediato de la cueva de Altáiz se llega a los 28 días consecutivos como máximo también entre finales de enero y casi todo febrero de 2012. Pero la cifra se podría estimar incluso mayor sobre todo entre los meses de febrero y abril del 2013 ya que se dan series de 14, 15, 17 y 19 separadas por uno o varios días en los que la T_{md} no supera en ningún caso 1ºC, lo que podía haber constituido una serie consecutiva de dos meses y medio con T_{md}<0ºC.

EMA **Mirador del Cable** (1919 m) del 01/08/2011 al 27/07/2013	
Número de días consecutivos $T_{md\ <0ºC}$	*fechas*
26	del 26 de enero al 20 de febrero de 2012
5	del 03 al 07 de marzo de 2012
5	del 17 al 21 de marzo de 2012
7	del 10 al 16 de abril de 2012
6	del 26 de abril al 01 de mayo de 2012
13	del 26 de noviembre al 08 de diciembre de 2012
5	del 29 de diciembre de 2012 al 02 de enero de 2013
6	del 10 al 15 de enero de 2013
6	del 19 al 24 de enero de 2013
10	del 05 al 14 de febrero de 2013
10	del 22 de febrero al 03 de marzo de 2013
13	del 08 al 20 de marzo de 2013
8	del 01 al 08 de abril de 2013
6	del 27 de abril al 02 de mayo de 2013
6	del 15 al 20 de mayo de 2013

Boca de entrada de CH. Altáiz* (2095 m) del 01/08/2011 al 27/07/2013	
Número de días consecutivos $T_{md\ <0ºC}$	*fechas*
11	del 09 al 19 de diciembre de 2011
28	del 26 de enero al 22 de febrero de 2012
5	del 04 al 08 de marzo de 2012
6	del 17 al 22 de marzo de 2012
6	del 03 al 08 de abril de 2012
22	del 10 de abril al 01 de mayo de 2012
6	del 27 de octubre al 01 de noviembre de 2012
13	del 26 de noviembre al 08 de diciembre de 2012
5	del 29 de diciembre de 2012 al 02 de enero de 2013
8	del 10 al 17 de enero de 2013
7	del 19 al 25 de enero de 2013
15	del 01 al 15 de febrero de 2013
17	del 17 de febrero al 05 de marzo de 2013
19	del 08 al 26 de marzo de 2013
14	del 30 de marzo al 12 de abril de 2013
7	del 27 de abril al 03 de mayo de 2013
6	del 15 al 21 de mayo de 2103

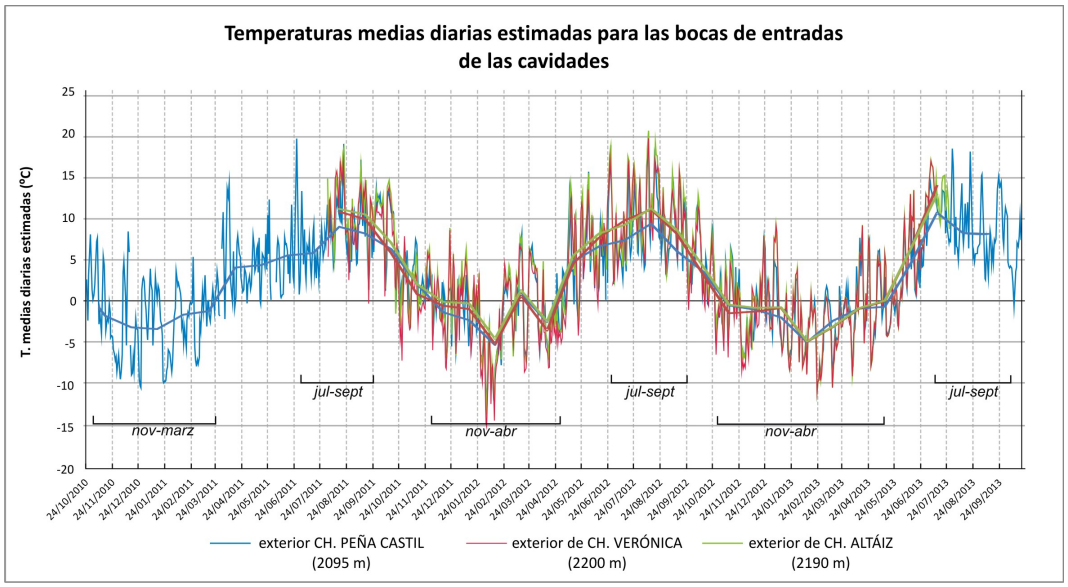
*Temperaturas estimadas por la aplicación de gradiente térmico desde el Mirador del Cable

Tabla 5.9. Número de días consecutivos en los que las T_{md}>0ºC, en las series de datos de la EMA Mirador del Cable y en la boca de entrada principal de la CH. de Altáiz (estimado aplicando el gradiente térmico vertical).

***

Las estimaciones termométricas para las bocas de las tres cuevas heladas a estudio mantienen una acentuada similitud cuantitativa, proporcionada, a pesar de la distancia y las distintas estaciones meteorológicas consideradas, por una escasa variación altitudinal; a la vez que manifiestan unos ritmos anuales también similares. Tales similitudes mantienen unos coeficientes de correlación elevados R^2= 0,9 (fig.5.10).

La tendencia térmica general muestra como los meses entre noviembre y marzo/abril se mantienen con T_{md} mayoritariamente por debajo de los 0ºC, seguido de un periodo de paulatino ascenso térmico hasta llegar a las máximas medias cercanas a los 15ºC alcanzadas en los días centrales de los periodos comprendidos entre los meses de julio-septiembre. El periodo en el que las temperaturas bajan hasta alcanzar medias ≤ 0ºC comprende un intervalo de tiempo más corto que el de ascenso de las temperaturas; acaeciendo en un poco más de un mes (octubre de forma general).



Coeficientes de correlación			
	Exterior CH. Peña Castil	*Exterior CH. Verónica*	*Exterior CH. Altáiz*
Exterior CH. Peña Castil	1		
Exterior CH. Verónica	0,92518	1	
Exterior CH. Altáiz	0,96048	0,98311	1

Tabla 5.10. Estimaciones termométricas para las bocas de entrada de las tres cuevas heladas a estudio y los coeficientes de correlación entre ellas.

El número de días de T_{md}<0ºC en los periodos estudiados tampoco diverge mucho para las tres bocas de entrada. Con un incremento ligero en los meses invernales del año 2012/13 con respecto a los anteriores y destacando, también en los tres casos, un descenso del número de días experimentado en marzo de 2012. En las tres bocas de

entrada se dan máximos en el mes de abril de 2012 y de febrero de 2013, con 27 días con medias por debajo de 0ºC para todos los casos (fig.5.4).

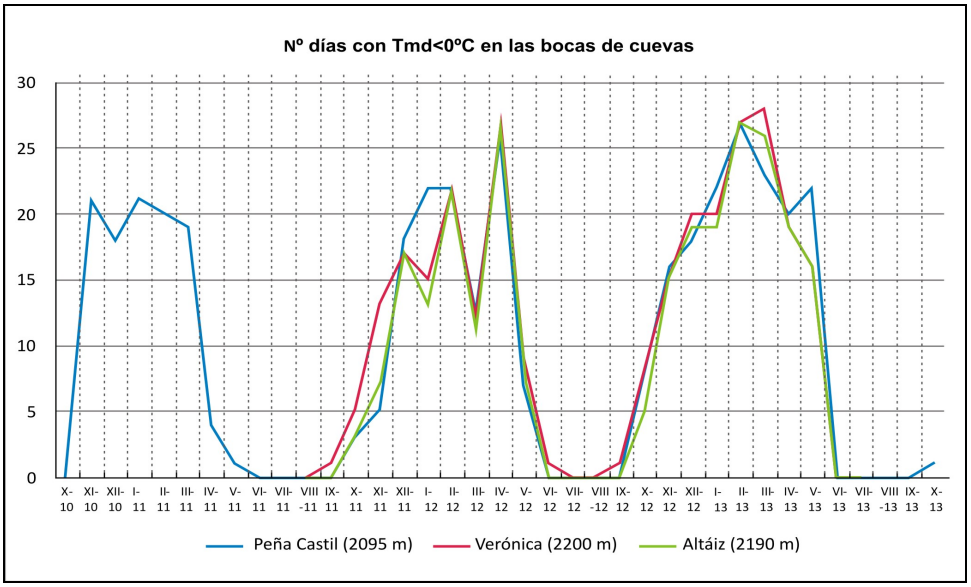


Fig.5.4. Comparativa del número de días en el que las T_{md}<0ºC en las tres bocas de entrada de las cuevas a estudio.

Las cifras globales del número de días en los que las T_{md} permanecen por debajo de 0ºC están acorde con las series presentadas por la AEMET en su *atlas climático ibérico* (AEMET, 2011), superando los 100 días por año. De tal manera que en las bocas de entrada a cuevas se registraron las siguientes cifras:

Número de días T_{md} <0ºC		
	Agosto'11-Julio'12	*Agosto'12-Julio'13*
Boca de entrada de CH. Peña Castil	116	155
Boca de entrada de CH. Altáiz	108	146
Boca de entrada de CH. Verónica	122	144

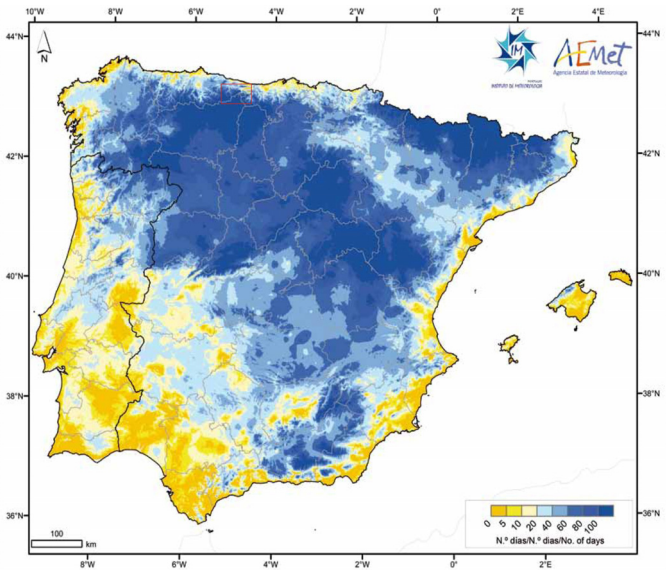


Fig.5.5. Número de días por año en el que las T_{md}<0ºC en las tres bocas de entrada de las cuevas a estudio. Debajo el mapa de la Península Ibérica en el que se refleja la media del número de días en los que las Tmín ≤ 0ºC (tomado de AEMET, 2011).

5.2.2.- Régimen de precipitaciones.

Con el análisis de los regímenes pluviométricos se pueden estimar los inputs directos de lluvia o nieve a las cavidades heladas (estimación con las temperaturas[1]); así como el mayor o menor protagonismo que éstos tengan en función de las distintas épocas del año. Pero de nuevo aquí, como en el caso de las series termométricas, los datos son recientes, escasos y con notables lagunas e incorrecciones; lo que no hace posible, sobre todo en las estaciones de altura, una adecuación completa. Además hay que añadir que el régimen pluviométrico en Picos de Europa, con escasos estudios concretos, tiene la dificultad añadida derivada de su complejidad orográfica, lo que ha hecho que sea necesario, para estimaciones pluviométricas, el cálculo de extrapolaciones en las que no se han tenido en cuenta todavía las estaciones de la red de seguimiento del cambio global instaladas dentro del Parque Nacional (y utilizadas para las series térmicas), por lo reciente de sus series y, a veces, por la poca fiabilidad de sus datos por causa de los fuertes vientos y/o la acumulación de hielo/nieve en sus sensores (Ancell, 2012; Ancell y Guillén, 2012). Ello nos obliga a tomar como meras orientaciones los datos existentes, sirviéndonos tan sólo para caracterizar de forma global los patrones y periodos pluviométricos y nivométricos; habiéndose utilizado además estudios genéricos precedentes o, para el caso de un seguimiento algo más cercano del manto nival, las fotografías de las cámaras web instaladas en puntos concretos del Macizo Central cercanos a algunas de las cuevas heladas a estudio.

De forma genérica, las precipitaciones anuales en Picos de Europa superan los 1800 mm anuales, aunque para la franja de la alta montaña la cifra es mucho mayor si se atiende a los datos de la AEMET para el periodo comprendido entre 1981-2010: con 2000 mm anuales (Ancell y Celis, 2013)[2]. Según las estimaciones de Muñoz Jiménez (1982) en la zona de cumbres de se dan precipitaciones de entre 2500 y 3000 mm (fig.5.6).

Las series pluviométricas se han tomado de las EMAs Cabaña Verónica, Mirador del Cable y La Caballar. La EMA de Urriellu ha sido desestimada tanto por la falta de datos como por la inverosimilitud de muchos de los registrados (hasta 14434 mm de

[1]El Parque Nacional Picos de Europa acusa una falta de series nivométricas que obligan a deducirlas a través de estimaciones llevadas a cabo por el cruce de temperaturas y pluviometrías e imágenes de algunas de las webcam instaladas.

[2]A fecha de redacción de la presente investigación no se encontraba publicado el atlas climático ibérico del periodo 1981-2010.

precipitación acumulada en algunos meses, por ejemplo). Conviene aquí hacer hincapié en que los datos pluviométricos de esas tres EMAs son tomados como meras indicaciones para obtener los periodos anuales pluviométricos más cercanos a las bocas de las cavidades, y no como datos fehacientes que se deban de considerar cuantitativamente. Además la imposibilidad de aplicar un gradiente pluviométrico altitudinal adecuado (Ancell y Guillén, 2012) añade aún más inexactitud a la estimación pluviométrica en las mismas bocas; aunque se trate de estaciones con series adecuadas y bastante completas como es el caso de la de La Caballar.

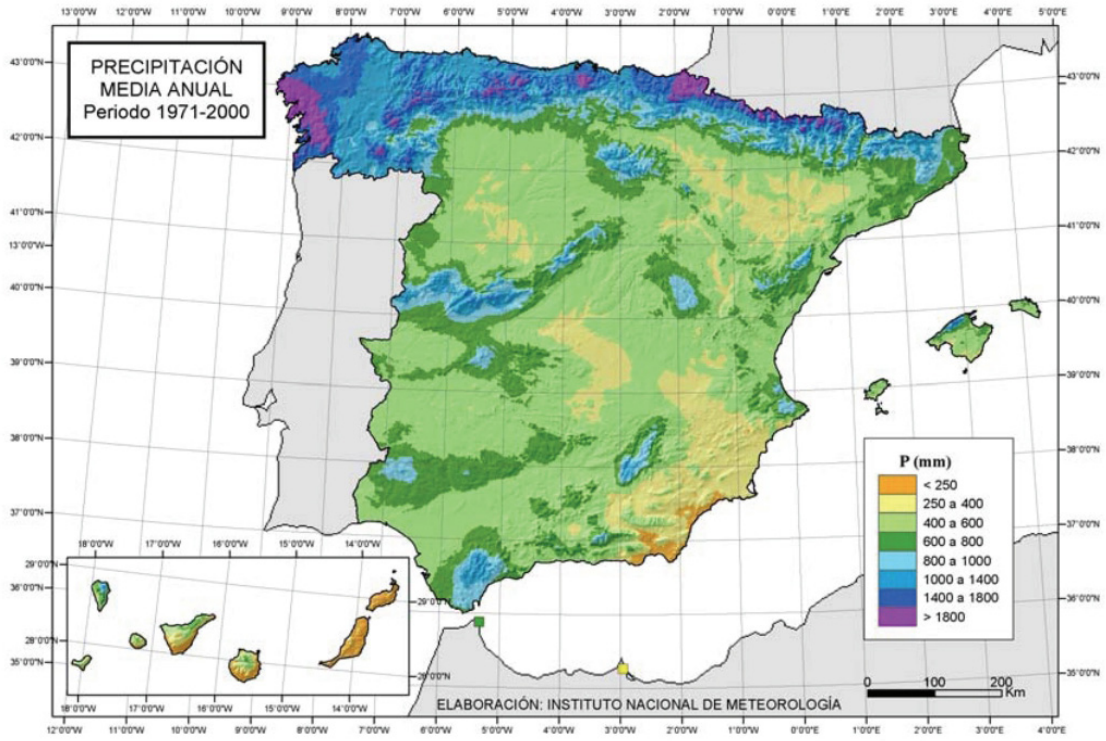


Fig.5.6. La precipitación media anual para el periodo 1971-2000, según la AEMET, muestra como la alta montaña de Picos de Europa mantiene una precipitación superior a los 1800 mm. Siendo uno de las pocas áreas de toda la Península Ibérica en la que se da dicha cifra (tomado de Gutiérrez et al., 2010).

A continuación se presentan las precipitaciones obtenidas de tales estaciones junto con las estimaciones térmicas obtenidas para cada una de las bocas de entrada ya presentadas en el apartado anterior. Ello nos proporciona, añadiendo el seguimiento de la evolución del manto nival realizado durante los años de investigación a través de la webcam instalada en la estación del Mirador del Cable, una referencia estimable de los periodos de nevadas y de la importancia de las mismas en el entorno inmediato de las cuevas heladas a estudio.

Regímenes pluviométricos generales en las bocas de cavidad.

Para el caso de la cueva helada de Peña Castil (fig.5.7), en el periodo comprendido entre octubre de 2010 y octubre de 2013, las precipitaciones diarias acumuladas se concentran principalmente en los meses otoñales y primaverales, pero con ritmos distintos. Mientras que en el año 2010 la EMA de La Caballar registraba sus máximas precipitaciones a finales de octubre y, tras ello, se daban picos mantenidos durante el invierno 2010/11; los picos principales siguientes se concentran en primavera del 2012, comienzos de año de 2013 y finales de primavera del 2013. Los meses centrales del verano conservan una escasa o nula precipitación en todos los años de estudio, destacando también la nula pluviosidad registrada durante todo el otoño de 2011. Esto último posiblemente achacable a errores en la propia estación meteorológica, ya que desde julio de 2011 a enero de 2012 no se registra mm de lluvia acumulada alguno.

Para las cuevas heladas de Verónica y Altáiz las series pluviométricas que se han tomado han sido las de la EMA Cabaña Verónica. Además de tener en cuenta los hándicaps ya mencionados antes para las estaciones meteorológicas de la alta montaña de Picos de Europa, se han tomado también, al igual que pasaba en la caracterización térmica, datos de la EMA del Mirador del Cable a partir del 20/12/2012 para suplir lagunas existentes en la de Verónica. Algunos de los registros anómalamente exagerados se han tomado como erróneos y no han sido tenidos en cuenta (p.e. 356 mm acumulados el día 20 de noviembre de 2012).

Los picos máximos pluviométricos se registran en los meses de otoño, como se aprecia en las figs.5.8 y 5.9, con un máximo de precipitación acumulada en un día de 117 mm, el 23 de septiembre de 2012, o el 1 de noviembre de 2011 con 70,1 mm acumulados; y con días dentro del otoño con cifras que rondan habitualmente los 50 mm. Un periodo secundario de máximos se mantiene en los meses primaverales como se puede ver para el año 2012 en el que los meses de mayo y junio registraron precipitaciones mensuales acumuladas de 136,6 mm y 169,3 mm respectivamente. Para los meses primaverales de 2013 en las EMAs utilizadas no se registró nada, probablemente debido a algún error o fallo técnico.

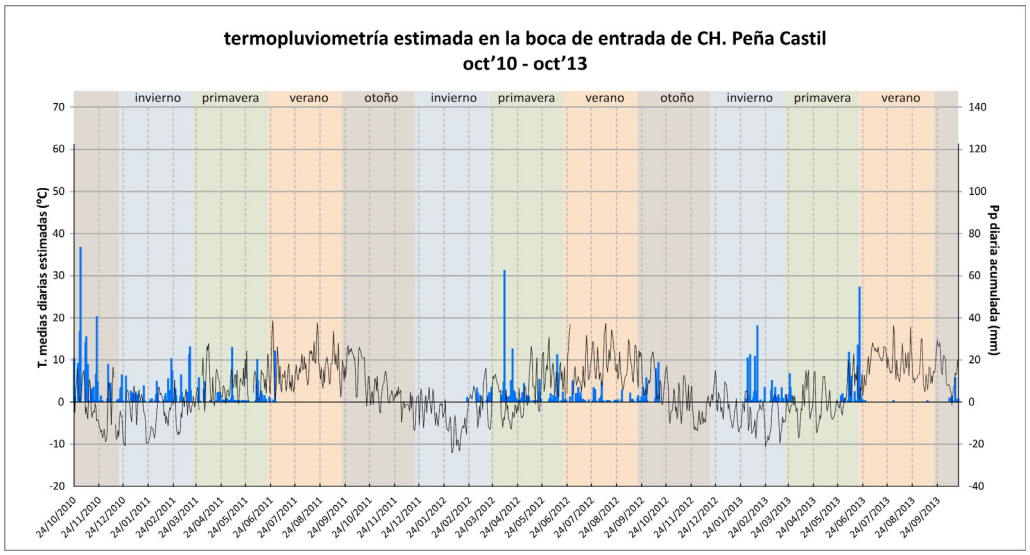


Fig.5.7. Termopluviometría estimada para la boca de entrada de la cueva helada de Peña Castil. Los datos pluviales han sido tomados directamente de la EMA La Caballar.

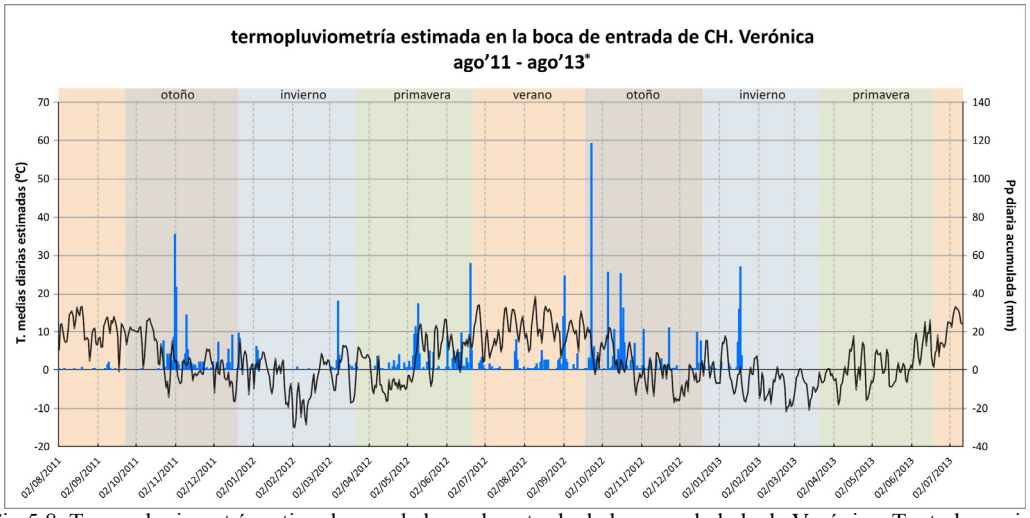


Fig.5.8. Termopluviometría estimada para la boca de entrada de la cueva helada de Verónica. Tanto las series pluviométricas como las termométricas se han tomado directamente de la EMA Cabaña Verónica.
*A partir del 20/12/2012 se han tomado y estimado las de la EMA Mirador del Cable.

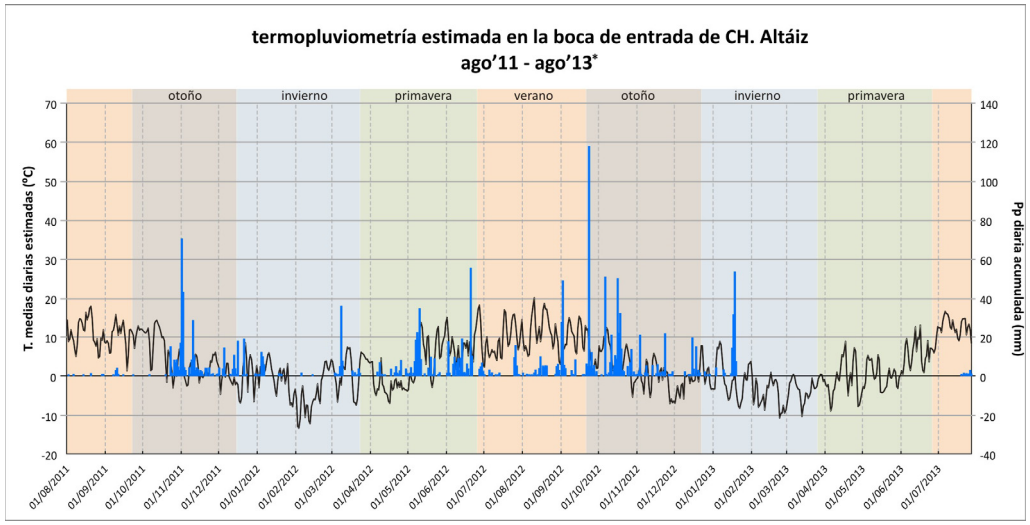


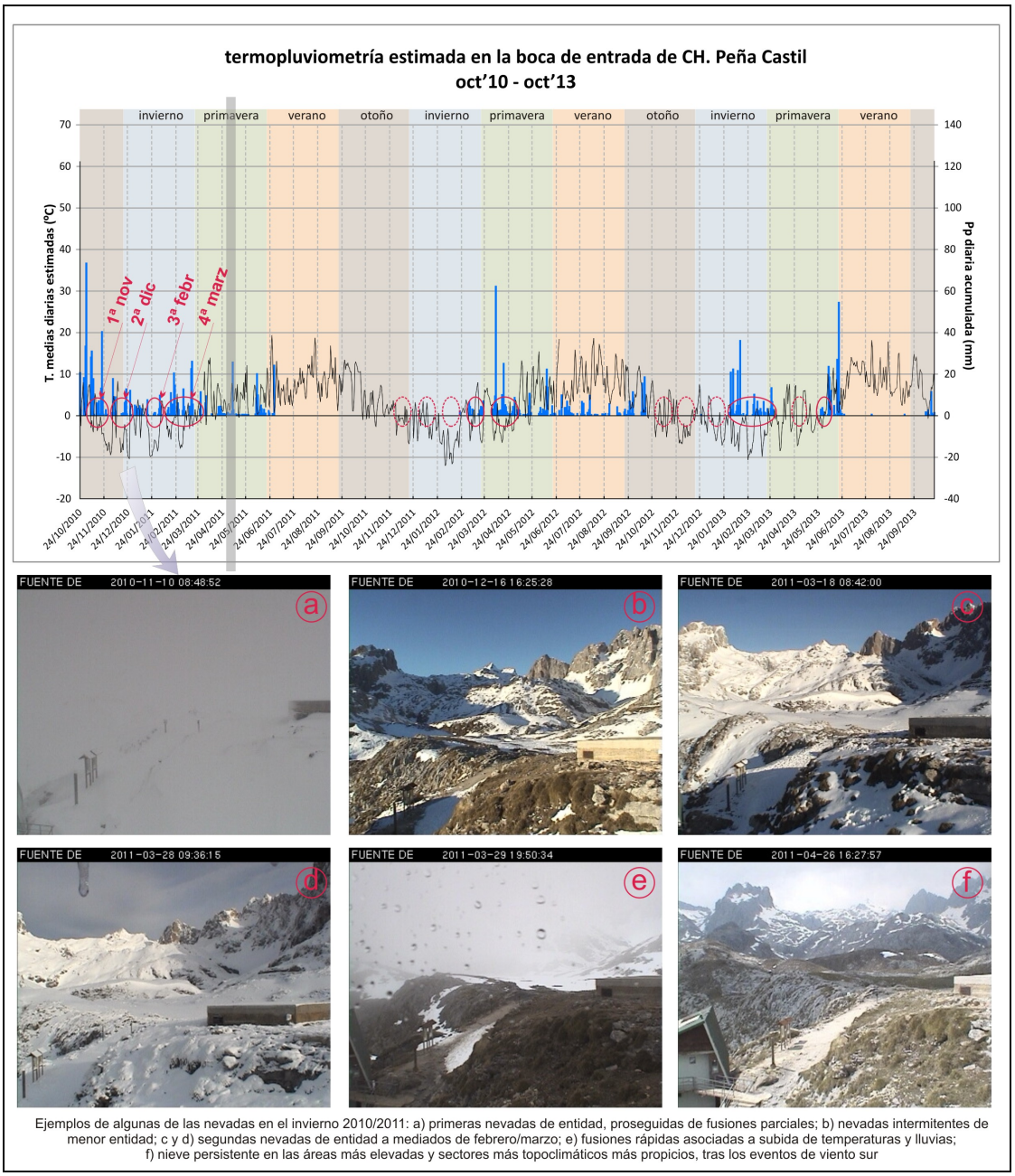
Fig.5.9. Termopluviometría estimada para la boca de entrada de la cueva helada de Altáiz. Las series termométricas se han estimado desde la EMA del Mirador. Las pluviométricas se han obtenido directamente de la EMA Verónica.
*A partir del 20/12/2012 se han tomado y estimado las de la EMA Mirador del Cable.

5.2.3.- Las precipitaciones nivales y el manto nival.

En base a las series estimadas presentadas en las gráficas anteriores se pueden localizar algunos de los eventos nivales principales que se han dado en los años de estudio. Las primeras nieves se suelen localizar en torno a los días centrales del otoño, meses de octubre y principios de noviembre generalmente, pero suelen ser nevadas que no proporcionan un manto nival perdurable. Son nevadas, por lo general, débiles y de escasa entidad. Tan sólo quedan recluidos ciertos parches en determinados sectores de la alta montaña y a resguardo en condiciones topoclimáticas favorables. Las suradas, características para la montaña cantábrica en estas épocas del año (Ancell y Guillén, 2012), junto con las lluvias con temperaturas no demasiado bajas todavía, cumplen un papel decisivo en el desmantelamiento acentuado de este primer manto nival tenue. Por ello los meses de diciembre y enero no se caracterizan por un manto nival continuo en la alta montaña ni de gran espesor, aunque se dé puntualmente algún día de precipitación nival de cierta entidad (véanse figs.5.10b; 5.11c, e; 5.12d). Es durante el mes de febrero cuando el manto nival coge la suficiente entidad como para ir formando una capa más o menos continuada, persistiendo en los dos últimos años de estudio (inviernos 2011/12 y 2012/13) hasta entrado mayo debido, fundamentalmente, a nevadas tardías de entidad considerable en abril. En las figuras 5.11g, h, i y 5.12e, f se aprecia como durante tales meses el manto nival a partir de los 1800 m se mantiene con una gran continuidad y entidad hasta incluso mediados de mayo. En especial en el año 2013 en el que una importante nevada tardía se registró durante los días 26-28 de abril, alcanzado incluso cotas de 300 m sobre el nivel del mar. Bastante más tardía, esta última, que en años anteriores. En especial, con respecto al invierno 2010/11, cuando las últimas grandes nevadas se dieron en marzo y para finales del mes de abril el manto nival en la alta montaña quedaba ya bastante restringido (fig.5.10f).

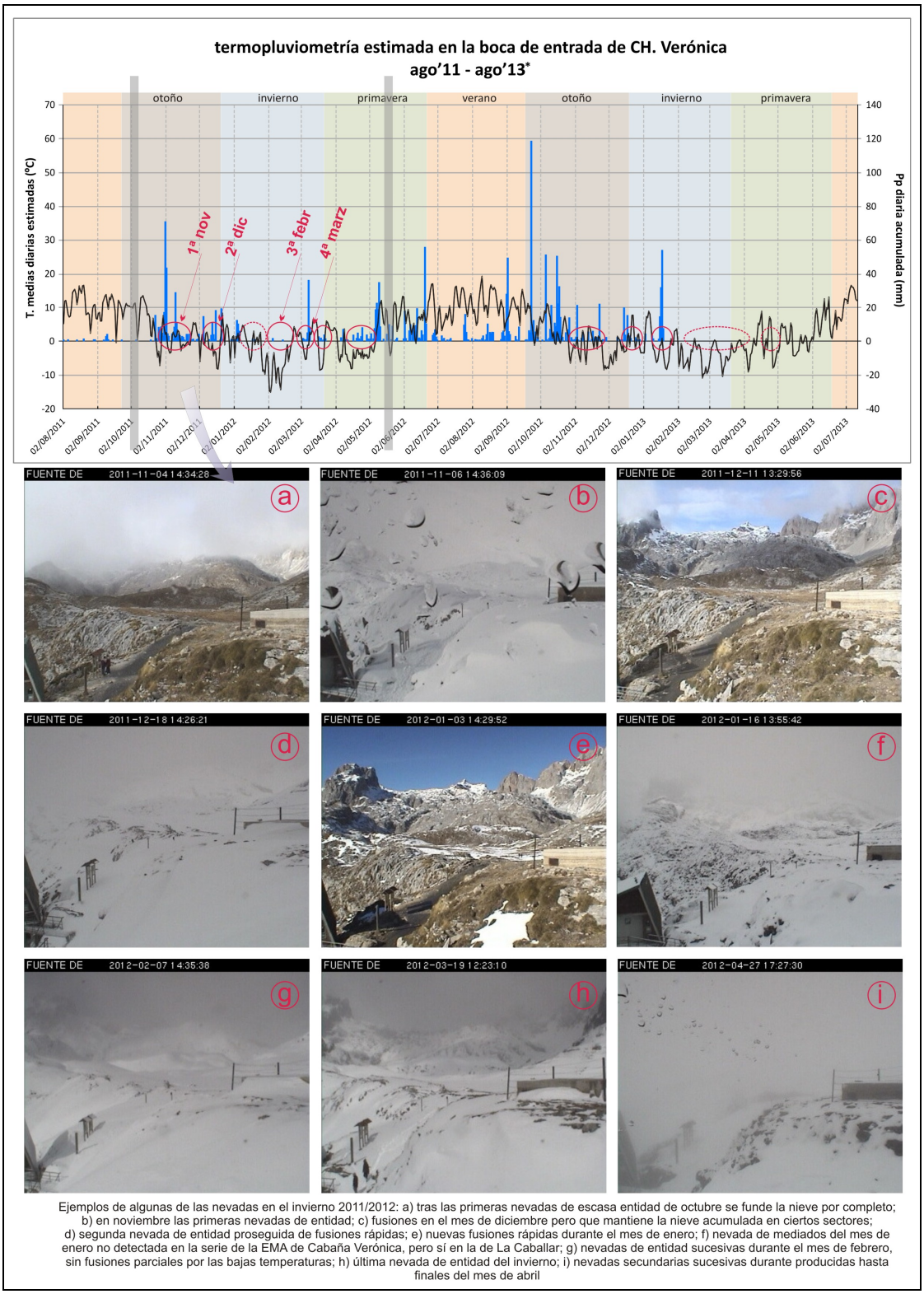
A lo largo de los inviernos de estudio lo habitual han sido cuatro nevadas de entidad, a finales de noviembre, finales o mediados de diciembre, en febrero y en marzo, añadiéndose nevadas menores intercaladas, fundamentalmente durante el mes de febrero, o a finales de octubre; y con nevadas tardías de entidad a finales de marzo, o como es el caso de esa nevada mencionada a finales de abril de 2013 (véase la distribución en los diagramas de las fig.5.10, 5.21 y 5.12). Algunas ligeras precipitaciones en forma de nieve en altura, ligadas a marcadas y breves bajadas de temperatura a mediados y finales del mes de mayo, también pueden darse como se

refleja en la fig.5.10. Pero exceptuando éstas últimas, los meses de abril y mayo, con la subida de temperaturas suelen ser meses en los que se combinan precipitaciones nivales menores con procesos de fusión, quedando un manto de nieve por lo general poco continuo y más bien parcheado.



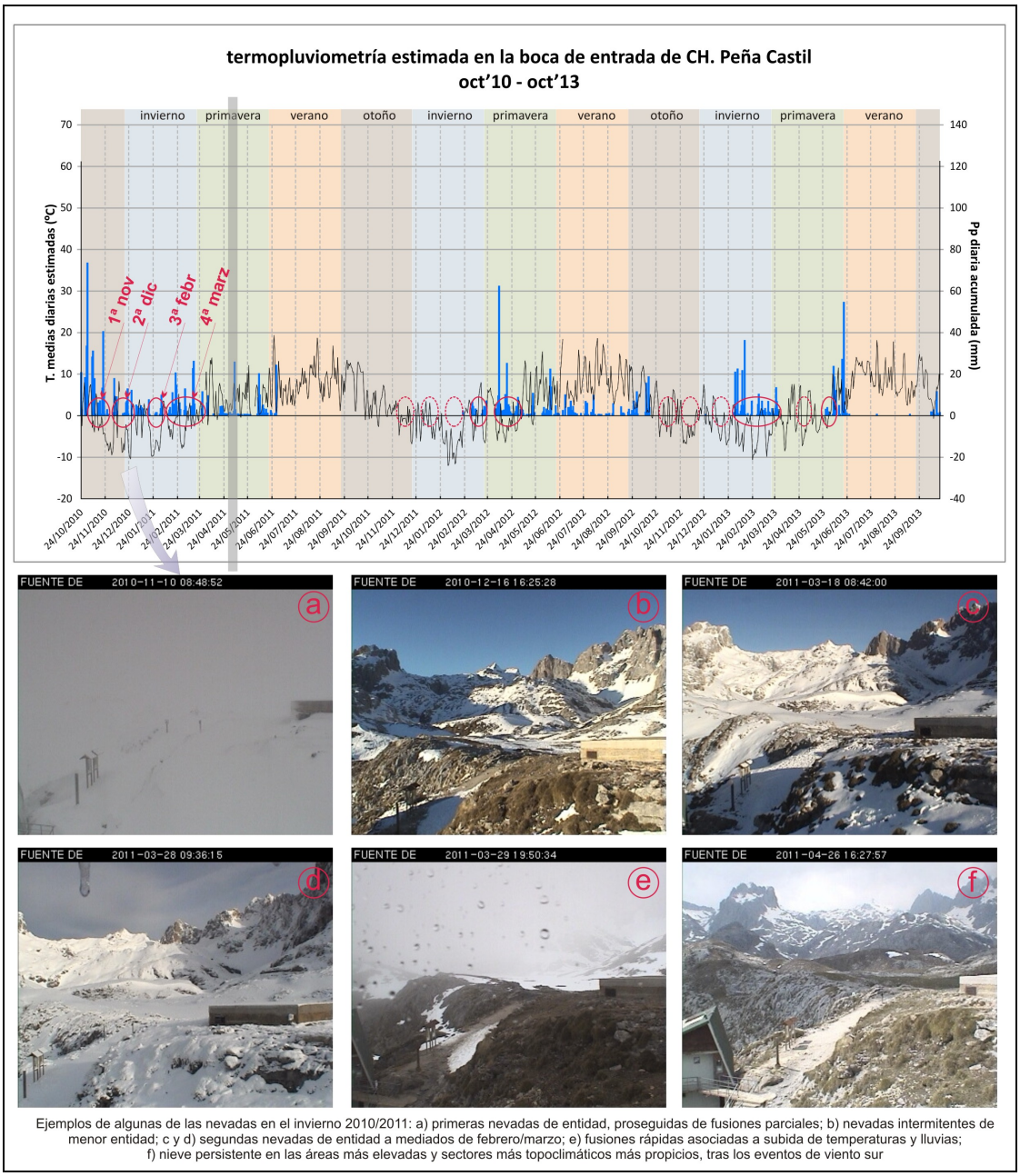
Ejemplos de algunas de las nevadas en el invierno 2010/2011: a) primeras nevadas de entidad, proseguidas de fusiones parciales; b) nevadas intermitentes de menor entidad; c y d) segundas nevadas de entidad a mediados de febrero/marzo; e) fusiones rápidas asociadas a subida de temperaturas y lluvias; f) nieve persistente en las áreas más elevadas y sectores más topoclimáticos más propicios, tras los eventos de viento sur

Fig.5.10. Los diagramas ombrotérmicos nos dan idea de la distribución de las nevadas en la alta montaña de Picos de Europa, pudiéndose cotejar algunas de las más importantes, así como la evolución y duración del manto con las imágenes obtenidas de webcam (fuente imágenes: webcam Cantur, instalada en el Mirador del Cable).
El diagrama está referido a la boca de entrada de la cueva helada de Peña Castil, y las imágenes se corresponden con el invierno 2010/11.



Ejemplos de algunas de las nevadas en el invierno 2011/2012: a) tras las primeras nevadas de escasa entidad de octubre se funde la nieve por completo; b) en noviembre las primeras nevadas de entidad; c) fusiones en el mes de diciembre pero que mantiene la nieve acumulada en ciertos sectores; d) segunda nevada de entidad proseguida de fusiones rápidas; e) nuevas fusiones rápidas durante el mes de enero; f) nevada de mediados del mes de enero no detectada en la serie de la EMA de Cabaña Verónica, pero sí en la de La Caballar; g) nevadas de entidad sucesivas durante el mes de febrero, sin fusiones parciales por las bajas temperaturas; h) última nevada de entidad del invierno; i) nevadas secundarias sucesivas durante producidas hasta finales del mes de abril

Fig.5.11. Los diagramas ombrotérmicos nos dan idea de la distribución de las nevadas en la alta montaña de Picos de Europa, pudiéndose cotejar algunas de las más importantes, así como la evolución y duración del manto con las imágenes obtenidas de webcam (fuente imágenes: webcam Cantur, instalada en el Mirador del Cable).
El diagrama está referido a la boca de entrada de la cueva helada de Verónica, y las imágenes se corresponden con el invierno 2011/12.



Ejemplos de algunas de las nevadas en el invierno 2010/2011: a) primeras nevadas de entidad, proseguidas de fusiones parciales; b) nevadas intermitentes de menor entidad; c y d) segundas nevadas de entidad a mediados de febrero/marzo; e) fusiones rápidas asociadas a subida de temperaturas y lluvias; f) nieve persistente en las áreas más elevadas y sectores más topoclimáticos más propicios, tras los eventos de viento sur

Fig.5.12. Los diagramas ombrotérmicos nos dan idea de la distribución de las nevadas en la alta montaña de Picos de Europa, pudiéndose cotejar algunas de las más importantes, así como la evolución y duración del manto con las imágenes obtenidas de webcam (fuente imágenes: webcam Cantur, instalada en el Mirador del Cable). El diagrama está referido a la boca de entrada de la cueva helada de Altáiz, y las imágenes se corresponden con el invierno 2012/13.

En las fotografías se aprecia cómo, a pesar de esas variaciones apreciables en la distribución del manto nival en cotas comprendidas entre los 1800 y 2000 m fundamentalmente, a partir de los 2000 m la presencia de nieve se mantiene casi de forma continuada (véanse todas las fotografías). Ello, especialmente notable a los pies de la Torre de Altáiz y en el umbral glaciokárstico de Verónica, localizaciones de las respectivas cuevas heladas, nos muestra como en las bocas de entrada de dichas

cavidades[3] el aporte nival está asegurado y es continuo a lo largo de todos los meses desde finales de octubre hasta comienzos de junio. Con persistencias importantes en algunos de los casos, a lo largo de todo el año, por la configuración topográfica de sus bocas de entrada (ver capítulo anterior cuevas heladas de Castil y Verónica). Y de forma especial durante todo el año 2013 debido a esa intensa nevada tardía de finales de abril.

Fig.5.13 Las bocas de entrada a las cavidades de estudio en agosto de 2013 presentaban acumulaciones de nieve considerables debido a la entidad y retraso de las últimas grandes nevadas registradas en el 2013 (26-27 de abril de 2013). En algunos casos el acceso a las mismas estaba casi cerrado, caso de la cueva helada de Verónica, o del todo cerrado, caso de la HS4. 1) boca de la cueva helada de Peña Castil a 09 de agosto de 2013, con un nevero de al menos 8 m de espesor en su centro; 2) boca de entrada de Verónica el 24 de agosto de 2013, siendo necesario palear algo de nieve para poder acceder a su interior; 3) boca de entrada de Altáiz a 27 de julio de 2013, con al menos 1,60 m de espesor; 4) boca de entrada de HS4, los primeros intentos de estudios preliminares de esta cavidad se tuvieron que suspender por la imposibilidad de acceder a la misma el 28 de julio de 2013.

Además de dicha nevada tardía de entidad de finales de abril de 2013, se puede apreciar también en las gráficas como las temperaturas en las tres cavidades durante el mes de mayo son más bajas que en años anteriores. Mientras que en mayo del 2012 apenas

[3] Para el caso de la cueva helada de Peña Castil, aunque no se dispongan de fotografías webcam, se estima suceda lo mismo.

hubo días con T_{md} inferiores a 0ºC, para las tres cuevas, y prácticamente se mantuvieron durante todo el mes de mayo e inicios de abril en el año 2011, en el 2013 tanto abril como, en especial, mayo fueron meses bastante más fríos, con un número mayor de días con T_{md} por debajo de 0ºC. Esta prolongación de la rigurosidad invernal, junto con esa nevada tardía de entidad, hizo especialmente abundante la nieve y persistente el manto nival durante todos los meses estivales. Fundamentalmente si se compara con el año anterior, y más aún si se hace con el 2011, en el que durante el mes de abril se registraron tan sólo 4 días con T_{md}<0ºC y 1 día en mayo; mientras que en los meses de abril posteriores oscilaban entre 26 y 27 días para el 2012 y rondaban los 20 días en el 2013. Y mayor es la diferencia aún en el mes de mayo de 2013 en el que los días en que las T_{md}<0ºC fueron mucho más que con respecto al año 2011 (tabla 5.11).

Tal tendencia ha sido señalada también en el Atlas Climático Ibérico 1971-2000, siendo calificado el mes de mayo de 2013 como "*muy frío*".

Comparativa Nº días Tmd<0ºC meses abril y mayo						
	Abril'11	*Mayo'11*	*Abril'12*	*Mayo'12*	*Abril'13*	*Mayo'13*
Exterior CH. Peña Castil	4	1	26	7	20	**22**
Exterior CH. Verónica	-	-	27	9	19	**16**
Exterior CH. Altáiz	-	-	27	8	19	**16**

Tabla 5.11. Número de días en los que las T_{md}<0ºC. El número de días en el mes de mayo de 2013 junto con las nevadas tardías procuró tanto una prolongación del periodo frío en la alta montaña del Macizo Central de Picos de Europa como una preservación del manto nival más acentuada que años anteriores; lo que impidió la entrada a algunas de las cavidades heladas en exploración (a la HS4 por ejemplo) (CES-Alfa, 2013; ASC, 2013).

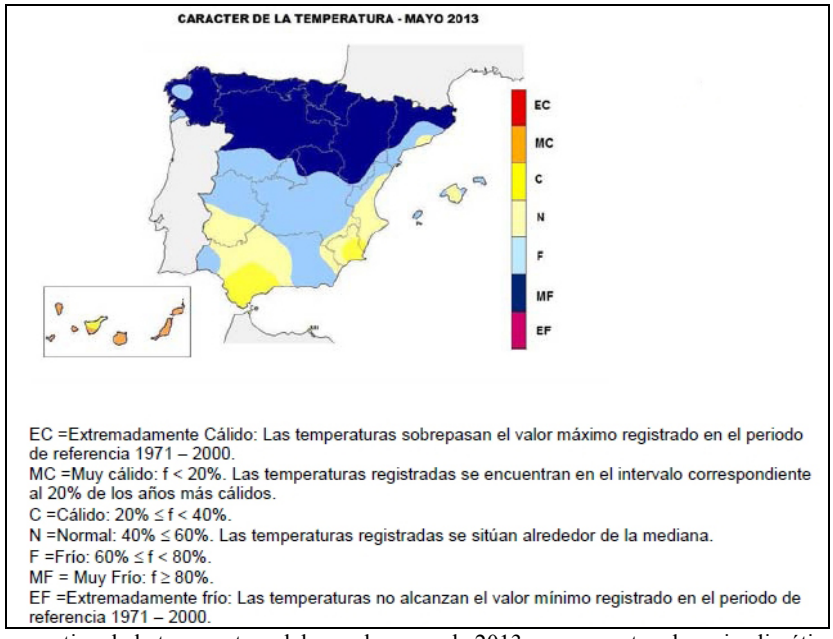


Fig.5.14. Comparativa de la temperatura del mes de mayo de 2013 con respecto a la serie climática 1971-2000. Calificado por la AEMET de "muy frío". (Fuente: AEMET. Tomado de CESAlfa, 2013).

5.3.- Parámetros climáticos de las cuevas heladas.

5.3.1.- La cueva helada de Peña Castil.

La cueva helada de Peña Castil (-84 m; 75 m dllo.) abre su entrada principal hacia el Este a 2095 m de altitud. Tras una amplia rampa de entrada cubierta de clastos y una capa de nieve de espesor variable, pero presente a lo largo de todo el año (sobre todo en las partes inferiores), se accede a una sencilla distribución endokárstica organizada fundamentalmente en dos salas heladas, en las que se instala el bloque de hielo, continuadas por varios pasillos sucesivos con suelo colmatado de bloques gravitacionales, y terminando en una última sala de escasas dimensiones y libre de hielo gran parte del año. Tanto en los pasillos como en la sala terminal, el techo queda abierto a favor de pozos verticales que seguramente encuentren una reducida salida al exterior, o bien en el propio cantil oriental del pico Peña Castil o en su dorso noroccidental.

Criológicamente el bloque de hielo se instala en la denominada Sala Helada (SH), en sus Piso Superior y Piso Inferior, no estando explorado por entero en la actualidad a causa del taponamiento en profundidad. Se trata de un **bloque de hielo perenne de metamorfismo** que alcanza un espesor mínimo de 54 m (GELL, 1995; CES-Alfa, 2011), con una superficie superior de 629 m^2. Lo que nos hace estimar su volumen en al menos 33.300 m^3 (Gómez Lende y Serrano, 2012b; 2012c). Dicho volumen esta supuesto a la baja ya que no se dispone de las dimensiones volumétricas exactas y se ha de suponer, igualmente, que no se trate de un bloque de hielo con forma regular (lo que daría un volumen de 33.966 m^3), sino que seguramente pierda algo de volumen por su base como se ha podido comprobar en otras cuevas como la de Altáiz, donde sí es posible apreciar por entero el bloque de hielo o mediante alguna criomorfología de fusión interna o lateral (para más detalle véase cap.4.1).

Desde el punto de vista climatológico, la cueva puede ser clasificada como una cueva helada de tipo estático disponiendo de una boca de entrada principal, sin entradas a otras altitudes reseñables. Si bien es cierto que la existencia de chimeneas en el interior de la misma podría indicar salidas al exterior más elevadas, y por tanto tratarse de una cavidad de tipo dinámica (véase Luetscher y Jeannin, 2004b), no se ha corroborado hasta la fecha tal hecho, ni tampoco se aprecian indicios de ello desde el interior (p.e. haces de luz). Tan sólo son indicativos de ello los goteos habituales, y variables estacionalmente, pero esto solo hace suponer que en caso de que existiesen salidas al exterior más elevadas éstas tendrían un tamaño mínimo apenas destacable.

Para la caracterización y seguimiento térmico de la cavidad se instalaron 3 termorregistradores iButton DS1921G-F5 programados para una toma cada 4 horas. Éstos se repartieron de tal manera que quedase controlada la máxima superficie de cavidad posible, con especial interés en las salas donde se aloja el bloque de hielo. También se instaló un termohigrómetro durante un año del cual lamentablemente no se obtuvo ningún dato.

Además de dichos dataloggers, y sólo para el caso de la cueva helada de Peña Castil[4], se ha efectuado también un control de la evolución del bloque de hielo durante los años de estudio a través de instrumentación geomática. Se han realizado sistemáticamente mediciones con el TLS que, junto con mediciones térmicas puntuales tomadas con cámara térmica, ha permitido la creación y desarrollo de modelos 3D térmicos. Y, a partir de los mismos, la elaboración de ortotermogramas como se expone en recientes publicaciones derivadas de la presente investigación (Berenguer et al., 2014). Tales modelos y ortotermogramas suponen una fuente de información precisa tanto de la distribución térmica de una cueva helada, como del comportamiento de las masas de aire. Además de brindar con ello la posibilidad de tomar mediciones directas sobre la imagen al tratarse de ortotermogramas, como se verá más adelante.

Para este control geomático del bloque de hielo se organizaron jornadas de campo sistemáticas dos veces al año; una en el periodo de máximos volúmenes de hielo dentro de la cueva (mayo-junio), y otra en el de mínimos (octubre-noviembre). Se utilizó un

[4] En las otras cavidades a estudio ha sido imposible acceder a ellas con tal instrumentación.

laser scanner terrestre (3D TLS) Leica Scanstation C10 con un rango de distancias de 1,5-300 m con precisión nominal de 6 mm a una distancia de 50 m con iluminación normal y condiciones de reflectividad. El campo de visión permite crear modelos casi esféricos (270º en la vertical y 360º en horizontal). Para el control térmico y la generación de modelos térmicos tridimensionales y ortotermogramas se utilizó la cámara termográfica FLIR SC660 con una resolución térmica de 0,03ºC y un rango de -40 a 1500ºC, y una resolución de imagen de 640x480 px y 0,65 mrad de resolución angular (para más detalle véase cap.1.4).

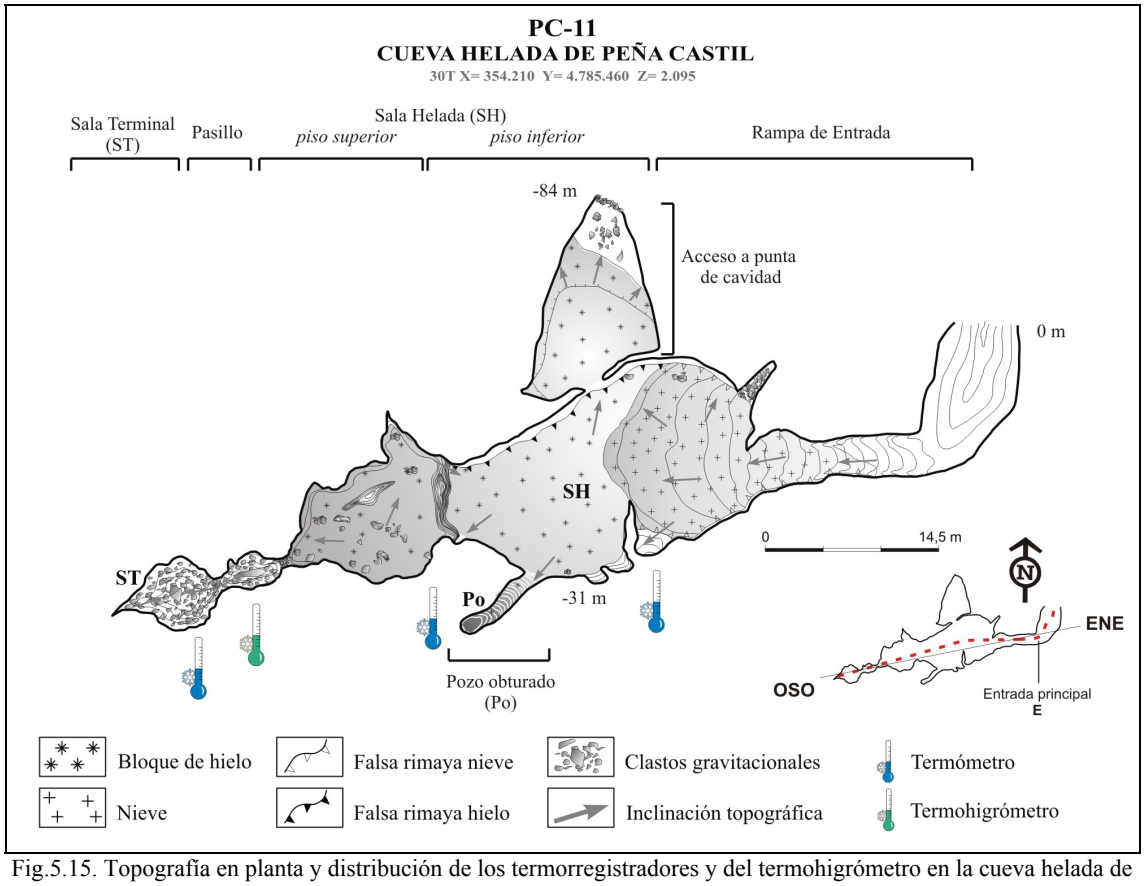


Fig.5.15. Topografía en planta y distribución de los termorregistradores y del termohigrómetro en la cueva helada de Peña Castil. Uno de los termorregistradores se instaló en la Sala Helada (SH), el segundo de ellos en el pozo lateral obturado (Po) y el tercero en la Sala Terminal (ST). El termohigrómetro fue ubicó en el pasillo que une las salas heladas con la sala terminal.

5.3.1.1.- Temperaturas.

Los primeros estudios climáticos de las cuevas heladas en Picos de Europa, presentados en estudios recientes, versan precisamente sobre las condiciones térmicas de la cueva helada de Peña Castil (Gómez Lende et al., 2011, 2013; Gómez Lende y Serrano, 2012b, 2012c; Berenguer et al., 2014). El hecho de ser los primeros, consecuentemente, refleja una falta de análisis y registros endoclimáticos previos que ayuden a consensuar

tendencias temporales de manera taxativa. Sin embargo, durante los años de investigación se han determinado ciertos caracteres y pautas en su caracterización térmica que se exponen a continuación.

Conviene resaltar previamente que se ha optado por agrupar los datos en series temporales de un año desde el momento exacto en el que se instalaron los termómetros, con el fin de tener las series más completas y largas posibles. Por eso, para el caso de la cueva de Peña Castil, las series comienzan en el mes de octubre; mientras que, sin embargo, para las de Verónica y Altáiz lo hacen en los meses de agosto[5].

a) Comportamiento térmico general

Temperaturas medias, temperaturas absolutas y amplitudes térmicas

La cueva helada de Peña Castil se caracteriza por tener unas temperaturas medias anuales ($T_{ma.int}$) por debajo de los 0ºC en sus tres estancias principales para los tres años registrados. Apenas existen diferencias entre los años controlados, moviéndose sus medias máximas y mínimas entre los 0,10 y -1,08ºC; y con una diferencia con respecto a las temperaturas medias anuales estimadas para el exterior de la cavidad ($T_{ma.ext}$) de 2ºC aproximadamente. Las temperaturas medias por estancias para el periodo 2010-2013 son de -0,91ºC para la Sala Helada (SH); -0,85ºC para el Pozo Obturado (Po); y -0,31ºC para la Sala Terminal (ST) (fig.5.26).

En términos absolutos las temperaturas mínimas ($T_{mín.abs}$) alcanzan los -7,5 ºC, registrados en la madrugada del 4 de febrero de 2012 en la SH; con máximas ($T_{máx.abs}$) que no sobrepasan en ningún caso los 2,5ºC, registrados en varias ocasiones en la ST (el 24, 27 y 28 de octubre de 2011; y el 2 y 3 de noviembre de 2011). Lo que deja una oscilación térmica anual absoluta (ΔT_{abs}) de tan sólo 8,5ºC, y nos da ya una primera idea del carácter genéricamente estabilizado que se da en la cavidad. Sobre todo si se compara con la $\Delta T_{abs.ext}$ que se da en la boca de entrada que puede llegar a alcanzar los 31,27ºC (fig.5.27).

[5] Un más fácil acceso a la cueva helada de Peña Castil hace posible su estudio en diferentes épocas del año; mientras que las otras dos requieren de determinadas épocas del año para su estudio, ya sea por encontrarse la menor cantidad de nieve posible para poder acceder a ellas, como por motivos puramente logísticos inherentes a la propia exploración espeleológica de la alta montaña de Picos de Europa. Por eso el trabajo en las mismas se restringe a aquellas épocas estivales fundamentalmente.

Temperaturas Medias Mensuales (Tmm) CH Peña Castil (ºC) 2010-2013

	SH	Po	ST	Ext.PC*
oct.-10	-0,05	0,00	0,49	2,44
nov.-10	-1,03	-0,69	-0,20	-1,75
dic.-10	-2,26	-1,86	-1,62	-3,13
ene.-11	-1,85	-1,39	-1,31	-3,36
febr.-11	-2,14	-1,56	-1,83	-1,61
marz.-11	-1,93	-1,15	-1,19	-1,16
abr.-11	-0,92	-0,29	-0,50	4,13
may.-11	-0,50	0,00	-0,50	4,41
jun.-11	-0,50	0,00	-0,50	5,58
jul.-11	-0,18	0,00	-0,50	5,88
ago.-11	0,00	0,00	0,02	9,07
sept.-11	0,00	0,00	0,02	8,26
oct.-11	0,00	*n.d.*	1,67	6,37
nov.-11	-0,01	*n.d.*	1,39	2,12
dic.-11	-0,63	*n.d.*	0,17	-1,31
ene.-12	-0,90	*n.d.*	-0,23	-2,26
feb.-12	-3,45	-2,35	-3,03	-5,27
mar.-12	-1,53	-1,05	-1,08	0,95
abr.-12	-1,59	-1,02	-1,11	-2,50
may.-12	-0,77	-0,23	0,20	4,85
jun.-12	-0,13	-0,23	0,50	6,68
jul.-12	0,00	*n.d.*	0,83	7,46
ago.-12	0,00	*n.d.*	1,34	9,45
sept.-12	0,00	*n.d.*	1,50	6,09
oct.-12	*n.d.*	*n.d.*	*n.d.*	3,66
nov.-12	-0,54	*n.d.*	*n.d.*	-0,34
dic.-12	-0,86	*n.d.*	*n.d.*	-0,99
ene.-13	-1,22	*n.d.*	*n.d.*	-1,92
feb.-13	-2,71	*n.d.*	*n.d.*	-4,94
mar.-13	-2,08	*n.d.*	*n.d.*	-2,34
abr.-13	-1,44	*n.d.*	*n.d.*	-0,86
may.-13	-1,12	*n.d.*	*n.d.*	-0,65
jun.-13	-0,49	*n.d.*	*n.d.*	4,65
jul.-13	0,00	*n.d.*	*n.d.*	10,78
ago.-13	0,00	*n.d.*	*n.d.*	8,31
sept.-13	0,00	*n.d.*	*n.d.*	8,20

Temperaturas (ºC)

2010-2011		SH	Po	ST	Ext.PC*
anual	T_{ma}	-1,02	-0,63	-0,72	2,45
mensual	T_{mm} máx.	0,00	0,00	0,49	9,07
	T_{mm} mín.	-2,26	-1,86	-1,83	-3,36
	ΔT_{mm}	*2,26*	*1,86*	*2,32*	*12,43*
absoluta	T_{abs} máx.	0	0	2	19,32
	T_{abs} mín.	-4	-3	-4	-10,38
	ΔT_{abs}	*4*	*3*	*6*	*29,7*

2011-2012		SH	Po	ST	Ext.PC*
anual	T_{ma}	-0,80	-1,08	0,10	2,65
mensual	T_{mm} máx.	0,00	-2,35	1,67	9,45
	T_{mm} mín.	-3,45	-0,23	-3,03	-5,27
	ΔT_{mm}	*3,45*	*2,58*	*4,7*	*14,72*
absoluta	T_{abs} máx.	0	0	2,5	18,58
	T_{abs} mín.	-7,5	-4,5	-6	-11,95
	ΔT_{abs}	*7,5*	*4,5*	*8,5*	*30,53*

2012-2013		SH	Po	ST	Ext.PC*
anual	T_{ma}	-0,90	*n.d.*	*n.d.*	2,29
mensual	T_{mm} máx.	0,00	*n.d.*	*n.d.*	10,78
	T_{mm} mín.	-2,71	*n.d.*	*n.d.*	-4,94
	ΔT_{mm}	*2,71*	*n.d.*	*n.d.*	*15,72*
absoluta	T_{abs} máx.	0	*n.d.*	*n.d.*	18,12
	T_{abs} mín.	-5	*n.d.*	*n.d.*	-10,59
	ΔT_{abs}	*5*	*n.d.*	*n.d.*	*28,71*

2010-2013		SH	Po	ST	Ext.PC*
anual	T_{ma}	-0,91	-0,85	-0,31	2,46
mensual	T_{mm} máx.	0,00	0,00	1,67	10,78
	T_{mm} mín.	-3,45	-2,35	-3,03	-5,27
	ΔT_{mm}	*3,45*	*2,35*	*4,7*	*16,05*
absoluta	T_{abs} máx.	0	0	2,5	19,32
	T_{abs} mín.	-7,5	-4,5	-6	-11,95
	ΔT_{abs}	*7,5*	*4,5*	*8,5*	*31,27*

Tabla 5.12. T_{mm} en la CH. Peña Castil 2010/13. SH, Sala Helada; Po, Pozo obturado; ST, Sala Terminal; Ext. PC, entrada exterior de Peña Castil; *n.d*, no datos. *Temperaturas estimadas con la aplicación del gradiente térmico desde la EMA La Caballar. Las máximas y mínimas del exterior de la cavidad se corresponden con las máximas y mínimas de las T_{md} estimadas. Las máximas y mínimas del interior son registros absolutos. La T_{ma}, así como $T_{máx}$ y $T_{mín}$ de Po para los años 2010/11 y 2011/12 están condicionados por la falta de datos.

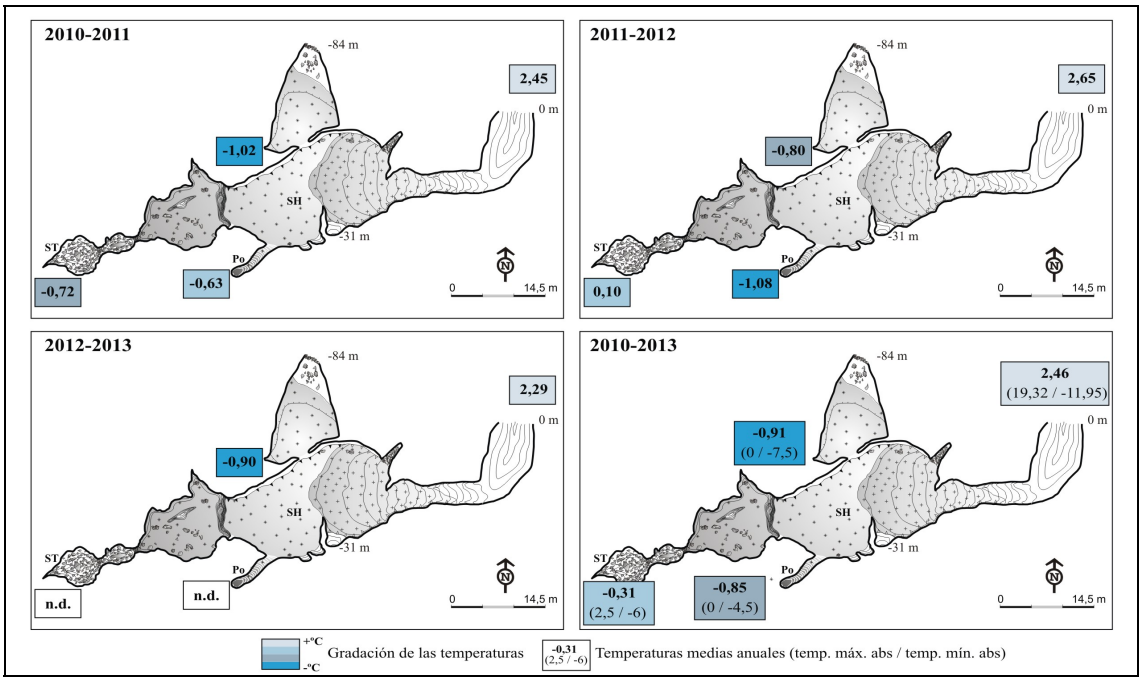


Fig.5.16. T_{ma} en la CH. Peña Castil y T_m para el periodo 2010-2013.

Temperaturas mensuales

Las T_{ma} por debajo de los 0ºC en el interior de la cavidad se traducen en T_{mm} por debajo del dicho umbral. Para el caso de la SH ningún mes sobrepasa dicha cifra, al igual que en el caso del Po. La cosa varía ligeramente para el caso de las T_{mm} de la ST, con 11 de los 24 meses entre octubre de 2010 y 2011 en los que se superó la media mencionada[6] y, en algunos casos, con temperaturas positivas rondando el grado y medio positivo (octubre, noviembre, agosto y septiembre de 2011).

De forma general se aprecia en el gráfico adjunto (fig.5.17) la evolución de las T_{mm} con unos regímenes oscilatorios variables en función de que nos encontremos en una estación del año u otra. De tal manera, durante los meses más cálidos las temperaturas de la cavidad se comportan más homogéneamente, con oscilaciones nulas o prácticamente nulas, mientras que durante los meses fríos las temperaturas experimentan mayores variaciones. Para el caso de la SH y el Po en ningún momento sobrepasan los 0ºC, mientras que en la ST además de sobrepasarlo mantiene, comparativamente con respecto a las otras dos estancias, oscilaciones mayores en muchos de los meses. Tendencias estas bastante distantes de las seguidas en el exterior de la cavidad (fig.5.17).

[6] El no funcionamiento durante el último año del termómetro instalado en esta sala impidió tener una serie completa de todos los años. Al igual que ocurrió con los termómetros instalados en el Po.

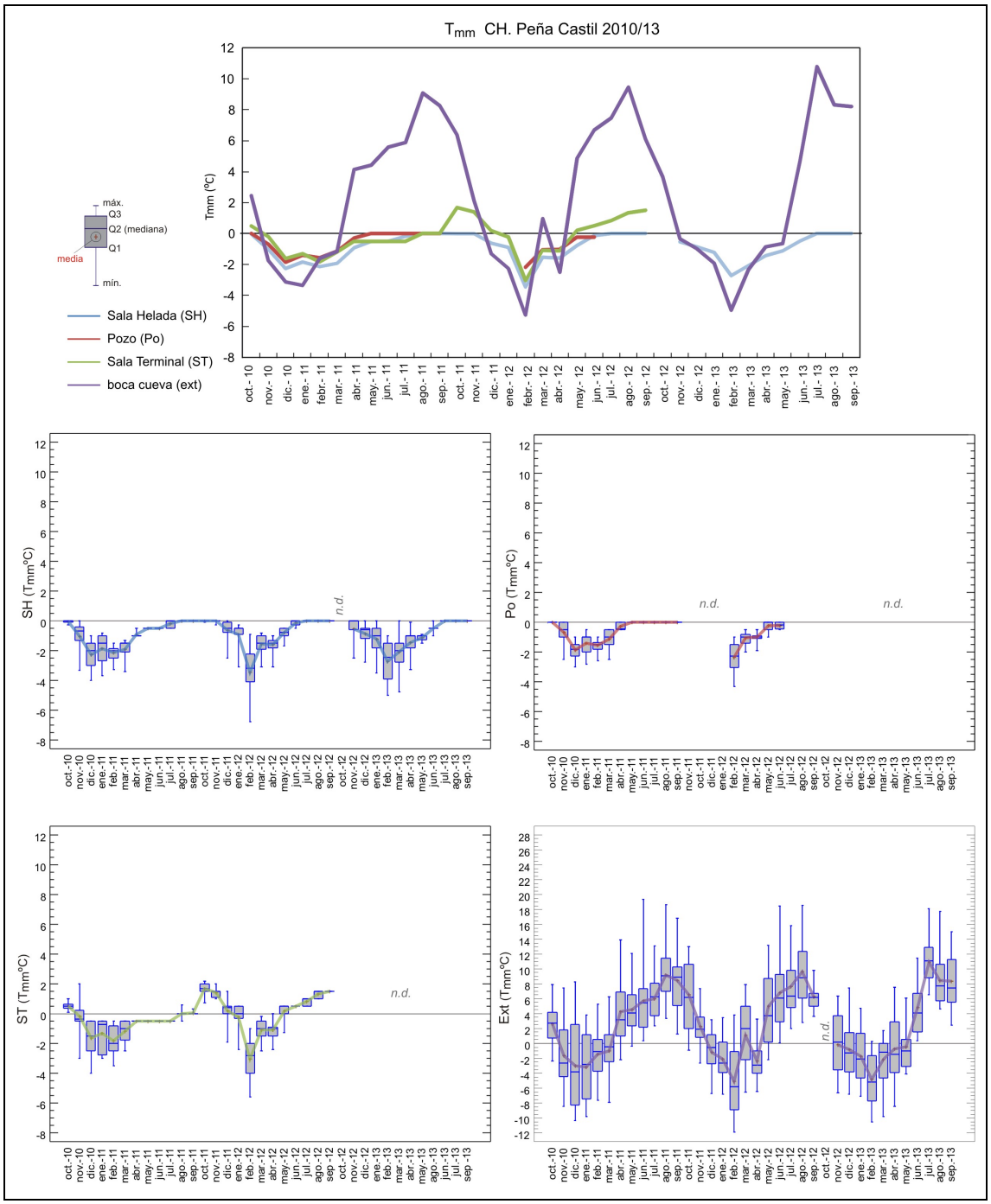


Fig.5.17. T_{mm} en la CH. Peña Castil 2010/13 con las desviaciones típicas por estancias y en el exterior.

Los meses más fríos también sufren variaciones dentro de cada una de las estancias, pero es por lo general el mes de febrero el que suele ser el más frío en cada año y en cada una de salas controladas (fig.5.13). Además es el mes en que se registraron las T_{mm} más frías de todo el periodo investigado tanto dentro (en la SH) como fuera de la cavidad: con -3,45ºC y-5,27ºC respectivamente.

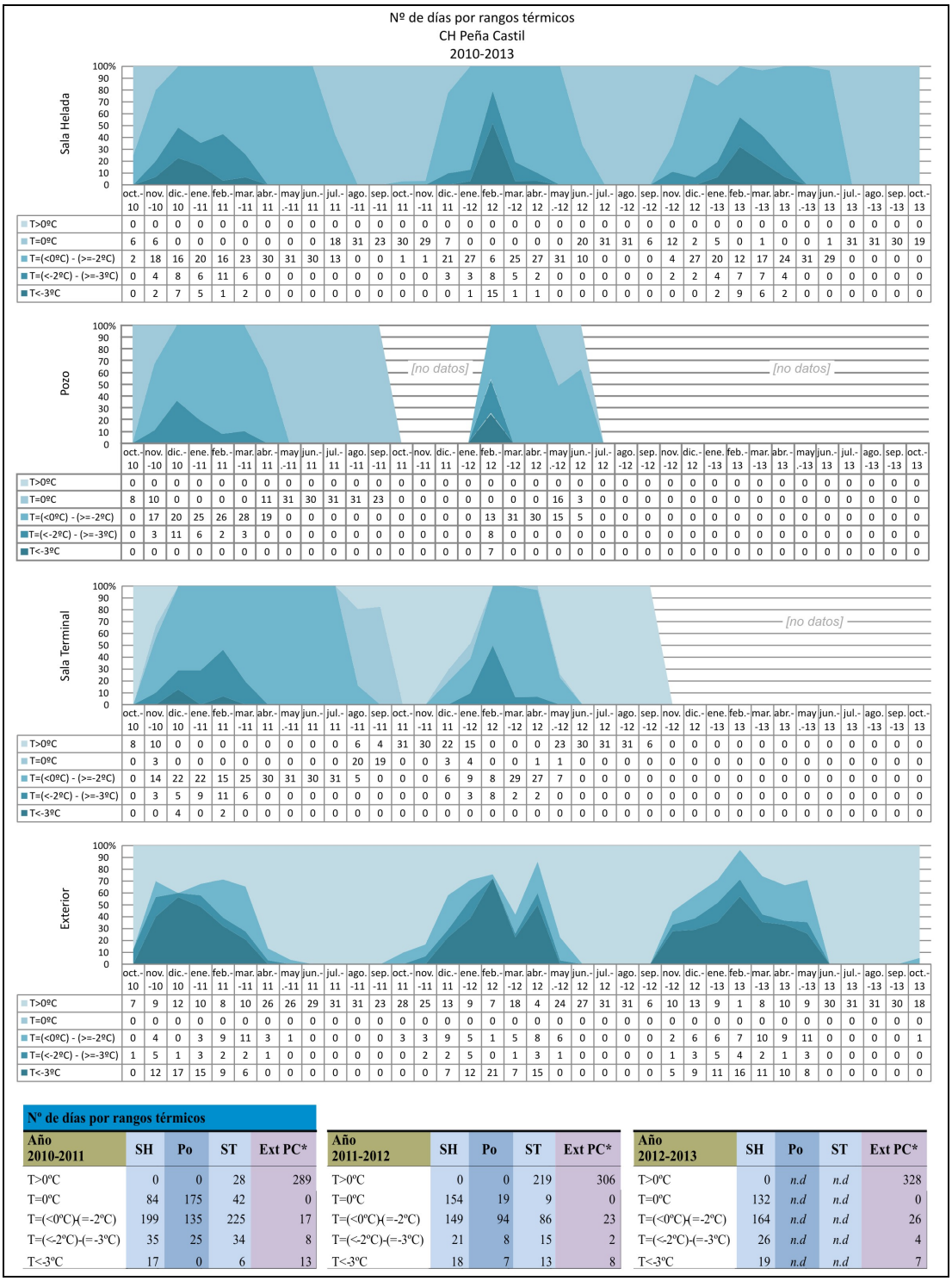
Comparativa meses más fríos en CH. Peña Castil (ºC)					
		SH	*Po*	*ST*	*Exterior*
Año 2010-11	*1º)*	dic'10 (-2,26)	dic'10 (-1,86)	feb'11 (-1,83)	ene'11 (-3,36)
	2º)	feb'11 (-2,14)	feb'11 (-1,56)	dic'10 (-1,62)	dic'10 (-3,13)
	3º)	marz'11 (-1,93)	ene'11 (-1,39)	ene'11 (-1,31)	nov'10 (-1,75)
Año 2011-12	*1º)*	feb'12 (-3,45)	feb'12 (-2,35)	feb'12 (-3,03)	feb'12 (-5,27)
	2º)	abr'12 (-1,59)	marz'12 (-1,05)	abr'12 (-1,11)	abr'12 (-2,50)
	3º)	marz'12 (-1,53)	abr'12 (-1,02)	marz'12 (-1,08)	ene'12 (-2,26)
Año 2012-13	*1º)*	feb'13 (-2,71)	n.d	n.d	feb'13 (-4,94)
	2º)	marz'13 (-2,08)	n.d	n.d	mar'13 (-2,34)
	3º)	abr'13 (-1,44)	n.d	n.d	ene'13 (-1,92)

Tabla 5.13. Los tres meses más fríos por año en las distintas estancias de la CH Peña Castil y la boca de entrada. Resaltado en tonos azules están los meses más fríos del periodo 2010-2013.

Las T_{mm} más cálidas no suelen sobrepasar los 0ºC, fundamentalmente en la SH y en el Po; aunque con ligeros matices según la estancia de la cueva en la que nos encontremos. Así como en las salas mencionadas se da frecuentemente una homotermia en torno a los 0ºC durante los meses estivales, con alguno de los años en que también se han dado T_{mm}=0ºC en octubre (año 2011); en la estancia ST, sin embargo, las $T_{mm}\geq$0ºC se han dado heterotérmicamente desde agosto hasta diciembre para el año 2011 y desde mayo para el año 2012, llegando a alcanzar incluso T_{mm} de 1,67ºC (ver fig.5.12). La estimación de las $T_{mm.ext}$ refleja que son los meses de agosto los más cálidos en los años 2011 y 2012 con 9,07ºC y 9,45ºC respectivamente; y julio del 2013 con 10,78ºC (ver fig.5.12).

Distribuciones por rangos térmicos

La distribución de las T_{md} por rangos térmicos muestra como la gran mayoría de los días del año las temperaturas se encuentran entre los 0 y -3ºC. Las bajadas de temperatura en el interior de la cavidad responden a entradas de aire no muy frío, con T_{md}<-3ºC poco representativas, por tanto, y de escasa duración centradas en los meses de febrero en las salas SH y Po, y prácticamente inexistentes en la ST. De forma comparativa, es la SH la que se encuentra más fría y durante más días al año, manteniéndose además en dicha sala prácticamente un número similar de días con T_{md}< -3ºC a lo largo de los tres años. Los meses de febrero de los dos últimos años es donde se concentra más frío y con un mayor porcentaje de días, a excepción del año 2010 en el que se concentraron en el mes de diciembre, aunque con un pico secundario de frío durante febrero (15 días para febrero de 2013, 9 para febrero de 2012 y 7 para diciembre de 2010). Cifras bastante mayores que en el resto de la cavidad.



Sala Helada	oct.-10	nov.-10	dic.-10	ene.-11	feb.-11	mar.-11	abr.-11	may.-11	jun.-11	jul.-11	ago.-11	sep.-11	oct.-11	nov.-11	dic.-11	ene.-12	feb.-12	mar.-12	abr.-12	may.-12	jun.-12	jul.-12	ago.-12	sep.-12	nov.-12	dic.-12	ene.-13	feb.-13	mar.-13	abr.-13	may.-13	jun.-13	jul.-13	ago.-13	sep.-13	oct.-13
T>0ºC	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T=0ºC	6	6	0	0	0	0	0	0	0	18	31	23	30	29	7	0	0	0	0	0	20	31	31	6	12	2	5	0	1	0	0	1	31	31	30	19
T=(<0ºC) - (>=-2ºC)	2	18	16	20	16	23	30	31	30	13	0	0	1	1	21	27	6	25	27	31	10	0	0	0	4	27	20	12	17	24	31	29	0	0	0	0
T=(<-2ºC) - (>=-3ºC)	0	4	8	6	11	6	0	0	0	0	0	0	0	0	3	3	8	5	2	0	0	0	0	0	2	2	4	7	7	4	0	0	0	0	0	0
T<-3ºC	0	2	7	5	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	15	1	1	0	0	0	0	0	0	0	2	9	6	2	0	0	0	0	0	0

Pozo	oct.-10	nov.-10	dic.-10	ene.-11	feb.-11	mar.-11	abr.-11	may.-11	jun.-11	jul.-11	ago.-11	sep.-11	oct.-11	nov.-11	dic.-11	ene.-12	feb.-12	mar.-12	abr.-12	may.-12	jun.-12	jul.-12	ago.-12	sep.-12	nov.-12	dic.-12	ene.-13	feb.-13	mar.-13	abr.-13	may.-13	jun.-13	jul.-13	ago.-13	sep.-13	oct.-13
T>0ºC	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T=0ºC	8	10	0	0	0	0	11	31	30	31	31	23	0	0	0	0	0	0	16	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T=(<0ºC) - (>=-2ºC)	0	17	20	25	26	28	19	0	0	0	0	0	0	0	0	0	13	31	30	15	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T=(<-2ºC) - (>=-3ºC)	0	3	11	6	2	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T<-3ºC	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Sala Terminal	oct.-10	nov.-10	dic.-10	ene.-11	feb.-11	mar.-11	abr.-11	may.-11	jun.-11	jul.-11	ago.-11	sep.-11	oct.-11	nov.-11	dic.-11	ene.-12	feb.-12	mar.-12	abr.-12	may.-12	jun.-12	jul.-12	ago.-12	sep.-12	nov.-12	dic.-12	ene.-13	feb.-13	mar.-13	abr.-13	may.-13	jun.-13	jul.-13	ago.-13	sep.-13	oct.-13
T>0ºC	8	10	0	0	0	0	0	0	0	0	6	4	31	30	22	15	0	0	0	23	30	31	31	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T=0ºC	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	20	19	0	0	3	4	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T=(<0ºC) - (>=-2ºC)	0	14	22	22	15	25	30	31	30	31	5	0	0	0	6	9	8	29	27	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T=(<-2ºC) - (>=-3ºC)	0	3	5	9	11	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	8	2	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T<-3ºC	0	0	4	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Exterior	oct.-10	nov.-10	dic.-10	ene.-11	feb.-11	mar.-11	abr.-11	may.-11	jun.-11	jul.-11	ago.-11	sep.-11	oct.-11	nov.-11	dic.-11	ene.-12	feb.-12	mar.-12	abr.-12	may.-12	jun.-12	jul.-12	ago.-12	sep.-12	nov.-12	dic.-12	ene.-13	feb.-13	mar.-13	abr.-13	may.-13	jun.-13	jul.-13	ago.-13	sep.-13	oct.-13
T>0ºC	7	9	12	10	8	10	26	26	29	31	31	23	28	25	13	9	7	18	4	24	27	31	31	6	10	13	9	1	8	10	9	30	31	31	30	18
T=0ºC	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T=(<0ºC) - (>=-2ºC)	0	4	0	3	9	11	3	1	0	0	0	0	3	3	9	5	1	5	8	6	0	0	0	0	2	6	6	7	10	9	11	0	0	0	0	1
T=(<-2ºC) - (>=-3ºC)	1	5	1	3	2	2	1	0	0	0	0	0	0	2	2	5	0	1	3	1	0	0	0	0	1	3	5	4	2	1	3	0	0	0	0	0
T<-3ºC	0	12	17	15	9	6	0	0	0	0	0	0	0	0	7	12	21	7	15	0	0	0	0	0	5	9	11	16	11	10	8	0	0	0	0	0

Nº de días por rangos térmicos

Año 2010-2011	SH	Po	ST	Ext PC*
T>0ºC	0	0	28	289
T=0ºC	84	175	42	0
T=(<0ºC)(=-2ºC)	199	135	225	17
T=(<-2ºC)-(=-3ºC)	35	25	34	8
T<-3ºC	17	0	6	13

Año 2011-2012	SH	Po	ST	Ext PC*
T>0ºC	0	0	219	306
T=0ºC	154	19	9	0
T=(<0ºC)(=-2ºC)	149	94	86	23
T=(<-2ºC)-(=-3ºC)	21	8	15	2
T<-3ºC	18	7	13	8

Año 2012-2013	SH	Po	ST	Ext PC*
T>0ºC	0	*n.d*	*n.d*	328
T=0ºC	132	*n.d*	*n.d*	0
T=(<0ºC)(=-2ºC)	164	*n.d*	*n.d*	26
T=(<-2ºC)-(=-3ºC)	26	*n.d*	*n.d*	4
T<-3ºC	19	*n.d*	*n.d*	7

Fig.5.18. T_{md} por nº de días por rangos térmicos en la CH. Peña Castil (2010-2013).

La distribución por rangos difiere en el caso de las $T_{md.ext}$, con una inmensa mayoría de días con medias por encima de los 0ºC. Holgadamente por encima de los 210 días/año, y ajustándose a lo ya presentado previamente en el mapa expuesto en la fig.5.5.

Por encima de 0ºC destaca un considerable mayor número de días en la ST durante el año 2011-2012, muy similar al número de días en el exterior de la cavidad (219 días en la ST y 306 en el ext.). Estos días se concentran mayoritariamente a finales de otoño y principios de invierno de 2011 (octubre, noviembre o diciembre) y en enero de 2012, y en última instancia son el reflejo del comportamiento térmico diferenciado de esta sala con respecto a las otras dos estancias. Comportamiento más parejo a las tendencias exteriores (fig.5.18).

b) Comportamientos térmicos temporales: dinámicas anuales y periodos térmicos

En función de lo expuesto hasta ahora se pueden distinguir dentro de la evolución térmica anual de la cueva helada de Peña Castil tres tipos de periodos térmicos principales:

Un primer periodo denominado *periodo abierto* en el que tanto las temperaturas de la cavidad como las exteriores se encuentran genéricamente por debajo de los 0ºC, aunque caracterizados por $T_{md.ext}<T_{md.int}$ (A en fig.5.19); continuado por un segundo periodo o *periodo transicional* en el que el aire frío cesa su entrada en la cavidad y las tendencias térmicas se van recuperando a distintos ritmos tanto en el interior como en el exterior de la cueva (Tr_A en fig.5.19); y un tercer periodo denominado *periodo cerrado* en el que las temperaturas exteriores, firmemente ya por encima de los 0ºC, y las de la cavidad, mantenidas en torno a los 0ºC ($T_{md.ext}>T_{md.int}$), mantienen comportamientos diferenciados e independientes (CA en fig.5.19).

En base al análisis de los datos térmicos obtenidos para el periodo de estudio 2010-2013 se detallan a continuación las características de cada uno de estos periodos, así como de las subdivisiones que se pueden hacer en algunos de ellos.

- *Periodo abierto (A)*

Dentro del periodo abierto se puede distinguir los siguientes subperiodos:

Subperiodo abierto A1: abarca aquellos meses en los que las T_{md} se encuentran por debajo de los 0ºC en el interior de la cavidad, y mayoritariamente por debajo también en el exterior, pero sin llegar a ser todavía las T_{md} más bajas. Tampoco las $T_{md.int}$ son muy elevadas, no superando casi nunca el umbral de 0ºC. Tal periodo comienza con la

entrada irregular de las primeras masas de aire frío a la cavidad, siendo entradas de aire frío menos intensas y de menor duración que las del subperiodo inmediatamente posterior. Previamente las temperaturas exteriores se han ido reduciendo pero no se da un dominio taxativo todavía del binomio $T_{ext}<T_{int}$. La temperatura media para todo el periodo oscila entre los 0ºC y los -0,8ºC, siguiendo una tendencia evolutiva descendente con oscilaciones marcadas (desviaciones típicas entre 0,2 y 0,6ºC) pero sin llegar a ser las máximas. La distribución de las T_{md} por rangos térmicos se reparte fundamentalmente entre los 0 y -3ºC, con algunos días por debajo de los -3ºC. Los valores máximos de las T_{md} pueden superar en alguna ocasión los 0ºC. Es por ello que se pueden experimentar durante este periodo ciclos de hielo/deshielo, pero tan sólo en algunos sectores de la cavidad (en la ST). La evolución comparativa entre las T_{ext} y T_{int} se puede calificar de buena ya que se da una sincronía aceptable entre las oscilaciones de ambas. La duración del periodo varía en función del año pudiéndose extender desde finales de noviembre hasta finales de enero.

Subperiodo abierto A2: durante este periodo las temperaturas se encuentran por debajo de los 0ºC en el interior de la cavidad, y mayoritariamente también en el exterior, al igual que en el caso anterior, pero con la salvedad de que aquí se alcanzan las T_{md} más bajas de todo el ciclo anual y la tendencia ya no es tan marcadamente descendente, sino que se mantiene en torno a los valores más bajos. La entrada de masas de aire frío marca la tónica dominante en el régimen térmico de la cavidad, siendo aquí entradas mucho más profundas y continuadas que en el subperiodo anterior, y pudiendo permanecer las T_{ext} más de un mes por debajo de 0ºC. Tal movimiento de masas de aire con diferentes densidades y temperaturas, tanto en éste como en el anterior subperiodo, suponen la activación de transferencias de energía calórica a lo largo de toda la cavidad por convección térmica (*efecto Balch*), de tal manera que las masas de aire más cálido ascienden hacia el techo y pozos verticales de la misma, siendo desplazadas en las partes inferiores de la cueva por masas de aire más frío y denso. El perfil evolutivo de las T_{int} es más irregular con flujos marcados de aire hacia el interior de la cavidad, y manifestándose en las oscilaciones más amplias de todo el año con desviaciones típicas cercanas a 1ºC. Durante este intervalo de tiempo la isoterma de 0ºC no se alcanza ni con las T_{md} más elevadas y es cuando se dan las mayores cantidades de días con $T_{md}<-3$ºC. La diferencia térmica entre el interior y exterior de la cavidad, nuevamente no excede de media los 0,5ºC, siendo más acusada entre la ST y el exterior que en el resto de la

cavidad. Los ritmos mantenidos tanto por las temperaturas exteriores como por las interiores mantienen una buena sincronía y, de forma general para todo el periodo abierto (A1+A2) y fundamentalmente referido para la SH por ser ésta donde se dan series de datos más completas, se mantiene una relativamente buena correlación con respecto a la evolución de las temperaturas exteriores, al menos en relación con las correlaciones del periodo cerrado, con índices de R^2=0,4 y 0,5 (véase fig.5.33). Los meses abarcados oscilan desde los inicios de diciembre y principios de febrero hasta mayo o junio.

- *Periodo Transicional (Tr_A):* tras el periodo abierto la entrada de aire frío al interior de la cavidad cesa, experimentando sus temperaturas un aumento paulatino hasta situarse en torno a los 0ºC. Las temperaturas dibujan una tendencia ascendente escalonada alejándose de la influencia térmica exterior que contrasta con la rapidez con la que descienden las mismas en los momentos en los que la tendencia es descendente. Se trata de un periodo de reequilibrio o rebalance de las temperaturas hacia un estado homotérmico motivado por la falta de influencia externa y durante el cual la cavidad se mantiene de forma genérica entre los 0 y -0,5ºC, mientras que las temperaturas exteriores, con marcadas oscilaciones, no bajan ya mayoritariamente de los 0ºC; y si lo hacen, lo hacen de forma esporádica y con escasa intensidad. Sin embargo, en la cavidad se mantiene un comportamiento bastante homogéneo con oscilaciones bajas en torno a los 0,2ºC en toda la cavidad. Durante este periodo no se dan las T_{md} frías extremas; pero tampoco se alcanzan todavía las máximas, no rebasando las $T_{md.máx}$ los 0,5ºC. El grueso de los días por rangos térmicos se sitúa siempre entre 0ºC y -2ºC, y nunca ya por debajo de los -2ºC. Durante este periodo la caída de las fluctuaciones térmicas y el aumento gradual de las mismas queda controlado por la inercia térmica desprendida tanto del calor acumulado en las paredes de la cavidad como en el propio bloque de hielo[7]. El gradiente térmico durante este periodo entre el interior y exterior de la cavidad ha ascendido considerablemente situándose de media por encima de los 5ºC, y la dinámica seguida, tanto por las temperaturas exteriores como por las interiores, acusan un paulatino aumento de desapego sincrónico. El periodo transicional en la cavidad se puede extender, dependiendo del año, entre principios de abril y principios de junio hasta mediados de junio y principios de julio.

[7] Coherente a lo señalado para los comportamientos térmicos de otras cavidades (Lismonde, 2002b; Morard et al., 2010a).

- *Periodo cerrado (C_A):* durante este periodo se alcanzan las temperaturas máximas tanto en el interior como en el exterior de la cavidad, aunque en el interior con una marcada tendencia homotérmica en torno a los 0ºC, o superándolos levemente pero sin apenas sobrepasar los 2ºC. Las T_{md} mínimas en el interior de la cueva se mantienen mayoritariamente a 0ºC también, con unas medias para todo el periodo que se sitúan entre 0 y 1ºC, y unas T_{ext} que nunca bajan de los 0ºC, salvo en ocasiones aisladas a finales de otoño. La transferencia de calor por convección térmica se paraliza como consecuencia de $T_{ext}>T_{int}$, provocando un prácticamente nulo movimiento de masas de aire en el interior de la cavidad, y haciendo funcionar a la cavidad de manera más estanca que durante el periodo abierto. Durante el periodo abierto la conducción térmica hacia el bloque de hielo proporcionada por el calentamiento de la roca gana protagonismo, fundamentalmente en la entrada y primera sala helada ya que es aquí donde se da una mayor exposición de luz solar. Las oscilaciones mantenidas en las distintas estancias de la cavidad son las menores que se dan en todo el ciclo anual siendo mayoritariamente nulas, a excepción de la ST en donde tan sólo oscilan 0,6ºC. Las escasas y poco intensas entradas de aire frío que se dan en este periodo, a mediados de otoño habitualmente, apenas tienen respuesta en el interior de la cavidad pudiéndose considerar nulas, y afectando sólo de manera puntual a aquellas zonas más cálidas de la misma (la sala ST). Por rangos térmicos en el interior de la cueva no se dan días por debajo de los 0ºC. En este episodio los contrastes térmicos entre el interior y exterior de la cavidad alcanzan sus valores máximos situándose la amplitud térmica en torno a los 7,5ºC. Además, se mantiene una correlación entre T_{ext} y T_{int} prácticamente nula, como muestran los índices de la SH muy próximos a $R^2=0$ (entre 0,001 y 0,04). Este periodo en la cueva helada de Peña Castil abarca los meses centrales del estío oscilando entre mediados de junio y principios de julio hasta principios de noviembre o diciembre.

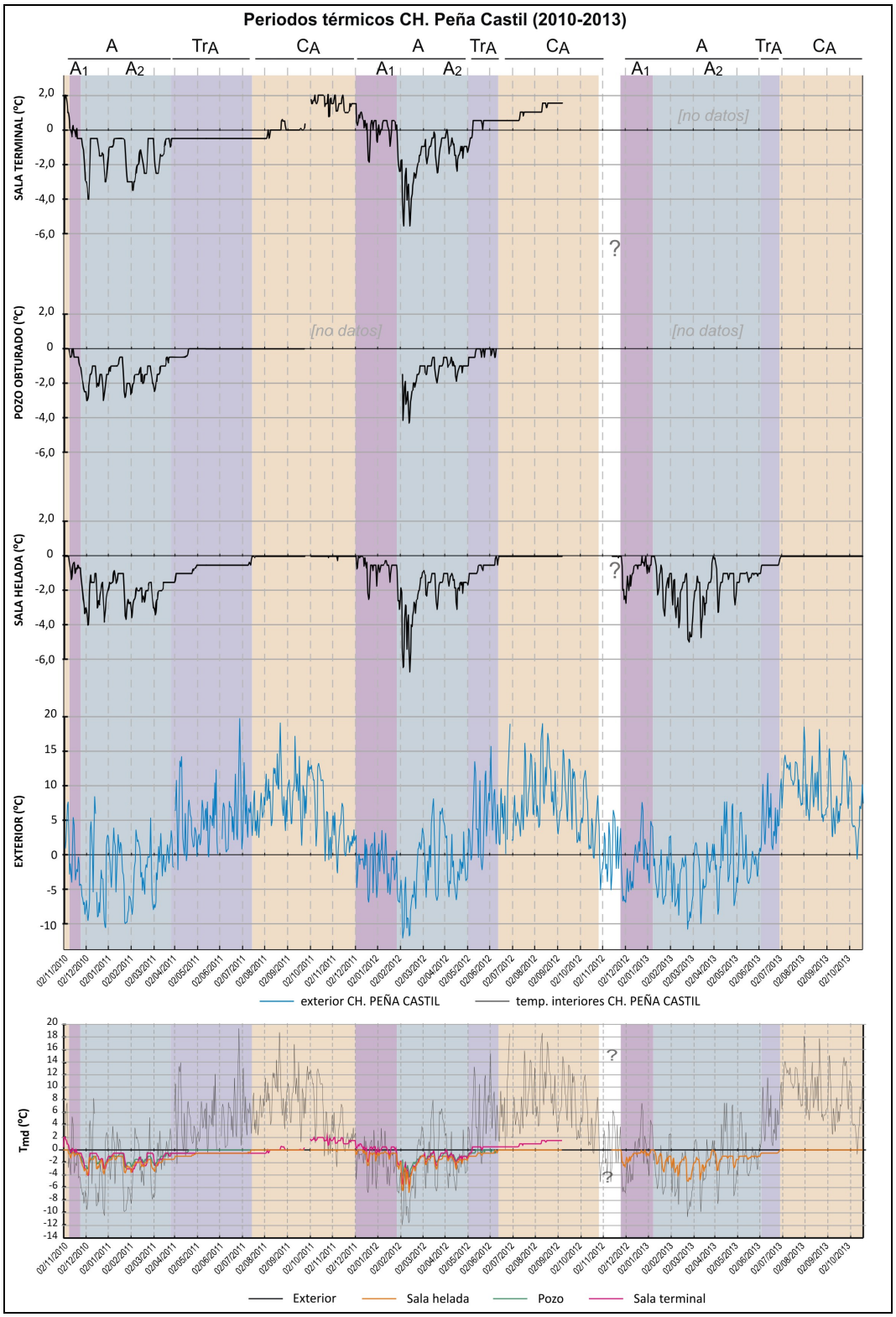


Fig.5.19. Periodos térmicos de la CH. de Peña Castil y desglosados por estancias (2010-2013)

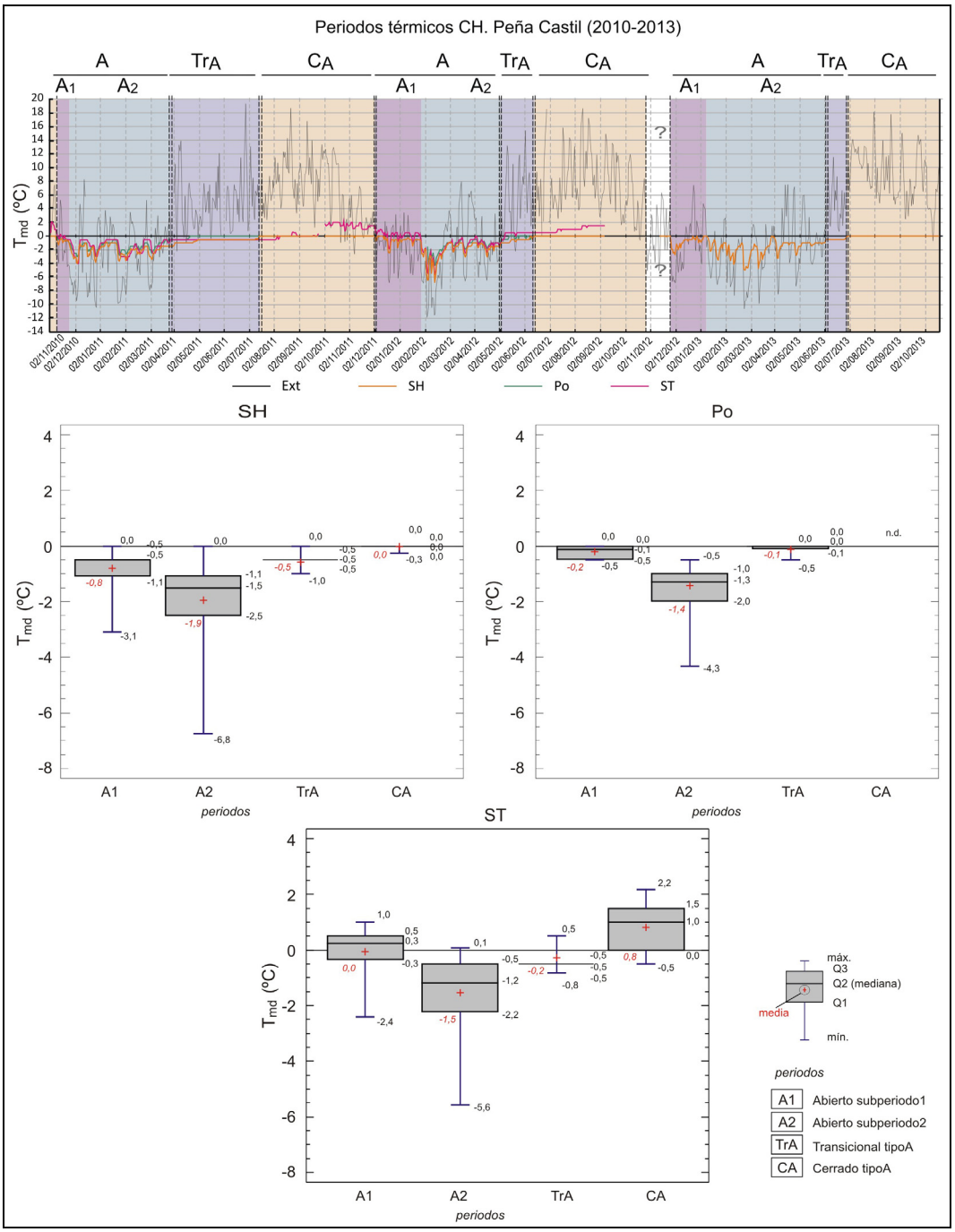


Fig.5.20. Periodos térmicos de la CH. de Peña Castil junto con diagramas de desviaciones (2010-2013)

	Media Tmd (ºC)				Desv.Strd. (σ)				Máx Tmd (ºC)				Mín Tmd (ºC)				Nº días T≤0ºC (%)			
	SH	Po	ST	Ext	SH	Po	ST	Ext	SH	Po	ST	Ext	SH	Po	ST	Ext	SH	Po	ST	Ext
periodo A1 (07/11/2010-14/11/2010)	-0,7	-0,2	0,0	0,0	0,3	0,2	0,4	3,5	-0,3	0,0	0,8	5,3	-1,3	-0,5	-0,4	-4	100	100	63	63
periodo A2 (15/11/2010-31/03/2011)	-2,0	-1,5	-1,4	-2,5	**0,8**	**0,7**	**1,0**	**4,2**	-0,5	-0,5	0,1	8,3	-4,0	-3,0	-4,0	-10	100	100	99	**70**
periodo TrA (01/04/2011-17/07/2011)	-0,6	-0,1	-0,5	5,1	0,2	0,2	0,0	4,0	0,0	0,0	-0,5	19,3	-1,0	-0,5	-0,5	-2	**100**	**100**	**100**	5
periodo CA (18/07/2011-01/12/2011)	0,0	0,0	0,7	6,6	0,0	0,0	0,9	4,4	0,0	0,0	2,2	18,7	-0,3	0,0	-0,5	-3	100	100	45	6
periodo A1 (02/12/2011-01/02/2012)	-0,8	n.d.	-0,1	-1,8	0,8	n.d.	0,9	2,8	0,0	n.d.	1,0	3,5	-3,1	n.d.	-2,4	-7	100	n.d.	42	66
periodo A2 (02/02/2012-02/05/2012)	-2,2	-1,4	-1,7	-1,9	**1,4**	**0,8**	**1,3**	**4,8**	-0,8	-0,5	0,0	8,0	-6,8	-4,3	-5,6	-12	**100**	**100**	**100**	**67**
periodo TrA (03/05/2012-11/06/2012)	-0,6	-0,2	0,4	5,6	0,3	0,2	0,4	4,6	0,0	0,0	0,5	15,4	-1,0	-0,5	-0,8	-2	100	100	15	15
periodo CA (12/06/2012-29/10/2012)	0,0	n.d.	1,0	7,3	0,0	n.d.	0,4	4,6	0,0	n.d.	1,5	18,6	0,0	n.d.	0,5	-5	100	n.d.	0	4
periodo A1 (26/11/2012-09/01/2013)	-0,9	n.d.	n.d.	-1,1	0,7	n.d.	n.d.	3,7	0,0	n.d.	n.d.	7,4	-2,8	n.d.	n.d.	-7	100	n.d.	n.d.	60
periodo A2 (10/01/2013-03/06/2013)	-1,8	n.d.	n.d.	-2,0	**1,1**	n.d.	n.d.	**3,8**	0,0	n.d.	n.d.	7,5	-5,0	n.d.	n.d.	-11	**100**	n.d.	n.d.	**76**
periodo TrA (04/06/2013-29/06/2013)	-0,5	n.d.	n.d.	5,0	0,1	n.d.	n.d.	3,0	-0,1	n.d.	n.d.	11,5	-0,5	n.d.	n.d.	1	100	n.d.	n.d.	0
periodo CA (30/06/2013-19/10/2013)	0,0	n.d.	n.d.	8,6	0,0	n.d.	n.d.	3,7	0,0	n.d.	n.d.	18,1	0,0	n.d.	n.d.	-1	100	n.d.	n.d.	1

2010-2013	Media Tmd (ºC)				Desv.Strd. (σ)				Máx Tmd (ºC)				Mín Tmd (ºC)				Nº días T≤ 0ºC (%)			
	SH	Po	ST	Ext	SH	Po	ST	Ext	SH	Po	ST	Ext	SH	Po	ST	Ext	SH	Po	ST	Ext
periodo A1	-0,8	-0,2	0,0	-1,0	0,6	0,2	0,6	3,3	0,0	0,0	1,0	7,4	-3,1	-0,5	-2,4	-6,9	100	100	52	63
periodo A2	-2,0	-1,4	-1,6	-2,1	**1,1**	**0,8**	**1,1**	**4,3**	0,0	-0,5	0,1	8,3	-6,8	-4,3	-5,6	-12,0	**100**	**100**	**100**	**71**
periodo TrA	-0,6	-0,1	-0,1	5,2	0,2	0,2	0,2	3,9	0,0	0,0	0,5	19,3	-1,0	-0,5	-0,8	-2,2	100	100	30	7
periodo CA	0,0	0,0	0,8	7,5	0,0	0,0	0,6	4,2	0,0	0,0	2,2	18,7	-0,3	0,0	-0,5	-5,0	100	100	22	3

+ºC
Gradación T_{md}
-ºC

Tabla 5.14. Temperaturas por periodos térmicos en la CH. de Peña Castil (2010-2013)

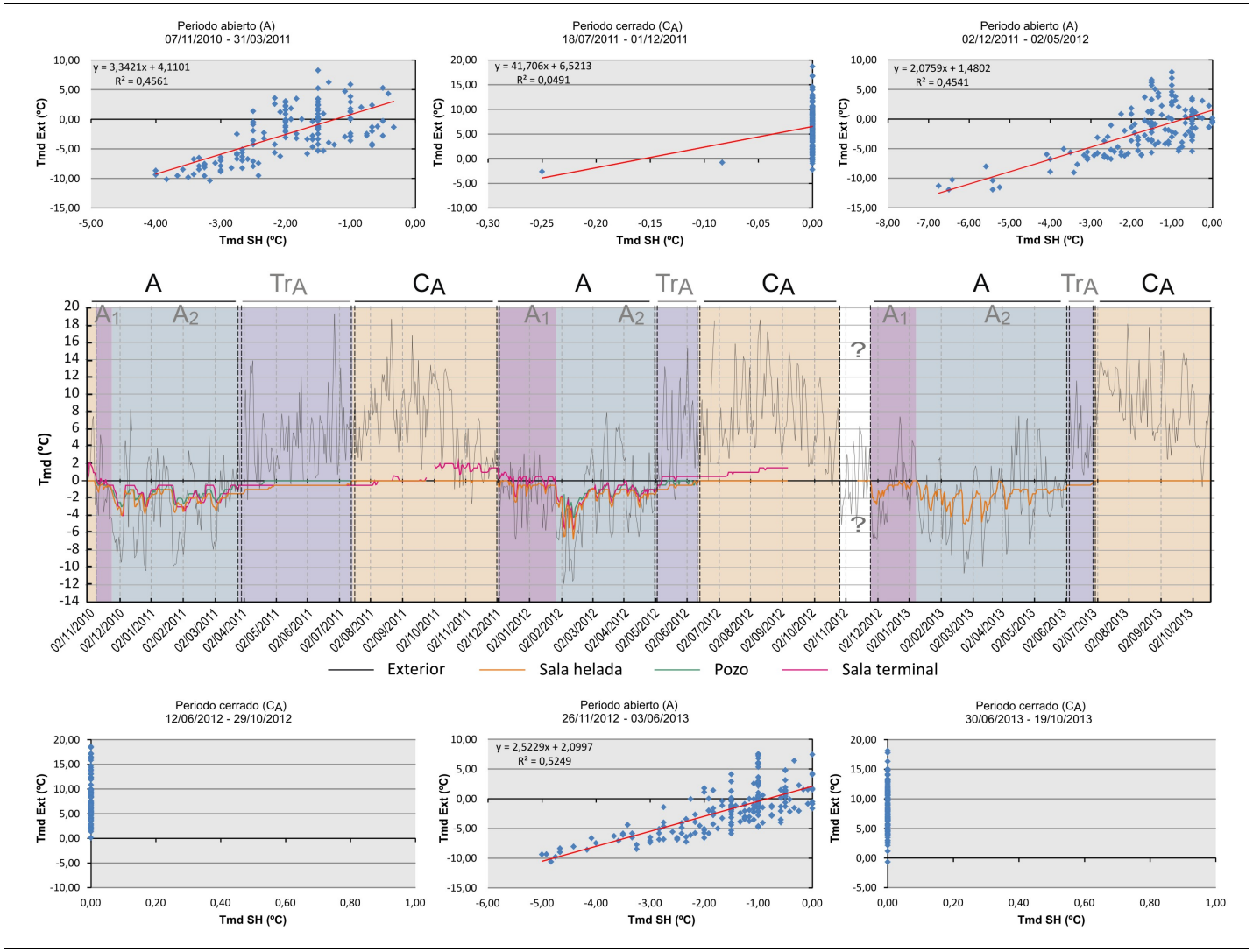
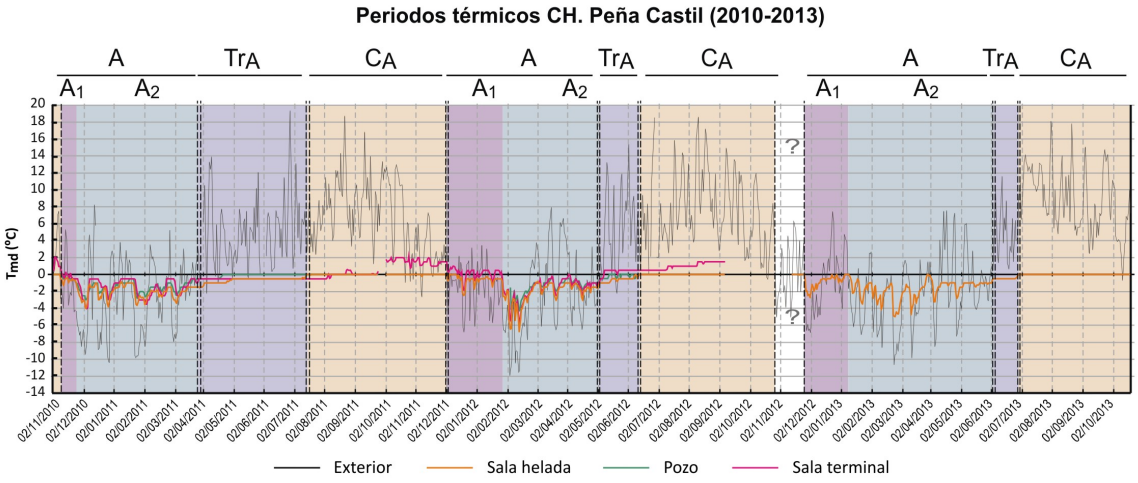


Fig.5.21. Correlaciones entre las T_{ext} y la SH de Peña Castil 2010-2013.

Dentro de este periodo cerrado, y en referencia a los últimos meses del mismo, los meses otoñales, cabría la posibilidad de distinguir un subperiodo ya que las temperaturas exteriores experimentan un descenso considerable con respecto a los meses centrales del periodo, pudiendo esporádicamente bajar del umbral de 0ºC. Pero no se da la suficiente intensidad de frío como para que se vea afectado de manera definitoria el interior de la cavidad, al menos las salas en las que se encuentra alojado el bloque de hielo, y por tanto no creemos oportuno hacer tal distinción.



Periodos térmicos en la CH. Peña Castil				
	A1	*A2*	*T_rA*	*C_A*
$T_{m\ Periodo}$	entre 0 y -1ºC	entre -1,5 y -2,0ºC	entre 0 y -0,5ºC	entre 0 y 1ºC
$T_{md\ int}$	<0ºC	<-1,5ºC	mayorit.≤0ºC	≥0ºC
$T_{md\ ext}$	mayorit.<0ºC	mayorit.<0ºC	>0ºC (puntualm.<0ºC)	>0ºC
$T_{md\ mín}$	mín. no alcanzada	mín. alcanzada (-6,8ºC)	mín. no alcanzada	mín. no alcanzada
$T_{md\ máx}$	máx. no alcanzada (mayorit.>0ºC)	máx. no alcanzada (siempre <0ºC)	máx. no alcanzada (hasta 0,5ºC)	máx. alcanzada (2,2ºC)
Estado térmico	heterotérmico	heterotérmico	homotérmico	homotérmico
Tendencia térmica	descenso escalonado	variable en torno a valores más bajos	ascenso escalonado	estable
Entradas de aire frío a la cavidad	de escasa intensidad y duración, en oleadas	intensas y de larga duración, en intensas oleadas	puntuales y de muy escasa intensidad, no hay oleadas de aire frío	no se da entrada de aire frío
Oscilaciones (σ)	grandes (0,2-0,6ºC)	máximas (>1ºC)	pequeñas (0,2ºC)	mínimas/nulas (0ºC)
Nºdías/rangos térmicos	entre 0 y -3ºC (puntualm.<-3ºC)	máx.concentración nºdías <-3ºC	mayorit. entre ≤0 y -2ºC (nunca <-2ºC)	nunca <0ºC
Gradiente Térmico (ΔT_{ext}-T_{int})	≤0,5ºC	≤0,5ºC (amplitud mín)	>5ºC	>7,5ºC (amplitud máx)
Dinámica térmica dependiente T_{ext}-T_{int}	buena	buena	mala	nula
Fechas	finales de nov.-finales de enero	inicios de dic.-mayo/junio	inicios de abril/junio-inicios de julio	inicios de julio-inicios de nov./dic.

Tabla 5.15. Cuadro resumen de los parámetros térmicos de cada periodo.

c) Comportamiento térmico espacial

Caracterización térmica espacial general

El comportamiento térmico de los distintos periodos que se acaban de diferenciar, y para las distintas salas controladas, mantiene índices de correlación bastante bajos con respecto a las evoluciones térmicas exteriores[8]. Así tenemos que para el periodo 2010-2013 las mejores correlaciones se dan en las estancias SH y Po, pero aún así son correlaciones que no superan R^2=0,6; mientras que en la ST se reduce la correlación a la mitad hasta R^2=0,3 (fig.5.22).

Una bajada en la correlación entre T_{int} y T_{ext} se traduce, en última instancia, y teniendo en cuenta que las primeras están en función de la evolución de las segundas, en un mayor distanciamiento térmico entre ellas y, por tanto, en temperaturas menos frías en los momentos en los que se dan $T_{ext}<T_{int}$ (por conducción del calor geotermal en el interior de la cavidad).

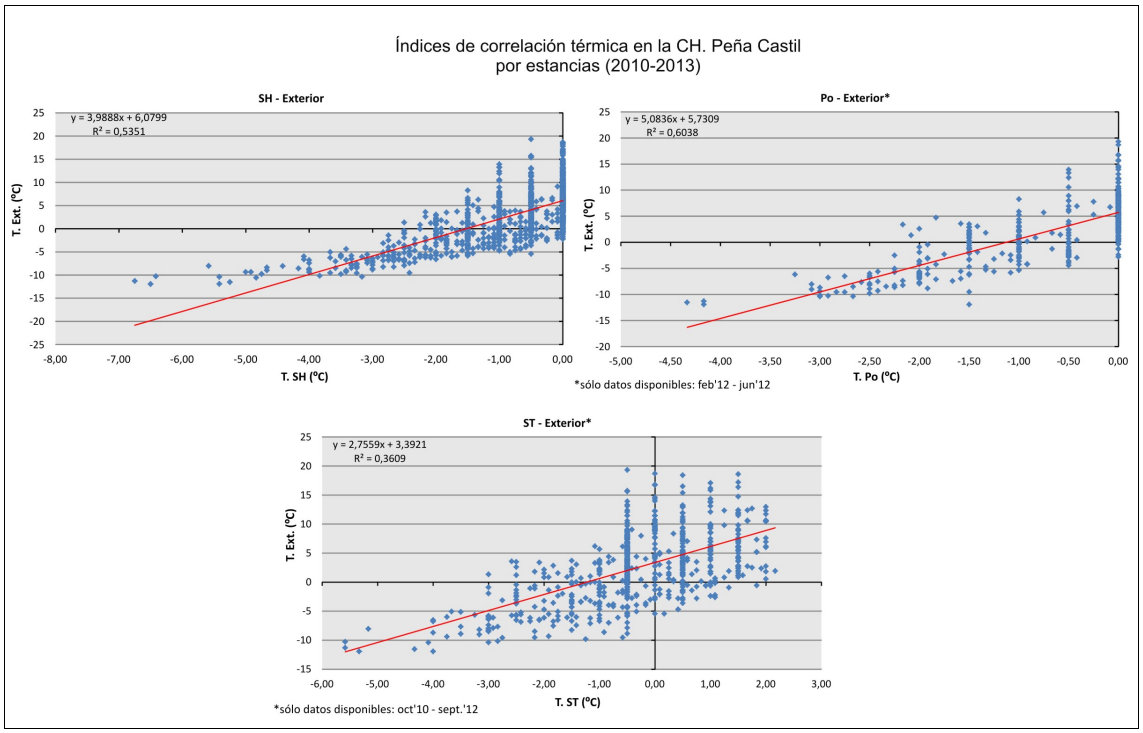


Fig.5.22. Correlaciones anuales entre las T_{md} de las distintas salas de CH Peña Castil y las T_{ext} (periodo oct'10-oct'13).

[8] Si bien se ha de especificar que las correlaciones pudieran ser mayores en el caso de que las temperaturas exteriores, en el lugar de corresponderse con estimaciones derivadas de la EMA más cercana, hubiesen sido tomadas in situ.

Ello se encuentra reflejado de forma gradual, y genéricamente a lo largo de la superficie de la cavidad a una altura de entre 1 y 2 m sobre el nivel de suelo (altura a la que se localizan los termómetros)[9], en una gradación ascendente de las temperaturas a medida que nos alejamos de la influencia climática externa, tanto en los periodos abiertos como en los cerrados.

Los mapas de temperaturas presentados en la fig.5.23 muestran dicha gradación a lo largo de toda la cavidad. En ellos se observa de manera generalizada (fig.5.23c) un incremento de las temperaturas a medida que nos acercamos a las últimas estancias de la cavidad, siendo máxima en la ST con una media de -0,3ºC, medio grado por encima de la media en el Po, y 0,6ºC más que en el caso de la SH. En las tres estancias controladas se dan medias diferentes siendo la SH la más fría. Hecho registrado tanto para los periodos abiertos (fig.5.23a), como para los periodos cerrados (fig.5.23b). En los periodos abiertos son las estancias más alejadas de la boca de entrada las más cálidas con -0,8ºC en la ST y en el Po. Dos posibles factores, cuando no la suma de los dos, se pueden barajar para su explicación: por un lado, un alejamiento con respecto al bloque de hielo les procuraría una menor influencia térmica del mismo, ya que ambas estancias están libres de hielo perenne; y por otro, y a falta de datos que lo puedan corroborar, estas dos estancias se verían expuestas a una mayor conducción calórica de las paredes de la cavidad lo que podría hacer que ligeramente subiesen sus temperaturas.

Durante los periodos cerrados sin embargo, y a pesar de ser de nuevo la ST la estancia más cálida de la cavidad con 0,8ºC, el Po y la SH se mantienen con 0ºC. Durante este tiempo las diferencias entre estancias se acentúan llegando a ser de 0,83ºC entre las primeras salas y la ST. La circulación del aire durante este periodo, como ya se ha visto, es prácticamente nula con la desaparición de las corrientes de aire convectivas características de los periodos abiertos y por tanto de las transferencias calóricas adventivas a lo largo de la cavidad. Ello procura, de forma generalizada en la SH y sus entornos más inmediatos, un estancamiento de las masas de aire en función de las distintas densidades haciendo que las temperaturas se vean sometidas a una homotermia producto de la influencia, en mayor medida al menos que durante los periodo abiertos, de la conducción calórica emitida por las paredes y el bloque de hielo. Pero

[9] Las variaciones verticales de temperatura en la cavidad a pesar de no estar cuantificadas, si se han podido observar a través del empleo de la cámara térmica (como más adelante se expondrá).

fundamentalmente de éste último, el cual ejercería una especie de buffer térmico con respecto a su entorno como ya se ha mostrado en estudios energéticos de otras cavidades (p.e. Luetscher, 2005; Piasecki et al., 2006; Perşoiu et al., 2009). Mientras que sin embargo en la ST la no influencia del bloque de hielo la hace estar sometida a una mayor heterogeneidad de sus temperaturas manteniendo oscilaciones sincrónicas con las T_{ext}. Para el Po la influencia térmica del bloque de hielo probablemente se vea difuminada debido a su nítida separación del mismo, pero aquí el hecho de configurarse endokársticamente en forma de un pequeño pozo obturado y encajado, y a una cota ligeramente inferior respecto al resto de las salas controladas, puede facilitar el estancamiento en él de masas de aire frío procurándole una falta del circulación termodinámica y un mantenimiento homotérmico en torno a los 0ºC.

Por otra parte, si se atiende a los gradientes térmicos mantenidos entre las distintas estancias de la cavidad y a las condiciones exteriores, se aprecia también una variación en función de la mayor o menor cercanía con respecto a la boca de entrada, y distinta en función del periodo en el que nos encontremos. Mientras que durante los periodos cerrados se dan amplitudes térmicas que sobrepasan los 7,5ºC de media, y es la ST la que manifiesta una menor amplitud con 6,6ºC. Durante los periodos abiertos se dan amplitudes mucho menores manteniéndose la mayor amplitud, sin embargo, en la ST con 0,8ºC (fig.5.23).

La amplitud térmica entre las medias mensuales más frías y las más cálidas (fig.5.23d) da una idea del dinamismo de las masas de aire de la cavidad. Dicho valor ya ha sido calculado para el estudio de otras cavidades con el fin de diferenciar tal dinamismo entre las distintas zonas climáticas de una cueva (Pulina, 1999; Piasecki, et al., 2006). En función de ello es la parte más interna de la cavidad la que experimenta un mayor contraste térmico a lo largo del periodo investigado con 4,7ºC entre su mes más frío y el más cálido, favoreciendo una dinámica mayor de sus masas aire, y el Po la parte de la cavidad con menor dinámica de aire con una amplitud térmica de 2,3ºC. Mientras, en la SH, junto con buena parte del corredor que la une con la ST, se puede hablar de una amplitud intermedia o transitoria entre ambos extremos con una amplitud de 3,4ºC. Tales dinámicas están en consonancia con las oscilaciones y desviaciones térmicas presentadas en la fig.5.21 y en la tabla 5.15.

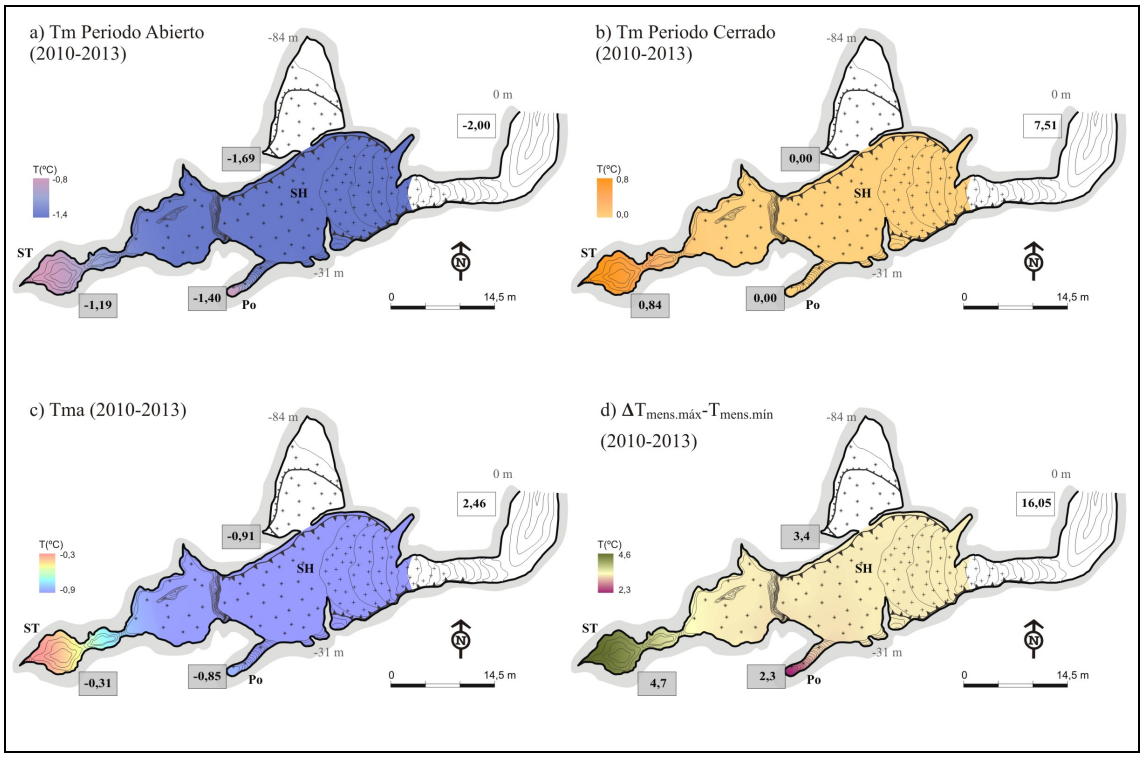


Fig.5.23. Mapas de temperaturas para la CH. de Peña Castil (2010-2013).

Particularidades térmicas espaciales

Pero a estas caracterizaciones térmicas zonales que se acaban de presentar se le suman una serie de matices a tener en cuenta. De forma concreta se puede observar como son las temperaturas de la ST las que manifiestan, si bien con un ritmo general bastante similar al resto de la cueva, algunos detalles que diferencian aún más su comportamiento:

1) Por un lado, en la ST se aprecian mayoritariamente temperaturas superiores a las que se dan en las otras dos estancias, con T_{md} que pueden rondar incluso los 2ºC. Esto se ha podido apreciar especialmente durante los periodos cerrados del año 2011/2012, aunque también de forma algo más leve a finales del periodo cerrado de 2010 (mes de octubre). Durante los periodos abiertos tales diferencias son más tenues, estando en torno a 1ºC las mayores. En estos periodos es sobre todo en los picos de mayor T_{md} cuando se aprecian mayores diferencias (fig.5.25b), no siendo tanta en los picos de frío (fig.5.24c). Dichas diferencias no se puede afirmar que constituyan una tendencia o patrón de comportamiento en la ST ya que sólo se han registrado en uno de los años estudiados. En el primer año apenas se dieron diferencias térmicas durante el periodo cerrado, salvo las ya señaladas para el mes de octubre; siendo las diferencias durante el periodo abierto

más similares a las que se dieron durante el mismo periodo del año siguiente (en torno a 0,5ºC de diferencia entre la ST y la SH).

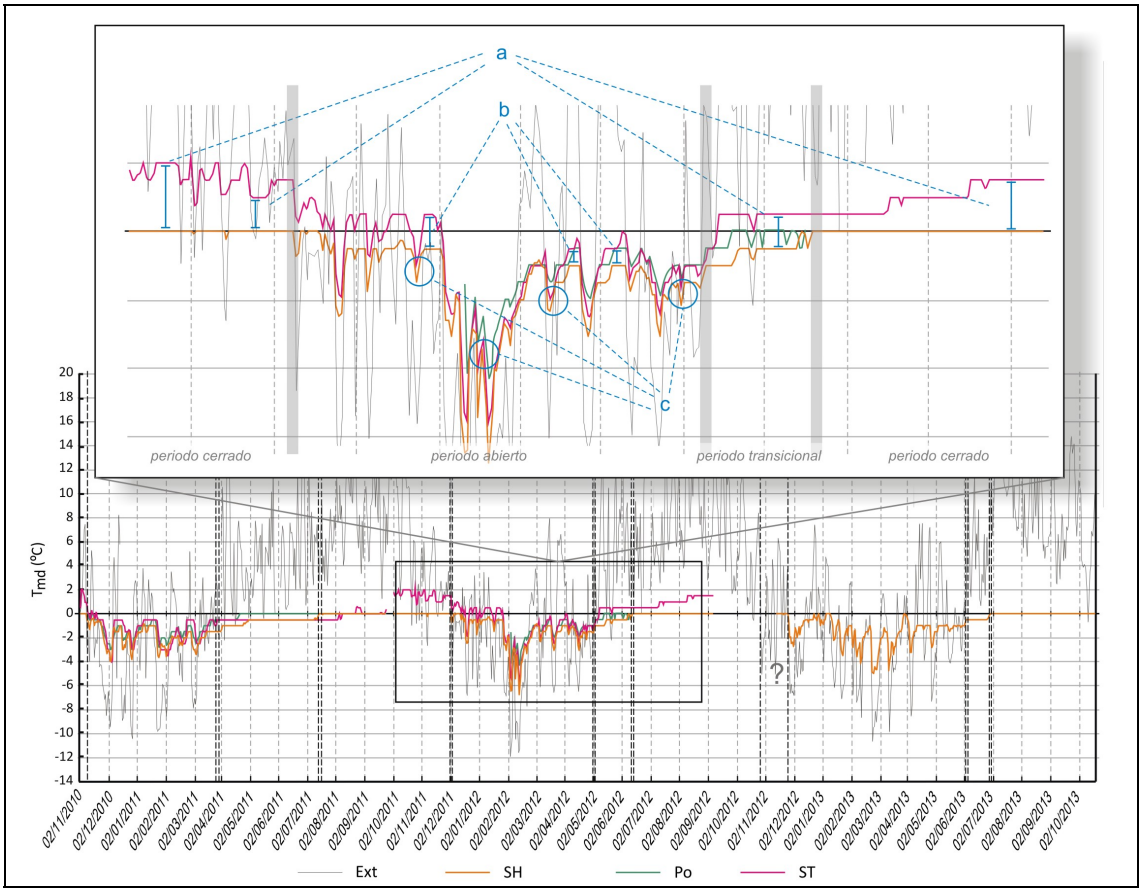


Fig.5.24. Diferencias espaciales en el interior de la cavidad: mayores temperaturas en la ST. a) diferencias máximas entre la ST y el resto de la cavidad durante los periodos cerrados; b) algo más tenues durante las máximas de los periodos abiertos; c) y menores durante las mínimas de los periodos abiertos.

2) Un segundo aspecto térmico diferenciado en la ST es el distinto comportamiento que tiene tanto a finales del periodo cerrado como en el periodo transicional. Mientras que en la SH y en el Po se mantiene una inmutable homotermia en torno a los 0ºC, para el primer caso, y una homotermia ascendente a intervalos escalonados para el segundo; en la ST se registran marcadas oscilaciones para el final del periodo cerrado (fig.5.25a) y un menor escalonamiento y una homotermia más estable para el periodo transicional (fig.5.25b). Esto nos indica de nuevo un comportamiento diferenciado de las térmicas en esta sala última, en la que parece que una mayor T_{md}, cercana a los 2ºC, hace que las primeras bajadas de temperatura otoñales, no tan fuertes como las de pleno invierno (periodo abierto), le afecten en mayor medida que al resto de la cavidad que se mantiene en T_{md} de 0ºC. En este aspecto la ST durante el periodo cerrado sí que mantiene una cierta influencia de las temperaturas exteriores, al contrario que el resto de la cavidad.

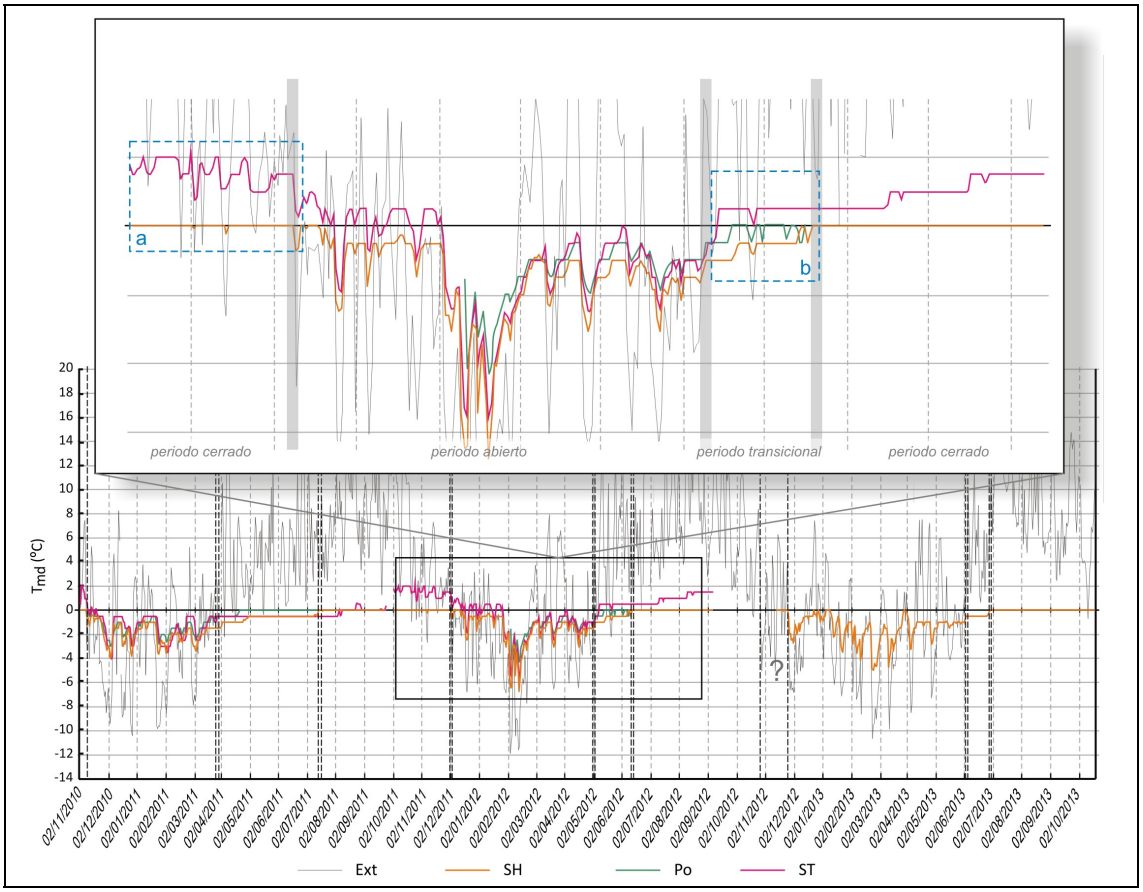


Fig.5.25. Diferencias espaciales en el interior de la cavidad: evolución térmica distinta en la ST. a) temperaturas medias de la ST con oscilaciones y superiores a la homotermia reinante en el resto de la cavidad a finales del periodo cerrado de 2011; b) temperaturas medias de la ST superiores aunque con menores oscilaciones que en el resto de la cavidad en el periodo transicional.

3) Dentro de la heterotermia caracterizadora de los periodos abiertos y transicionales, la ST registra momentos de una mayor homogeneidad relativa en comparación con el resto de la cavidad. Si se exceptúan los periodos cerrados, la ST no experimenta tantas oscilaciones como las estancias más cercanas a la influencia exterior (fig.5.26). Posiblemente, y de nuevo a falta de estudios geotérmicos que lo puedan corroborar, puede ser la energía geotérmica de la propia roca en la que se encaja la cavidad la responsable de que se atenúen tales oscilaciones en esos momentos. Al respecto, es durante estos periodos abiertos cuando parte del calor adventivo arrastrado por el flujo de aire se transmite y almacena por conducción térmica a las propias paredes de la cavidad enfriándose en mayor medida éstas cuanto más cerca de la entrada se encuentren, como Morard et al. (2010a) han observado en otras cavidades heladas.

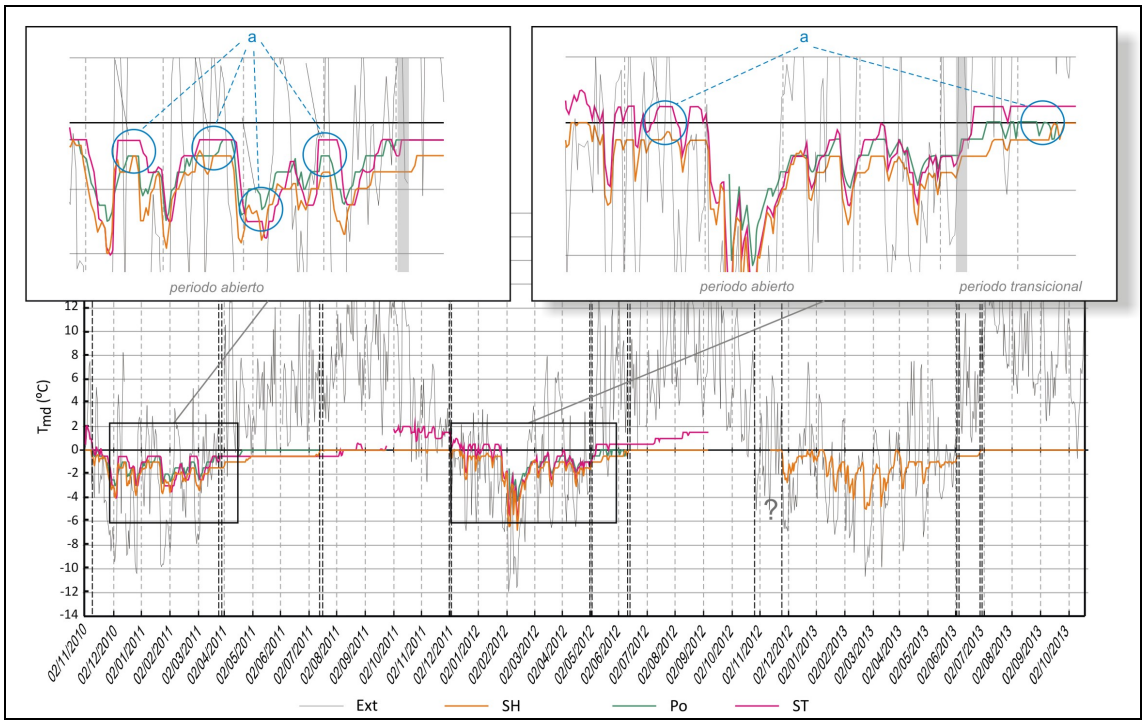


Fig.5.26. Diferencias espaciales en el interior de la cavidad: una mayor homotermia en la ST; a) temperaturas medias de la ST con evoluciones más estables que en el resto de la cavidad. Fundamentalmente durante el periodo abierto del 2010/2011.

4) En momentos puntuales durante periodos cerrados se aprecian leves repuntes de las T_{md} en la evolución térmica de la ST. Tales repuntes probablemente se asocien a leves circulaciones de aire que tal estancia experimenta cuando se dan bajadas reseñables de la T_{ext} (fig.5.27). Morard et al. (2010) señalaron para la Grouffe des Diablotins eventos similares asociados a cambios en la circulación del aire. Si bien en este caso se trata de una cueva helada alpina dinámica, serían necesarios más datos que nos ayudasen a determinar si en la ST de la cueva helada de Peña Castil se dan tales cambios en la circulación del aire, y por tanto comportamientos más cercanos a las cuevas dinámicas, en lugar del comportamiento estático que se da en el resto de la cavidad. Dichos repuntes térmicos, proporcionados por ligeras circulaciones de aire durante los periodos cerrados, estarían en consonancia con el mayor dinamismo de esta parte de la cavidad reflejado en la fig.5.23d. Estos repuntes de la temperatura estarían también en consonancia con lo que Mavlyudov (2009) señaló como "*warm temperature anomalies*" tanto para el aire como para las paredes de las cavidades heladas en las llamadas *zonas neutrales*, zonas en las que se dan temperaturas constantes elevadas (~+5ºC).

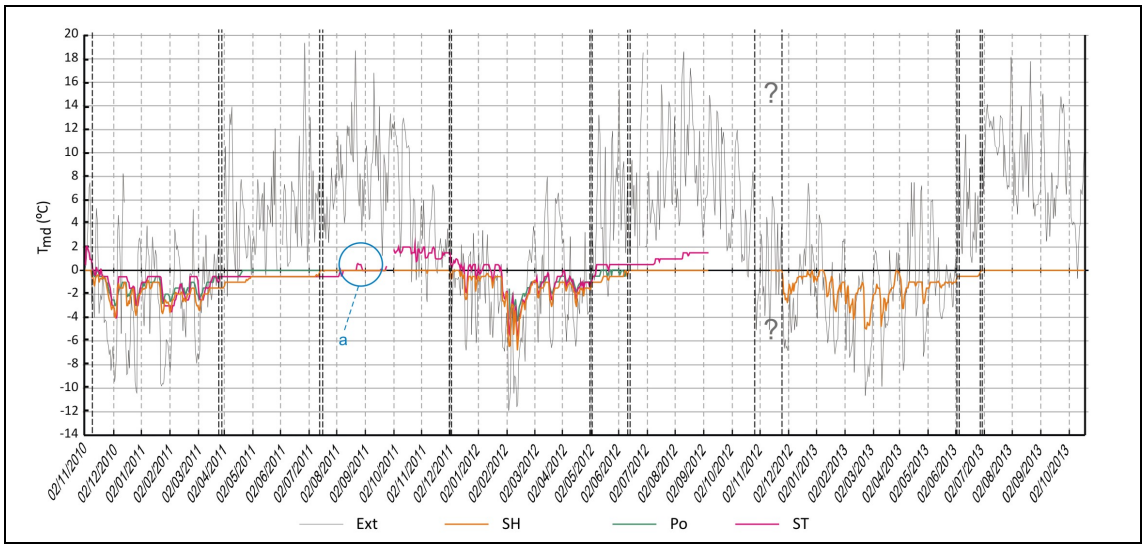


Fig.5.27. Diferencias espaciales en el interior de la cavidad: a) repuntes puntuales térmicos en la ST.

5) A este comportamiento térmico diferenciado en el final de la cavidad se le añade también un comportamiento levemente asincrónico con respecto a los ritmos mantenidos en las otras dos estancias controladas. Se puede observar como en las evoluciones térmicas de cada una de las estancias se da un ligero desplazamiento del tempo térmico, aun manteniendo una misma evolución. Se aprecia como a parte de enfriarse menos la cavidad a medida que nos alejamos de la boca de entrada, como ya hemos visto hasta ahora, se da también un ligero desfase temporal, especialmente notable en determinados momentos. Concretamente durante los periodos abiertos, pero especialmente visible en la ascensión de las T_{md} durante el periodo transicional. Mientras que las zonas más cercanas a la boca de entrada, y más influenciadas por las T_{ext}, se enfrían más rápidamente que en el caso de las salas Po y ST, en los momentos que ascienden las temperaturas lo hacen más lentamente también (fig.5.28a y b, respectivamente). Por norma general, en tal asincronía, la sala Po, sala intermedia entre la SH y la ST, registra también una evolución intermedia. Estos desfases temporales son pequeños durante los periodos abiertos, de apenas escasas horas en la mayoría de los casos, aunque pudiendo llegar a un día casi entero; pero sin embargo son mucho mayores durante los periodos transicionales, pudiendo llegar a ser incluso de semanas hasta equipararse de nuevo las temperaturas (B en fig.5.28).

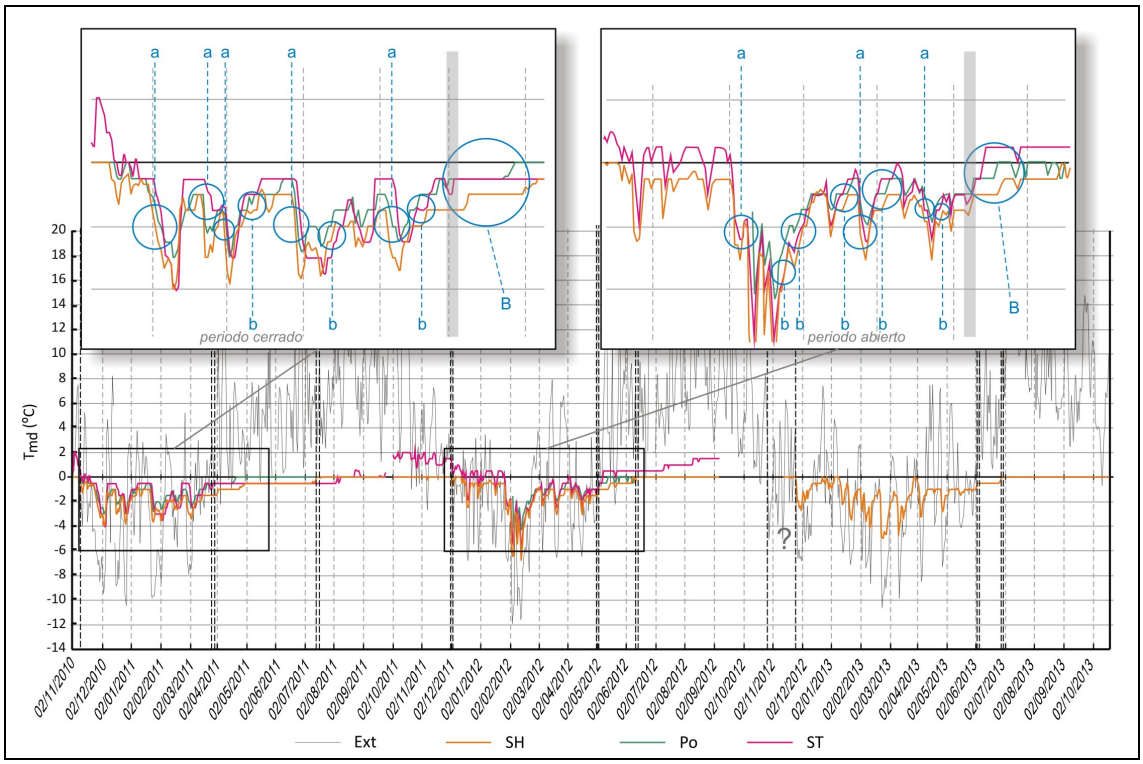


Fig.5.28. Asincronías en las evoluciones térmicas de las distintas estancias de la CH. Peña Castil. a) desfases temporales descendentes en la evolución de las distintas térmicas de la cavidad; b) desfases temporales ascendentes en la evolución de las distintas térmicas de la cavidad; B) desfases temporales mayores en las ascendencia de las distintas evoluciones térmicas de las cavidad (de varias semanas)

Zonificación térmica

Dentro de la cueva helada de Peña Castil se puede distinguir, en función del comportamiento térmico visto, la siguiente zonificación:

Zona templada exterior. En el entorno inmediato de la boca de entrada se distingue una zona en la que las temperaturas y sus evoluciones son más parejas a las evoluciones exteriores que a las que se dan en el interior. Éstas se encuentran bajo la influencia directa de las condiciones topoclimáticas de la boca de entrada, y están sometidas a las oscilaciones de la evolución térmica exterior, lo que hace que la distinción de periodos térmicos quede difuminada en favor de una heterotermia generalizada.

Zona fría. En el interior de la cavidad las temperaturas adquieren un comportamiento nítidamente diferenciado, con la distinción clara de diferentes periodos térmicos en función de su condición de cavidad estática, con un comportamiento generalizadamente homotérmico en torno a los 0ºC durante los periodos cerrados, y heterotérmico durante los periodos abiertos. Pero en ambos casos fuertemente influenciados por la presencia

del bloque de hielo, lo que hace que la extensión de esta zona este en función de las dimensiones de éste. Es aquí donde se dan las temperaturas medias más bajas.

Zona de transición. Son zonas en las que confluye un régimen térmico sensiblemente por encima de la zona fría alejándose de la influencia del bloque de hielo. La presencia del hielo en estas zonas suele ser estacional y sus temperaturas si superan los 0ºC lo hacen de forma muy leve. En el caso de Peña Castil se distinguen estas zonas de transición en los corredores que comunican la ST y la SH.

Zona templada interior. En las partes más alejadas de la boca de entrada se experimentan las temperaturas más elevadas de toda la cavidad, normalmente por encima del régimen térmico de la zona fría. La dinámica del aire en estas salas puede o bien caracterizarse por un mayor dinamismo que en el resto de las estancias, caso de la ST, presentando las mayores amplitudes térmicas con circulaciones de aire variables a lo largo de prácticamente todo el ciclo anual, y pudiéndose ser calificadas en tal caso como *zona templada interior variable*. O bien por una estanqueidad mayor debida a sus condiciones topo-endokársticas, caso del Po, con las menores amplitudes térmicas y circulaciones de aire más conformes a las cavidades de tipo estático, que podría calificarse como *zona templada interior estanca*.

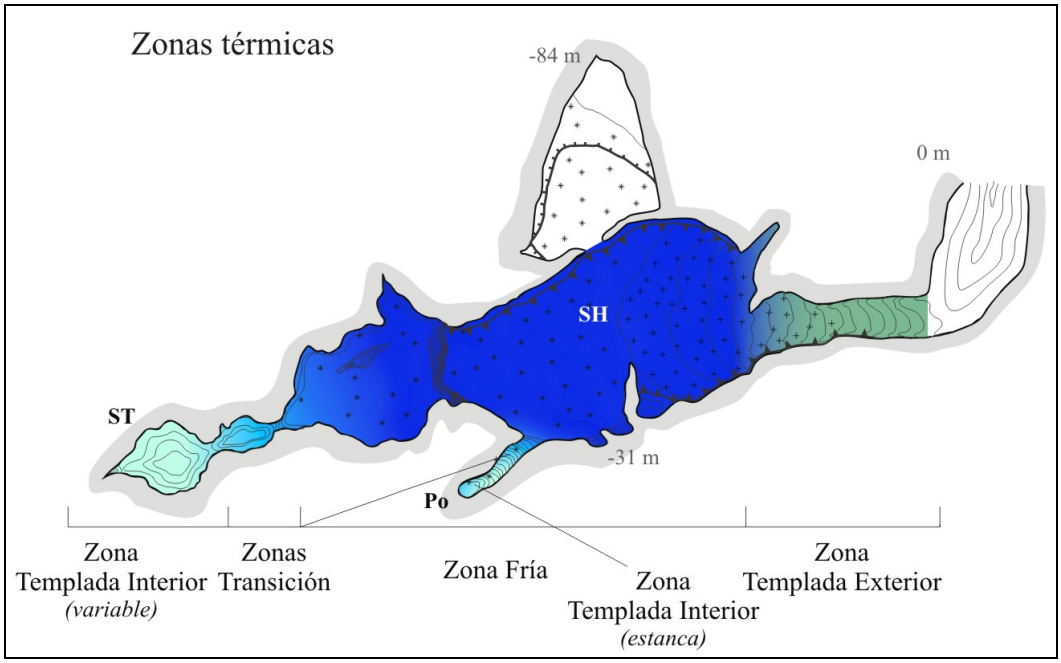


Fig.5.29. Zonas térmicas en la CH. Peña Castil.

5.3.1.2.- Geomática y termografía: los ortotermogramas en la cueva helada de Peña Castil.

Informaciones geomáticas y termográficas en la cueva helada de Peña Castil

La buena accesibilidad de la cueva de Peña Castil ha permitido el manejo en su interior de instrumentación geomática y termográfica con el fin de realizar una caracterización térmica combinada a través de la elaboración de ortotermogramas. Procedimiento hasta ahora nunca aplicado en cueva helada alguna[10] y parte de cuyos resultados han sido expuestos en trabajos específicos derivados de la presente investigación (Gómez-Lende et al., 2013; Berenguer et al., 2014). La instrumentación empleada, con la que ha sido imposible trabajar en las otras cavidades a estudio por su dificultad de acceso, y cuyas especificaciones han sido detalladas en el capítulo de metodología, ha permitido la elaboración de tres tipos fundamentales de información:

- *Modelos tridimensionales* (360ºhorz.x270ºvert.) de la cavidad mediante su escaneo con el TLS 3D de los cuales se pueden obtener por rectificación diferencial ortoimágenes del sector de la cueva escaneado que se desee.
- *Termografías* tomadas con la cámara térmica y que tras la introducción de los parámetros específicos del objeto termografiado permite el paso de una información bidimensional/imagen meramente cualitativa a una información bidimensional/imagen cuantitativa.
- *Ortotermogramas* obtenidos mediante la combinación de las dos técnicas anteriores tras el tratamiento previo requerido de los modelos 3D para la obtención de ortoimágenes y su fusión con las termografías previamente tratadas también mediante el software específico.

La versatilidad y utilidad de estos tres tipos de información en el estudio de una cavidad permite la caracterización vertical tanto espeleogenética como térmica, imposible de obtener siguiendo métodos tradicionales (p.e. Pflitsch et al., 2012b, 2012c). A continuación se presentan los principales resultados obtenidos mediante la combinación de estas dos técnicas y sus implicaciones climáticas en el estudio de la CH. de Peña Castil, para lo cual se efectuaron campañas de campo sistemáticas y específicas durante

[10] Estudios termográficos mediante la utilización de cámaras térmicas han sido llevados a cabo previamente por Pflitsch et al. (2012b; 2012c), pero sin combinarlo con modelos 3D para la obtención de ortotermogramas.

los años 2011, 2012 y 2013. Su aplicación futura en las otras cavidades a estudio será una de las puertas abiertas que se puedan derivar de la presente investigación, así como también la continuidad de su aplicación en la propia cueva de Peña Castil. Para un mayor detalle en el procedimiento técnico de la elaboración específica de las informaciones referidas véase Berenguer et al. (2014).

Modelos tridimensionales. Para la elaboración de los modelos 3D se diseñaron tres escaneos por campaña de campo de tal manera que se abarcase por entero y con las mínimas oclusiones posibles la totalidad de la superficie del bloque de hielo y las salas de la cueva en las que se encuentra el mismo, pisos superior e inferior de la SH (fig.5.30). Con tal reconocimiento topográfico se obtuvo una nube de puntos mediante la técnica de resección de dianas (escaneo de dianas colocadas al efecto desde diferentes ángulos) de 76.178.580 puntos totales (fig.5.31a), limpiándola de ruido y regularizándola posteriormente para la obtención de la malla de puntos final (fig.5.31b), y un modelo tridimensional tras un proceso de triangulación para el desarrollo de un modelo sólido 3D (fig.5.31c). Con la elaboración de este tipo de modelos se solventan habituales limitaciones que se dan en la topografía convencional como son la de la topografía en detalle de la vertical, la obtención de perspectivas imposibles o las habituales condiciones de oscuridad ya que el TLS trabaja independientemente de las condiciones de luminosidad, como ha quedado de manifiesto en trabajos previos desarrollados en esta cavidad (Gómez-Lende et al., 2011; 2013; Berenguer et al., 2014), en otras cuevas heladas de renombre internacional, como la Eisriesenwelt (Milius y Peters, 2012), o en trabajos en cavidades no heladas (p.e. Canevese et al., 2008a, 2008b, 2009, 2011; Buchroithner & Gaisecker, 2009; Roncat et al., 2011a; 2011b; Höfle et al., 2012; Santos Delgado et al., 2012).

La versatilidad y precisión de tales modelos 3D se fundamenta en la posibilidad de obtener *ortoimágenes* de cualquiera de las zonas escaneadas con la perspectiva deseada y con una elevada precisión milimétrica, a lo que se ha de añadir la facilidad de medir directamente sobre ellas. Para ello, la zona escaneada se procesa por rectificación diferencial o proyección inversa (Novak, 1992) para evitar áreas ocluidas y de diferente profundidad (efecto relieve) asignando a cada pixel del plano de la ortoimagen (de coordenadas X,Y), el valor de sus coordenadas 3D (X,Y,Z); y con ello consecuentemente cada punto en el espacio puede ser proyectado sobre el plano de la

imagen mediante la ecuación de colinealidad obteniendo sus coordenadas de imagen (eq.1).

$$x = x_{pp} - f \cdot \frac{r_{11}(X - X_0) + r_{12}(Y - Y_0) + r_{13}(Z - Z_0)}{r_{31}(X - X_0) + r_{32}(Y - Y_0) + r_{33}(Z - Z_0)}$$

$$y = y_{pp} - f \cdot \frac{r_{21}(X - X_0) + r_{22}(Y - Y_0) + r_{31}(Z - Z_0)}{r_{31}(X - X_0) + r_{32}(Y - Y_0) + r_{33}(Z - Z_0)}$$

*Donde: x,y = coordenadas de los pixel de la imagen original; $X_{pp}y_{pp}$ = coordenadas del punto principal; f= distancia; X= coordenadas del objeto; X_0= coordenadas del centro de la proyección; r_{11} r_{12}..... =componentes de la matriz de rotación; r_{11} = cos φ*cos K; r_{12}= cos φ *sen K; r_{13}= - sen φ; r_{21}= sen φ * sen ω * cos K – Cos ω * sen K; r_{22}= sen φ * sen ω * sen K + cos ω * cos K; r_{23}= sen ω * cos φ; r_{31}= sen φ * cos ω * cos K + sen ω * sen K; r_{32}= sen φ * cos ω * sen K – sen ω * cos k; r_{33}= cos ω * cos φ (ω = ángulo de rotación del eje X (x); φ = ángulo de rotación del eje Y (y); K= ángulo de rotación tridimensional (z)*

Eq.1. Ecuación de colinealidad aplicada para la rectificación diferencial de las ortoimágenes a partir de los modelos 3D obtenidos con el TLS.

Fig.5.30. Estacionamientos para el escaneo de la cavidad con el TLS 3D Leica C10. Fotos superiores, distintos estacionamientos para la generación de los modelos 3D; fotos inferiores, colocación de las dianas en distintas estancias de la cavidad para poder hacer la resección de dianas en la creación del modelo digital (fotografía sup. dcha. Javier Sánchez). En la topografía de la cueva se han señalado los tres estacionamientos habituales.

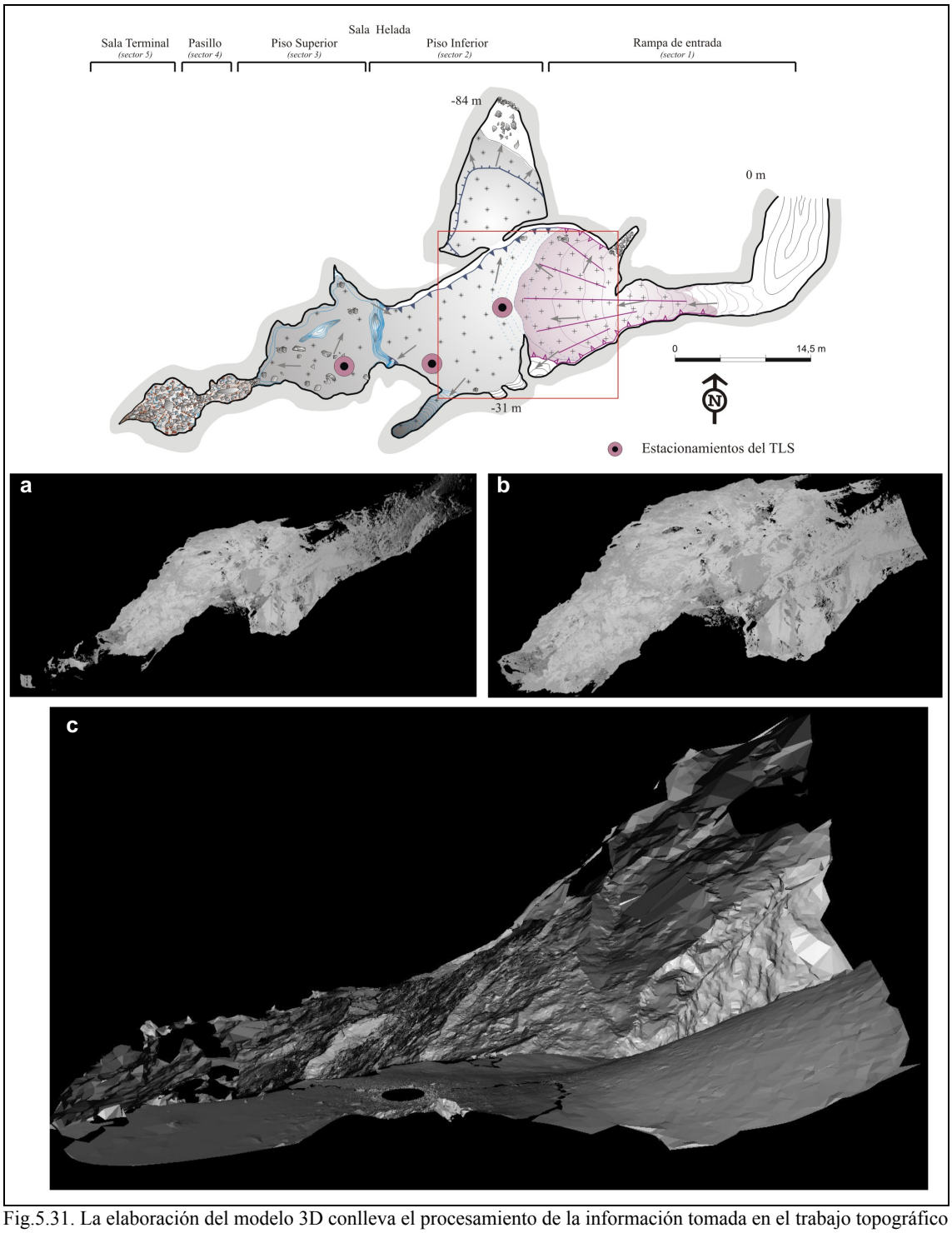


Fig.5.31. La elaboración del modelo 3D conlleva el procesamiento de la información tomada en el trabajo topográfico de campo en el que primero se alinean las nubes de puntos tomadas de los diferentes escaneados (tres estacionamientos) mediante la resección de las dianas obteniendo una nube conjunta (a), tras ello se limpia y regulariza la malla eliminando puntos de ruido que son aislados (b); para, finalmente, mediante triangulación obtener una malla final (c). El círculo negro de la malla final es el punto de estacionamiento del TLS (es un modelo 360ºx270º).

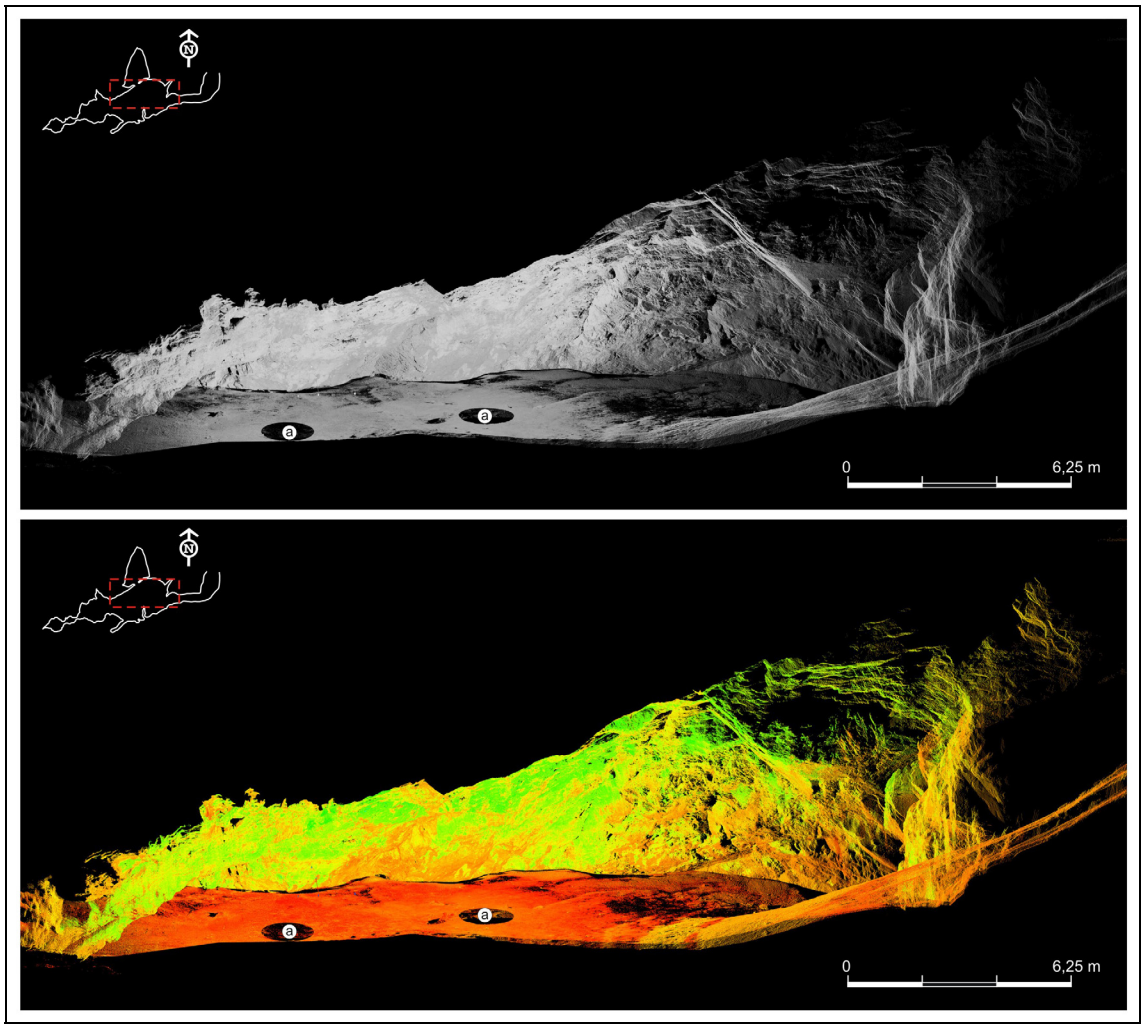


Fig.5.32. Ortoimágenes obtenidas por rectificación diferencial a partir del modelo tridimensional del TLS. Piso superior y tramos finales de la rampa de nieve. a) puntos de estacionamiento. Los colores de la ortoimagen inferior son una mera representación cromática para que el modelo gane en visualización.

La elaboración de estos modelos 3D de las cuevas heladas, comprendiendo fundamentalmente el escaneo de las criomorfologías presentes en ellas, supone, además de lo expuesto hasta ahora, la apuesta por una metodología de trabajo precisa con la que se abarca, en el caso de que se lleve a cabo de forma sistemática, la evolución y los balances de masa del hielo, de su extensión, de su superficie, de la evolución de sus flujos y movimientos, o de sus basculaciones. Requisitos éstos necesarios para la correcta interpretación de los balances de masa en las cuevas heladas que se proponen como deseables en las propuestas actuales de protocolos de medición del hielo en este tipo de cuevas (Smith, 2014).

Termografías. El trabajo termográfico ha conllevado la toma de un conjunto de termografías seriadas desde una posición ortogonal al objeto y con un solape entre tomas consecutivas de al menos el 50%, necesario para una posterior fusión

panorámica. Para una mayor precisión y nitidez, todas las termografías se hicieron con el apoyo de un trípode. En el momento de la toma termográfica, si no se ha hecho previa y manualmente, la cámara regula automáticamente el campo o contraste térmico para evitar que haya un gran contraste térmico en el rango abarcado por la cámara en la imagen. En este caso como el ambiente térmico de la cavidad no tiene acusados contrastes térmicos, como se ha visto en los anteriores apartados, se utilizó un rango térmico no muy grande que permitió una mejor distinción de las distintas temperaturas y una mejor apreciación de matices térmicos. Sin embargo, en otras ocasiones la temperatura se puede ir fuera del campo térmico, quedando en colores negros por debajo de la temperatura mínima (véase por ejemplo fig.5.38). Si el campo ajustado en la cámara fuese muy amplio se perderían demasiados matices. Con el fin de evaluar los valores de la temperatura medidos por la cámara termográfica y corregir posibles desviaciones, la última fase de adquisición de datos térmicos implica la medición de la temperatura y humedad ambiente, junto con algunas mediciones directas de la temperatura en algunos puntos de la cueva helada con un termómetro de contacto y cotejando con los datos obtenidos de los termorregistradores continuos instalados en la misma. Tras el trabajo de campo, se desarrolla un tratamiento previo de las imágenes infrarrojas tomadas con el software ThermaCAM Reseacher Pro 2.10, aplicando a la paleta de colores los conceptos de nivel y campo para dotar de significado a las imágenes. De tal manera, las tonalidades más oscuras representan las temperaturas más bajas y las más cálidas las temperaturas más altas (fig.5.33).

Tanto en el procesamiento como en la toma de las termografías es necesaria la introducción de unos parámetros fundamentales para su correcta captura e interpretación térmica. En caso de no compensar las imágenes infrarrojas tomadas en campo con estos parámetros, la imagen no daría *temperatura real*, sino la llamada *temperatura aparente* que sería solo el reflejo captado por la cámara de las distintas emisividades reflejadas por el objeto termografiado (fig.5.33). Mientras que las imágenes de temperatura aparente solo nos permitirían un análisis cualitativo, las imágenes de temperatura real son las que realmente nos permiten un análisis térmico cuantitativo (Melgosa, 2011). Los parámetros del objeto termografiado para el caso que nos ocupa fueron los siguientes: la emisividad del material termografiado que en el caso de la roca caliza es

de 0,98[11]; la temperatura aparente reflejada que se estimó en 2ºC; la humedad relativa considerada fue de 90% tomada con un higrómetro de mano en el momento del trabajo termográfico; la temperatura externa atmosférica, que para el caso de las tomas realizadas era de 0ºC; y por último la distancia al objeto termografiado, 5 m en este caso. Con ello, se procesa la termografía tomada en campo, obteniendo la termografía final, pasándose así de la mera información térmica cualitativa (fig.5.33a) a la información térmica cuantitativa (fig.5.33b), lista para su análisis y de la cual poder extraer información numérica (fig.5.34).

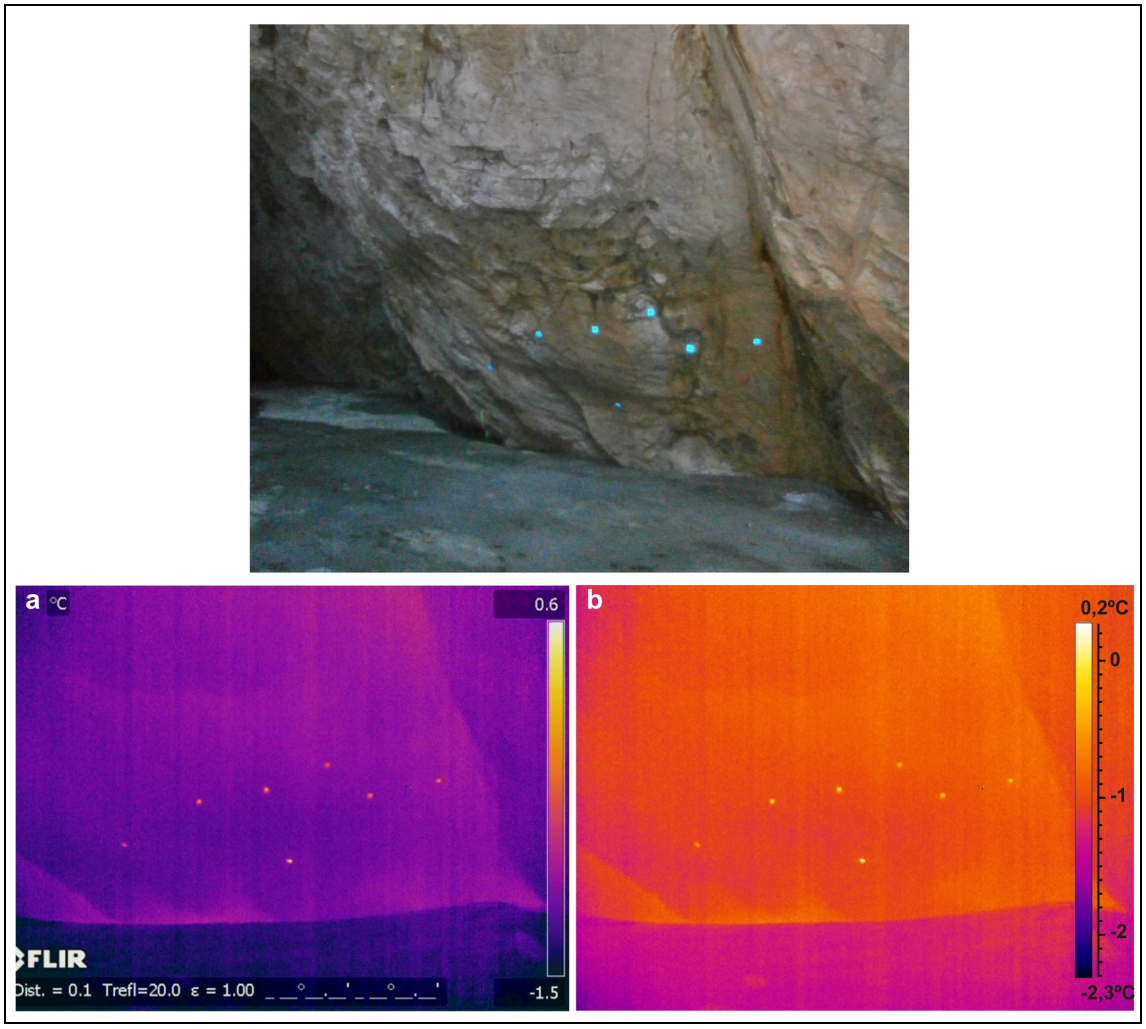


Fig.5.33. a) imagen infrarroja tomada in situ que muestra la temperatura aparente (las diferentes emisividades infrarrojas); b) termografía final tras su procesamiento con el ThermaCAM Researcher Pro 2.10 y con la introducción de los parámetros del objeto, en la que se muestra la temperatura real. Los puntos amarillos son la radiación infrarroja de las dianas colocadas para el escaneo con el TLS (trabajo geomático y termográfico realizados el 13/11/2012)

[11] Valor entre 0 y 1 y obtenido de tablas de valores estándares de emisividad infrarroja de materiales: donde el hielo tiene un valor de 0,97; la nieve de 0,90; el agua de 0,93 y la piedra caliza de 0,98.

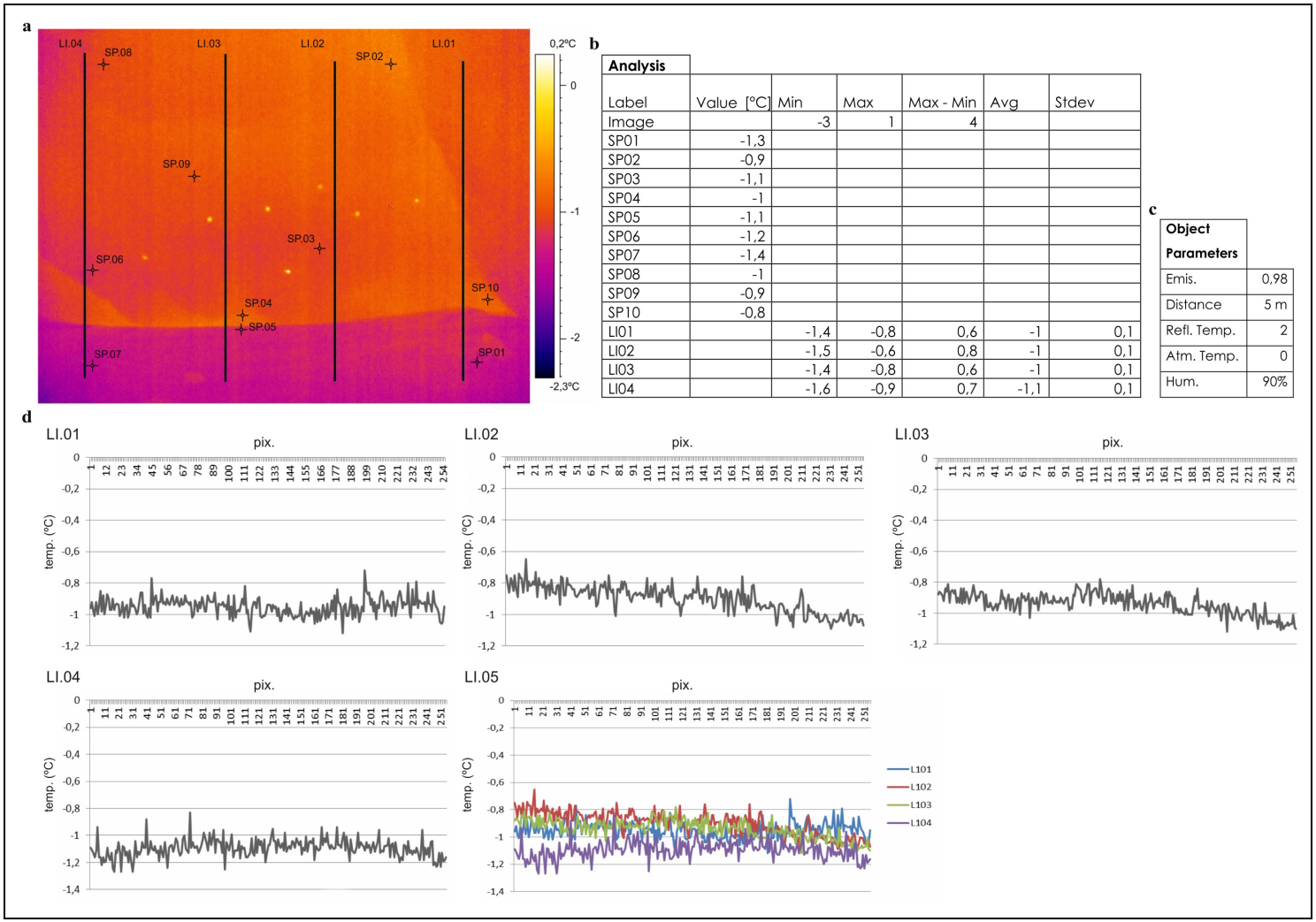


Fig.5.34. Ejemplo de termografía final y de los parámetros cuantitativos extraídos: a) termografía con los perfiles (LI) y puntos (SP) de los que se saca la información térmica; b) datos numéricos de los perfiles y puntos de análisis, c) parámetros del objeto termografiado; d) perfiles térmicos extraídos de la termografía. Téngase en cuenta que los ejes X de los perfiles son pixeles de la termografía y no longitudes exactas, ya que éstas no constituyen informaciones directamente medibles. Fecha de realización de la termografía presentada: 13/11/2012.

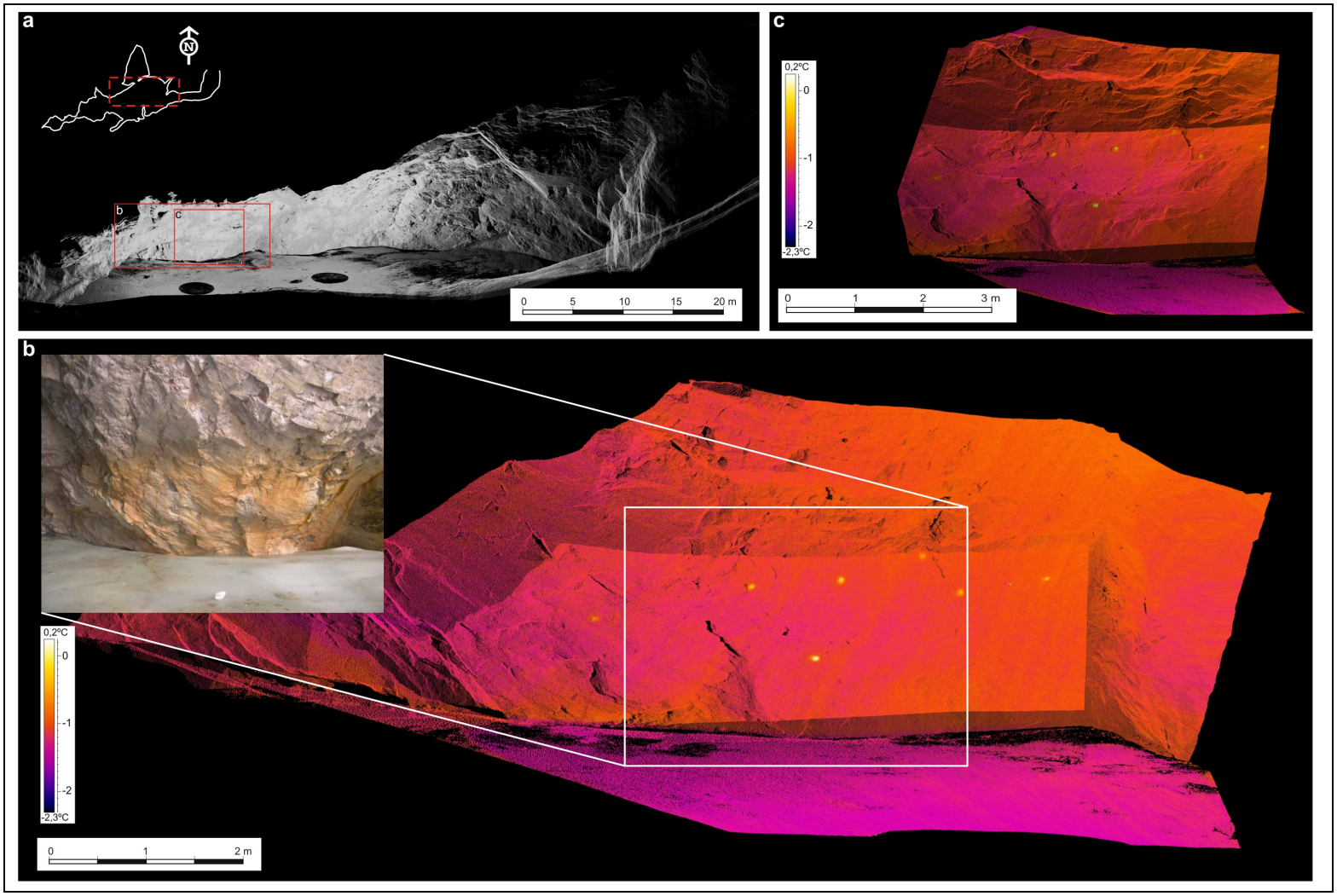


Fig.5.35. Ortotermograma de la pared norte de la CH. de Peña Castil en el piso inferior de su sala helada. a) ortoimagen obtenida por rectificación diferencial del modelo 3D; b) ortotermograma final derivado de la combinación termográfica y el modelo tridimensional (b=8 termografías+a); c) detalle del ortotermograma con una mayor precisión. Los puntos amarillos son las dianas necesarias para la resección.

Ortotermogramas. La fusión de los dos tipos de informaciones presentadas hasta ahora permite la obtención de los ortotermogramas. Para ello se tomaron un total de 8 imágenes termográficas con las que generar una imagen panorámica térmica que posteriormente se solapa a la nube de puntos del modelo tridimensional derivado del escaneo mediante puntos de control (pueden ser las mismas dianas escaneadas que también aparecen en las termografías). El hecho de fusionarse con la nube de puntos, en lugar de hacerlo sobre la malla, responde a que si se hiciese sobre ésta última su opacidad, junto con la irregularidad inherente a la propia pared de la cavidad, ocultaría múltiples sectores de la imagen térmica (efecto relieve). El resultado es un modelo 3D termográfico con un error máximo de orientación de la termografía de 1,0031 px; aceptable teniendo en cuenta que el tamaño de la imagen termográfica es de 307.200 px. El ortotermograma final se consigue tras aplicar la rectificación diferencial, como se vio para el caso de la obtención de las ortoimágenes (fig.5.35).

Primeros resultados

En el análisis termográfico de las distintas imágenes se han podido diferenciar los aspectos que se presentan a continuación.

Un primer hecho a destacar son las distintas emisividades infrarrojas que se detectan en los diferentes cuerpos termografiados en el interior de la cavidad. En función de lo presentado para la obtención de imágenes a temperatura real de la fig.5.33, es de suponer que las diferencias de temperatura aparente se traduzcan en diferencias de temperatura real. Se observa de forma genérica como en los días que se realizaron los trabajos de campo (meses de noviembre generalmente) el bloque de hielo refleja emisividades infrarrojas más bajas que su entorno cercano, ya sea el hielo de rehielo de los crioespeleotemas o las propias paredes de la cueva, con un contraste de temperatura aparente en torno a los 0,5ºC. Son los crioespeleotemas estacionales y perennes los que emiten una mayor temperatura aparente, mayor incluso que las paredes de la cavidad en sus primeros metros de altura (fig.5.36).

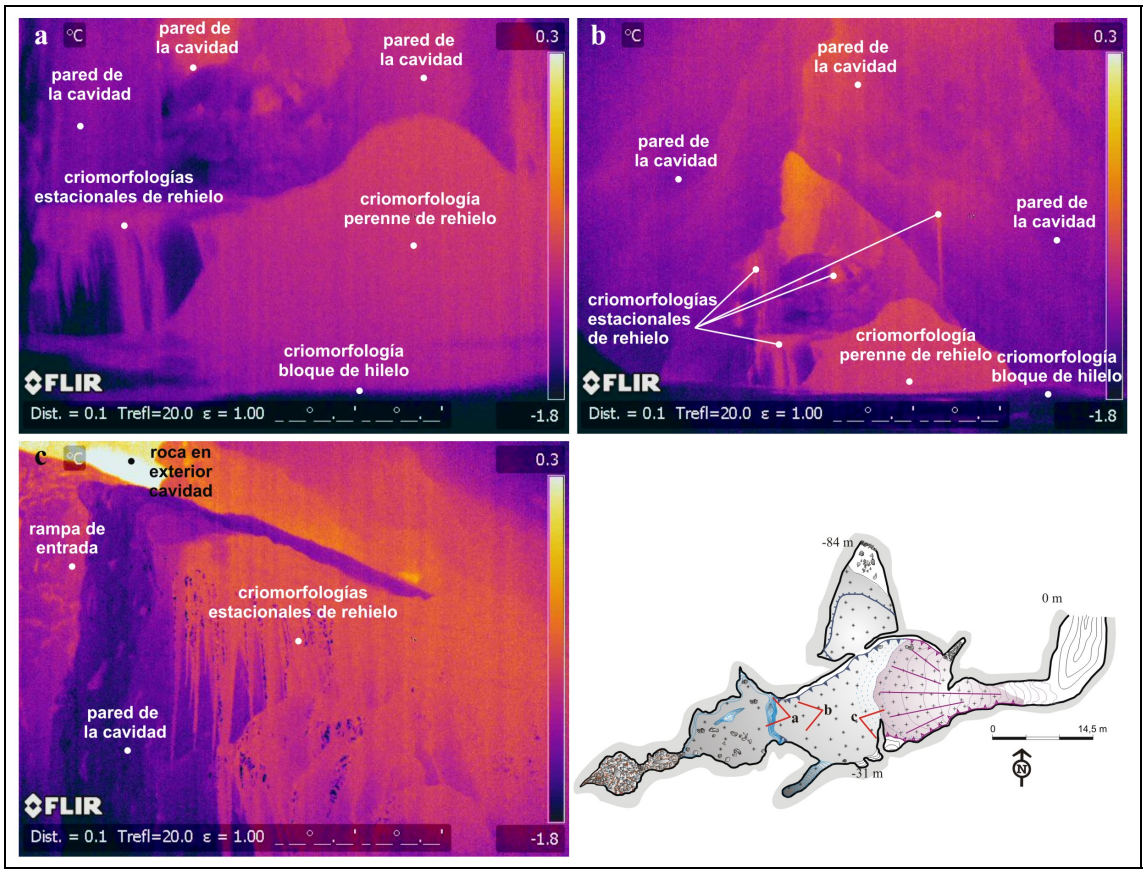


Fig.5.36. Imágenes infrarrojas que muestran las diferentes temperaturas aparentes de distintos elementos de la SH (imágenes tomadas el 13 de noviembre de 2012).

En la roca encajante de la cueva se aprecia un paulatino aumento de la temperatura aparente a medida que ascendemos hacia el techo de la misma, pasando de temperaturas aparentes levemente inferiores a 0ºC hasta situarse también levemente por encima pero sin superar los 0,3ºC en ningún momento. La pared, asumiendo una composición litológica uniforme, transmite en cambio distintas emisividades con sensibles cambios de temperatura aparente en función de sus irregularidades, hasta llegar a sus sectores superiores en los que se refleja una emisividad marcadamente superior al resto de la pared. Tales irregularidades se corresponden con diaclasas y fracturas de la cavidad (fig.5.37).

La diferente exposición de algunas de las paredes en relación a la radiación solar también manifiesta contrastes muy marcados. Pero tan sólo se ha podido observar en las paredes más cercanas al exterior (paredes de la rampa de nieve). Hacia el interior, a pesar de la claridad de algunos de los primeros sectores que nos encontramos en la cueva nada más acceder a ella, como por ejemplo el piso inferior de la SH, tales contrastes ya no se atestiguan tan claramente (fig.5.38).

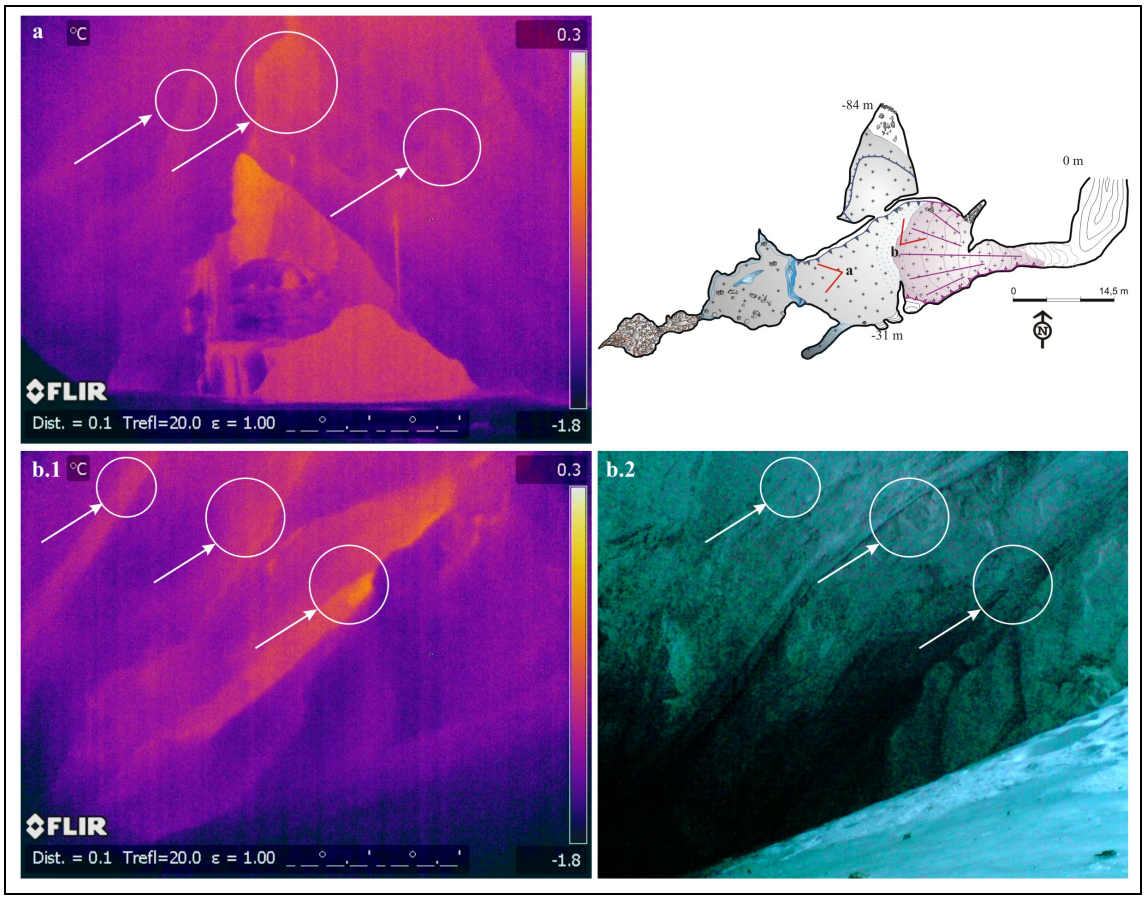


Fig.5.37. Imágenes infrarrojas que muestran el gradual ascenso de la temperatura aparente en distintas paredes de la cavidad. b1, imagen en longitud de onda infrarroja; b2 imagen en longitud de onda visible. Imágenes tomadas el 13 de noviembre de 2012.

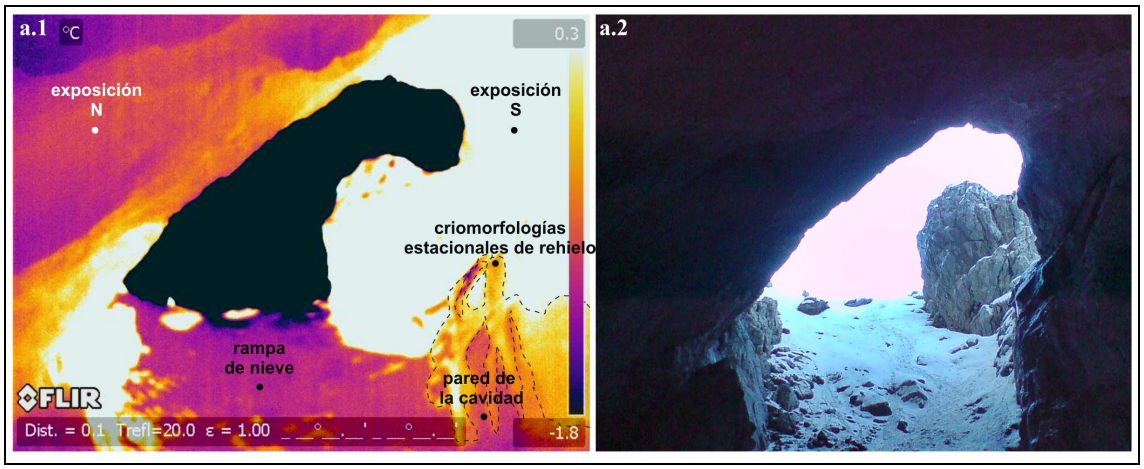


Fig.5.38. Imagen infrarroja de la boca de entrada desde el interior de la cavidad. Imagen tomada el 13 de noviembre de 2012.

En la imagen infrarroja de la boca de entrada se aprecian unos valores altos, y muy contrastados con respecto a las paredes opuestas, en la pared que mayor radiación ha recibido hasta el momento en que se tomó la imagen ese día (las 17.00 h del 13 de noviembre del 2012). Su temperatura aparente por encima de los 0ºC estaba por encima de la temperatura de la pared opuesta. Las partes exteriores de la rampa reflejaban los

valores más bajos. En la imagen, el tono negro uniforme que refleja el exterior de la cavidad se corresponde con temperaturas aparentes que quedan fuera del rango mínimo de -1,8ºC que en ese momento registraba la cámara, cotejables tales temperaturas perfectamente con las temperaturas exteriores expresadas en la fig.5.19, y que, por estar por debajo de las temperaturas aparentes del interior de la cavidad reflejadas en la propia imagen infrarroja, nos corrobora que en esos momentos (el 13 de noviembre de 2012) la cueva permanecía bajo un régimen de termocirculación abierta (periodo abierto $T_{ext}<T_{int}$). En la misma imagen, y a pesar de estar esta zona más expuesta a la radiación solar, la diferencia de emisividad entre la pared rocosa y las morfologías de hielo estacionales sigue estando a favor de una mayor temperatura aparente de éstas últimas.

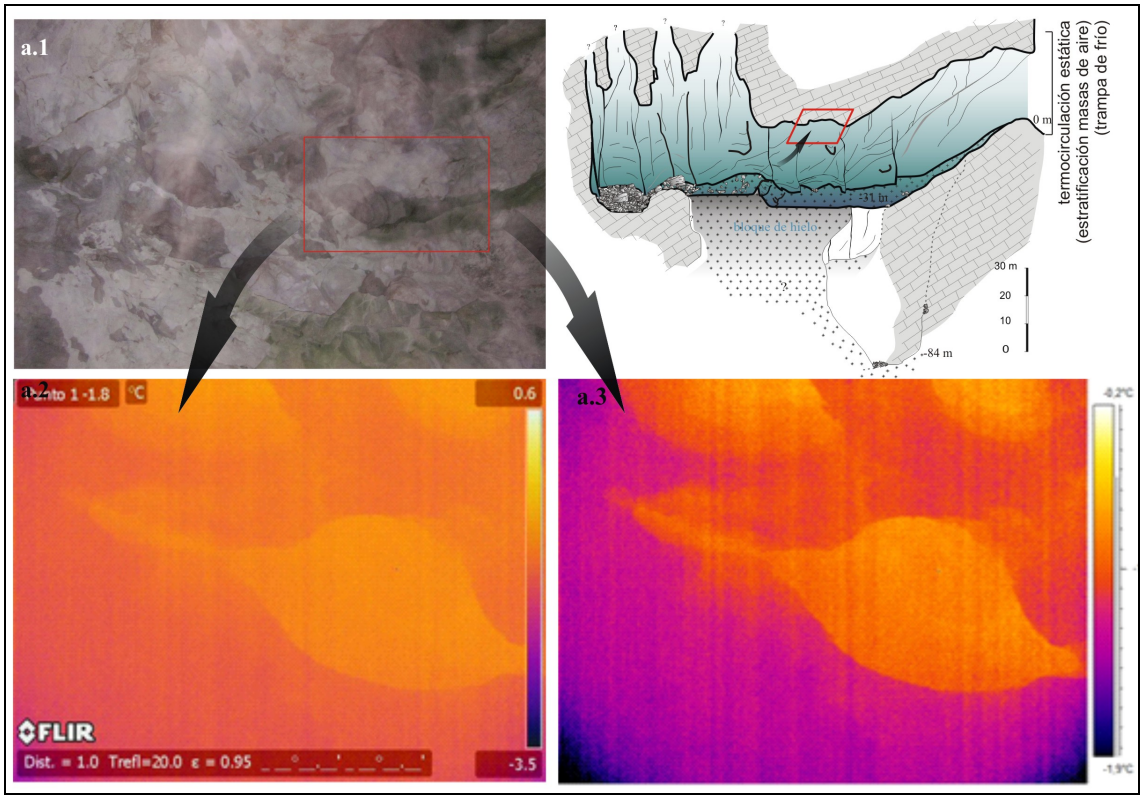


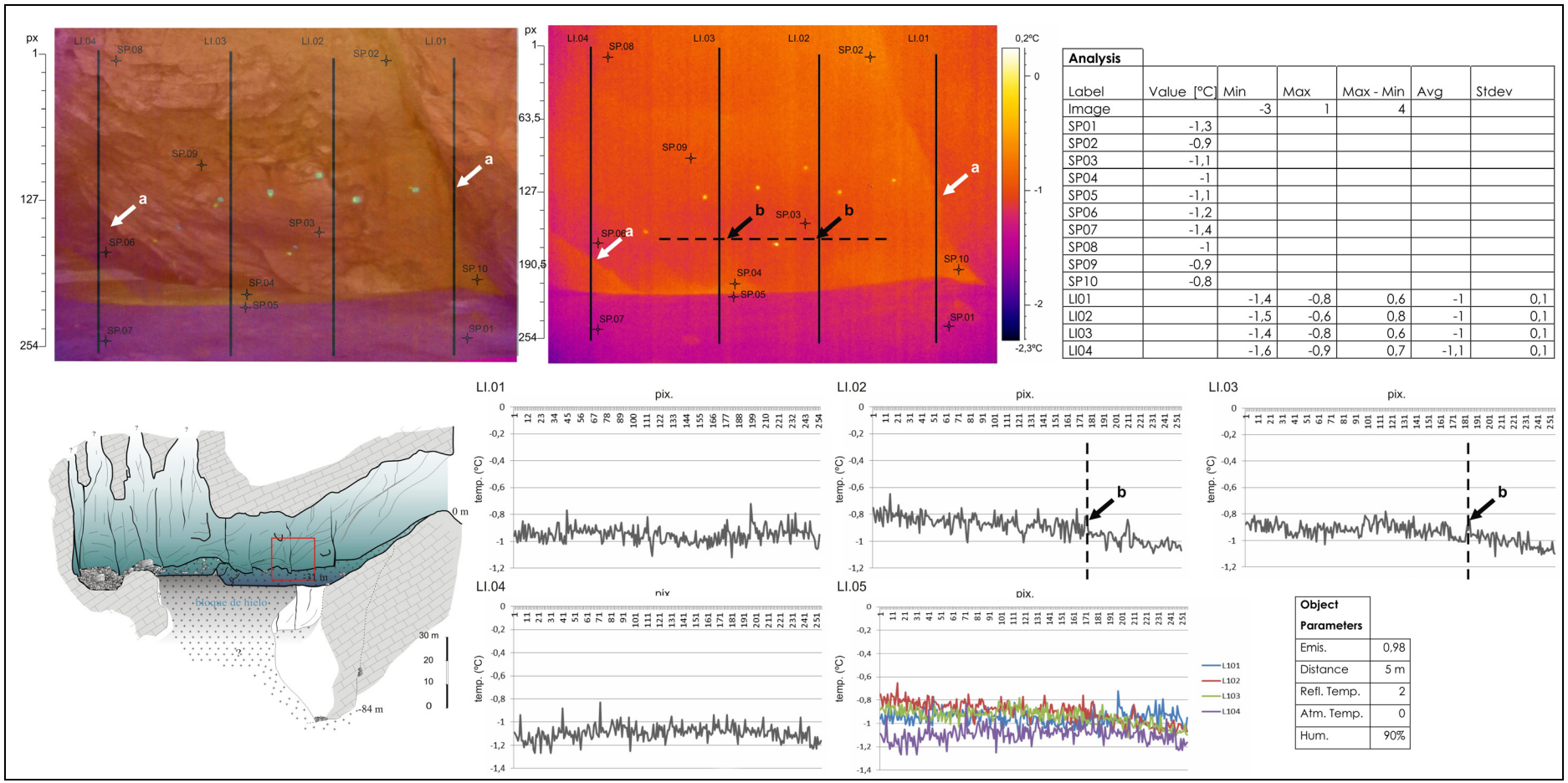
Fig.5.39. Bolsas de aire cálido en el techo de la cavidad durante el periodo cerrado de 2011. a.1, sector del techo termografiado; a.2, termografía aparente; a.3, termografía real (termografías tomadas el 17 de noviembre de 2011).

La configuración térmica bidimensional que se obtiene con un trabajo termográfico permite cotejar en altura, y de manera precisa, la caracterización y comportamiento de las distintas masas de aire, cosa imposible con las medidas puntuales espaciales que nos ofrecen los termorregistradores continuos. De esta manera, se ha podido comprobar cómo durante el periodo cerrado del 2011 las masas de aire se estratificaban, como corresponde a la falta de termocirculación convectiva de estos periodos, quedando

remansadas las bolsas de aire cálido en el techo de la SH. En la fig.5.39 se manifiesta con la imagen de temperatura real (imagen a.3) la diferencia de esas bolsas de aire cálido encajadas en las irregularidades del techo, la cual apenas es de 0,5ºC con respecto a las temperaturas alcanzadas en sus áreas más inmediatas. El trabajo termográfico, realizado en esta ocasión el 17 de noviembre de 2011, es perfectamente coherente con lo expresado anteriormente para el periodo cerrado de ese año, en el que las temperaturas de la SH estarían homotérmicamente en torno a los 0ºC (trampas de aire frío), con un ligero ascenso de las temperaturas a medida que nos acercamos al techo de la cavidad donde se acumulan las masas de aire cálido. La precisión térmica de la cámara en este caso, mayor que la de los termorregistradores, capta matices térmicos mayores que sitúan las temperaturas en algo menos de 0ºC en el momento de la toma (recordar que las temperaturas del interior de la cavidad con las que se ha trabajado son T_{md} y T_{abs}).

En este mismo sentido, el análisis de datos cuantitativos tanto de los ortotermogramas como de las termografías de temperatura real nos permite también establecer la diferencia de temperaturas existente entre el bloque de hielo y su pared inmediata. En este caso se ha termografiado y escaneado a gran resolución un sector de la SH del que se puede apreciar que la diferencia máxima registrada es de 0,8ºC. Analizando en detalle la termografía presentada en la fig.5.40 se aprecia en los distintos perfiles diferencias de temperaturas entre 0,6 y 0,8ºC, con un ascenso muy leve pero continuado de las temperaturas hacia las partes superiores de la pared (σ=0,1ºC). Reflejado ello sobre todo en los perfiles LI.02 y LI.03, ya que en los otros dos las irregularidades del pared tergiversan en leve grado la tendencia de las temperaturas (señalados con las flechas a en la fig.5.40).

En la termografía, desestimando los colores más cálidos que se dan en las dianas colocadas para el escaneo, la pared permanece casi por entero en torno a -1ºC (sin subir de los -0,8ºC que se registran el punto SP.10), con esas diferencias ligeras debido a las irregularidades ya mencionadas; mientras que el bloque de hielo mantiene unas temperaturas menores que la pared pero no más bajas de -1,4ºC como muestra el punto térmico SP.07. Diferencia entonces de 0,5ºC entre la temperatura real de la pared y la del bloque de hielo.



Analysis						
Label	Value [ºC]	Min	Max	Max - Min	Avg	Stdev
Image		-3	1	4		
SP01	-1,3					
SP02	-0,9					
SP03	-1,1					
SP04	-1					
SP05	-1,1					
SP06	-1,2					
SP07	-1,4					
SP08	-1					
SP09	-0,9					
SP10	-0,8					
LI01		-1,4	-0,8	0,6	-1	0,1
LI02		-1,5	-0,6	0,8	-1	0,1
LI03		-1,4	-0,8	0,6	-1	0,1
LI04		-1,6	-0,9	0,7	-1,1	0,1

Object Parameters	
Emis.	0,98
Distance	5 m
Refl. Temp.	2
Atm. Temp.	0
Hum.	90%

Fig.5.40. Análisis termográfico de la SH de la cueva de Peña Castil. a, irregularidades en la pared que se reflejan en las termografías, b; altura del cambio de tendencia térmica en los perfiles LI.02 y LI.03.

Otro aspecto que se desprende del análisis de la misma termografía, esta vez más intuitivo a falta de más trabajos termográficos, es un ligero cambio de tendencia en los dos perfiles con menores irregularidades de la pared, perfiles LI.02 y LI.03, a partir aproximadamente del pixel 171-181. Mientras que en las partes inferiores de tales perfiles las temperaturas apenas superan -1ºC (y en ningún momento se elevan por encima de -0,8ºC), a partir de tales pixeles las temperaturas ya no bajan prácticamente en ningún punto por debajo de -1ºC, conservando una pauta o bien mantenida o ligeramente en aumento. Esto posiblemente pueda indicar el alcance de un potencial halo de frío expedido por el propio bloque de hielo. Pero no se puede afirmar con rotundidad tal cosa, a falta, como se ha dicho, de más estudios termográficos que lo puedan verificar. En tal caso, y apoyándonos en el ortotermograma realizado para ese mismo sector de la cavidad, ese posible halo de frío (fig.5.35) podría alcanzar una altura de 1 m (fig.5.41).

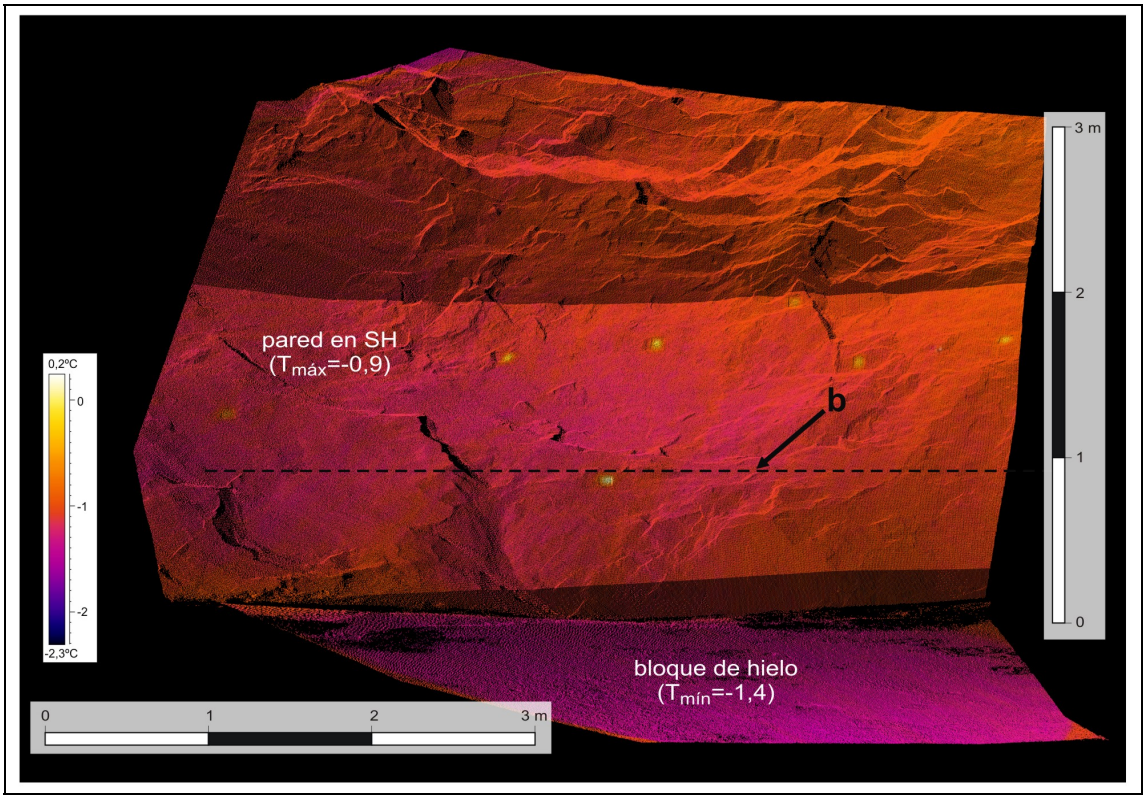


Fig.5.41. Ortotermograma de una de las paredes de la SH. b, posible influencia térmica del bloque de hielo (halo de frío). Imágenes termográficas realizadas el 13 de noviembre de 2012. En amarillo las dianas del trabajo geodésico.

5.3.1.3.- Circulación del aire: flujos y modelo de circulación.
Estimación de velocidad de las corrientes de aire

Las evoluciones de los regímenes térmicos son consecuencia de las distintas circulaciones termodinámicas. De esta manera se entiende que aquellos momentos en

los que se dan las oscilaciones térmicas se corresponden con momentos de circulaciones de masas de aire (periodos abiertos); mientras que aquellos momentos en los que predomina un confinamiento estable de las mismas, las circulaciones de aire se reducen considerablemente (periodos cerrados).

Asumiendo tal hecho, y atendiendo a lo expuesto por otros autores en trabajos microclimáticos de cuevas heladas (p.e. Lismonde, 1981; Atkinson et al., 1983; Ohata et al., 1994a; Lismonde, 2002b; Luetscher y Jeannin, 2004a; Badino, 2010; Morard, 2011; Strug, 2011), se pueden estimar las velocidades de aire para los periodos abiertos en función de la diferencia térmica entre T_{ext} y T_{int}. Los flujos de aire durante los periodos cerrados aún pudiendo ser constantes son imperceptibles (Badino, 2010; Mavlyudov, 2009; Morard et al., 2010a), y en mayor grado si se trata de una cavidad estática como es el caso.

Con la aplicación de la raíz cuadrada de la diferencia de temperaturas entre el exterior y el interior de la cueva helada, $\sqrt{\Delta T}$, se puede estimar una velocidad media de flujo de aire entrante para la cavidad para los momentos en que $T_{ext}<T_{int}$ de 1,49 m s^{-1}, siguiendo los periodos anuales ya destacados anteriormente (fig.5.42).

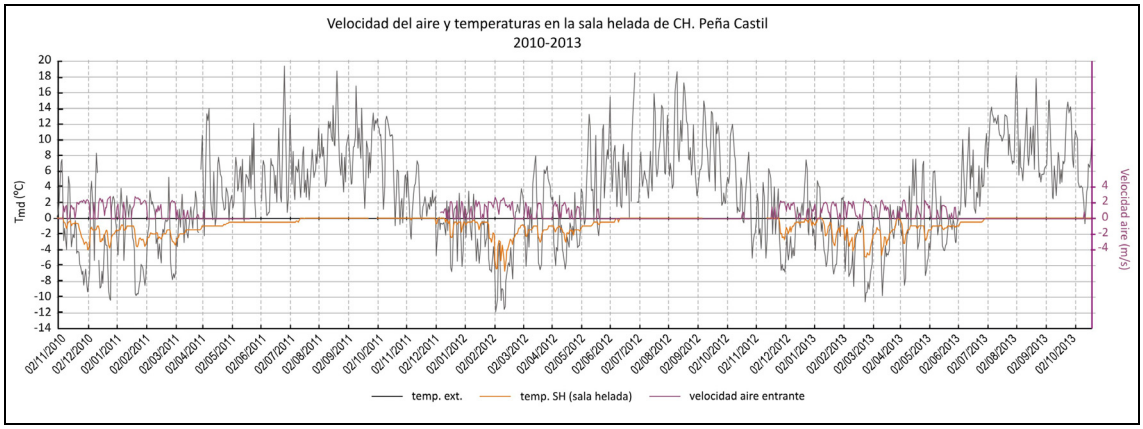


Fig.5.42. Velocidad de aire entrante en la SH de la cueva de Peña Castil (periodo 2010-2013)

De esta manera las máximas velocidades, sobrepasando los 2,5 m s^{-1}, se producen durante los meses centrales de los inviernos (tabla 5.17), siendo los periodos abiertos de mayor intensidad de frío, los denominados subperiodos A2, aquellos que concentran la mayor cantidad de días con corrientes de aire más fuertes y persistentes en el tiempo; mientras que en los subperiodos abiertos algo menos fríos, los subperiodos A1, las velocidades de las corrientes de aire varía en mayor grado. Durante estos periodos es de

suponer que las circulaciones de aire activas conformen corrientes frías en los tramos inferiores de la cavidad, mientras que en el techo, y fundamentalmente en el techo de la boca de entrada, se den circulaciones exhalantes de aire más cálido.

	vel. aire máx. en SH (m s^{-1}) (2010-2013)	periodo térmico
25/12/2010	**2,52**	**A2**
26/12/2010	**2,69**	**A2**
21/01/2011	**2,67**	**A2**
22/01/2011	**2,51**	**A2**
24/01/2011	**2,52**	**A2**
02/02/2012	**2,55**	**A2**
11/02/2012	**2,51**	**A2**

Tabla 5.17. Momentos de velocidades máximas del aire de entrada en la SH.

Modelo de circulación del aire

En función de lo expuesto se puede afirmar que el sistema térmico instaurado en la cueva helada de Peña Castil se caracteriza por una circulación significativa y unidireccional de masas de aire durante los periodos fríos (periodos abiertos), sobre todo en comparación con la nula circulación de las mismas durante los periodos cerrados, en los que no se dan variaciones térmicas reseñables tanto espacial como temporalmente, lo que provoca un comportamiento térmico en la práctica totalidad de la cavidad tipo trampa de frío ("*cold air trap*"). Mientras que en los primeros se da, por tanto, una significativa transferencia de calor relacionada con la propia circulación de aire (flujo y transferencia de calor sensible a lo largo de toda la cavidad), en los segundos, tal transferencia de energía se reduce al mínimo. La dinámica de convección establecida por tales movimientos de aire durante los periodos abiertos es el principal agente de intercambio de calor con el exterior y, derivado de ello, uno de los principales procesos físicos en el régimen térmico de la cavidad a lo largo de cada ciclo anual, y en consecuencia, también uno de los principales procesos en balance energético de la cavidad. Por el contrario, la nula circulación de aire durante los periodos cerrados hace que sea también prácticamente nulo el intercambio de calor.

La excepción a ello la manifiesta, aunque muy levemente, la estancia ST en la que durante los periodos cerrados se ha podido comprobar que mantiene activa una leve circulación de aire con ligeras oscilaciones de temperatura. La hipotética explicación a ello quizá se pueda encontrar en que dicha estancia goce de un sistema de ventilación ligeramente diferenciado del resto de la cavidad por mantenerse activa una ligera corriente de convección durante los periodos cerrados en relación con una posible salida

al exterior del pozo vertical que tiene a techo. O simplemente se deba a un alejamiento de la influencia calórica emitida por el propio bloque de hielo. Más estudios al respecto se hacen necesarios para poder aseverar una u otra cosa.

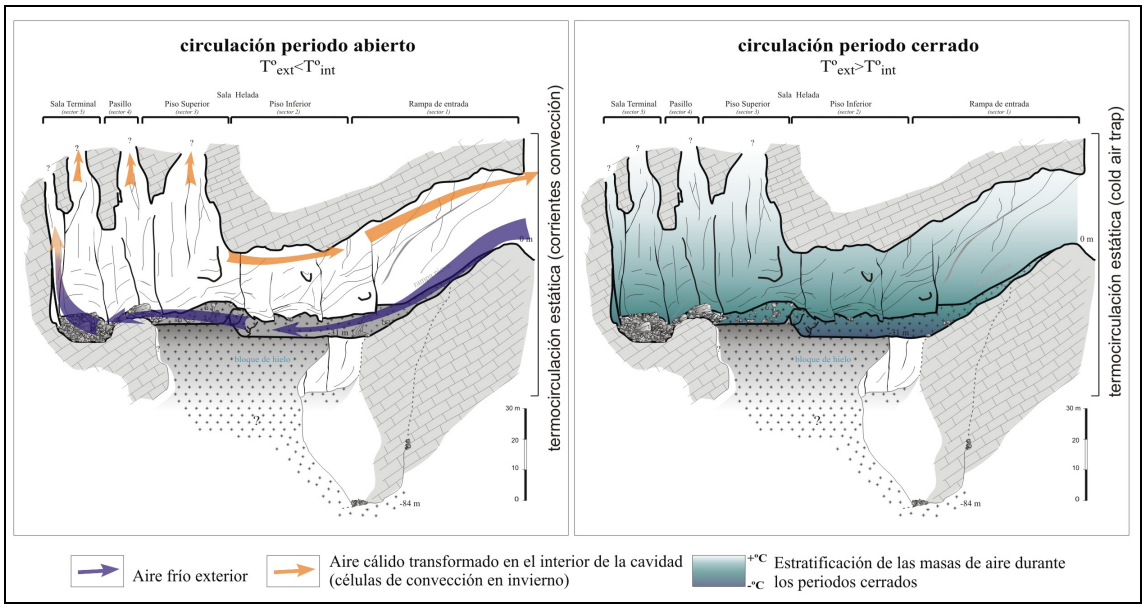


Fig.5.43. Modelos de circulación del aire en la CH. de Peña Castil.

5.3.1.4.- Precipitaciones.

El régimen de precipitaciones presentado para el exterior de la cavidad se traduce en inputs para el interior que tan sólo han podido ser estimados en cuanto a su evolución cualitativa temporal, y no en lo que se refiere a su evaluación cuantitativa.

De esta manera, y siguiendo el gráfico ombrotérmico presentado en las figs. 5.7 y 5.11, así como las observaciones en campo, se pudo comprobar que durante el periodo investigado las precipitaciones en forma de lluvia que se filtran al interior de la cavidad se concentran fundamentalmente durante la primavera y buena parte de las primeras fechas otoñales. La filtración de agua que se da durante estas fechas es frecuentemente en forma de un goteo muy continuado y en prácticamente todas las estancias de la cavidad, aunque de forma especial se ha notado en las últimas estancias, en la ST y en los pasillos precedentes. Desde mediados de otoño y durante el invierno, junto con alguna fecha temprana de primavera, las grandes nevadas, ya señaladas, proporcionan un input directo de nieve fundamental en alimentación del bloque de hielo. Esta alimentación en la cavidad de Peña Castil se hace de forma directa gracias a las dimensiones y exposición favorable de la boca de entrada.

Las entradas de nieve directas hasta el interior de la SH, donde se encuentra el bloque de hielo, se pueden dar de varias maneras: bien por caída directa en la vertical sobre los primeros metros de la rampa, acumulándose en ella y posteriormente deslizándose por gravedad y peso hacia las partes inferiores y la sala helada. Bien por la caída de la nieve que se pueda adherir en el propio cantil de Peña Castil. Bien por la entrada directa a través de episodios de ventiscas de nieve con vientos procedentes del E-NE. O bien puede ser la propia acumulación de nieve que se dé en el pequeño jou que se localiza a la entrada de la cavidad. El cual, una vez la nieve rebasa sus límites circundantes, cede parte de la nieve acumulada directamente a la rampa de entrada de la propia cavidad. No se ha detectado ningún otro punto de alimentación nival más en toda la cavidad. Cosa que si que ocurre en las otras dos cavidades a estudio.

Fig.5.44. Los primeros crioespeleotemas se forman con la filtración de las lluvias otoñales en conjunción con las primeras bajadas de temperaturas. Las paredes de los corredores de la CH Peña Castil a mediados de noviembre de 2012.

Las precipitaciones de carácter tormentoso que se registran en verano no contribuyen a la formación criogénica en el interior de la cavidad como consecuencia de las moderadas temperaturas. De tal manera no se ha observado la formación de crioespeleotema alguno durante esos meses. Aunque tampoco se ha podido determinar el papel concreto que puedan jugar en la evolución del bloque de hielo. Al contrario sucede con las primeras precipitaciones otoñales que empiezan ya a formar los primeros crioespeleotemas allá por donde se hayan podido filtrar, a pesar de no encontrarse todavía con los regímenes térmicos más bajos.

Fig.5.45. Imágenes de la SH de la cueva de Castil obtenidas con una cámara de trampeo instalada en el invierno 2013/14 de forma experimental (los datos de temperatura y presión atmosférica no están calibrados)

De forma experimental se instaló en el invierno 2013-2014 una cámara de trampeo en la entrada de la cueva de Castil. Aunque la información obtenida no se haya tratado de forma pormenorizada en la presente investigación, se incluyen aquí algunas de las fotografías tomadas con las que se coteja la evolución del manto nival señalada en el interior de la cavidad. Se puede observar como los aportes nivales de finales de otoño apenas perduran un día en la SH, no penetrando mucho en ella, y desaparenciendo casi por completo (1 al 3 de la fig.5.45). Estos endebles aporte nivales se acompañan sin embargo de un incremento del hielo estacional generándose ya en estos momentos los incipientes crioespeleotemas estacionales por el goteo filtrado desde el techo; los cuales van aumentado paulatinamente de volumen perviviendo hasta el final del periodo

abierto (mediados de primavera). Las nevadas de mayor entidad se registran en enero, febrero y marzo siendo ya son capaces de cubrir por completo la SH y con perdurabilidad mucho mayor, pudiendo ser incorporadas directamente al volumen del bloque de hielo dependiendo de cómo evolucione climáticamente el año (4, 5 y 7 de la fig.5.45). Algunas fusiones parciales, sobretodo de los crioespeleotemas, generan capas de rehielo sobre la superficie del bloque de hielo (6 y 7 de la fig.4.45).

5.3.2.- La cueva helada de Altáiz.

La cueva helada de Altáiz (-57+27 m; 124 m dllo.) localiza su boca de entrada principal en la pared NE de la Torre de Altáiz a 2190 m de altitud. Se trata de la entrada inferior de la cavidad ya que 27 m por encima se abre otra boca menor cuyo enlace vertical con la sima principal no ha sido explorado en profundidad. Las dimensiones de la entrada son reducidas (1,6x6 m), quedando en parte obturada por clastos procedentes de un cono de derrubios mixto en la pared exterior (véase cap. IV). Parte de los clastos se introducen en la cavidad colmatando en buena medida las repisas por las que se accede escalonadamente al pozo vertical principal que estructura casi por entero la totalidad de la cavidad.

La distribución interna de la cavidad se ha dividido en tres sectores principales (fig.5.46):

Un *sector o piso superior (PS)* que abarca la boca de entrada y varias repisas pequeñas estructurales que la suceden hasta llegar a la sima principal de la cavidad. A techo, en este sector, se observan los planos de estratificación de las calizas, y a media pared una marcada línea de fractura que, siguiendo la misma orientación de la estratificación, atraviesa toda la sima hasta sobrepasar el pozo principal y a favor de la cual se estructuran las repisas existentes (véase cap. IV figs.4.14-4.16). Por encima, la vertical de la cavidad se continúa con una sima de menor diámetro, inexplorada y que sale a la entrada superior de +27 m.

Un *sector o piso medio (PM)* constituido endokársticamente por la parte principal de la sima y que se abre a la cota -23 m (-50 m desde la entrada superior). Este sector conforma la sala helada de la cavidad albergando el bloque de hielo, o "Lago Helado" como se denominaba en las primeras topografías de la cavidad (ASC, 1975). La sima

dibuja aquí una planta elipsoide irregular de ~15 m en su eje mayor, con un bloque de hielo que la tapona casi por entero y cuya superficie en el actualidad se encuentra completamente cubierta de clastos heterométricos. Éstos son aportados o bien gravitacionalmente desde las repisas y paredes circundantes, o bien a través de dos pequeños conos de derrubios que se desparraman hacia el centro hundido del bloque.

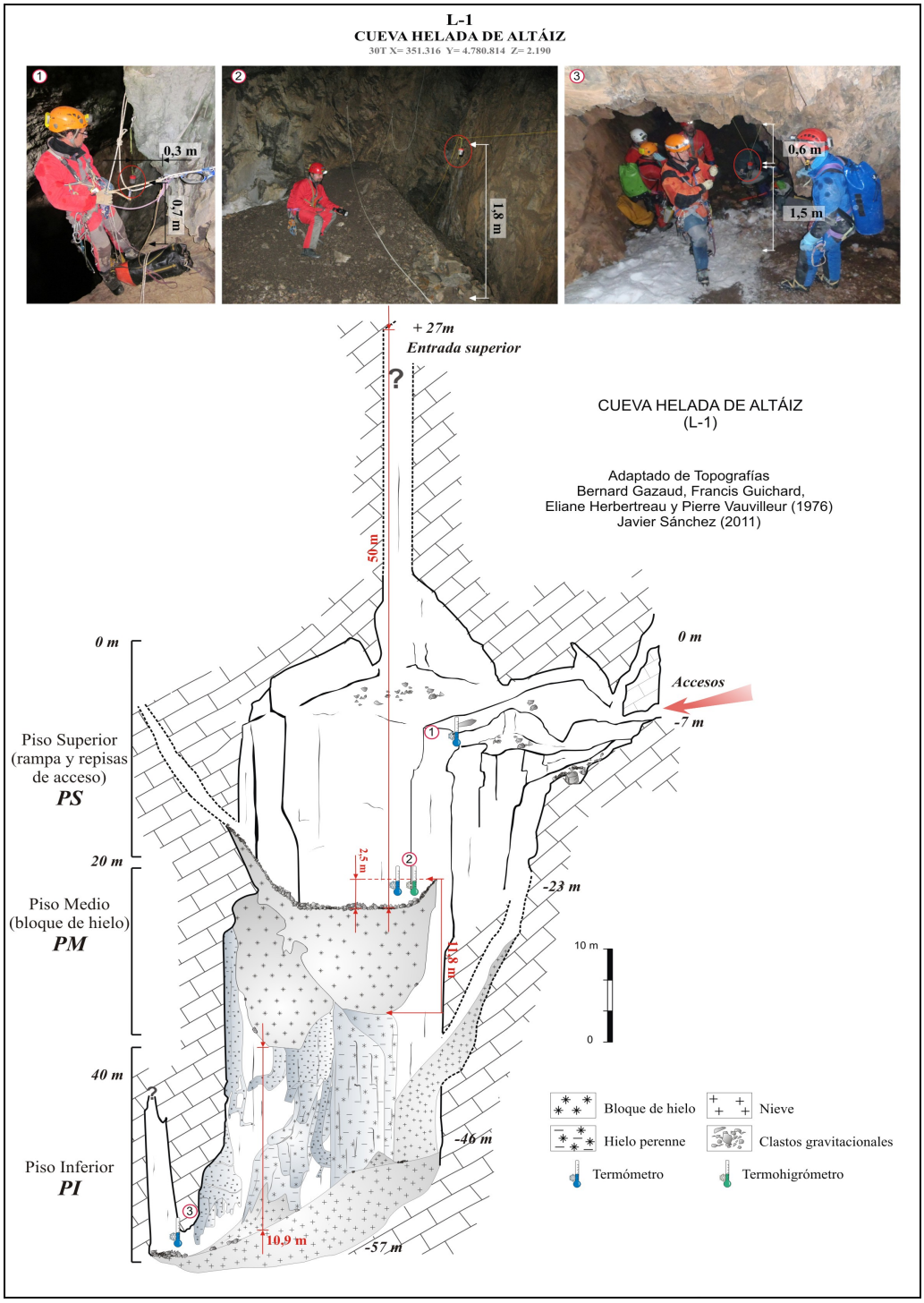


Fig.5.46. Topografía y localización de los termorregistradores y termohigrómetro en la cueva helada de Altáiz.

Un tercer *sector o piso inferior (PI)* al que se accede tras descolgarse por un pozo vertical de 18 m (continuidad de la sima principal), con su base situada a cota de -57 m (punta de profundidad) precedida de dos rampas consecutivas y fuertemente inclinadas de nieve y rehielo estacional. En ella nos encontramos con dos pequeños pozos obturados de reducidas dimensiones: 3,1 x 6,7 m el pozo de la izquierda; y 3 x 5 m el de la derecha, cuyos suelos se encuentran colmatados de clastos y una capa variable de rehielo estacional. Queda colgado sobre este sector el bloque de hielo, pudiéndose apreciar desde aquí la morfología conoidal de su base y su encajonamiento contra las paredes de la sima. A su base, suspendida 10,9 m desde el suelo de este tercer sector (junio de 2011), se adhieren espectaculares crioespeleotemas perennes imbricados y retorcidos que se descuelgan en formas variopintas de distintos tamaños y naturalezas. Este último sector se conforma igualmente en planta elipsoide irregular y apenas tiene superficie libre de hielo o nieve. Una segunda forma de acceder a este sector inferior es a través de una sima menor fuertemente inclinada que desciende desde las repisas de la entrada, aunque habitualmente se encuentra obturada por un cono de nieve y hielo de rehielo.

Criológicamente la cueva helada de Altáiz se caracteriza por albergar un bloque de hielo con un volumen aproximado de 1000 m^3 (10x10x10). El cálculo exacto de su volumen no es factible debido a la imposibilidad de verlo en su totalidad. Dicha masa de hielo se divide en dos cuerpos, diferenciables solo desde el PI por la opuesta dirección de sus estratos (fig.5.47). En conjunto la masa de hielo se empotra encajadamente contra las paredes de la sima, lo que la mantiene colgada en el vacío sobre el PI. Se trata de una masa de hielo de metamorfismo desde la que se desprenden grandes crioespeleotemas perennes y estacionales de rehielo. La evolución negativa de su volumen durante el periodo de investigación hace que cada vez sea mayor la separación que mantiene con respecto a algunos puntos de sus paredes encajantes y mayor sea la potencialidad de basculación y desequilibrio de todo el bloque.

En base a **criterios climatológicos** y a la estructuración endokárstica (Luetscher y Jeannin, 2004b) la cavidad se podría entender dentro de la categoría estándar de cueva helada dinámica con dos entradas localizadas a distintas altitudes y en la que la termodinámica y las bajas temperaturas del interior, propiciadas por el efecto chimenea,

constituyen un factor fundamental en el origen y mantenimiento del bloque de hielo[12]. Pero sin embargo, la realidad, como se verá al final de este apartado, es algo más compleja, respondiendo a una combinación de cueva dinámica y estática.

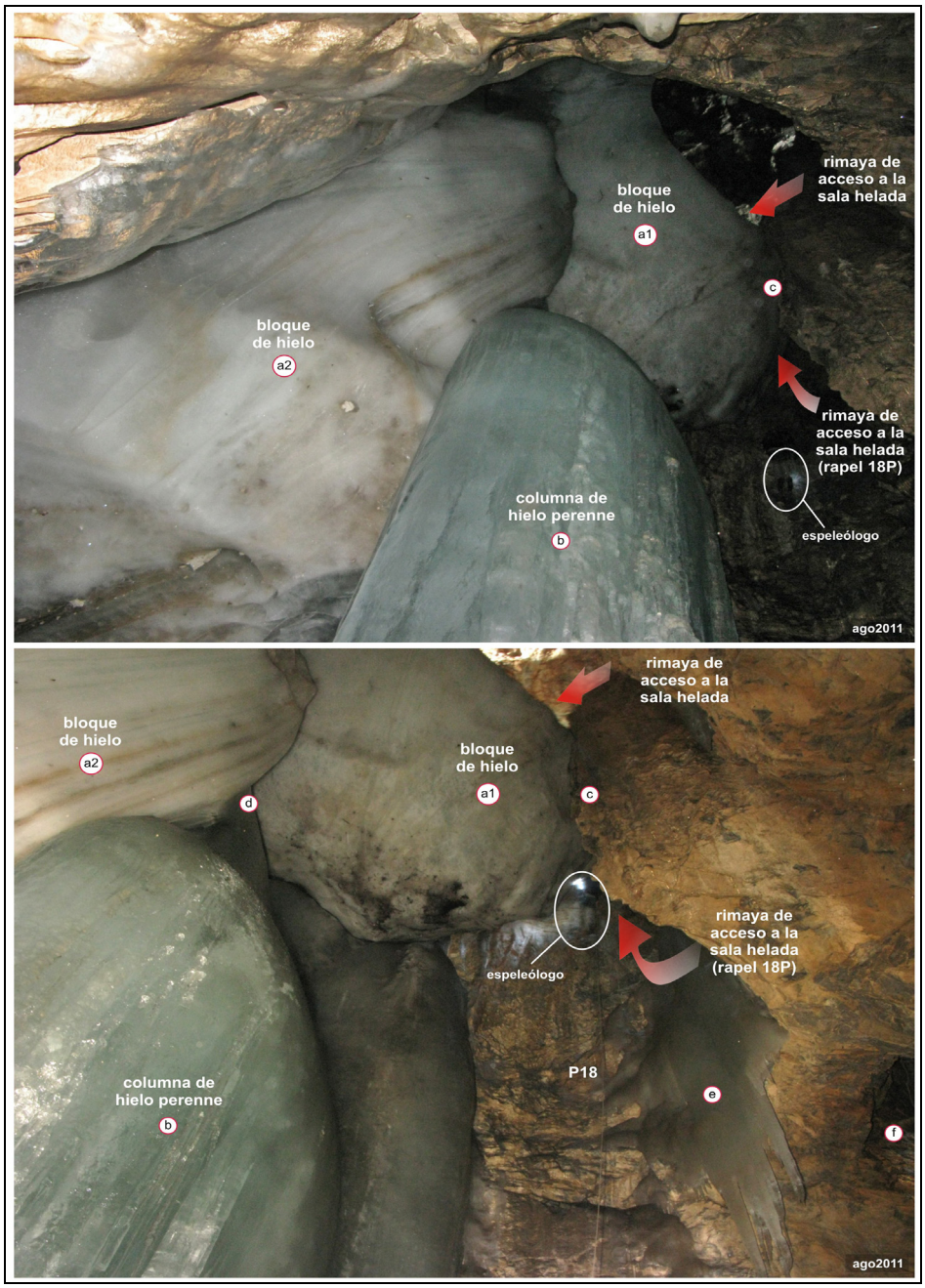


Fig.5.47. Dos perspectivas distintas del bloque de hielo de la CH. de Altáiz desde el piso inferior. Se distinguen dos cuerpos de hielo (a.1 y a.2) empotrados contra las paredes de la sima (d). De ellos se descuelgan grandes criomorfologías perennes (b). El bloque de hielo superior (a.1) queda frágilmente apoyado sobre una irregularidad de la pared de la sima con dos aperturas laterales por las que se accede al piso inferior (c). El acceso se hace tras rapelar un pozo de 18 m (P18). Un segundo acceso, éste directo desde el piso superior, se abre a la derecha del piso inferior (f, en la fotografía de abajo). Eventualmente son habituales las criomorfologías estacionales (e). Fotos J. Sánchez

[12] En muchos de los sistemas kársticos de la alta montaña el llamado efecto chimenea es el origen de la mayoría de circulaciones de aire que se dan, debido a la habitual existencia de distintas entradas a diferentes altitudes (Lismonde, 2002; Luetscher y Jeannin, 2004; Morard et al., 2010a). En Picos de Europa, la caracterización endokárstica generalizadamente vertical vista en el cap.III hace pensar que también sea el efecto chimenea el agente principal en la caracterización endoclimática de las cuevas.

Para el control térmico se han utilizado 3 termorregistradores iButton DS1921G-F5 programados para una toma cada 4 horas instalados de tal manera que se abarcase la máxima extensión de la sima posible. Se ubicaron en una de las primeras repisas (en el PS), sobre el bloque de hielo (en el PM) y un tercero colgado del techo de uno de los dos pozos obturados, en la base de la cavidad (en el PI). Sobre el bloque de hielo se instaló también un termohigrómetro para el periodo 2011-2012 (fig.5.46).

5.3.2.1.- Temperaturas.

De la CH. de Altáiz no existen registros previos de temperaturas de ningún tipo ni ninguna publicación en la literatura científica específica. Los resultados que se exponen a continuación derivan, por tanto, de los primeros seguimientos realizados al efecto.

a) Caracterización térmica general

Temperaturas medias, absolutas y amplitudes térmicas

Las T_{ma} en la CH. de Altáiz están por debajo de los 0ºC en las estancias controladas PM, con -0,44ºC, y PI, con -0,74ºC. En el PS se registró una media para el año 2011-2012 de 0,97ºC. La diferencia con respecto a las medias exteriores oscila, dependiendo de la estancia, entre los 3 y 4ºC, siendo algo mayor a medida que descendemos (fig.5.48).

En términos absolutos, las $T_{mín.abs}$ se alcanzan en los PS y PM con -8ºC, siendo en el PI de -5,5ºC. Tales registros se tomaron el 03 de febrero de 2012 a las 06:00 h, para los dos primeros, y el día 04 a las 03:00 h para el segundo. Las $T_{máx.abs}$, por su parte, se han registrado en el PS con 7,5ºC tomados el 02 de septiembre de 2011 a las 19:30 h, y en el PM con 1,65ºC registrados durante varios días del mes de septiembre de 2012. En el PI, sin embargo, las máximas nunca han superado los 0ºC (fig.5.48).

En el interior de la cavidad se da una amplitud térmica en valores absolutos de ΔT_{abs}= 15,5ºC; pequeña, si es comparada con la exterior ΔT_{abs}=33,64ºC (fig.5.48). Amplitudes bastante similares a las que se dan en las otras dos cavidades a estudio.

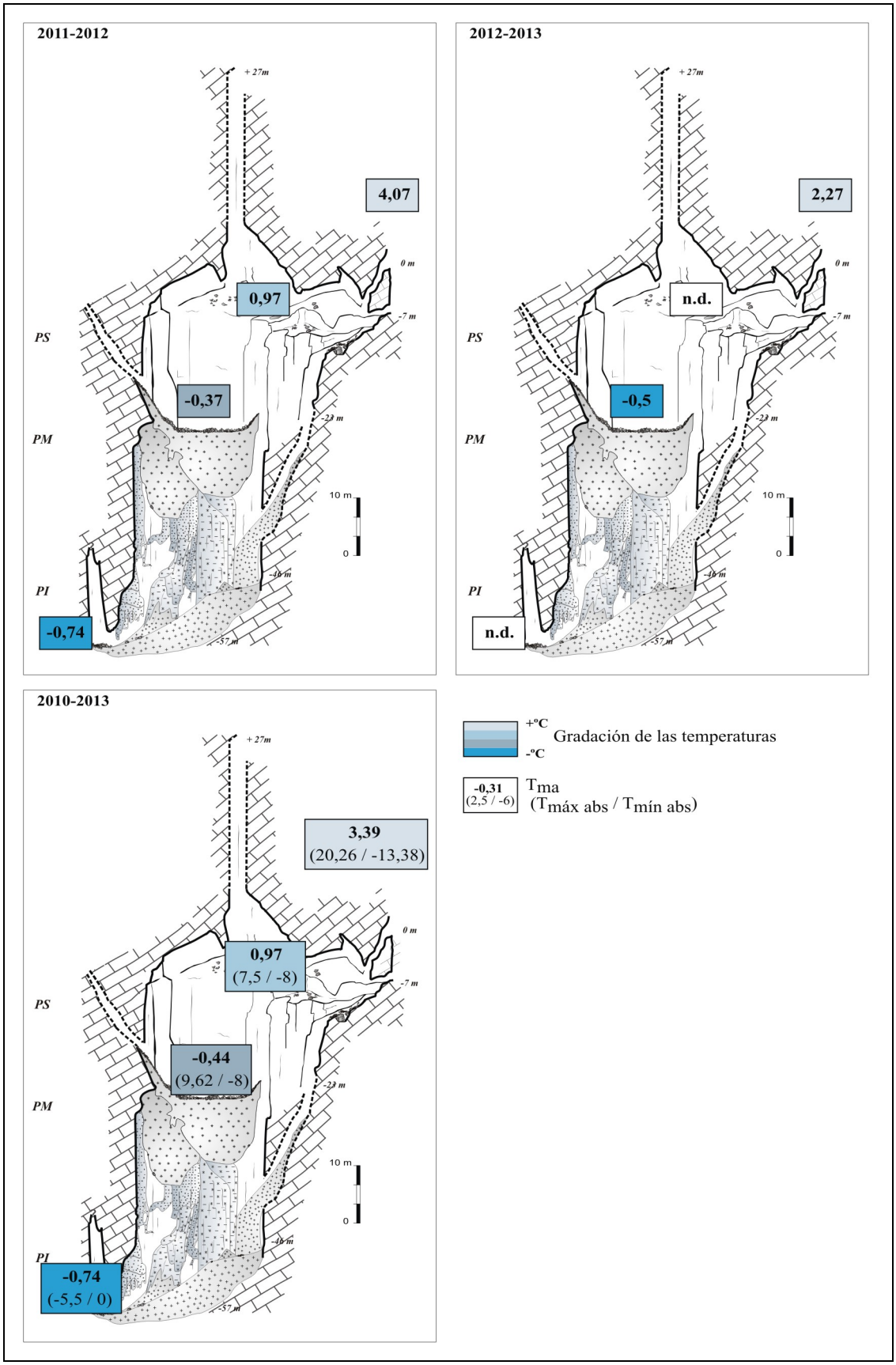


Fig.5.48. T_{ma} en la CH. Altáiz para el periodo 2011-2013.

Temperaturas Medias Mensuales (Tmm) CH Altáiz (ºC) 2011-2013

	PS	PM	PI	Ext.Atz*
ago.-11	4,45	0,93	0,00	11,23
sept.-11	4,44	1,04	0,00	10,57
oct.-11	3,47	0,91	0,00	7,14
nov.-11	1,08	0,39	0,00	2,12
dic.-11	-0,08	-0,56	-0,46	-0,04
ene.-12	-0,35	-0,70	-0,69	-0,24
feb.-12	-2,67	-3,28	-2,96	-4,55
mar.-12	-0,65	-1,59	-1,93	1,37
abr.-12	-1,36	-1,51	-1,57	-2,44
may.-12	0,28	-0,46	-0,65	5,57
jun.-12	2,09	0,02	-0,17	8,25
jul.-12**	3,00	0,28	0,00	9,33
ago.-12	*n.d.*	0,65	*n.d.*	11,30
sept.-12	*n.d.*	1,09	*n.d.*	8,66
oct.-12	*n.d.*	0,78	*n.d.*	4,28
nov.-12	*n.d.*	-0,64	*n.d.*	-0,39
dic.-12	*n.d.*	-1,12	*n.d.*	-0,77
ene.-13	*n.d.*	-1,46	*n.d.*	-0,71
feb.-13	*n.d.*	-1,79	*n.d.*	-4,83
mar.-13	*n.d.*	-1,78	*n.d.*	-3,04
abr.-13	*n.d.*	-1,14	*n.d.*	-0,81
may.-13	*n.d.*	-0,65	*n.d.*	0,12
jun.-13	*n.d.*	-0,17	*n.d.*	6,44
jul.-13**	*n.d.*	0,12	*n.d.*	13,01

Temperaturas (ºC)

2011-2012		PS	PM	PI	Ext.Atz*
anual	T_{ma}	0,97	-0,37	-0,74	4,07
mensual	T_{mm} máx.	4,45	1,04	0,00	11,23
	T_{mm} mín.	-2,6	-3,28	-2,96	-4,55
	ΔT_{mm}	*7,05*	*4,32*	*2,96*	*15,78*
absoluta	T_{abs} máx.	7,5	1,52	0	18,31
	T_{abs} mín.	-8	-8,02	-5,5	-13,38
	ΔT_{abs}	*15,5*	*9,54*	*5,5*	*31,69*

2012-2013		PS	PM	PI	Ext.Atz*
anual	T_{ma}	*n.d.*	-0,5	*n.d.*	2,27
mensual	T_{mm} máx.	*n.d.*	1,09	*n.d.*	13,01
	T_{mm} mín.	*n.d.*	-1,79	*n.d.*	-4,83
	ΔT_{mm}	*n.d.*	*2,88*	*n.d.*	*17,84*
absoluta	T_{abs} máx.	*n.d.*	1,6	*n.d.*	20,26
	T_{abs} mín.	*n.d.*	-4,4	*n.d.*	-10,74
	ΔT_{abs}	*n.d.*	*6,0*	*n.d.*	*31,00*

2011-2013		PS	PM	PI	Ext.Atz*
anual	T_{ma}	0,97	-0,44	-0,74	3,39
mensual	T_{mm} máx.	4,45	1,09	0,0	13,01
	T_{mm} mín.	-2,67	-3,28	-2,96	-4,83
	ΔT_{mm}	*7,12*	*4,37*	*2,96*	*17,84*
absoluta	T_{abs} máx.	7,5	1,6	0	20,26
	T_{abs} mín.	-8	-8,02	-5,5	-13,38
	ΔT_{abs}	*15,5*	*9,62*	*5,5*	*33,64*

Tabla 5.18. T_{mm} en la CH. Altáiz 2011/13. PS, Piso Superior; PM, Piso Medio (o sala helada); PI, Piso Inferior; Ext. Atz, boca de entrada de CH. Altáiz; *n.d*, no datos.
*Temperaturas estimadas con la aplicación del gradiente térmico desde la EMA del Cable. Las máximas y mínimas del exterior de la cavidad se corresponden con las máximas y mínimas de las T_{md} estimadas. Las máximas y mínimas del interior son registros absolutos.
**Las T_{ma}, así como $T_{máx}$ y $T_{mín}$ de están supeditadas, en algunos casos, a la falta de datos (no está el mes completo) (señalados en rojo).

Temperaturas mensuales

En el interior de la cavidad se dan en torno a 4-7 meses al año, dependiendo del año y la estancia, con $T_{mm} \geq 0$ºC. Si se comparan los datos del año 2011-2012, año del que se disponen las series completas para las tres estancias, es en el PS donde se tiene un mayor número de meses por encima de tal umbral, 7 en total, por 6 meses en el PM y 5 meses para el PI, siendo en éste último, además, T_{mm} que no sobrepasan los 0ºC.

La evolución de estas T_{mm}, comparativamente con las exteriores, refleja un comportamiento relativamente parejo durante los meses más fríos, y marcadamente dispar durante los más cálidos (fig.5.49). Mientras que durante los primeros se marcan, grosso modo, los picos de máximos fríos en las distintas salas de la cavidad,

fundamentalmente durante el invierno de 2011-2012, quedando bastante más atenuados en el invierno de 2012-2013; la tendencia de las térmicas en el interior durante los meses más cálidos no refleja las oscilaciones significativas del exterior, además de registrarse las máximas diferencias entre ambos.

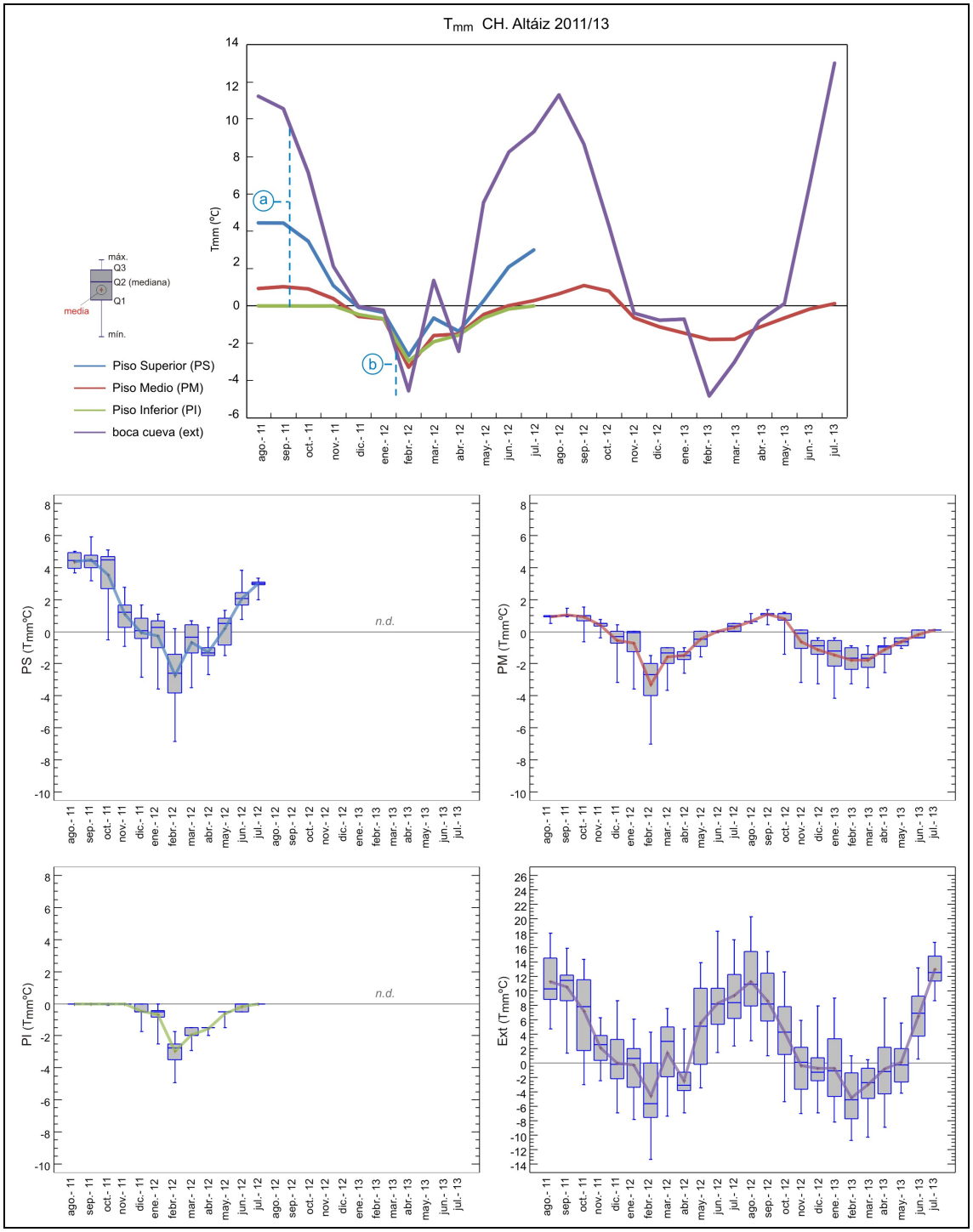


Fig.5.49. Evolución de las T_{mm} en la CH. Altáiz para las diferentes estancias y la boca exterior.

En la fig.5.49 se aprecia la gradación de temperaturas a medida que profundizamos en la cavidad, tanto en los meses estivales con T_{mm} menores cuanto más alejados del exterior

y más abajo nos encontremos (a); como en los meses invernales, en los que se invierte la gradación, con T_{mm} menores cuanto más cerca del exterior y más arriba estemos (b).

Las oscilaciones térmicas también son dispares en función de la estancia en la que nos encontremos, de tal manera que son mucho mayores a lo largo de todos los meses del año en el PS, reduciéndose paulatinamente hacia el PI, donde las temperaturas varían escasamente en relación con las medias mensuales.

En ambos casos, interior y exterior de la cavidad, son los meses de verano, junto con inicios de otoño y finales de primavera, en los que se mantienen las T_{mm}>0ºC. Los meses más cálidos son los centrales del estío, agosto concretamente, con medias de 11,23 y 11,30ºC para la boca de entrada, siendo en el interior también los meses con mayores T_{mm}. Para el caso del PS se dan T_{mm} de 4,50ºC y 4,44ºC para agosto y septiembre de 2011, mientras que en el PM es el mes de septiembre de los dos años el que registra las mayores medias. Con la salvedad de que aquí también durante los meses de octubre se mantienen medias muy cercanas a los meses precedentes. En esta sala, apenas se dan variaciones durante los meses del estío, oscilando tan sólo en décimas de grado. Lo que no ocurre en el PS donde puede oscilar hasta varios grados. En el PI, sin embargo, se da una homotermia en torno a los 0ºC durante los meses cálidos.

Los meses más fríos son los de febrero tanto dentro como fuera de la cueva y en los dos años de control. Seguidos de los meses de marzo y abril para el año 2011-2012, o marzo y enero para el caso del 2012-2013. Para el primer año se llegaron a los -3,28ºC de media en el mes de febrero en el PM, cuando en el exterior se dieron -4,55ºC; siendo de nuevo en febrero del segundo año cuando se alcanzaron las medias más bajas: -1,79ºC en el PM y -4,83ºC en la boca de entrada (tabla 5.19).

Comparativa meses más fríos en CH. Altáiz (ºC)

		PS	*PM*	*PI*	*Exterior*
Año 2011-12	*1º)*	feb'12 (-2,67)	feb'12 (-3,28)	feb'12 (-2,96)	feb'12 (-4,55)
	2º)	abr'12 (-1,36)	mar'12 (-1,59)	mar'12 (-1,93)	abr'12 (-2,24)
	3º)	mar'12 (-0,65)	abr'12 (-1,51)	abr'12 (-1,57)	ene'12 (-0,24)
Año 2012-13	*1º)*	n.d	feb'13 (-1,79)	n.d	feb'13 (-4,83)
	2º)	n.d	mar'13 (-1,78)	n.d	mar'13 (-3,04)
	3º)	n.d	ene'13 (-1,46)	n.d	abr'13 (-0,81)

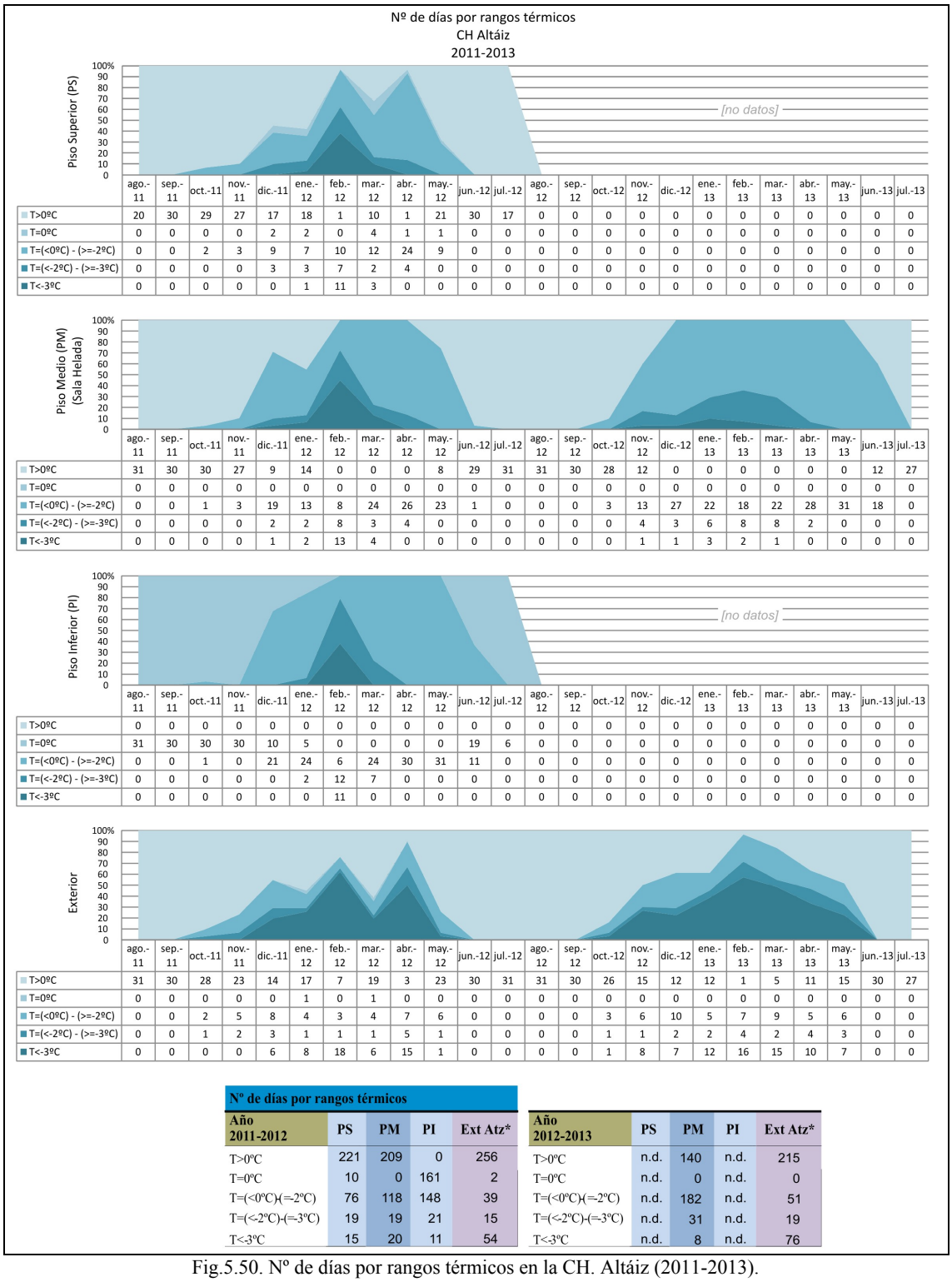
Tabla 5.19. Los tres meses más fríos por año en las distintas estancias de la CH Altáiz y la boca de entrada. Resaltados en tonos azules están las dos T_{mm} más bajas del periodo 2011-2013, para el interior y para el exterior de la cavidad.

Distribuciones por rangos térmicos

La distribución de las T_{md} por rangos térmicos refleja marcadas diferencias según la sala en la que nos encontremos y el año. Mientras que en las salas superiores, PS y PM, para el periodo 2011-2012 la gran mayoría de los días tuvieron T_{md}>0ºC, especialmente en el PS (221 días); en la sala más profunda no se registró ningún día por encima de los 0ºC. Además en esta sala, por debajo del umbral de los 0ºC, el grueso de los días se encuentra habitualmente en el rango térmico comprendido entre los 0 y -2ºC, reduciéndose considerablemente los días comprendidos en rangos térmicos más fríos (T_{md}<-3ºC). Tan sólo se dieron 15 días con T_{md}<-3ºC en el PS, 20 días en el PM y 11 en el PI, durante el año 2011-2012; y 8 días en el PM durante el año 2012-2013 (fig. 5.50). El PI a pesar de tener picos menos profundos de temperaturas muy frías, se mantiene frío durante más tiempo, al menos en comparación con el resto de la cavidad y con el exterior.

Por años se aprecia igualmente una marcada diferencia ya que para durante el periodo 2011-2012 en el PM se registraron 157 días con T_{md}<0ºC, aumentando hasta 221 días durante el años siguiente.

La distribución temporal de los distintos rangos térmicos a lo largo del año concentra los días con T_{md} más frías en los meses de febrero fundamentalmente. Y mientras que en las dos salas superiores se reparte algo más el número de días con T_{md}<-3ºC, entre los meses de diciembre a marzo, en el PI tan sólo se dan días con tales temperaturas durante el mes de febrero. Además se aprecia en el PM como se reduce el número de días con T_{md}<-3ºC en los dos años de seguimiento, pasando de 20 en el invierno de 2011-2012 a 8 en el invierno de 2012-2013. A pesar de que en el exterior sucedió al contrario, de 54 días se pasó a 76 días.



Piso Superior (PS)	ago.-11	sep.-11	oct.-11	nov.-11	dic.-11	ene.-12	feb.-12	mar.-12	abr.-12	may.-12	jun.-12	jul.-12	ago.-12	sep.-12	oct.-12	nov.-12	dic.-12	ene.-13	feb.-13	mar.-13	abr.-13	may.-13	jun.-13	jul.-13
T>0ºC	20	30	29	27	17	18	1	10	1	21	30	17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T=0ºC	0	0	0	0	2	2	0	4	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T=(<0ºC) - (>=-2ºC)	0	0	2	3	9	7	10	12	24	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T=(<-2ºC) - (>=-3ºC)	0	0	0	0	3	3	7	2	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T<-3ºC	0	0	0	0	0	1	11	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Piso Medio (PM) (Sala Helada)	ago.-11	sep.-11	oct.-11	nov.-11	dic.-11	ene.-12	feb.-12	mar.-12	abr.-12	may.-12	jun.-12	jul.-12	ago.-12	sep.-12	oct.-12	nov.-12	dic.-12	ene.-13	feb.-13	mar.-13	abr.-13	may.-13	jun.-13	jul.-13
T>0ºC	31	30	30	27	9	14	0	0	0	8	29	31	31	30	28	12	0	0	0	0	0	0	12	27
T=0ºC	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T=(<0ºC) - (>=-2ºC)	0	0	1	3	19	13	8	24	26	23	1	0	0	0	3	13	27	22	18	22	28	31	18	0
T=(<-2ºC) - (>=-3ºC)	0	0	0	0	2	2	8	3	4	0	0	0	0	0	0	4	3	6	8	8	2	0	0	0
T<-3ºC	0	0	0	0	1	2	13	4	0	0	0	0	0	0	0	1	1	3	2	1	0	0	0	0

Piso Inferior (PI)	ago.-11	sep.-11	oct.-11	nov.-11	dic.-11	ene.-12	feb.-12	mar.-12	abr.-12	may.-12	jun.-12	jul.-12	ago.-12	sep.-12	oct.-12	nov.-12	dic.-12	ene.-13	feb.-13	mar.-13	abr.-13	may.-13	jun.-13	jul.-13
T>0ºC	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T=0ºC	31	30	30	30	10	5	0	0	0	0	19	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T=(<0ºC) - (>=-2ºC)	0	0	1	0	21	24	6	24	30	31	11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T=(<-2ºC) - (>=-3ºC)	0	0	0	0	0	2	12	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T<-3ºC	0	0	0	0	0	0	11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Exterior	ago.-11	sep.-11	oct.-11	nov.-11	dic.-11	ene.-12	feb.-12	mar.-12	abr.-12	may.-12	jun.-12	jul.-12	ago.-12	sep.-12	oct.-12	nov.-12	dic.-12	ene.-13	feb.-13	mar.-13	abr.-13	may.-13	jun.-13	jul.-13
T>0ºC	31	30	28	23	14	17	7	19	3	23	30	31	31	30	26	15	12	12	1	5	11	15	30	27
T=0ºC	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T=(<0ºC) - (>=-2ºC)	0	0	2	5	8	4	3	4	7	6	0	0	0	0	3	6	10	5	7	9	5	6	0	0
T=(<-2ºC) - (>=-3ºC)	0	0	1	2	3	1	1	1	5	1	0	0	0	0	1	1	2	2	4	2	4	3	0	0
T<-3ºC	0	0	0	0	6	8	18	6	15	1	0	0	0	0	1	8	7	12	16	15	10	7	0	0

Nº de días por rangos térmicos				
Año 2011-2012	PS	PM	PI	Ext Atz*
T>0ºC	221	209	0	256
T=0ºC	10	0	161	2
T=(<0ºC)-(=-2ºC)	76	118	148	39
T=(<-2ºC)-(=-3ºC)	19	19	21	15
T<-3ºC	15	20	11	54

Año 2012-2013	PS	PM	PI	Ext Atz*
T>0ºC	n.d.	140	n.d.	215
T=0ºC	n.d.	0	n.d.	0
T=(<0ºC)-(=-2ºC)	n.d.	182	n.d.	51
T=(<-2ºC)-(=-3ºC)	n.d.	31	n.d.	19
T<-3ºC	n.d.	8	n.d.	76

Fig.5.50. Nº de días por rangos térmicos en la CH. Altáiz (2011-2013).

b) Caracterización térmica temporal: dinámicas anuales y periodos térmicos

En función de la evolución de las T_{int} y T_{ext} se han distinguido tres periodos térmicos principales para la CH. de Altáiz[13]. Un *periodo abierto*, extendido por los meses más

[13] Para el discernimiento de los distintos periodos han sido tenidas en cuenta fundamentalmente las series de la sala helada donde se instala el bloque de hielo, el PM, por ser no sólo las series más completas del

fríos, en el que las medias térmicas se mantienen por debajo de 0ºC en el interior de la cavidad y genéricamente también en el exterior, con $T_{ext}<T_{int}$ habitualmente (A en fig.5.51). Un segundo periodo principal, el *periodo cerrado*, que abarca fundamentalmente los meses cálidos, y en el que se registran las medias más altas tanto en el exterior como en el interior de la cavidad, con los mayores contrastes térmicos entre ambas y evoluciones completamente dispares (C_A en fig.5.51). Y entre ambos periodos principales un tercer periodo térmico, el *periodo transicional*, en el que la tónica habitual es el reajuste de las temperaturas hacia las condiciones imperantes en los otros dos periodos, guiado bien por el cese de entrada de masas de aire frío en el interior de la cavidad (Tr_A en fig.5.51) o, al contrario, por las primeras entradas del mismo (Tr_B en fig.5.51).

A continuación se detallan las características térmicas de cada uno de ellos, así como de aquellos subperiodos que se han diferenciado para algunos casos:

- *Periodo abierto (A)*

Dentro del periodo abierto se han distinguido a su vez dos subperiodos:

Subperiodo abierto A1: durante este periodo se registra una temperatura media entre 0 y -1ºC comprendiendo aquellos meses en los que las T_{md} se encuentran por debajo de 0ºC en el interior de la cavidad, y mayoritariamente también en el exterior. Es un subperiodo frío pero en el interior de la cueva todavía no se llega a las temperaturas más bajas, siendo como mínimo -3ºC de T_{md}, y con $T_{md.máx}$ que no sobrepasan los 0,5ºC. El comienzo de este subperiodo lo marcan las primeras entradas de aire frío en el interior de la cavidad, aunque éstas todavía mantienen un carácter débil en cuanto a intensidad y duración. La evolución que siguen las temperaturas se caracteriza, en función de ello, por una heterotermia en la que se dan oscilaciones marcadas que no sobrepasan los 0ºC en los pisos PM y PI, y 1ºC en el PS, y con desviaciones típicas de 0,4ºC y de 0,9ºC respectivamente. Por norma general, las T_{md} que prevalecen se encuentran en valores medios comprendidos entre los 0 y -3ºC, a excepción del PS donde sí se pueden registrar valores térmicos positivos y, por tanto, donde son posibles los ciclos hielo/deshielo. La sincronía térmica entre T_{ext} y T_{int} se puede calificar de buena con una

---

periodo de investigación, sino también las más relevantes de cara a la comprensión de la evolución del bloque de hielo.

amplitud entre ambas que de media no supera en ningún momento los 0,5ºC. El subperiodo abierto A1, para el periodo investigado, se extiende desde el mes de diciembre hasta mediados o finales de enero.

Subperiodo abierto A2: durante este periodo se alcanzan las temperaturas más bajas de todo el ciclo anual con T_{md}<0ºC en todo momento, a excepción del PS donde puntual y levemente se sobrepasa, y casi siempre $T_{md.ext}$<0ºC. Se trata del periodo más frío con una $T_{m\ periodo}$ que varía entre los -1,5 y los -2ºC, dependiendo de la estancia, pudiéndose llegar hasta los -7,0ºC de $T_{md.mín}$. La evolución de las temperaturas es bastante irregular, pero siempre gravitando en torno a los valores más bajos y experimentando marcadas irregularidades consecuencia de entradas de aire frío en oleadas intensas y prolongadas en el tiempo (hasta cuatro semanas consecutivas en algún caso). Estas entradas de aire frío son la tónica dominante durante este subperiodo y las responsables de activar, por el conocido como *efecto Balch* (diferencias de presión y densidad entre el aire exterior e interior), los flujos de energía térmica en el interior de la cavidad en movimientos convectivos de calor, haciendo que las masas de aire cálido asciendan desplazadas en cotas inferiores por masas de aire más frío y denso. Tales células convectivas de transferencia energética ya se dan durante el subperiodo A1, pero es en este subperiodo cuando alcanzan su máxima presencia. El perfil evolutivo de las T_{int} es muy irregular experimentando las oscilaciones máximas de todo el ciclo anual con desviaciones típicas que casi superan en todas las estancias de la cavidad 1ºC. Por rangos térmicos es en este periodo en el que se da la máxima concentración de días con T_{md}<-3ºC. La amplitud térmica con respecto a las T_{ext} es la mínima de todos los periodos distinguidos siempre con un promedio ≤0,5ºC y, de forma general, se mantiene una buena sincronía en la evolución de las T_{ext} y las T_{int}, con índices de correlación, para todo el conjunto del periodo abierto y para el PM, relativamente buenos de R^2=0,6 y 0,5; sobre todo si se comparan con los índices del periodo cerrado. El periodo abarcado por el subperiodo A2 va desde mediados o finales de enero hasta mayo o junio.

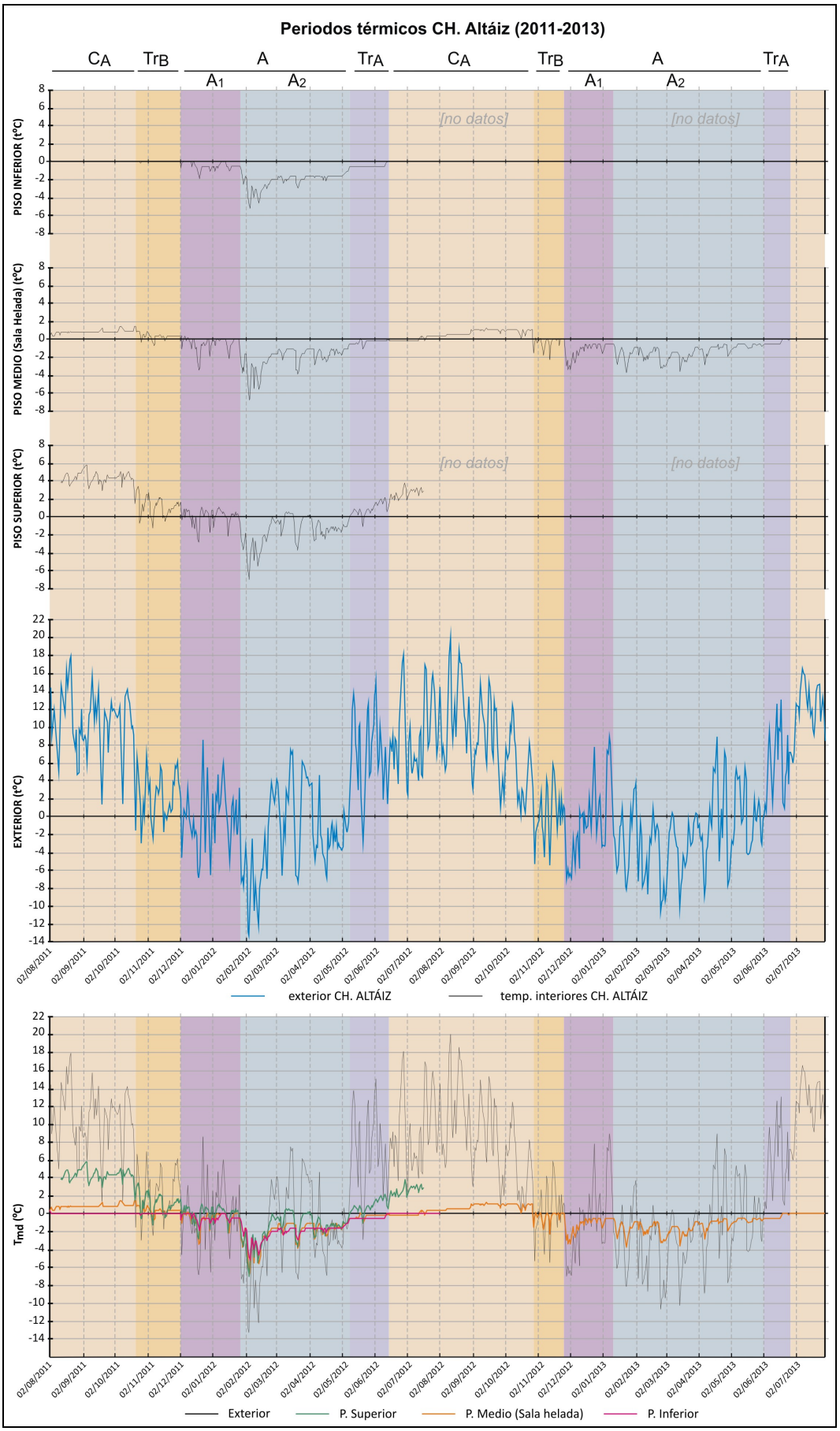


Fig.5.51. Periodos térmicos de la CH. de Altáiz y desglosados por estancias (2011-2013)

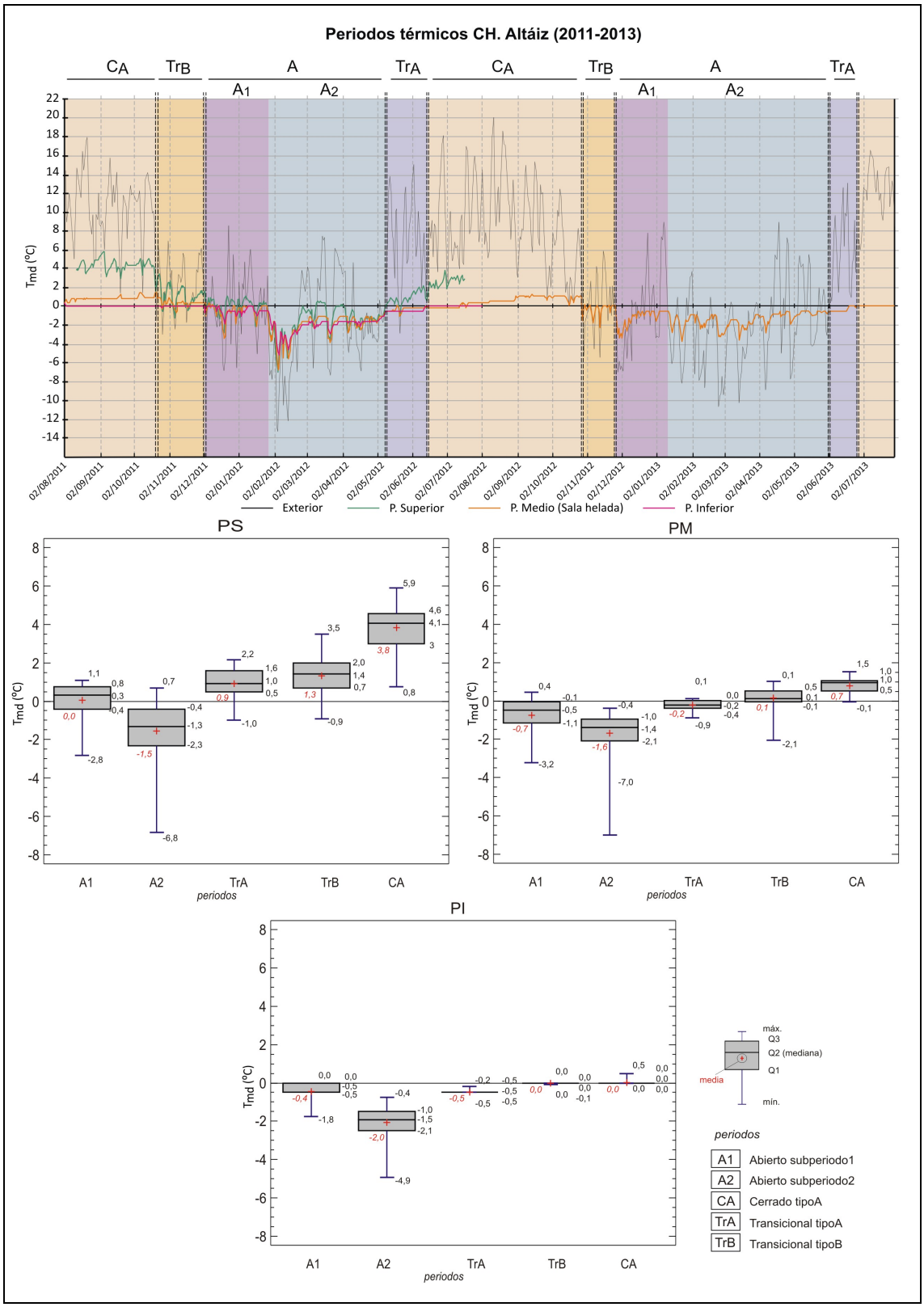


Fig.5.52. Periodos térmicos de la CH. de Altáiz junto con diagramas de desviaciones (2011-2013)

- Periodo transicional

Dentro de este periodo se han distinguido dos tipos diferentes. Se trata de dos periodos distintos y no subperiodos de uno más general como sucede con el caso anterior.

Periodo transicional tipo A (Tr_A): el periodo transicional tipo A sucede al periodo abierto, iniciándose en el momento en que dejan de entrar masas de aire frío al interior de la cavidad. Por tanto la pauta térmica generalizada entre ambos ambientes es $T_{ext}>T_{int}$. Durante este periodo la $T_{m.periodo}$, dependiendo del sector de la cavidad, varía de -0,5ºC hasta 1ºC, con $T_{int}<0$ºC y $T_{ext}>0$ºC mayoritariamente. Ya no se alcanzan temperaturas muy frías y se muestra una tendencia evolutiva ascendentemente escalonada hacia la isoterma de 0ºC; a excepción del PS en que el incremento de temperaturas se caracteriza por marcadas oscilaciones. Se trata de un periodo de reequilibrio o rebalance de las temperaturas de la cavidad hacia un estado homotérmico estimulado por la desconexión con las temperaturas exteriores. Aquí las $T_{md.mín}$ no bajan de -1ºC y las $T_{md.máx}$ no sobrepasan habitualmente los 0ºC a excepción del PS donde llegaron a alcanzar los 2,2ºC. Las entradas de aire frío son prácticamente nulas salvo alguna que se produzca de forma excepcional y con mínima intensidad y duración, lo que otorga a la cavidad un predominio de estabilidad térmica generalizado con oscilaciones de temperaturas muy bajas, las menores de todo el ciclo anual, de 0,2ºC de diferencia, a excepción nuevamente del PS en el que se llegan a dar oscilaciones de hasta 0,7ºC. El cómputo de los días por rangos térmicos se encuentra algo más repartido que en los demás periodos distinguidos aunque mayoritariamente están por encima de 0ºC en el PS, y entre 0ºC y -2ºC en las otras dos salas, pero en ningún caso ya por debajo de -2ºC. Durante este periodo la desconexión con respecto a la influencia térmica exterior hace que las oscilaciones térmicas en el interior queden completamente atenuadas en favor de un mayor protagonismo termodinámico de la energía calórica de las paredes de la cavidad y del propio bloque de hielo. El gradiente térmico entre las T_{ext} y las T_{int} vuelve a incrementarse superando los 5ºC, y la evolución de las temperaturas tanto en el interior como en el exterior manifiestan dinámicas completamente separadas, fundamentalmente en los pisos inferiores de la cueva, acusando por lo general un desapego sincrónico. El periodo transicional de tipo A se extiende desde mayo o junio, dependiendo del año, hasta mediados o finales de junio.

Periodo transicional tipo B (Tr_B): este periodo transicional precede a los periodos abiertos con $T_{m.periodo}$ entre 0ºC y 4ºC (caso del PS); aunque las T_{md} pueden descender de 0ºC en momentos puntuales y dependiendo de la estancia. A diferencia del periodo Tr_A, este periodo mantiene de forma genérica una tendencia descendente irregular y las entradas de aire frío se dan con mayor frecuencia; aunque debido a su escasa intensidad

y duración los sectores más profundos de la cavidad no se ven afectados. Es un periodo de contrastes tanto desde el punto de vista espacial como temporal, con dinámicas completamente distintas dependiendo de la mayor o menor influencia que ejerzan las temperaturas exteriores, y por tanto dependiendo de la mayor o menor cercanía a la boca de entrada. De esta manera mientras que a medida que descendemos en la cavidad la tendencia térmica que se impone es la evolución homotérmica, en el PS se dan marcadas oscilaciones en sus temperaturas con amplitudes muy similares a las que se dan durante el periodo A1. También si se compara de un año a otro, la evolución de las temperaturas durante este periodo varía. Así por ejemplo se aprecia como en el PM durante el año 2011 las temperaturas se sostienen por encima de 0ºC sin grandes oscilaciones, mientras que durante el mismo periodo del año siguiente las oscilaciones son más marcadas y sin sobrepasar en ningún momento 0ºC. Esto se refleja en unas desviaciones de temperatura que van desde menos de 0,5ºC de diferencia, hasta superar en algunos casos 1ºC. El número de días por rangos térmicos es igualmente muy variable dependiendo de la estancia y del año. A diferencia del periodo Tr_A, durante el periodo Tr_B la amplitud térmica entre T_{int} y T_{ext} no es tan marcada, con un ΔT_{ext}-T_{int}<1ºC, y la evolución comparativa entre ambas dinámicas (T_{ext}-T_{int}), aún siendo bastante mala, es algo mejor también. La duración de este periodo abarca desde finales de octubre hasta diciembre.

- *Periodo cerrado (C_A)*: durante este periodo predomina la situación térmica $T_{ext}>T_{int}$, extendiéndose por los meses más cálidos del ciclo anual (meses estivales fundamentalmente). En este periodo se alcanzan tanto en el interior como en el exterior de la cavidad las temperaturas más elevadas con una $T_{m.periodo}$ en el interior que va desde 0 a 4ºC. Las $T_{md.int}\geq$0ºC mantienen un gradiente térmico y una dinámica perfectamente diferenciables entre los distintos sectores de la cavidad. Mientras que en aquellas zonas más cercanas a la boca de entrada se dan T_{md} mayores con una dinámica heterotérmica, a medida que descendemos las T_{md} son menores y la dinámica se atenúa hasta mantenerse homotérmicamente en torno a 0ºC, cosa que ocurre en el PI. Por lo general, $T_{md.mín}$ no bajan de 0ºC, mientras que las $T_{md.máx}$ son las mayores de todo el ciclo anual habiendo alcanzado incluso 5,9ºC en el PS. En todo el periodo, y exceptuando el PS, predomina una estabilidad térmica completamente desconectada de la influencia de las dinámicas térmicas exteriores, lo que procura unas oscilaciones térmicas muy pequeñas, que en el caso del PI llegan a ser nulas. Los índices de correlación entre las T_{ext} y las

temperaturas del PM para este periodo son también prácticamente nulas, R^2=0,2 para el año 2011 y R^2=0,00008 para el año 2012. La estabilidad térmica en los sectores alejados de la entrada, en los que se aloja el bloque de hielo, es reflejo de una mínima circulación del aire lo que hace que la transferencia de energía calórica por advección quede anulada y las masas de aire se estanquen y estratifiquen en función de su densidad. La completa independencia de las condiciones exteriores hace que el control térmico del interior lo ejerza la conducción de las paredes y del bloque de hielo. Lo que ya se percibieron muestras durante el periodo inmediatamente precedente, el periodo Tr_A. Este periodo se alarga desde mediados o finales de junio hasta finales de octubre.

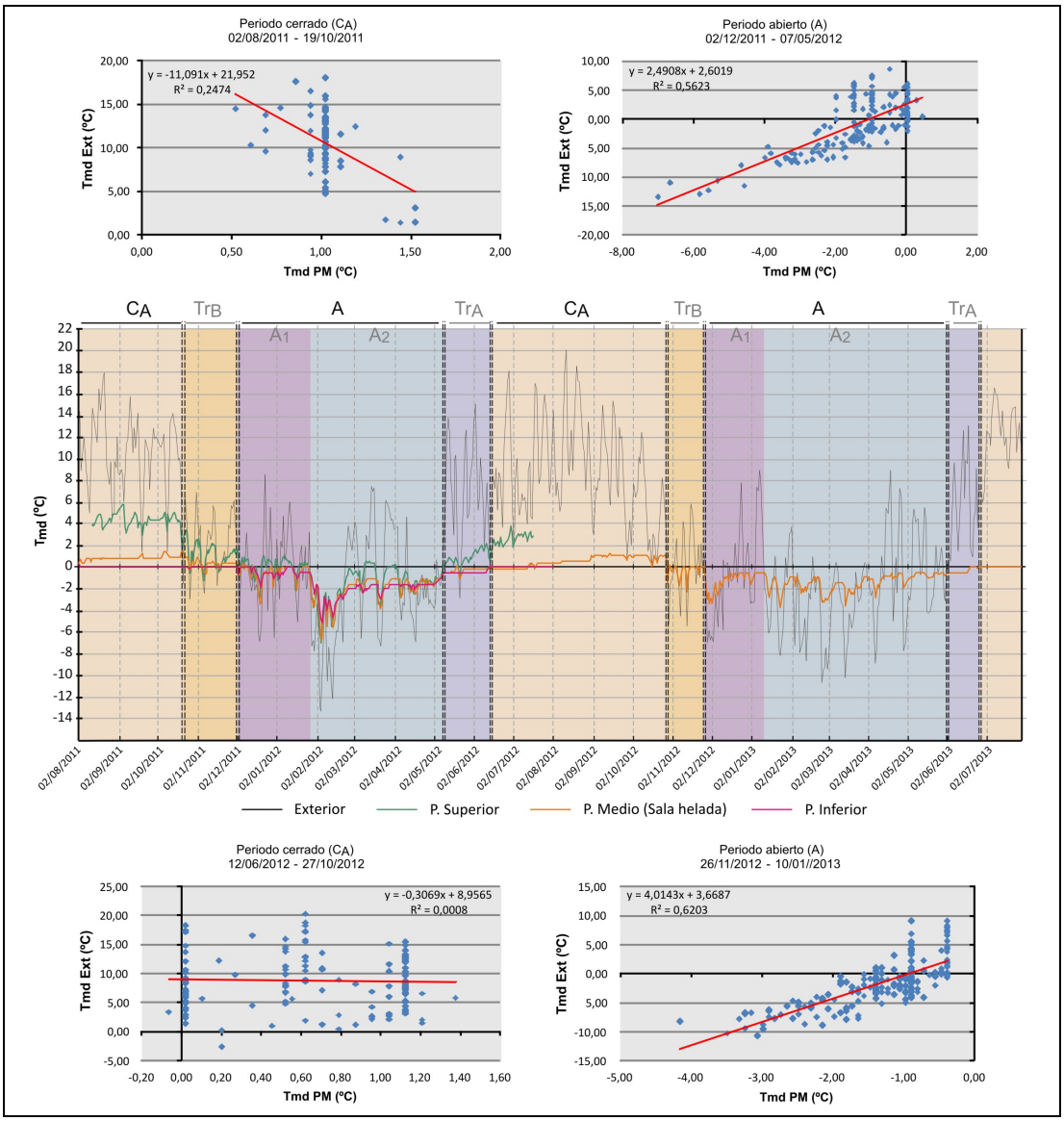


Fig.5.53. Correlaciones entre las T_{ext} y el PM de Altáiz 2011-2013.

	Media Tmd (ºC)				Desv.Strd. (σ)				Máx Tmd (ºC)				Mín Tmd (ºC)				Nº días T≤0ºC (%)			
	PS	PM	PI	Ext	PS	PM	PI	Ext	PS	PM	PI	Ext	PS	PM	PI	Ext	PS	PM	PI	Ext
periodo CA (02/08/2011-19/10/2011)	4,5	1,0	0,0	10,7	0,5	0,1	0,0	3,6	5,9	1,5	0,0	18,0	3,2	0,8	0,0	1,4	0	0	100	0
periodo TrB (20/10/2011-01/12/2011)	1,3	0,4	0,0	2,2	1,0	0,4	0,0	2,7	3,5	1,0	0,0	7,0	-0,9	-0,7	-0,1	-3,0	12	9	100	23
periodo A1 (02/12/2011-25/01/2012)	0,0	-0,4	-0,5	0,4	0,9	0,7	0,4	3,4	1,1	0,4	0,0	8,7	-2,8	-3,2	-1,8	-6,9	38	60	100	45
periodo A2 (26/01/2012-07/05/2012)	-1,5	-2,1	-2,0	-2,0	**1,5**	**1,3**	**0,8**	**4,8**	0,7	-0,9	-0,8	7,6	-6,8	-7,0	-4,9	-13,4	**88**	**100**	**100**	**70**
periodo TrA (08/05/2012-11/06/2012)	0,9	-0,2	-0,5	7,4	0,7	0,3	0,1	4,5	2,2	0,0	-0,2	15,2	-1,0	-0,9	-0,5	-2,9	9	46	100	9
periodo CA (12/06/2012-27/10/2012)	n.d.	0,6	n.d.	8,8	n.d.	0,4	n.d.	4,7	n.d.	1,4	n.d.	20,3	n.d.	-0,1	n.d.	-2,6	0	1	100	1
periodo TrB (28/10/2012-25/11/2012)	n.d.	-0,3	n.d.	0,3	n.d.	0,6	n.d.	3,0	0,0	0,1	0,0	5,9	0,0	-2,1	0,0	-5,5	n.d.	55	n.d.	48
periodo A1(26/11/2012-10/01/2013)	n.d.	-1,1	n.d.	-0,5	n.d.	**0,8**	n.d.	**4,3**	0,0	-0,4	0,0	9,0	0,0	-3,2	0,0	-7,0	n.d.	100	n.d.	59
periodo A2 (11/01/2013-31/05/2013)	n.d.	-1,4	n.d.	-2,1	n.d.	0,8	n.d.	4,0	0,0	-0,4	0,0	9,0	0,0	-4,2	0,0	-10,7	n.d.	100	n.d.	74
periodo TrA (01/06/2012-24/06/2013)	n.d.	-0,2	n.d.	5,9	n.d.	0,2	n.d.	3,8	0,0	0,1	0,0	13,2	0,0	-0,4	0,0	0,6	n.d.	74	n.d.	0

2011-2013	Media Tmd (ºC)				Desv.Strd. (σ)				Máx Tmd (ºC)				Mín Tmd (ºC)				Nº días T≤0ºC (%)			
	PS	PM	PI	Ext	PS	PM	PI	Ext	PS	PM	PI	Ext	PS	PM	PI	Ext	PS	PM	PI	Ext
periodo CA	4,5	0,8	0,0	9,7	0,5	0,3	0,0	4,1	5,9	1,5	0,0	20,3	3,2	-0,1	0,0	-2,6	0	0	100	0
periodo TrB	1,3	0,1	0,0	1,3	1,0	0,5	0,0	2,8	3,5	1,0	0,0	7,0	-0,9	-2,1	-0,1	-5,5	12	32	100	36
periodo A1	0,0	-0,8	-0,5	0,0	0,9	0,8	0,4	3,9	1,1	0,4	0,0	9,0	-2,8	-3,2	-1,8	-7,0	38	80	100	52
periodo A2	-1,5	-1,7	-2,0	-2,1	**1,5**	**1,0**	**0,8**	**4,4**	0,7	-0,4	0,0	9,0	-6,8	-7,0	-4,9	-13,4	**88**	**100**	**100**	**72**
periodo TrA	0,9	-0,2	-0,5	6,6	0,7	0,2	0,1	4,1	2,2	0,1	0,0	15,2	-1,0	-0,9	-0,5	-2,9	9	60	100	4

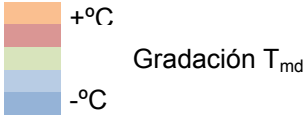
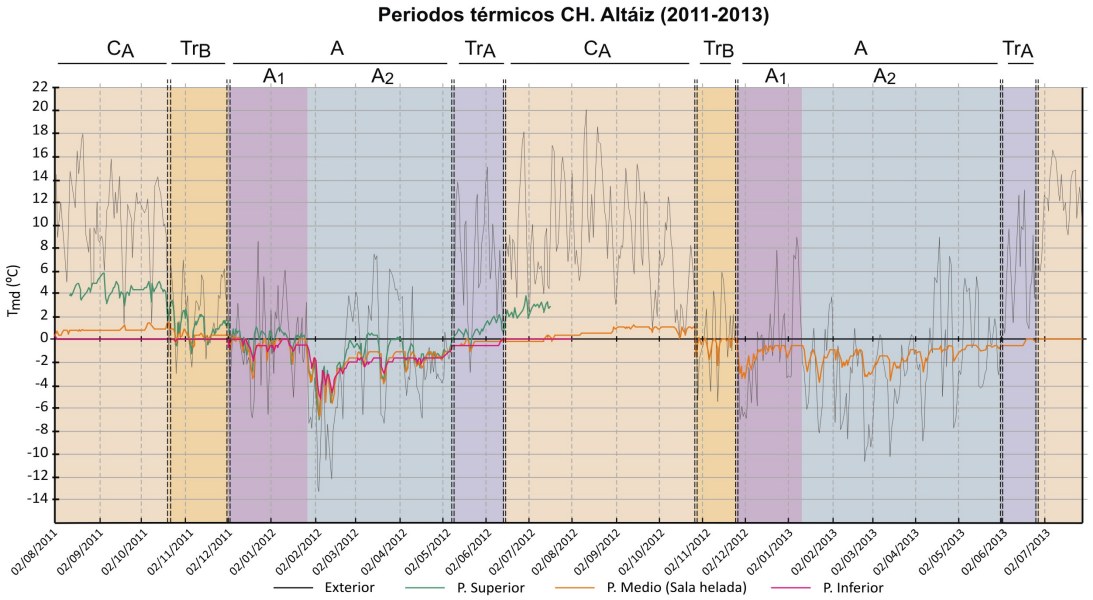


Tabla 5.20. Temperaturas por periodos térmicos en la CH. Altáiz (2011-2013)



Periodos térmicos en la CH. Altáiz

	A1	*A2*	*Tr_A*	*C_A*	*Tr_B*
$T_{m\ Periodo}$	entre 0 y -1ºC	entre -1,5 y -2ºC	entre -0,5 y 1ºC	entre 0 y 4ºC	entre 0 y 1,5ºC
$T_{md\ int}$	<0ºC	<1,5ºC	mayorit.≤0ºC	≥0ºC	mayorit. ≥0ºC
$T_{md\ ext}$	=0ºC	<-2ºC	>0ºC (puntualm.<0ºC)	>0ºC	>0ºC (puntualm.<0ºC)
$T_{md\ mín}$	mín. no alcanzada (hasta -3ºC)	mín. alcanzada (-7ºC)	mín. no alcanzada (hasta -1ºC)	mín. no alcanzada (hasta 0ºC)	mín. no alcanzada (hasta -2,1ºC)
$T_{md\ máx}$	máx. no alcanzada (hasta 1ºC)	máx. no alcanzada (hasta 0,7ºC)	máx. no alcanzada (hasta 2,2ºC)	máx. alcanzada (5,9ºC)	máx. no alcanzada (hasta 3,5)
Estado térmico	heterotérmico	heterotérmico	homotérmico (excep.PS)	homotérmico (excep.PS)	heterotérmico (excep.PI)
Tendencia térmica	variable en torno a valores fríos	variable en torno a los valores más fríos	ascenso escalonado	estable (excep. PS)	descenso irregular
Entradas de aire frío a la cavidad	de escasa intensidad y duración, en oleadas	intensas y de larga duración, en intensas oleadas	puntuales y de muy escasa intensidad, no hay oleadas de aire frío	no se da entrada de aire frío	algo frecuentes pero de escasa intensidad y duración
Oscilaciones (σ)	grandes (0,4-0,9ºC)	máximas (>10ºC)	pequeñas (0,2ºC) (excep.PS=0,7ºC)	pequeñas (<0,5ºC) (excep.PI=nulas)	pequeñas (<0,5ºC) (excep.PS, grandes=1ºC)
Nºdías/rangos térmicos	mayorit. entre 0 y -3ºC (excep.PS, mayorit.>0ºC)	máx.concentración nºdías <-3ºC	PI y PM entre 0 y-2ºC mayorit. PS>0ºC mayorit. (nunca <-2ºC)	nunca <0ºC	muy variable
Gradiente Térmico (ΔT_{ext}-T_{int})	≤0,5ºC	≤0,5ºC (amplitud mín)	>5ºC	>5ºC (amplitud máx)	<1ºC (excep.PS)
Dinámica térmica dependiente T_{ext}-T_{int}	buena	buena	mala (excep. PS=regular)	nula (excep.PS=regular)	regular
Fechas	dic.-mediados/finales enero	mediados/finales enero - mayo/junio	mayo/junio - mediados/finales junio	mediados /finales junio - finales oct.	finales oct. - dic.

Tabla 5.21. Cuadro resumen de los parámetros térmicos de cada periodo.

c) Comportamiento espacial diferenciado

Caracterización térmica espacial

El comportamiento térmico anual que se ha mostrado hasta el momento en la CH. Altáiz presenta unas diferencias espaciales según la zona de la cueva en la que nos encontremos.

Para el periodo de seguimiento 2011-2013 se ha podido comprobar como las evoluciones térmicas de los diferentes pisos manifiestan un diferente grado de independencia con respecto a las evoluciones exteriores. En este sentido es el PS la zona de la cavidad que mayor índice de correlación mantiene con R^2=0,7; mientras que a medida que descendemos la independencia va aumentando con R^2=0,5 para el PM y R^2=0,4 para el PI (fig.5.54).

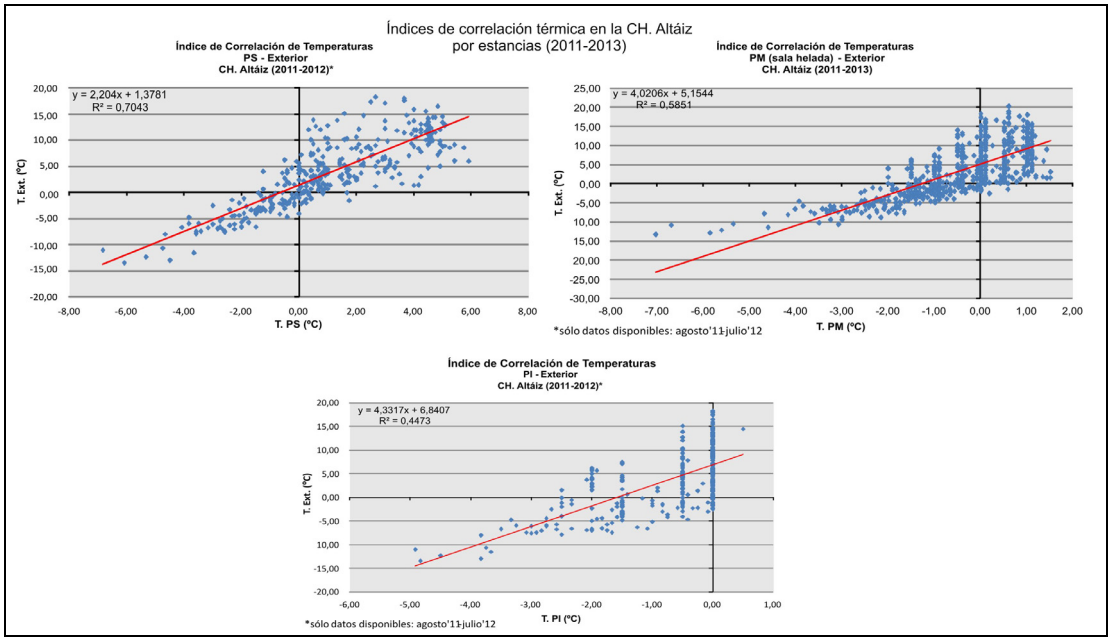


Fig.5.54. Correlaciones anuales entre las T_{md} de las distintas salas de CH Altáiz y las T_{ext}. Periodo ago'11-ago'13, a excepción de PI y PS donde sólo se registró el periodo ago'11-ago'12 (*).

El descenso de las correlaciones a medida que profundizamos en la cavidad va asociado, en este caso, a una mayor atenuación de los comportamientos térmicos. De esta manera, los pisos inferiores registran un menor calor durante los periodos más cálidos (periodos cerrados), pero también un frío menos intenso durante los periodos más fríos (periodos abiertos). El gradiente térmico es menor a medida que bajamos, siendo especialmente marcado entre el PS y el resto de la cavidad (véase fig.5.52).

Gráficamente tales diferencias espaciales se han recogido en las interpolaciones presentadas en la fig.5.55. Las diferencias de las T_{ma} rondan 0,5ºC, siendo mayores entre la parte superior y el resto de la sima, que las que se mantienen entre el PM y el PI (fig.5.55c). De forma general, las T_{ma} permanecen con valores negativos en los pisos inferiores de la cavidad con -0,74ºC en el PI y -0,44ºC en el PM; y con valores positivos en el PS con 0,97ºC; si bien es cierto que tan sólo se han podido hacer registros térmicos para todo el periodo de investigación en el caso del PM por fallo en los termómetros durante el segundo año en las otras dos estancias. Esas diferencias en las T_{ma} se mantienen gracias a las diferencias que se dan fundamentalmente durante el periodo cerrado como se puede apreciar en la fig.5.55b; ya que durante el periodo abierto no son tan manifiestas (fig.5.55a). Y es que durante el periodo cerrado la diferencia supera los 5ºC entre el PS y el resto de la cavidad, siendo máxima con respecto al PM (de 5,3ºC), y algo menor con respecto al PI (de 4,5ºC); mientras que durante el periodo abierto tan sólo existe una diferencia de 0,5ºC entre el PS y el resto de la cavidad, estando ligeramente por encima las temperaturas en el PS y manteniéndose a una misma temperatura media los PM y PI.

Durante el periodo abierto el mayor peso del aire frío entrante en la cavidad se desplaza en movimientos convectivos a las partes inferiores de la cavidad enfriando por advección los PM y PI fundamentalmente, lo que sumado a la influencia térmica del bloque de hielo hace que se den temperaturas medias similares desde el PM hasta la base de la sima (fig.5.55a); mientras que en el PS, y a pesar de estar más expuesto a las influencias térmicas exteriores, el ascenso de las masas de aire cálido es el que provocaría que sus temperaturas medias durante tal periodo se mantuviesen ligeramente por encima.

Sin embargo, durante el periodo cerrado la cavidad se comporta de forma diferente. Mientras que las zonas más cercanas al bloque de hielo se mantienen en valores negativos y la base de la sima en torno a 0ºC, producto de un estancamiento de las masas de aire frío en las partes inferiores de la cavidad (recuérdese que se da una homotermia acusada indicadora de escasos movimientos de aire durante este periodo) y de la influencia calórica emitida por paredes y bloque de hielo como sucedía también en la CH. de Peña Castil; en el PS se da una media de 4,5ºC, que, junto con la heterotermia generalizada vista en el apartado anterior (mayor influencia exterior + alejamiento de la

influencia energética del bloque de hielo), nos indicaría una circulación de masas de aire en efecto chimenea con respecto a la pequeña entrada superior, de tal manera que el aire frío fuese exhalado por la entrada principal de la cavidad.

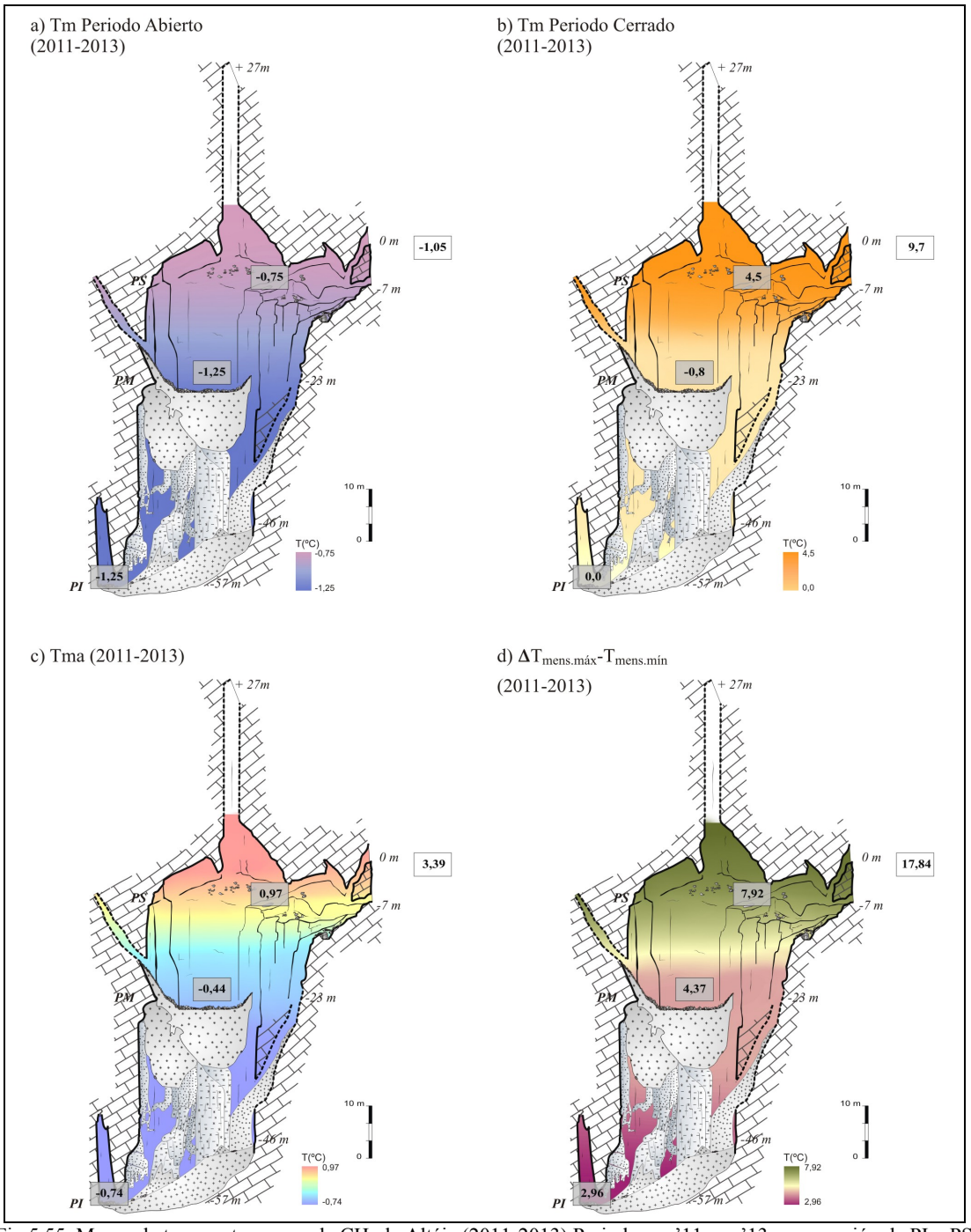


Fig.5.55. Mapas de temperaturas para la CH. de Altáiz (2011-2013) Periodo ago'11-ago'13, a excepción de PI y PS donde sólo se registró el periodo ago'11-ago'12.

La amplitud térmica entre las $T_{mmens.máx}$ y $T_{mmens.mín}$ (fig.5.55d) evidencia nuevamente de la diferenciación espacial de la cavidad, esta vez referida a su dinamismo. Ya estimado para estudios térmicos en otras cavidades (p.e. Pulina, 1999; Piasecki et al.,

2006), la $\Delta T_{mens.máx}$-$T_{mmens.mín}$ calculada para la CH. de Altáiz muestra como a medida que descendemos el dinamismo de sus térmicas se reduce. En consonancia esto con lo dicho en los párrafos anteriores y con lo expuesto a lo largo de todo el presente apartado, es atribuible tanto al alejamiento de la influencia exterior como a un acercamiento a la influencia termorreguladora del bloque de hielo.

Particularidades térmicas espaciales

Además de la caracterización espacial genérica de la cavidad que se acaba de presentar, se detallan a continuación un conjunto de especificidades que concretan aún más el comportamiento térmico diferenciado de las distintas zonas:

1) En el interior de la cavidad se da un gradiente térmico claramente perceptible durante los periodos cerrados y transicionales, y algo más tenue en algunos momentos de los periodos abiertos, junto con una inversión del mismo dependiendo del periodo. Fundamentalmente durante los primeros la estratificación de las masas de aire en función de densidades y temperaturas debido a situaciones $T_{ext}>T_{int}$ hace que en el interior de la sima no se den corrientes convectivas de aire, provocando que el gradiente en el interior de la cavidad sea máximo con respecto a las temperaturas del PS que sí se encuentran sometidas a una mayor influencia exterior. Sin embargo, durante los periodos abiertos, en los que el aire frío penetra por entero en el conjunto de la cavidad ($T_{ext}<T_{int}$), sólo se experimenta un gradiente térmico notable en aquellos momentos en que esas olas de aire frío se relajan y pierden intensidad y duración. Es decir en aquellos momentos en los que la fuerza convectiva pierde entidad (a en la fig.5.56).

Aunque de forma general se ha visto que las medias más frías se registran en las salas inferiores de la cavidad se dan momentos puntuales en que la tendencia se invierte y es en el PS donde se dan las T_{md} más bajas; quedando así el gradiente térmico invertido con respecto a lo que sucede en los momentos más cálidos. Estas inversiones del gradiente se corresponden con los picos de frío que se dan cuando penetran las masas de aire frío desde el exterior, aunque la amplitud térmica no es tan acentuada como en los casos anteriores (b en la fig.5.56).

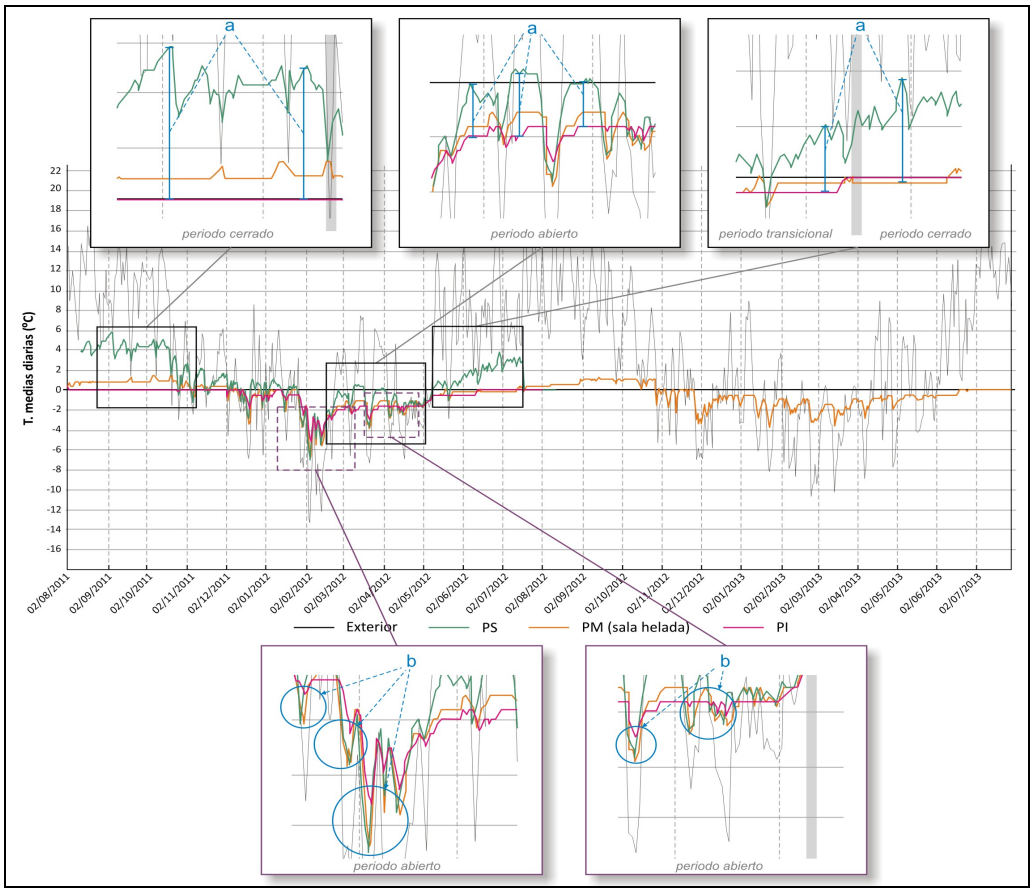


Fig.5.56. Diferencias térmicas espaciales en el interior de la CH. Altáiz. Gradiente térmico máximo durante los periodos abierto y transicional, aunque también presente durante los periodos abiertos en los momentos en los que las masas de aire frío del exterior no penetran en el interior de la cavidad (a). Y gradiente térmico mínimo, e invertido con respecto al anterior, durante los momentos en los que las masas de aire frío penetran en el interior de la cavidad.

2) Un segundo aspecto diferenciable es la atenuación de las oscilaciones térmicas a medida que descendemos. Esto se manifiesta también fundamentalmente durante los periodos cerrados (a de la fig.5.57), y algo más ligeramente durante los transicionales y abiertos (b de la fig.5.57). La mayor temperatura media que se da en el PS, superando los 4ºC en muchos momentos del periodo cerrado y los 2ºC durante los transicionales, hace que las oscilaciones térmicas del exterior le afecten en todo momento, al contrario que sucede en el resto de la cavidad donde se preserva un mayor grado de homotermia con ligeras y puntales oscilaciones en el PM y nulas, durante tales periodos, en el caso del PI.

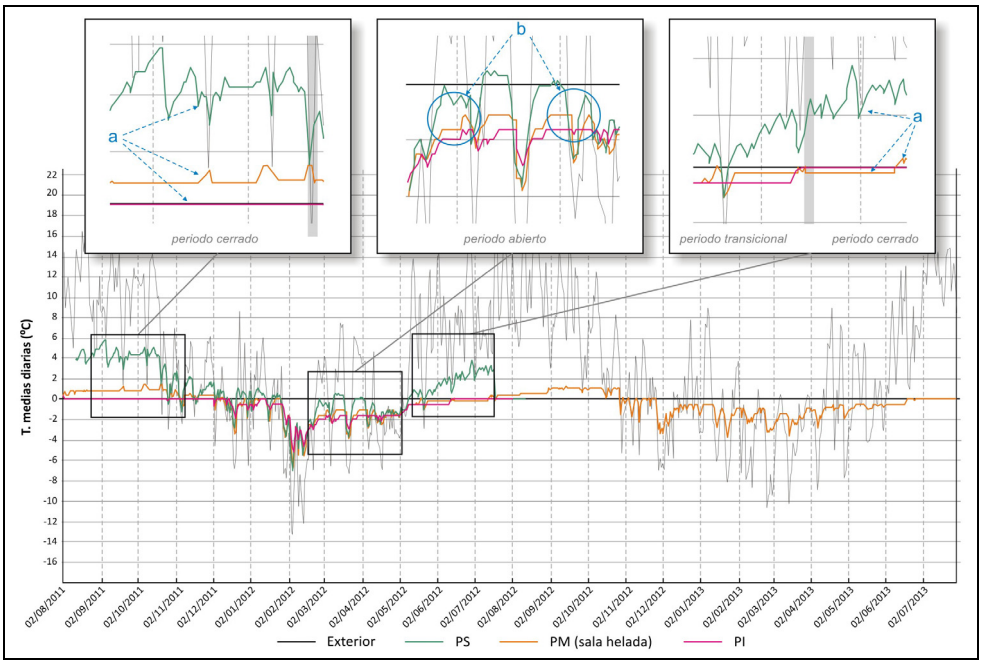


Fig.5.57. Diferencias térmicas espaciales en el interior de la CH. Altáiz. Mayor homotermia cuanto más profundicemos en la cavidad, y más contrastada en los periodos abiertos (a), aunque también presente en los transicionales y cerrados (b).

3) Durante el periodo cerrado se aprecian dos tipos de repuntes ligeros de temperatura en el PM. Por un lado se distinguen aumentos térmicos positivos breves y leves, como los señalados también para la CH. de Peña Castil, ligados a momentos puntuales en los que cambia la circulación de aire y a marcados y rápidos descensos en las T_{ext} (a en fig.5.58). Y por otro lado, repuntes negativos de temperaturas en el caso de que las entradas de aire frío sean lo suficientemente potentes como para ponerse por debajo de las T_{int}, experimentando muy breves repuntes de circulación del aire (b en fig.5.58).

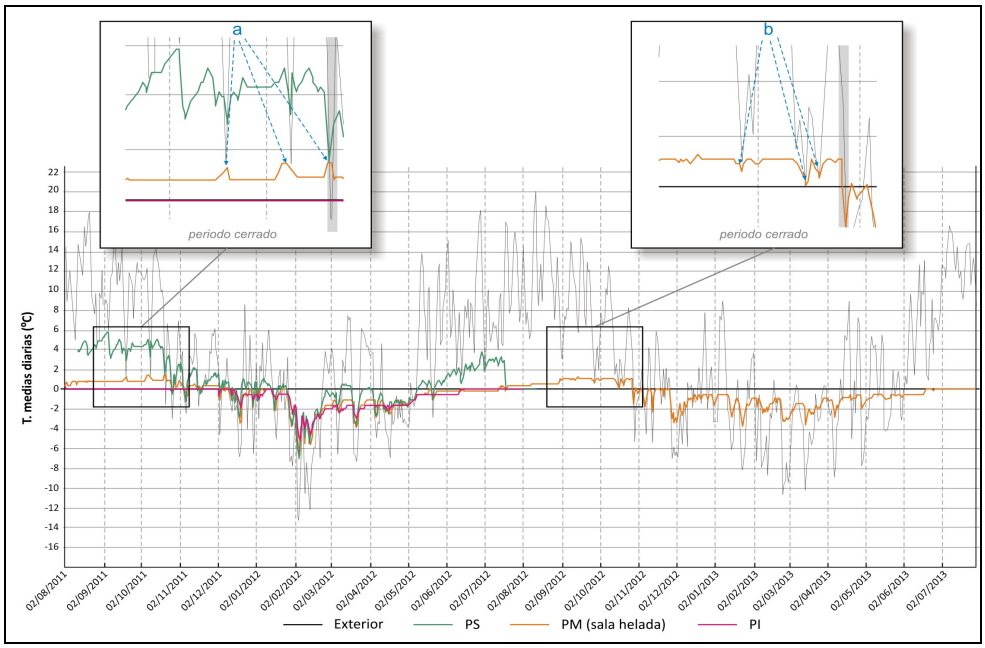


Fig.5.58. Puntuales diferencias térmicas manifestadas en ligeros repuntes térmicos positivos y negativos en el PM.

4) Aunque con una menor evidencia que para el caso de la CH. de Peña Castil, en el caso de Altáiz también se observan ligeros desplazamientos en los tempos de las evoluciones térmicas. Estas asincronías se hacen especialmente evidentes entre el sector superior y el inferior de la cavidad. Tanto en los momentos de entrada de masas de aire frío como en aquellos en los que ascienden las temperaturas, el PS manifiesta una reacción más rápida y marcada que el PI (a y b respectivamente de la fig.5.59), haciéndose fundamentalmente visible durante el periodo Tr_A. Durante este periodo se aprecia como las temperaturas del fondo de la cavidad tienen una inercia térmica bastante más lenta hacia 0ºC, llegándose a prolongar incluso hasta un mes y medio el aumento de medio grado de temperatura (B en la fig.5.59).

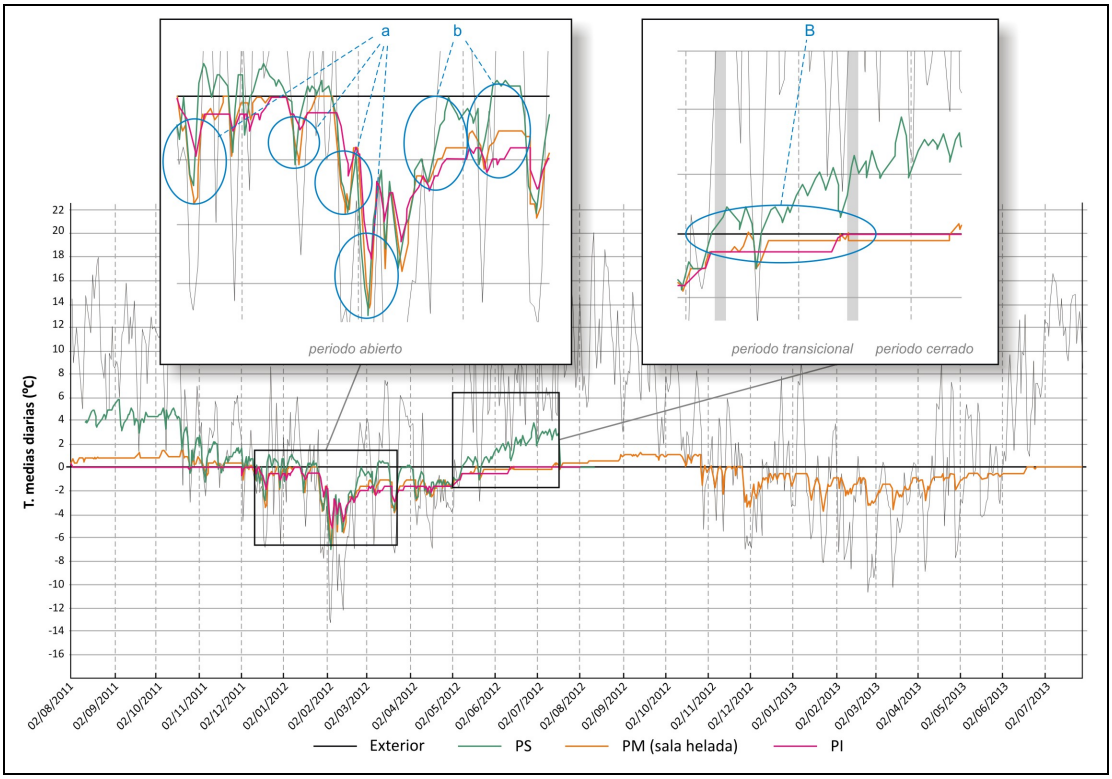


Fig.5.59. Asincronías en las evoluciones térmicas en las distintas estancias de la CH. de Altáiz. a) desfases temporales en la penetración de aire frío hacia el interior de la cavidad durante el periodo abierto, b) desfases temporales en los ascensos térmicos durante los periodos abiertos; B) desfases de varias semanas durante el ascenso de temperaturas durante el periodo transicional.

Zonificación térmica

Dentro de la CH. de Altáiz y en función del comportamiento térmico diferenciado que se ha mostrado hasta ahora de sus distintos sectores se pueden distinguir las siguientes zonas térmicas:

Zona templada exterior variable. Constituida por las estancias de la cavidad más cercanas a la boca de entrada. En ellas la temperatura media se eleva por encima de 0ºC

aunque sólo ligeramente, estando sometidas a las influencias de las evoluciones exteriores, al menos en mucho mayor grado que el resto de la cavidad. Durante todo el año mantiene T_{md} superiores al resto de las zonas controladas de la cavidad, aunque en los momentos de máximo frío el gradiente se invierte. El dinamismo de sus corrientes de aire se traduce en oscilaciones continuadas a lo largo de todo el año, alejando al comportamiento térmico de esta zona del mantenido en el resto de la cavidad, especialmente durante los periodos más cálidos, y difuminando con ello la distinción de los distintos periodos. La escasa influencia del bloque de hielo y la alta que ejercen las temperaturas exteriores son los factores que dirigen la evolución térmica anual de esta zona.

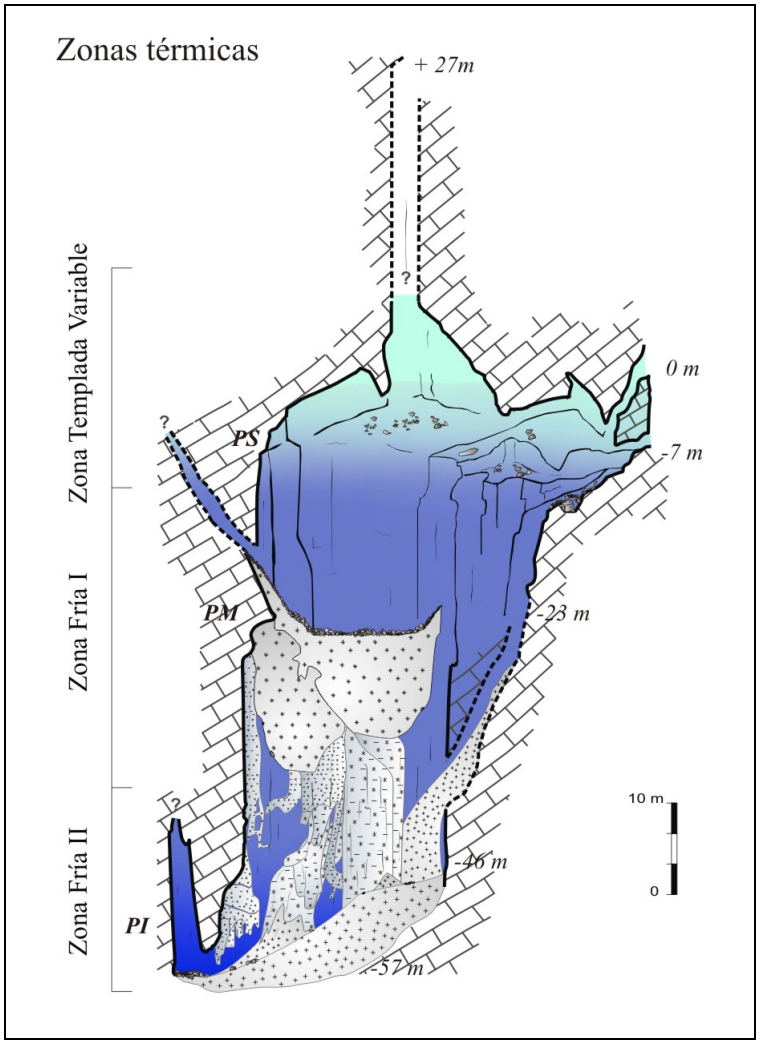


Fig.5.60. Zonas térmicas en la CH. Altáiz.

Dentro de la zona fría de la cavidad se puede hacer la siguiente subdivisión:

Zona fría I. Se corresponde con la zona más inmediata al bloque de hielo. En ella se aprecia una temperatura media por debajo de 0ºC, con una evolución anual fácilmente

divisible en periodos térmicos. Aquí dominan temperaturas frías aunque las oscilaciones y las medias por encima de 0ºC durante los periodos cerrados hace que no sean las temperaturas más frías de la cavidad. Tampoco se mantiene una homotermia estricta durante los periodos cerrados, siendo habituales repuntes térmicos positivos y negativos y un cierto gradiente térmico durante todo el año con respecto a zonas más frías. Mientras que durante los periodos abiertos las T_{ext} ejercen una buena influencia, durante los periodos cerrados la homotermia marcada es producto de la influencia térmica del bloque de hielo y de la estratificación de las masas de aire funcionando la cavidad estáticamente o como trampa de frío. Las circulaciones de aire en esta zona se dan en mayor o menor medida a lo largo de todo el año, aunque durante los periodos cerrados sean muy leves.

Zona fría II. Las cotas inferiores de la cavidad se distinguen por un comportamiento estrictamente homotérmico durante los periodos cerrados (trampa de frío) y quedando completamente aisladas de las oscilaciones exteriores. Las temperaturas más frías se dan en este sector, presentando las menores amplitudes térmicas de toda la cavidad entre sus máximas y mínimas. La influencia del bloque de hielo y el mayor alejamiento con respecto a la boca de entrada marcan su comportamiento térmico anual. La dinámica del aire en esta zona queda en exclusiva restringida a los periodos abiertos.

5.3.2.2.- Circulación del aire: flujos y modelo de circulación.

Estimación de velocidad de las corrientes de aire

Las evoluciones térmicas señaladas para los periodos distinguidos hacen que la cavidad tenga diferentes corrientes de aire en función de la época del año. Si de forma general durante los periodos abiertos la fuerza de convección, activada por las diferentes densidades de aire cuando $T_{ext}<T_{int}$, actúa a modo de efecto chimenea; durante los periodos cerrados ($T_{ext}>T_{int}$) la cavidad se comporta a modo trampa de frío, sobre todo en la sala helada y en el PI. Ello hace que durante los periodos abiertos en todas las salas se dé una heterotermia generalizada con la presencia de marcadas corrientes de aire; mientras que durante los periodos cerrados, con el comportamiento homotérmico (salvo en el PS), no son posibles tales, al menos de forma reseñable como ya se ha señalado en trabajos previos para otras cavidades (p.e. Mavlyudov, 2009; Badino, 2010; Morard et al., 2010a).

La determinación de la velocidad de tales corrientes de aire puede obtenerse en base a la aplicación de la ecuación $\sqrt{\Delta T}$ (Lismonde, 1981; Atkinson et al., 1983; Ohata et al., 1994a; Lismonde, 2002b; Luetscher y Jeannin, 2004a; Badino, 2010; Morard, 2011). De esta manera tenemos que para la sala helada en la que se instala el bloque de hielo la media de velocidad para todo el periodo investigado es de 0,6 m s^{-1}, contando con que las corrientes de aire en dicha sala son inestimables durante los periodos cerrados, y máximas durante los periodos abiertos, en torno a los 2-3 m s^{-1}, e incluso por encima de los 3 m s^{-1} durante los días más fríos de febrero de 2013 (fig.5.61).

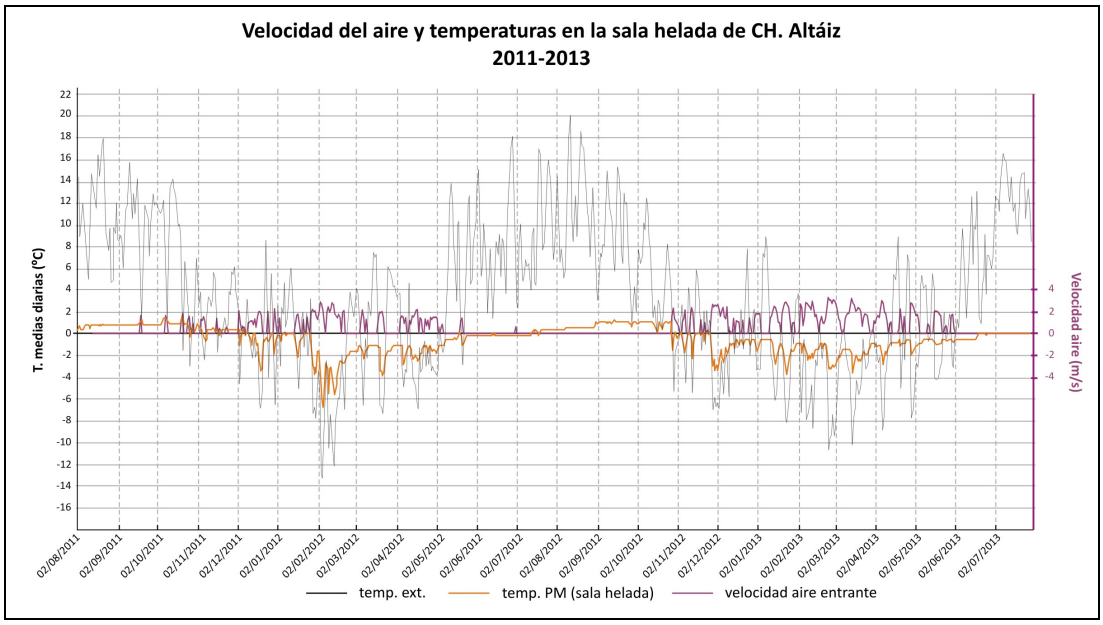


Fig.5.61. Velocidad de las corrientes de aire en la CH. de Altáiz.

	vel. aire máx. en SH (m s^{-1}) (2011-2013)	periodo térmico
02/02/2012	**2,66**	**A2**
03/02/2012	**2,52**	**A2**
11/02/2012	**2,63**	**A2**
12/02/2012	**2,58**	**A2**
11/02/2013	**2,51**	**A2**
23/02/2013	**2,77**	**A2**
24/02/2013	**2,56**	**A2**
27/02/2013	**2,55**	**A2**
13/03/2013	**2,61**	**A2**
05/04/2013	**2,60**	**A2**

Tabla 5.22. Momentos de velocidades máximas del aire de entrada en el PM.

Modelo de circulación del aire

Las notables diferencias destacadas en los regímenes térmicos en el interior de la cavidad, junto con las velocidades de las corrientes aire estimadas, nos dibuja el modelo de circulación del aire expuesto en la fig.5.62. En los periodos abiertos todo el conjunto

de la cavidad se ve sometido a las fuerzas de convección. A las partes superiores de la cavidad asciende el aire cálido y es exhalado al exterior, mientras que durante los periodos cerrados la cavidad se somete a una doble dinámica. Por una parte, las partes inferiores de la sima, sectores PM y PI, en las que se instala además el bloque de hielo, se ven sometidas a una estratificación de las masas de aire por densidades, y en función a su condición de trampa de frío (*cold air trap*) las temperaturas permanecen en torno a 0ºC. Y por otra, en las partes superiores, en el PS, la dinámica del aire cumple la condición de efecto chimenea en relación con las diferencias altitudinales de las dos entradas lo que se refleja en las continuas oscilaciones de las temperaturas a lo largo de todo el año en este sector de la cavidad, exhalando aire frío por la entrada inferior durante el periodo cerrado.

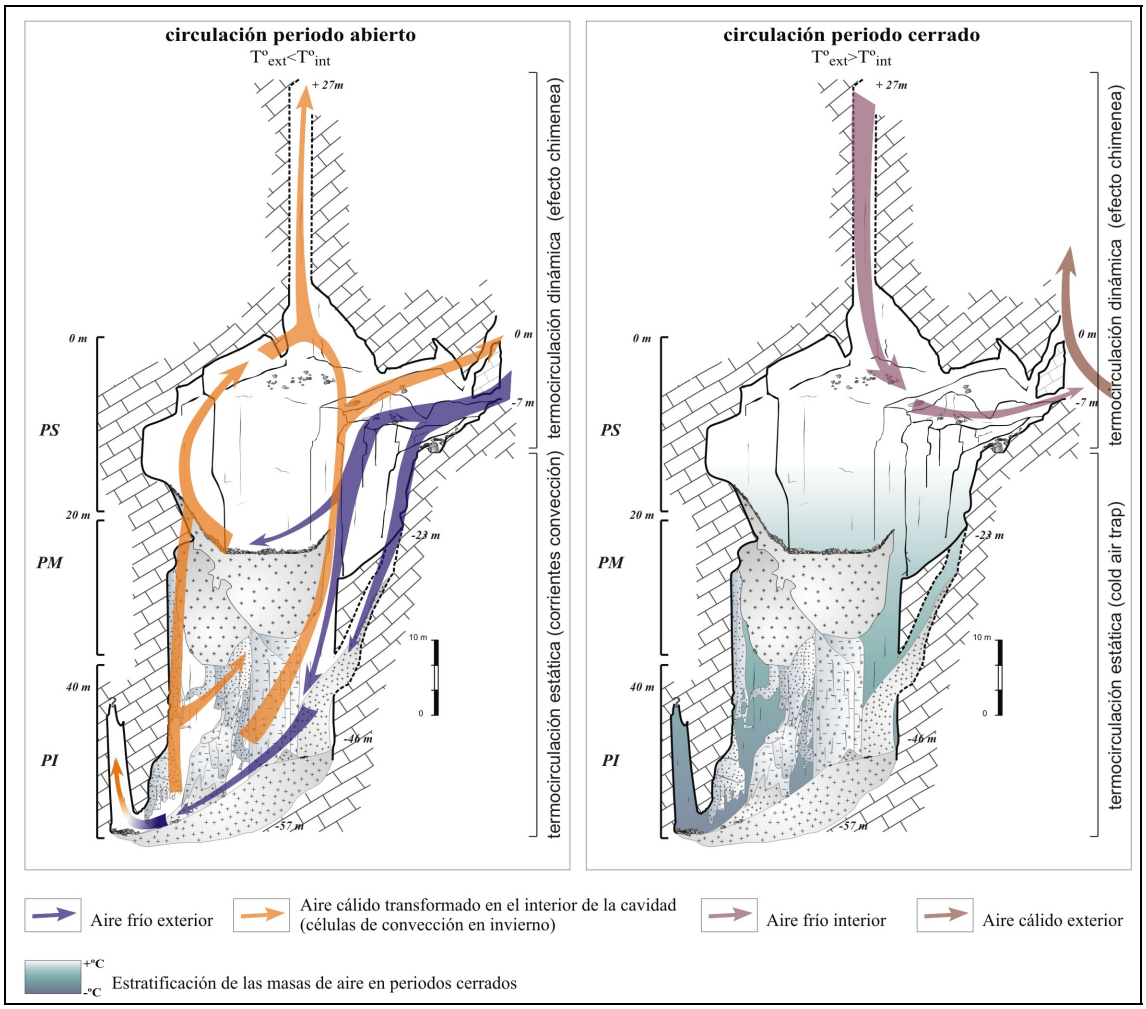


Fig.5.62. Modelos de circulación del aire en la CH. de Altáiz.

5.3.2.3.- Precipitaciones.

El régimen ombrotérmico expuesto en las figs.5.9 y 5.12 se traduce en inputs de agua y nieve en el interior de la cavidad. A falta de datos cuantitativos relativos a la escorrentía útil filtrada al interior de la cavidad y los problemas que, respecto al registro de precipitaciones y nieve, presentan las EMAs utilizadas, tan sólo una estimación cualitativa y temporal de tales inputs puede ser establecida. De esta manera se puede apreciar en las figuras aludidas, y junto con las imágenes recopiladas del Mirador del Cable (Fuente Dé) para el seguimiento de manto de nieve durante el periodo de investigación, como los momentos de máxima filtración de agua en el interior de la cavidad se corresponden con las lluvias de mediados y principios de otoño, y mediados y finales de primavera, siendo más abundantes durante los primeros, aunque las bajas temperaturas ya registradas en estos momentos no exime de que ya alguna precipitación sea en forma de nieve (fig.5.12a).

Las precipitaciones en forma de nieve se dan desde finales de otoño hasta principios de primavera, sucediéndose 5-6 copiosas nevadas. Las escasas dimensiones de la boca de entrada principal a la cavidad, a lo que se le añade su localización en la base de un pequeño cono de derrubios y canal de aludes, hace que tras la instalación del primer manto nival la entrada directa de agua y nieve se vea muy restringida. Con ello, los inputs directos de nieve se han de producir o bien con las primeras nevadas, o bien en aquellos momentos de finales de otoño e invierno en los que las primeras fusiones del incipiente manto nival se lo permitan (fig.5.12b y d), ya que el manto nival suele permanecer a estas altitudes bien formado hasta principios de verano.

Pero sin embargo, así como durante las labores de campo se han observado pequeños neveros en el interior de la entrada principal acumulados en el sector de las repisas y en el pozo diagonal que desde ellas baja hasta los pisos inferiores; en los pozos que conectan la cavidad con la entrada superior no han sido apreciados. Ello nos pone sobre la pista de que la única fuente de alimentación directa de nieve para el bloque de hielo se produce a través de la boca principal, que además, como ya se ha visto en el apartado de temperaturas, es un sector relativamente cálido con respecto al resto de la cavidad lo que hace que tal alimentación no se asegure ni a lo largo de todo el año, ni todos los años (en algunas jornadas de campo este sector de repisas estaba completamente desprovisto de nieve).

De nuevo aquí, como ya se apuntó para el caso de la CH. de Peña Castil, el papel que juegan, desde un punto de vista criológico, las precipitaciones tormentosas que se dan en los meses estivales no ha podido ser determinado.

5.3.2.4.- Humedad.

En la sala helada de la cueva (PM) se instaló un termohigrómetro durante el periodo 2011-2012. En correlación con la evolución de las temperaturas se puede apreciar también distintos regímenes higrométricos.

Durante los periodos cerrados y transicionales este sector de la cueva se encuentra casi completamente saturado de humedad, siendo habitual que no baje del 96% (HR = 96,7 ± 1,3% y HR = 96,9 ± 0,8% respectivamente). No se dan fluctuaciones remarcables en el régimen higrométrico a lo largo de estos periodos, al igual que sucede con la temperatura, lo que es de nuevo indicativo de una falta de circulación de aire. Ello sumado a las mayores temperaturas (entre 0 y 1ºC), proporciona una estable y continuada saturación del aire (fig.5.63).

Durante los periodos abiertos, sin embargo, la humedad de la sala se reduce considerablemente manteniendo humedades relativas entre el 80-40% (HR=81,2 ± 1,5%), llegando a alcanzar registros extremadamente bajos como fueron los picos de 19% y 20% que se dieron el 07/03/2012 (HR=19,48%). A lo largo de este periodo, la humedad oscila continuamente y de forma sincrónica con las fluctuaciones de aire frío provenientes del exterior (fig.5.63). La saturación del aire se reduce considerablemente propiciando un clima, en torno al bloque de hielo, con una baja cantidad de vapor de agua en el aire y acompañado de las corrientes de aire más fuertes. Ambiente propicio para procesos de sublimación, como ya se ha demostrado en otras cavidades heladas (p.e. Racoviță, 1974; Mavlyudov, 1989, 1992; Eraso, 1991; Ohata et al., 1994; Lauriol et al., 1998; Rachlewicz y Szczucinski, 2004; Perşoiu, 2004; Luetscher, 2005; Pflistch et al., 2006; Kadebskaya y Tchaikovskyi, 2009; Morard et al., 2010; Kern et al., 2011; Obleitner y Spötl, 2011; Belmonte et al., 2014).

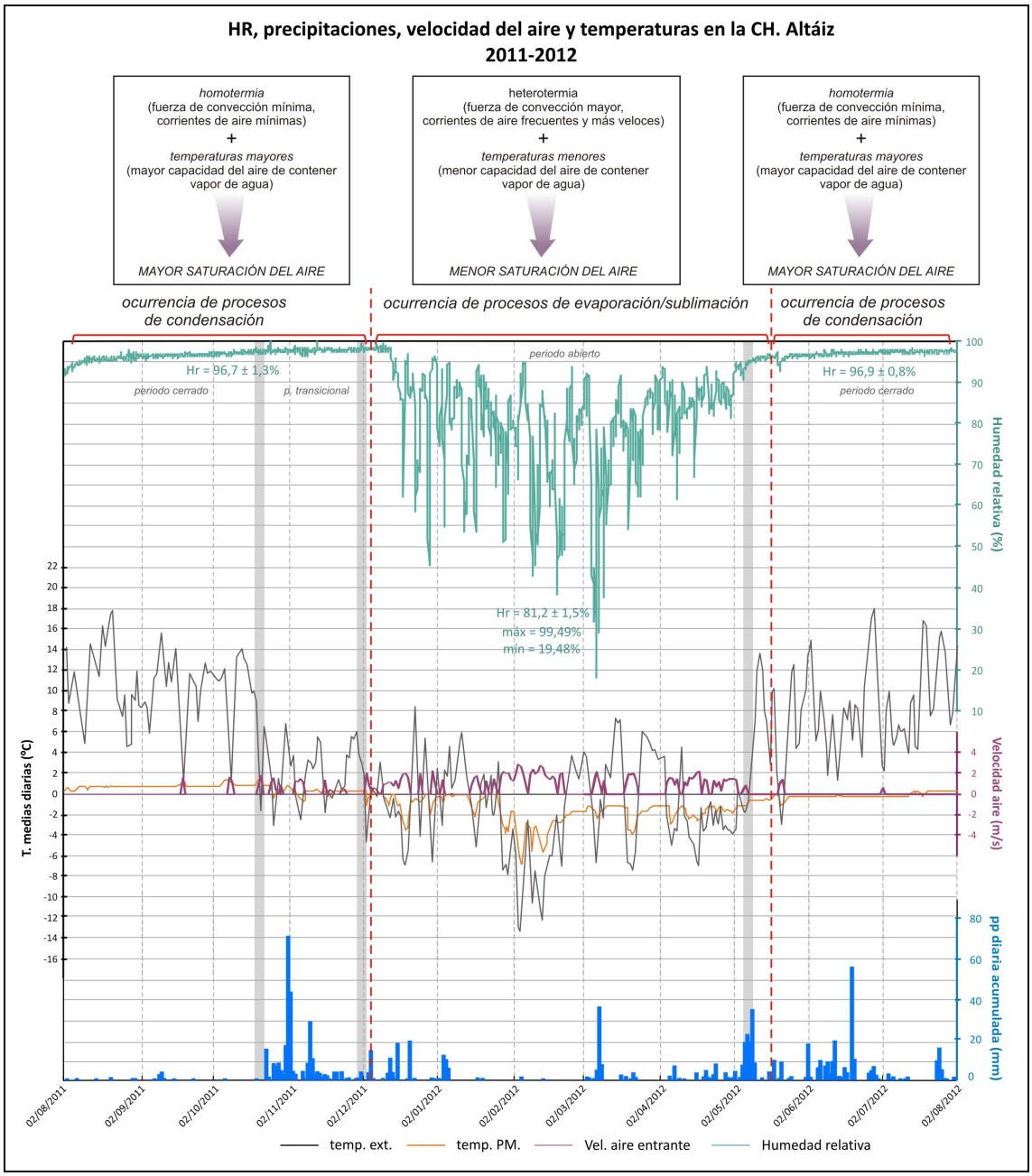


Fig.5.63. Humedad relativa en el PM de CH. de Altáiz (2011-2012).

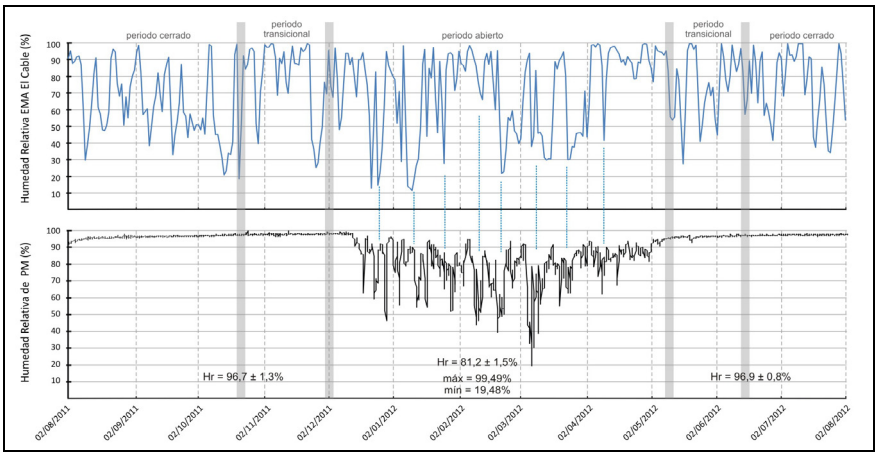


Fig.5.64. Humedad relativa en el PM de la CH de Altáiz y en la EMA El Cable (2011-2012)

5.3.3.- La cueva helada de Verónica.

La cueva helada de Verónica (-103+30 m; 255 m dllo.) abre su boca de entrada principal hacia el S a 2230 m, colgada en uno de los cantiles del umbral glaciokárstico de Hoyo Sin Tierra. Dispone de una entrada superior 30 m por encima, instalada a favor de una gran diaclasa en un relajamiento topográfico del propio umbral, y que da pie a una sima vertical de unos 70 m, pero por la que raramente es posible acceder debido al nevero que la tapona de forma habitual (ver fig.4.27).

Dentro de su compleja configuración endokárstica (para más detalle véase cap. IV), para la presente investigación, en la cueva de Verónica se han distinguido varios sectores en función de su representatividad como cueva helada, decidiendo descartar aquellos que, a pesar de la espectacularidad de sus criomorfologías, apenas tienen relación con el bloque de hielo que alberga la cavidad, además de tener un acceso bastante más complicado y no accesible todos los años (p.e. Sala de los Fantasmas).

De tal forma se ha diferenciado un primer sector compuesto por la rampa de nieve y porche de entrada expuesto directamente, como ya se vio, a las condiciones climatológicas exteriores. Un segundo sector que se ha denominado *Sala Ciega* (SC), compuesta por una primera sala que nos topamos tras descender la rampa de acceso y en el interior de la cavidad propiamente dicho. Un tercer sector que hemos denominado *Meandro* (Mnd), en consonancia con la morfología meandriforme que presentan los túneles, pasillos y horadados a modo de cuevas de hielo en los restos de lo que en su día seguramente formase parte de un bloque de hielo unitario en toda la cavidad. Tras él, y descendiendo un pseudopozo de 13 m (P13) abierto entre los restos de ese posible antiguo bloque de hielo y la pared, se accede a un cuarto sector conformado por una fuertemente inclinada *segunda rampa de hielo* que se alarga hasta el final de la cavidad. Y finalmente, y desde esta segunda rampa de hielo, los últimos sectores distinguidos se corresponden con varias galerías heladas dispuestas en orientación paralela pero a cotas altitudinales diferentes que son: a -95 m la denominada *Gran Galería Helada* (GH); y a la cota de -109 m una segunda galería helada de menores dimensiones que hemos denominado como *Galería Helada Menor* (GHm). Es en estas dos galerías donde el bloque de hielo se puede apreciar con mayor facilidad y espectacularidad, armándose sendos muros de grandes dimensiones en los laterales de las mismas (fig.5.65).

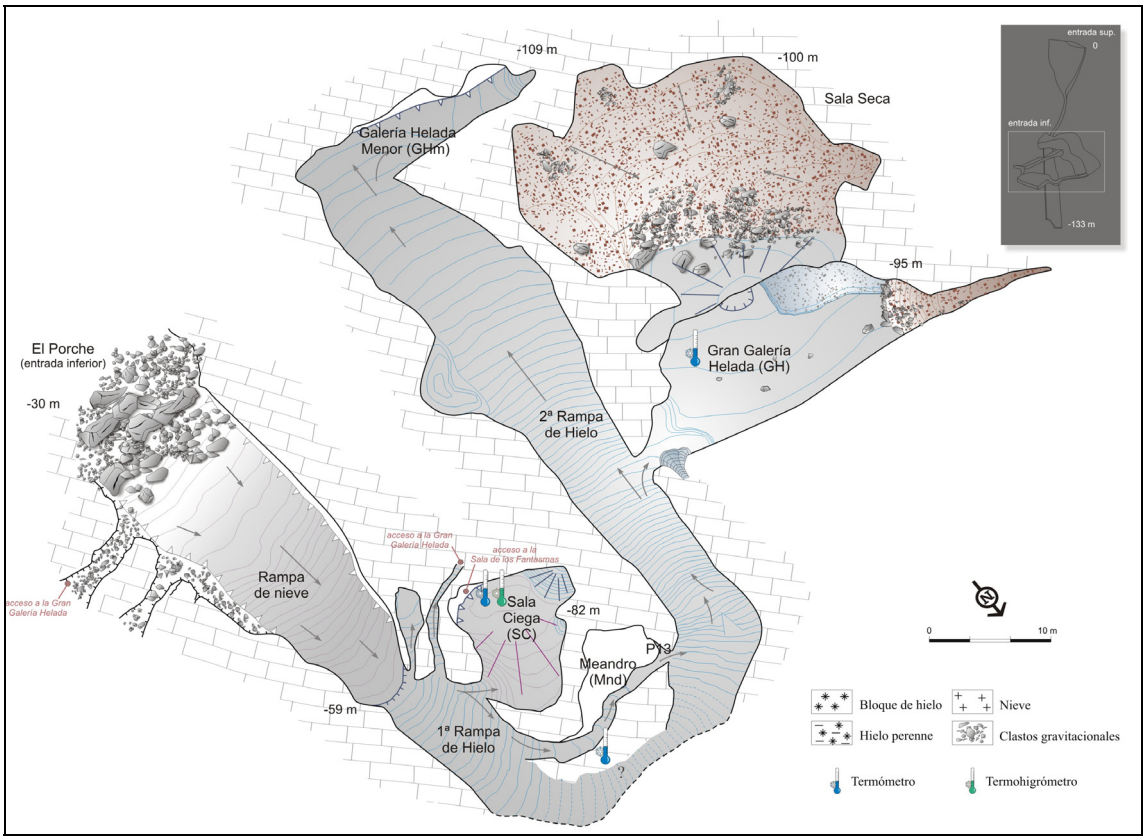


Fig.5.65. Topografía y localización de los termorregistradores y termohigrómetro en la cueva helada de Verónica.

La complejidad topográfica de la cavidad dificulta la concepción global del bloque de hielo, pero los volúmenes que se pueden observar tanto en las galerías heladas, como en el Mnd y, en ocasiones, bajo la rampa de nieve de la entrada y en los accesos interiores a la GH, nos hacen pensar en un bloque de hielo de enormes dimensiones. Mucho mayor, al menos, que los presentes en Castil y Altáiz. Sin embargo, su cuantificación hasta la fecha es totalmente imposible. Los estudios morfológicos del propio bloque de hielo y los espeleológicos realizados en la compleja configuración de la cavidad hacen suponer que se trate de un bloque de hielo unitario que arranca desde la rampa de nieve de la entrada principal de la cavidad, fluyendo en un solo cuerpo hasta la GHm. En profundidad el bloque podría alcanzar cotas mayores de las topografiadas para la GHm ya que aquí se aprecia su continuación por uno de sus laterales.

Desde un punto de vista **criológico** se trata de un bloque de hielo metamórfico estratificado con flujo que se acompaña de criomorfologías estacionales y perennes, y grandes cantidades de nieve repartidas por toda la cavidad. Son especialmente grandes y estéticos los crioespeleotemas presentes en la llamada Sala de los Fantasmas, localizada

a la máxima profundidad explorada de la cavidad hasta la actualidad (-133 m). Pero aquí ya sin presencia del bloque de hielo.

En función de la ubicación de las entradas principales, la cueva helada de Verónica se podría clasificar como una cueva **dinámica** (Luetscher y Jeannin, 2004b), disponiendo dos grandes entradas a diferentes cotas altitudinales. Si bien es cierto que ambas entradas se encuentran taponadas de nieve buena parte del año y que la configuración endokárstica en la que se alberga el bloque de hielo hace que la cavidad funcione termodinámicamente más cercana a una cueva de tipo **estática**.

Para su estudio térmico se han colocado 3 termorregistradores iButton DS1921G-F5 programados para una toma cada 4 horas e instalados de tal manera que los sectores clave del bloque de hielo fuesen abarcados. De esta manera se colocaron termorregistradores en la SC, Mnd y GH para los años 2011-2013, junto con un termohigrómetro instalado en la SC para el año 2011-2012 (fig.5.65).

5.3.3.1.- Temperaturas.

Como sucede en los casos anteriores la falta de estudios previos hace que los resultados que se presentan a continuación para esta cavidad sean los primeros que existen hasta el momento. Aunque si bien es cierto que la falta de registros condiciona un control más conciso de la caracterización térmica de la cavidad, es en la GH donde se presenta el principal "afloramiento" del bloque de hielo, y donde se ha obtenido un registro completo para todo el periodo investigado.

a) Caracterización térmica general

Temperaturas medias, absolutas y amplitudes térmicas

Las T_{ma} obtenidas en el seguimiento de las tres estancias controladas se mantienen por debajo de 0ºC, a excepción del año 2012-2013 para la GH en la que prácticamente es de 0ºC. Mientras que en la SC, más cerca de la boca de entrada, la T_{ma} registrada para el año 2011-2012 fue de -0,93ºC, en la GH, de las salas controladas la más alejada del exterior, la diferencia para el mismo año es de casi 1ºC, con -0,14ºC. Si se extrapolasen los datos para el Mnd probablemente esta estancia presentase medias anuales a medio camino entre las otras dos salas. Las diferencias con las T_{ma} del exterior oscilan entre los 2-3ºC, siendo mayor a medida que profundizamos en la cavidad (fig.5.66).

Temperaturas Medias Mensuales (Tmm) CH Verónica (ºC) 2011-2013

	SC	Mnd	GH	Ext.Ver*
ago.-11	0,51	*n.d.*	0,50	10,90
sept.-11	0,50	*n.d.*	0,50	10,00
oct.-11	0,38	*n.d.*	0,50	5,89
nov.-11	0,12	*n.d.*	0,50	0,89
dic.-11	-0,87	*n.d.*	0,15	-0,51
ene.-12	-1,30	*n.d.*	-0,28	-0,91
feb.-12	-4,98	*n.d.*	-2,85	-5,17
mar.-12	-2,17	*n.d.*	-1,30	0,72
abr.-12	-2,71	*n.d.*	-0,25	-3,52
may.-12	-0,72	*n.d.*	0,32	4,57
jun.-12	0,00	*n.d.*	0,50	7,75
jul.-12**	0,00	*n.d.*	0,50	9,86
ago.-12	*n.d.*	0,02	0,25	11,18
sept.-12	*n.d.*	0,05	0,34	8,20
oct.-12	*n.d.*	-0,13	0,21	3,30
nov.-12	*n.d.*	-1,27	-0,21	-1,42
dic.-12	*n.d.*	-2,10	-0,96	-1,22
ene.-13	*n.d.*	-2,23	-0,59	-0,78
feb.-13	*n.d.*	-0,95	0,37	-4,90
mar.-13	*n.d.*	-0,53	0,44	-3,11
abr.-13	*n.d.*	-0,50	0,29	-0,88
may.-13	*n.d.*	-0,50	0,30	0,05
jun.-13	*n.d.*	-0,50	0,06	6,37
jul.-13**	*n.d.*	-0,26	0,14	14,02

Temperaturas (ºC)

2011-2012		SC	Mnd	GH	Ext.Ver*
anual	T_{ma}	-0,93	n.d.	-0,14	3,39
mensual	T_{mm} máx.	0,51	n.d.	0,50	10,90
	T_{mm} mín.	-4,98	n.d.	-2,85	-5,17
	ΔT_{mm}	*5,49*	n.d.	*3,46*	*16,07*
absoluta	T_{abs} máx.	1,51	n.d.	0,50	17,07
	T_{abs} mín.	-10,08	n.d.	-5,00	-15,00
	ΔT_{abs}	*11,59*	n.d.	*5,50*	*32,07*

2012-2013		SC	Mnd	GH	Ext.Ver*
anual	T_{ma}	*n.d.*	-0,79	0,04	1,96
mensual	T_{mm} máx.	*n.d.*	0,05	0,44	14,02
	T_{mm} mín.	*n.d.*	-2,23	-0,96	-4,90
	ΔT_{mm}	*n.d.*	*2,73*	*1,4*	*18,92*
absoluta	T_{abs} máx.	*n.d.*	1,00	0,5	19,33
	T_{abs} mín.	*n.d.*	-5,00	-2,00	-10,81
	ΔT_{abs}	*n.d.*	*6,0*	*2.50*	*30,14*

2011-2013		SC	Mnd	GH	Ext.Ver*
anual	T_{ma}	-0,93	-0,79	-0,05	2,70
mensual	T_{mm} máx.	0,51	0,05	0,50	14,02
	T_{mm} mín.	-4,98	-2,23	-2,85	-5,17
	ΔT_{mm}	*5,49*	*2,73*	*2,35*	*19,19*
absoluta	T_{abs} máx.	1,51	1,00	0,5	19,33
	T_{abs} mín.	-10,08	-5,00	-5,00	-15,00
	ΔT_{abs}	*11,59*	*6,0*	*5,5*	*34,33*

Tabla 5.23 Temperaturas medias mensuales en la CH. Verónica 2011/13. SC, Sala Ciega; Mnd, Meandro; GH, Gran Galería Helada; Ext. Ver., boca de entrada de la cavidad; *n.d*, no datos.
*Temperaturas estimadas con la aplicación del gradiente térmico desde la EMA de Cabaña Verónica. Las máximas y mínimas del exterior de la cavidad se corresponden con las máximas y mínimas de las T_{md} estimadas. Las máximas y mínimas del interior son registros absolutos.
**Las temperaturas medias mensuales, así como las máximas y las mínimas están supeditadas, en algunos casos, a la falta de datos (no está el mes completo) (señalados en rojo).

En cifras absolutas las $T_{mín.abs}$ se alcanzaron en la SC con -10,08ºC en la noche del 3 al 4 de febrero de 2012, mientras que en el exterior fueron para esa misma noche de -15ºC, la temperatura más baja de todo el periodo. Las diferencias son notables para el caso de las $T_{mín.abs}$ de las otras dos estancias siendo de -5ºC para la GH, registrados en la noche del 12 de febrero de 2012, y de -5ºC en el Mnd el 1 de diciembre de ese mismo año.

La ΔT_{abs} en el interior de la cavidad es de 11,6ºC en la SC, de 6ºC en el Mnd, y de 2,5ºC en la GH; no llegando ni a la mitad de la oscilación que se da en la boca de entrada (34,33ºC).

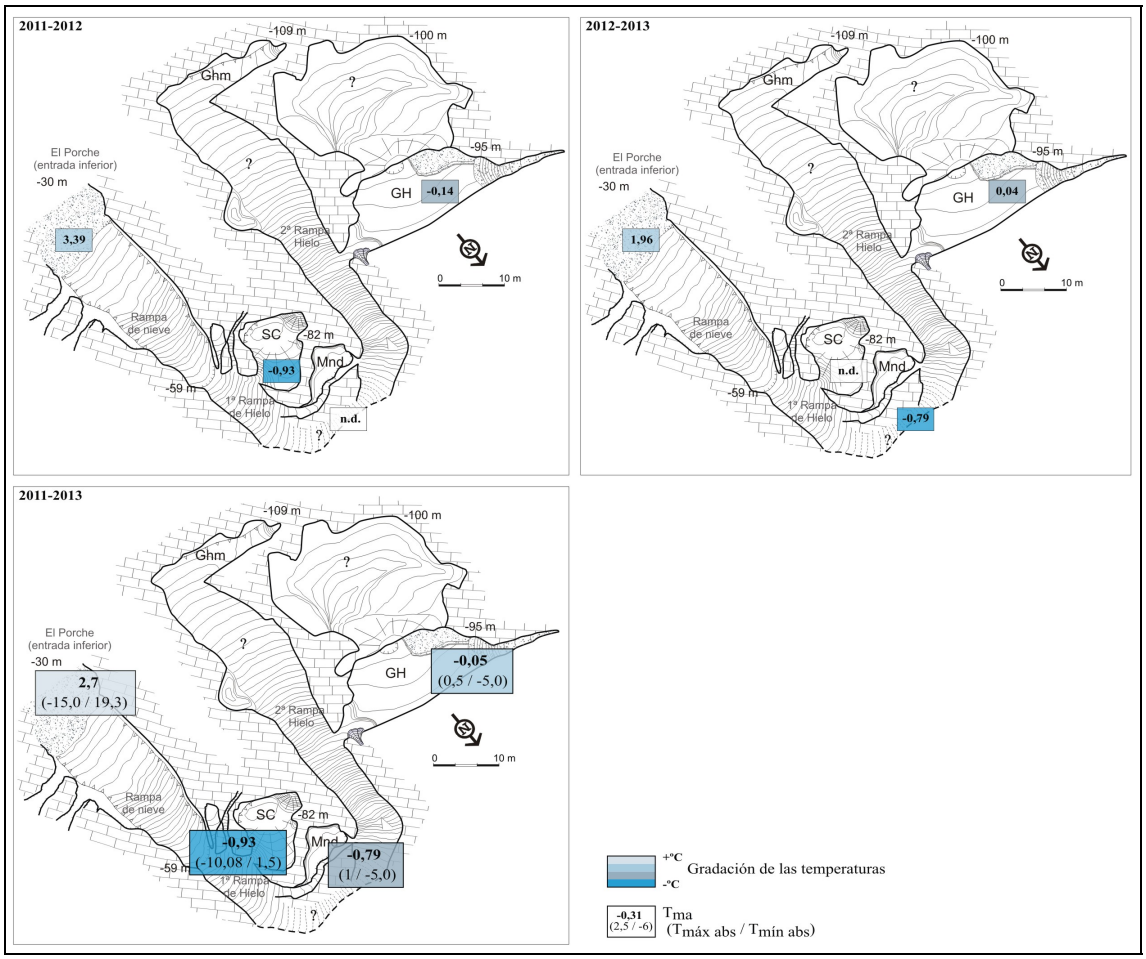


Fig.5.66. T_{ma} en la CH. Verónica para el periodo 2011-2013.

Temperaturas mensuales

El número de meses por año que la cavidad permaneció con T_{mm}<0ºC varía entre 3-6 meses, a excepción de los 10 meses que estuvo el Mnd en el año 2012-2013. Cifras muy parejas a las que se dan en el exterior, con 4 meses durante el 2011/2012 y 6 durante el año 2012/2013 (fig.5.67).

La evolución de las T_{mm} interiores refleja cierta consonancia con la evolución exterior durante los meses más fríos, fundamentalmente durante el año 2011-2012; siendo bastante más dispar durante los mismos meses del siguiente año. Durante el primer año es en la SC donde se registran los dos picos de frío exteriores, los cuales se ven atenuados en buena medida en la GH. Durante el segundo año apenas se marcan picos de frío en ninguna de las salas en las que se registraron las temperaturas. Para los meses más cálidos, globalmente para los dos años registrados y en toda la cavidad, se observa una independencia total en la evolución T_{ext} y T_{int}.

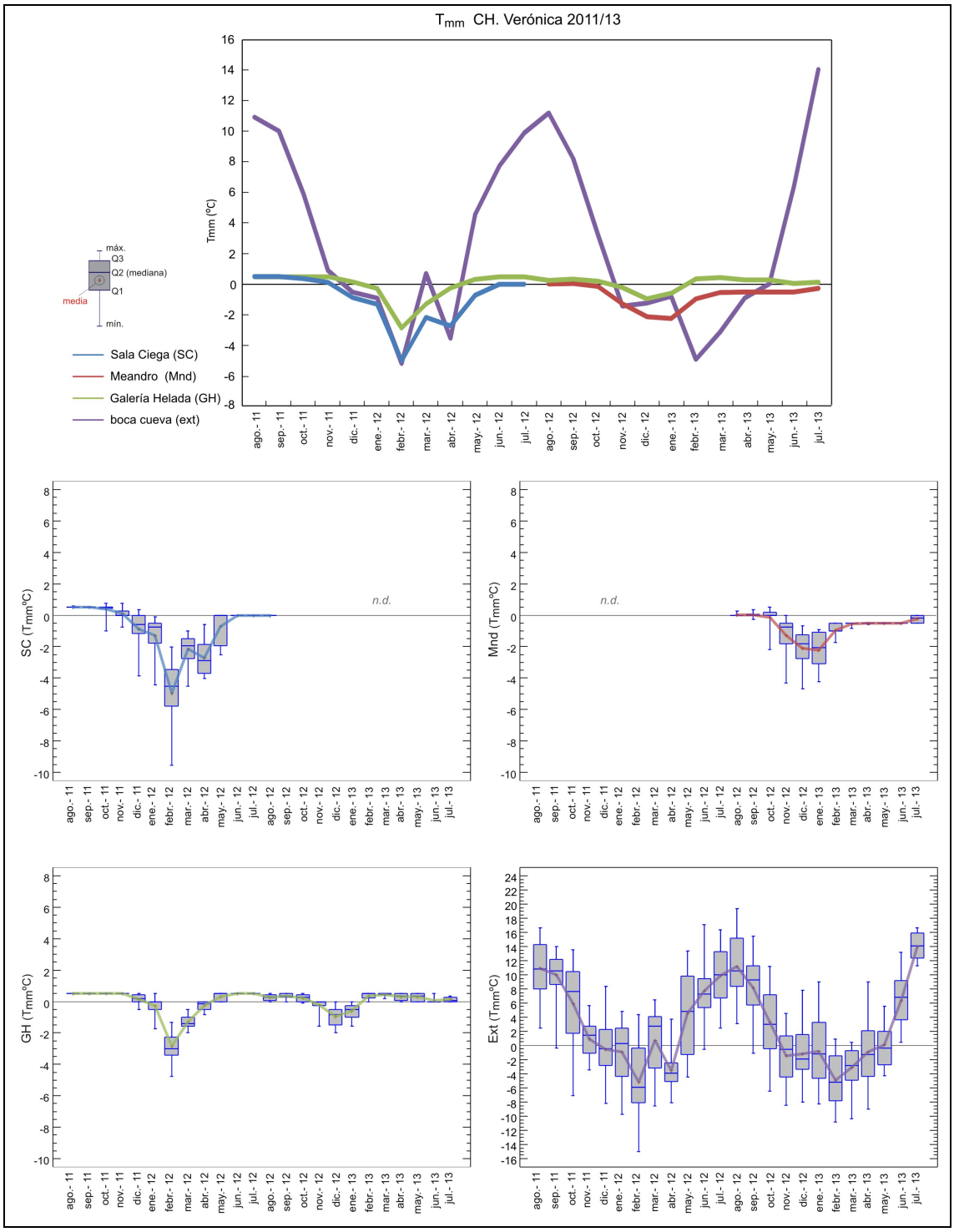


Fig.5.67. Evolución de T_{mm} en la CH. Verónica 2011/13 con las desviaciones típicas por estancias y en el exterior.

Además de que las T_{ma} aumentan a medida que descendemos, las oscilaciones térmicas también se atenúan, evidenciando la GH una tendencia más homotérmica que en los otros dos sectores a lo largo del año, y mucho mayor si es comparada con las oscilaciones de las T_{ext}. Mientras que las oscilaciones en las salas SC y Mnd pueden llegar a ser de varios grados dentro de valores estandarizados (desviaciones típicas), mucho mayores si se tienen en cuenta valores extremos de máximos y mínimos; en la

GH, lo habitual es que los valores se encuentren dentro de un rango de ±0,5ºC; pudiendo llegar a 1ºC en los casos más extremos.

Los meses con T_{mm} más bajas son febrero del 2012 con -4,98ºC registrados en la SC, y enero del 2013 con -2,23ºC registrados en el Mnd. Comparativamente en el primer año se aprecia como los meses más fríos se registran en la estancia más cercana a la boca de entrada, en la SC; mientras que en la GH no suelen superar ni la mitad de las medias que se dan aquí. En el exterior vuelve a ser el mes de febrero el más frío para los dos años (tabla 5.24). Las T_{mm} más cálidas, por su parte, nunca superan los 0,5ºC en ninguna de las estancias controladas manifestando una marcada homotermia.

Comparativa meses más fríos en CH. Verónica (ºC)					
		SC	*Mnd*	*GH*	*Exterior*
Año 2011-12	*1º)*	feb'12 (-4,98)	n.d	feb'12 (-2,85)	feb'12 (-5,17)
	2º)	abr'12 (-2,71)	n.d	mar'12 (-1,30)	abr'12 (-3,52)
	3º)	mar'12 (-2,17)	n.d	ene'12 (-0,28)	ene'12 (-0,91)
Año 2012-13	*1º)*	n.d	ene'13 (-2,23)	dic'12 (-0,96)	feb'13 (-4,90)
	2º)	n.d	dic'12 (-2,10)	ene'13 (-0,59)	mar'13 (-3,11)
	3º)	n.d	nov'12 (-1,27)	nov'12 (-0,21)	nov'12 (-1,42)

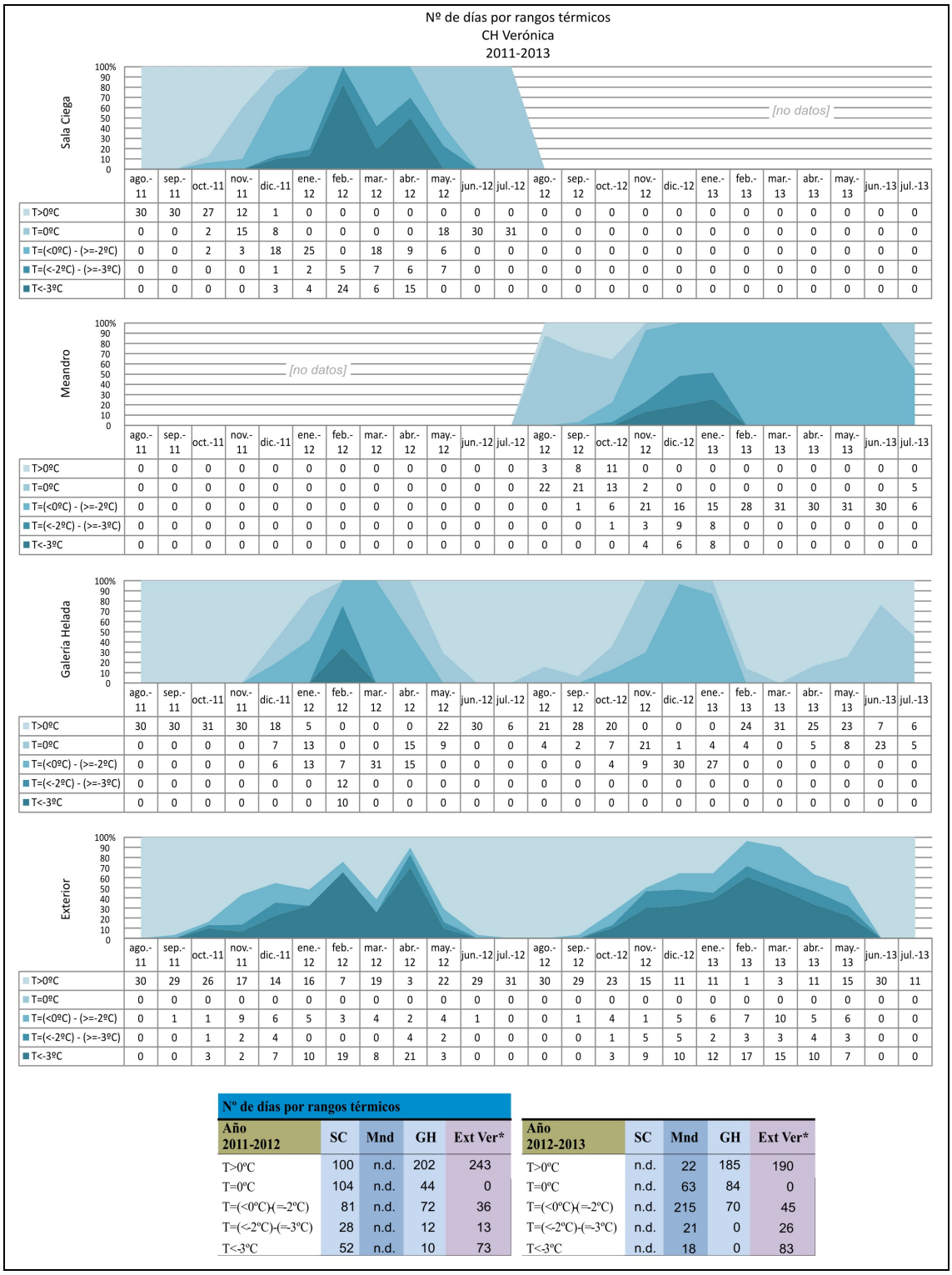
Tabla 5.24. Los tres meses más fríos por año en las distintas estancias de la CH Verónica y la boca de entrada. Resaltados en tonos azules están las dos T_{mm} más bajas del periodo 2011-2013, para el interior y para el exterior de la cavidad.

Distribuciones por rangos térmicos

La distribución de las T_{md} por rangos térmicos evidencia marcadas diferencias según la estancia. Mientras que en la SC se manifiestan entradas de masas de aire frío más intensas y duraderas con hasta 52 días con T_{md}<-3ºC, muy parejo a los días que se dieron en la boca de entrada; en el resto de la cavidad en ningún año se sobrepasaron la veintena de días, 10 días para la GH durante el año 2011-2012 y 18 para el Mnd en el año 2012-2013. La mayoría de los días en los que las temperaturas descendieron de los 0ºC se situaron en todas las salas entre los 0 y -2ºC, especialmente en el Mnd que llegó a permanecer durante 215 días dentro de este rango térmico. A pesar de ello, la mayor parte del tiempo la cavidad permaneció con T_{md}≥0ºC, aunque si bien es cierto que las temperaturas apenas sobrepasaron en contadas ocasiones los 0,5ºC (fig.5.68).

Si se toman las temperaturas registradas en la GH se aprecia como en los dos años registrados la intensidad de frío de las masas de aire se redujo de un año a otro. Durante el primer año se aprecia el pico de frío en febrero, en consonancia con las temperaturas

exteriores; quedando tal intensidad muy atenuada durante el segundo año en el que, como se aprecia en la fig.5.68, las temperaturas no bajaron de -2ºC y su evolución con respecto a las temperaturas exteriores fue más dispar. En la SC sin embargo y durante el primer año de control, se dio una evolución similar a la seguida por las T_{ext}.



Sala Ciega	ago.-11	sep.-11	oct.-11	nov.-11	dic.-11	ene.-12	feb.-12	mar.-12	abr.-12	may.-12	jun.-12	jul.-12	ago.-12	sep.-12	oct.-12	nov.-12	dic.-12	ene.-13	feb.-13	mar.-13	abr.-13	may.-13	jun.-13	jul.-13
T>0ºC	30	30	27	12	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T=0ºC	0	0	2	15	8	0	0	0	0	18	30	31	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T=(<0ºC) - (>=-2ºC)	0	0	2	3	18	25	0	18	9	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T=(<-2ºC) - (>=-3ºC)	0	0	0	0	1	2	5	7	6	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T<-3ºC	0	0	0	0	3	4	24	6	15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Meandro	ago.-11	sep.-11	oct.-11	nov.-11	dic.-11	ene.-12	feb.-12	mar.-12	abr.-12	may.-12	jun.-12	jul.-12	ago.-12	sep.-12	oct.-12	nov.-12	dic.-12	ene.-13	feb.-13	mar.-13	abr.-13	may.-13	jun.-13	jul.-13
T>0ºC	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	8	11	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T=0ºC	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	22	21	13	2	0	0	0	0	0	0	0	5
T=(<0ºC) - (>=-2ºC)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	6	21	16	15	28	31	30	31	30	6
T=(<-2ºC) - (>=-3ºC)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	3	9	8	0	0	0	0	0	0
T<-3ºC	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	6	8	0	0	0	0	0	0

Galería Helada	ago.-11	sep.-11	oct.-11	nov.-11	dic.-11	ene.-12	feb.-12	mar.-12	abr.-12	may.-12	jun.-12	jul.-12	ago.-12	sep.-12	oct.-12	nov.-12	dic.-12	ene.-13	feb.-13	mar.-13	abr.-13	may.-13	jun.-13	jul.-13
T>0ºC	30	30	31	30	18	5	0	0	0	22	30	6	21	28	20	0	0	0	24	31	25	23	7	6
T=0ºC	0	0	0	0	7	13	0	0	15	9	0	0	4	2	7	21	1	4	4	0	5	8	23	5
T=(<0ºC) - (>=-2ºC)	0	0	0	0	6	13	7	31	15	0	0	0	0	0	4	9	30	27	0	0	0	0	0	0
T=(<-2ºC) - (>=-3ºC)	0	0	0	0	0	0	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T<-3ºC	0	0	0	0	0	0	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Exterior	ago.-11	sep.-11	oct.-11	nov.-11	dic.-11	ene.-12	feb.-12	mar.-12	abr.-12	may.-12	jun.-12	jul.-12	ago.-12	sep.-12	oct.-12	nov.-12	dic.-12	ene.-13	feb.-13	mar.-13	abr.-13	may.-13	jun.-13	jul.-13
T>0ºC	30	29	26	17	14	16	7	19	3	22	29	31	30	29	23	15	11	11	1	3	11	15	30	11
T=0ºC	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T=(<0ºC) - (>=-2ºC)	0	1	1	9	6	5	3	4	2	4	1	0	0	1	4	1	5	6	7	10	5	6	0	0
T=(<-2ºC) - (>=-3ºC)	0	0	1	2	4	0	0	0	4	2	0	0	0	0	1	5	5	2	3	3	4	3	0	0
T<-3ºC	0	0	3	2	7	10	19	8	21	3	0	0	0	0	3	9	10	12	17	15	10	7	0	0

Nº de días por rangos térmicos				
Año 2011-2012	**SC**	**Mnd**	**GH**	**Ext Ver***
T>0ºC	100	n.d.	202	243
T=0ºC	104	n.d.	44	0
T=(<0ºC)-(=-2ºC)	81	n.d.	72	36
T=(<-2ºC)-(=-3ºC)	28	n.d.	12	13
T<-3ºC	52	n.d.	10	73

Año 2012-2013	**SC**	**Mnd**	**GH**	**Ext Ver***
T>0ºC	n.d.	22	185	190
T=0ºC	n.d.	63	84	0
T=(<0ºC)-(=-2ºC)	n.d.	215	70	45
T=(<-2ºC)-(=-3ºC)	n.d.	21	0	26
T<-3ºC	n.d.	18	0	83

Fig.5.68. Nº de días por rangos térmicos en la CH. Verónica (2011-2013).

b) Caracterización térmica temporal: dinámicas anuales y periodos térmicos

En la evolución de las temperaturas de la CH. de Verónica para el periodo 2011-2013 se pueden distinguir de forma genérica los siguientes periodos térmicos:

Un *periodo abierto* en el que las $T_{ext}<T_{int}$ y se mantienen mayoritariamente por debajo de 0ºC. Las tendencias de las T_{int} durante este periodo registran continuas y marcadas oscilaciones en función de las entradas de aire frío en el interior de la cavidad que proporciona una evolución heterotérmica y sincrónica con respecto a la evolución de las T_{ext}. Un *periodo cerrado* en el que frecuentemente las $T_{ext}>T_{int}$ siendo las $T_{ext}>0$ºC, mientras que las $T_{md.int}$ están entre 0,5 y -0,5ºC, y con evoluciones completamente independientes entre el exterior y el interior. Y unos *periodos transicionales* en los que la evolución de las temperaturas, respondiendo o bien a un cese de aire frío en la cavidad o bien a las primeras entradas del mismo, asciende o desciende hasta ajustarse a los patrones característicos de los periodos contiguos.

A un mayor grado de detalle tales periodos se pueden particularizar en los siguientes tipos y/o subperiodos térmicos (ver figs.5.69-71):

- Periodo abierto (A)

En el periodo abierto se diferencian dos subperiodos:

Subperiodo A1: durante este subperiodo la cavidad se mantiene en temperaturas medias, dependiendo de la estancia, entre los -0,5 y los 2,5ºC; extendiéndose por aquellos meses en los que las $T_{ext}<T_{int}$, con continuas entradas de aire frío en el interior. Las $T_{md.int}$ se encuentran frecuentemente por debajo de 0ºC, salvo durante el subperiodo A1 del 2012 en la GH donde las T_{md} rondaban los 0,5ºC. Se trata de un subperiodo frío que se inicia con las primeras entradas de aire frío en la cueva, aunque éstas todavía no tienen una entidad ni duración muy marcada. Las $T_{md.mín}$ todavía no son las más frías registradas, aunque llegaron hasta los -4,7ºC en enero de 2013 en el sector Mnd. La evolución de las temperaturas oscila en función de las irregulares entradas de aire frío en el interior, lo que le confiere un carácter heterotérmico con variaciones de temperaturas entre los 0,4ºC y 1,1ºC de diferencia con respecto a sus medias. De forma general, la mayoría de los días se mantienen con temperaturas entre los 0 y los -2ºC, a excepción de la GH que, aunque no baja tampoco de -2ºC, puede sobrepasar los 0ºC (subperiodo A1 de 2012). La

diferencia de temperatura media con respecto a las T_{ext} no supera en ningún caso 1ºC. Este subperiodo abarca desde finales de noviembre y principios de diciembre hasta enero o mediados de enero.

Subperiodo abierto A2: si bien de forma habitual en las otras cavidades a estudio durante este subperiodo se alcanzaban sobradamente las temperaturas más frías en todos los ciclos anuales, en la CH. de Verónica este hecho se manifiesta solamente el año 2012 quedando bastante más atenuado en el año 2013. Durante el subperiodo A2, tanto en el interior como en el exterior, las oleadas de aire frío son mucho más intensas y duraderas, llegando incluso a superar el mes de duración, o pudiéndose extender cerca de tres meses casi consecutivos con tan sólo muy breves repuntes por encima de 0ºC como sucedió en 2012. Aunque en este último caso no se viese reflejado del todo en el interior de la cavidad como se explicará más adelante. Las temperaturas medias de este subperiodo oscilan entre -1 y -3,5ºC, manteniéndose las $T_{md.int}$ mayoritariamente por debajo de 1,5ºC de diferencia, al igual que las T_{ext}. Se alcanzaron las $T_{md.mín}$ de todo el periodo de investigación con -9,6ºC en la SC en febrero de 2012, no superando en ningún caso 0ºC las $T_{md.máx}$. La tendencia evolutiva de las temperaturas es similar a la del subperiodo A1 dominando una fuerte heterotermia con las mayores oscilaciones de todo el ciclo anual (>1ºC). A pesar de no darse con exclusividad durante este intervalo de tiempo los rangos térmicos de <-3ºC, como sucedía en las otras cuevas, sí se da una concentración importante de días por debajo de tal umbral, a excepción de la GH donde se mantienen siempre entre 0 y -2ºC. El gradiente entre T_{ext} y T_{int} es pequeño no superando nunca 1,5ºC, aunque de forma general y para todo el periodo abierto en conjunto (A1+A2) la correlación entre las evoluciones de ambos medios es muy baja como se puede apreciar en la fig.5.70 (R^2=0,2). Al respecto, conviene resaltar la baja correlación que se da para todos los periodos durante los dos años estudiados, a pesar de dibujar tendencias características de las cuevas heladas y muy similares a las vistas para las otras dos cavidades tanto para los periodos abiertos como para los cerrados. Este subperiodo tiene una extensión muy dispar dependiendo del año, alargándose desde principios y mediados de enero hasta febrero y mediados de abril. La razón de esta variabilidad en su duración no es otra que la propia nieve. A finales de tal periodo la cavidad queda bloqueada por la nieve que se acumula en sus entradas principales desvinculando las T_{int} de la evolución térmica exterior. Este hecho fue especialmente notable desde finales de invierno hasta mediados de verano de 2013, como se comprobó

en el trabajo de campo y como queda reflejado en las figuras de 5.68 a 5.70; además de llevarnos a la propuesta de un tipo nuevo de periodo cerrado: cerrado tipo $C_{B,}$ que no se ha discernido en las otras dos cavidades a estudio.

- *Periodo cerrado inducido (C_B)*: se trata de un periodo en el que el régimen térmico de la cavidad queda condicionado por el taponamiento nival externo, desvinculándose por completo de la evolución de las T_{ext}. Mientras que las T_{ext} mantienen las tendencias habituales de los subperiodos A2 con temperaturas muy frías y durante periodos muy prolongados de tiempo, las T_{int} se comportan homotérmicamente como corresponde a los periodos cerrados. Durante el periodo C_B el binomio habitual que rige las condiciones térmicas de los otros periodos, y por entero también de las otras cavidades, $T_{ext}>T_{int}$=periodo cerrado y $T_{ext}<T_{int}$=periodo abierto, queda inversamente trastocado, dándose para este caso la situación inversa: $T_{ext}<T_{int}$=periodo cerrado. La consideración de este periodo cerrado como un tipo diferenciado y distinto al periodo cerrado habitual (periodo C_A) viene del hecho de localizarse en meses fríos, desde mediados de invierno o finales de primavera, y de que a pesar de que las T_{ext} están por debajo de las T_{int} éstas últimas no experimentan su consecuente descenso de temperatura ni su tendencia heterotérmica característica. Durante el seguimiento térmico de la cavidad este periodo cerrado se ha podido distinguir nítidamente en el año 2013. Durante este año el manto nival se prolongó por las copiosas nevadas tardías (véase apdo. 5.2.2), al menos con relación a años contiguos, quedando más disimulado y con una menor duración para el año 2012. Durante el año 2013 se observa además en el interior de la cavidad una inversión de las escasas oscilaciones térmicas, fundamentalmente en la GH. En sincronía con los picos de frío del exterior, en el interior de la cavidad se registran ligeros incrementos de temperatura. Todo ello se traduce en índices de correlación entre ambos que, aunque sean muy bajos, se mantienen por encima de las correlaciones de los otros periodos (R^2=0,3) pero con una tendencia inversa (ver fig.5.71, correlación periodo C_B de 2013).

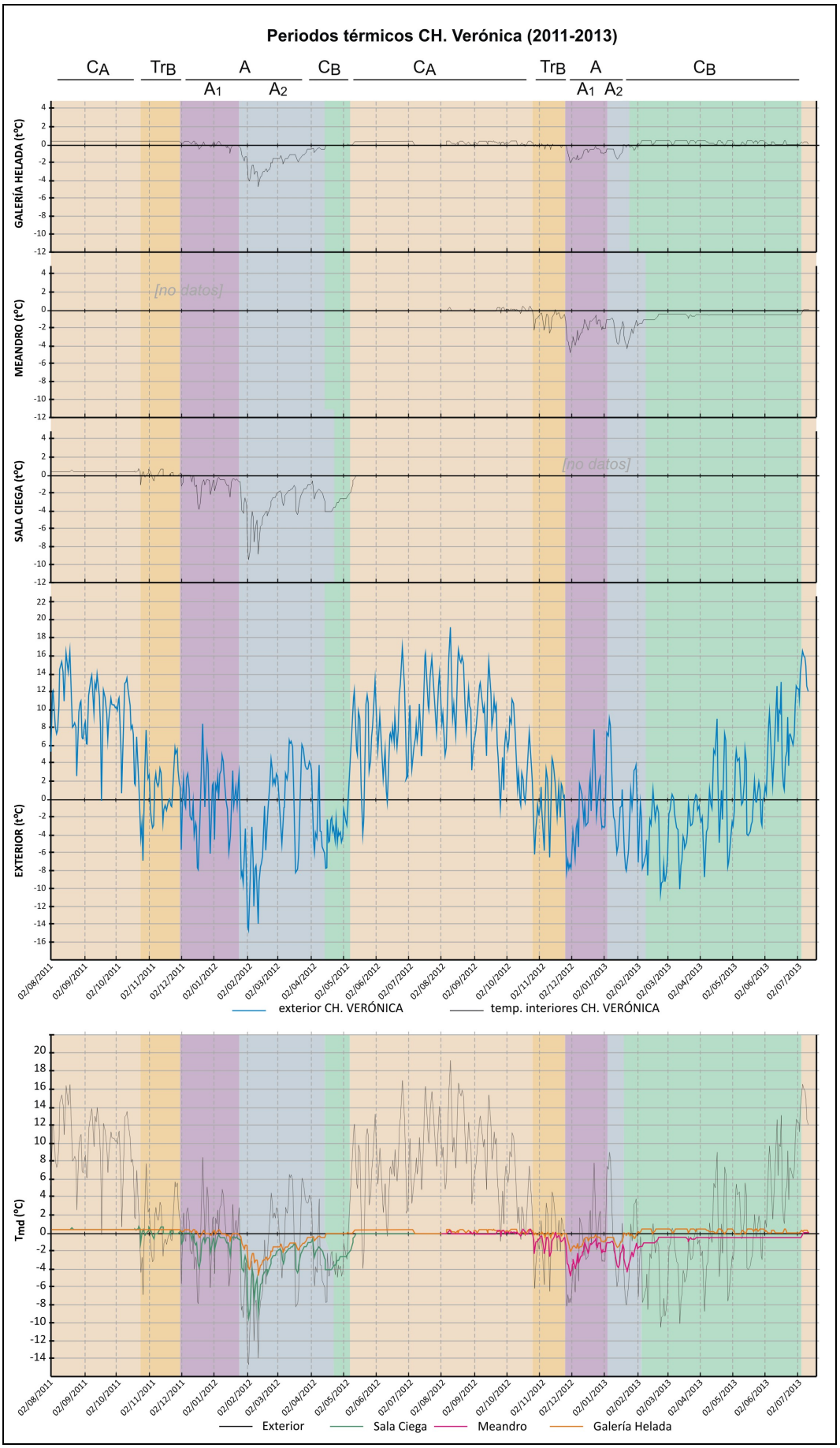


Fig.5.69. Periodos térmicos de la CH. de Verónica y desglosados por estancias (2011-2013).

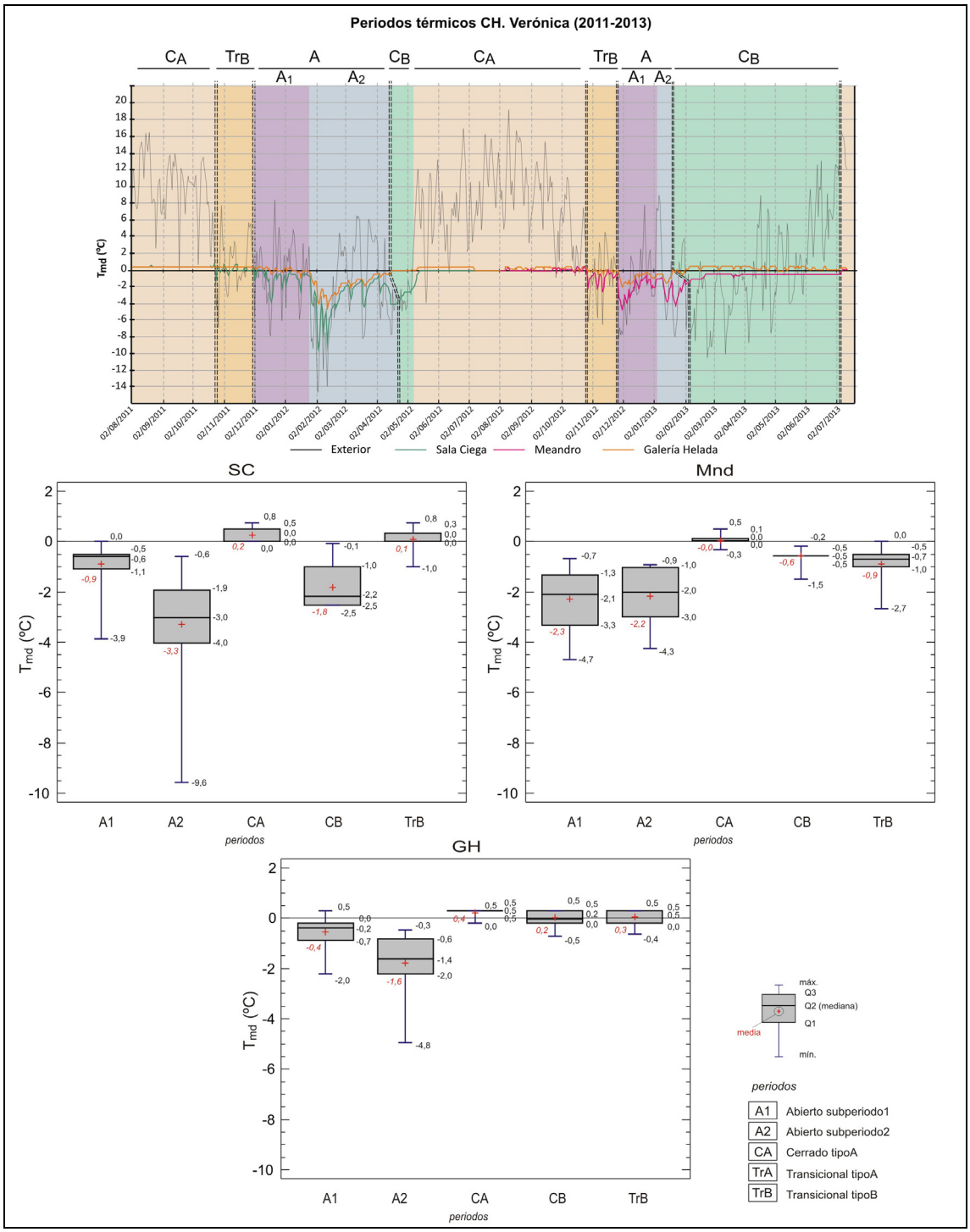


Fig.5.70. Periodos térmicos de la CH. de Verónica junto con diagramas de desviaciones (2011-2013).

Las temperaturas medias para el periodo C_B se mantienen muy cercanas a 0ºC (entre -0,6 y 0,2ºC), con $T_{md.int}$ que están medio grado por encima o por debajo de 0ºC, y las $T_{md.ext}$<0ºC mayoritariamente. Las $T_{md.mín}$ pueden alcanzar los -2,5ºC aunque esto tan solo se registró puntualmente a comienzos del periodo C_B de 2012, no alcanzándose tampoco las $T_{md.máx}$. Su estado homotérmico tan sólo se desvirtúa levemente con las mínimas oscilaciones inversas registradas que ya se han comentado, lo que le

proporciona una tendencia evolutiva muy estable, experimentando tan sólo un progresivo ascenso en los momentos iniciales del periodo. Esto desemboca, y solo para el inicio del periodo, en un incremento de sus oscilaciones (0,9ºC para la SC); que por lo general son bastante pequeñas (0,3ºC). Al quedar bloqueada la cavidad, las oleadas de aire frío del exterior no tienen repercusión alguna en las T_{int}, lo que hace que la gran mayoría de los días del año sus temperaturas se encuentren dentro de un rango térmico entre 0,5 y -0,5ºC, con una paralización de la circulación del aire en el interior y una estratificación de las masas de aire según sus distintas densidades. Se trata pues de un periodo de *trampa de frío inducido* por el taponamiento natural de la cavidad, en momentos en que debería de estar funcionando bajo el efecto chimenea. La diferencia térmica entre el exterior y el interior de la cavidad, de media, no es tan grande en contra de lo que cabría esperar de un periodo cerrado. En términos medios ΔT_{ext}-T_{int}<1,5ºC, ya que a pesar de mantenerse las T_{ext} muy por debajo de 0ºC durante los momentos iniciales del periodo, a finales del mismo, y ya entrados en la estación estival, tales temperaturas bajas son contrarrestadas por las temperaturas altas propias de estos momentos veraniegos. La duración de este periodo en los años de investigación se extiende desde febrero o mediados de abril hasta mayo o julio.

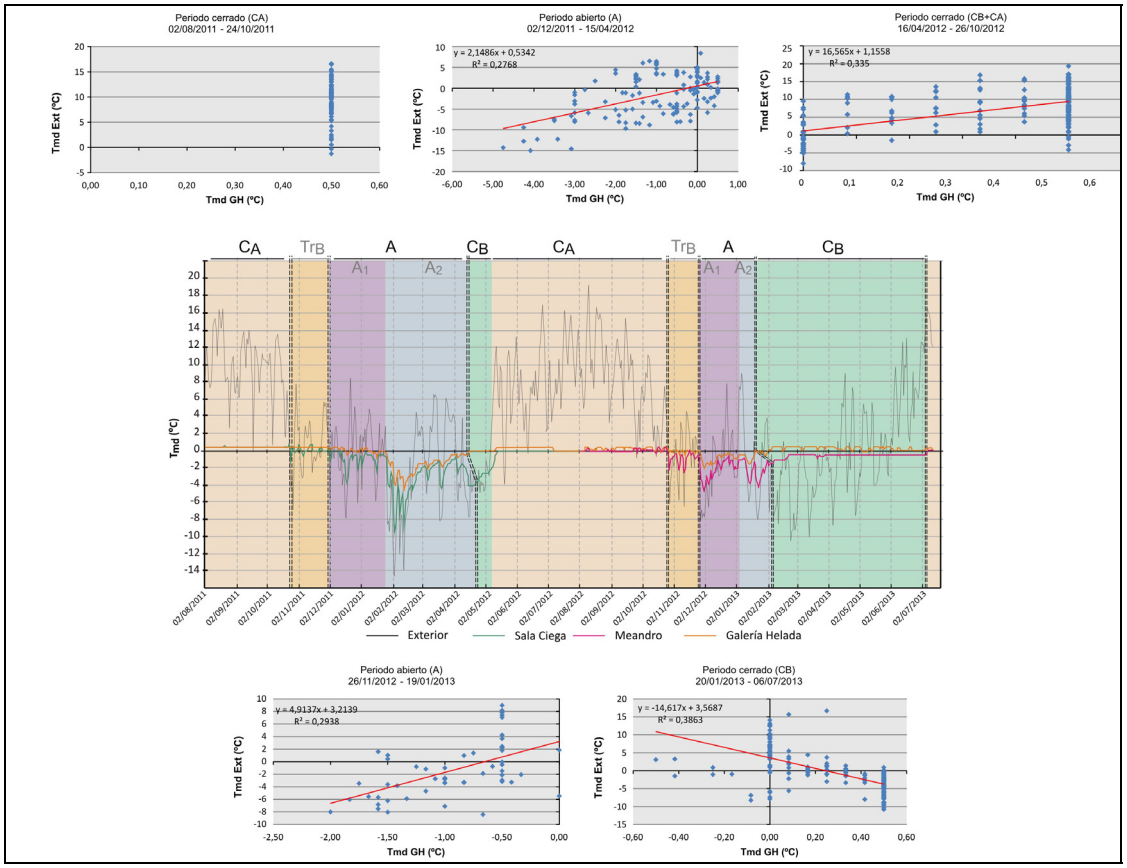


Fig.5.71. Correlaciones entre las T_{ext} y la GH de Verónica 2011-2013.

		Media Tmd (ºC)				Desv.Strd. (σ)				Máx Tmd (ºC)				Mín Tmd (ºC)				Nº días T≤0ºC (%)			
		SC	Mnd	GH	Ext	SC	Mnd	GH	Ext	SC	Mnd	GH	Ext	SC	Mnd	GH	Ext	SC	Mnd	GH	Ext
periodo CA	(02/08/2011-24/10/2011)	0,5	n.d.	0,5	9,7	0,0	n.d.	0,0	3,9	0,8	0,0	0,5	16,6	0,3	0,0	0,5	-1,3	0	n.d.	0	2
periodo TrB	(20/10/2011-01/12/2011)	0,1	n.d.	0,5	0,7	0,4	n.d.	0,0	3,2	0,8	0,0	0,5	7,7	-1,0	0,0	0,5	-7,1	58	n.d.	0	45
periodo A1	(02/12/2011-26/01/2012)	-0,9	n.d.	0,1	-0,2	0,8	n.d.	0,3	3,5	0,0	0,0	0,5	8,4	-3,9	0,0	-0,9	-8,2	100	n.d.	61	48
periodo A2	(27/01/2012-15/04/2012) (en GH)	-3,3	n.d.	-1,7	-2,6	**1,9**	**n.d.**	**1,0**	**5,3**	-0,6	0,0	-0,8	6,5	-9,6	0,0	-4,8	-15,0	100	100	100	69
	(27/01/2012-28/04/2012)																				
periodo CB	(16/04/2012-13/05/2012) (en GH)	-1,8	n.d.	0,0	-0,9	0,9	n.d.	0,1	6,0	-0,1	0,0	-0,3	12,1	-2,5	0,0	-0,8	-5,0	**100**	**100**	**100**	**100**
	(29/04/2012-13/05/2012)																				
periodo CA	(16/05/2012-26/10/2012)	0,0	0,0	0,4	8,2	0,0	0,1	0,2	4,7	0,0	0,5	0,5	19,3	0,0	-0,3	0,0	-4,2	100	73	19	5
periodo TrB	(27/10/2012-25/11/2012)	n.d.	-0,9	-0,1	-0,8	n.d.	0,7	0,1	3,1	0,0	0,0	0,0	4,5	0,0	-2,7	-0,4	-6,8	n.d.	100	100	50
periodo A1	(26/11/2012-02/01/2013)	n.d.	-2,3	-1,0	-2,1	n.d.	1,1	**0,5**	4,0	0,0	-0,7	0,0	7,8	0,0	-4,7	-2,0	-8,4	n.d.	**100**	**100**	**71**
periodo A2	(03/01/2013-19/01/2013) (en GH)	n.d.	-2,2	-0,9	-1,0	n.d.	**1,1**	0,4	4,9	0,0	-0,9	-0,5	9,0	0,0	-4,3	-1,6	-8,3	n.d.	100	100	66
	(03/01/2013-03/02/2013)																				
periodo CB	(20/01/2013-06/07/2013) (en GH)	n.d.	-0,6	0,2	0,2	n.d.	0,2	0,4	**5,8**	0,0	-0,2	-0,5	16,7	0,0	-1,5	-1,6	-10,8	n.d.	100	100	57
	(04/02/2013-06/07/2013)																				

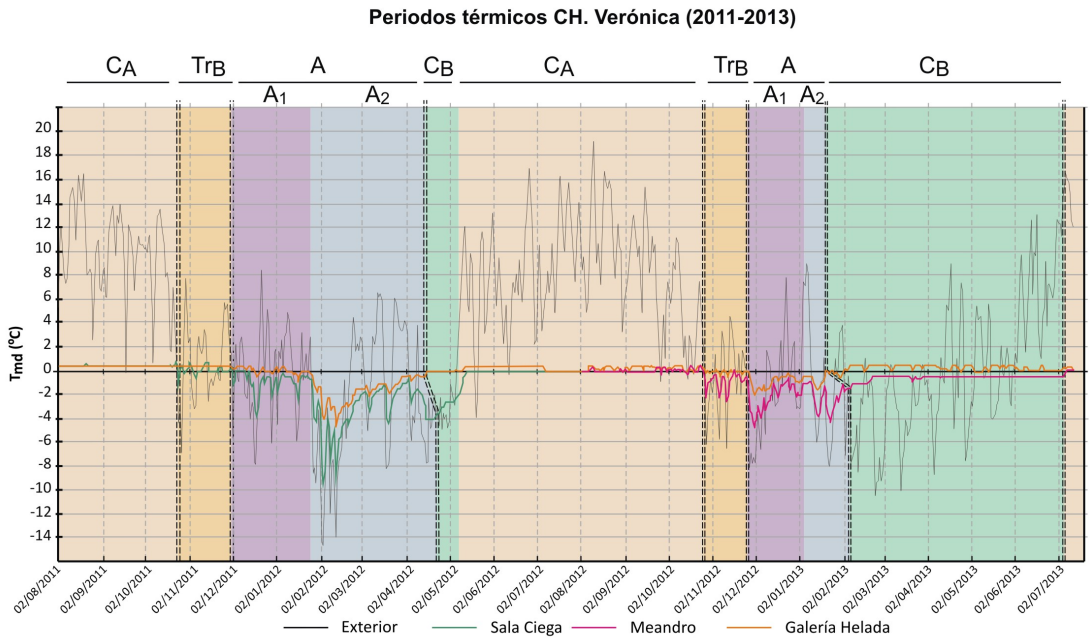
2011-2013	Media Tmd (ºC)				Desv.Strd. (σ)				Máx Tmd (ºC)				Mín Tmd (ºC)				Nº días T≤0ºC (%)			
	SC	Mnd	GH	Ext	SC	Mnd	GH	Ext	SC	Mnd	GH	Ext	SC	Mnd	GH	Ext	SC	Mnd	GH	Ext
periodo CA	0,3	0,0	0,4	8,9	0,0	0,1	0,1	4,3	0,8	0,5	0,5	19,3	0,0	-0,3	0,0	-4,2	50	73	9	4
periodo TrB	0,1	-0,9	0,2	0,0	0,4	0,7	0,1	3,1	0,8	0,0	0,5	7,7	-1,0	-2,7	-0,4	-7,1	58	100	50	47
periodo A1	-0,9	-2,3	-0,5	-1,2	0,8	1,1	0,4	3,8	0,0	0,0	0,5	8,4	-3,9	-4,7	-2,0	-8,4	100	100	80	60
periodo A2	-3,3	-2,2	-1,3	-1,8	**1,9**	**1,1**	**0,7**	5,1	0,0	0,0	-0,5	9,0	-9,6	-4,3	-4,8	-15,0	100	100	100	67
periodo CB	-1,8	-0,6	0,1	-0,4	0,9	0,2	0,3	**5,9**	0,0	0,0	-0,3	16,7	-2,5	-1,5	-1,6	-10,8	**100**	**100**	**100**	**78**

+ºC

Gradación T_{md}

-ºC

Tabla 5.25. Temperaturas por periodos térmicos en la CH. Verónica (2011-2013).



Periodos térmicos en la CH. Verónica					
	A1	*A2*	*C_B*	*C_A*	*Tr_B*
$T_{m\ Periodo}$	entre -0,5 y -2,5ºC	entre -1 y -3,5ºC	entre -0,6 y 0,2ºC	entre 0 y 0,5ºC	entre -1 y 0,5ºC
$T_{md\ int}$	<0ºC	<1,5ºC	entre 0,5 y -0,5ºC	≥0ºC	oscilante en torno a 0ºC
$T_{md\ ext}$	mayorit.<0ºC	<1,5ºC	mayorit.<0ºC	>0ºC	oscilante <>0ºC
$T_{md\ mín}$	mín. no alcanzada (hasta -4,7ºC)	mín. alcanzada (-9,6ºC)	mín. no alcanzada (hasta -2,5ºC)	mín. no alcanzada (hasta -0,3ºC)	mín. no alcanzada (hasta -2,7ºC)
$T_{md\ máx}$	máx. no alcanzada (hasta 0,5ºC)	máx. no alcanzada (hasta 0ºC)	máx. no alcanzada (hasta 0ºC)	máx. alcanzada (0,8ºC)	máx. no alcanzada (hasta 0,8ºC)
Estado térmico	heterotérmico	heterotérmico	homotérmico (oscilac.mín)	homotérmico	heterotérmico
Tendencia térmica	variable en torno a valores fríos	variable en torno a los valores más fríos	estable (subidas puntuales sostenidas)	estable	variable entre 0,5 y -2ºC
Entradas de aire frío a la cavidad	variable en función del año, en oleadas poco intensas	intensas y de larga duración, en intensas oleadas	no se da entrada de aire frío	no se da entrada de aire frío	algo frecuentes pero de escasa intensidad y duración
Oscilaciones (σ)	grandes (0,4 y 1,1ºC)	máximas (>1ºC)	pequeñas (0,3ºC) (excep.SC=0,9ºC)	pequeñas (<0,5ºC)	pequeñas (0,4ºC) (excep.Mnd=0,7ºC)
Nºdías/rangos térmicos	mayorit. entre 0 y -2ºC (excep.GH muy variable pero nunca <-2ºC)	importante concentración nºdías <-3ºC (excep.GH entre 0 y -2ºC)	mayorit.entre 0,5 y -0,5ºC (excep. GH siempre ≥0ºC)	mayorit.≥0ºC	mayorit.≥0ºC (excep. Mnd entre 0 y -2ºC)
Gradiente Térmico (ΔT_{ext}-T_{int})	<1ºC (amplitud mín)	<1,5ºC	<1,5ºC	>5ºC (amplitud máx)	<1ºC
Dinámica térmica dependiente T_{ext}-T_{int}	regular	regular	nula (inversa)	nula	regular
Fechas	dic./finales nov. - ene./mediados ene.	ene./mediados ene. - febr./mediados abril	febr./mediados abril – mayo/julio	mayo/julio - finales oct.	finales oct. – dic.

Tabla 5.26. Cuadro resumen de los parámetros térmicos de cada periodo.

- *Periodo cerrado (C_A)*: sucediendo al periodo C_B y una vez que las T_{ext} están en los umbrales y comportamientos habituales de los meses estivales y las entradas de la cavidad se han desbloqueado de nieve (al menos parcialmente), las T_{int} se ajustan a los patrones característicos de los periodos cerrados habituales. De nuevo el binomio térmico vuelve a ser $T_{ext}>T_{int}$ = periodo cerrado, con T_{ext} siempre por encima de 0ºC y las T_{int} homotérmicamente = 0ºC o levemente por encima. Durante este periodo, y a diferencia del periodo C_B, ya no se registraron inversiones térmicas. Las temperaturas medias también son ligeramente superiores con respecto al periodo inmediatamente precedente situándose entre 0 y 0,5ºC, con $T_{md.int}\geq 0$ºC y $T_{ext}>0$ºC; siendo las $T_{md.máx}$= 0,8ºC, registrados en la SC en agosto de 2011, y las $T_{md.mín}$ ya no bajan de -0,3ºC. La evolución de las temperaturas se mantiene estable dentro de la homotermia característica, tan sólo distorsionada someramente por oscilaciones pequeñas de menos de 0,5ºC, registradas en las distintas salas pero sólo en la segunda mitad del periodo cerrado de 2012. Mayoritariamente el cómputo de días de este periodo se mantiene en rangos térmicos por encima de los 0ºC y la diferencia entre T_{ext} y T_{int} alcanza sus valores máximos, siendo mayor de 5ºC. La independencia entre las evoluciones de ambos ámbitos es máxima y su duración abarca desde mayo o julio hasta finales de octubre.

- Periodo transicional (Tr_B): las temperaturas medias del periodo transicional tipo Tr_B oscilan entre -1 y 0,5ºC dependiendo de la estancia y el año. La variabilidad de las T_{ext} se refleja en las T_{int} con las primeras entradas de aire frío en el interior de la cueva, pero aún son oleadas no muy intensas ni duraderas, lo que hace que las $T_{md.int}$ fluctúen en torno a 0ºC, y las T_{ext} también sean bastante irregulares por encima y por debajo de tal umbral. El interior de la cueva se empieza a enfriar intermitentemente, pero sin llegar a alcanzar las temperaturas mínimas, y recuperando rápidamente valores cercanos a 0ºC. Las circulaciones de aire se instalan en el interior de la cavidad de manera reseñable tras el estancamiento de los periodos cerrados, haciendo que domine un comportamiento evolutivo heterotérmico con temperaturas comprendidas entre los 0,5 y -2ºC, pero sin clarificarse una tendencia térmica en ascenso o descenso. Por rangos térmicos, se aprecia durante este periodo como mayoritariamente las salas SC y GH se mantienen con $T_{md}\geq 0$ºC, mientras que en el Mnd la mayor cantidad de los días se encuentran entre 0 y -2ºC. Las oscilaciones térmicas en las distintas estancias controladas varían, siendo pequeñas en GH y SC (σ=0,4ºC), y mayores en Mnd (σ=0,7ºC). La correlación con el

exterior es mayor que en los periodos cerrados, aunque todavía se pueden dar homotermias con un grado absoluto de independencia en algunas estancias durante este periodo (caso de la GH durante el 2012). Esto hace que la amplitud térmica con respecto al exterior sea también variable, aunque de forma global se encuentre en valores bajos por debajo de 1ºC de diferencia. Este periodo transicional en la CH. de Verónica se alarga desde finales de octubre hasta diciembre.

c) Comportamiento espacial diferenciado

Caracterización térmica espacial

El comportamiento térmico anual que se ha descrito hasta el momento varía dependiendo de cada estancia, teniendo además en cada una de ellas una serie de particularidades que se reseñan a continuación.

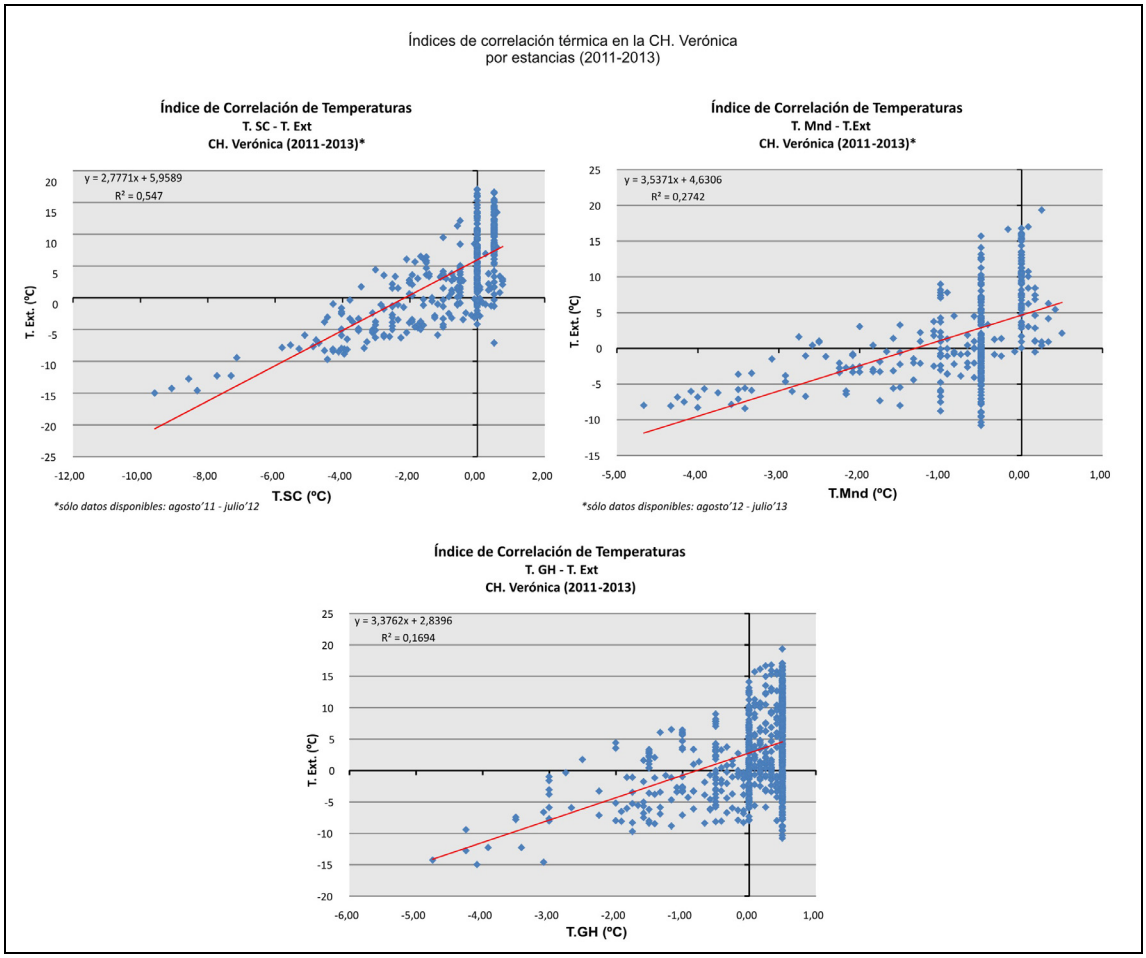


Fig.5.72. Correlaciones anuales entre las T_{md} de las distintas salas de CH Verónica y las T_{ext}. Periodo ago'11-ago'13, a excepción de SC y Mnd donde sólo se registraron los periodos ago'11-jul'12 y ago'12-jul.'13, respectivamente (*).

La correlación de las distintas salas controladas térmicamente con las temperaturas exteriores es muy baja, haciéndose menor a medida que descendemos en la cavidad. Así

tenemos que en la SC se da un índice de R^2=0,5; mientras que en los otros dos casos se reducen hasta valores de R^2=0,2 en el Mnd y R^2=0,1 en la GH (fig.5.72). La determinación de los índices de correlación, como ya se ha dicho para el caso de las otras dos cavidades, está en función de la estimación de gradientes altitudinales de temperaturas exteriores a partir de los datos de las EMAs lo que da como resultado esos valores tan bajos. Si se hubiese ubicado un termómetro al efecto en las bocas de entrada seguramente los índices de correlación hubiesen sido bastante mayores. De cualquier forma, lo que sí atestiguan los distintos índices, al igual que sucedía en el caso de la CH. de Altáiz, es una mayor independencia de las temperaturas interiores respecto a las exteriores a medida que se desciende en la cavidad, traducido también en una mayor atenuación, como queda reflejado en los mapas térmicos de la fig.5.73.

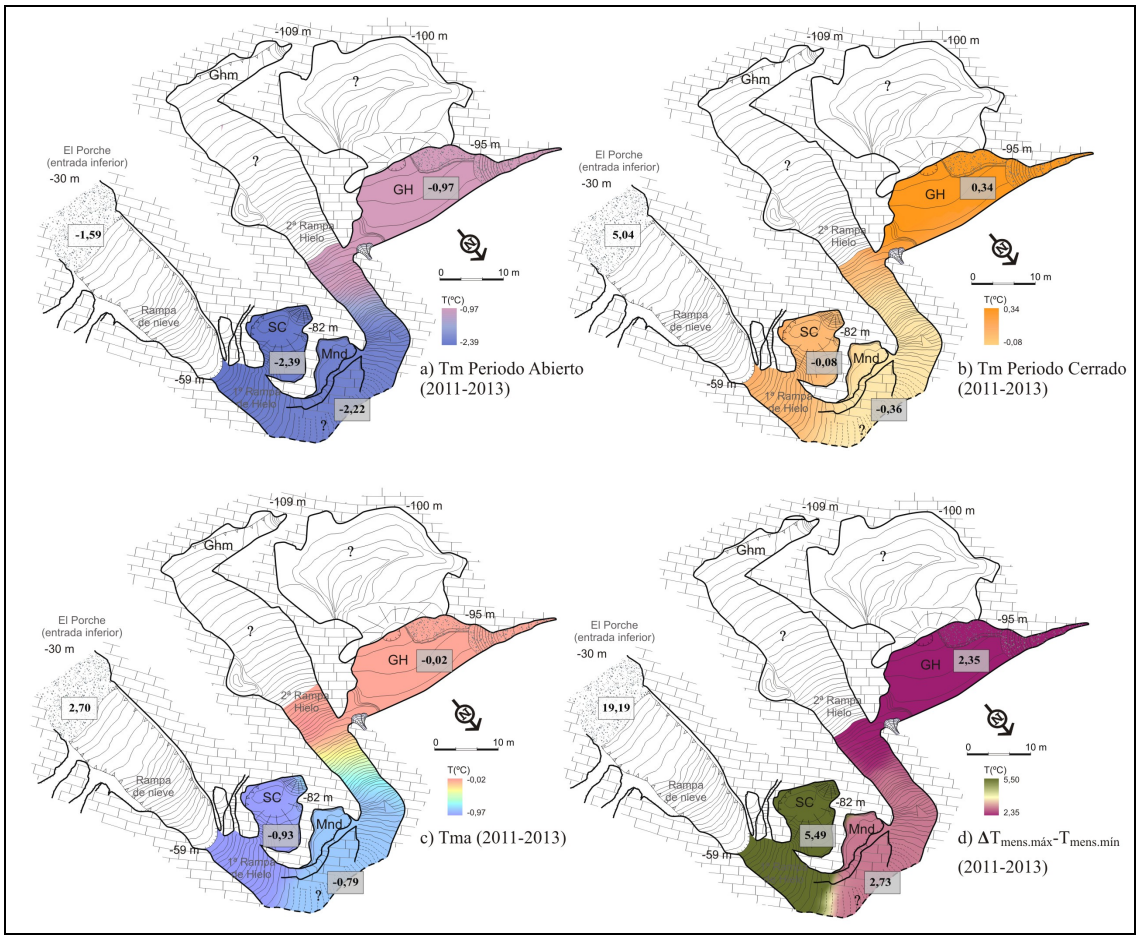


Fig.5.73. Mapas de temperaturas para la CH. de Verónica (2011-2013). Periodo ago'11-ago'13, a excepción de SC y Mnd donde sólo se registraron los periodos ago'11-jul'12 y ago'12-jul.'13, respectivamente.

Si se observan tales mapas, de forma general se aprecia como las T_{ma} en el interior permanecen más frías en aquellas estancias más cercanas a la boca de entrada (SC), reduciéndose mínimamente en el Mnd, y rondando los 0ºC en la GH (fig.5.72c). Tales

diferencias entre las T_{ma} de las distintas salas se presentan también durante los periodos abiertos y los cerrados, y aunque no estén vinculadas a marcadas diferencias entre las distintas estancias en los distintos periodos, como sucede en la CH. Altáiz especialmente durante el periodo cerrado, sí que se observa una mayor diferencia entre ellas, pero en este caso, durante los periodos abiertos (seguramente debido al sellado que padece el interior de la cavidad durante una considerable parte del año como consecuencia de lo explicado para el periodo C_B). Mientras que durante los periodos cerrados las diferencias entre las distintas salas no sobrepasan 1ºC de diferencia; durante los periodos abiertos rondan 1,5ºC, y fundamentalmente entre las estancias SC y Mnd, con -2,39ºC y -2,22ºC respectivamente, y la GH que se mantiene en torno a -1ºC (fig.5.73a y b). Son, sin embargo, diferencias mínimas pudiendo tener que ver nuevamente con la mayor o menor influencia del bloque de hielo, ya que se observa una mayor homotermia a lo largo de todo el año en torno a valores por debajo de 0ºC cuanto más cercano este el bloque de hielo (en la sala GH). Aquellas salas algo más alejadas del bloque, como la SC, registran una mayor heterotermia aunque también con valores negativos y más fríos como consecuencia de una mayor influencia de las condiciones externas.

De esta manera, durante las entradas de aire frío a la cavidad en los periodos abiertos, las corrientes de convección característicamente activas en tales momentos en una cavidad de tipo dinámica harían que los primeros tramos de la cavidad fuesen los que más se enfriasen, perdiendo paulatinamente energía calórica hacia el interior de la cavidad y más aún en la sala GH por su configuración endokárstica casi cerrada y el papel termorregulador del bloque de hielo, presente en una mayor medida en esta sala. Tal situación perduraría hasta el sellado de la cavidad por acumulación de nieve en sus bocas de entrada principales (inicios del denominado periodo C_B). Mientras que durante los periodos cerrados, de mayor duración en esta cavidad debido al C_B, la diferencia térmica entre las distintas estancias es más tenue estratificándose las masas de aires como consecuencia de la ausencia de corrientes de convección, dejando de funcionar las células de convección presentes durante los periodos abiertos. Las oscilaciones leves, puntuales e inversas apreciadas durante estos periodos no pueden ser explicadas con los datos registrados hasta el momento. Pueden tener relación con las diferencias de presión atmosférica exterior reflejadas en el interior de la cavidad. Este es uno de los mecanismos que puede generar movimientos de aire en el interior de una cueva aunque

de menor magnitud que en los casos habituales de termocirculación de aire (Eraso y Pulina, 1994; Cuevas González, 2013). Este tipo de circulaciones barométricas suelen darse en cavidades de grandes volúmenes y de una sola entrada de tamaño reducido en su parte superior, de tal modo que las variaciones de presión atmosférica provocan un movimiento de aire entre el interior y exterior de la cavidad para restablecer el equilibrio barométrico entre los dos volúmenes de aire (Eraso y Pulina, 1994; Cuevas González, 2013). Cosa perfectamente aplicable a la CH.Verónica en los momentos en los que la cavidad queda sellada con mínimas aperturas abiertas tan sólo entre los laterales del nevero instalado en la entrada superior de la cavidad.

Por último, la amplitud térmica entre las $T_{mmens.máx}$ y $T_{mmens.mín}$ (fig.5.73d) evidencia nuevamente la diferenciación espacial de la cavidad en cuanto a su dinamismo. Ya estimado para estudios térmicos en otras cavidades (p.e. Pulina, 1999; Piasecki et al., 2006), la $\Delta T_{mens.máx}$-$T_{mmens.mín}$ calculada para la CH. de Verónica muestra como a cotas inferiores el dinamismo de sus corrientes térmicas se reduce. En consonancia con lo que se viene diciendo en los párrafos anteriores, y lo expuesto a lo largo de todo el presente apartado, esto se podría achacar tanto al alejamiento de la influencia exterior como a la influencia termorreguladora del bloque de hielo.

Particularidades térmicas espaciales

A las condiciones térmicas espaciales generales del interior de la cavidad se han de sumar una serie de especificidades que concretan en mayor grado su comportamiento diferenciado. A continuación se detallan aquellas más importantes:

1) Es apreciable un gradiente térmico con mayores temperaturas en las salas más profundas y a lo largo de todo el año. Tal gradiente es, con respecto a las temperaturas de la GH, de ~0,5ºC durante los periodos cerrados y transicionales, y máximo en los picos de mayor frío de los periodos abiertos; pudiendo sobrepasar aquí los 4ºC de diferencia. Al contrario que sucedía en la cavidad de Altáiz, pues, el gradiente térmico entre las estancias más profundas y las más superficiales de la cueva de Verónica se registra durante los periodos abiertos (a en la fig.5.74).

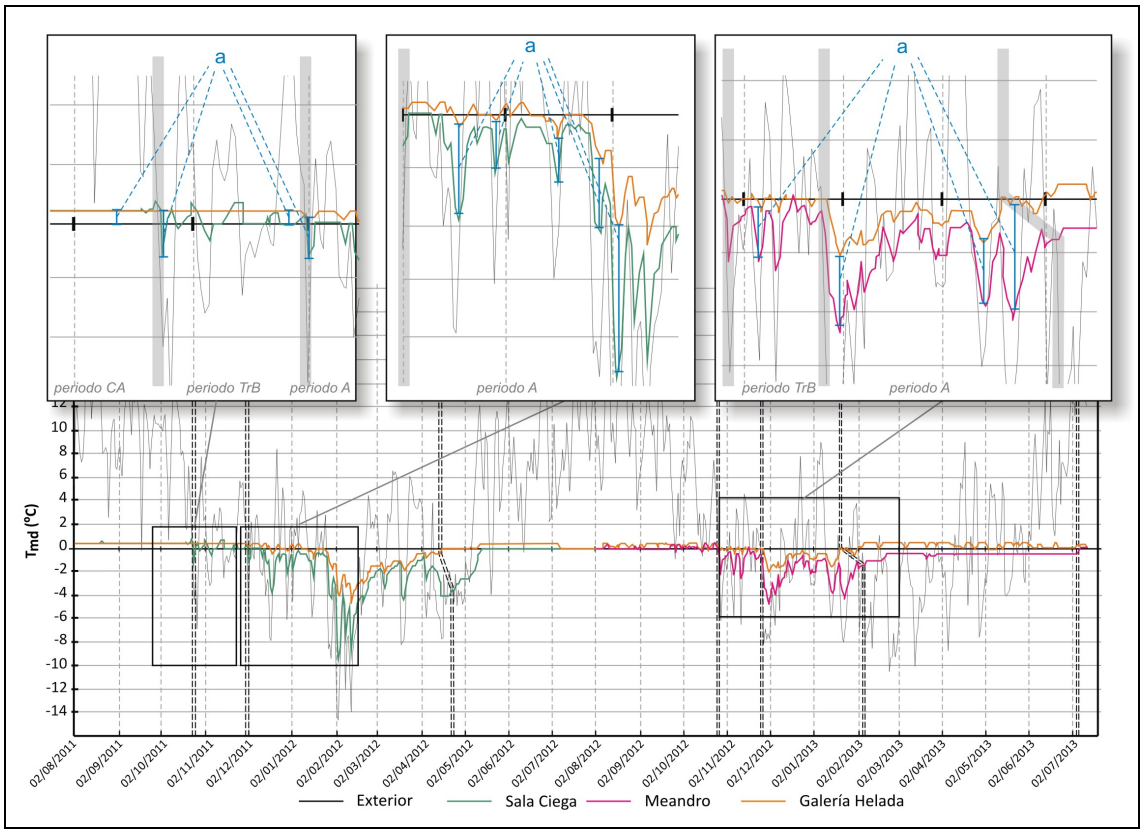


Fig.5.74. Diferencias térmicas espaciales en el interior de la CH. Verónica. Gradiente térmico mínimo durante los periodos cerrados y transicionales y máximos durante los periodos abiertos, especialmente en los momentos de máximos frío (a).

2) La atenuación de las oscilaciones térmicas también se incrementa a medida que descendemos en la cavidad y a lo largo de los distintos periodos distinguidos (a en fig.5.75). Con excepción de los repuntes térmicos inversos ya comentados para el periodo C_B en la GH que confieren una leve irregularidad en la evolución de las temperaturas, pero destacable con respecto a otras salas como por ejemplo el Mnd, donde se mantiene una perfecta homotermia (b en fig.5.75).

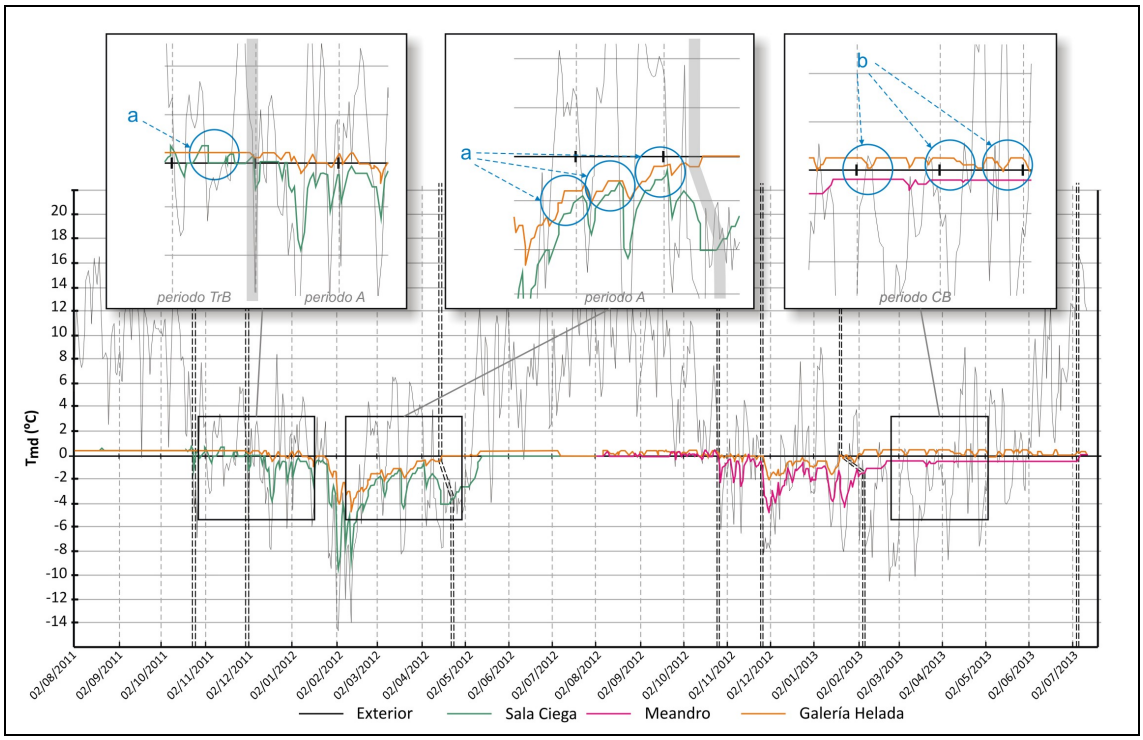


Fig.5.75. Diferencias térmicas espaciales en el interior de la CH. Verónica. Mayor homotermia cuanto más profundicemos en la cavidad, notable durante los periodos abiertos y transicionales (a), e inversa en la GH durante el periodo C_B (b).

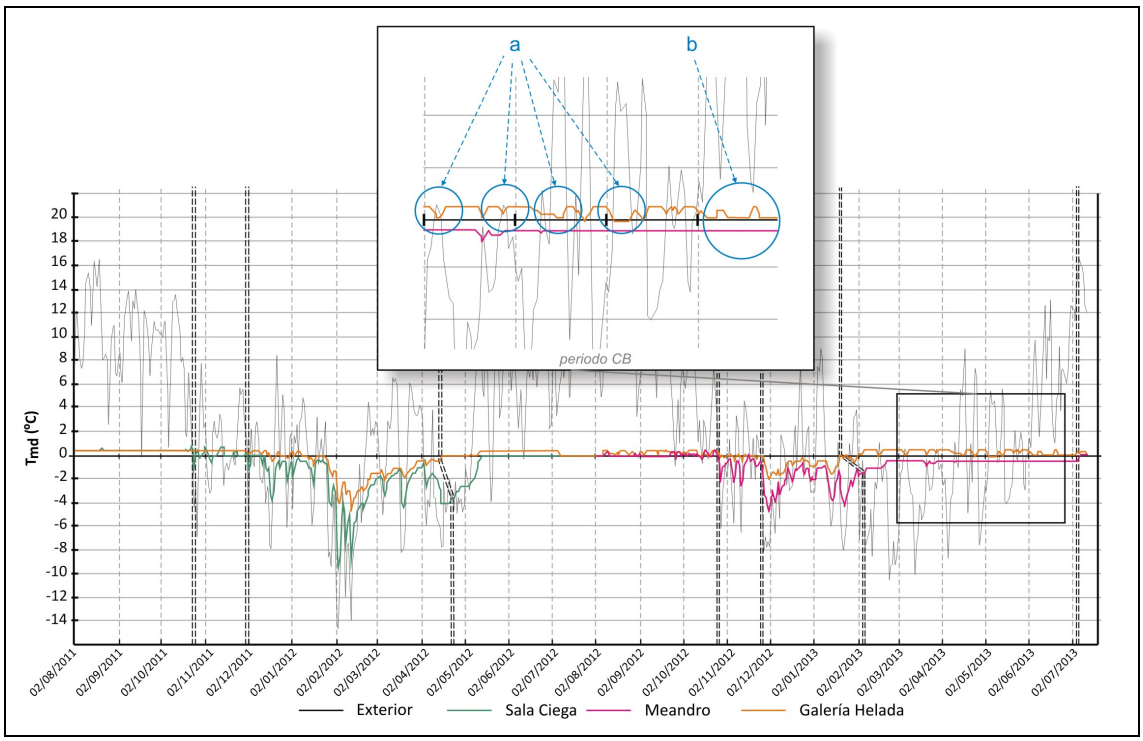


Fig.5.76. Puntuales diferencias térmicas espaciales que se manifiestan en ligeros repuntes térmicos positivos y negativos que se dan en la GH fundamentalmente durante el periodo CB y que suponen leves inversiones térmicas con respecto a las temperaturas exteriores.

3) A tales repuntes térmicos negativos, en ocasiones, se les unen repuntes térmicos positivos como se ha observado en el periodo C_B en la GH. Mientras que los primeros se registran con aumentos de la temperatura exterior, como ya se comentó en la

explicación del periodo C_B (a en fig.5.76), los repuntes positivos se observan en situaciones idénticas a las que se dan en las otras dos cavidades: durante periodos de homotermia con bajadas bruscas y puntuales de las temperaturas exteriores (b en fig.5.76). En cualquiera de los dos casos representan inversiones puntuales con respecto a las temperaturas exteriores.

4) En consonancia con el incremento de temperatura y la atenuación de las oscilaciones a medida que descendemos en la cavidad también se observa una inercia térmica más lenta en respuesta a los cambios del exterior y con respecto también a las salas más superficiales. A pesar de conservar evoluciones temporales parejas, las temperaturas de la GH denotan pequeñas asincronías con respecto a las evoluciones de la SC y del Mnd en los momentos de circulación del aire, con desfases temporales de varios días tanto en las subidas como en las bajadas de temperaturas (a en fig.5.77).

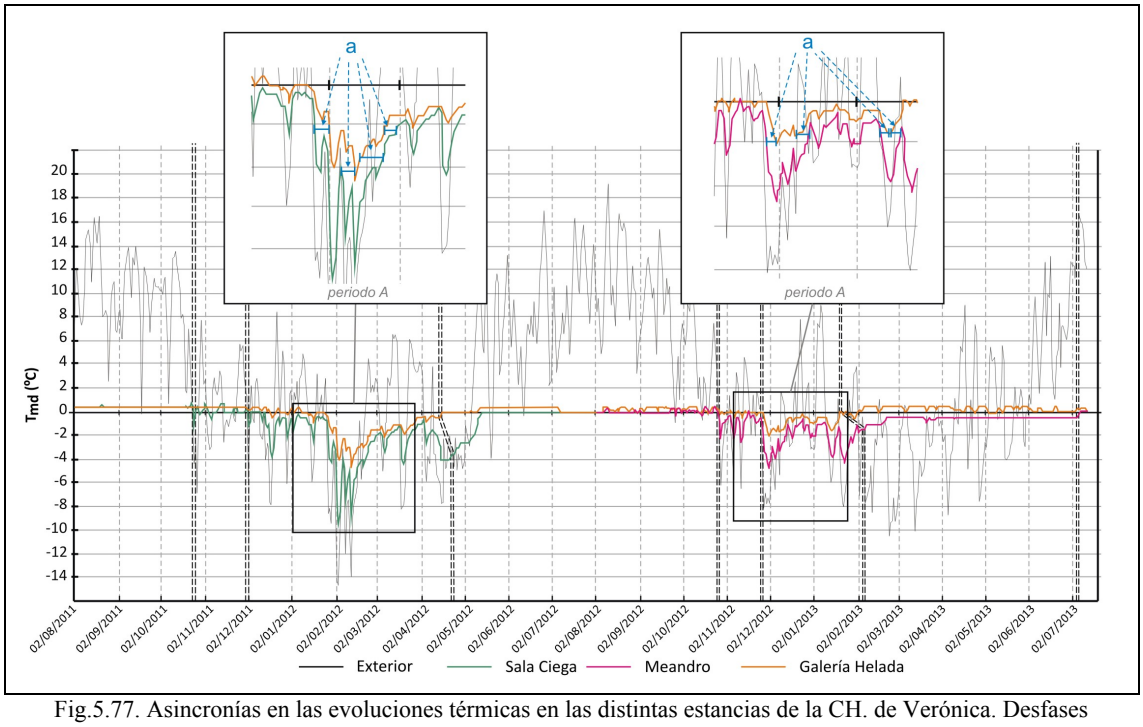


Fig.5.77. Asincronías en las evoluciones térmicas en las distintas estancias de la CH. de Verónica. Desfases temporales en la penetración de aire frío hacia el interior de la cavidad de varios días

5) Un hecho puntual que conviene reseñar es la irregularidad apreciable durante el periodo C_B del año 2012. El sellado de la cavidad se refleja en el hecho de que la GH queda aislada completamente de la térmica exterior, todavía con temperaturas negativas muy marcadas, mientras que la SC experimenta un crecimiento de sus temperaturas algo más tenue y escalonada hasta los 0ºC (a en fig.5.78). Este aumento de las temperaturas

en la SC se debió a la gran acumulación de nieve que sepultó el termohigrómetro por completo, como se apreció en el trabajo de campo. Nieve proveniente tanto de la rampa nival de la boca de entrada como de los conos de nieve que flanquean una parte de la misma, y que amortiguó las temperaturas hasta alcanzar la homotermia de 0ºC, aislándola de las bajadas consecutivas de temperatura del exterior (b en fig.5.78).

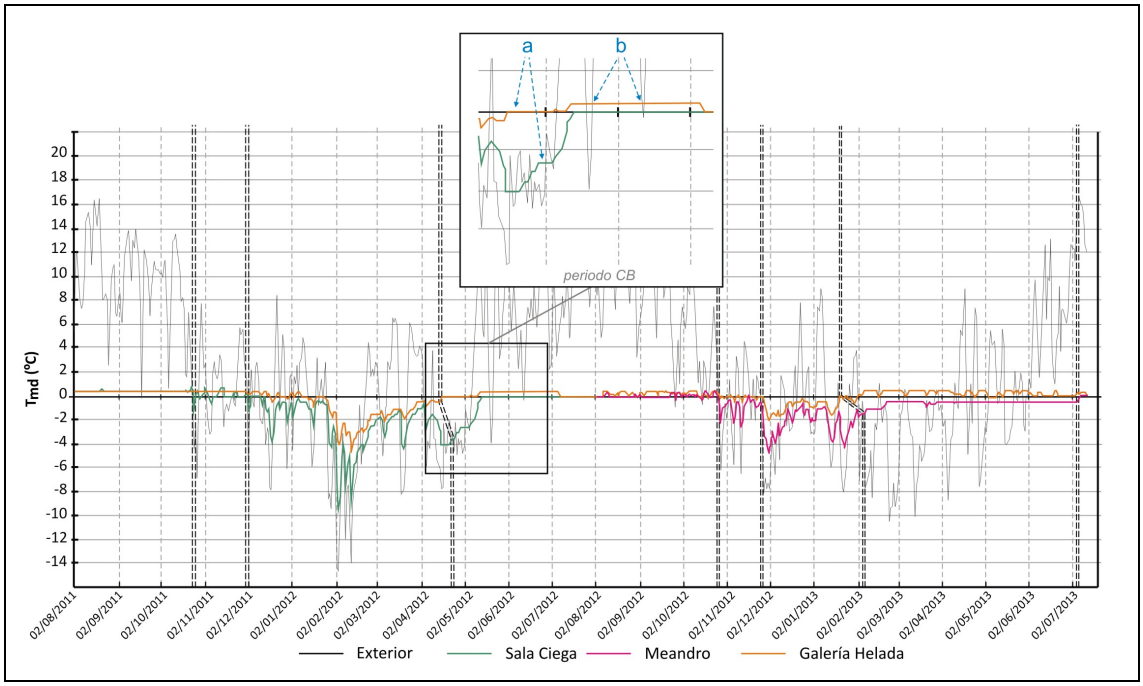


Fig.5.78. Taponamientos nivales en el interior de la cavidad.

Zonificación térmica

En la CH. de Verónica y en función del comportamiento térmico diferenciado que se ha mostrado hasta ahora de sus distintos sectores se puede distinguir una zona fría genérica con las siguientes subdivisiones:

Zona fría I. Se corresponde con la zona de la cavidad con la T_{ma} menos fría, aunque manteniéndose, en cómputo global, siempre por debajo de 0ºC. En ella las $T_{md} \leq 0$ºC contando con largos intervalos durante los periodos cerrados en los que se que pueden encontrar T_{md} levemente por encima de 0ºC; pero pudiéndose distinguir de forma clara a lo largo de todo el ciclo anual los distintos periodos térmicos. Las oscilaciones de las temperaturas durante los periodos abiertos caracterizan su evolución térmica pero no tan marcadamente como en las estancias inmediatamente superiores. Contrariamente, la homotermia impera durante los periodos cerrados aunque queda sutilmente desvirtuada por breves repuntes térmicos tanto positivos como negativos que obedecen a bajadas o

subidas bruscas de la temperatura exterior. Tales inversiones ligeras de temperatura en Verónica de momento tan sólo han sido detectadas en el calificado como periodo cerrado tipo $C_{B,}$ estando ausentes en los periodos cerrados C_A. Esta zona fría es la que menor amplitud térmica mantiene en su evolución anual, siendo tanto su situación y configuración endokárstica en forma sala aledaña[14], como la presencia masiva del bloque de hielo, los dos factores principales para tal hecho. En los años de seguimiento de la cavidad esta zona térmica ha quedado condicionada por el sellado nival de la cavidad, especialmente en el año 2013.

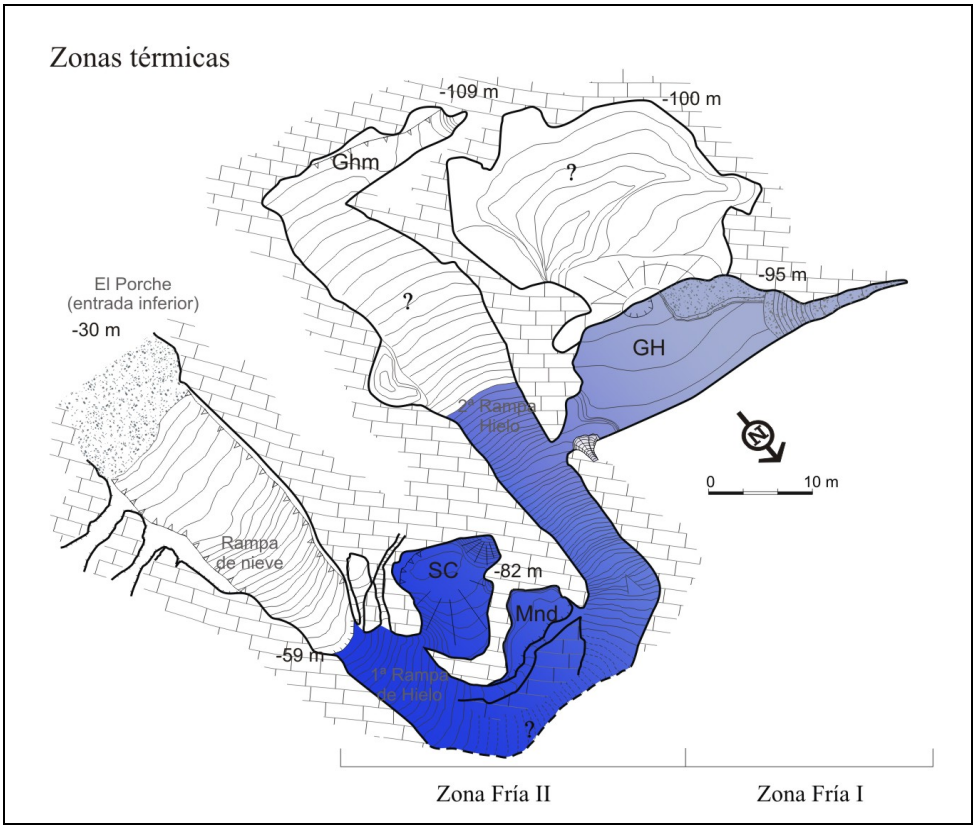


Fig.5.79. Zonas térmicas en la CH. Verónica

Zona fría II. Este sector de la cavidad se distingue por unas T_{ma} más frías que en el resto de las estancias controladas, también siempre por debajo de 0ºC aunque en este caso con unas oscilaciones térmicas mucho más marcadas durante los periodos abiertos y una homotermia también mayor durante los periodos cerrados. Las T_{md} raramente sobrepasan los 0ºC y si lo hacen es de forma muy puntual y sin alcanzar temperaturas negativas muy reseñables. Su cercanía a la boca de entrada y un cierto alejamiento del

[14] Con sala aledaña queremos hacer referencia al hecho de que no se encuentra directamente en la misma dirección que sigue la progresión en profundidad de la cavidad, sino que a día de hoy y debido a la enorme masa de hielo queda abierta con si fuese una sala anexa.

bloque de hielo deriva en una amplitud térmica mucho mayor a lo largo del año mucho que en el caso de las estancias más profundas. De igual forma que en el caso de la zona fría I, en esta zona se distinguen manifiestamente los periodos térmicos anuales quedando en buena medida condicionados por el sellado nival de la misma durante los periodos C_B. Aunque en este caso ya no se atestiguan repuntes térmicos como en las estancias de la zona fría I y la dinámica del aire queda restringida, pues, y casi de forma estricta, a la escasa duración de unos periodos abiertos muy condicionados por la presencia del periodo C_B.

5.3.2.2.- Circulación del aire: flujos y modelo de circulación.

Estimación de velocidad de corrientes de aire

Para la estimación de la magnitud de las corrientes de aire se ha aplicado, a falta de instrumentación anemométrica, la ecuación corroborada en otras cuevas y que ya ha sido aplicada en las otras dos cavidades a estudio: $\sqrt{\Delta T}$ (Lismonde, 1981; Atkinson et al., 1983; Ohata et al., 1994a; Lismonde, 2002b; Luetscher y Jeannin, 2004a; Badino, 2010; Morard, 2011). La determinación de las corrientes de aire se ha llevado a cabo en la GH por ser esta sala donde el bloque de hielo tiene una mayor presencia, lo que ayuda a concretar sus condiciones microclimáticas.

La velocidad media de las corrientes de aire estimada para la GH de la CH. de Verónica es de 0,41 m s^{-1} para todo el periodo investigado. De ello, y contando con que las velocidades durante los periodos cerrados son mínimas, las velocidades mayores se alcanzan principalmente durante el periodo A2 (véase tabla 5.28 y fig.5.80), y dentro de éstos en los meses de febrero con momentos de velocidades superiores a los 3 m s^{-1}. La tónica habitual durante los periodos abiertos es que prevalezcan velocidades comprendidas entre 1 y 3 m s^{-1}, superando muchos días consecutivos los 2 m s^{-1}. Durante los periodos transicionales lo normal es que se no se superen los 2 m s^{-1}.

	vel. aire máx. en GH (m s^{-1}) (2011-2013)	periodo térmico
27/10/2011	**2,76**	**TrB**
17/12/2011	**2,79**	**A1**
18/12/2011	**2,77**	**A1**
27/01/2012	**2,77**	**A2**
28/01/2012	**2,63**	**A2**
29/01/2012	**2,82**	**A2**
02/02/2012	**3,40**	**A2**
03/02/2012	**3,30**	**A2**

04/02/2012	**2,92**	**A2**
08/02/2012	**2,98**	**A2**
11/02/2012	**2,89**	**A2**
12/02/2012	**3,09**	**A2**
18/03/2012	**2,66**	**A2**
19/03/2012	**2,57**	**A2**
15/04/2012	**2,77**	**A2**
16/04/2012	**2,82**	**A2**
28/10/2012	**2,52**	**TrB**
11/11/2012	**2,53**	**TrB**
27/11/2012	**2,78**	**A1**

Tabla 5.28. Momentos de velocidades máximas del aire de entrada en la GH.

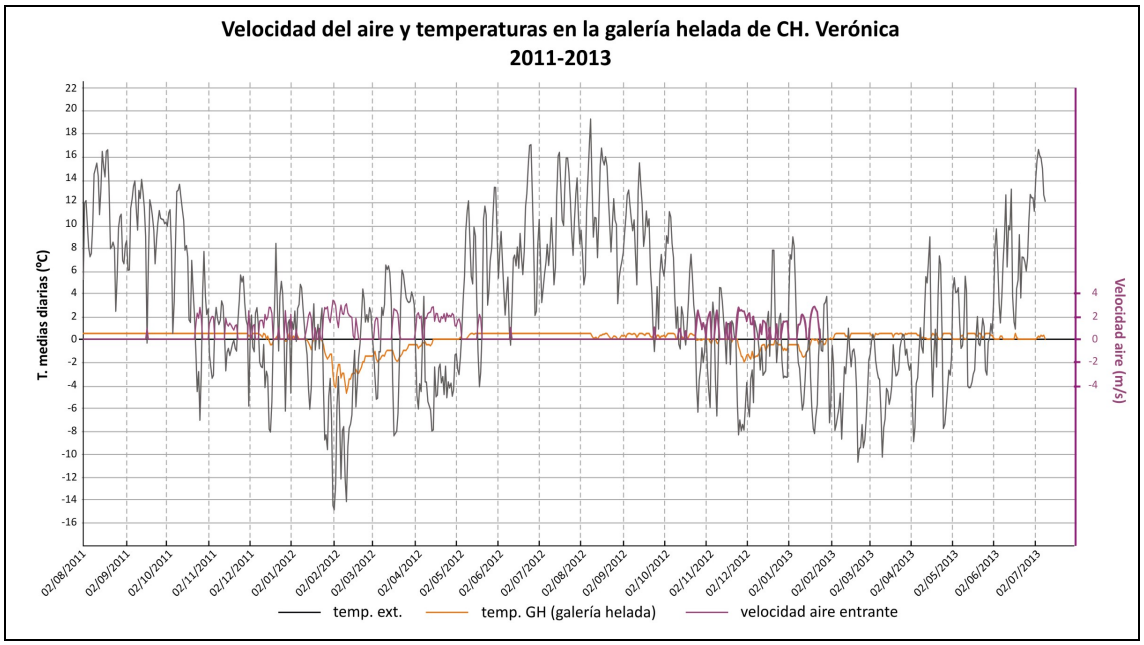


Fig.5.80. Velocidad de las corrientes de aire en la CH. de Altáiz.

Modelo de circulación del aire

Las evoluciones térmicas que se han expuesto para la CH. de Verónica inducen distintos comportamientos en la dinámica del aire. Si de forma general se dan oscilaciones térmicas durante los periodos abiertos consecuencia de los intercambios energéticos derivados de la fuerza de convección activada en su condición de cavidad dinámica; durante los periodos cerrados, la circulación y movimientos de aire se reducen a la mínima magnitud como se demuestra con las escasas oscilaciones térmicas y su homotermia.

Pero sin embargo, a tal comportamiento genérico se le deben añadir ciertos detalles y un comportamiento diferenciado según la zona en la que nos encontremos (fig.5.81). Durante el periodo abierto, mientras que en la parte superior y hasta la conexión con la

sima que nos dirige hacia la entrada superior (en el entorno del Mnd), la cavidad experimenta una succión de aire frío por la boca de entrada inferior y una exhalación de aire cálido por la superior en función de las distintas altitudes de las entradas y de su termocirculación en efecto chimenea; en los sectores inferiores se da una termocirculación con corrientes de aire convectivas que hacen ascender las masas de aire cálidas hacia techos y simas, y las frías se desplazan por el piso de las galerías y estancias. Durante el periodo cerrado, en función de una configuración endokárstica similar a la CH. de Altáiz, la cavidad debería de comportar dinámicamente en sus sectores superiores y estáticamente en trampa de frío en sus sectores inferiores, pero el sellado interior que sufre a causa de los neveros presentes en ambas entradas principales hace que la cavidad se comporte como un reservorio de frío estático, presumiblemente en todo su conjunto. Esto hace que sus masas de aire se estratifiquen según densidad y temperatura, con la salvedad de que aquí la energía geotérmica (mayor cuanto mayor profundidad (Luetscher y Jeannin, 2004c) hace que las galerías heladas, como es el caso de la GH, registren temperaturas algo mayores que en las estancias superiores.

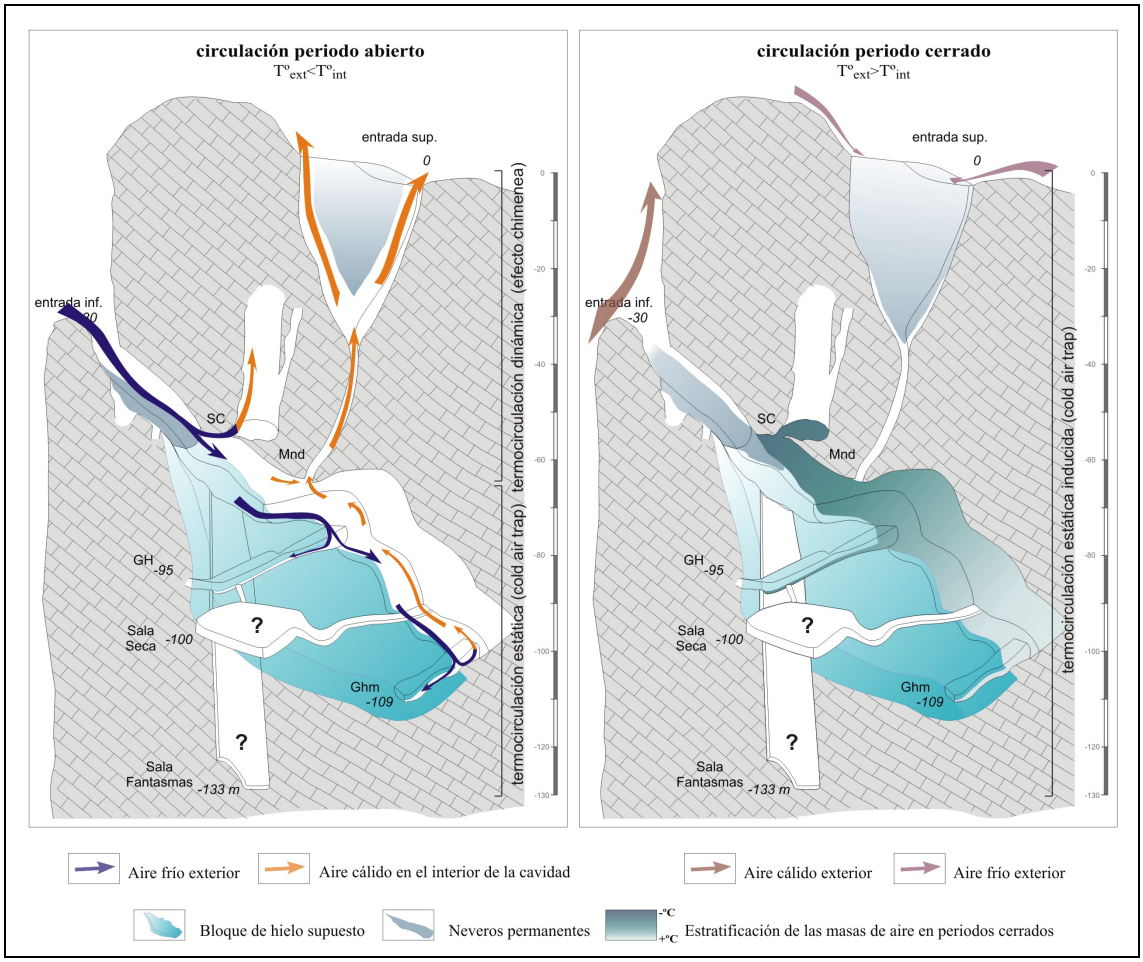


Fig.5.81. Modelos de circulación del aire en la CH. de Verónica.

5.3.3.3.- Precipitaciones.

El régimen pluviométrico presentado para la cueva de Altáiz es el mismo que para el caso que nos ocupa y ya fue presentado gráficamente con las figuras 5.8 y 5.11. Del mismo modo que en Altáiz, las deficiencias en el registro de este tipo de parámetros en las EMAs existentes tan sólo permite una definición de aquellos aspectos cualitativos y temporales más generales, aunque aquí con ligeras diferencias que se reflejan en inputs nivosos sustancialmente diferenciados.

Los momentos de mayores filtraciones pluviométricas se concentran a mediados y finales del otoño, junto con picos secundarios a mediados y finales de primavera. En ambos periodos las bajas temperaturas registradas en las EMAs probablemente transforme tales precipitaciones pluviales en precipitaciones nivales (véase fig.5.11).

Las precipitaciones en forma de nieve se dan fundamentalmente también en este intervalo de tiempo, desde mediados-finales de otoño hasta finales de primavera, sucediéndose del orden de 5 a 6 nevadas intensas con fusiones parciales del manto acumulado fundamentalmente tras las primeras nevadas, y a estas altitudes, persistiendo ya de manera continuada desde mediados del mes de enero (fig.5.11 f, g, h, i). Su fusión total no se da de forma generalizada hasta mediados del verano aunque dependiendo de las condiciones topoclimáticas puede no darse. Y en tal tesitura se encuentran las dos bocas de entrada principales de la cavidad de Verónica.

Las grandes dimensiones, la configuración y la localización en sombra topográfica tanto del Porche de la entrada inferior como de la diaclasa de la entrada superior hacen que se acumulen grandes cantidades de nieve durante todo el año, y máxime en aquellos que hayan sido especialmente nivosos o en los que se hayan dado nevadas copiosas tardías como sucedió en el 2013. La CH. de Verónica en ambas entradas acumula una gran reserva de nieve, mucho mayor que en las otras dos cavidades a estudio, que la proporciona una alimentación nival muy importante y continuada ininterrumpidamente a lo largo de todo el año, al menos durante los años de investigación, llegando incluso, como ya se ha dicho, a taponar las bocas de entrada por completo y teniendo que desenterrarlas en parte para poder acceder a su interior como sucedió en dos de las tres campañas de campos realizadas en los meses de agosto.

El input principal de nieve que alimenta a la cavidad se da a través de la rampa de nieve de la entrada inferior, acumulándose y apelmazándose en el fondo de la misma hasta llegar a cristalizar y formarse los primeros tramos estratificados del bloque de hielo. Desde este sector de entrada, sólo en algunos años visible, se conforma un continuo de hielo descendente (rampas de hielo) hasta las galerías heladas inferiores al que se le unen aportes secundarios de nieve desde otros puntos como sucede en el sector de la SC a través de conos de nieve procedentes de simas verticales o en las inmediaciones del Mnd donde cae nieve acumulada desde la entrada superior.
La influencia y la distribución de las precipitaciones tormentosas estivales no han podido ser estimadas para la presente investigación.

5.3.3.4.- Humedad.

Para la caracterización higrométrica de la cavidad se instaló un termohigrómetro en la SC durante el año 2011-12, tomándose automáticamente datos cada cuatro horas hasta que desde finales de abril de 2012, con el periodo cerrado C_B, él mismo quedó sepultado bajo medio metro de nieve. El análisis de sus registros tomados se presenta a continuación:

La cavidad, al menos en la sala controlada, muestra una HR elevada muy cercana a valores de saturación. Sus valores mínimos nunca son inferiores al 90%. La evolución a lo largo del año es bastante constante, con una media para todo el periodo analizado de 96,6%, no notándose aquí, como sucedía en la CH. de Altáiz, regímenes muy diferenciados. Esta escasa variabilidad hace que se muestre muy dispar con respecto tanto a las evoluciones térmicas presentadas en el exterior e interior de la cueva, como a la evolución higrométrica atmosférica registrada en la EMA de Cabaña Verónica. Las oscilaciones registradas se corresponden con variaciones mínimas diarias que apenas fluctúan ordinariamente un punto porcentual (figs.5.82 y 5.83).

Durante los distintos periodos térmicos se aprecian ligeras diferencias en la evolución de la HR, pero de forma tan sutil que difícilmente tendrán repercusiones ni en los procesos ni en las criomorfologías de la cavidad. Mientras que en los periodos cerrado y transicional del 2011 la HR se mantuvo en una media del 95,7% con un ligero ascenso de la tendencia hacia los días centrales del invierno; durante el periodo abierto la media fue de 96,4% con una tendencia sostenida y momentos de leves descensos hasta

mínimos de 92,9%. En el periodo cerrado del 2012, de nuevo, la media se recuperó hasta los 97%, siendo la más alta del ciclo anual, con picos máximos de HR=100% y una tendencia, al igual que en periodo cerrado del año precedente, tenuemente ascendente.

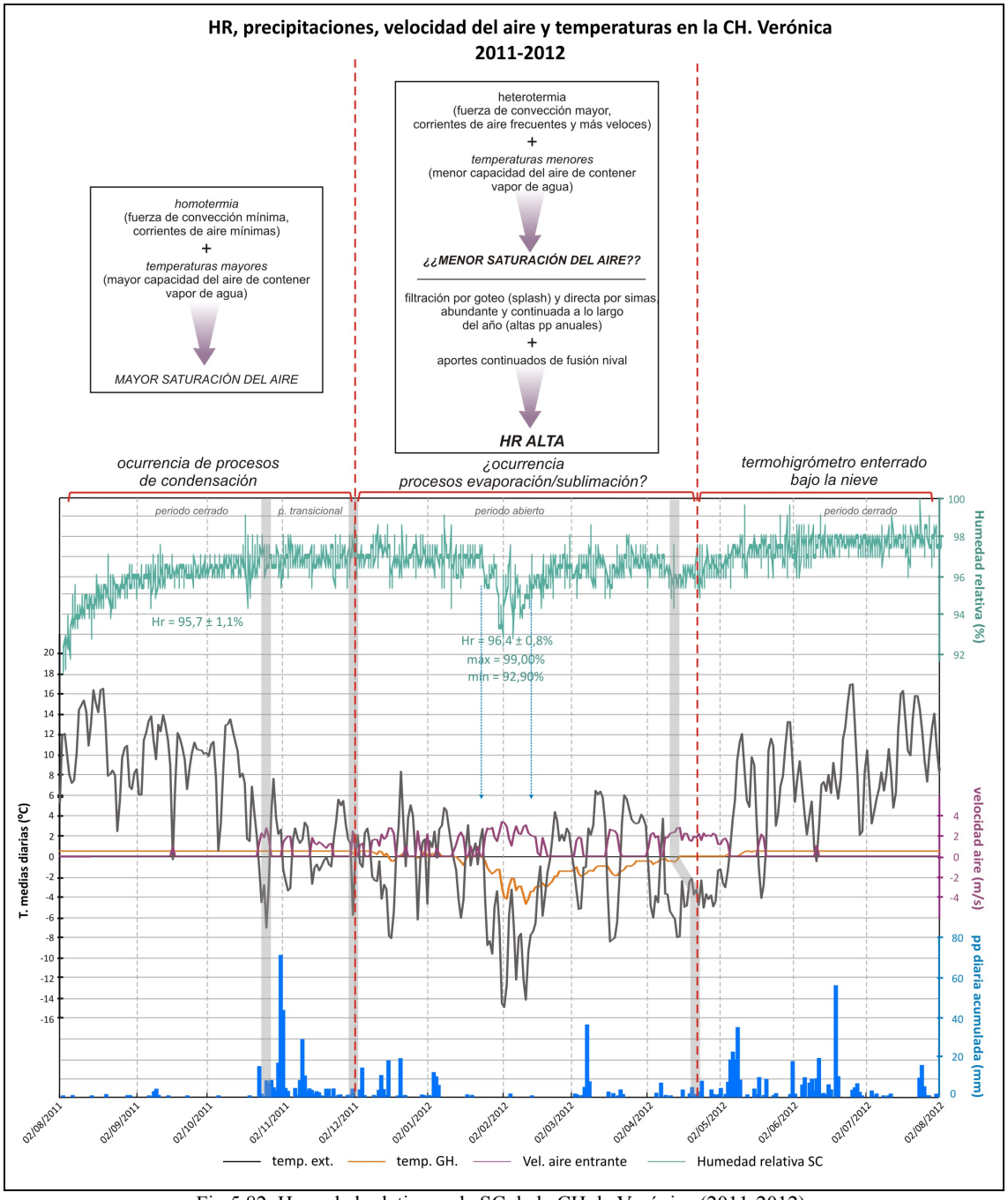


Fig.5.82. Humedad relativa en la SC de la CH de Verónica (2011-2012).

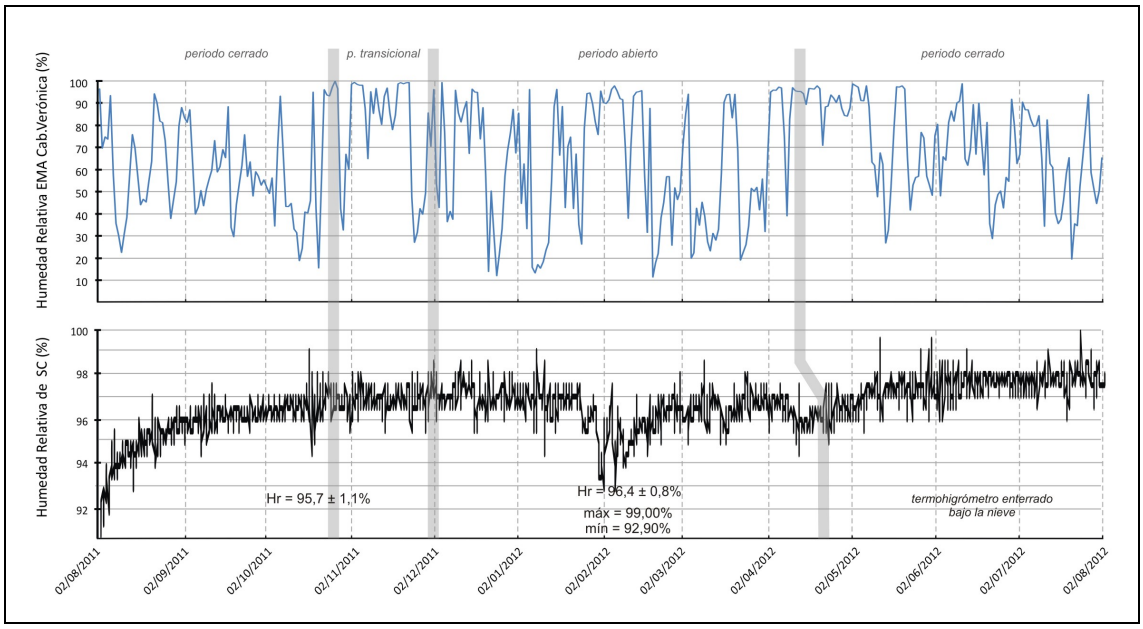


Fig.5.83. Humedad relativa en la SC de la CH de Verónica y en la EMA Cabaña Verónica (2011-2012).

Los momentos de menor HR durante el periodo abierto se corresponden con los momentos de máximo frío en el exterior e interior de la cavidad y mayores velocidades de las corrientes de aire (fig.5.82). Aunque sus descensos de humedad son muy leves como para mostrarse eficaces en sí mismos dentro de procesos y criomorfologías de la cavidad (la máxima variación se registró en el mes de febrero, siendo tan sólo de un 4%). De forma genérica predomina una nula correlación de la evolución de la HR con respecto a parámetros exteriores e interiores, y un mantenimiento de valores muy elevados que hacen pensar en la inexistencia de procesos de sublimación como sucede en Altáiz en donde, con valores para las mismas fechas frías en torno al 50%, se dan marcados descensos de humedad parejos a marcados descensos de temperatura. Aquí, sin embargo, tales descensos térmicos no se encuentran vinculados a descensos relevantes de la HR, ni a éstos tampoco parece afectar en demasía los descensos de la HR exterior. Una posible explicación para el mantenimiento de una elevada y constante HR podría estar relacionado con lo demostrado para cuevas no heladas en las que las HR con valores cercanos a la saturación podrían estar en función de la activación, debido a los episodios de lluvia, de goteos de infiltración con procesos de *splash* (p.e. Cuevas, 2013); o con lo mantenido por Eraso y Pulina (1994) para cuevas glaciares, fenómenos más cercanos al caso que nos ocupa, según los cuales la constancia de una HR subterránea con valores de saturación se puede atribuir a la evaporación del agua proveniente de ríos subterráneos, de agua de percolación (*seepage*) o, en menor grado, a la sublimación directa del hielo. Si tales teorías son estimadas para la CH. de Verónica

se comprenderían las elevadas humedades durante todo el año debido principalmente a una evaporación de las aguas percoladas procedentes tanto de la abundante precipitación exterior, como de las aguas de fusión proporcionadas por los neveros permanentes (externos e internos); como por posibles procesos de sublimación de las nieves y hielos internos. Mientras que lo primero sucedería más frecuentemente durante los periodos cerrados y transicionales (mayores temperaturas y mayor cantidad de precipitaciones en forma de lluvia, como ya se ha visto en los apartados precedentes), los aportes de humedad por sublimación estarían vinculados, como se ha visto para Altáiz, a aquellos momentos de los periodos abiertos con mínimas temperaturas, menores precipitaciones exteriores y mayores velocidades de las corrientes de aire. Muestra de ello quedaría reflejado en la recristalización adherida en los primeros metros de las paredes de la sala en la que se ubicó el higrómetro, vista en todas las campañas de campo, y probablemente proveniente mayoritariamente del incesante y abundante goteo que caracteriza a la sala (fig.5.84).

Fig.5.84. Cristalización de la humedad en los primeros metros de la pared de la SC, el intenso y abundante goteo de infiltración se manifiesta en la disgregación de la nieve y hielo en el piso de la sala (a). Detalle de la cristalización de la humedad adherida a las paredes (b).

CAPÍTULO VI.- AGUA, NIEVE Y HIELO EN EL INTERIOR DE LAS CUEVAS HELADAS: LAS CRIOMORFOLOGÍAS

6.1.- Introducción.

La definición de cueva helada seguida en el presente estudio implica la existencia en su interior de una masa de hielo perenne, el bloque de hielo, la cual puede o no verse acompañada de morfologías de menor entidad y perdurabilidad, y distinta naturaleza, los crioespeleotemas. Además de ello, la nieve y otras morfologías asociadas a los procesos fríos caracterizadores de este tipo de cavidades también pueden estar presentes. Todas ellas constituyen el conjunto de criomorfologías que se pueden encontrar en una cueva helada: bloques de hielo, crioespeleotemas, morfologías nivales y otras formas periglaciares más "tradicionales"; las cuales se insertan dentro del mundo criosférico, sometiéndose, a la vez que encuentran su razón de ser, tanto en su endoclima como en su distribución espacial en función de la configuración endokárstica.

El elenco de las criomorfologías presentes puede ser muy variado, pero siempre bajo el común denominador del agua como agente fundamental en sus diversos estados y formas. Su estudio específico en las cuevas heladas, al contrario que sucede con los estudios climáticos o los referidos al origen, composición o valor paleoambiental del propio bloque de hielo, ha ocupado siempre un papel secundario en las investigaciones especializadas. Tan solo unos pocos estudios, publicados mayoritariamente en la última década, han tenido como objeto central el discernimiento, clasificación, distribución o importancia de las mismas (p.e. Citterio et al., 2003, 2004b; Bella, 2004, 2005, 2006; Perşoiu, 2004; Luetscher, 2005; Citterio, 2005b; Trofimova, 2005; Mavlyudov, 2008; Morard, 2011); junto con alguna clasificación propuesta en obras más generales (p.e. Ford y Williams, 1989; Yonge, 2004).

A continuación, y partiendo de propuestas precedentes, se presenta introductoriamente una serie de clasificaciones en las que quedan recogidas todas aquellas criomorfologías que se han podido observar en las tres cavidades a estudio (fig.6.1). Posteriormente nos centraremos en la relación pormenorizada de aquellas características definitorias de tales criomorfologías según su naturaleza y los distintos procesos físicos y termodinámicos involucrados en su formación (apdos. 6.2 y 6.3 del presente capítulo).

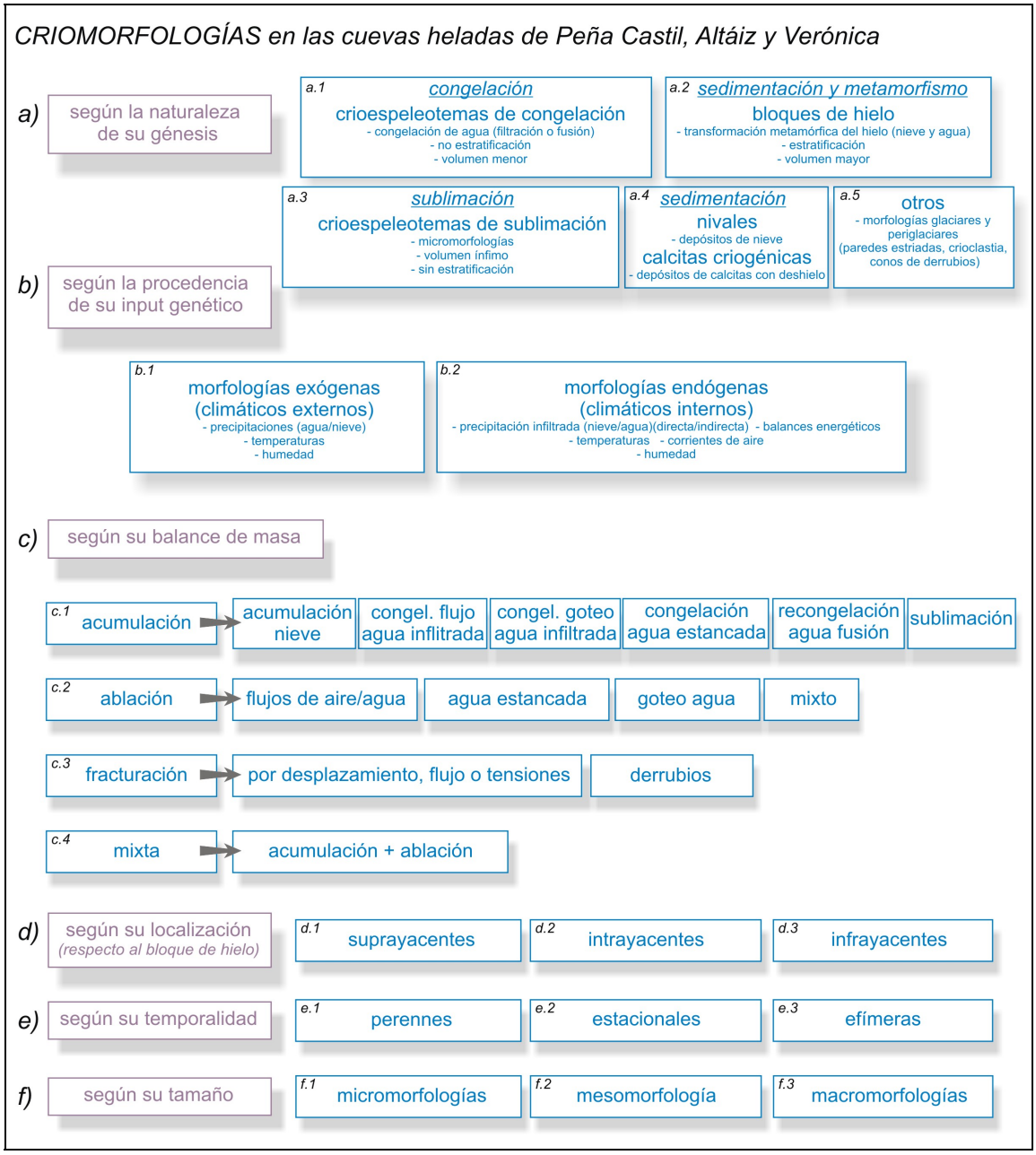


Fig.6.1. Diversas clasificaciones para las criomorfologías en las cuevas heladas de Picos de Europa

En función de su naturaleza las criomorfologías de una cueva helada se pueden agrupar en cuatro grandes conjuntos:

- *Bloques de hielo*: son los mayores volúmenes de hielo presentes en este tipo de cavidades con una evidente estratificación y mayoritariamente, para el caso de las cuevas heladas de Picos de Europa estudiadas, producto del metamorfismo de masas de nieve acumuladas en el interior de las mismas, junto con la recongelación de las precipitaciones filtradas y aguas de fusión. El grado de metamorfismo, estructura interna y morfometría de los estratos varía en función de la profundidad del bloque de hielo a la que nos encontremos, siendo más compactos y con características diferenciadas a medida que descendemos. Su presencia es definitoria de una cueva helada en la presente investigación, manteniendo un carácter perenne, al menos a medio-largo plazo.

- *Crioespeleotemas*: son morfologías de hielo de un tamaño considerablemente menor y estacionales mayoritariamente, aunque no se puede descartar la existencia crioespeleotemas perennes y, normalmente en este caso, de gran tamaño. Su formación puede derivar de las aguas filtradas o de fusión (tanto extrínsecas como intrínsecas), pudiendo dar lugar a criomorfologías de incisión o de acumulación; o de los flujos de aire (habitualmente dando lugar a criomorfologías de fusión). Su estructura interna y transparencia depende de la carga mineral que contengan las aguas y de la velocidad con la que se hayan formado, no distinguiéndose en ningún caso estratificación alguna. La gran variedad de formas que pueden adoptar los crioespeleotemas están en función de su grado de desarrollo, de los flujos de aire y agua a los que se sometan durante sus periodos de origen, desarrollo y fusión, y de los procesos físicos por el que se hayan formado.

- *Morfologías nivales*: la entrada directa de nieve al interior de las cavidades de Picos de Europa es algo frecuente pudiendo generar, a muy diversas profundidades, distintas morfologías nivales. Entre las más frecuentes en las cuevas heladas estudiadas se encuentran las rampas o taludes nivales, generalmente localizados en las inmediaciones de las bocas de entrada, conos nivales a los pies de muchas de las simas que tienen conexión directa con el exterior, o las costras nivales que se adosan a las paredes del interior de la cavidad. Estas masas nivales tienen diferente tamaño y de nuevo, al

igual que los crioespeleotemas, pueden ser estacionales o perennes, encontrándose, en este último caso, habitualmente endurecidas en un proceso inicial de metamorfismo o recubiertas por una capa de rehielo por encima. En cualquier caso su naturaleza definitoria se encuentra en la precipitación nival exterior, y ya no en las precipitaciones filtradas o las aguas de fusión.

- *Otras criomorfologías*: a estos tres grandes conjuntos de criomorfologías se ha de añadir un cuarto conjunto de formas no tan frecuentes ni definitorias de una cueva helada, pero sí consecuencia de la presencia de hielo en su interior. Se han encontrado algunas morfologías análogas a las tradicionalmente estudiadas en el exterior en estudios de periglaciarismo y glaciarismo como pueden ser las estrías que los bloques de hielo dejan en sus paredes encajantes, los scallops en roca producto de las aguas de fusión del propio bloque de hielo, tenues ordenaciones de finos, calcitas criogénicas, diversos grados de fracturación inducida por crioclastia, o exiguos conos de derrubios. Estas criomorfologías apenas tienen una reseñable representación en las cuevas aquí estudiadas, si bien es cierto que en otras cavidades alcanzan una variedad, presencia y tamaños más considerables (p.e. Luetscher et al., 2005; Mihevc, 2009, 2014; Kosutnik, 2011). Aunque su estudio en la actualidad cuenta con interpretaciones paleoclimáticas interesantes todavía no existe un acuerdo consensuado en cuanto a su potencial cronológico y paleoambiental (p.e. Richter et al., 2009; Luetscher et al., 2013; Spötl y Cheng, 2014).

Según la procedencia de los factores implicados en la formación y el desarrollo de las criomorfologías se pueden distinguir:

- *Criomorfologías extrínsecas*: son aquellas criomorfologías en las que los parámetros externos de la cavidad constituyen su única fuente de generación y desarrollo; en este caso, las precipitaciones en forma de lluvia y nieve, junto con las temperaturas y humedad necesarias para su formación. Por norma general suelen ser todas aquellas morfologías que tienen un carácter estacional, y la variación de sus factores generadores condiciona su mayor o menor volumetría, e incluso su presencia.

- *Criomorfologías intrínsecas*: en cambio, hay criomorfologías que además de estos parámetros extrínsecos necesitan de una serie de factores intrínsecos *sine qua non* y que son propios de la cavidad. Son los factores que caracterizan su endoclima: regímenes térmicos, humedades, flujos de aire y agua; y que hacen variar positiva o negativamente los balances energéticos de calor y de masa de este tipo de criomorfologías, fundamentalmente de las perennes. Este tipo de criomorfologías suelen tener en las aguas de fusión de otras criomorfologías la fuente fundamental de su origen.

Morfogenéticamente y en función de los balances de masa que presenten las criomorfologías se puede distinguir entre:

- *Criomorfologías de acumulación*: son aquellas que se materializan en un balance positivo de la masa de hielo, pudiéndose diferenciar entre morfologías derivadas de acumulación de nieve (rampas, conos, costras); aquellas que son producto de la filtración de agua en forma de goteo (carámbanos, estalactitas, estalagmitas) o en forma de flujo (tubos de órgano, banderolas); morfologías derivadas del rehielo de aguas de fusión como pueden ser diversos crioespeleotemas adosados a los bloques de hielo o algunas rampas de hielo; o las morfologías derivadas de la recongelación del agua en estado gaseoso (p.e. estrellas y cristales de sublimación).

- *Criomorfologías de ablación*: consideramos criomorfologías de ablación aquellas criomorfologías que representan balances negativos de masa de hielo, y que suponen, habitualmente y en consecuencia, formas en mayor o menor grado incisivas. Tales morfologías pueden tener su razón de ser o bien en la acción de flujos de aire y agua, en el goteo, en el estancamiento de agua, en la sublimación o bien en la combinación de varios de estos procesos (pozos de fusión, scallops, cuevas de hielo, biseles, eguttation pits, conulitos de hielo).

- *Criomorfologías de fracturación (criomorfologías mecánicas)*: las criomorfologías pueden sufrir también fracturaciones en función de su peso o debilitamiento de masa, así como también debidas al propio flujo y movimiento al que se vea sometido el hielo. De tal manera, en las cuevas a

estudio se han observado fracturas en determinados crioespeleotemas, grietas en algunos bloques de hielo, o desprendimientos de hielo en forma de bloques o placas de crioespeleotemas debilitados.

- *Criomorfologías mixtas*: la combinación de varios de estos procesos también pueden ser la causa de la formación y desarrollo de ciertas criomorfologías. En este caso los propios bloques de hielo constituyen los más claros ejemplos, ya que su desarrollo está supeditado a continuos procesos de acumulación y ablación, pudiendo mostrar también evidencias de fracturación.

Todo tipo de criomorfologías señalado hasta el momento se puede encontrar, en referencia a su situación con respecto al bloque de hielo, tanto por encima del mismo, en este caso nos estamos refiriendo a *criomorfologías suprayacentes*, en su interior que serían las *criomorfologías intrayacentes*, o por debajo del mismo, para el caso de las *criomorfologías infrayacentes*. La distinción de este tipo de morfologías tiene su importancia, como se verá más adelante, ya que pueden reflejar el estado de desarrollo en el que se encuentra el bloque, o también de su posición se puede concretar la propia naturaleza de la criomorfología en sí misma, ya que no es lo mismo las criomorfologías de aguas de fusión que se suelen concentrar sobre la superficie del bloque, que las que se dan debajo del mismo como consecuencia de la ablación del bloque.

Por otro lado, ya se ha venido incidiendo en la distinción entre criomorfologías *perennes* y *estacionales*. Mientras que las primeras son aquellas morfologías que mantienen una perdurabilidad que sobrepasa el año de duración, las segundas mantienen su proceso completo de creación, desarrollo y fusión dentro de un mismo ciclo anual. Lo habitual es que estas últimas tengan una vinculación directa con la duración y características de las estaciones climáticas externas y con los periodos endoclimáticos de la cueva helada, pudiendo variar su volumen y presencia en función de ellos, con una respuesta más o menos rápida. Mientras que las criomorfologías perennes, soportando una variación también sensible a las distintas estaciones, su remanente de hielo las hace que no desaparezcan del todo en aquellos periodos menos favorables (incluso si se da el caso de que éstos se alarguen más de lo habitual). De forma genérica, las criomorfologías estacionales engloban mayoritariamente a todos los crioespeleotemas

de pequeño y mediano volumen, alimentados por las precipitaciones pluviales y las aguas de fusión nival; mientras que con criomorfologías perennes nos referimos, además de al bloque de hielo, a aquellos crioespeleotemas que han conseguido un volumen considerable capaz de persistir varios años consecutivos y que, a pesar de sus variaciones en el balance de masa, se retroalimentan cada año con los aportes tanto de la precipitación pluvial y los aportes de nieve como de las aguas de fusión tanto extrínsecas como intrínsecas. Estos crioespeleotemas perennes se diferencian de los estacionales por tener en los aportes de las aguas de fusión de hielo y nieve internos de la cavidad, un elemento fundamental en su creación, desarrollo y mantenimiento. Por ello pueden encontrarse en diferentes partes de la cavidad helada y a diferentes profundidades, mientras que las criomorfologías estacionales se localizan frecuentemente en aquellas zonas más inmediatas a la influencia de las condiciones climáticas exteriores. Por su parte, las morfologías nivales se encuentran en una tesitura similar a los crioespeleotemas, pudiendo mantener también un carácter estacional, si son depósitos de nieve que llegan a desaparecer por completo en el transcurso de un ciclo anual, o perennes si perduran al menos durante varios años consecutivos. Un tercer tipo de criomorfologías que cabe distinguir según su duración temporal son las criomorfologías *efímeras* que serían aquellas que no llegan a persistir tan si quiera una estación entera (p.e. estrellas de sublimación).

Si atendemos al tamaño se pueden distinguir *micro-criomorfologías* entre las que se podrían encontrar ciertas secciones de algunos crioespeleotemas, como pueden ser por ejemplo las digitaciones de algunos crioespeleotemas, las estrellas y cristales de sublimación, o los cristales de hielo que conforman la estructura interna de una criomorfología (por ejemplo, las estructuras hexagonales de los cristales de hielo, o las distintas formas de las burbujas de aire en el interior de una criomorfología). En cualquiera de los casos suelen ser morfologías de un volumen ínfimo, con escasos cm^3 a lo sumo, y con una presencia, en ciertos casos, que se reduce a unas pocas semanas al año, como puede ser el caso de las estrellas de sublimación. Las *meso-criomorfologías* tienen una entidad más destacable y no pasan tan desapercibidas. Su volumen oscila entre los decámetros cúbicos hasta algún centenar, y no tienen una presencia temporal tan endeble, pudiéndose tratar en algún caso de morfologías perennes. En este caso se encuentran, por ejemplo, muchas de las cascadas, columnas, estalagmitas, o estalactitas estacionales o perennes, o algunos conos nivales. El mayor volumen corresponde a las

macro-criomorfologías. Éstas se mueven entre los centenares y los cientos de miles de metros cúbicos, siendo los bloques de hielo los máximos exponentes. Aunque también nos podemos encontrar con grandes crioespeleotemas de millares de metros cúbicos como puede ser el caso de alguna columna o cascada de hielo. Para estas últimas criomorfologías la perennidad suele ser un rasgo definitorio.

En los apartados que se exponen a continuación (apartados 6.2 y 6.3) se detallarán las características de las criomorfologías observadas en las cuevas heladas de Peña Castil, Altáiz y Verónica de manera conjunta y en función de las clasificaciones que se acaban de exponer. Para ello con el objeto de clarificar su exposición se seguirá un orden en función de su distinta naturaleza y de los diferentes procesos morfogenéticos involucrados en su formación y desarrollo, distinguiendo genéricamente solo entre los bloques de hielo y crioespeleotemas.

6.2.- Los bloques de hielo.

6.2.1.- Profundidades de los bloques de hielo.

Las tres cavidades a estudio tienen sus respectivos bloques de hielo localizados hasta profundidades de -32 m en el caso de Altáiz, -84 m en Castil y -109 m para Verónica. Cotas coherentes con los rangos habituales de otras cavidades de Picos de Europa, Pirineos (Sancho et al., 2012) y otras muchas reconocidas internacionalmente dentro de las regiones templadas de las latitudes medias (p.e. Ohata, 1994a; Citterio et al., 2003; Ischia y Borsato, 2004; Luetscher, 2005; Bella, 2006; Perşoiu, 2011; Morard, 2011; Kern et al., 2011)(ver tabla 6.1). Si bien es cierto que para otras cavidades Maire (1990) manifestó profundidades más excepcionales entre los -200 y -300 m con desarrollos verticales de varios centenares de metros, como bien atestigua la cavidad HS4 cuyo bloque alcanza los -260 m de profundidad de momento (ASC, 2012).

Profundidades de los bloques de hielo en cuevas heladas (m)		
Cuevas heladas en Jura Mountains	hasta -100 m	Luetscher, 2005
-Monlési	entre -20 y -30 m	
-St. Livres	entre -16 y -45 m	
LCLO 1650	entre -80 y -95m	Citterio et al., 2003
Diablotins	-90 m	Morard, 2011
Borțig	entre -44 y -68 m	Kern et al., 2010
Gheţarul de la Scărişoara	-47 m	Perşoiu, 2011
Dobšinská	entre -19 y -49 m	Bella, 2006;Tulis y Novotný, 2006
Lodowa Cave in Ciemniak	entre -20 y -45 m	Hercman et al., 2010
Fuji Fuketsu	entre -25 y -30 m	Ohata et al., 1994a
Vukušic	-30 m	Kern et al., 2011b
Cuevas heladas en Brenta Dolimites	entre -20 y -160 m	Ischia y Borsato, 2004
A294	entre -36 y -40 m	Sancho et al., 2012
CH. Castil	entre -31 y -84 m	
CH. Altáiz	entre -23 y -32 m	
CH. Verónica	entre -59 y -109 m	
CH. HS4	mínimo hasta -260 m	ASC, 2012

Tabla 6.1. Profundidades alcanzadas por los bloques de hielo en algunas de las cavidades heladas más conocidas y las profundidades a las que se localizan en las cuevas estudiadas.

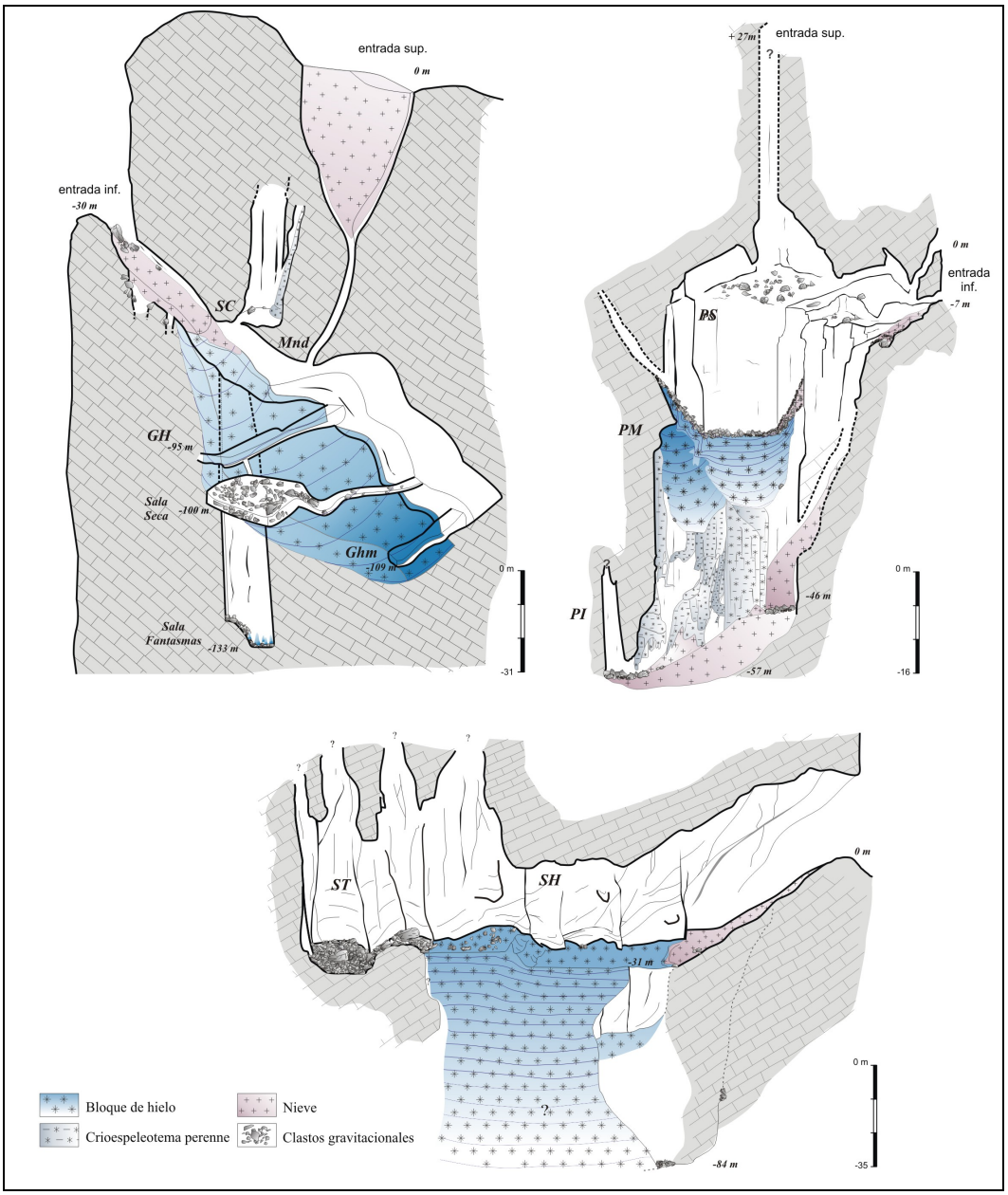


Fig.6.2. Localización de los bloques de hielo en las cavidades de Verónica, Altáiz y Peña Castil.

En el caso de las cuevas de Castil y Verónica los bloques se inician en las inmediaciones de las bocas de entrada principales, en favor de amplias rampas expuestas a la acumulación de nieve y con una marcada inclinación, hasta conformarse, en un continuo, los primeros metros de los bloque de hielo. Sin embargo, en el caso de la cueva helada de Altáiz, una configuración y exposición distinta y menos favorecedora de su entrada principal de cara a la acumulación nival hace que no se dé un manto destacable ni continuo desde ésta hasta el bloque de hielo, al menos en la actualidad, quedando situado a decenas de metro por debajo. Lo que hace que en última instancia su alimentación directa nival se vea negativamente condicionada (fig.6.2).

6.2.2.- El origen y la alimentación de los bloques de hielo.

El crecimiento de los bloques de hielo por congelación de las aguas, por el hielo de rehielo (*teoría de congelation ice*), y fundamentalmente por la congelación de lagos subterráneos (*freezing lake seepage*), se ha señalado para el origen de algunas de las cuevas heladas de renombre estudiadas en la actualidad, contemplándose como causa principal, cuando no única en algunas de ellas que se localizan a media y baja altitud de latitudes templadas y en las que la acumulación nival y su permanencia no son tan importantes: la cavidad de Vukušic, localizada a 1470 m (Kern et al., 2011b), la Gheţarul de la Scărişoara con la entrada a 1165 m (Silvestru, 1999; Perşoiu y Pazdur, 2011), Fuji Fuketsu en el Mt. Fuji a 1120 m (Ohata et al., 1994a), Monlési a 1135 m (Luetscher, 2005) o la cueva de Dobšiná a 969 m (Bella, 2006). Aunque es cierto que este tipo de alimentación se ha visto como el principal también en algunas cavidades heladas situadas en alta montaña como sucede con el bloque de hielo P50 de la cueva Lo Lc 1650, situada a 2030 m (Citterio et al., 2004b).

En otras sin embargo, se mantiene la afirmación de que es la diagénesis de la nieve acumulada (*teoría de snow diagénesis*) la única causa en la formación de los bloques de hielo como sostiene Luetscher (2005) para la mayoría de las cuevas heladas de las montañas del Jura (Suiza). Aunque este mismo autor, junto con otros más (p.e. Racovita y Onac, 2000), sostienen también que los bloques de hielo de algunas cavidades (p.e. la cueva helada de St. Livres) pueden tener una causa poligenética (*teoría poligenética*) en la que se suman la diagénesis de la nieve y la congelación de las aguas. Caso, éste último, más coherente con las tres cavidades objeto de la presente investigación.

Los bloques de hielo en las tres cavidades a estudio son bloques de hielo metamórfico cuya fuente de alimentación fundamental es la entrada directa de nieve desde el exterior. A ello se le añade la congelación de las aguas de fusión extrínsecas (aguas de fusión del manto nival superficial que han percolado a la cavidad) e intrínsecas (aguas de fusión de criomorfologías interiores tanto de los crioespeleotemas como de los depósitos nivales); y la de los aportes de la escorrentía superficial filtrada.

En función de ello, las tres cuevas a estudio, y dentro de la clasificación genérica de cuevas heladas propuesta por Luetscher y Jeannin (2004b), se interpretan desde el punto

de vista glaciológico como cuevas heladas con firn (*diagenesis snow*) y hielo de congelación o también llamado de rehielo (*congelation ice*).

6.2.2.1.- La nieve como input principal (teoría de snow diagenesis).

El manto nival acumulado en el exterior a estas cotas altitudinales en Picos de Europa y la perdurabilidad de neveros en aquellos lugares topoclimáticos más favorables, neveros permanentes en muchos casos, y de entre los cuales las cuevas y simas son de los lugares más proclives a ello, es un rasgo definitorio, llegando a subsistir varios años consecutivos en caso de que las precipitaciones nivales hayan sido especialmente cuantiosas[1]. Si a ello se le añade la amplitud de las bocas de entrada de algunas cavidades, la alimentación nival del interior de algunas de ellas se vuelve notable en cantidad y en tiempo.

Los tres casos a estudio son claros ejemplos y a la vez consecuencia directa de ello, con diferencias acusadas en función de la variación de tal factor condicionante. Así, mientras que las amplias bocas de entrada de las cuevas heladas de Peña Castil y Verónica, muy similares en cuanto topografía, morfología y amplitud, favorecen la acumulación y persistencia de la nieve, protegidas de buena parte de la radiación solar por unas amplías bóvedas a techo pero a su vez lo suficientemente expuestas como para acumular un considerable volumen de nieve; en el caso de la cueva de Altáiz, su entrada, de reducidas dimensiones y en parte obturada por un cono de derrubios, apenas permite la acumulación de nieve en su interior en cantidades reseñables. A lo cual se debe añadir la circulación dinámica del aire durante todo el año en el PS de la cavidad, y la caracterización térmica diferenciada de este sector, ya vista, que hace que la masa de nieve sea también de escasa entidad y poco perdurable.

Anualmente estos condicionantes topográficos se traducen en la existencia de neveros permanentes en las cuevas de Verónica y Peña Castil, especialmente grande en el caso de Verónica; y en una reducción al mínimo de la nieve, cuando no su completa desaparición durante los meses estivales, en la entrada principal de la cueva de Altáiz, como se pudo comprobar durante las campañas de campo de los años 2011 y 2012. El

[1] En la cueva helada HS4 presentada en el capítulo IV la permanencia de un gran nevero instalado en su, de momento, única entrada conocida y el gran volumen mantenido en los últimos veranos debido a copiosas nevadas tardías ha impedido el acceso en los meses de agosto de 2013 y 2014.

nevero instalado en esta cueva en agosto de 2013 persistía fundamentalmente debido al invierno especialmente nivoso que le precedió con nevadas tardías copiosas (fig.6.3).

Fig.6.3. Las diferencias en cuanto a los inputs directos de nieve que reciben las cuevas estudiadas están determinadas por las circunstancias morfológicas de sus bocas de entrada.

Fig.6.4. El bloque de hielo de CH. Verónica se inicia en conexión con la rampa de nieve de su entrada (a). En años poco nivosos se ha podido comprobar tal hecho en los últimos metros de dicha rampa, en donde se hacen visibles los primeros estratos de hielo metamórfico (b en las fotos 1 y 3). Durante los años de investigación estos primeros tramos del bloque de hielo estuvieron cubiertos por un copioso manto nival (d en foto 2) que penetraba en la cavidad fluyendo hasta la SC y las rampas de hielo interiores (foto 2, flechas rojas). d) criomorfologías estacionales de rehielo. La flecha azul en la topografía en planta representa el flujo hipotético del bloque de hielo (foto 1, B. Hivert, 2008)

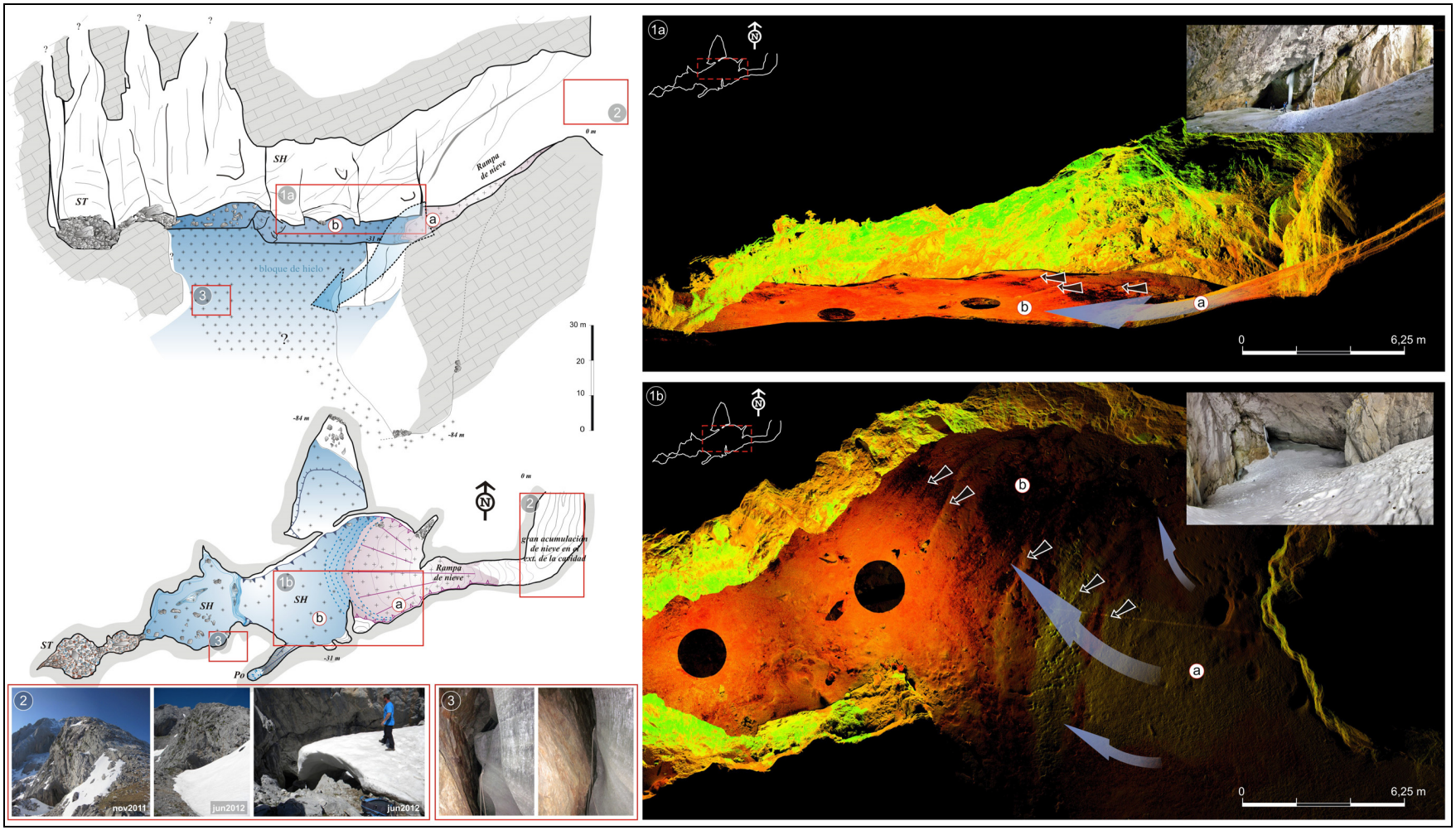


Fig.6.5. Alimentación nival en la CH. de Peña Castil desde la rampa nival de entrada (a), y en contacto directo con el bloque de hielo (b).
1) Ortoimágenes en las que se aprecian ondas de flujo en el bloque de hielo producto de la presión y la alimentación directa ejercida por la nieve acumulada en la rampa de acceso (flechas negras en 1a y 1b), siguiendo todas la misma orientación (flechas azules). 2) fotografías de la acumulación de nieve en la entrada y el exterior de la cueva; 3) detalle de la diagénesis del bloque hielo a una cota de -15 m.

La incorporación directa a los bloques de hielo de esta nieve acumulada en las entradas es evidente en los primeros metros de los mismos en el caso de las cuevas de Verónica y Peña Castil. En ellas los bloques de hielo presentan una continuidad con las rampas nivales de sus entradas principales que a veces hace difícil discernir donde comienza uno y termina otro. Tanto en observación directa de campo, en el caso de la cueva de Verónica, como haciendo uso de las investigaciones geomáticas para el caso de la cueva helada de Peña Castil se ha podido cotejar tal hecho. En la fig.6.4 se muestra tanto el espesor de nieve acumulada al final de la rampa de acceso de la cueva de Verónica como su estratificación, pasando a formar parte desde ahí del bloque de hielo y continuándose ya de forma ininterrumpida hasta la cota de -109 m.

En la CH. de Peña Castil grandes cantidades de nieve se acumulan permanentemente en la rampa de entrada, alimentando directamente, también, a su bloque de hielo. Los trabajos geodésicos con TLS realizados en noviembre 2012 (fechas en las que el manto nival se encuentra más debilitado) han permitido la observación de ondas de flujo en los primeros metros del bloque, producto de la alimentación y presión directa de la nieve acumulada sobre el bloque de hielo, manteniendo todos ellos una misma orientación. (fig.6.5).

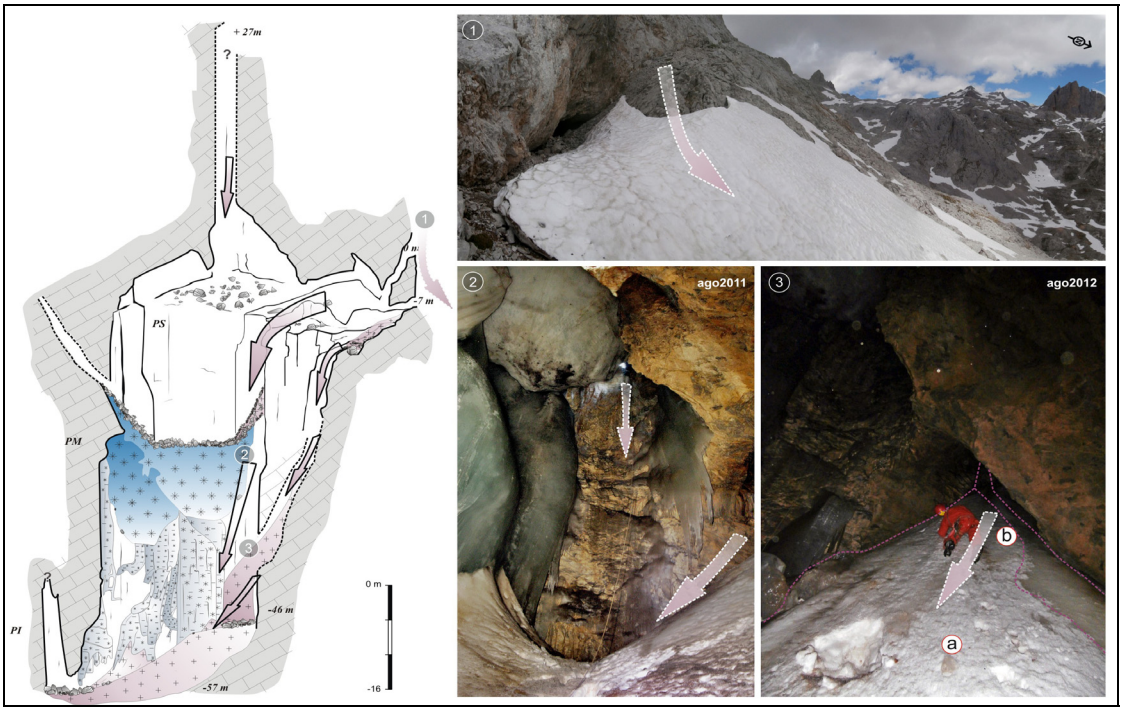


Fig.6.6. La alimentación nival de Altáiz está muy condicionada por las dimensiones y disposición de las bocas de entrada (foto1). En el interior, en el presente, la nieve que penetra desciende casi directamente hasta el PI debido al debilitado bloque de hielo actual (foto 2), o a través de la chimenea diagonal que conecta con el PS (foto 3). a) cono de nieve, b) capas de rehielo.

Para el caso de la cueva de Altáiz, sin embargo, estos mismos condicionantes nivales, pero puestos en negativo, determinan el menor volumen relativo que tiene el bloque de hielo. El más pequeño de los tres estudiados. No se da en el caso de la cueva helada de Altáiz una alimentación nival directa del bloque de hielo reseñable; e incluso en los años en los quedaban restos de pequeños neveros acumulados tanto en la entrada de la cavidad como en el sector superior de las repisas (PS), la nieve acumulada tenía poco espesor, especialmente si se compara con las otras dos cavidades. Además, debido a la configuración de la cavidad y al debilitado estado en el que se encuentra a día de hoy el bloque de hielo, gran parte de esa nieve que se acumula en la entrada cae directamente desde el PS al PI o bien por los laterales del bloque de hielo, cada año más abiertos, o a través de la chimenea diagonal que comunica ambos pisos, con lo que, de ninguna de las dos formas esa nieve se llega a incorporar al bloque de hielo (fig.6.6).

6.2.2.2.- El agua como alimentación del bloque: el rehielo de los bloques (teoría de congelation ice).

La segunda fuente de alimentación de los bloques de hielo es la congelación o recongelación (en el caso de que se trate de aguas de fusión) de agua incorporada al interior de las cuevas. De esta forma se crea el hielo de rehielo (*congelation ice*), muy habitual, e incluso en ocasiones única fuente, en la composición de buena parte de las cuevas heladas estudiadas en otras zonas, y a su vez la principal naturaleza de los crioespeleotemas (Ford y Williams, 1989; Yonge, 2003), y que aquí, sin embargo, representa una fuente secundaria.

Este hielo de rehielo, visto como input de alimentación de los bloques de hielo, tiene dos orígenes principales en los casos estudiados: las precipitaciones pluviales exteriores filtradas, y la fusión de los mantos y morfologías nivales acumulados tanto en el interior como en el exterior de la misma. Un tercer origen, aunque algo menos importante en cuanto a la cantidad de agua aportada, se corresponde con las aguas de fusión provenientes de los criomorfologías en ablación, crioespeleotemas estacionales fundamentalmente.

Tales aguas incorporadas a la hidrología subterránea de la cavidad se convierten en una capa de rehielo sobre la superficie del bloque formando parte del mismo, solo en el caso de que su lugar de procedencia se encuentre por encima del mismo. De tal manera que

por ejemplo si se trata de aguas de fusión procedente de la ablación de crioespeleotemas estacionales éstos han de ser crioespeleotemas suprayacentes, al igual que debe ocurrir con las formas nivales, y los goteos o flujos provenientes de precipitaciones exteriores. Aunque parezca una obviedad, se hace necesario destacarlo ya que de los tres casos estudiados es en la cueva helada de Altáiz donde se dan los crioespeleotemas más voluminosos pero son morfologías infrayacentes cuyo origen se encuentra en la fusión del propio bloque de hielo, y no repercuten, por tanto, positivamente sobre el balance de masa del bloque de hielo. A ello se ha de añadir que en este caso, la situación en la que se encuentra actualmente la superficie de su bloque de hielo tampoco es demasiado propicia para la acumulación de aguas que se puedan congelar o recongelar, y es que se encuentra cubierta por completo por un manto de clastos y con notables deformaciones, basculaciones y criomorfologías de fusión internas que no favorecen la permanencia y posterior congelación del agua.

En las otras dos cavidades, especialmente en el caso de la cueva de Peña Castil, se ha comprobado mediante observación en campo e investigación TLS como la congelación y recongelación de aguas de fusión y aguas filtradas forman cíclicamente cada año capas decimétricas de rehielo sobre la superficie del bloque; de tal manera que a lo largo de un ciclo anual se crean y fusionan tales capas en un proceso rítmico. Con ello es fácil entender que, en función de que se den periodos climáticos más o menos propicios para los balances de masa de hielo, el volumen total del bloque de hielo se pueda ver incrementado o no con la acreción de estos estratos de rehielo sobre su superficie; pudiéndose destruir estratos de rehielo anuales, y por tanto creándose hiatos y discontinuidades estratigráficas en los bloques, en el caso de que los periodos climáticos poco propicios se alarguen en el tiempo o tengan un carácter muy acusado. Sin embargo, para el caso de Verónica la contribución al balance positivo de la masa de hielo de estas capas de rehielo es más difícil de determinar, porque, si bien es cierto que se observa anualmente su formación en los pisos de las salas GH y GHm, no se puede determinar de forma taxativa si estos pisos forman parte o no del bloque de hielo debido a la dificultad topográfica tanto de la cavidad como del propio bloque.

6.2.2.3.- Ciclos en la génesis anual del hielo: periodos de acumulación y fusión de los bloques.

Para las tres cavidades se pueden establecer, en conjunción con los ritmos climáticos vistos en el capítulo V y las diversas observaciones en campo, fundamentalmente las referidas a la cueva de Castil, dos periodos principales en la formación del hielo dentro de un ciclo anual (fig.6.9).

- *Periodo de acumulación*. Comprendido desde mediados de octubre hasta mediados de mayo o principios de junio, se caracteriza climáticamente por bajas T_{ext} y T_{int} y precipitaciones pluviales y nivales, pudiendo verse acompañadas de caídas notables de la HR_{int}. Con las primeras nevadas a finales del periodo térmico Tr_B y comienzos del periodo abierto el manto eventual nival, que rápidamente se fusiona en el exterior, consigue acumularse poco a poco en el interior de la cavidad mediante la congelación de esos primeros aportes de aguas de fusión. No es hasta la llegada de las nevadas más copiosas cuando se hacen notables los inputs nivales en el interior y se empiezan a formar las primeras acumulaciones perdurables de nieve en la cavidad. En estos momentos, los neveros persistentes del periodo de fusión anterior se ven reforzados tanto por nevadas débiles como por las más copiosas a partir del mes de noviembre. En las entradas se empieza a acumular nieve y por gravedad buena parte de su masa se desliza sobre los primeros metros de los bloques de hielo (fig.6.7). Con el periodo térmico abierto las T_{int} alcanzan los valores mínimos, y a los aportes nivales se suman las precipitaciones pluviales y las aguas de las fusiones parciales del manto nival exterior. Todo ello se congela tanto sobre la superficie del bloque de hielo como en los niveles inferiores de la cavidad si se precipita por sus laterales hasta poder llegar a obturarlos de hielo o tapizar los sectores inferiores, pero sin tanto protagonismo de fusiones interiores parciales (fig.6.8). De igual manera, los crioespeleotemas van adquiriendo un volumen cada vez mayor. Con las nevadas más copiosas y ventiscosas, la nieve llega a cubrir por entero la superficie del bloque de hielo como se ha visto en el caso de Castil. El contrarresto en estos periodos de acumulación lo suponen los procesos de sublimación producto de la entrada en la cavidad de aire frío y seco; y que como se ha podido apreciar en Altáiz pueden llegar a ser notables con descensos de la HR hasta el 20%. A finales de este periodo, comienzos de junio, el volumen de hielo es máximo tanto en el bloque de hielo como en los distintos crioespeleotemas que se hayan

podido formar, siendo para esto fundamental el aporte de rehielo proporcionado por la fusión nival, máxima en esta época del año.

Fig.6.7. El manto nival instalado en el bloque de hielo de Castil. En junio los inputs nivales directos consiguen penetrar, sobreimponiéndose al bloque, hasta la mitad de la SH y penetrando hacia las cotas inferiores por los laterales del bloque (flechas azules). En noviembre tan solo persiste el nevero permanente instalado en la parte inferior de la rampa de entrada. En línea discontinua la separación entre el bloque de hielo y la rampa nival de la entrada.

Fig.6.8. La congelación de agua en los laterales de los bloques de hielo puede llegar a cubrirles por completo en los momentos de máxima acumulación de hielo, mes de junio (fotos CH. Peña Castil).

- *Periodo de fusión*. Se extiende desde mediados de mayo o principios de junio hasta mediados de octubre. Durante este periodo los inputs que se registran en el interior de las cavidades son proporcionados por la escorrentía de fusión de las nieves que puedan quedar en superficie o aquellas alojadas en el interior de las cavidades, junto con los episodios tormentosos de verano y las lluvias estivales y otoñales. Además de ello, los flujos internos de agua en el interior de las cavidades pueden volverse reseñables en función de la fusión que se dé de los crioespeleotemas y de los estratos de rehielo que se desarrollados durante el periodo de acumulación anterior. Pero las T_{int} mantenidas en la isoterma de 0ºC, o ligeramente por encima, hacen que estos aportes de agua no se congelen y por tanto se conviertan más en un hándicap que un factor favorable para la acumulación de hielo. En los momentos centrales de este periodo se han observado incesantes goteos y flujos de agua en sus diferentes sectores. Los bloques de hielo presentan su estado más debilitado al final de este periodo, acompañados de una extensa variedad de criomorfologías de fusión sobre su superficie (molinos de fusión, canales de fusión, eguttation pits, etc.). Las acumulaciones de nieve interiores quedan en buena parte recristalizadas a finales de este periodo, endureciéndose y sirviendo de plataforma para acumulaciones posteriores. Sobre la superficie del bloque de hielo es también a finales de este periodo cuando afloran los sedimentos finos y groseros que permanecían

cubiertos de rehielo en el periodo anterior y se precipita y decanta la calcita criogénica que más tarde puede pasar a formar parte del bloque de hielo.

Fig.6.9. Diferentes morfologías de fusión en distintos momentos de los periodos de fusión. Foto izq. bloque de hielo de Castil; foto centro, GH de la cueva de Verónica; y foto dcha. superficie del bloque de Altáiz.

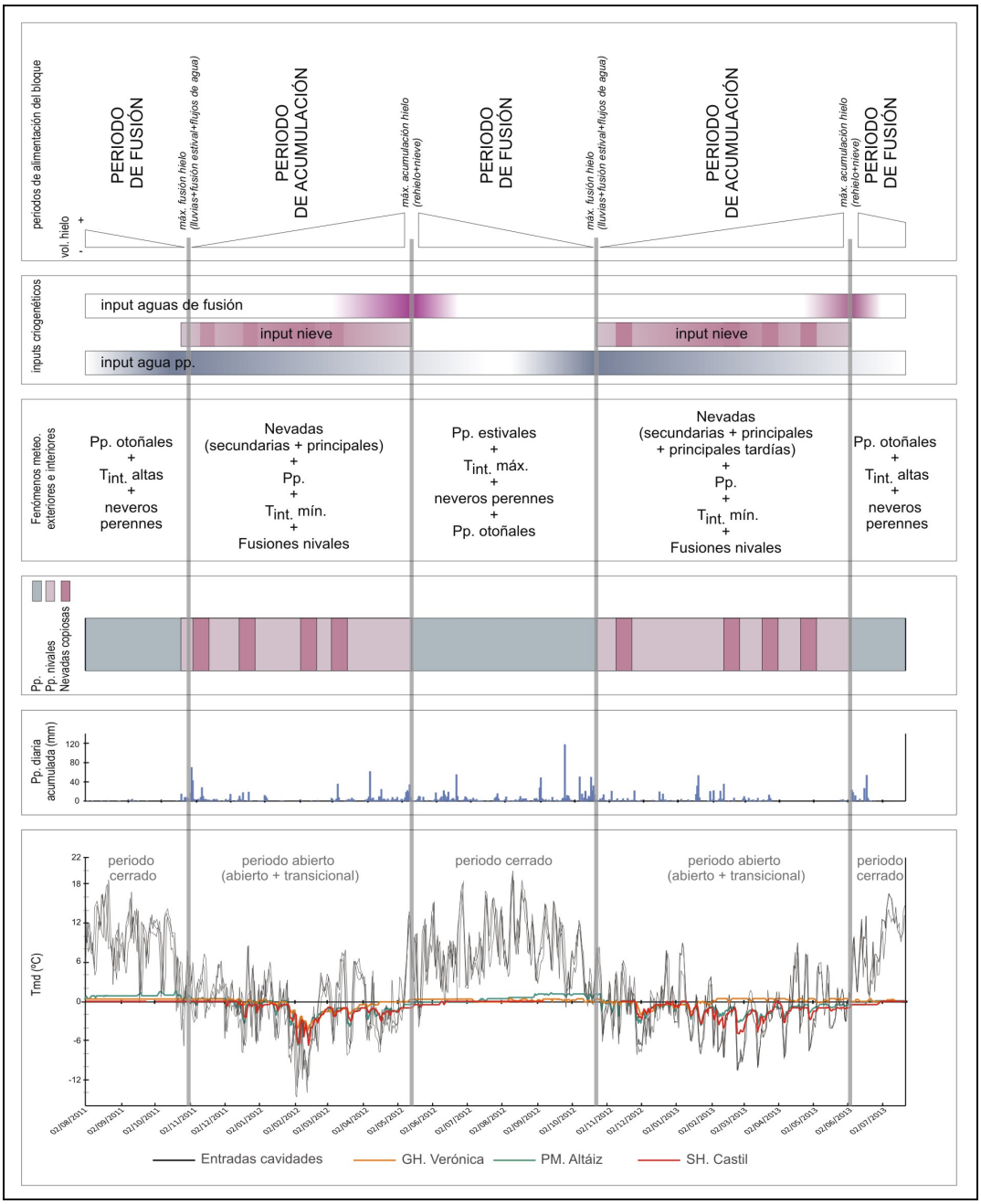


Fig.6.10. Periodos de balance de masa cualitativo en las cuevas a estudio.

***

Pero si se adoptan dos enfoques temporales distintos, escala estacional e interanual, estos procesos de acumulación y fusión no son sucesivos a la perfección, ni mantienen comportamientos lineales en el balance de masa del hielo:

A una escala temporal estacional, los dos periodos son en buena medida simultáneos. Citterio et al. (2003) hablaban de una actividad simultánea refiriéndose a ambos procesos, dándose diferentemente uno u otro dependiendo de los distintos niveles de la cavidad. Es fácil entender que la fusión de los bloques de hielo, por ejemplo, procure el input fundamental para la creación, desarrollo o mantenimiento de crioespeleotemas perennes al mismo tiempo, como se puede apreciar en el PI de la cueva de Altáiz; o que cuanto mayor sean los procesos de sublimación durante los periodos de fusión mayor podrá ser la formación de estrellas o cristales de sublimación y la ablación de las criomorfologías sublimadas

A una escala temporal interanual, estos dos periodos no se corresponden con un crecimiento puramente lineal como han expresado anteriormente otros autores (p.e. Silvestru, 1999; Fórizs et al., 2004; Kern et al., 2011, Perşoiu y Pazdur, 2011). Difícilmente se da una correspondencia de crecimiento de estrato por año debido a un desequilibrio natural entre volúmenes de hielo acumulados y fusionados, lo cual, de cara al análisis e interpretación isotópica paleoambiental supone un fuerte condicionante (Perşoiu y Pazdur, 2011). Esto, a su vez, hace también que los estratos no tengan porque tener siempre una correlación sucesiva con la evolución temporal exterior (p.e. Holmlund et al., 2005; Perşoiu et al., 2011; Luetscher et al., 2007). Por ello es imprescindible tener la cantidad de materia orgánica suficiente en el interior del bloque para poder datar, correlacionar y secuenciar adecuada y temporalmente los estratos y obtener unas interpretaciones paleoambientales fehacientes, además de que los estratos no tengan excesivos pliegues o hiatos que lo impidan o compliquen. Deben de ser en este caso bloques de hielo originados por una sucesiva acumulación de sus estratos que no hayan pasado por marcadas fracturaciones, basculaciones y recongelaciones en sus consecutivos periodos de ablación y acumulación (Citterio et al., 2004b).

6.2.3.- La estratificación del bloque: tipos de estratos.

De forma general se pueden distinguir dentro de los bloques de hielo dos tipos de estratos con los interestratos correspondientes entre ellos:

- *Estratos de rehielo*. Son estratos cuya naturaleza fundamental es el hielo de rehielo y que no han sufrido un proceso completo de diagénesis (*congelation ice*). Su origen habitualmente se encuentra en la congelación de láminas superficiales de agua instaladas sobre la superficie del bloque de hielo (*ponded ice* o *lake ice*), o en el suelo de la cavidad (*floor ice*). Más frecuente este último en el caso de que el bloque de hielo se encuentre en sus primeros estadios de formación. Tras sucesivas congelaciones, y si la progresión de alimentación es positiva en cuanto a su balance de masa, se generaría un bloque de hielo por completo. Este tipo de estratos de rehielo se caracteriza por una variabilidad de sus espesores y un color translúcido que permite ver frecuentemente las burbujas de aire atrapadas en su interior. Estos estratos se han observado mayoritariamente en los primeros metros de los bloques de Castil, y en menor medida en los bloques de Altáiz y Verónica. Al menos en los primeros 15 m de espesor del bloque de Castil se suceden estratos horizontales y subhorizontales de distinto espesor (10-30 cm) en los que se observan burbujas de aire de tamaño milimétrico a centimétrico, por lo general con formas elipsoidales o circulares. La translucidez de estos estratos también deja ver en ocasiones las tensiones a las que se encuentra sometido el bloque de hielo, manifestadas en la presencia de microfracturas internas y recongelaciones en los estratos (fig.6.11), y en otras, incluso, permiten percibir desde la superficie del bloque de hielo marcadas fracturas que atraviesan el bloque de lado a lado (fig.6.13). La estructura interna de los estratos de rehielo se forma en base a una cristalización geométrica irregular formada por cristales hexagonales y pentagonales, que de forma general mantienen un diámetro variable entre los escasos centímetros y algún decímetro. La gran variabilidad del espesor de los estratos a lo largo del bloque y su acusada alternancia con los estratos de firn, hace que no se aprecie ninguna correlación aparente entre el tamaño de cristales de hielo y la mayor o menor profundidad a la que se encuentren, ni un mayor o menor espesor de los estratos tampoco, como contrariamente se ha manifestado para otras cavidades heladas (p.e. Citterio et al., 2003) (fig.6.12).

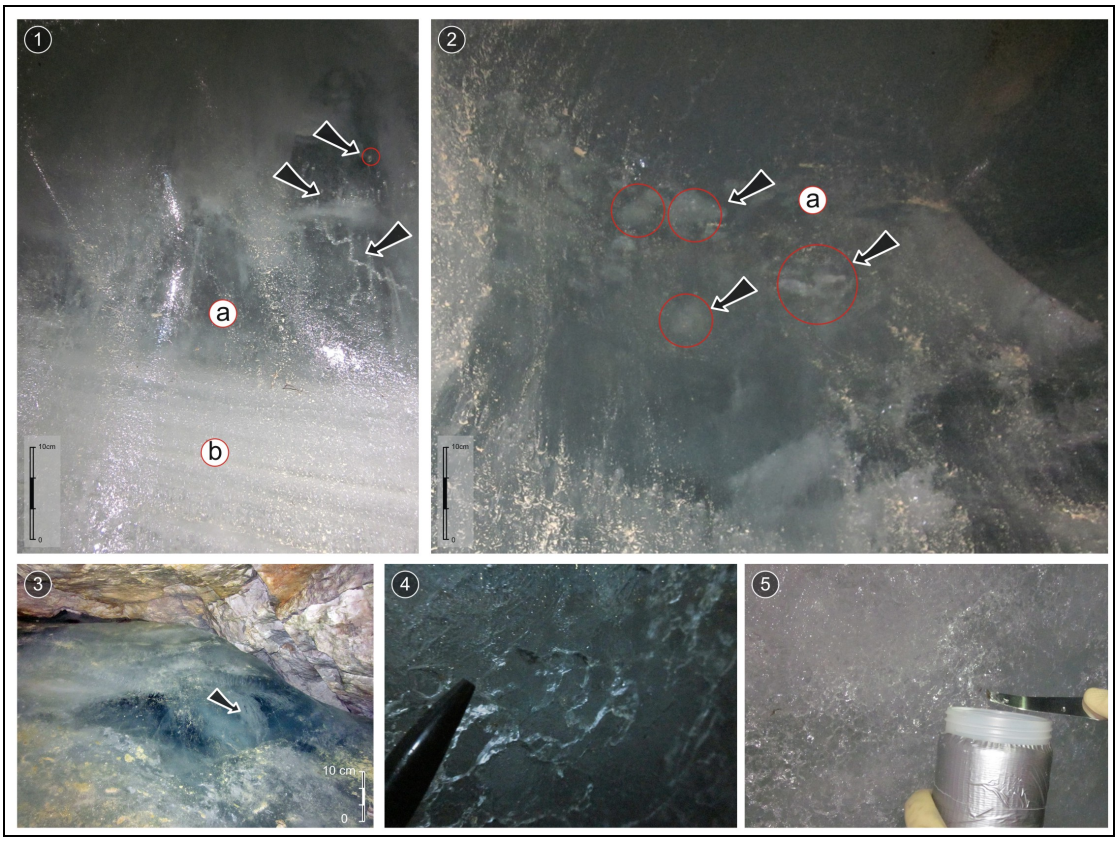


Fig.6.11. Estratos de rehielo (a) en el bloque de hielo de Castil. Su textura translucida, y en ocasiones de tonos marcadamente azulados (fotografía 3), deja ver las tensiones a las que se somete el bloque de hielo y las burbujas de aire atrapadas en su interior (flechas y círculos en las fotografías 1, 2 y 3). Este tipo de estratos se intercalan con estratos más compactos y de hielo con un grado mayor de metamorfismo (b de fotografía 1). La cristalización de los estratos de rehielo varía desde los escasos centímetros (foto 4) hasta alcanzar algún decímetro, pero siempre con una estructuración geométrica irregular en forma hexagonal o pentagonal (foto 4 y 5, bloque de hielo de Verónica).

Fig.6.12. El espesor de los estratos, aparentemente, no mantiene ningún orden en función de su mayor o menor profundidad dentro del bloque de hielo. Por norma general hay una gran variabilidad a lo largo de todo el bloque. En las fotografías: la sala GH (izq.) y la GHm (dcha.) del bloque de Verónica.

Fig.6.13. La traslucidez de los estratos de rehielo deja ver sedimentaciones de calcita y líquenes que pueden acabar incorporándose al conjunto del bloque de hielo, y grietas que atraviesan el propio bloque (bloque de hielo de Castil).

- *Estratos metamórficos.* La acumulación de nieve en las cuevas estudiadas es un hecho frecuente y abundante como ya se ha señalado. Ello procura que muchos de los estratos de los bloques de hielo sean producto de su diagénesis, del mismo modo que ocurre en muchas cuevas heladas alpinas. Lo normal, en los bloques observados, es una alternancia arrítmica de este tipo de estratos con los estratos de rehielo. La densificación y opacidad de este tipo de estratos contrasta con las características señaladas para los estratos de rehielo, con un aspecto de su estructura interna en grano grueso y pudiendo adquirir también tonos azulados como ya se ha señalado para otras cavidades (p.e. Luetscher, 2005). El metamorfismo sufrido no deja lugar a la apreciación de burbujas de aire y tampoco es fácil distinguir la geometría de su cristalización (fig.6.14). El espesor de este tipo de estratos es bastante más variable que en el caso anterior, pudiendo ir desde los pocos decímetros hasta algún metro, y en muchos casos no es fácil tampoco distinguir sus límites.

A estos dos tipos de estratos se le añade otra tipología cuya génesis se encuentra a medio camino entre procesos de acumulación y de fusión. Por su nitidez y porque habitualmente separan estratos de rehielo y metamórficos, se ha decidido distinguirlos con una categoría aparte y referirse a ellos como *interestratos*, diferenciándolos en función de la carga sedimentaria que posean. De forma genérica los interestratos se crean en los periodos de fusión, momentos en los que, sobre la superficie del bloque de hielo, se acumulan sedimentos diversos o bien arrastrados y esparcidos, si son de grano fino, por los flujos de aire y agua, son los *interestratos con sedimentaciones finas;* o depositados por caída gravitacional, son los *interestratos con sedimentaciones groseras*. En ambos casos la penetración de la nieve también puede dar lugar a la incorporación

de sedimentos finos y groseros en el interior de la cueva. Posteriormente son incorporados al conjunto del bloque de hielo con la sobrevenida del siguiente periodo de acumulación. La potencia de los interestratos dependerá de la duración de los procesos de fusión a la que se vea sometida la superficie del bloque de hielo. En los dos casos se puede distinguir entre una formación laminar o una formación concentrada en función de la forma en que hayan quedado acumuladas las sedimentaciones sobre la superficie del bloque y también en función de las irregularidades que tenga la propia superficie del bloque.

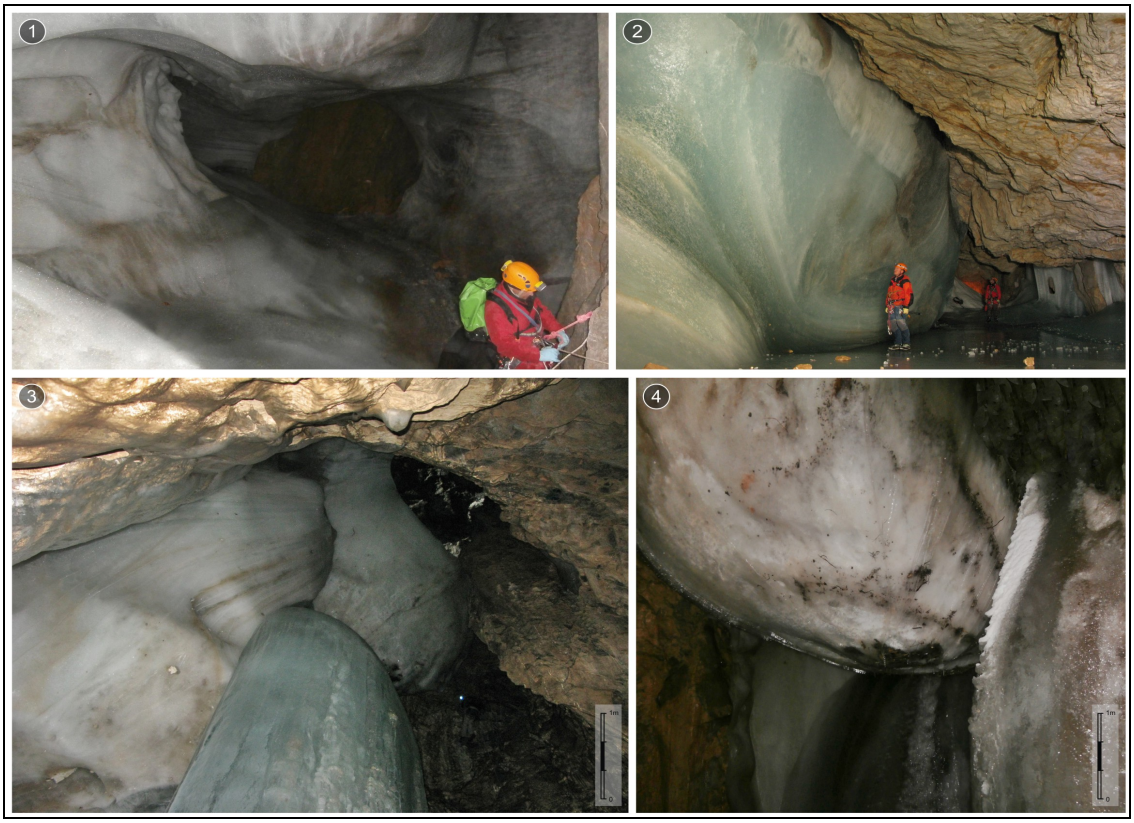


Fig.6.14. Estratos de hielo metamórfico en distintas partes de los bloques de hielo. En las fotografías sup. el bloque de hielo de Verónica en diferentes salas: 1) Mnd y 2) GH; en las fotografías inf. los dos cuerpos que componen el bloque de hielo de la cueva de Altáiz vistos desde su base (fotos 2 y 3 de J.Sánchez).

De tal manera, si la superficie del bloque de hielo es homogénea y la *sedimentación* es *de grano fino*, habitualmente se depositan sedimentos de origen terrígeno o calcitas criogénicas, aunque también se pueden encontrar restos de materia orgánica. Los propios flujos de agua y aire formarán una lámina más o menos extensa cubriendo gran parte de la superficie del bloque (fácilmente observable de forma genérica sobre toda la superficie del bloque de Castil). Si la superficie del bloque es irregular, la

sedimentación de finos será más concentrada (observable en el caso de Castil sobre las criomorfologías de fusión).

Para el caso de los interestratos con *sedimentaciones groseras*, mayoritariamente clastos heterométricos aunque con algún gran bloque de forma esporádica, la acumulación puede darse constituyendo un manto más o menos grueso como se aprecia sobre la superficie del bloque de Altáiz. En este caso se colmata actualmente toda la superficie por un manto de clastos gravitacionales, con algunos aportados por pequeños conos de derrubios y acumulaciones nivales. Pero también se han observado acumulaciones groseras concentradas en determinados puntos vinculados a caídas de clastos concretas y que acaban incorporándose a la masa del bloque de hielo como se aprecia en el muro de hielo de Verónica en la sala GH.

Mientras que los interestratos con sedimentaciones laminares finas pueden formarse anualmente durante un periodo de fusión; los interestratos con sedimentaciones laminares groseras requieren de un periodo más prolongado de fusión del bloque. Esto nos proporciona información sobre el estado de "salud" del bloque de hielo, como claramente se observa en el caso de Altáiz, donde toda la acumulación de clastos que se da sobre su superficie es un síntoma más de su debilitado balance de masas actual.

Una mención algo más concreta requieren las *acumulaciones de calcitas criogénicas* (interestratos con sedimentaciones finas). Este tipo de sedimentación no cementada de carbonato cálcico formada por la precipitación de solutos, en las últimas dos décadas, está siendo tomada como indicador para las reconstrucciones paleoambientales mediante su datación con series de U, ^{230}Th, ^{14}C y de sus isotopos estables δ^{13}C y δ^{18}O (p.e. Lauriol y Clark, 1993; Dickfoss, 1996; Žák et al., 2004, 2008; Lacelle, 2007; Lacelle et al., 2009; Richter y Riechelmann, 2008; Richter et al., 2009, 2010; Luetscher et al., 2013; Spötl et al., 2014; Spötl y Cheng, 2014). E incluso se han propuesto como un nuevo grupo de espeleotemas (Žák et al., 2008). En la cueva helada de Castil estas calcitas criogénicas se aprecian fundamentalmente a finales de otoño y comienzos de invierno acumuladas en criomorfologías de fusión sobre el bloque hielo, o formando láminas más o menos extensas, aunque también se han visto depositadas, con un grano mayor y una textura diferente, sobre algunos scallops o en irregularidades de la pared a

escasos metros sobre la superficie del bloque de hielo (fig.6.15). Sin embargo, a día de hoy no han podido ser utilizadas como tales paleoindicadores.

Fig.6.15. Calcita criogénica acumulada laminarmente en los interestratos de los bloques de hielo de las cuevas de Verónica (1), Altáiz (2), y Castil (3). En ésta última además se puede observar concentrada en el fondo de criomorfologías de fusión sobre la superficie del bloque de hielo (4), en scallops presentes en las paredes (5) o en pequeñas repisas (6 y 7).

Por norma general, los interestratos de sedimentación fina apenas superan varios milímetros de espesor, pudiendo llegar ocasionalmente hasta varios centímetros. Habitualmente en los laterales de los bloques este tipo de interestratos sobresalen con respecto a sus estratos inmediatos debido a una leve erosión diferencial en los momentos de pérdida de la masa de hielo; mientras que quedan recubiertos por capas superficiales de rehielo en aquellos momentos de acumulación (fig.6.16).

Fig.6.16. Interestratos de calcita en diferentes momentos del año. 1) interestratos en los laterales del bloque de Altáiz en momentos de fusión del hielo sobresaliendo varios milímetros sobre el resto de los estratos; 2) interestratos de calcita en los laterales del bloque de Castil recubiertos, uniformemente junto con el resto de los estratos, por una capa de rehielo superficial a comienzos del periodo de acumulación de hielo.

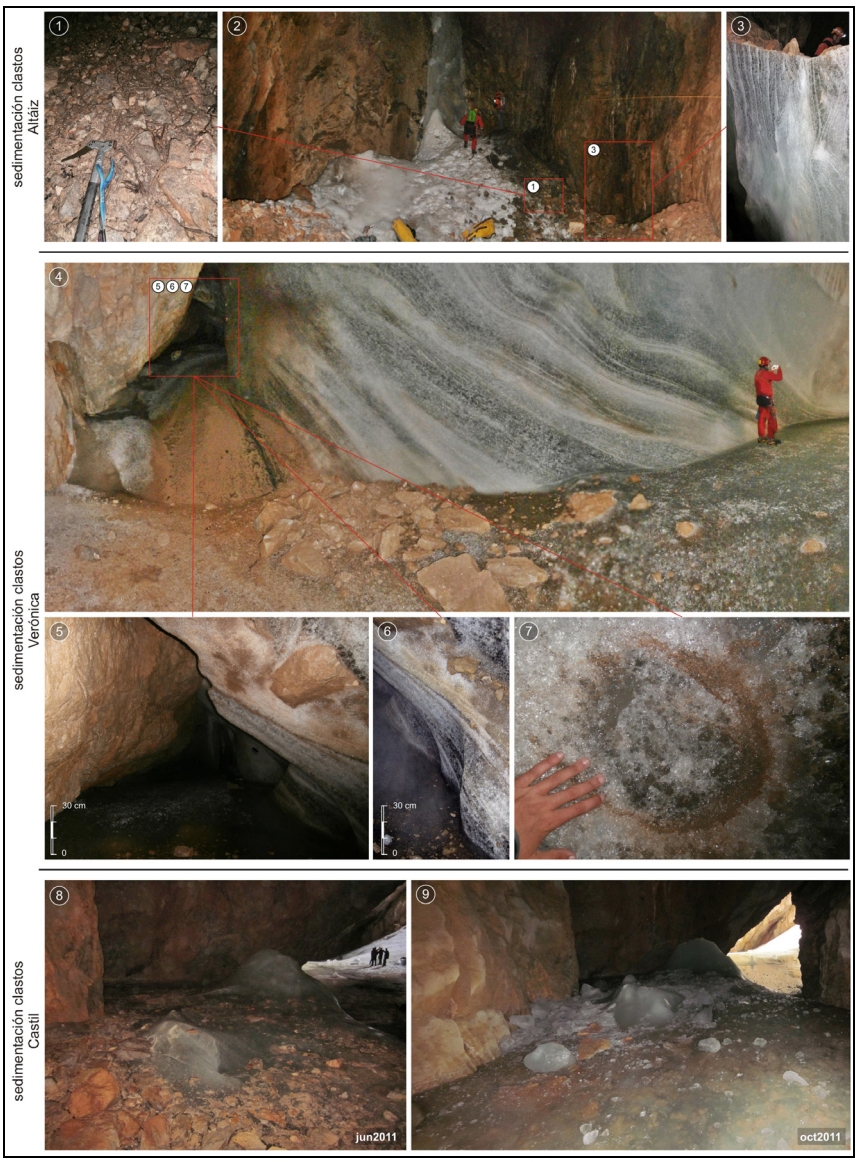


Fig.6.17. Distintas mantos de derrubios cubriendo las superficies de los bloques de hielo (fotos 1-9) y su proceso de incorporación en el bloque de hielo a través, en este caso, de la creación de estratos de rehielo (fotos 8-9). En ocasiones son nuevamente expulsados del bloque de hielo dejando huella en los estratos que los contenían (fotos 5-7).

Así como las sedimentaciones de calcita criogénica pueden encontrarse más fácilmente esparcidas por toda la superficie del bloque de hielo, en función del flujo de agua y de la pendiente, las sedimentaciones más groseras suelen ser más habituales en las inmediaciones de las bocas de entrada o en las bases de pozos, simas o conos de derrubios, caso, por ejemplo, de los numerosos bloques que colmatan la superficie del bloque de Altáiz o el piso superior de la SH de Castil, o darse a la salida del conos de derrubios como el que está en uno de los extremos de la GH de la cueva de Verónica. También se pueden encontrar clastos que han sido expulsados del interior del bloque de hielo por erosión lateral de éste como se ha observado en la GH de Verónica (fig.6.17). Hecho ya resaltado en otras cuevas heladas (Silvestru, 1999).

6.2.4.- El dinamismo de los bloques de hielo: movimientos, flujos, deformaciones, fracturaciones y criokarst en sus estratificaciones.

El estudio estratigráfico de los bloques de hielo, el cual en ocasiones puede servir no solo para la reconstrucción de secuencias paleoambientales, sino también para la determinación del origen del bloque de hielo (en función de si sus estratos siguen o no la topografía basal de la cavidad: teoría de *congelation ice* o de *snow diagenesis* respectivamente (Holmlund et al., 2005; Hercman et al., 2010)), la gran mayoría de las veces se ve dificultado por la complejidad de la topografía y del propio bloque, por los movimientos que haya experimentado éste (Turri et al., 2003), o por las distintas intensidades de sus procesos morfogenéticos de acumulación y fusión que haya sufrido durante sus diferentes estadios evolutivos.

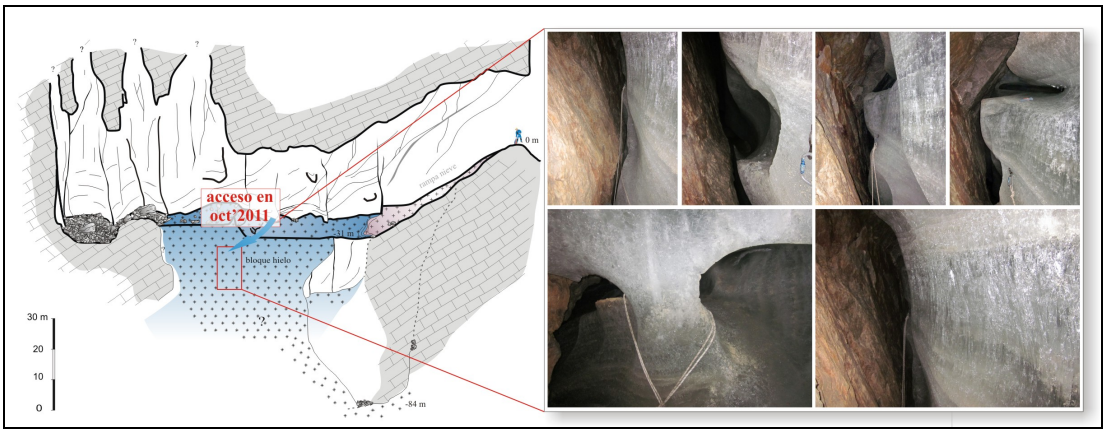


Fig.6.18. Estratificación horizontal en el bloque de hielo de Peña Castil.

Dichas dificultades derivan, como ocurre en los casos estudiados, no solo en una falta de exposición adecuada de su estratificación, sino también, y sobre todo, en una notable

dinámica de sus bloques de hielo que consecuentemente conlleva una falta acusada y habitual de estratificación horizontal (fig.6.18)[2]. A continuación se expone todo un elenco de formas que, en los bloques estudiados, reflejan tal dinamismo:

- *Pliegues y cuñas de compresión*: son angulaciones agudas de estratos de hielo provocadas por la confluencia de presiones de direcciones contrarias, y a las que se encuentra sometido el bloque de hielo en un punto determinado. Por lo general, tienen un vértice muy apuntado (*cuñas*), y son fácilmente apreciables en las disposiciones verticales de los estratos del bloque de Altáiz y Verónica; aunque también se pueden encontrar formando vértices más redondeados (*pliegues*), y también en estratificaciones horizontales y subhorizontales (menos frecuentes) (fig.6.19). A veces se pueden confundir con disconformidades existentes entre estratos, pero a diferencia de éstas en las cuñas y pliegues de compresión se mantiene siempre cierta continuidad en la estratificación (4 y 5 en fig.6.20). Seguramente tales presiones se deriven del flujo del bloque de hielo, tendente, por gravedad, a rellenar espacios vacíos de la cavidad, como se ha señalado para estratificaciones similares en otras cuevas heladas (Perşoiu y Pazdur, 2011). Ello implica que los bloques se mueven generándose tales morfologías por lo que, análogamente, en los glaciares se conoce como *ice motion*. La longitud de estas cuñas oscila entre el medio metro y el metro en su eje mayor.

[2] Tan solo son apreciables determinados sectores en cada uno de los tres bloques de hielo en los que la estratificación adquiere cierta horizontalidad, pero no suelen superar los diez metros aproximados de espesor en el mejor de los casos. Es en el bloque de Peña Castil en el que se aprecia la estratificación horizontal más continuada de los tres bloques de hielo estudiados. Concretamente durante las exploraciones espeleológicas llevadas a cabo en una de las campañas de campo del año 2011, a finales del periodo de fusión (mes de octubre), se pudo descender por uno de los laterales de la SH hasta una profundidad de -15 m, apreciándose, hasta tal cota, una marcada horizontalidad de los estratos en esta parte del bloque.

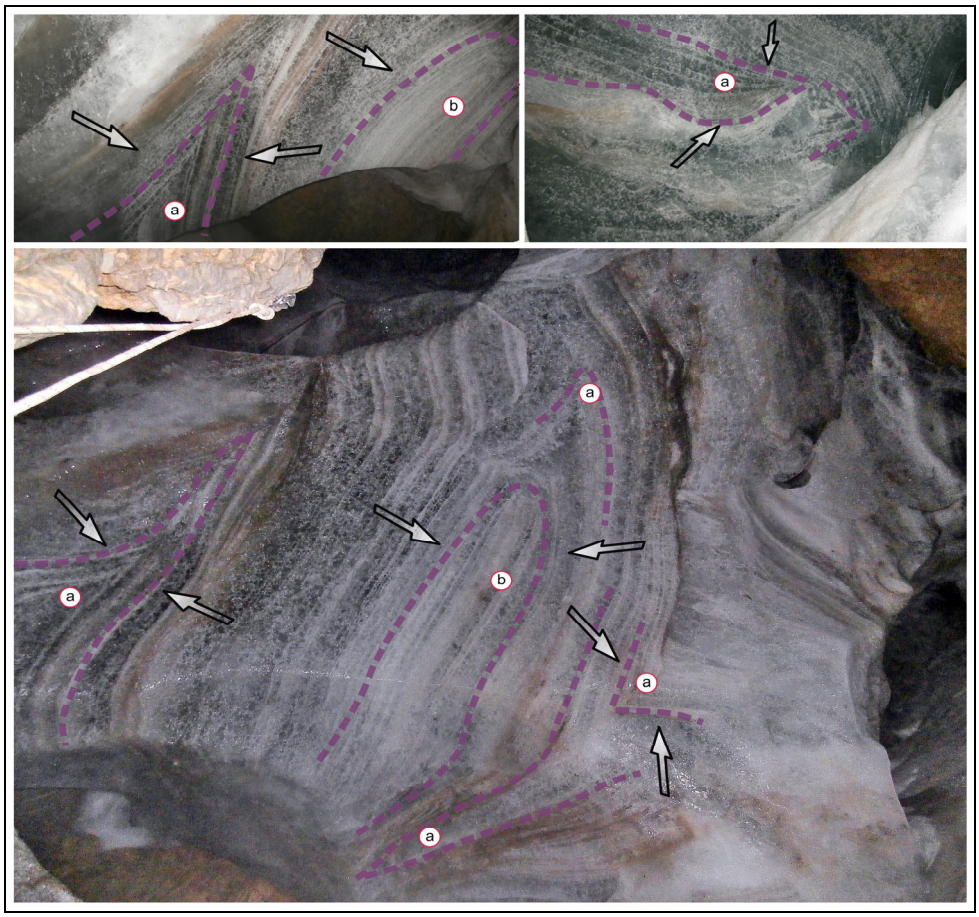


Fig.6.19. Ejemplos de pliegues o cuñas de compresión en diferentes partes del bloque de hielo de Verónica. a, cuñas de compresión con vértices agudos; b) pliegues de compresión con vértices redondeados. Las flechas indican la dirección de los esfuerzos compresivos que generan tales morfologías.

- *Hiatos y disconformidades*: los momentos de acusada o prolongada fusión a los que se ve sometido el bloque de hielo son capaces de eliminar capas estratigráficas de hielo, dejando un cambio radical en la disposición de los mismos y generando *hiatos* estratigráficos. En el caso de que el bloque de hielo se someta a movimientos (basculaciones, compresiones, flujos)[3], previamente a haberse recuperado su balance de masa, tal hiato puede transformarse en una *disconformidad* dando lugar a un salto cualitativo en la estratificación aún mayor, y en el que las orientaciones de los estratos sucesivos adoptan ángulos diametralmente dispares. Hiatos y disconformidades son apreciables tanto en estratificaciones horizontales como verticales, y habitualmente son fácilmente reconocibles por la formación de interestratos con sedimentaciones finas. Ejemplos muy evidentes se han encontrado en diversos puntos del bloque de hielo de Verónica y en ocasiones confluyendo hasta varios planos de disconformidad (fig.6.20).

[3] De nuevo aquí por un comportamiento análogo a los glaciares serían deformaciones por flujo (*ice motion*).

Fig.6.20. Hiatos (a) y disconformidades (b) en diversos puntos de la estratificación del bloque de hielo de Verónica. Foto 1 en la sala Mnd; fotos 2-3 en la sala GH, fotos 4-5 en la sala GHm. En las fotografías 4-5 se aprecia nítidamente como un hiato puede derivar debido a marcadas fusiones y basculaciones del bloque en la formación de una disconformidad en la que se da una orientación de sus estratos inmediatos radicalmente opuesta.

- *Estratificación vertical:* es frecuente en los bloques de Verónica y Altáiz, y puede ser consecuencia de dos hechos fundamentalmente: a) una deformación por flujo de la masa de hielo acorde con el carácter dúctil del hielo y, de nuevo aquí, manifestando un comportamiento análogo a una masa glaciar en superficie. b) Posteriormente, tras marcadas fusiones del bloque y pérdidas notables de su volumen, la masa de hielo puede verse sometida a movimientos basculatorios en su conjunto como un cuerpo unitario, favorecidos por la gravedad, el peso del bloque y la falta de contacto con las paredes encajantes, e inclinando la orientación de su estratificación. Dependiendo de que en momentos posteriores el bloque recupere o no parte de su masa, los estratos

verticales pueden o no quedar flanqueados por nuevas estratificaciones más o menos discordantes (fig.6.21).

Fig.6.21. Diferentes vistas del bloque de Altáiz desde abajo, pudiéndose apreciar la verticalidad de buena parte de sus estratificación (fotografía dcha. Javier Sánchez)

- *Estratificación ondulada*: este tipo de estratificación denota igualmente los esfuerzos compresivos similares a la estratificación vertical y el comportamiento dúctil de la masa de hielo. Suelen ser habituales en la transición de una estratificación vertical a una estratificación horizontal, pudiéndose dar de forma abrupta a través de planos de disconformidad o de forma más gradual con una orientación de los estratos progresivamente más horizontal. Es esta última forma la más frecuente y en la que es más fácil de reconocer los esfuerzos plásticos compresivos a los que se ve sometido el bloque de hielo en determinados puntos y momentos (fig.6.22 y 6.23), los cuales pueden llegar a tener tal intensidad que provocan estratificaciones concéntricas circulares (foto 2 en fig.6.23).

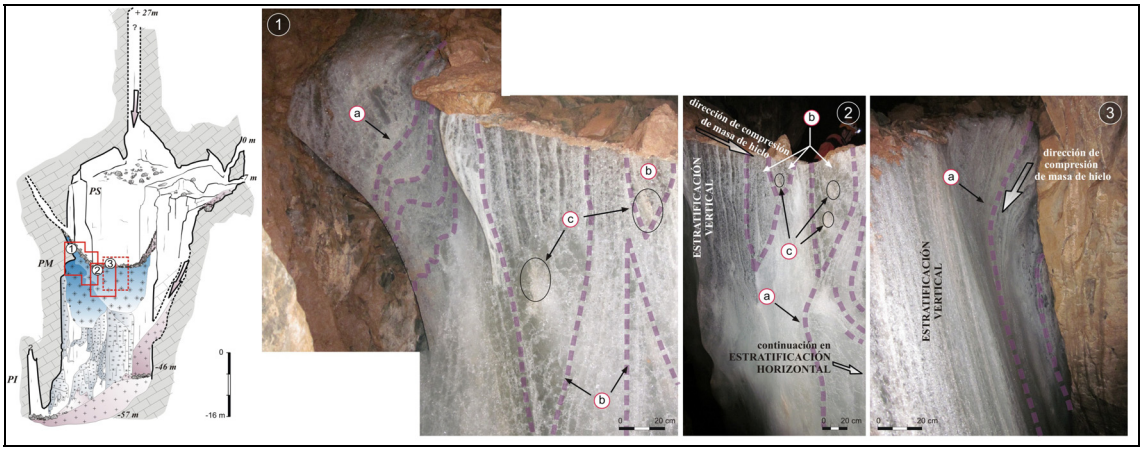


Fig.6.22. Estratificación en el bloque de hielo de Altáiz. a, deformación compresiva de la estratificación vertical; b, cuñas o pliegues de compresión; c, bloques y cantos intersticiales. La estratificación del bloque de hielo pasa de una disposición vertical a una horizontal hacia la parte central del bloque.

Fig.6.23. Ondulaciones en la estratificación del bloque de hielo de Verónica producto de marcados esfuerzos de compresión. En algunos casos recorren todo el bloque de hielo indicado un flujo conjunto de su masa (a); en otros los esfuerzos son de tal magnitud que se forman ondulaciones circulares concéntricas (b). Sala GH (foto1), y sector inicial del bloque de hielo inmediatamente bajo la rampa nival de entrada (foto2).

En los estratos horizontales también a veces se distinguen ondulaciones, aunque en muchas ocasiones son fácilmente confundidas con biseles o scallops tallados en las paredes de los bloques de hielo (Citterio et al., 2004) (fig.6.24).

Fig.6.24. La aparente ondulación de los estratos dispuestos horizontalmente muchas veces es producto de los scallops y biseles tallados por los flujos de aire en las paredes expuestas de los bloques de hielo (a). Fotografía 1 en la GHm de Verónica; fotografía 2 en el sector Mnd de Verónica (fotografía de Javier Sánchez); fotografía 3 en la GH de Verónica.

- *Canales, túneles y cuevas de hielo criokársticas*: morfologías de muy diversos tamaños abiertas criokársticamente en el interior de los bloques de hielo y que pueden o no rellenarse posteriormente con rehielo. En ocasiones se forman, en los casos de mayor magnitud, cuevas de hielo, en sentido estricto, dentro del bloque de hielo, generándose cuevas de hielo en el interior de cuevas heladas. También se ha observado como el rehielo lleva asociado una familia de ondulaciones en los estratos circundantes producto de la presión que ejerce (foto 5 en fig.6.25). En todos los casos son reflejo de momentos de fusión muy acusados y del dinamismo que la masa de hielo sufre a lo largo de su evolución.

Los canales y túneles intrayacentes pueden tener su origen en la evolución de pozos de fusión, como se ha visto en el caso de Altáiz, en cuyo bloque se pudo observar en 2013 la evolución de uno de ellos, originado por goteo sobre la superficie del bloque que acabó horadándolo hasta uno de sus laterales (fig.6.26). Aunque también pueden desarrollarse como consecuencia de la evolución de túneles de fusión provocados por flujos de aire y agua, generando las cuevas de hielo mencionadas, como ocurre en el sector Mnd de la cueva de Verónica.

Fig.6.25. Diferentes ejemplos de morfologías criokársticas intrayacentes en el bloque de hielo de Verónica. En ocasiones forman cuevas de hielo en el interior del propio bloque (fotos 1, 3 y 4) en el sector Mnd; en otras se forman canales producto de la evolución meandriforme en función del contacto con la pared, como puede verse en el sector Mnd de Verónica (foto 2). La colmatación con hielo de rehielo de algunos túneles (foto 5, en la sala GH) se hace visible en ocasiones en los laterales del bloque pudiéndose distinguir incluso ondulaciones provocadas en los estratos inmediatos por las diferentes densidades del hielo (a y b en foto 5).

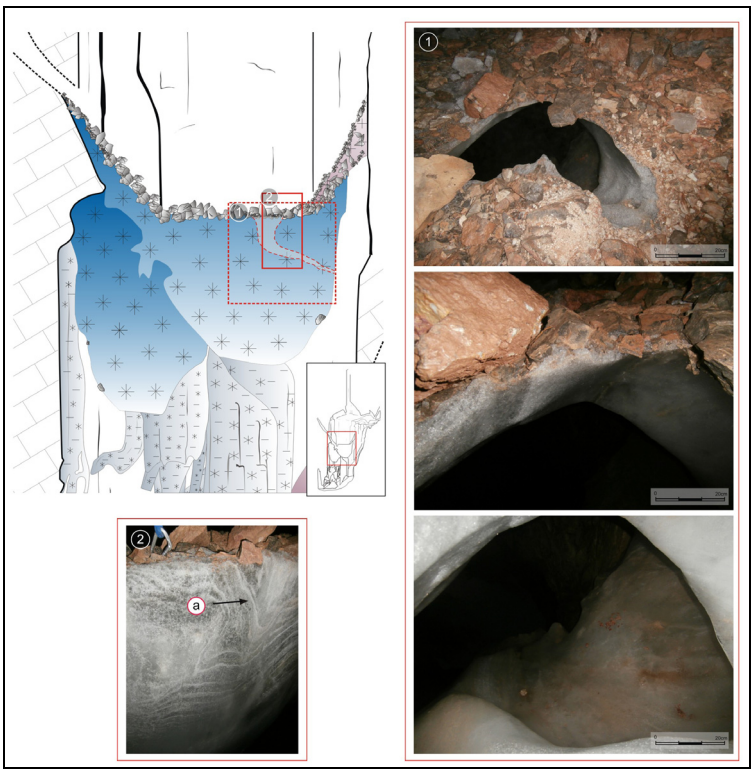


Fig.6.26. La generación en la superficie del bloque de pozos de fusión por goteo puede colmatarse de nuevo con hielo de rehielo (fotografía 2), o desarrollarse hasta formar un túnel intrayacente que acabe por desaguar en los laterales del bloque (fotografías 1). Ambos casos observados en el bloque de hielo de la cueva de Altáiz en agosto de 2013, y sobre todo el último de ellos denota un estado actual muy debilitado de la masa de hielo.

Fig.6.27. Túnel intrayacente labrado en el interior del bloque de hielo de la cueva de Castil.

- *Ondas de flujo*: sobre la superficie de los primeros tramos del bloque de hielo de Castil y los últimos de la rampa de nieve de acceso se han observado, y de forma perfectamente nítida mediante la aplicación de TLS, una serie de arcos con el mismo grado de curvatura y orientación entre ellos, cuyo origen atribuimos a la presión ejercida por la propia alimentación de nieve y hielo que recibe en este punto de la cueva el bloque de hielo (punto de máxima alimentación), y favorecido por la topografía inclinada de la entrada. Desde una visión cenital de los modelos tridimensionales realizados para la cavidad se aprecian 7 arcos de flujo, 3 en los últimos metros de la rampa nival y otros 4 sobre la superficie de los primeros tramos del bloque de hielo en la SH. La dirección de tales ondas de flujo sigue la curvatura en planta de la cavidad hasta toparse contra una de las paredes laterales de la misma (fig.6.28).

Estas ondas junto con las fisuras se que comentarán a continuación ya han sido presentadas en trabajos previos derivados de la presente investigación (Gómez Lende et al., 2014), y su apreciación, observación y análisis hace pensar en un sistema de abastecimiento y comportamiento del bloque de hielo algo más complejo que la simple acumulación de nieve en su interior:

1) En un primer momento el bloque se alimenta, fundamentalmente, con los input nivales directos incorporados desde la rampa de entrada. Aquí la nieve, sin transformar, no mantiene el suficiente metamorfismo en sus tramos iniciales como para deformarse en arcos y su presencia varía en función de los periodos

de alimentación y fusión. Se podría considerar estos primeros momentos como una *fase o zona de alimentación*.

2) A medida que descendemos, en los últimos metros de la rampa, una mayor densidad, sumada a la acción de la gravedad y al peso acumulado, propician el flujo de la misma y la formación de los primeros arcos. La formación de estos primeros arcos manifiesta la naturaleza dúctil de la masa y por tanto su transformación ya en firn o hielo metamórfico, al menos en sus niveles inferiores, como se ha podido apreciar además en algunas morfologías de fusión que horadan estos sectores inferiores de la rampa a finales del periodo de fusión. Estos primeros arcos son sucedidos, dentro ya del propio bloque de hielo, por otros que denotan que el flujo de la masa iniciado en las partes inferiores de la rampa se continúa. Se da un transporte del bloque en la misma dirección, empujándolo tanto hacia el interior de la cavidad como en profundidad. Este flujo del bloque constituiría una *fase o zona de transporte*.

3) A estas dos fases o zonas cabría añadir una tercera *fase o zona de ablación* del bloque de hielo en las partes basales del bloque. Esta última no se puede cotejar fehacientemente en la actualidad por observación directa, aunque podría corresponderse a lo observado en la base del bloque de hielo de Altáiz.

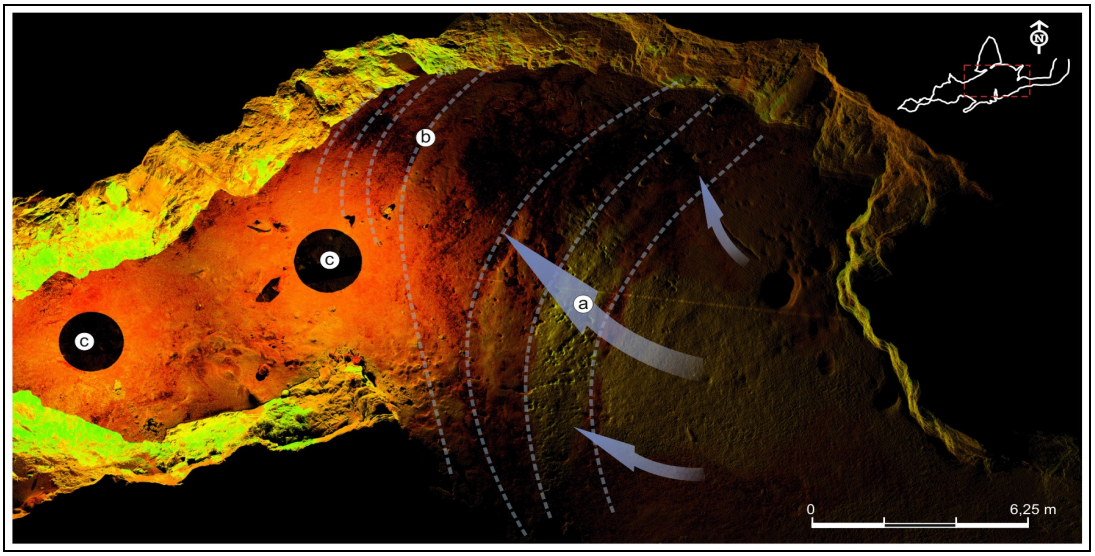


Fig.6.28. Ortoimagen de la entrada a la cueva helada de Peña Castil en la que se distingue un conjunto de ondas de flujo. Se aprecian de forma más nítida mediante perspectivas cenitales del TLS que en la observación directa de campo. Tales ondas se dan tanto en los últimos metros de la rampa nival de acceso (a) como en los primeros del bloque de hielo (b), manifestando en ambos casos un flujo de la masa de hielo, sometido a la presión ejercida por la propia alimentación de nieve y hielo que recibe la cavidad desde la rampa de entrada. c, representa los vacíos de cada estacionamiento realizado con el TLS.

El establecimiento de estas tres fases o zonas nos lleva a pensar en un comportamiento general de la cueva, desde el punto de vista criomorfológico, en forma de sistema. Un sistema estructurado, y una vez más por analogía con el funcionamiento glaciar en superficie, en: alimentación, transporte y ablación de la masa de hielo; y que se podría concebir como: *sistema genético de los bloques de hielo endokársticos*.

En otras cavidades sea ha destacado el flujo de la masa de hielo, y su deformación consecuente, en función de una topografía favorecedora (Holmlund et al., 2005; Tulis y Novotný, 2006; Perşoiu y Pazdur, 2011); e incluso en algunas se ha cuantificado la velocidad de tal flujo (3 cm/año para el caso de la cueva helada de Scărişoara en las últimas décadas (Perşoiu y Pazdur, 2011).

- *Fisuras de flujo*: se han observado concretamente dos fisuras de distinta anchura (entre los 10-15 cm en ambos casos) que atraviesan por completo la superficie del bloque de hielo en el piso inferior de la SH. La misma curvatura y orientación que las ondas de flujo observadas nos hacen pensar en un mismo origen relacionado con la alimentación, presión y flujo al que se puede ver sometido todo el bloque en su conjunto. Pero la imposibilidad de observar el interior de la masa de hielo no deja descartar que tales fisuras puedan ser la respuesta quebradiza de las capas de rehielo superficiales (con una naturaleza más rígida) a los flujos que el bloque de hielo metamórfico experimenta por debajo de las mismas (con un comportamiento más dúctil). O consecuencia directa, como una tercera hipótesis, a debilitamientos internos o fusiones basales del bloque. Estas fisuras del bloque de Castil también se han observado, al igual que las ondas de flujo, mediante el TLS (fig.6.29).

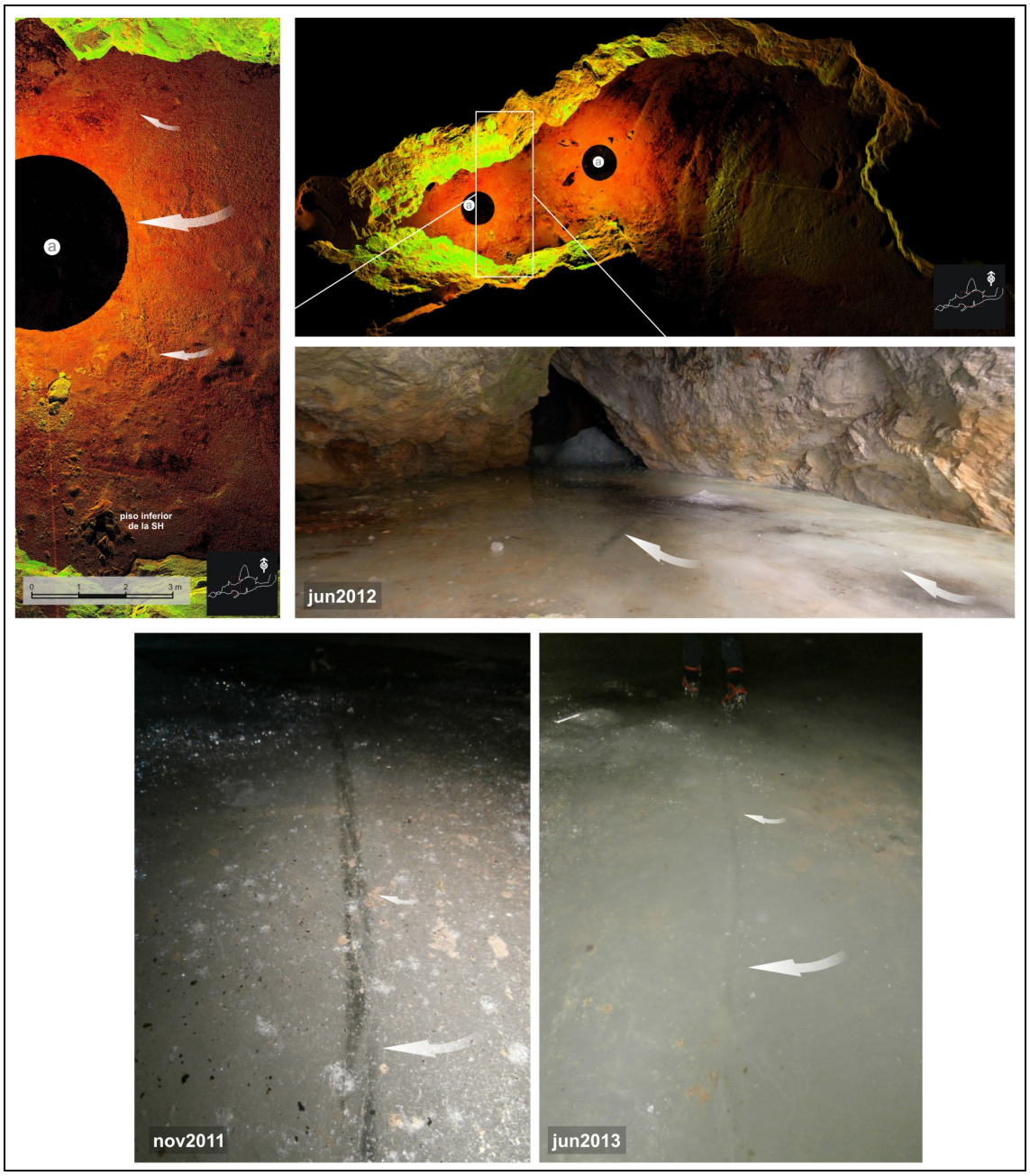


Fig.6.29. Ortoimágenes de la SH de la cueva de Peña Castil. Desde una perspectiva cenital se aprecian fisuras en la superficie del bloque.

- *Fracturas internas*: además de estos ejemplos que muestran el dinamismo que mantienen y han mantenido a lo largo de su evolución los bloques de hielo de las cuevas a estudio, también se dan, aunque no hay demasiados ejemplos de ello como para discernir clarificadoramente su origen, desplazamientos parciales del bloque de hielo materializados en pequeñas líneas de fractura que atraviesan una sucesión de estratos. Este tipo de fisuras tan solo se ha observado en uno de los laterales del bloque de hielo de la cueva de Verónica, en los estratos inmediatamente inferiores de la rampa nival de

acceso, pero sin poderse determinar si se extiende hacia el interior del bloque, o por el contrario se corresponde simplemente con una línea de fractura superficial (fig.6.30).

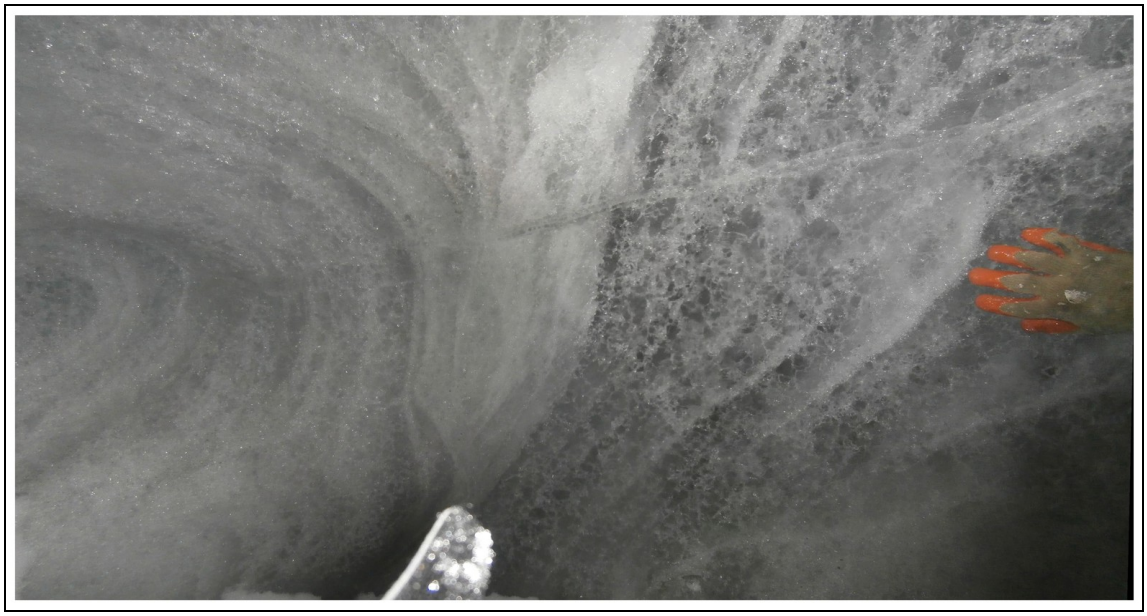


Fig.6.30. Fractura en el bloque de hielo de Verónica. Puede ser señales de neotectónica o simplemente consecuencia de reajustes en la masa de hielo

Se han observado también fracturas evidentes en algunos de los grandes crioespeleotemas perennes de rehielo que penden de la base del bloque de hielo de Altáiz (fig.6.31). Para éstas, morfológicamente similares a lo que Luetscher (2005) señala para la cueva helada de la Monlési como "*neotectonic signatures*", no se puede determinar tampoco un origen taxativamente, aunque, para el caso que nos ocupa y atendiendo al sentido estrictamente geológico del térmico neotectónico, no nos parece apropiada tal interpretación, siendo más bien la respuesta a la ablación de la morfología y a la acción de la gravedad.

Para el primer caso sin embargo, las fracturas internas del bloque, el origen probablemente se encuentre en los reajustes de la masa de hielo como respuesta a los flujos y deformaciones que experimenta el bloque.

Fig.6.31. Fracturas en los crioespeleotemas perennes del PI de la cueva de Altáiz que recuerdan a otras señaladas en cavidades de los Alpes (fotografía de la izq. de Javier Sánchez; fotografía de la dcha. de Bernard Hivert).

***

De forma conjunta, este elenco de estructuras manifestadas por los cuerpos de hielo son indicadoras de su gran dinamismo producto de la sucesión de periodos pasados de fusión y de acumulación, marcados contrastes en los balances de masas y, sobre todo, acusadas deformaciones por flujo de la masa de hielo en su conjunto. En algunos casos, producto de momentos o procesos de fusión de forma unitaria; en otros, afectados por todos ellos de forma conjugada.

6.2.5.- Estructura interna de los bloques de hielo: prospecciones GPR en la cueva helada de Peña Castil.

Las técnicas geofísicas para el estudio de bloques de hielo en cavidades heladas han sido empleadas, hasta la fecha, en contadas ocasiones. En la gran mayoría de los casos han buscado la cuantificación de sus volúmenes (Geczy y Kucharovi, 1995; Novotný y Tulis, 1995; Behm y Hausmann, 2007; Podsuhin y Stepanov, 2008; Colucci et al., 2012; Rojšek, 2012; Stepanov et al., 2014, 2014; Garašić, 2014). En otros casos han servido para localizar los mayores espesores de hielo adecuados para su posterior sondeo (Kern et al., 2010; Colucci et al., 2014). Pero pocas han sido las veces que se han utilizado con

el objeto de analizar la estructura interna del bloque o determinar las propiedades físicas del hielo (Behm y Hausmann, 2008; Behm et al., 2010; Hausmann y Behm, 2011). En este sentido, incluso se han llegado a efectuar prospecciones de georradar sobre bloques de hielo en cuevas con la finalidad de comprobar las potencialidades de tal técnica instrumental en la búsqueda de agua o hielo subterráneo en exploraciones marcianas (Ciarletti et al, 2013a, 2013b).

Para el caso de Picos de Europa la citada falta de aplicación de tales técnicas se agudiza. La complejidad endokárstica del medio en el que se instalan los bloques de hielo imposibilita en la gran mayoría de los casos la aplicación adecuada de técnicas geofísicas eléctricas o electromagnéticas, más fácilmente aplicables, en otros campos de estudio criosféricos en superficie (en el helero del Jou Negro, Del Río, et al., 2009; Serrano et al., 2010, 2011; o en los depósitos lacustres de Áliva, Paniagua et al., 2004; Serrano et al., 2012).

Fig.6.32. Aplicación del GPR para la prospección geofísica del bloque de hielo de Castil.

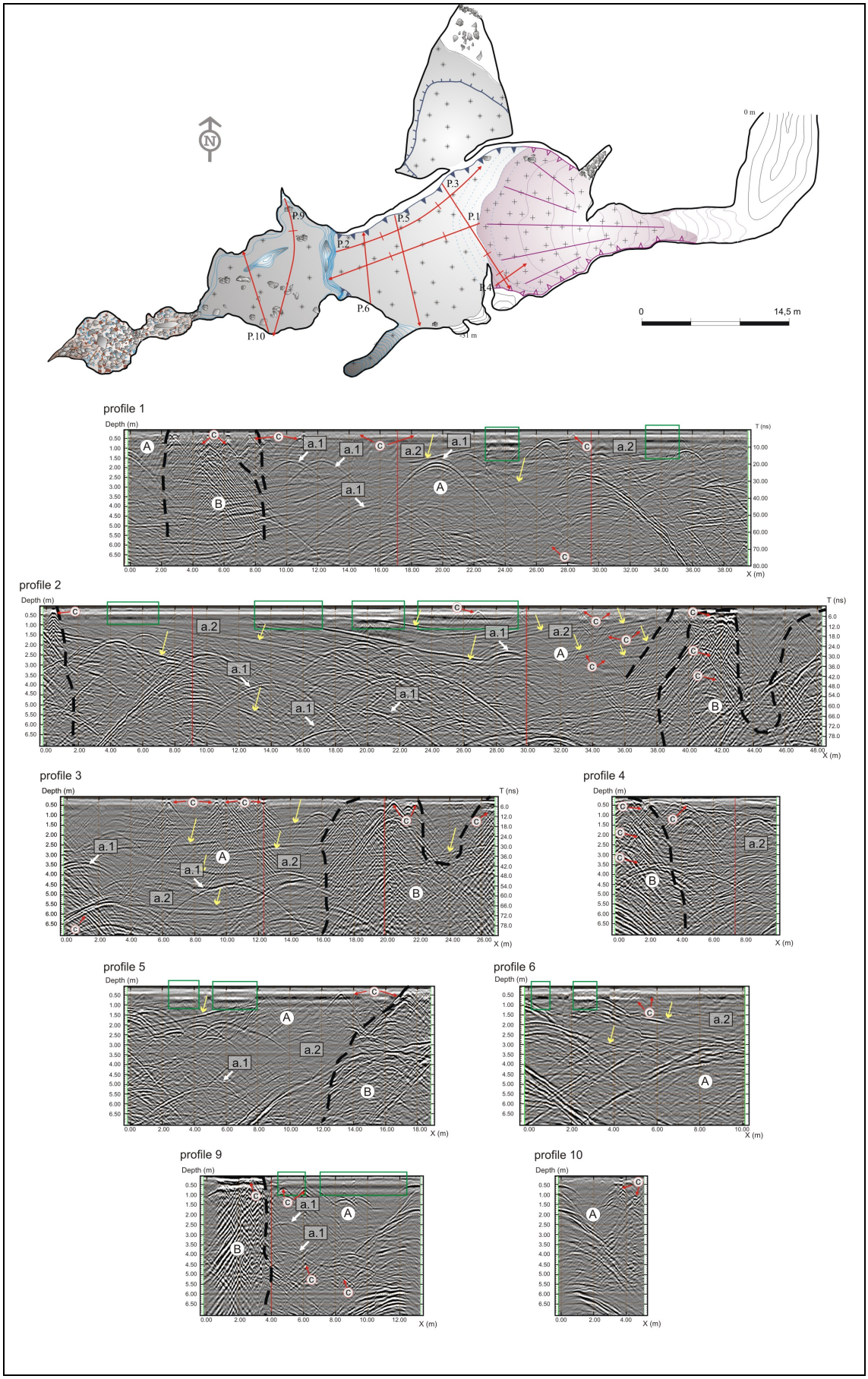


Fig.6.33. Radargramas interpretados obtenidos en la prospección con georradar del bloque de hielo de la cueva de Peña Castil.

Con el objeto de obtener un conocimiento más preciso de la estructura interna y alcance del bloque de hielo alojado en la cueva helada de Peña Castil, y siendo ésta la única en la que ha resultado factible hasta la fecha la aplicación de GPR, se realizó, en agosto de 2014, una prospección de georradar sobre la superficie del bloque de hielo en los dos pisos de la SH. Para la elección de la fecha de campo se tuvieron en cuenta las condiciones en las que se encuentra el bloque de hielo en esta época (periodo cerrado), en las que la cantidad de nieve y de agua sobre la superficie del bloque son mínimas y permiten un trabajo y un desplazamiento más adecuado del GPR sobre las, todavía persistentes, capas de rehielo superficiales acumuladas desde el periodo de acumulación.

De dichas prospecciones, y usando una antena de 400 MHz de frecuencia, estimada como adecuada a la vista de los resultados obtenidos en cuevas alpinas (Hausmann y Behm, 2011), se obtuvo un total de 9 radargramas interpretados: perfiles 1-6 para el piso inferior de la SH; y perfiles 9 y 10 para el piso superior[4], aplicando velocidades de propagación de 120 ns, y tomando los parámetros físicos estándares para hielo propuestos por Hubbard y Glasser (2005) (tabla 6.2).

Parámetros físicos del hielo estándar				
Material	Permisividad eléctrica relativa (ε_r)	Conductividad eléctrica (σ) (ms m^{-1})	Velocidad (V) (x10^8 ms^{-1})	Constante de Atenuación (α) (dB m^{-1})
Hielo	3-4	0.01	1.67	0.01

Tabla 6.2. Parámetros físicos del hielo tomados de Hubbard y Glasser (2005)

En el análisis e interpretación de tales radargramas se ha prestado especial atención a las cualidades físicas que se han podido estimar para el bloque de hielo prospectado, así como a la estructura interna del mismo y al potencial espesor de hielo.

Análisis visual de los radargramas

Todos los radargramas muestran, distintas y variadas reflectividades en el medio prospectado y la disposición e intensidad de las mismas cambia a lo largo de todos ellos con un marcado y repetitivo bandeado apreciable en todas las profundidades y en todos los perfiles.

[4] En realidad se realizaron un total de 12 perfiles, pero 3 de ellos se descartaron finalmente debido a una falta de resolución adecuada.

En la gran mayoría de los radargramas, con un distinto grado de nitidez, se pueden distinguir genéricamente dos grandes conjuntos o unidades de reflexiones (fig.6.33):

a) Unidad A: unidad con una disposición subhorizontal y/o levemente cóncava, continuadas unitariamente a lo largo de buena parte de los perfiles (unidad A en fig.6.33). Se trata de un conjunto caracterizado por una relativa homogeneidad en las señales de retorno, siendo éstas bastante tenues en su reflejo y en las que de forma esporádica destacan algunas señales nítidas de distinta orientación. En esta unidad también es frecuente apreciar distintas hipérbolas de difracción formando arcos muy laxos repartidas de forma individualizada aunque con trazo más marcado que el conjunto de señales de las que se rodean (a.1 y a.2 respectivamente en fig.6.33).
b) Unidad B: conjunto de reflexiones caracterizadas por marcados trazos en hipérbolas individualizadas de ángulo cerrado, e incluso muy agudo (fig.6.33). En esta unidad el bandeado subhorizontal es difícil de discernir. Las hipérbolas son una de las características de los perfiles y además de corresponderse con objetos muy diferentes al entorno, suelen presentarse en los bordes de diferentes tipos de materiales, fracturas y cambios de propiedades muy marcadas. Observables son también dentro de la unidad B hipérbolas en arcos muy laxos repartidas individualizadamente pero aquí tan solo se encuentran en algunos de los perfiles (p.e. perfil 2). Dentro de la unidad A, las señales de reflexión muestran una menor intensidad y una mayor homogeneidad con respecto a las señales reflejadas en el grupo B, en el que aparentemente se da una reflexión algo más caótica e irregular, pero con señales mucho más enérgicas.

Además de estos dos grandes conjuntos de reflexiones, indistintamente repartidos a lo largo de todos los radargramas, se observan puntos de difracción muy marcada formando ángulos muy agudos. Estos puntos difractantes se muestran o bien de forma individualizada reflejando señales especialmente intensas en los primeros centímetros-metro de la superficie, aunque en algunos perfiles se manifiestan a profundidades mayores y con intensidades de onda menos intensa (véanse los perfiles 1, 2, 3 y 9); o bien formando todo un conjunto de reflexiones siguiendo una traza vertical muy marcada que parece prolongarse a mayores profundidades (véanse los perfiles 1, 2, 3, 4 y 9).

De igual manera, en todos los radargramas interpretados para el piso inferior de la SH son apreciables nítidamente señales rectilíneas con buena intensidad y paralelas entre sí a distintas profundidades (flechas amarillas en los perfiles del 1 al 6). Al no presentar hipérbolas de difracción corresponden a reflectores continuos, homogéneos. Forman un continuo en la señal reflejada con una apreciable inclinación hacia el centro de los perfiles (el centro del piso inferior de la SH). En alguno de los perfiles, incluso, se aprecia como tales señales llegan a formar un amplio arco que cruza por entero toda la superficie prospectada (perfil 2). Aunque en la mayoría de los casos la señal queda tergiversada en profundidad por la profusión de las hipérbolas antes comentadas. Tales señales no se ven reflejadas, sin embargo, en el piso superior de la SH (perfiles 9 y 10).

En la parte superior (los primeros nanosegundos de reflexión de georradar) de todos los perfiles se reflejan las conocidas como ondas de aire hasta profundidades de 10-20 cm aprox., que no han desaparecido del todo con el filtrado, pero en una visión más detallada se dan determinados sectores en los que se localizan marcadas bandas paralelas y perfectamente horizontales hasta un metro de profundidad, introduciendo una fuerte discordancia con las ondas de aire y el resto del cuerpo de hielo prospectado (recuadros verdes en fig.6.33).

Profundidad y volumen del bloque de hielo

A la vista de los resultados plasmados en los radargramas, no se ha podido identificar nítidamente el sustrato basal de la cavidad y por tanto tampoco un espesor definido del bloque de hielo. Todas las prospecciones realizadas muestran una continuidad del bloque de hielo hasta al menos 7 m de profundidad, sin diferencias reseñables de espesores. En ningún caso se han apreciado cambios en las ondas reflejadas consecuencia de interfases basales hielo-roca, ni pisos rocosos intrayacentes en el propio bloque, lo que proporciona un indicio más de la continuidad vertical tanto del bloque de hielo como de la propia cavidad. Ello resulta coherente, al menos por el momento, con los 54 m de espesor mínimo propuestos para el bloque de hielo tras trabajos previos topoespeleológicos (GELL, 1995, CES-Alfa, 2011, Gómez Lende et al., 2012), lo que hace por tanto no desestimar tampoco la propuesta de al menos 33.000 m^3 para su volumen (Gómez Lende et al., 2014).

Configuración endokárstica de la cavidad

A pesar de no observarse en los perfiles GPR un piso basal rocoso, sí se aprecian en ellos, sin embargo, cambios en la reflexión de onda claros en ciertos márgenes de la SH, correspondiéndose con ese conjunto de hipérbolas agudas dispuestas en una traza vertical (B en la fig.6.33). En sintonía con las zonas donde se encuentran en cada radargrama y en función de la configuración de la cavidad, interpretamos tal conjunto de hipérbolas, por un lado, como la reflexión emitida por el contacto del bloque de hielo con el final de la rampa de nieve de la entrada, claramente apreciable en las capas superficiales de los perfiles 1 al 4 (ver fig.6.34), y en donde la acumulación de clastos en los primeros estratos del bloque de hielo se refleja en los radargramas con numerosas señales hiperbólicas agudas (consecuente con las observaciones en campo).

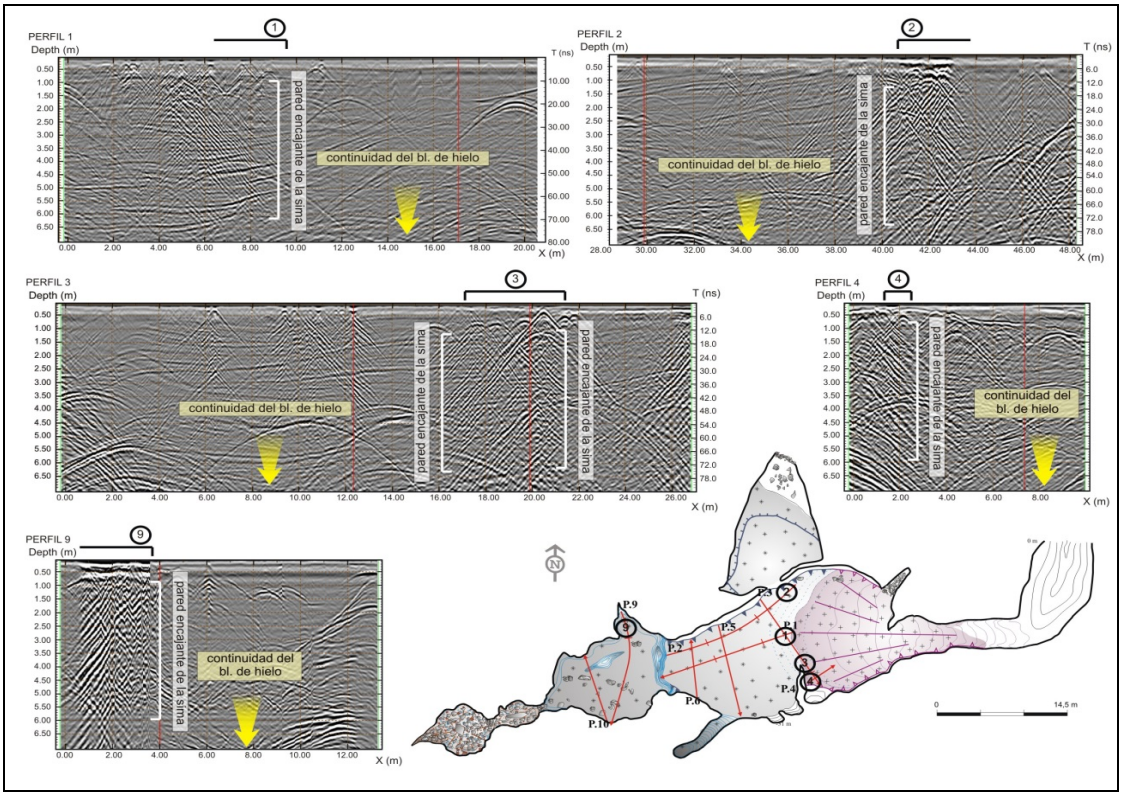


Fig.6.34. Perfiles en los que se aprecia la pared encajante de la sima en la que se localiza el bloque de hielo de Castil.

Y por otro lado, y bajo estos clastos que se acaban de señalar, se continúa una señal disarmónica con el resto del bloque de hielo que se corresponde con la continuidad verticalizada y en profundidad de la pared encajante de la propia cavidad. Estas señales reflexivas de la pared encajante se observan en los extremos de casi todos los perfiles, tanto en los del piso inferior (perfiles 1, 2, 3, 4 y 5), como en los del piso superior (perfil 9). En ambos casos se podrían corresponder con la interfase hielo-roca dibujando una continuación prolongada hacia las cotas inferiores, y mostrándonos que la configuración

de la cavidad en la que se encaja el bloque de hielo es la de un amplio pozo vertical (coherentemente con la caracterizadora configuración endokárstica vertical explicada para Picos de Europa en el cap.II) (fig.6.34).

Estructura interna del bloque

Además de las reflexiones de onda que consideramos procedentes de la roca encajante, en los perfiles se registran otras reflexiones con distinta disposición y naturaleza. Mientras que, por una parte, tenemos puntos de reflexión también con ángulos muy agudos como en el caso anterior, pero esta vez localizados indistintamente por las partes centrales de la sala y que se reflejan con una menor intensidad; por otra, se dan también reflexiones trazando amplias hipérbolas individualizadas pero mucho más nítidas y localizadas en sectores más profundos de los perfiles (c y a.1 respectivamente en la fig.6.33).

En el caso de las primeras se corresponde, igualmente que en el caso anterior, con clastos intersticiales en el bloque de hielo tanto en las capas superficiales como en estratos inferiores (con señales menos nítidas). Señales similares han sido reconocidas de tal manera en estudios llevados a cabo en los bloques de hielo de otras cuevas heladas (Hausmann y Behm, 2011; Colucci et al., 2014), y en los trabajos de campo realizados en la cueva heladas de Peña Castil es frecuente vislumbrar bloques y clastos insertos a lo largo de los primeros estratos de rehielo del bloque prospectado (fig.6.35).

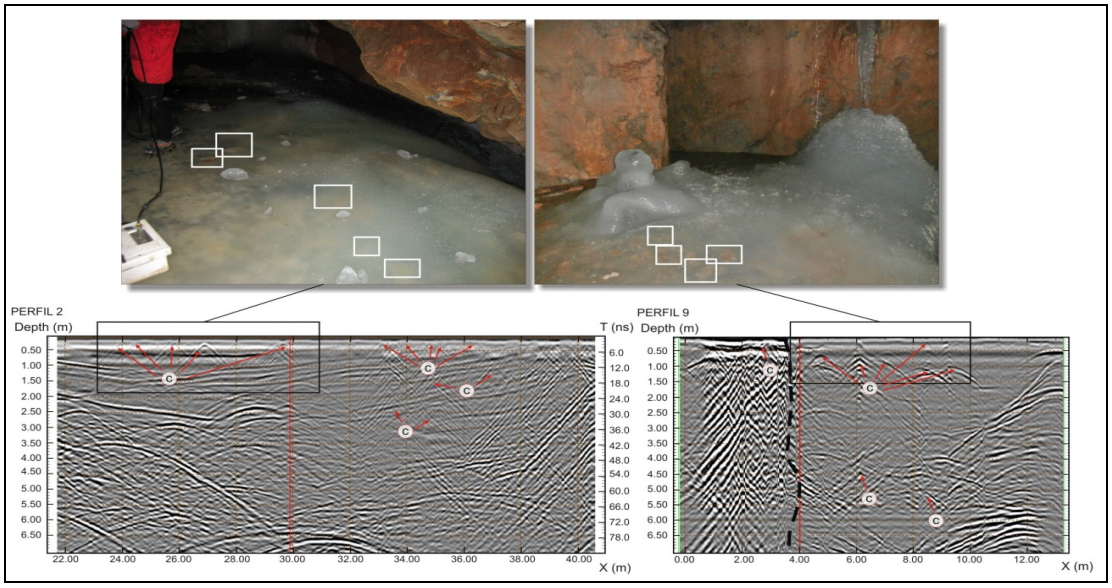


Fig.6.35. Los clastos y bloques insertos en las capas de hielo más superficiales emiten hipérbolas nítidas con ángulos muy agudos (c) tanto en el piso superior (foto de la derecha) como en el piso inferior (foto de la izquierda) de la SH. Algo menos nítidas son las señales de los mismos en estratos del bloque más profundos.

Para el caso de las segundas, el origen es algo más difícil de determinar. Su gran profusión a partir de 2-3 m de profundidad en casi todos los perfiles y la marcada nitidez de su señal, en conjunción con los trabajos espeleológicos efectuados en el año 2011 (CES-Alfa, 2011), nos hace pensar en dos posibles orígenes:

Bien una gran cantidad de túneles criokársticos del tipo del que se pudo observar al descender 15 m del bloque por unos de sus laterales (ver fig.6.27); y que de forma similar se repartirían abundantemente por el interior del bloque de hielo, pudiendo estar o no obturados por hielo de rehielo como los existentes en la cueva de Verónica[5].

O bien se puedan corresponder con la existencia de grandes y numerosos bloques intrayacentes. Esta hipótesis puede ser la más lógica ya que en el primer caso no se aprecia un cambio llamativo en las ondas reflejadas que se disponen por debajo de las hipérbolas. Hecho que cabría esperar si se tratase de túneles infrayacentes (fig.6.36). Señales similares formando hipérbolas tan nítidas han sido interpretadas como clastos enterrados en los bloques de hielo (p.e. Hausmann y Behm, 2011; Colucci et al., 2014)[6].

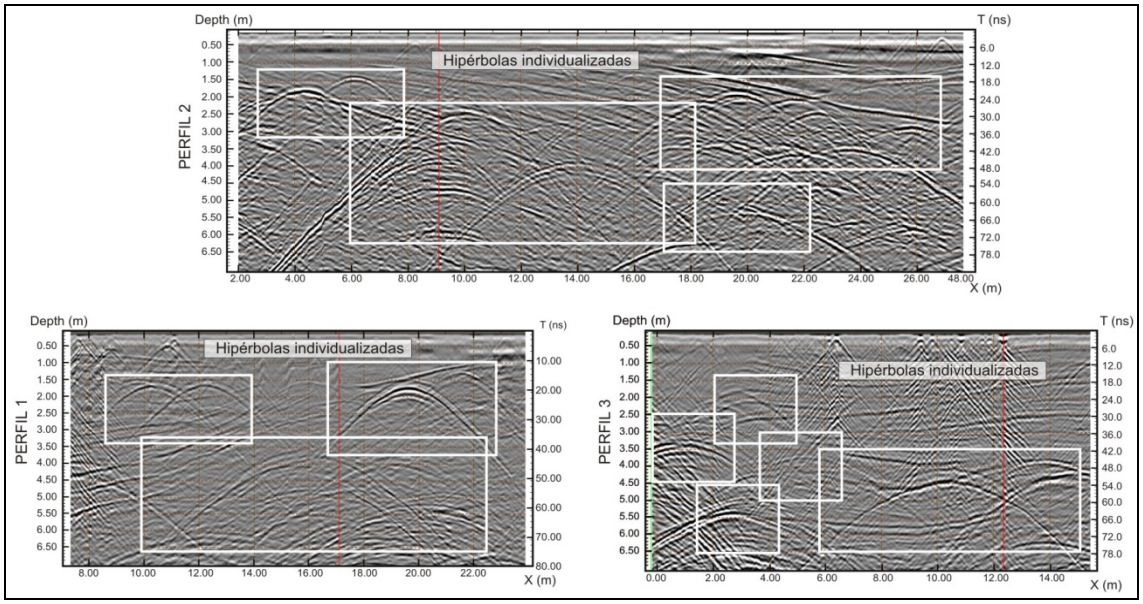


Fig.6.36. Hipérbolas individualizadas de ángulo laxo que posiblemente se correspondan con bloques intrayacentes. Bajo el trazado de la hipérbola no se aprecia un cambio en las señales subhorizontales reflejadas por el conjunto del bloque de hielo, sino todo lo contrario, en algunos de ellos las reflexiones paralelas subhorizontales se continúan nítidamente.

[5] Señales parecidas en hipérbolas laxas como las aquí analizadas son achacadas también a túneles intraglaciares en algunos estudios de georradar llevados a cabo en masas glaciares (véase por ejemplo Hubbard y Glasser, 2005).

[6] Y también se han asimilado señales parecidas para la existencia de clastos enterrados bajo el hielo en los estudios realizados en el helero del Jou Negro (Del Río et al., 2009).

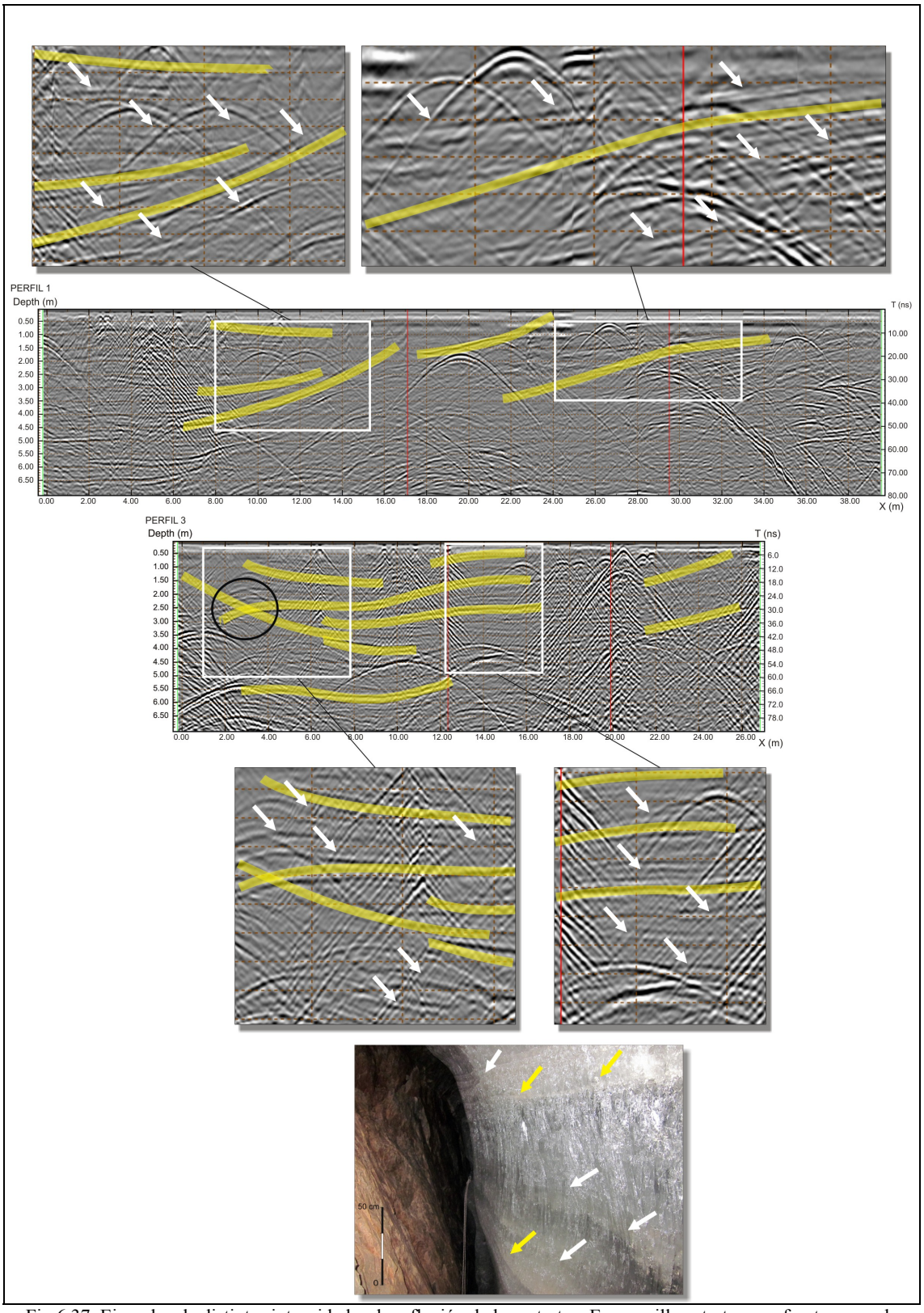


Fig.6.37. Ejemplos de distintas intensidades de reflexión de los estratos. En amarillo estratos con fuerte carga de calcita criogénica (nitidez de reflexión de onda claramente apreciable), en blanco estratos de menor carga de sedimentos (nitidez de reflexión de onda menor). En ambos casos la disposición es paralela o subparalela. En la fotografía se aprecia la alternancia de los distintos tipos de estratos.

Por su parte, las reflexiones rectilíneas en plano inclinado detectadas en algunos perfiles del piso inferior de la SH reflejan una densa estratificación desde los primeros metros de los radargramas. Éstas se suceden en profundidad en disposición paralela-subparalela, identificándose con ligeras ondulaciones con distinto grado de nitidez, e incluso curvaturas que atraviesan por entero el conjunto del bloque de hielo (por ejemplo, perfil 2 en la fig.6.38). La diferente nitidez en su reflexión la atribuimos a la distinta carga de sedimentos en los estratos, de tal manera que aquellos con mayor carga de calcita criogénica son los que manifiestan una reflexión de onda más notoria. Es de suponer que sean sedimentaciones finas ya que en el caso de que fuesen interestratos de sedimentación grosera la señal sería más irregular y las hipérbolas de reflexión más agudas y más semejantes a las reflejadas por los clastos internos. Tal consideración además sería coherente con las observaciones realizadas durante la exploración espeleológica del 2011 en la que se discernían claramente interestratos de sedimentación fina con distintas cargas de calcita criogénica (fig.6.37).

Estas nítidas señales de onda no se pueden corresponder con las fracturas internas del bloque que se aprecian desde la superficie (las llamadas fisuras de flujo) (ver fig.6.30) por el hecho de que su disposición y angulación es paralela o subparalela al resto de los estratos que caracterizan a las partes superiores de los radargramas. Aunque contrariamente, en estudios similares, Ciarletti et al. (2013b) atribuyen a fracturas internas del bloque de hielo señales muy parecidas. Sin embargo aquí, incluso el hecho de que se dispongan, en ocasiones, cruzadamente con el resto de la estratificación tampoco entra en contradicción con el origen propuesto, ya que en este caso podrían estar acompañadas de marcados hiatos en la estratificación, similares a los destacados para los bloques de hielo en algunas cavidades de los Alpes Julianos (Colucci et al., 2014), y apreciadas en los bloques de Altáiz y Verónica frecuentemente como ya se ha comentado (círculo negro en fig.6.37).

El resto de las reflexiones de onda continuas y menos nítidas, paralelas o subparalelas a éstas tan marcadas que se acaban de comentar, caracterizan por entero a los primeros metros de todos los radargramas, y en algunos puntos concretos continúan vislumbrándose en profundidad. En una visión de conjunto se puede observar como estas líneas junto con las anteriores, dibujan amplios y sucesivos arcos, combados en las partes centrales de la sala (perfil 2 en fig.6.38). Ello refleja, además de la fuerte

estratificación del bloque de hielo, una notable deformación del mismo en sus zonas centrales debida posiblemente, y en consonancia con la configuración en forma de sima que ya ha sido mencionada, al desplazamiento gravitacional, y al propio peso de la masa de hielo, derivado de una potencial fusión y/o debilitamiento del bloque de hielo por su base. La curvatura de estas reflexiones recuerda a la curvatura que padece, en su parte central, el bloque de hielo de Altáiz.

La falta de observación de este último hecho nos impide afirmar con rotundidad que se den fusiones basales en el bloque de hielo de Altáiz, pero sería congruente con otras muchas cuevas estudiadas y con lo observado para la cueva de Altáiz. La confirmación de tal hipótesis, además, contribuiría a afianzar el denominado anteriormente como "sistema genético de los bloques de hielo endokársticos" con sus tres fases principales de alimentación, flujo y ablación basal.

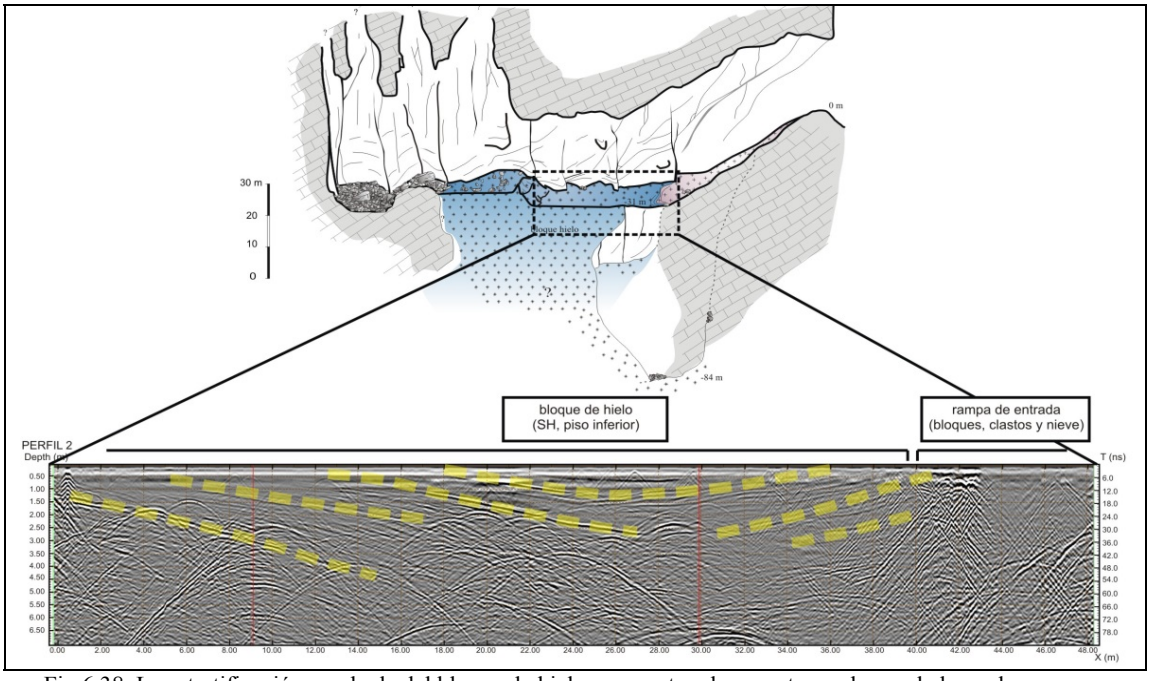


Fig.6.38. La estratificación combada del bloque de hielo se muestra claramente en alguno de los radargramas.

En las partes superficiales de los perfiles obtenidos, identificamos estratos superficiales de rehielo, correspondiéndose, acordemente con las observaciones de campo, con los primeros centímetros de la superficie. En todos los radargramas se ve que a partir, claramente, de los primeros 20 cm la reflexión de onda cambia. En estos primeros centímetros, y tras esos primeros 10-20 cm derivados de las señales emitidas por las ondas de aire y las ondas directas, los radargramas reflejan una continuidad homogénea

a lo largo de toda la superficie del bloque de hielo. Dicha homogeneidad tan solo es tergiversada en aquellas zonas donde se encuentran clastos superficiales, en el contacto del bloque de hielo con la rampa de acceso o con el sustrato encajante, o en unos puntos concretos en los que son reflejadas, discordantemente con tal homogeneidad, una serie de bandas paralelas de cierta nitidez. Estas bandas, señaladas en la fig.6.33 con recuadros verdes, tienen su origen en morfologías de fusión que se dan sobre la superficie del bloque, y que posteriormente son colmatadas con rehielo muy habituales durante los periodos de fusión (canales de agua de fusión, pozos superficiales de fusión, etc.). Algunas de ellas llegan incluso a profundizar hasta más de un metro como se puede observar tanto en los radargramas como en las fotografías de campo (ver fig.6.39).

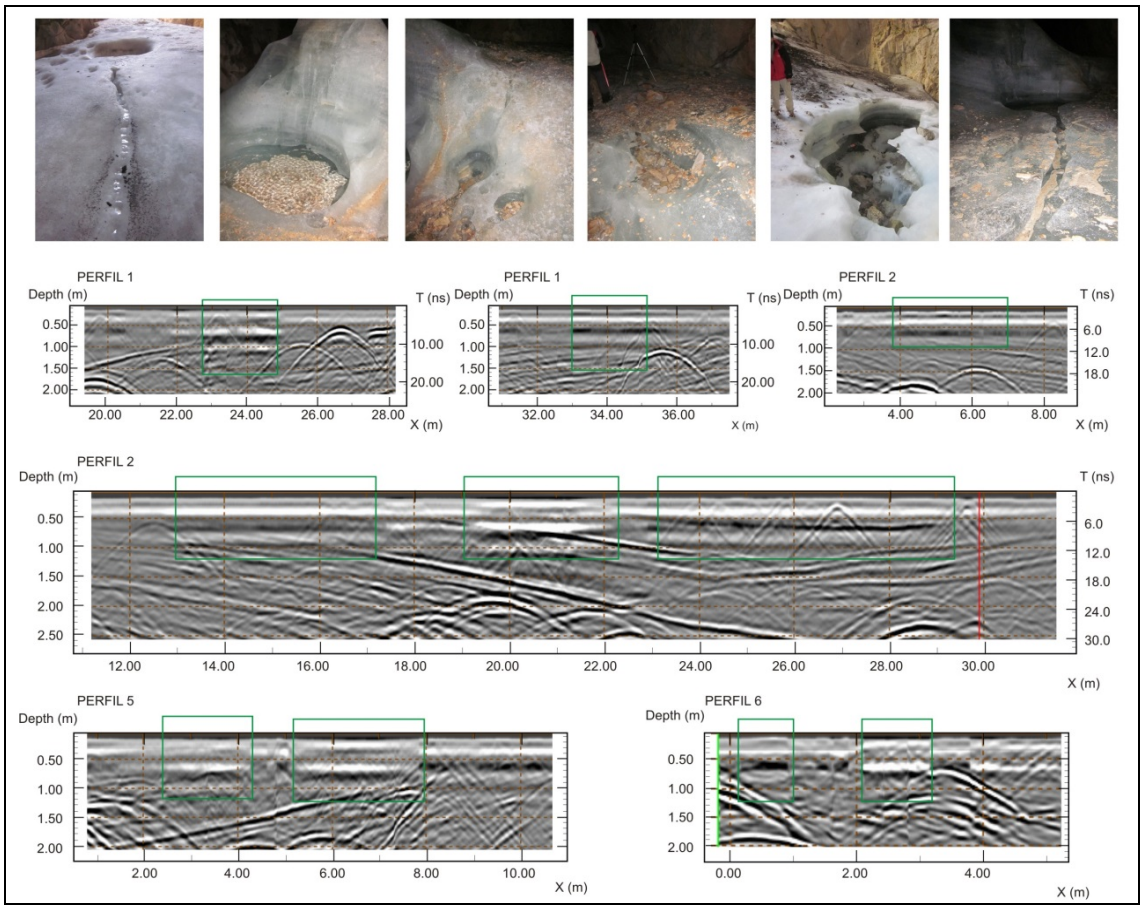


Fig.6.39. Estratificaciones bandeadas homogéneas y disconformes con las estratificaciones horizontales superficiales. En las fotografías los posibles orígenes de tales estratificaciones una vez saturadas de nuevo con rehielo.

Compactación del bloque de hielo

Si es correcto el supuesto de que las amplias y laxas hipérbolas de reflexión se corresponden con grandes clastos internos, y no con túneles o cavidades intrayacentes,

se puede considerar el bloque de hielo de la cueva helada de Peña Castil, al menos hasta las profundidades prospectadas, como una masa de hielo compacta. Las fisuras de flujo vistas especialmente claras en trabajos de campo en algunas épocas del año (periodos de fusión) y con los trabajos TLS, no se manifiestan de forma evidente en los radargramas interpretados. Ello indicaría su posible carácter superficial y que, al menos en los 7 m de espesor, el bloque de hielo forma una masa bastante unitaria. También la ausencia reseñable en determinados trazos de algunos perfiles en los primeros 5-6 m (no se refleja hipérbola alguna) redunda en el carácter homogéneo que posee la masas de hielo (fig.6.40).

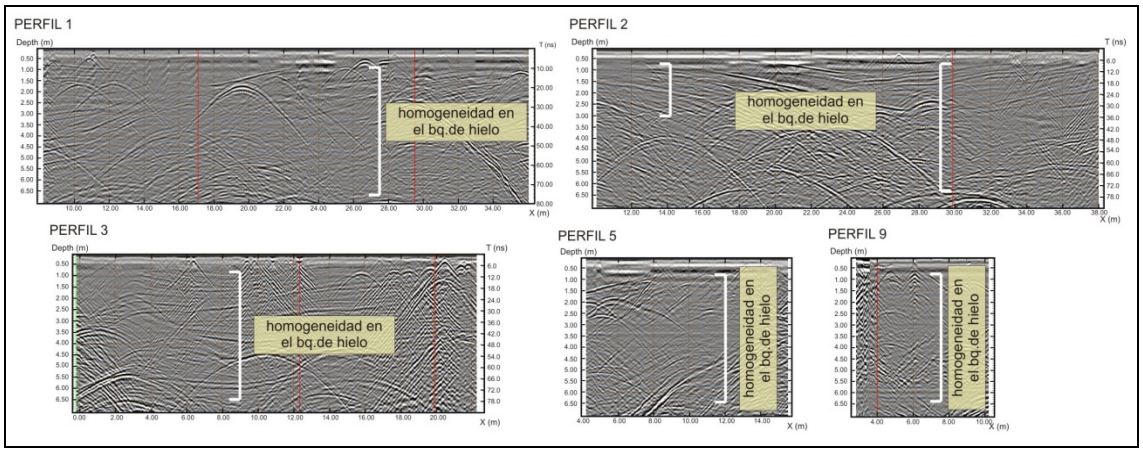


Fig.6.40. La estratificación del bloque de hielo en determinados sectores se caracteriza por su homogeneidad y falta de clastos intrayacentes lo que manifiesta una naturaleza bastante compacta y unitaria del mismo.

6.2.6.- La estimación de los volúmenes de los bloques de hielo.

La dificultad mencionada para la progresión en las cavidades derivada de la verticalidad y de la configuración del endokarst de Picos de Europa se ve acentuada aún más con el obstáculo que suponen los bloques de hielo y la nieve acumuladas en el interior de las cuevas heladas. Tal dificultad se traduce en un impedimento para la observación del bloque de hielo en su totalidad, lo que obstaculiza el cálculo de sus volúmenes concretos. Tan solo se han podido estimar las cuantías volumétricas aproximadas para los casos de Altáiz y Castil, siendo completamente imposible dar tan si quiera una cifra aproximada para el bloque de hielo de Verónica.

Para la cavidad de Altáiz se ha estimado un bloque de hielo de unos 1000 m^3 en función de las dimensiones lineales del bloque de hielo tomadas mediante un distanciómetro y expuestas topográficamente.

En la estimación de los 33.300 m^3 del bloque de Castil nos hemos apoyado tanto de nociones dadas por topografías y exploraciones espeleológicas previas (GELL, 1995) (54 m de espesor del bloque), como del cálculo preciso de su superficie obtenido mediante TLS (629 m^2). Para su estimación, además, se ha interpretado que la cavidad se continúa en profundidad en forma de una sima de grandes dimensiones y sin obstáculos de sustrato rocoso reseñables como muestran las prospecciones GPR realizadas.

Los bloques de las cuevas de Verónica y la HS4 sin embargo tienen unas dimensiones mucho mayores, a juzgar por las topografías y por los trabajos espeleológicos, pero no ha sido posible estimar una cifra concreta.

En cualquiera de los casos estos volúmenes de hielo que albergan las cuevas heladas a estudio no desmerecen con respecto a los volúmenes estimados para otras cuevas heladas de reconocido renombre, encontrándose cuantitativamente a la cabeza a nivel internacional (tabla 6.3).

Ejemplos de volúmenes de algunos bloques de hielo en cuevas heladas

Cavidad	Localización	Vol. hielo (m^3)	Referencia
Dobšinská	Duča mt. (Eslov.)	145000	Silvestru, 1999
Silicka	Tatra Mountains (Rep.Che)	110100	Bella, 2006
Gheţarul Scărişoara	Apuseni Mts. (Rum.)	100000	Perşoiu, 2011
Schellenberger	Berchtesgaden (Alem.)	60000	Grebe et al., 2008
Glacière Monlési	Jura Mts. (Fra.)	7000	Luetscher, 2005
Eisriesenwelt	Dachstein Mts. (Aus.)	33000	Silvestru, 1999
Peña Castil	Picos de Europa (Esp.)	**33300**	Gómez Lende et al., 2012
Svarthammarhola	Mejfell-Fauske (Nor.)	24000/32000	tomado de Kern y Perşoiu, 2013
Gheţarul Focul Viu	Apuseni Mts. (Rum.)	25000	Kern et al., 2004
Ledena Jama v Fridrihstaniskem	Mt. Stojna (Eslov)	20000	Kosutnik, 2011
Glacière St. Livres	Jura Mts. (Fra.)	1200	Luetscher, 2005
Ledenica in Bukovi Vrh	Mt. Velebit (Croacia)	7000	Garašić, 2014
Fuji Fuketsu	Fuji Mountain (Japan)	3000	Ohata et al., 1994
Gavranova pit	Velebit Mt. (Croacia)	~1500	Bočić et al., 2014
Kugina	Velebit Mt. (Croacia)	1500	Bočić et al., 2014
Jaskinia Lodowa w Ciemniaku	Tatra Mountains (Pol.)	1500	Rachlewicz y Szczucinski, 2004
Casteret	Marboré-Perdido Pirineos (Esp.)	1042	Maire, 1990
Altáiz	Picos de Europa (Esp.)	**1000**	Gómez Lende et al., 2012
Kungur	Urales (Rus.)	350	Silvestru, 1999
A294	Cotiella-Pirineos (Esp.)	250	Belmonte et al., 2012
Candelaria	Nuevo México (EEUU)	90/283	Dickfoss, 1996

Japagina 3	Velebit Mt. (Croacia)	150	Bočić et al., 2014
Merrill	NE California (EEUU)	137	tomado de Kern y Perşoiu, 2013
Diablotins	Fribourg Prealpes (Suiza)	100	Morard, 2011
Štirovača	Velebit Mt. (Croacia)	100	Bočić et al., 2014

Tabla 6.3. Volúmenes de los bloques de hielo de algunas cuevas heladas recientemente estudiadas.

6.2.7.- Las edades de los hielos en las cuevas heladas de Verónica y Altáiz.

Introducción

Determinar el momento y la duración de los hielos acumulados en las cavidades kársticas es una de las grandes incógnitas a despejar en el estudio de las cuevas heladas. Ello proporciona la llave *sine qua non* para una correcta interpretación paleoambiental de los registros contenidos en sus estratos. Sin embargo, la datación del hielo en las cuevas heladas y la consideración de tales registros paleoambientales ha seguido una trayectoria gnoseológica íntimamente ligada a la evolución de sus estudios disciplinares. De esta manera, solo ha sido en las últimas décadas cuando, favorecido por un avance notable en el conocimiento del fenómeno y en la evolución, refinamiento y expansión de los métodos de datación, se han multiplicado los estudios específicos referentes al tema[7]. Y es que a pesar de ser un fenómeno conocido desde siglos atrás, como se vio en el primer capítulo, todavía es poco conocido el rango de edad y el alcance de su potencial como archivo paleoclimático (Luetscher et al., 2007); lo que redunda en una escasa representación actual dentro de los estudios crio-paleoclimatológicos (Perşoiu et al., 2011).

Metodologías empleadas

Los diferentes tipos de análisis realizados en las últimas décadas intentan calibrar cuál es el método más adecuado y de cuál poder sacar la mayor y más precisa información paleoambiental (Luetscher et al., 2007; Kern et al., 2010). Así se han sucedido, mediante correlación cronológica con dataciones directas (radiometría del carbono habitualmente) o indirectas (estudios dendrocronológicos por ejemplo), desde análisis de ^{14}C a partir de muestras de CO_2 contenidas en el propio hielo (Wilson, 1998), hasta

[7] Kern et al. (2004) explicitan que probablemente fuesen Serban et al. (1967) los que llevaron a cabo los primeros estudios isotópicos en una cavidad helada: Serban et al., 1967; Lauriol et al., 1988; Lauriol y Clark, 1993; Achleitner, 1995; Dickfoss, 1996; Wilson, 1998; Yonge y MacDonald, 1999; Silvestru, 1999; Mais y Pavuza, 2000; Viehmann et al., 2004; Kern et al., 2004b; Luetscher, 2005; Holmlund et al., 2005; Filipov, 2005; Citterio et al., 2005; Vrana et al., 2006; Clausen et al., 2006; Stoffel et al., 2009; Feurdean et al., 2011; Perşoiu et al., 2011; May et al., 2011; Maggi et al., 2012; Sancho et al., 2012; Spötl et al., 2013.

correlaciones con los contenidos isotópicos de los estratos (los más frecuentes en la última década). Dentro de estos últimos, los más habituales son los estudios de los isótopos estables del agua $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ comparados con estándares de aguas meteóricas oceánicas globales (GSMOW) o locales (LSMOW), o con testigos de hielo referenciales como los de Groenlandia (p.e. GISP2, Grootes et al., 1993), por ejemplo Fórizs et al. (2004), Citterio et al. (2004), Kern et al. (2004), Luetscher (2005), Clausen et al. (2006), Perşoiu (2011) y Sancho et al. (2012). Otros estudios, sin embargo, se centran en el análisis y comparación con picos estandarizados conocidos de isótopos radiactivos identificados en series históricas registradas en superficie, como es el caso de Kern et al. (2006) o May et al. (2010), quienes comparan las cantidades de ^{137}C encontradas en el interior de algunos hielos con los picos alcanzados en la atmósfera tras las pruebas nucleares de 1963; o los niveles de determinados metales pesados como el plomo (^{210}Pb, Luetscher, 2005). El uso como trazador ambiental de los isótopos radiactivos naturales no estables del hidrógeno como el tritio (^{3}H) suele ser también habitual aunque su horquilla temporal es bastante reducida (Kern, et al., 2004, 2006, 2008; Luetscher, 2005). También es frecuente la correlación cronológica mediante estudios dendrocronológicos de árboles cercanos a la cavidad a estudiar o de troncos insertos en los estratos del bloque de hielo. En este sentido varios trabajos se han centrado en dar a conocer su potencial metodológico para la reconstrucción paleoclimática correlacionándolo con la radiocarbonometría y análisis isotópicos estables (Schlatter et al., 2003; Citterio et al., 2005; Kern, 2010). En los últimos años se han concretado investigaciones utilizando como registro paleoclimático la sedimentación de polen en los estratos de los bloques de hielo (Viehmann et al., 2004; Citterio et al., 2005; Grebe et al., 2008; Perşoiu, 2011), aunque ya fueron hechas antaño ciertas estimaciones paleoambientales en este sentido (Pop y Ciobanu, 1949). Más recientemente aún se están utilizando los análisis isotópicos de las calcitas criogénicas sedimentadas en las cuevas heladas (p.e. Perşoiu et al., 2007; Žák et al., 2008; Perşoiu y Bojar, 2012; Luetscher et al., 2013; Spötl y Cheng, 2014).

Escasez de dataciones en las cuevas heladas españolas

Como se puede apreciar, la determinación de las edades de los hielos subterráneos y su potencial paleoclimático puede ser multivariable. Pero sin embargo, para el caso de las cuevas heladas a estudio la cosa se complica bastante más. Éstas adolecen fundamentalmente, al igual que sucede en el resto de las cavidades heladas españolas

conocidas, tanto de tradición científica previa, como de algunos factores esenciales para su correcta interpretación. La estimación cronológica y paleoambiental de las cuevas heladas españolas se reduce, en la actualidad y para el contexto español, tan solo a los estudios realizados en la cueva A294 (Cotiella, Pirineos Centrales), propuesta además como la cueva con uno de los bloques de hielo más antiguos de los hasta ahora conocidos: 5.516±70 BP (Sancho et al., 2012).

Rangos de edad de los hielos subterráneos

La falta de este tipo de estudios en nuestro contexto, al igual que sucede en muchas de las cavidades heladas conocidas fuera nuestras fronteras, es consecuencia de la inadecuación de los propios bloques de hielo para obtener una secuenciación cronológica apropiada, ya sea por la dificultad derivada de su, muchas veces, enrevesada organización estratigráfica o por la falta de exposición topográfica del propio bloque de hielo a muestrear. A lo que se ha de añadir en algunas cavidades, como es el caso concerniente, la falta de materia orgánica apta para ser datada radiométricamente y que sirva de referente correlativo para el establecimiento de una adecuada secuenciación isotópica o polínica.

El rango cronológico abarcado por los hielos subterráneos se restringe a unos periodos temporales relativamente cortos y recientes. Por norma general aquellas cavidades en las que se han datado sus bloques de hielo las cifras comunes se mueven entre varios siglos y los pocos milenios. Solo en algunos casos, como el ya comentado de los Pirineos Centrales, se han obtenido registros mayores pudiendo llegar a los 5.516±70 BP (Sancho et al., 2012), cercanos andan los 5180±130 BP estimados para Eisgruben (Achleitner, 1995), o los 3400-5300 cal BP de la Eisriesenwelt (May et al., 2011). Aunque recientemente se han expuesto casos de gran excepcionalidad como son los 58.000 BP explicitados para Ledenica in Bukovi Vrh (Croacia) (Garašić, 2014) (tabla 6.4).

Edades absolutas de algunas cuevas heladas

Cavidad	Localización	Edad (método datación)	Referencia
Ledenica in Bukovi Vrh	**Mt. Velebit (Cro.)**	**58000 BP (^{14}C)**	**Garašić, 2014**
A294	**Cotiella-Pirineos (Esp.)**	**5516±70 cal BP(^{14}C)**	**Sancho et al., 2012**
Eisgruben	**Sarstein (Aus.)**	**5180±130 BP (^{14}C)**	**Achleitner, 1995**

Eisriesenwelt	Dachstein Mts. (Aus.)	3400-5300 cal BP (^{14}C)	May et al., 2011
Schellenberger Eishöhle	Berchtesgaden-Untersberg (Ale.)	3000 (polen)	Grebe et al., 2008
Bolshaya Baidinskaya	Pribaikal (Siberia-Rus.)	2710±30 BP no cal. (^{14}C)	Filipov y Shevelev, 2011
Hundsalm	Innsbruck (Aus.)	2000 BP (^{14}C)	Sattler et al., 2013
Ghețarul Focul Viu	Apuseni Mts. (Rum.)	1790±30 BP(^{14}C)	Citterio et al., 2005
Candelaria ice cave	Nuevo México (EEUU)	1780±60 BP(^{14}C, a partir de muestras de CO_2)	Dickfoss, 1996
Reno Ice cave	Reno (EEUU)	1700BP (^{14}C, a partir de muestras de CO_2)	Wilson, 1998
Castelletto di Mezzo	Brenta Dolomites (Ita.)	1500 (tritium y estratos) (^{14}C)	Borsato et al., 2004
Caverne Glacée 85	Yukon (Can.)	1300±100 BP (^{14}C)	Lauriol et al., 1988
Glacière St. Livres	Jura Mts. (Fra.)	1200±45 706-754 AD (^{14}C)	Luetscher, 2005
Svarthammarhola	Mejfell-Fauske (Nor.)	1200 AD	Lauritzen et al., 2005
Dobšinská	Duča mt. (Eslov.)	1168±28 888±73/109AD (^{14}C)	Clausen et al., 2006
Borțig	Apuseni Mts. (Rum.)	1150±60 780-970 AD (^{14}C)	Kern et al., 2010
Ghețarul Scărişoara	Apuseni Mts. (Rum.)	1110±35 BP (1010±64 cal BP(^{14}C) 1000±50 cal BP (986-1048 AD) (^{14}C)	Holmlund et al., 2005 Feurdean et al., 2011
Mammuthöhle	Dachstein Mts. (Aus.)	695±35 1259-1352 AD (^{14}C)	Kern et al., 2011 (tomado de Mais y Pavuza, 2000)
Kremeshetskaya	Irkutsk (Siberia-Rus.)	515±30 BP (^{14}C)	Filipov, 2005
Rieseneishöhle	Dachstein Mts. (Aus.)	500 (polen)	Viehmann et al., 2004
Demänovská	Tatra Mts. (Eslov.)	400-500 BP (estimación)	Droppa, 1957 (tomado de Piasecki, 2006)
Ledena Pit	Mt. Velebit (Cro.)	500 cal (Tritium y ^{14}C)	Kern et al., 2008
Jaskinia Lodowa w Ciemniaku	Tatra Mountains (Pol.)	290 cal BP (^{14}C)	Herrmann et al., 2010
Vukušić	Mt. Velebit (Cro.)	197±50 cal BP (1640AD) (^{14}C)	Kern et al., 2010
LoLc 1650	Grigna Sept. (Ita.)	185±30 BP (^{14}C)	Citterio et al., 2005

Tabla 6.4. Algunas de las dataciones registradas en cavidades heladas

Muestreo en los bloques de Altáiz y Verónica

Tanto la práctica ausencia de materia orgánica como la enrevesada topografía de los bloques de hielo y las cuevas no han permitido extraer, a día de hoy, gran cantidad de registros. Tan solo se han podido datar por radiometría ^{14}C muestras de materia vegetal depositadas en el bloque de Altáiz, a ~1 m de profundidad con respecto a la actual superficie del bloque (muestra Altáiz1), y dos en Verónica, a 65 y 79 m de profundidad del bloque (muestras Verónica1 y Verónica2) (fig.6.42 y tabla 6.5).

Tampoco se ha sido posible extraer muestras isotópicas en los bloques muestreados para su correlación y secuenciación paleoambiental debido al enrevesamiento manifiesto en sus respectivas estratificaciones (morfologías de flujo y dinamismo de los bloques de hielo anteriormente expuestas).

Fig.6.41. Restos de materia orgánica sobre los bloques de hielo. 1 al 4, bloque de Castil; 5, bloque de Altáiz.

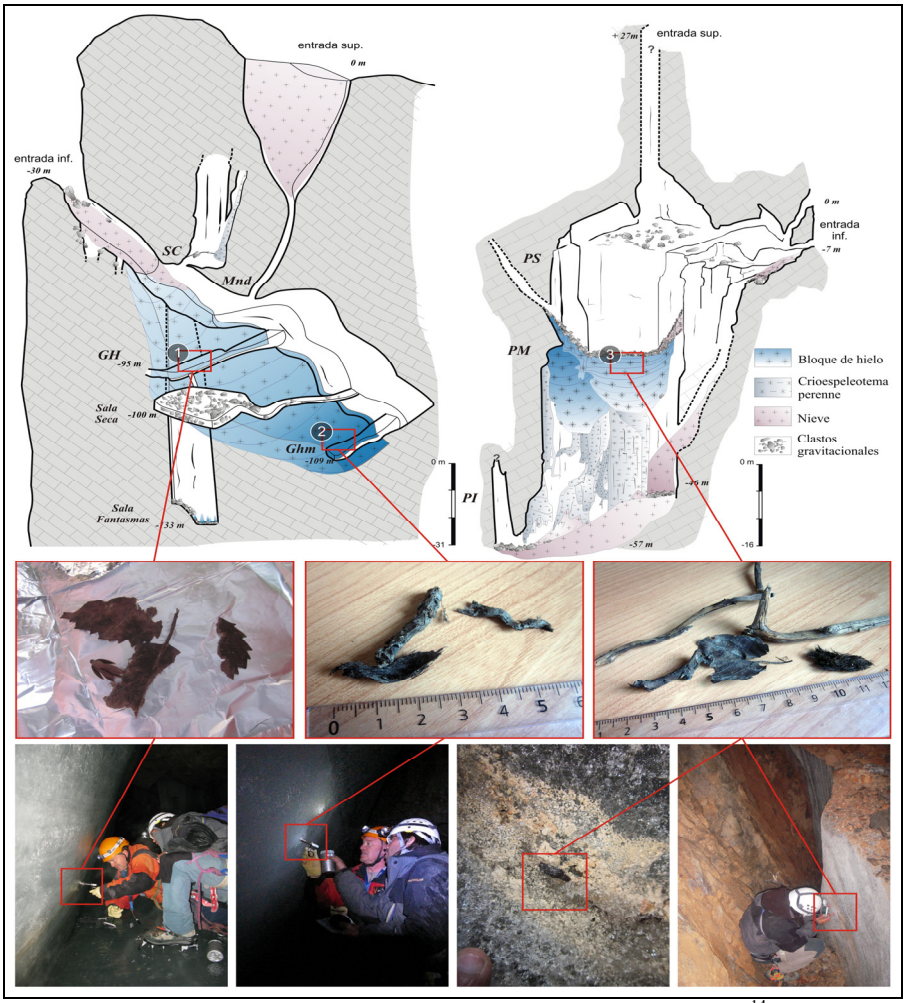


Fig.6.42. Muestras de materia orgánica recogidas para su datación mediante radiometría ^{14}C AMS. 1) y 2) muestras extraídas del muro de hielo en las salas GH y GHm de la cueva de Verónica, respectivamente; 3) muestra del bloque de hielo de Altáiz extraída del PM.

En un futuro quizás se pueda continuar esta línea de investigación accediendo a sectores estratigráficamente mejor ordenados o a pisos inferiores en los que poder encontrar mayor cantidad de registros orgánicos, sobretodo en la cueva de Castil, la cual además posee un mayor potencial paleoclimático por mantener una relativa horizontalidad en la ordenación de sus estratos (como se ha apreciado en campo y con las prospecciones GPR).

Las edades de los hielos subterráneos en Altáiz y Verónica

Las muestras recogidas han sido datadas en ^{14}ChronoCenter (Queens University-Belfast) por radiocarbono convencional mediante AMS y calibradas mediante intcal.09.14c (Reimer et al., 2009) (tabla 6.6):

Dataciones de radiocarbono en las cuevas heladas de Verónica y Altáiz

Código Muestra	Código Lab.	Material muestra	Profundidad En cueva	Profundidad En bq. Hielo	Cal a AD 1 SIGMA	Cal a AD 2 SIGMA	AMS $\delta^{13}C$	Edad cal. ^{14}C a. BP
Altáiz1	UBA-19412	hoja	25	0,8	1660-1681	1644-1695	-23.0	197±35
Verónica1	UBA-19413	hoja	95	65	1668-1682	1662-1692	-21.9	176±23
Verónica2	UBA-19414	rama	109	79	1314-1356	1300-1368	-26.5	594±24

Tabla 6.5. Dataciones absolutas obtenidas de para bloques de hielo en las cuevas de Verónica y Altáiz (^{14}Chrono Centre, Belfast)

A la vista de los resultados se puede afirmar que los hielos de las cuevas a estudio se encuentran dentro de los rangos cronológicos comunes de otras cavidades heladas. Mientras que en el caso de Verónica la muestra más antigua data de comienzos del siglo XIV, con una edad de 1314-1356 cal a AD (muestra Verónica2); los otros dos registros presentan edades de mediados del XVII: 1668-1682 cal a AD y 1660-1681 cal a AD, para Verónica1 y Altáiz1, respectivamente.

Interpretación de las edades y encuadre evolutivo en los periodos climáticos históricos

El lugar en el que fueron muestreados los sedimentos orgánicos junto con las configuraciones endokársticas de las propias cavidades y de los bloques de hielo nos hace tomar estas dataciones como edades mínimas. En ambos casos no fueron muestras recogidas de las partes basales de sus respectivos bloques. En Altáiz se presentan dificultades para muestrear tales zonas aunque permanezcan a la vista, y en el caso de Verónica el bloque mantiene una presumible continuación en profundidad aunque a día de hoy se encuentra por completo obturada entre el piso de la galería y el bloque de hielo.

Para el caso de Verónica su registro más profundo, localizado en una de las cotas finales del bloque de hielo, nos hace pensar en que todo ese gran volumen de hielo extendido hasta la misma rampa de entrada (imposible de cuantificar como ya se ha dicho) se ha tenido que formar en los últimos siete siglos. Al menos desde finales del Óptimo Climático Medieval o MWP[8] (900-1300 AD, Mann, 2002), y abarcando toda la PEH hasta la actualidad.

Para el caso del bloque de hielo de Altáiz, sin embargo, la situación del registro muestreado inserto en estratos cercanos a la actual superficie del bloque, y teniendo en cuenta la posición colgada que mantiene el bloque en la actualidad con respecto a la cota final de la cavidad en el PI, nos induce a pensar que la parte basal del mismo sea probablemente algo más longeva, pudiéndose haber prolongado el bloque de hielo hasta la base de la misma sima en tiempos precedentes. Su registro orgánico nos arroja una edad mínima del bloque desde mediados de la PEH, lo que nos indica que también, como en el caso de Verónica, el bloque de hielo se desarrolló o al menos estuvo formado durante todo este periodo climático histórico.

El desarrollo y existencia de los bloques de hielo durante el recrudecimiento climático histórico de la PEH es una tónica habitual en muchas cavidades heladas (Holmlund et al., 2005; Filipov, 2005; Kunaver, 2009; Hercman et al., 2010; Kern, 2010; Perşoiu, 2011; Perşoiu y Pazdur, 2011). Para el caso que nos ocupa, atendiendo fundamentalmente a la cueva de Verónica, tan solo se puede conjeturar por el momento, y teniendo en cuenta tanto la configuración de la cavidad como el lugar donde fue tomada la muestra más longeva, que la cavidad previamente a la edad registrada pudo en buena medida estar libre de hielo, preservando tan solo pequeños resquicios posiblemente en los sectores más profundos. Ello implicaría o bien que el bloque de hielo se formó *ex novo* durante la PEH, o bien que las condiciones climáticas imperantes durante el MWP derritieron la gran mayoría de una masa de hielo formada bien durante los eventos fríos del MWP o durante periodos fríos anteriores al mismo (en el caso de que los estratos del bloque de hielo que se pierden en la profundidad de la cavidad fuesen mucho más longevos).

[8] Se han propuesto distintas denominaciones para tal periodo climático desde *Medieval Climatic Optimum*, hasta *Little Climatic Optimum*, *Medieval Warm Epoch*, o *Medieval Warm Period* como la más extendida (Mann, 2002). Aunque en la actualidad la literatura específica lo suele referenciar más frecuentemente como *Medieval Climate Anomaly* (MCA) (Mann et al., 2009).

Teniendo en cuenta que a las condiciones climáticas del periodo MWP, en un contexto principalmente europeo, se le atribuyen una menor frecuencia de inviernos severos, y menos extremos que los de la PEH, con veranos más secos al menos durante su episodio más álgido comprendido entre 1080-1200 (Mann, 2002), y con temperaturas medias anuales extrapoladas en torno a los ~0,3ºC por encima de la PEH (Mann et al., 2009; Díaz et al., 2011), no estaría desencaminado pensar que un fenómeno criosférico tan sensible a los cambios climáticos y con un carácter tan cíclico como lo son las cuevas heladas fuese afectado en gran medida por las condiciones del MWP. De tal manera que durante este periodo se fusionasen los bloques en su mayoría y de nuevo, con el recrudecimiento de las condiciones climáticas de la PEH o durante los eventos algo más fríos del propio periodo MWP, se acrecentasen o volviesen a formar los bloques de hielo. Tal hecho no puede ser estimado para las cuevas a estudio precisa y cuantitativamente por falta de dataciones y análisis más concretos, pero para el caso de Verónica sí que se puede afirmar que la inmensa mayoría del bloque de hielo apreciable en la actualidad se tuvo que formar durante la PEH. Sin embargo, argumentaciones referentes a la acumulación de hielo de los periodos PEH y MWP estiman ratios de acumulación relativamente similares para ambos periodos (Perşoiu, 2011; en la cueva Scărişoara).

Para el norte de la Península Ibérica se ha corroborado en investigaciones recientes la duración del periodo MWP así como sus particularidades climáticas con estudios específicos desarrollados para el noroeste de España (Martínez Cortizas et al., 1999), y con dataciones paleoambientales de espeleotemas en cavidades muy cercanas al ámbito de estudio (Cueva del Cobre en la Montaña Palentina, Martín-Chivelet et al. (2011). Estos estudios señalan temperaturas medias durante el MWP ~1,9ºC por encima de las actuales, mientras que durante la PEH fueron de ~1,7ºC por debajo (Martínez-Cortizas et al., 1999). Datos que respaldarían los 0,7-0,9ºC menos propuestos para un último repunte de la PEH en Picos de Europa, concretado desde las primeras décadas del XIX hasta 1890, y estimados a partir de la reconstrucción de las paleoELAs (González Trueba et al., 2008). Martín-Chivelet et al. (2011) señalan la existencia durante el MWP de eventos relativamente fríos localizados hace ~1250 BP y ~850 BP. Tales episodios posiblemente se correspondieron con momentos positivos para el balance de masa de hielo de las cuevas heladas a estudio, procurando, para el caso más probablemente del

último evento, la acumulación de los estratos que forman las más profundas capas del bloque de hielo de Verónica, de donde se obtuvo la muestra de Verónica2 de 594±24 BP (1314-1356 cal a AD). Capas éstas que nos hacen pensar que los estratos más profundos hasta ahora visibles o bien se pueden corresponder con las últimas reminiscencias de un bloque de hielo fuertemente debilitado por el transcurso de todo el MWP, o bien con los primeros estratos de un bloque de hielo formado ex novo con los repuntes de frío del MWP y reforzado durante la PEH (fig.6.43).

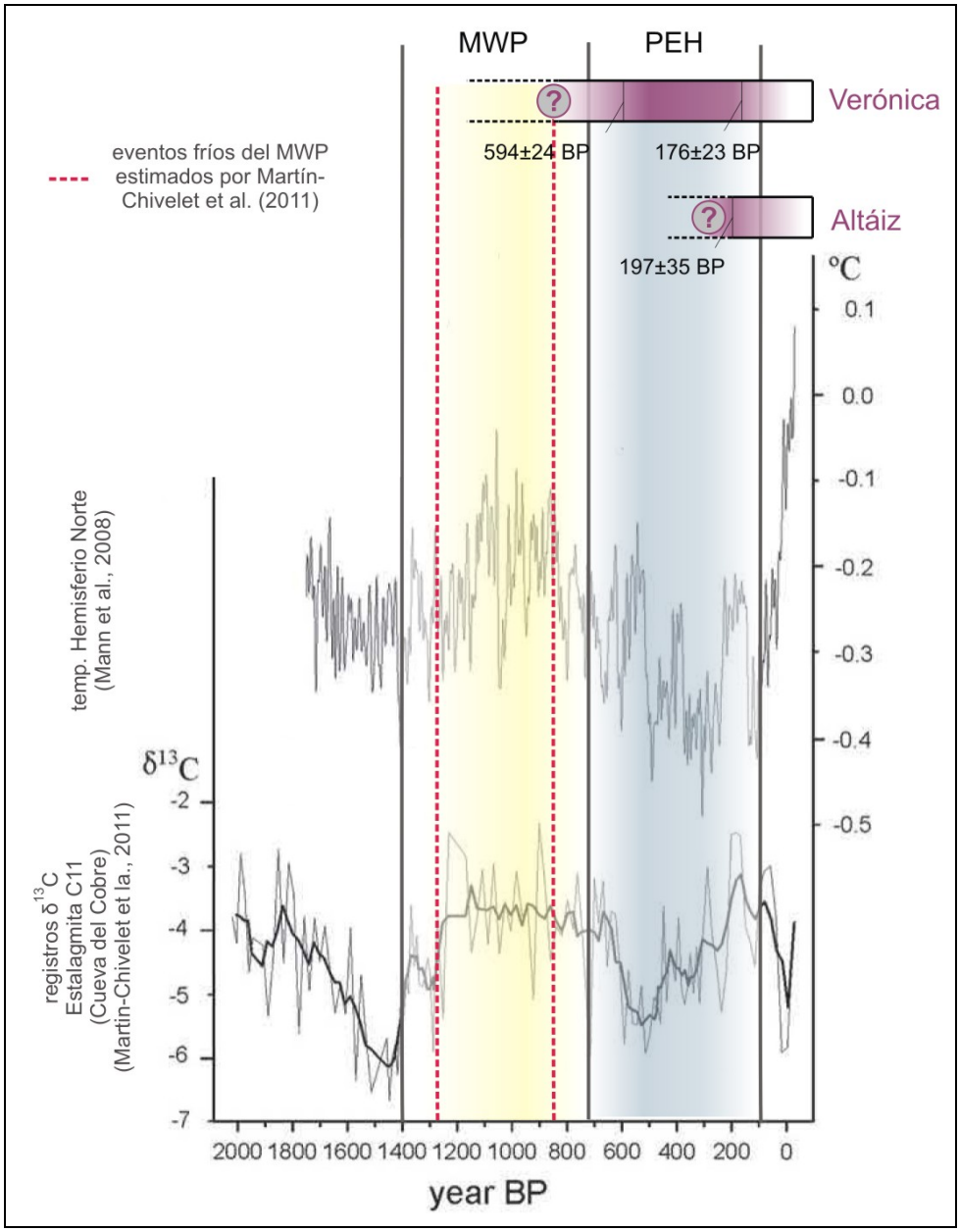


Fig.6.43. Periodo abarcado probablemente por los bloques de hielo de Altáiz y Verónica dentro de las cronologías y paleotemperaturas estimadas para los periodos históricos del MWP y PEH. Las paleotemperaturas son estimadas para el Hemisferio Norte por Mann et al. (2008), las series acumuladas de $\delta^{13}C$ son sacadas del análisis geoquímico de una estalagmita en la Cueva del Cobre (Montaña Palentina) por Martín-Chivelet et al. (2011). (Modificado a partir de Martín-Chivelet et al., 2011).

Correlación con los comportamientos y evoluciones planteadas en otras cavidades

Similares evoluciones a las que se acaban de exponer se han estimado también para la dinámica histórica de bloques de hielo en otras cavidades estudiadas (Wilson, 1998; Fórizs et al., 2004; Kern et al., 2004; Kern, 2010; Holmlund, 2005; Clausen et al., 2006; Luetscher et al., 2005, 2007; Stoffel et al., 2009; Kunaver, 2009; Hercman et al., 2010). Hercman et al. (2010), por ejemplo, exponen, de modo similar a nuestros planteamientos, que el bloque de hielo de la cueva Lodowa in Ciemmniak (Polonia) seguramente se formó en su gran mayoría durante la PEH subrayando que los registros orgánicos datados se depositaron durante el MWP, y suponiendo, al igual que en la cueva de Verónica, anteriores desarrollos de hielo en estadios fríos entre el periodo Atlántico y el MWP. A este último respecto se podría interpretar, como lo creemos posible para los bloques de hielo aquí tratados, que bien el bloque de hielo se pudo formar en esos estadios fríos entre el periodo Atlántico y el MWP, pudiendo desaparecer por completo cíclicamente a lo largo de tales periodos, o pudo no desaparecer del todo (aun manteniendo balances de masa dispares muy marcados) preservando en sus estratos más antiguos y profundos posibles registros de ello. Estudios futuros, en caso de que se abriesen nuevos pasajes en las cavidades a estudio podrían ayudar a esclarecer dicha evolución, pero a día de hoy tal postulado no se puede asegurar.

La idea de que los bloques de hielo de las cavidades se encuentren sometidos a fuertes balances de masa de manera cíclica, desapareciendo y regenerándose completamente bajo condiciones propicias no es nueva. Browne (1865) y Balch (1900) mencionaban sobre la Chaux-les-Passavant una desaparición completa de su masa de hielo, volviéndose posteriormente a recuperar; y Maire (1990) se refirió a tales dinámicas del hielo en las cuevas como ciclos de renovación. Éste mismo cita a Sittler (1971) diciendo que establecía una renovación del hielo de unos 50-100 años para la cueva de Monlési. Según Lilienberg et al. (1980) estos ciclos de renovación se extendían hasta los 500 años en la cueva Snezhnaya, o varios siglos para las cuevas de Scarasson, Eisriesenwelt, Scărişoara o Dobšinská. Sobre esta misma evolución cíclica vuelven a incidir autores más recientemente como por ejemplo Silvestru (1999) o Hercman et al. (2010). Ello certifica el imperante carácter dinámico y la sensibilidad a los cambios ambientales del hielo en las cuevas heladas, no solo a nivel estacional e interanual, como se puede comprobar en la producción de hielo (en los crioespeleotemas y el rehielo sobre los

bloques, más fácilmente), sino a una escala secular como se acaba de explicitar. Lo cual estaría en consonancia por lo mantenido, por ejemplo, por Luetscher et al. (2005) para gran parte de las cuevas heladas de las montañas del Jura, para las que estiman edades de sus bloques de hielo que no exceden los cientos de años como consecuencia de los relativamente rápidos balances de masa. Comportamientos todos ellos no muy dispares a los que se ven en las cuevas de Verónica, Altáiz y Castil.

Coexistencia con los glaciares de la PEH y los heleros actuales y su significación.

La presencia de estos bloques de hielo durante la PEH supone su coexistencia con *glaciares históricos* (González Trueba, 2007c). El recrudecimiento de las temperaturas en Picos de Europa, y en toda la Península en general tanto en ambientes mediterráneos como en los atlánticos, conllevó la sucesión de periodos con intensas nevadas y el incremento generalizado del frío con un aumento consecuente de los glaciares (González Trueba et al., 2008). En Picos de Europa durante este periodo seis pequeños glaciares se desarrollaron tras un periodo previo de deglaciación ocupando una superficie aproximada de 26 has, y repartidos entre las más altas cumbres del Macizo Central (Jou Negro -5,2 has-, Trasllambrión -6,1 has- y La Palanca -4,1 has-) y el Macizo Occidental (La Forcadona -3,2 has-, Cemba Vieya -3,5 has- y Peña Santa -3,8 has-). Las bajas cotas altitudinales de sus frentes y sus ELAs (300 m por debajo de la Línea de Equilibrio Glaciar Media (M.E.L.A.), al igual que el límite inferior del permafrost calculado en torno a 2.350 m para aquel entonces, era consecuencia de su localización geográfica en la fachada oceánica atlántica y de sus efectos topoclimáticos (González Trueba, 2006a).

Comparativa grandes cuerpos de hielo de la PEH

Glaciares durante PEH

	Superficie (has)	**Alt. frentes (m)**	**Alt. ELA (m)**
Jou Negro	5,2	2.235	2.287
Llambrión	6,1	2.320	2.381
La Palanca	4,1	2.300	2.356
Peña Santa	3,8	2.190	2.242
Cemba Vieya	3,5	2.225	2.257
La Forcadona	3,2	2.210	2.259

Cuevas heladas estudiadas en la actualidad

	Vol. estimado (m^3)	**Alt. mín. bq.hielo (m)**	**Alt. bocas entrada (m)**
Castil	33.300	2.011*	2.095
Altáiz	1.000	2.158	2.190
Verónica	?	2.121*	2.230
HS4	?	2.090*	2.350

Tabla 6.6. Comparativa de grandes volúmenes de hielo durante la PEH (datos de los glaciares tomados de González Trueba et al., 2008). *Cotas mínimas, continuación en profundidad imposible de apreciar.

La presencia de cuevas heladas con sus consecuentes bloques de hielo durante la PEH representaría un segundo elemento de peso en la criosfera histórica de Picos de Europa. Si se comparan, forzando su equivalencia, los parámetros presentados en la tabla 6.6, y estimando además un mayor volumen de hielo en las cuevas que el actual junto con la suma de los volúmenes aportados por las potenciales cuevas heladas existentes de las que se tiene constancia, las cuevas heladas aportarían grandes volúmenes de hielo al mosaico criosférico de aquella época, complementando las superficies ocupadas por los glaciares.

Además desde un punto de vista térmico y glaciológico, y salvando las distancias mantenidas en la presente investigación entre glaciares y cuevas heladas, durante la PEH, si se tiene en cuenta una mayor presencia de los hielos cavernarios y el hecho de que este tipo de cavidades constituyen un elemento más de la criosfera como elementos periglaciares indicadores de ambientes de permafrost (siguiendo lo expuesto en el capítulo III y a la vista de las condiciones térmicas presentadas en el capítulo V y la profundidad actual de los bloques de hielo), la existencia de cuevas heladas conllevaría en lo referente a la "organización altitudinal"[9] de los pisos morfogenéticos fríos una modificación de la cota altitudinal de tres de sus aspectos básicos[10]:

- En primer lugar, la existencia de cuevas heladas confirmaría una anomalía térmica y una excepcionalidad puntual, pero muy reseñable, de unos 100-200 m en lo referente a la isoterma 0ºC en superficie, propuesta durante la PEH en 2.341 m para aquellas zonas topoclimáticas más favorables (MELA de los glaciares históricos del Macizo Central) (González Trueba, 2006a). Ello no significa una reducción de conjunto de tal línea genérica de superficie, ya que el hecho de que las cuevas a estudio se encuentren por debajo de tal temperatura no implica que se encuentren todas las cavidades localizadas a altitudes similares. No todas las cavidades por encima de los 2.000 m son cuevas frías o cuevas heladas; y de hecho por debajo de la misma también en superficie se localizaban los glaciares de la PEH (concepto generalista de la isoterma 0ºC). No se puede

[9] En profundidad las condiciones endoclimáticas distintas con respecto a las de superficie hacen tomar esta afirmación con reservas. Es conveniente recordar que las cuevas heladas suponen *anomalías* térmicas a las condiciones exteriores.

[10] Una cota altitudinal en términos mínimos ya que la PEH supondría las condiciones adecuadas para el desarrollo de un mayor número de cavidades heladas, a la vez que para su localización a cotas inferiores con respecto a la actualidad.

estimar que la isoterma 0ºC se encontrase, ni entonces ni en la actualidad, a la cota de las cavidades estudiadas, ya que las mismas representan, como se ha venido diciendo, modificaciones o anomalías concretas con respecto a las condiciones de superficie.

- En segundo lugar, la cota inferior de localización de los hielos permanentes se reduciría, siendo los bloques de hielo los que marcasen, de forma subterránea, las altitudes mínimas. La altitud de los frentes de los glaciares históricos, por encima de los 2.190 m (González Trueba, 2006a), quedaría reducida teniendo en cuenta las profundidades alcanzadas por los bloques de hielo subterráneos (y salvando las distancias entre ambos fenómenos criosféricos).
- Y en tercer lugar, lo mismo sucedería con las cotas calculadas para el límite inferior de permafrost. Calculado en 2.350 m (González Trueba, 2006a). Al respecto, serían las salas heladas de las cavidades heladas, con temperaturas medias por debajo de 0ºC y entendidas como ambientes de permafrost, las que marcasen los límites inferiores en este caso. Y de igual manera que para el primer caso, aproximadamente entre 100 y 200 m.

Estas tres implicaciones consecuencia de la presencia de las cuevas heladas representarían en todos los casos matizaciones o "anomalías térmicas", como en otros casos se han denominado para referirse a las condiciones térmicas de este tipo de cavidades con respecto a las condiciones exteriores (p.e. Lismonde, 2002; Luetscher y Jeannin, 2004; Luetscher, 2005; Kadebskaya y Tchaikovskyi, 2009; Mavlyudov, 2009), y no líneas o límites continuos ya que, como se aprecia en la actualidad, las cuevas heladas no se distribuirían tampoco por aquel entonces de manera continuada a lo largo de una franja altitudinal.

En este mismo sentido, si bien durante el MWP una temperatura media cercana a 1ºC por encima de la media de la PEH implicaba un ascenso de la paleo-MELA regional hasta los 2700-2750 m, no posibilitando por tanto las condiciones suficientes para la génesis de glaciares (González Trueba, 2006a:252); bajo la superficie, en el mundo endokárstico, si se estima que el bloque de hielo de Verónica se pudo empezar a formar antes del inicio de la PEH (en alguno de los últimos eventos fríos del MWP, por ejemplo), sí que se reunían las condiciones necesarias para la generación de cuerpos de

hielo. Aunque fuese de modo muy marginal y siendo representante esencial del fuerte carácter topoclimático que la criosfera presenta en Picos de Europa.

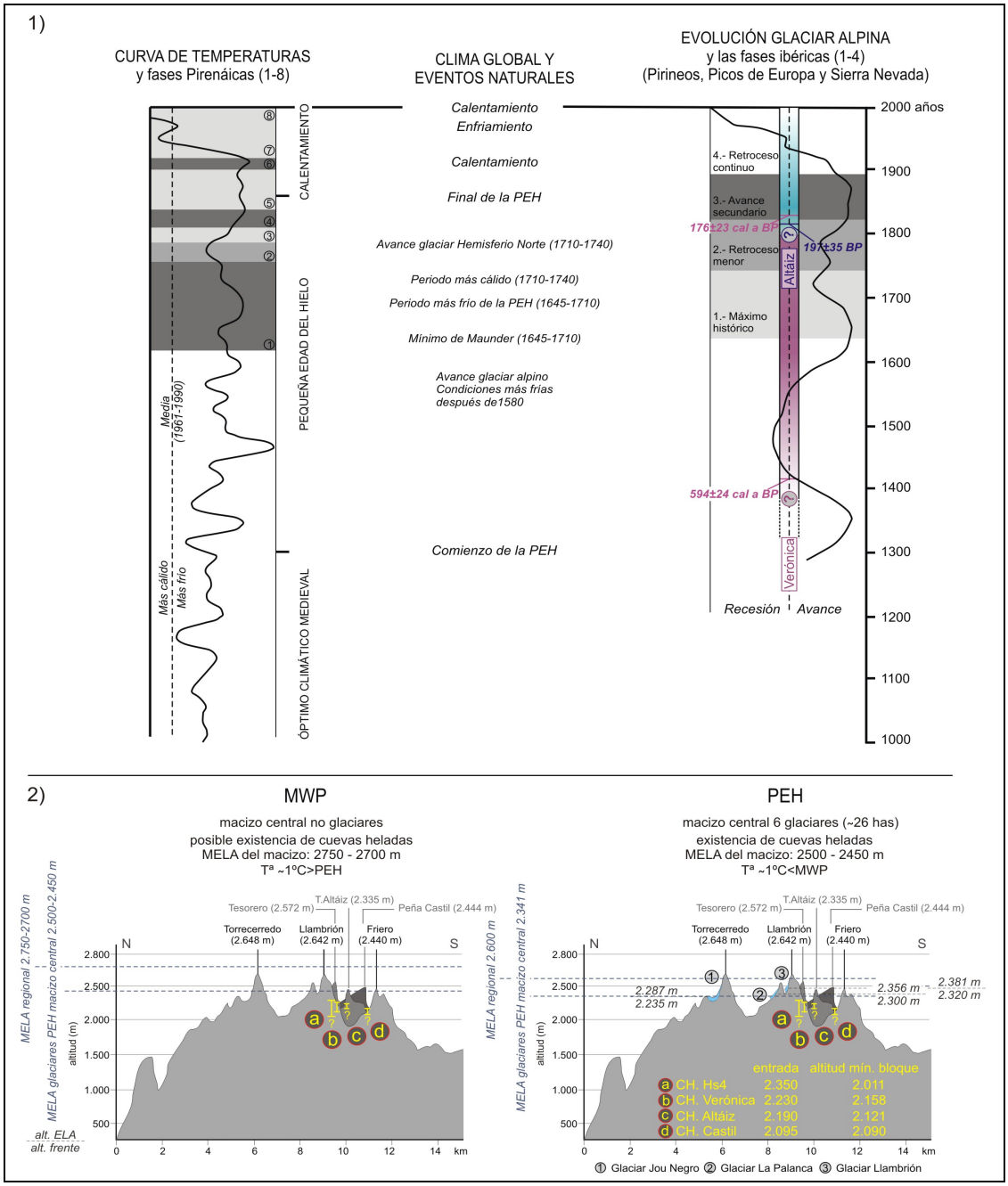


Fig.6.44. Comparación y encuadre temporal de las cuevas heladas y los glaciares históricos de Picos de Europa durante la PEH y el MWP. 1) Edades de los bloques de Altáiz y Verónica dentro de los distintos periodos climáticos en base a la secuencia climática de Fagan (2000) (modificado de González Trueba et al., 2008). 2) Glaciares históricos y cuevas heladas durante la PEH y el MWP (datos de los glaciares de González Trueba, 2006a).

En relación con ello, si atendemos al hecho de que las dataciones de las cuevas heladas nos llevan a pensar, por tanto, que algunos bloques eran precedentes a la PEH, y que los glaciares históricos en Picos de Europa se generaron durante dicho periodo, permaneciendo anteriormente deglaciados (González Trueba, 2006a:251), algunas

cuevas heladas podrían albergar los cuerpos de hielo de mayor antigüedad de Picos de Europa, antecediendo a los glaciares de la PEH (fig. 6.44).

En la actualidad los glaciares de la PEH han mermado su masa y fosilizado su movimiento, quedando reducidos a *heleros* enterrados o semienterrados en cuatro de los seis casos. Los otros dos han desaparecido por completo (tabla 6.7). La superficie total abarcada por estos cuatro heleros es actualmente de ~2 has (González Trueba et al., 2008). Ello nos permite conjeturar que, teniendo en cuenta los mismos parámetros antes expuestos acerca de la potencial existencia de más cuevas heladas y que los volúmenes de los bloques en Verónica y HS4 superan con creces los estimados para las otras dos cavidades, las cuevas heladas a día de hoy probablemente alberguen los mayores volúmenes de hielo en Picos de Europa.

Comparativa grandes cuerpos de hielo en la actualidad

Heleros actuales					*Cuevas heladas*	
	Superficie PEH (has)	**% reducción superf.**	**Superficie actual (2008) (has)**	**Estado actual**		**Vol. estimado (m^3)**
Jou Negro	5,2	11,2	0,6	semienterrado	Castil	33.300
Llambrión	6,1	13,3	0,8	semienterrado	Altáiz	1.000
La Palanca	4,1	7	0,2	enterrado	Verónica	?
La Forcadona	3,2	12,1	0,4	enterrado	HS4	?

Tabla 6.7. Comparativa de grandes volúmenes de hielo durante la PEH (datos de los heleros tomados de González Trueba et al., 2008).

6.2.8.- Evoluciones recientes de los balances de masa.

Pérdida de volúmenes generalizada en las cuevas heladas

El cálculo de los balances de masa de hielo en las cuevas heladas es uno de los tópicos más frecuentes en el estudio de estos fenómenos criosféricos. Dichos balances responden a la diferencia neta existente entre las fusiones y acumulaciones de hielo, haciendo acopio de todos los balances parciales que, estacional y cíclicamente, marcan el volumen de hielo dependiendo de la intensidad y duración de los procesos termodinámicos y criológicos experimentados durante los distintos periodos. Para ello, fijarse en la respuesta que tiene el bloque de hielo en función de su localización, y de la idiosincrasia endokárstica en la que se localice, se convierte en factor decisivo y en el antecedente necesario para discernir el futuro inmediato de su condición como cueva helada y como fenómeno criosférico.

La idea de que los bloques de hielo se encuentran sometidos a fuertes balances de masa cíclicos, desapareciendo y regenerándose completamente bajo condiciones propicias, ya fue señalada en pioneros estudios (Browne, 1865; Balch, 1900). En la actualidad tales patrones de comportamiento han sido reseñados para muchas cavidades a escala interanual e intranual (Ohata et al., 1994a, 1994; Turri et al., 2003; Rachlewicz y Szczucinski, 2004; Holmlund et al., 2005; Luetscher et al., 2005; Trofimova, 2005, 2006; Kern et al., 2008; Morard et al., 2010, 2012b; Perşoiu, 2011; Belmonte et al., 2014; Kern y Thomas, 2014). Insistentemente se llama la atención también a la importancia, y urgencia de su estudio, que tienen este tipo de estudios cuantitativos ante una tendencia general regresiva que pueda desembocar en la desaparición total de sus masas heladas, y por tanto en la pérdida de su potencial como archivos paleoambientales (p.e. Kern y Perşoiu, 2013).

A día de hoy, las estimaciones de balances de masa para la gran mayoría de las cuevas heladas registran una tendencia generalizada negativa independientemente del tipo de cavidad (cavidades calcáreas, abiertas en tubos de lava, de medias latitudes o de medias o altas altitudes, estáticas, dinámicas) señalada en numerosas ocasiones (Ohata et al., 1994b; Turri et al., 2003; Borsato et al., 2004; Rachlewicz y Szczucinski, 2004; Holmlund et al., 2005; Luetscher et al., 2005; Trofimova, 2006, 2007; Kern et al., 2008, 2011; Perşoiu, 2011; Behm et al., 2009; Kern y Perşoiu, 2013; Belmonte et al., 2014; Kern y Thomas, 2014). Aunque con excepcionales casos en los que se han señalado, para las últimas décadas, incrementos volumétricos como manifiestan Morard et al. (2010) para la cueva helada de Diablotins (con una leve reducción del nivel de hielo entre los años 2009 y 2010); Bočić et al. (2014) para algunas cuevas de los Alpes Dináricos, o Kern y Thomas (2014) para la cueva helada volcánica de Skull, sin percibirse además tampoco para esta última oscilaciones estacionales reseñables (tabla 6.8).

Para el contexto cercano de las cuevas que nos ocupa no se cuenta con registros cuantitativos de la evolución de sus hielos en ninguna de las cavidades conocidas, con la excepción reciente de la tendencia negativa señalada en Pirineos para la cueva A-294 (Belmonte et al., 2014).

Evolución de las masas de hielo					
Cueva	Localización	Fusiones anuales estimadas (cm o m^3)	Periodo	Método	Referencia
Glacière Monlési	Jura Mts. (Fra.)	11 m^3	1917-2004	varillas	Cálculo propio a partir de Luetscher et al., 2005
Glacière St. Livres	Jura Mts. (Fra.)	52 m^3	1960-2004	topos, fotos y observ.	
Croix-Rouges	Jura Mts. (Fra.)	18 m^3	1988-2004	topos, fotos y observ.	
Glacière du Couchant	Jura Mts. (Fra.)	13 m^3	1989-2004	topos, fotos y observ.	
Glacière de Bellevue	Jura Mts. (Fra.)	52 m^3	1982-2004	topos, fotos y observ.	
Mammuthöhle	Dachstein Mts. (Aus.)	7 cm	1996-2011	-	Kern et al., 2011
Gheţarul Scărişoara	Apuseni Mts. (Rum.)	45 m^3	1947-2012	-	Kern y Perşoiu, 2013
Ledena Pit	Velebit Mts. (Cro.)	18 cm	1962-2007	topos	Kern et al., 2008
Vukušić	Velebit Mts. (Cro.)	0,4 cm	1962-2007	topos	Kern et al., 2008
Jaskinia Lodowa w Ciemniaku	Tatra Mountains (Pol.)	27 m^3	1922-2004	topos, marcas en cavidad y teodolito	Rachlewicz y Szczucinski, 2004
Moncodeno (LoLc 1650)	Grigna Settentrionale (Ita.)	10 cm	1973-2003	-	Turri et al., 2003
Grotta del Castelleto di Mezzo	Brenta Dolomitas (Ita.)	20 cm	1997-2003	-	Borsato et al., 2004
Grotta dello Specchio	Brenta Dolomitas (Ita.)	9 cm	1997-2003	-	Borsato et al., 2004
Iya	Priolhonie-Siber. (Rusia)	7,5-14 cm	1977-1997	-	Trofimova, 2005
Bolshaya Baidinskaya	Priolhonie-Siber. (Rusia)	12 cm	1995-2005	-	Trofimova, 2005
Malaya Baidinskaya	Priolhonie-Siber. (Rusia)	1,7 cm	1995-2005	-	Trofimova, 2005
Mechta	Priolhonie-Siber. (Rusia)	3,2 cm	1995-2005	-	Trofimova, 2005
A294	Cotiella-Pirineos (Esp.)	12,5 m^3	2008-2013	varillas, distos	Belmonte et al., 2014
Svarthammarho la	Mejfell-Fauske (Nor.)	30-50 cm	1995-2010	marcas en cavidad	Laurtizen et al., 2010
Fuji Fuketsu	Fuji Mt. (Jap.)	10 m^3	1927-1992	fotos, varillas	Kern y Perşoiu, 2013 a partir de Ohata et al., 1994
Candelaria	N. México (EEUU)	40-80 m^3	1924-1996	fotos	Dickfoss, 1996
Merrill	Lava Beds (EEUU)	10,6 cm	1990-2006	varillas	Cálculo propio a partir de Kern y Thomas, 2014
C-270	Lava Beds (EEUU)	5,2 cm	1990-2012	varillas	
M-310	Lava Beds (EEUU)	3,5 cm	1990-2012	varillas	
L-800	Lava Beds (EEUU)	1,5 cm	1990-2012	varillas	

M-470	Lava Beds (EEUU)	129,1 cm	1990-2006	varillas	
M-374	Lava Beds (EEUU)	3,6 cm	1990-2009	varillas	
Skull	Lava Beds (EEUU)	+5 cm	1990-2014	varillas	Cálculo propio a partir de Kern y Thomas, 2014
Diablotins	Fribourg Prealpes (Suiza)	incremento (sin especificar) (fusión 4 cm)	1994-2010 (2009-2010)	varillas, observ., documentos	Morard et al., 2010

Tabla 6.8. Evoluciones de las masas de hielo en algunas cuevas heladas.

Instrumentación empleada en las cavidades estudiadas

Para la estimación de los balances de hielo en las cuevas de Castil, Altáiz y Verónica se han aplicado, dependiendo de las características de cada una de ellas, distintos métodos. Mientras que en el caso de Verónica y Altáiz se han instalado varillas en algunas caras de sus bloques de hielo; en Castil ha sido posible un control más exhaustivo con el escaneo dos veces por año de la superficie de su bloque mediante TLS, lo que nos ha permitido el cálculo de las variaciones de hielo estacionales e interanuales. Además para esta cueva, se cuenta también con referencias de exploraciones espeleológicas precedentes en las que se dejaron marcas de spits en una de las paredes en el año 1997. Los escaneos en esta cavidad se han llevado a cabo desde 2011 hasta 2013, realizándose todos los años dos escaneos: uno en los meses de noviembre y diciembre para registrar los niveles mínimos de hielo durante el periodo de fusión, y otro en los meses de junio para registrar los niveles máximos durante los periodos de acumulación. Para la estimación de las variaciones de hielo en el caso de esta cueva se realizaron modelos tridimensionales precisos de cada uno de los escaneos realizados y se tomaron 4 puntos de control como referencia para la evaluación cuantitativa de la evolución del hielo en función de su separación con respecto al nivel del hielo (P1-P4 en la fig. 6.46).

Para el caso de las cuevas de Verónica y Altáiz las varillas estuvieron instaladas desde 2011 hasta 2013, siendo posible su control solo durante las campañas de campo realizadas en los meses de agosto. La ubicación de tales varillas obedeció a las localizaciones más accesibles de las únicas caras expuestas de sus respectivos bloques de hielo y a la representatividad de éstas dentro del balance de masa general. En agosto de 2011, se instalaron dos varillas por cavidad. En la GH de la cavidad de Verónica se instaló una varilla en el muro de hielo a una altura de 1,5 m y separada 0,5 m de la varilla instalada en el suelo de rehielo; y en el PM de la cueva de Altáiz se instalaron

sobre la superficie recubierta de clastos del bloque de hielo y en uno de sus laterales a distancia de 39 cm del borde de la superficie (fig.6.45).

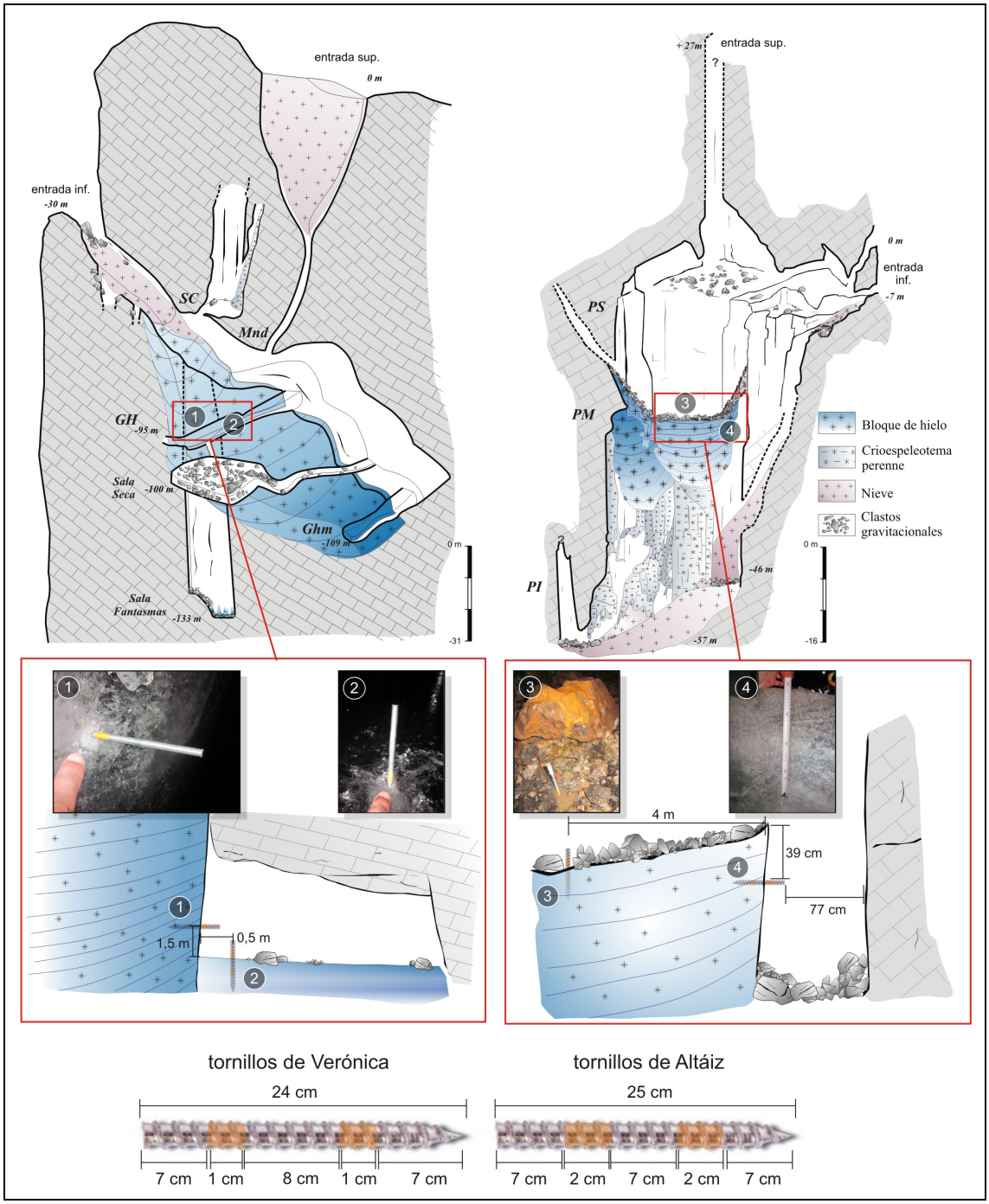


Fig. 6.45. Localización de las varillas de control volumétrico en Altáiz y Verónica durante el periodo 2011-2013.

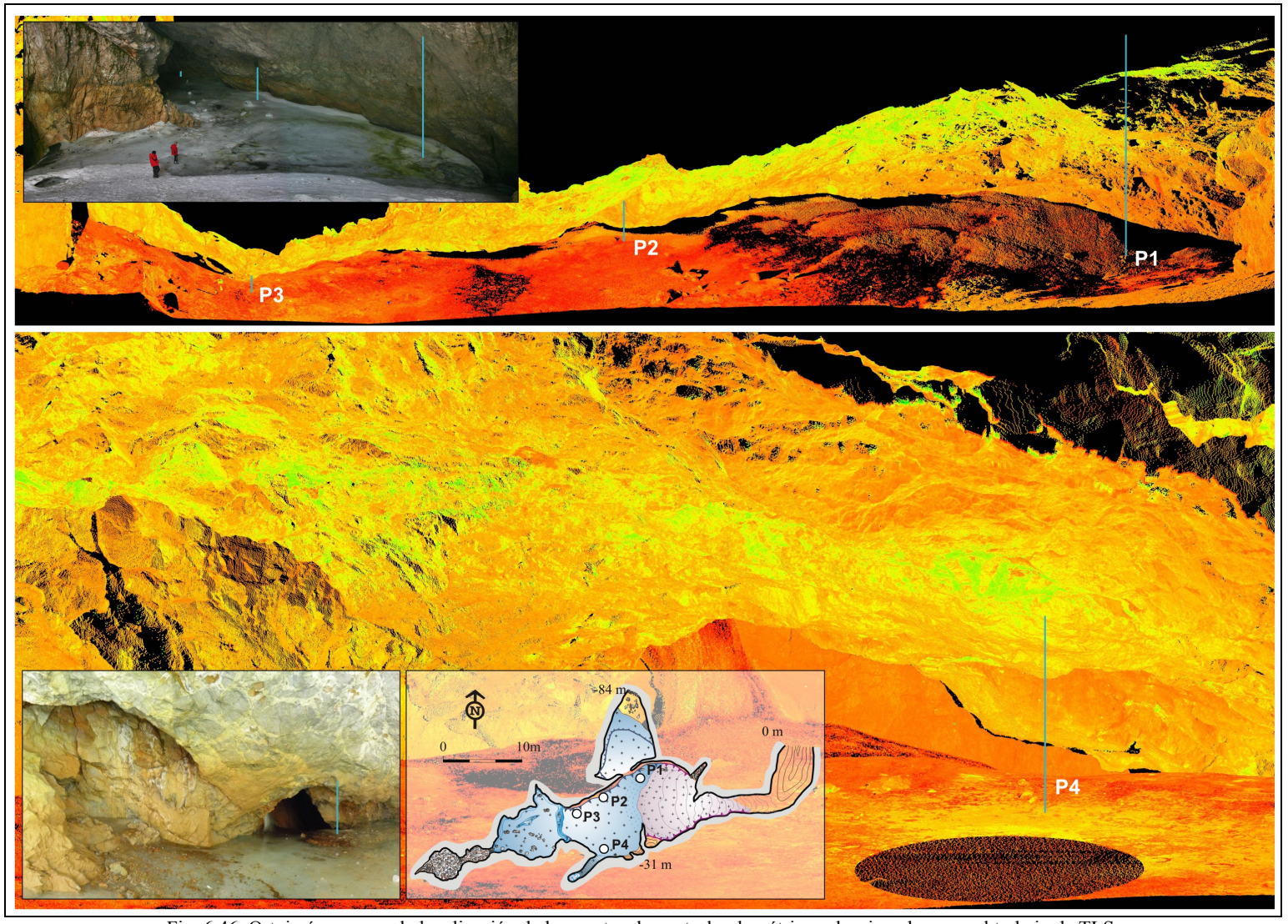


Fig. 6.46. Ortoimágenes con la localización de los puntos de control volumétrico seleccionados para el trabajo de TLS.

Variaciones de masa estacionales e interanuales

La estimación de balances de masa para el periodo 2011-2013 se ha de tomar como una estimación parcial debido a la imposibilidad de un cálculo completo y exacto para cada uno de los bloques (hecho frecuente, por otra parte, en la inmensa mayoría de las cuevas heladas conocidas). De tal manera, únicamente se han podido estimar variaciones de hielo para aquellas caras expuestas de los bloques, habiendo sido posible tan solo en el caso de la cueva de Altáiz el control de dos de sus caras (su superficie y uno de sus laterales). En los tres casos se han estimado las variaciones interanuales de hielo, siendo en Castil donde se han determinado además las variaciones estacionales debido a un mayor número de observaciones. Los resultados de ello se exponen a continuación.

Registros estacionales: marcadas fluctuaciones en el nivel de hielo de Castil.

Un mayor control volumétrico con TLS sobre la superficie del bloque de Castil nos ha permitido observar las variaciones estacionales que sufre a lo largo del año. Según los datos registrados, y tomando como referencia los niveles que el hielo presentaba en el primer escaneo realizado (octubre de 2011), los mínimos de hielo se presentan durante los periodos de fusión, siendo a finales de otoño (finales del periodo termodinámico cerrado/principios del periodo abierto) cuando se dan los niveles de hielo más bajos. Mientras, los volúmenes máximos se alcanzan a finales del periodo de acumulación, concretamente a finales del periodo termodinámico abierto (finales de primavera).

La variación de la superficie del bloque entre un periodo y otro oscila, dependiendo del lugar de la cavidad en el que nos encontremos, entre 6-7 cm en los puntos más alejados de la boca de entrada, lo que da lugar a una variabilidad de volumen estimado de entre 37 y 47 m^3 (partiendo de una superficie estándar estimada en 629 m^2); siendo mucho mayor en los sectores más cercanos a la boca de entrada, con un incremento de hasta 29 cm como los registrados en junio de 2013 (variación de volumen estimado de 182 m^3). De forma general sobre toda la superficie se ha detectado una variación estacional sin irregularidades espaciales reseñables, preservando una tendencia homogénea en la que se acumula mayor cantidad de hielo en las partes más exteriores del bloque de hielo, reduciéndose paulatinamente hacia el interior de la cavidad. Tan solo se registran irregularidades marcadas sobre la superficie en los sectores basales de algunas criomorfologías estacionales y fundamentalmente durante los meses de junio (tabla 6.9).

Las variaciones de volumen del bloque de hielo de Castil también se perciben en la distinta anchura del bloque con respecto a la pared, apreciándose como se da una menor apertura en los meses de junio. A excepción de punto r2 en el que apenas se han registrado variaciones reseñables en los años investigados. Las oscilaciones máximas entre los periodos de fusión y acumulación son de 36 cm en r1, 22 cm en r2 y 87 cm en r3 (tabla 6.9).

Los crioespeleotemas igualmente sufren variaciones de volumen. Para el sinforme estalagmítico perenne ubicado entre el piso inferior y superior de la SH las oscilaciones durante el periodo investigado se encuentran en torno a 1 y 3 m^3. Mientras, algunas de las columnas de hielo estacionales que se han escaneado muestran en los meses de junio unos volúmenes máximos de hielo que van desde los 5 a 18 m^3, caso de la primera columna que se forma en el interior del piso inferior (dependiendo del momento del año en que se escaneó), y los 26 m^3 para la columna que se forma sobre el sinforme estalagmítico (tabla 6.9).

Por observaciones de campo, las fluctuaciones estacionales sobre la superficie del bloque de hielo y sus laterales se deben fundamentalmente a las variaciones en la cantidad estacional de rehielo acumulado. Provenientes éstas o bien de la incorporación directa de nieve desde la entrada principal, o bien de las aguas de fusión que desde la misma se distribuyen uniformemente por encima de la superficie del bloque, lo que sería congruente con la tendencia homogénea hacia un menor espesor de hielo a medida que nos adentramos en la cavidad. Las fluctuaciones volumétricas de los crioespeleotemas escaneados se corresponden, sin embargo, con aportes recibidos por la filtración de aguas desde el techo de la cavidad. Las cuales son mayores durante los periodos de acumulación.

Registros interanuales: comportamientos diferenciados en las tres cavidades.
Si se atiende a la evolución interanual durante el periodo investigado 2011-2013 en las tres cuevas se pueden distinguir tres comportamientos diferenciados:

a) *Bloque de hielo de Castil: variación interanual sostenida en los últimos años aunque marcadamente regresiva en las últimas dos décadas*.

Para el periodo 2011-2013 los escaneos TLS registraron como la superficie del bloque de hielo de Castil se ha incrementado levemente. Si bien se trata de un incremento escaso, 0,2 cm si se comparan noviembre de 2011 y diciembre de 2013 (momentos equiparables en cuanto a los niveles mínimos de hielo), sí que ha sido un aumento generalizado en todos los puntos de control y registrado durante todos los escaneados realizados. Aunque con las fluctuaciones estacionales ya señaladas pero sin llegar a ser en ningún momento inferior al nivel escaneado en octubre de 2011.

Fig. 6.47. Testimonios de antiguos niveles del bloque de hielo: 1) pared pulimentada; 2) marcas de spits de las exploraciones espeleológicas llevadas a cabo en 1997. Nótese que ambos testigos tienen una altura muy similar lo que podría hacerles concordar en tiempo, aunque disminuyendo homogéneamente a medida que nos adentramos en la cavidad debido a una mayor acumulación de hielo en la entrada (línea de puntos). Hecho también registrado en los escaneos realizados.

Sin embargo, atendiendo a una escala temporal mayor, para el caso de esta cavidad se cuenta con el registro espeleológico del grupo GELL de 1997. En ese año descendieron por uno de los laterales del bloque (r1) hasta la punta actual de la cavidad (-84 m), y de ello queda actualmente constancia en la pared con las marcas de spits instalados para su

descenso el 12 de agosto de 1997 (com. personal Enrique Ogando, grupo GELL). En función de esta referencia, y teniendo en cuenta que a día de hoy distan hasta ellas aproximadamente 3,5 m desde la superficie del bloque de hielo (a fecha de diciembre de 2013), es estimable que la superficie del bloque de hielo haya reducido su nivel ~2 m en los últimos dieciséis años[11], lo que hace una media ~12,5 cm a^{-1}, que supondría una pérdida de volumen ~7.862 m^3 a^{-1}. Tales estimaciones son congruentes con las marcas que estrían una de las paredes de la SH en su piso inferior y que, también perfectamente visibles en la actualidad, se elevan 2 m aproximadamente sobre el nivel actual del bloque de hielo (fig.6.47)[12].

b) *Bloque de hielo de Altáiz: variación interanual fuertemente regresiva*.

Las varillas de control instaladas en el bloque de hielo de Altáiz muestran un retroceso evidente de su volumen de hielo. Tal retroceso se manifiesta tanto sobre la superficie como en el lateral en los que se instalaron las varillas. En ambos casos la variación desde agosto de 2011 a agosto de 2013 es de -22 cm en la superficie y -32 cm en el lateral, lo que procura una media anual de fusión de hielo de 11 cm a^{-1} y 16 cm a^{-1} respectivamente (tabla 6.10). Dichas cifras reflejan estimaciones mínimas ya que en los dos casos, y en casi todas las tomas de control volumétrico, se encontraron las varillas totalmente fuera del bloque (ver fotos de fig.6.48). La estimación del volumen de hielo fusionado derivado de estos descensos de los niveles de hielo se ve dificultado al no haber sido posible calcular el volumen exacto del bloque. En base a cálculos genéricos en los que suponemos unas dimensiones aproximadas del bloque de 10x10x10 m, se puede extrapolar que el volumen de hielo perdido entre los años 2011 y 2013 ha sido de 22 m^3 (11 m^3 a^{-1}) en la superficie del bloque, y de 32 m^3 (16 m^3 a^{-1}) en el lateral del bloque controlado, lo que supondría un total de 54 m^3 (27 m^3 a^{-1}) para ambas caras. De nuevo en este caso se han de tomar como pérdidas totales de volumen mínimas ya que es de suponer que en las otras caras del bloque se hayan perdido volúmenes de hielo cuantitativamente equiparables a juzgar por las observaciones realizadas en campo. A ello además se deben añadir las fusiones internas que a día de hoy horadan el bloque, como lo atestiguan varios pozos de fusión de reseñable envergadura.

[11] A los 3,5 m se debe restar aproximadamente un 1,5 m, altura aproximada en la instalación de los spits.

[12] Los movimientos internos y de flujo de los bloques de hielo, en los casos estudiados apreciables en el pulimento de determinados sectores de las paredes, son factores que se han tenido en cuenta para la estimación de los balances de masa en otras cavidades (p.e. Holmlund et al., 2005; Perşoiu, 2011).

Variaciones en bloque de Castil (2011-2013) (TLS)	BLOQUE DE HIELO							CRIOESPELEOTEMAS	
		superficie del bloque			evolución de los laterales del bloque (m)			sinforme estalagmítico perenne	columnas hielo estacionales
	superf. media estimada (m^2)*	variaciones en el nivel de hielo (cm)**	variación volumen estimado (m^3)**	variación homogénea de superficie	r1	r 2	r3	vol. apróx. (m^3)	vol. apróx. (m^3)
oct 2011	629	-	-	sí	3,29	2,21	5,50	15,16	-
nov 2011		+0,2	+1,26	sí	3,22	2,21	5,50	14,79	-
jun 2012		+6	+37,74	sí***	3,21	2,2	4,78	15,97	5,117 (entrada)
nov 2012		+0,3	+1,89	sí	3,12	2,21	4,94	14,84	-
jun 2013		+7,5 (29 en entrada)	+47,18 (+182,41 en entrada)	sí***	2,83	1,99	4,63	16,63	18,77 / 26,78 (entrada/sinforme hielo)
dic 2013		+0,4	+2,52	sí	3,28	2,21	4,89	13,14	-

*Superficie media estimada con el TLS a partir de las mediciones realizadas en oct11; nov11; nov12 y dic13. **Variaciones con respecto a la medida inicial (oct2011). ***Excepto las zonas inmediatas a las columnas de hielo.

Tabla 6.9. Resultados de los escaneos realizados con el TLS sobre la superficie del bloque de Castil (2011-2013).

Variaciones en los bloques de Verónica y Altáiz (2011-2013) (varillas)	VERÓNICA		ALTÁIZ	
	variación lateral bloque (cm)	variación suelo GH (rehielo) (cm)	variación superficie bloque (cm)	variación lateral bloque (cm)
ago2011-2012	-1	+5	-16	-16
ago2012-2013	-6	+3	-6	-16
ago2011-2013	*-7*	*+8*	*-22*	*-32*

Tabla 6.10. Resultados sobre las variaciones de hielo en los bloques de Altáiz y Verónica (2011-2013).

Fig. 6.48. Variación de los bloques en función de las varillas instaladas en Verónica (izq.) y Altáiz (dcha.).

Centrándonos en una escala temporal mayor, en las paredes de Altáiz también se aprecian sectores con abrasión. En este caso en sectores inmediatamente por encima del bloque de hielo y en otros cercanos a la boca de entrada principal. Ello nos indica una masa de hielo muchísimo más grande en el pasado que cubriría prácticamente por entero la sima principal que articula la cavidad. Sin embargo, sin la existencia de referencias cronológicas se hace imposible precisar en que momento la cueva se encontraba en tal situación, y por tanto tampoco determinar las etapas evolutivas de su fusión hasta el momento presente, ni sus ratios de fusión (fig. 6.49).

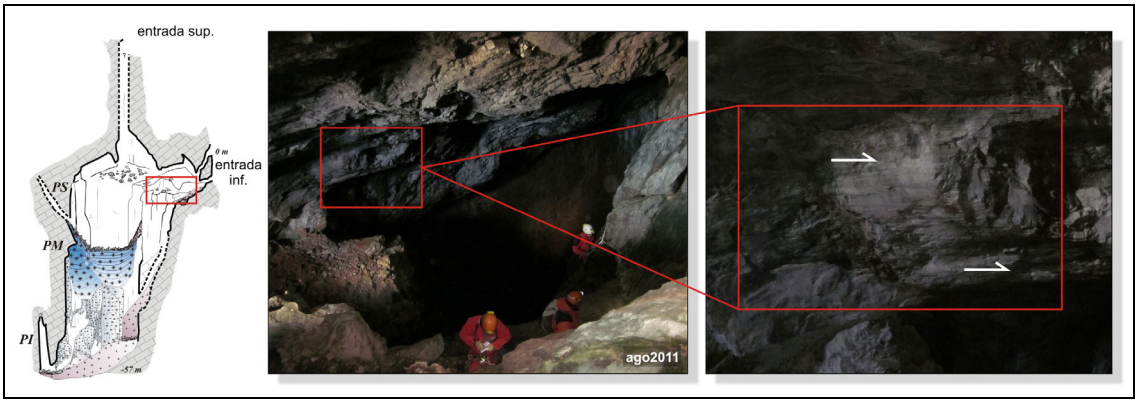


Fig. 6.49. Abrasión en las paredes de entrada a la cavidad de Altáiz.

c) *Bloque de hielo de Verónica: variación interanual moderadamente regresiva*.

Para la cueva helada de Verónica no se puede afirmar con rotundidad que su bloque de hielo tenga en la actualidad una tendencia regresiva a juzgar por los resultados obtenidos. El gran volumen de su bloque de hielo y su dificultad criotopográfica impiden cuantificaciones concretas de sus evoluciones a día de hoy, además de tampoco mostrarnos nítidamente ni su envergadura ni la superficie del mismo. Tan solo en base a un control parcial del muro de hielo de la GH se registra un retranqueo, pero con cifras mucho menores que en el caso anterior. Mientras que en el primer año de control (2011-2012) apenas sufrió variación, se observó 1 cm menos de hielo, en el segundo año el retranqueo fue más acusado con 6 cm de diferencia (tabla 6.10). Ello refleja una media de 3,5 cm a^{-1}, lo cual si se prolongase regularmente para toda la superficie del muro sumaría una pérdida de hielo total en los dos años de 11,9 m^3 (5,95 m^3 a^{-1})[13].

El suelo de esta sala ha experimentado un crecimiento de 8 cm en los dos años investigados, siendo de 5 cm en el primer año y de 3 cm en el segundo (tabla 6.10). Al igual que sucede en caso de Castil, por observaciones de campo sabemos que se trata de capas de rehielo acumuladas en el piso de la sala, y que seguramente, en función de la topografía de la cavidad y del bloque, no formen parte del bloque de hielo. De esta manera es lógico pensar que las fusiones del muro de hielo se recongelan en el piso de la sala, recreciendo su nivel de rehielo (fig. 6.48).

Nuevamente en esta cavidad se han apreciado abrasiones en la caliza encajante en los sectores superiores de la cueva. En una de las paredes laterales de la rampa de acceso a la cavidad se observan pulimentos siguiendo la misma dirección e inclinación que mantiene en la actualidad la rampa de nieve de la entrada. Ello nos indicaría un volumen de hielo mucho mayor en el pasado, a la vez que haría coherente la afirmación, ya manifestada, de que el enorme bloque de hielo pueda alojarse inmediatamente bajo el manto nival acumulado en la rampa, como se ha visto en fotografías realizadas en el final de dicha rampa (fig. 6.50).

[13] Regularizando la superficie del muro en unos 170 m^2 aproximadamente (30,6 x 5,5 m).

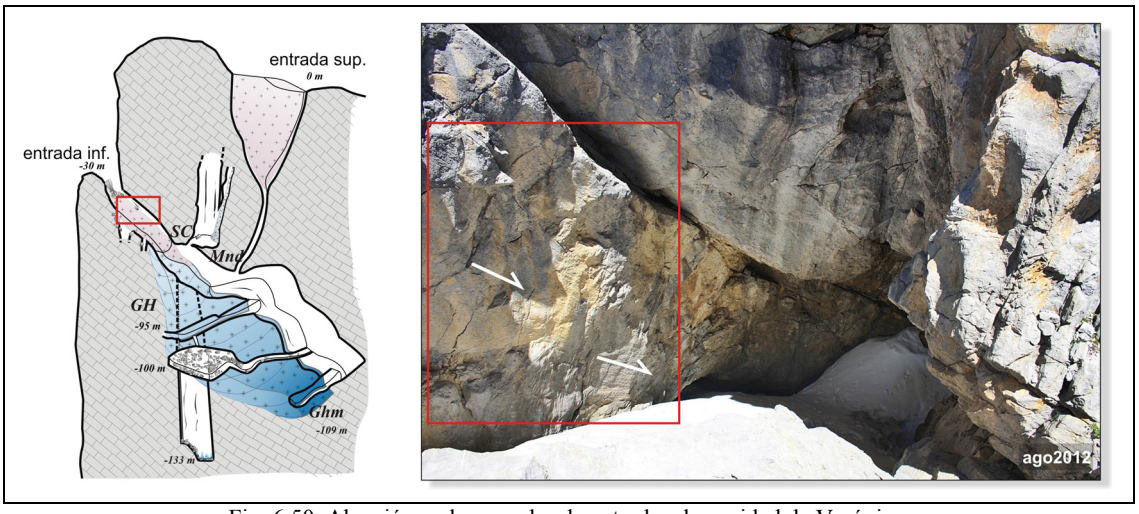


Fig. 6.50. Abrasión en las paredes de entrada a la cavidad de Verónica.

Evoluciones temporales de los balances de masa en las tres cavidades.

Basándonos en los resultados obtenidos se puede contemplar la evolución reciente de los bloques de hielo desde tres periodos temporales distintos:

a) *Evoluciones en periodos estacionales*: desde este punto de vista los bloques de hielo estudiados responden a los periodos de acumulación y fusión inducidos por las condiciones climáticas exteriores, los cuales ya han sido señalados anteriormente (ver fig.6.10). Se ha corroborado con los trabajos geomáticos realizados sobre la superficie del bloque de Castil unos niveles mínimos a principios del periodo abierto (finales del otoño/comienzos del invierno); y unos niveles máximos a finales del periodo abierto/comienzos del periodo cerrado. Tales fluctuaciones se conforman como un rasgo distintivo de las cuevas heladas con respecto a otros fenómenos criosféricos de superficie en los que las máximas volumetrías de hielo se dan en aquellos momentos más fríos (fechas centrales de los periodos fríos) como han señalado Ohata et al., 1994.

La diferencia volumétrica entre ambos periodos de alimentación es destacable, pero sin superar el decímetro. Los distintos niveles de hielo detectados en los diferentes periodos varían de año a año y, a pesar de que se hayan registrado en ocasiones niveles extraordinariamente mayores con respecto a años inmediatos (junio de 2013), las variaciones interanuales apenas han cambiado durante el periodo de investigación. Hechos similares de grandes acumulaciones de hielo en un año concreto y sin tener grandes repercusiones dentro de las tendencias generales de los balances de masa se han señalado en otras cavidades estudiadas (Kern et al., 2008). A pesar de darse una

marcada fluctuación durante los distintos periodos de acumulación y fusión, el bloque de hielo de Castil mantiene un balance neto estable debido a que fundamentalmente son niveles de rehielo los que se forman estacionalmente, fundiéndose prácticamente del todo durante los periodos de fusión. Ello hace que no se incremente el volumen del bloque, al menos reseñablemente, y no se lleguen a formar estratos nuevos anuales. Para el caso de las otras dos cavidades, extrapolando que los niveles mínimos estacionales observados en la cueva de Castil se dan durante los meses de noviembre y teniendo en cuenta que las varillas se encontraron fuera, o casi fuera, de los bloques de hielo en los meses de agosto, es lógico pensar que los niveles de hielo registrados no se correspondan con los mínimos. Éstos, presumiblemente, se darán más cerca de los meses de noviembre como sucede en Castil.

b) *Evoluciones en periodos interanuales*: tomando esta escala temporal se ha observado un distinto comportamiento de las evoluciones en las tres cavidades. Para el caso de las evoluciones positivas registradas en el **bloque de Castil** se ha de señalar que por el momento tan solo se pueden contemplar como capas de rehielo a la vista del corto periodo de control que se ha llevado a cabo. Sin poder afirmarse como tendencia para su futuro más inmediato. En el caso de que esta evolución positiva continúe su diagénesis podría contribuir al aumento volumétrico del bloque. Sin embargo, si nos atenemos a las estimaciones marcadamente regresivas contempladas desde el año 1997 es lógico pensar que el periodo investigado tan solo se corresponda con un breve periodo en el que el balance de masa ha quedado relativamente estabilizado dentro de una tendencia general fuertemente negativa (fig.6.51). Estas tendencias ralentizadas en periodos cortos actuales también han sido destacadas en los balances de masa de otras cavidades como son los casos mencionados de la cueva de Skull (Kern y Thomas, 2014) y Diablotins (Morard et al., 2010)[14]; o en tendencias marcadamente negativas como exponen Kern et al. (2008) para Ledena Pit. En cualquier caso constituyen casos excepcionales dentro del comportamiento generalizado de las cuevas heladas en la actualidad, y en la cavidad que nos ocupa sería muy interesante continuar con el control de sus balances de masa para poder ratificar tal tendencia.

[14] Para el primer caso inserta en una evolución de la masa de hielo mantenida en las últimas dos décadas; y en el segundo dentro de una tendencia de leve fusión entre los años 2009 y 2010, aunque bajo un fuerte incremento desde 1994 (Morard et al., 2010)

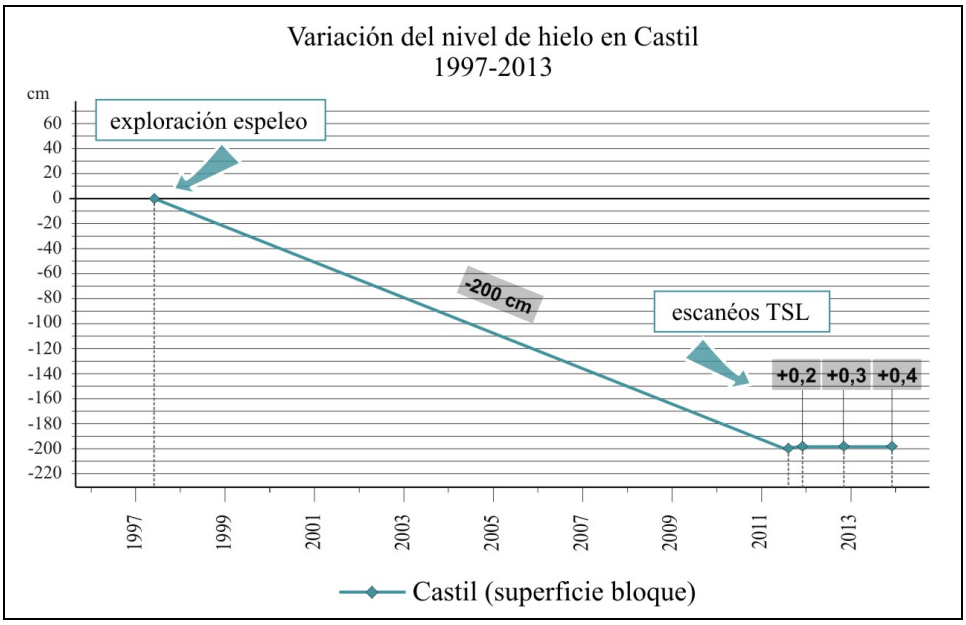


Fig. 6.51. Evolución del nivel de hielo en el bloque de Castil (1997-2013).

En el caso del **bloque de Altáiz** se observan fusiones evidentes tanto en su superficie como en sus laterales, con un retranqueo para todo el bloque de hielo evidenciado visualmente durante las observaciones de campo. La pérdida de masa de hielo hace que la separación del bloque con respecto a las paredes de la cavidad se haya incrementado durante los años de investigación. De esta manera, el bloque encuentra cada vez menos puntos de apoyo, lo que hace que su basculación y caída sobre el PI quizás no se haga esperar en el tiempo. Es el único caso de los tres estudiados en el que se da una pérdida de volumen tan marcada que, junto con la situación inestable del bloque, sus destacables morfologías de fusión y su escasa masa de hielo (comparativamente a los otros dos casos), nos induce a estimar una desaparición del bloque de hielo previa a las otras dos cavidades. O al menos en el basculamiento de todo el bloque en un futuro no demasiado lejano. Factores decisivos en esta escasa volumetría de hielo, y por tanto en su potencial basculación y desaparición, a juzgar por lo presentado en la presente investigación, se pueden encontrar tanto en la propia idiosincrasia termodinámica de la cavidad, con las marcadas sublimaciones experimentadas durante los periodos abiertos, como en su configuración endokárstica, en tanto y cuanto la procura una entrada principal por la que no se pueden dar grandes alimentaciones nivales. Factor como se ha visto muy condicionante.

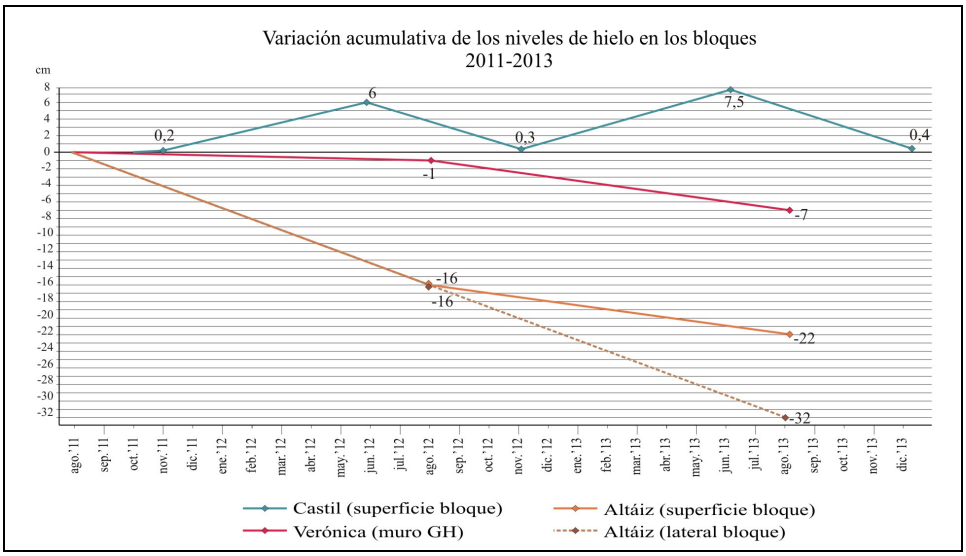


Fig. 6.52. Comparativa de las evoluciones de los volúmenes de hielo en las cavidades a estudio durante el periodo 2011-2013.

Las evoluciones en el **bloque de Verónica**, sin embargo, son menos evidentes habiéndose cotejado un retroceso de su muro de hielo menor que en el caso de Altáiz, y sin poder saber si tal disminución afecta de igual manera al conjunto del bloque. El suelo de la sala en la que se instaló la varilla ha experimentado un aumento con rehielo inversamente proporcional al retranqueo de la pared del bloque de hielo. Pero posiblemente como dicho suelo no es parte integrante del propio bloque tal incremento no contribuye al balance positivo de la masa del bloque ya que no es otra cosa que la recongelación de las aguas de fusión depositadas laminarmente y provenientes tanto del propio bloque de hielo como de la fusión de otras criomorfologías inmediatas. Sería necesario continuar con el control del balance de masa en la sala en la que se ha llevado a cabo, y tratar de llevar los mismos controles en otros puntos del bloque de hielo en el momento en que éste lo permita, para constatar las tendencias actuales del bloque de Verónica.

c) *Evoluciones en periodos remotos*. En las tres cavidades se han apreciado, en determinados sectores, abrasiones de sus paredes encajantes que nos indican volúmenes de hielo pretéritos mucho mayores. En el caso de Peña Castil se han podido correlacionar, en parte, con huellas de exploraciones espeleológicas anteriores; pero sin embargo para las estrías apreciadas en Verónica y Altáiz no ha sido posible determinar ni cronología ni evolución concreta alguna. Tan solo, en función de su localización en partes muy externas de las cavidades, podemos pensar en tiempos más remotos que las encontradas en Peña Castil, pero sin poder llegar a definir nada más. Lo que sí resulta

evidente, en cualquiera de los tres casos, es que tales pulimentos son muestra, además de ese mayor recubrimiento de hielo en el pasado, del desplazamiento y flujo de la masa de hielo causante de tales abrasiones.

Las evoluciones de balances de masa y las fusiones basales, las superficiales y las deformaciones por flujo.

El corto periodo de tiempo empleado para el control de los balances de masa en la presente investigación no nos permite establecer tendencias o patrones evolutivos taxativos de los hielos como los manifestados para otras cavidades (p.e. Turri et al., 2003; Luetscher et al., 2005; Kern y Perşoiu, 2013; Kern y Thomas, 2014). En ninguno de los tres casos podemos determinar si los registros actuales se corresponden con periodos coyunturales o son muestra de un comportamiento generalizado. Aunque para el caso de Altáiz parezca que la evolución inmediatamente precedente debió ser igual de negativa que la apreciada en la actualidad[15], y en el caso de Castil las marcas de exploraciones espeleológicas indiquen evoluciones similarmente negativas a las experimentadas en Altáiz, no se puede sentenciar ello rotundamente.

Ni tan siquiera en el caso de la tendencia negativa de las últimas décadas experimentada por el bloque de Castil se puede afirmar con rotundidad que dicha pérdida registrada desde 1997 resulte enteramente de la fusión superficial del bloque de hielo. Como reflejan los radargramas del GPR, la masa de hielo muestra una estratificación combada que puede ser consecuencia de un movimiento en la vertical del bloque de hielo provocado por diferentes factores, aunque a día de hoy no se hayan podido determinar: a) fusiones basales del bloque, como las evidenciadas en el caso de Altáiz; b) fusiones internas del bloque que se den en aquellas cotas del bloque a las que las prospecciones de GPR no llegaron; o c) debido a importantes deformaciones del bloque propiciadas por el flujo y comportamiento dúctil de su hielo, como muestran los arcos apreciados en las imágenes TSL, o de forma mucho más nítida los muros del bloque de Verónica en las salas GH y GHm.

[15] En ninguna de todas campañas de campo realizadas se pudo observar ni la más leve capa de rehielo estacional acumulada sobre la superficie del bloque de hielo; estando siempre cubierta por un manto de clastos.

La posibilidad de que la configuración de la cavidad de Castil en forma de gran sima (intuida también en función de los resultados de la investigación GPR) se vea acompañada de fusiones basales del bloque que propicien el desplazamiento en la vertical de gran parte del mismo es algo que se ha señalado en otras cavidades (Holmlund et al., 2005). Ello supondría, por tanto, que no tiene porque corresponderse plenamente el descenso del nivel superficial del bloque de hielo con fusiones superficiales, sino que podrían entrar en juego las fusiones basales del bloque de hielo, esas fusiones internas señaladas, o incluso hipotéticos desplazamientos del bloque de hielo hacia sectores inferiores no conocidos como se ha reseñado para otras cuevas señalando desplazamientos de la masa de hielo hacia sectores periféricos de la cavidad (Holmlund et al., 2005; Perşoiu, 2011).

Exploraciones futuras que nos ayuden a discernir la importancia de un tipo u otro de fusión y de los flujos y desplazamientos del bloque dentro de los balances de masa de las cuevas a estudio, al igual que se han diferenciado en otras cavidades (Ohata et al., 1994; Silvestru, 1999; Rachlewicz y Szczucinski, 2004; Holmlund et al., 2005; Kern et al., 2008; Morard et al., 2010) quedan aquí pendientes.

6.3.- Los crioespeleotemas.

6.3.1.- Introducción.

En la presente investigación consideramos los crioespeleotemas como aquellas morfologías de hielo de carácter preferentemente estacional cuyo origen puede derivarse o bien de la congelación del agua filtrada o la recongelación de las aguas de fusión (pudiendo ser éstas últimas tanto extrínsecas -aguas corrientes procedentes de la fusión de la nieve exterior- como intrínsecas -procedente de la fusión del hielo interno de la cueva-); o bien de la incisión de los flujos y/o goteos de estas mismas aguas o de los flujos de aire. No es descartable, así mismo, considerar dentro de los crioespeleotemas aquellas criomorfologías que por haber alcanzado un volumen considerable o mantener una fuente de alimentación más o menos constante mantengan un carácter perenne.

Los crioespeleotemas son, junto con los bloques de hielo, los elementos definitorios de las cuevas heladas, y aunque no constituyan una fuente paleoambiental de primer orden como los bloques, su estudio y análisis puede reportar información acerca de las distintas condiciones microclimáticas que se dan en una cavidad.

Su estudio a día de hoy, consecuencia posiblemente de su nulo peso dentro de las reconstrucciones paleoclimáticas y de su carácter estacional, adolece de investigaciones y derivado de ello de un consenso epistemológico generalizado. Obviando las observaciones puntuales, aunque precisas y acertadas, que Thury (1861) realizó sobre la cristalización hexagonal y algún crioespeleotema en forma de columna, pocos han sido los esfuerzos encaminados al análisis y clasificación dentro de la literatura científica específica (fundamental y actualmente Bella, 2003, 2004, 2005, 2006). Ello

acarrea consecuentemente confusiones habituales y una falta de acuerdo tanto para sus nomenclaturas como para su representación semiótica[16]. Carencias éstas de las que no adolecen, sin embargo, otras disciplinas afines al ámbito de estudio y más asentadas científicamente como pueden ser por ejemplo la glaciología o la karstología.

Teniendo en cuenta tales lagunas, a continuación se presenta una relación de todos aquellos crioespeleotemas estudiados en las cuevas heladas de Castil, Altáiz y Verónica, en función de los procesos de congelación, fusión, sublimación, fracturación o mixtos; y con el apoyo en ocasiones de algunas morfologías que por su espectacularidad y singularidad han sido reconocidas en la HS4. Para ello se han tomado de referencia parcialmente clasificaciones previas ya propuestas por Bella (2004, 2005, 2006), y algunos otros estudios precedentes en los que se han hecho menciones concretas o realizado estudios específicos sobre algún tipo de crioespeleotema determinado (p.e. Racoviță, 1992; Citterio et al., 2003, 2004b; Perşoiu, 2004; Luetscher, 2005; Piasecki et al., 2005; Citterio, 2005b; Trofimova, 2005, 2006; Ford y Williams, 2007; Mavlyudov, 2008; Yonge, 2004; Khudenkih y Naumkin, 2008; Mihevc, 2009; Morard, 2011). De ellas se ha tenido en especial consideración las terminologías empleadas. La falta de un bagaje científico versado en castellano sobre el fenómeno de las cuevas heladas, nos ha obligado, para referenciar alguno de los crioespeleotemas analizados, a adoptar y adaptar denominaciones tomadas de ciencias afines, adjetivándolas para poder diferenciarlas de las disciplinas de las que han sido tomadas; o incluso a reproducir extranjerismos empleados en clasificaciones precedentes. Para cada uno de los crioespeleotemas relacionados se explicita la zona de la cavidad en la que se han encontrado, así como la época del año y su tamaño relativo, junto con una descripción física de la misma, su duración y una explicación de su origen. Aspectos estos básicos en la comprensión de su génesis y representatividad, así como en la caracterización climática de la cavidad. Todo se describe manteniendo el orden y las clasificaciones presentadas en fig.6.1. Al margen se han dejado las criomorfologías nivales, así como otras morfologías periglaciares por su escasa representatividad dentro de las cuevas tratadas.

[16] Un ejemplo claro de ello lo constituye el empleo del término *aufeis* para referirse en ocasiones a los bloques de hielo de una cavidad helada (Trofimova, 2008).

6.3.2.- Los criospeleotemas según la naturaleza de su génesis y balance de masa

6.3.2.1.- Crioespeleotemas de acumulación

a.1.- crioespeleotemas derivados de la congelación de agua

a.1.1.- congelación de flujos o laminar: la penetración de flujos de agua en las tres cavidades es algo habitual, siendo preferentemente apreciada durante el periodo cerrado. Tales flujos de agua en el interior de las cuevas heladas se dan o bien de forma laminar o de forma concentrada, siendo en ambos casos producto o de la percolación de aguas superficiales de precipitación atmosférica o de la fusión de los neveros exteriores o de las criomorfologías interiores. Se han observado los dos últimos casos durante las exploraciones efectuadas en la cavidad de Verónica, debido a la fusión de los neveros permanentes instalados en las dos bocas de entrada principales, hasta el punto de poder apreciar en determinados sectores pequeños regueros de agua continuos (sector Mnd).

Coladas de hielo: son congelaciones de flujos de agua laminares cuyo espesor oscila entre varios centímetros y algún decímetro. Se trata de una lámina de hielo cuya génesis se encuentra en los procesos de rehielo que se dan durante los periodos de acumulación. Son crioformas por tanto muy transparentes y habitualmente suprayacentes pudiéndose extender o bien sobre alguna irregularidad marcada de la superficie del bloque de hielo, o bien fluyendo a lo largo de las paredes o piso de la cavidad siguiendo y marcando a lo largo de su extensión los distintos planos de inclinación. Su temporalidad frecuentemente es estacional, aunque en determinados sectores se preservan perennemente. En estos casos la alimentación habitual de la morfología es la fusión de los propios bloques de hielo y demás criomorfologías (en Peña Castil la colada de rehielo de acceso al Po, en Altáiz recubriendo conos nivales y el acceso al PI, y en Verónica sobre las rampas de hielo). En ocasiones, cuando este tipo de formaciones se encuentra con algún cambio brusco de pendiente, producto de grietas o de fuertes inclinaciones, se acompañan de hileras estalactíticas que tapizan su pie o talud. Las coladas pueden adquirir, en función de la morfología sobre la que discurran, distintas disposiciones: coladas en forma de cono bajo a los pies de columna de hielo como es el caso de las existentes en las sala GH y GHm de Verónica, formando láminas uniformes sobre una rampa de hielo recubriendo taludes nivales como sucede en Altáiz, o con formas sinuosas como sucede en el piso del sector Mnd de Verónica. Sobre este tipo de mantos de rehielo los materiales detríticos, tanto restos de hielo como desprendidos de la propia cavidad se deslizan a favor de la máxima pendiente siendo depositados en las

topografías más deprimidas. En ocasiones estas coladas de rehielo se recubren por entero de finos y pueden dar lugar también a cierta ordenación de los materiales sedimentados sobre el hielo, depositando los clastos más pesados a los pies de la colada de hielo.

Fig.6.53. Coladas en forma de cono generadas por procesos de rehielo en la GH de la cueva de Verónica.

Fig.6.54. Colada en forma de cono recubierta por sedimentos finos y con clastos deslizados y acumulados a su pie en la GH de la cueva de Verónica.

Tubos de órgano: se trata de un tipo diferenciado de coladas que presentan un aspecto tubular en la vertical con un hielo muy transparente y adheridas a la pared. Por su semejanza morfológica con los espeleotemas conocidos como tubos de órgano se ha decidido proponer tal denominación. Son crioformas estacionales formadas en los

periodos de acumulación por la congelación de láminas de agua parietales y por lo general presentan una textura suave muy pulimentada por el lavado de tal flujo. Sus dimensiones verticales pueden alcanzar la decena de metros, con un grosor aproximado de 5-8 cm. Se ha observado una cristalización hexagonal compositiva poco marcada, aunque reconocible. Este tipo de formaciones han sido observadas tan solo en la cueva de Castil, en una estancia ciega adyacente al piso superior de la SH y en las paredes terminales de la ST.

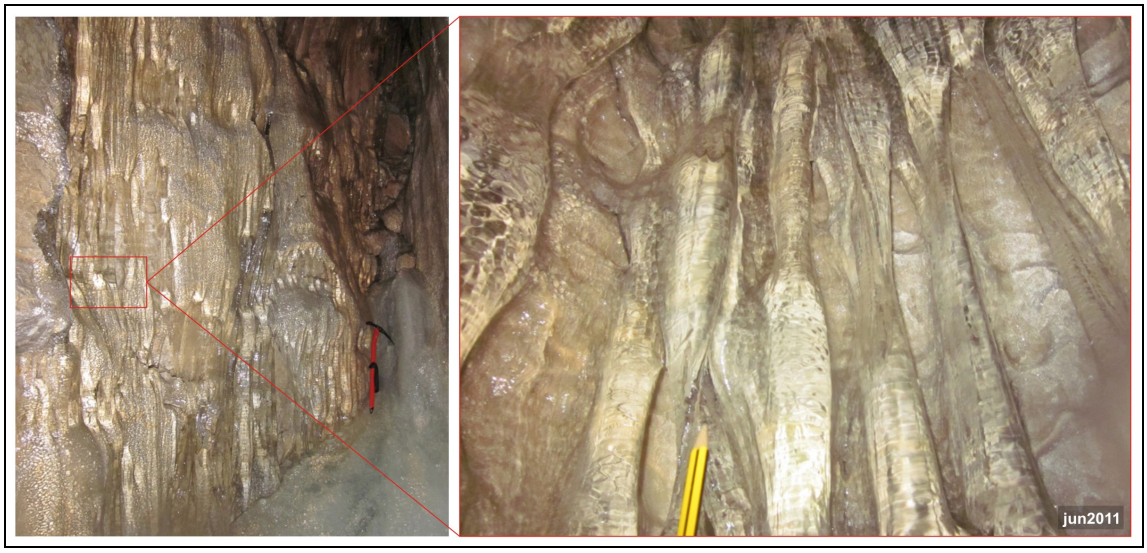


Fig.6.55. Colada en tubos de órgano en la cueva helada de Castil.

Gradillas de hielo: se trata de flujos laminares congelados formando pequeños escalonamientos o una especie de terracillas con desniveles milimétricos. Se forman por procesos de rehielo durante los periodos de acumulación y sobre superficies de hielo levemente inclinadas por donde las aguas de fusión discurren lentamente. Son micromorfologías suprayacentes, aunque también se pueden formar sobre crioespeleotemas independientemente del bloque de hielo. Mantienen un carácter efímero ya que en observaciones realizadas en el mismo periodo no se volvieron a apreciar. A medida que la pendiente se relaja el tamaño de la grada se hace más ancha, pasando de los escasos centímetros a varios decímetros. El desnivel de cada uno de los escalones apenas supera los escasos milímetros. Recuerdan, en cuanto a su morfología y disposición, a los espeleotemas que se conocen como gours, pero con un menor tamaño, y sin formar diques propiamente dichos ni remansos de agua. En las cuevas a estudio se han observado sobre los primeros tramos del bloque de hielo de Castil y sobre los contrafuertes estalagmíticos de algunas de sus grandes columnas a finales del periodo

cerrado. Racoviţă (1972) también las señaló como criomorfologías en la cavidad de Scărişoara.

Fig.6.56. Gradillas de hielo conformadas sobre masas de hielo y a favor de pendientes de moderada inclinación.

Capas o estratos de rehielo: de forma muy similar a lo que sucede con los llamados falsos suelos dentro de los espeleotemas calcáreos convencionales, en las cuevas heladas cuando el flujo laminar suprayacente se distribuye más o menos sobre toda la superficie del bloque de hielo se crean, las conocidas como capas o estratos de rehielo. Éstas, junto con el metamorfismo de la nieve que se incorpora directamente, son las fuentes fundamentales que alimentan el desarrollo del bloque de hielo. Presentan una masa compacta de hielo transparente, en ocasiones en tonalidades azuladas, superando varios decímetros de potencia en sus momentos de mayor volumen, principios de junio. Es en estos momentos cuando otorgan a la superficie sobre la que se instalan un perfil regular y muy homogéneo. Mantienen generalmente un carácter estacional, aunque en el caso de que perduren interanualmente su condición perenne hará que lleguen a formar parte del bloque de hielo. Son macroformas muy frecuentes en las cuevas heladas que se dan durante los periodos de acumulación. Se han observado sobre el bloque de hielo de Castil, aunque también pueden formarse sobre superficies menores fuera de la superficie del bloque de hielo, como sucede en los pisos de las salas GH y GHm de la cueva de Verónica.

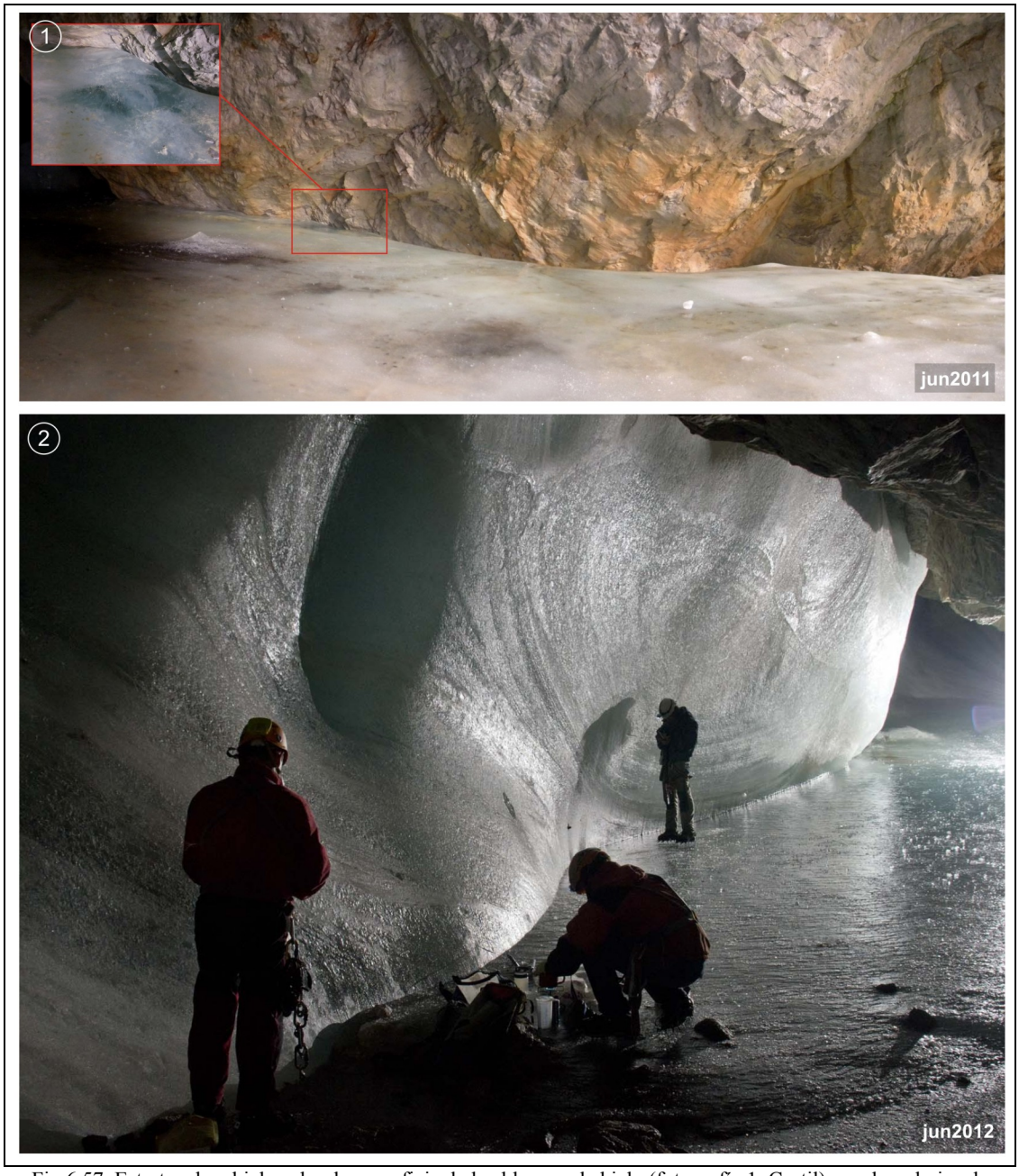


Fig.6.57. Estratos de rehielo sobre la superficie de los bloques de hielo (fotografía 1, Castil), o sobre el piso de galerías (fotografía 2, Verónica) (Fotografía 2, Bernard Hivert).

Cortinas de hielo: crioespeleotema vertical laminar que, despegado de la pared o de la criomorfología de la que provenga, forma un tapiz en voladizo de escasos decímetros de espesor. Su origen, por tanto, puede derivarse de la congelación de aguas filtradas o del rehielo de la fusión de otras criomorfologías. Su carácter puede ser estacional o perenne, presentando dimensiones superficiales grandes por lo general. Dentro de las cuevas a estudio se han observado descolgados desde la base del bloque de hielo de Altáiz, siendo grandes concreciones de hielo perennes, y en la GH de Verónica. Existen otros

casos de cortinas encontradas en la cueva HS4 que derivan de la coalescencia de múltiples y largos carámbanos completamente transparentes.

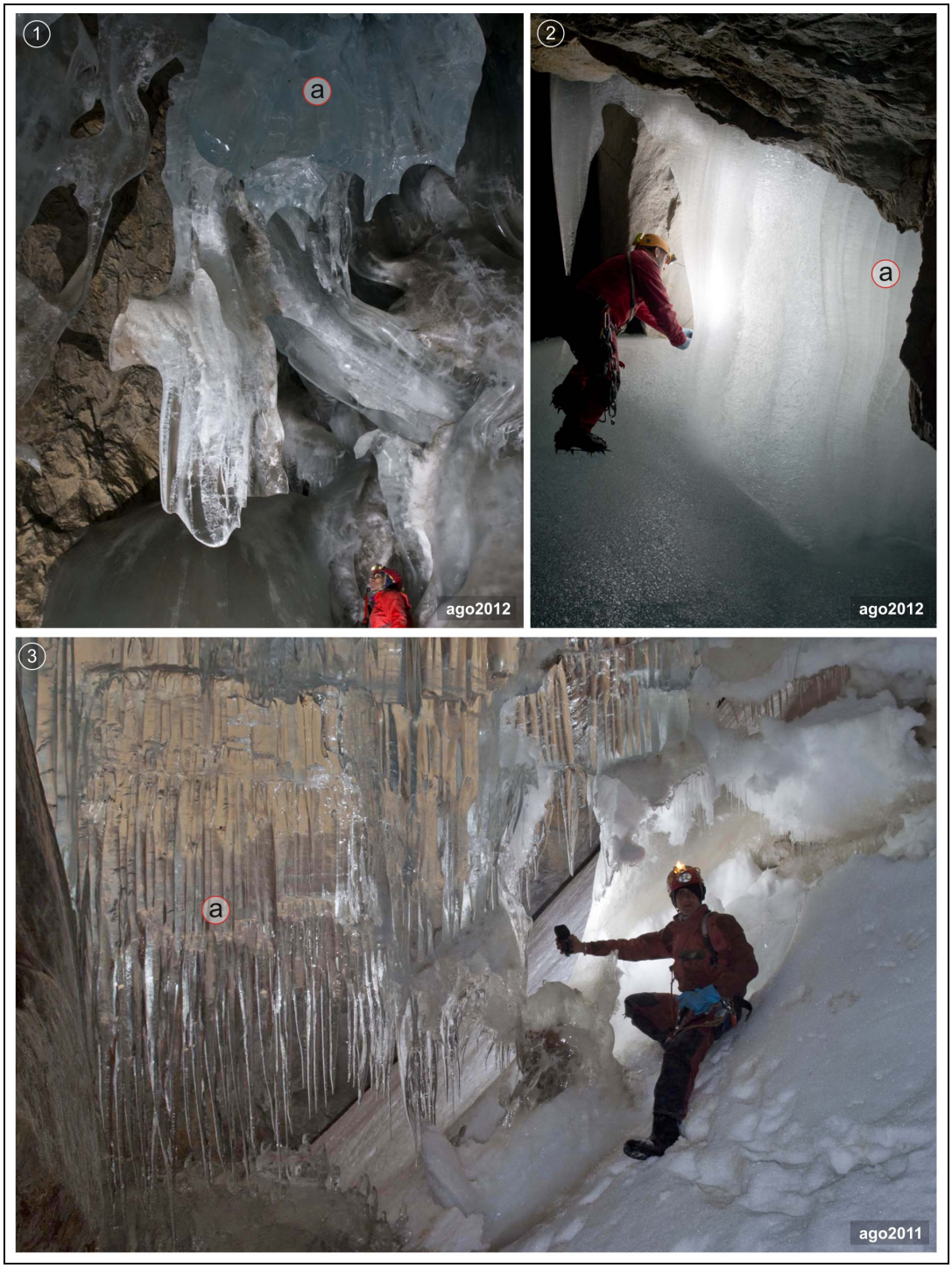


Fig.6.58. Cortinas de hielo (a) en las cueva de Altáiz (foto1), Verónica (foto 2) y HS4 (foto3) (fotografías de Javier Sánchez, 1; y Bernard Hivert, 2 y 3).

Cascadas de hielo: son formaciones verticales producto de la congelación de un flujo de agua concentrado y de volumetría considerable (macroformas). Es una de las formaciones de hielo más frecuentes en las cuevas a estudio. La cristalización del hielo

presenta una estructura hexagonal muy característica y fácilmente identificable. Mayoritariamente suelen ser crioformas estacionales formadas durante el periodo de acumulación, aunque existen casos de cascadas perennes alimentadas durante todo el año por la recongelación de aguas de fusión y filtraciones. En este caso suelen presentar un marcado abultamiento morfológico en su base a modo de contrafuerte que sostiene el conjunto del crioespeleotema. Por encima, la cantidad de agua aportada es tal que hace que el flujo congelado quede despegado de las paredes de la cavidad. Las cascadas pueden llegar a adquirir considerables volúmenes (hasta algunos cientos de Hm^3). Uno de los ejemplos más bellos y espectaculares de cavidades heladas de Picos de Europa se encuentra en la cueva HS4 (fig.6.62); aunque también pueden verse, con un menor tamaño pero perennes de igual modo, en diferentes estancias de la cueva de Verónica (SC o GHm), o en el sector PI de Altáiz (en este caso alimentado perennemente por la fusión del bloque). Con una temporalidad estacional, se observan habitualmente en las entradas de Castil y Verónica.

Fig.6.59. Cascadas de hielo estacionales (fotos superiores) en las entradas de Castil (1 y2) y de Verónica (3). Cascadas de hielo perenne en la SC y GHm de Verónica (4 y 5 respectivamente). En el recuadro de la 4, detalle de la cristalización hexagonal característica de las cascadas.

Fig.6.60. Contrafuerte en la base de una de las cascadas de hielo perenne (a) en el sector PI de la cueva helada de Altáiz (fotografía Bernard Hivert).

Fig.6.61. Cascada perenne en la cavidad HS4 (fotografía Bernard Hivert).

Fig.6.62. Cascada de hielo en la cavidad HS4 (fotografía Bernard Hivert).

Banderolas de hielo: se trata de una concreción de hielo vertical de trazado sinuoso en cuya formación se conjuga la filtración del agua por goteo, el curso de un mínimo flujo que sigue la disposición de la pared en la que se adhiere, y las corrientes de aire que son las encargadas últimas de configurar el trazo sinuoso final. De esta manera uno de sus lados queda siempre conforme con la pared marcando sus irregularidades y su inclinación, mientras que el otro crece de forma perpendicular. Mientras que en la parte anexa a la pared las banderolas cristalizan hexagonalmente, en el extremo exterior la morfología adquiere un aspecto filamentoso a favor de la cristalización del hielo en forma de agujas. Es difícil discernir si en tal aspecto filamentoso tienen algo que ver procesos de capilaridad y de sublimación. Las que se han podido observar en las cuevas a estudio tienen una anchura que no sobrepasa la decena de centímetros, pudiéndose alargar por la pared varios metros. El exiguo tamaño y aspecto frágil nos pensar en que su pervivencia es efímera. Son crioespeleotemas que no tienen relación alguna con el bloque de hielo, pudiéndose encontrar indistintamente en cualquier sala de la cavidad, frecuentemente durante los periodos de acumulación. Aunque también se han observado adheridas a la base del bloque de Altáiz, siendo alimentadas en éste caso por las aguas de fusión del bloque y con una perdurabilidad, en este caso, mayor. Las mejor y más habitualmente observadas se encuentran adosadas a las paredes del Po y de la SH en la cueva de Castil. Morard (2011) ha señalado también su existencia en la cueva de Diablotins bajo la denominación francesa de "*draperies de glace*".

Fig.6.63. Banderolas de hielo en la cueva de Castil. a) cristalización hexagonal, b) cristalización en agujas perpendicular a la inclinación de la pared.

a.1.2.- congelación de goteo: los goteos de agua son incesantes en las tres cuevas estudiadas y en la mayoría de sus estancias, lo que hace que las criomorfologías vinculadas al mismo sean bastante frecuentes. Algunas de ellas empiezan a crecer a principios del periodo abierto (meses de noviembre o diciembre) constituyendo texturas suaves y hielos muy transparentes, y poco a poco a medida que ganan volumen, la transparencia se va reduciendo hacia opacidades blancas (caso de los carámbanos de hielo que se transforman en estalactitas). Pero de igual manera que el goteo puede derivar en la formación de crioespeleotemas de acumulación, también, como se verá más adelante, puede dar lugar a morfologías de fusión.

Carámbanos de hielo: son formaciones verticales puntiagudas producto de goteos concentrados y puntuales, procedentes habitualmente de la filtración por alguna oquedad de escasas dimensiones en los techos de la cavidad. Aunque en ocasiones se puedan derivar también de la fusión de otras criomorfologías. El volumen raramente sobrepasa el metro cúbico (micro o mesoformas), lo que las proporciona una transparencia característica. Se comienzan a formar con las primeras filtraciones y entradas de aire frío en el interior de la cavidad a comienzos del periodo de acumulación. Aunque a finales del periodo de fusión se han visto también formadas incipientemente. Son crioespeleotemas con una temporalidad efímera, pudiéndose transformar, en caso de que se continúe abasteciendo de agua, en estalactitas de hielo al cabo de varias semanas. En el caso de que sus aguas originarias las proporcione la fusión de otras morfologías su temporalidad puede ser perenne. Su génesis habitual se encuentra en la filtración desde las grietas parietales, aunque también se pueden formar a partir del agua que transcurre por encima de otras criomorfologías o de las aguas de fusión. De forma general son criomorfologías que se pueden encontrar tanto en zonas suprayacentes como alimentados interyacentemente por la base de bloques de hielo. Algo más raramente se pueden formar interyacentemente en el interior de alguna fractura o morfología de fusión. La ascensión de las masas de aire cálidas hacia los techos de las cavidades hace que no sean morfologías muy frecuentes, y de ahí también en parte su carácter efímero. Los carámbanos de hielo se pueden presentar individualmente o formando distintas y muy variadas agrupaciones. Carámbanos de hielo efímeros se han observado en los meses de noviembre habitualmente en la cavidad de Castil, y de forma perenne descolgados del bloque de hielo de Altáiz.

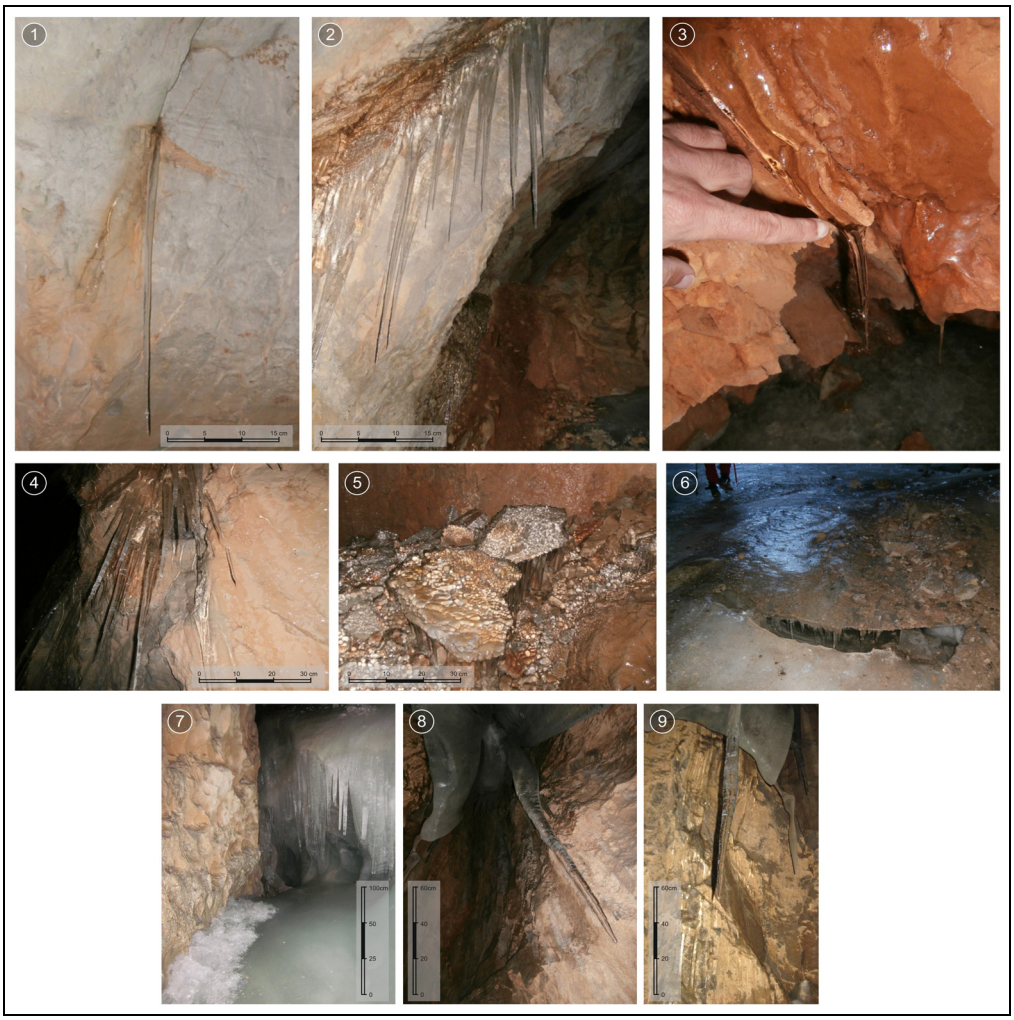


Fig.6.64. Carámbanos de hielo en distintas formaciones. 1) carámbanos unitarios a favor de pequeñas fisuras en los techos de la cavidad; 2) carámbanos en alineación a favor de líneas de debilidad o fracturas en los techos; 3) carámbanos en los ápices de banderolas de hielo incipientes; 4) carámbanos en ramillete a favor de puntos de filtración no alineados; 5) carámbanos a partir de la fusión de otras criomorfologías; 6) o en las bases de la fracturas internas de los bloques de hielo; 7) carámbanos creados a partir del goteo de fusión del bloque de hielo de Castil; 8 y 9) carámbanos de mayor entidad y perdurabilidad a favor de una mayor alimentación consecuencia de su localización infrayacente con respecto a algunos bloques de hielo. (Fotos 1-7: carámbanos en la SH de Castil; Fotos 8 y 9: carámbanos pendientes directamente del bloque de hielo en el PI de la cueva de Altáiz).

Estalactitas de hielo: se trata de crioformas verticales derivadas habitualmente de la evolución de los carámbanos. Su morfología conserva los mismos patrones que los carámbanos, aunque menos apuntadas, y su cristalización adopta, en la mayoría de los casos observados, una textura más opaca y con cristales hexagonales irregulares. En algunos ejemplares rotos y desprendidos se ha podido observar una estructuración interna de su cristalización concéntrica, adquiriendo los hexágonos una deformación alongada a favor de cambios en los planos de inclinación de la propia criomorfología. Sin embargo, en algunas otras (como las que penden de la base del bloque de hielo de Altáiz), su tamaño y transparencia es mucho mayor con una cristalización hexagonal prácticamente ausente. Sus volúmenes son mucho mayores, siendo normal que superen

el m^3. El desarrollo máximo de las estalactitas se da a finales del periodo abierto. Los lugares en los que se forman pueden variar con respecto a aquellos puntos donde se desarrollan los carámbanos, ya que éstas necesitan de un abastecimiento de agua algo mayor. A pesar de su mayor volumen, la gran mayoría de las estalactitas observadas mantienen un carácter estacional y una localización suprayacente independientemente del bloque de hielo. En ocasiones, cuando son estalactitas infrayacentes que se descuelgan de un bloque de hielo, su temporalidad puede ser perenne. Son frecuentes en las entradas principales o primeras estancias de las cuevas de Castil y Verónica a lo largo de todo el periodo de acumulación, y están presentes durante todo el año bajo el bloque de hielo de Altáiz. En este caso presentan unas terminaciones molduradas por procesos de sublimación que contornean y pulimentan a su aspecto apuntado. Este último retoque en las criomorfologías ha sido señalado también para otras cuevas heladas (p.e. Morard, 2011).

Fig.6.65. Estalactitas en las cuevas de Castil (fotos 1, 2 y 3) y Altáiz (foto 4). Mientras que en el caso de las primeras se trata de estalactitas estacionales evolucionadas a partir de carámbanos por goteo; en el caso de las estalactitas de la foto inferior son formaciones perennes alimentadas por la fusión del bloque de hielo de Altáiz, y cuyas terminaciones quedan contorneadas por procesos de sublimación. En las fotos 2 y 3 se aprecia la estructura interna hexagonal y concéntrica. Estructura no tan apreciable para el caso de las estalactitas de la fotografía inferior.

Carámbanos ramificados: este tipo de crioespeleotemas se caracteriza por un desarrollo antigravitacional con una disposición colgada horizontal o subhorizontal. Mantienen una naturaleza frágil y transparente. En su formación, además de la congelación del goteo inicial, interviene la capilaridad del agua y las corrientes de aire. Se trata de crioespeleotemas de temporalidad efímera y frecuencia excepcional, que no se han podido observar todos los años. En todos los casos que se han encontrado se forman como apéndices de otras criomorfologías (carámbanos habitualmente). En Castil y Verónica son apéndices sobresalientes de estalactitas y coladas de rehielo, mientras que en el caso de la HS4 son apéndices de una masa estalagmítica sinforme. Su fuente de alimentación es, por tanto, la filtración de agua desde superficie (caso de las vistas en Castil) o el agua de fusión (caso de las encontradas en Verónica o en la HS4). En algunos casos recuerdan a los descritos por Chenn y Morris (2011) como "*branched icicles*", de ahí su denominación.

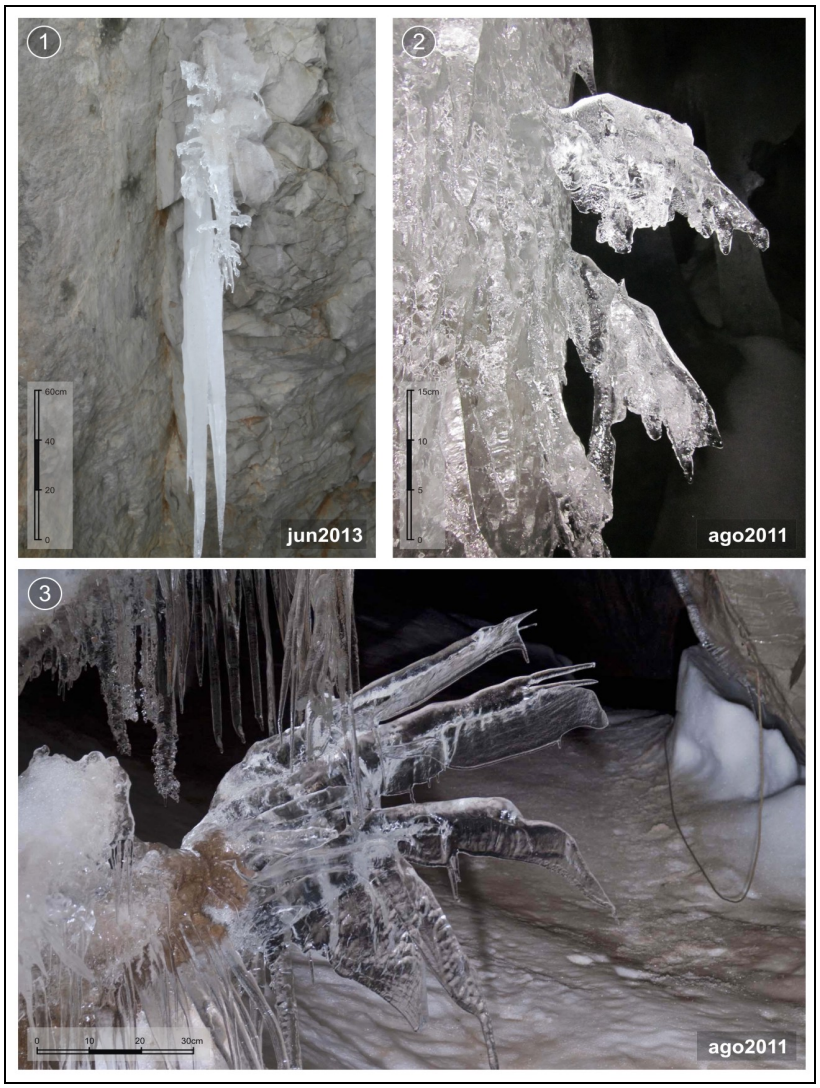


Fig.6.66. Carámbanos ramificado en Castil (a), Verónica (b) y HS4 (c).

Estalagmitas de hielo: son concreciones de hielo verticales con una morfología inversa a las estalactitas. De igual manera que en el caso de las estalactitas, su génesis está vinculada mayoritariamente a puntos de goteo desde fisuras parietales. Su estructura interna radialmente concéntrica con cristales hexagonales irregulares conserva un patrón similar al de las estalactitas. En muy pocas ocasiones se han apreciado estalagmitas que hayan sobrepasado el año de duración, adoptando los máximos volúmenes a finales del periodo abierto, y presentando un aspecto casi sinforme a principios del periodo cerrado, en el caso de que haya perdurado la formación. En función de su volumen son meso o macromorfologías (algún centenar de m^3). En los casos en los que han pervivido más de un año han adquirido proporciones bastante grandes para el común de las estalagmitas (fig.6.68). Su frecuencia es bastante menor que la de las estalactitas, y las que se han observado en las cuevas estudiadas mantienen una localización habitualmente suprayacente con respecto a los bloques de hielo. Se han encontrado estalagmitas en las que el constante lavado, fundamentalmente debido a la propia fusión del crioespeleotema, las procura una textura pulimentada y transparente, lavando todas las impurezas y la calcita que se acumula en la morfología y depositándolas en su base (donde se conserva la cristalización hexagonal y una textura más opaca) (véase fig.6.68). Las estalagmitas de hielo se encuentran presentes de manera estacional sobre la superficie del bloque de hielo de Castil, y en algún caso también se han observado en Verónica pero con un carácter perenne.

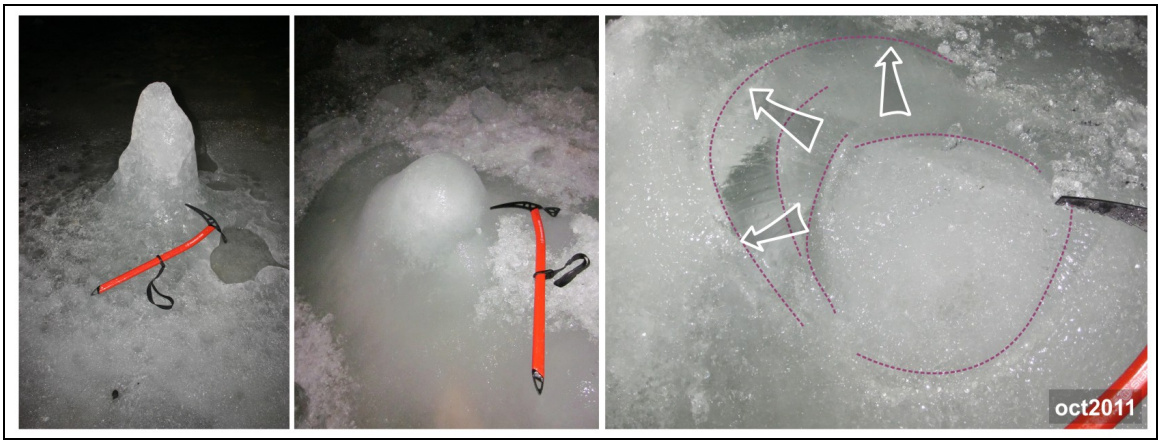


Fig.6.67. Estalagmitas de hielo en avanzado estado de ablación en la cueva helada de Castil. Fotografía de la dcha. estructura interna de una estalagmita de hielo en la que se aprecia un crecimiento radial.

Fig.6.68. Estalagmitas perennes de gran tamaño en un estado inicial de ablación (1) y otra en un estado algo más avanzado (2), ambas en la cueva helada de Verónica.

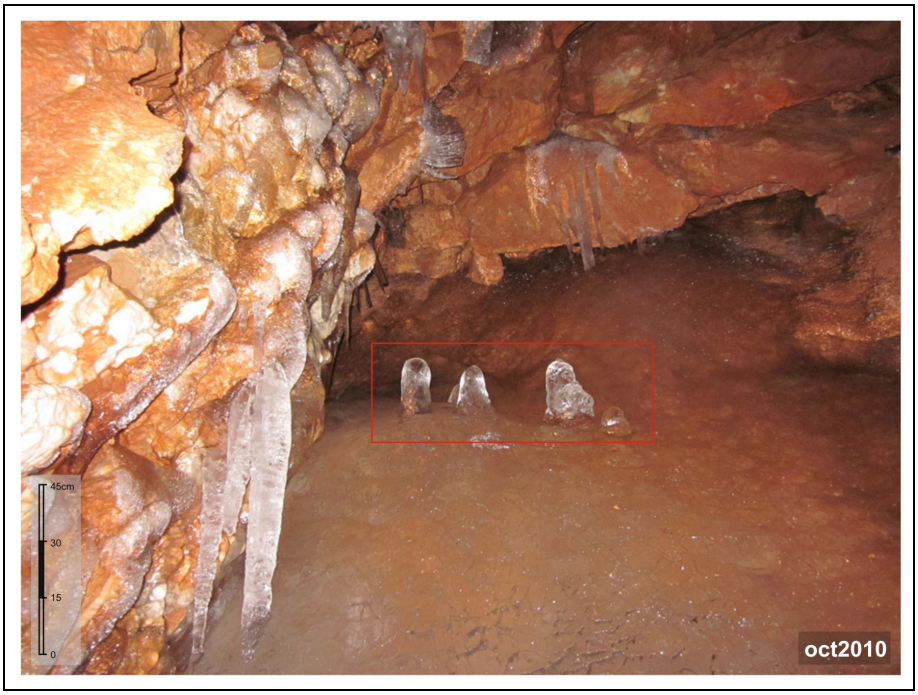


Fig.6.69. Pequeñas estalagmitas que recuerdan a las estalagmitas bamboo observadas en la cueva helada de Castil en la SH.

Un tipo específico de estalagmitas que ha sido reseñado en estudios precedentes para otras cuevas heladas es el de la estalagmita bamboo (Racoviță, 1972; Luetscher, 2005). En las cuevas a estudio no se puede aseverar con rotundidad su presencia, si bien es cierto que se han observado algunas estalagmitas de pequeño tamaño en la cueva helada de Castil que recuerdan, si no lo son al caso, a tales crioespeleotemas (fig.6.69).

Sinformes estalagmíticos de hielo: se trata de masas estalagmíticas de hielo que apenas preservan la morfología característica de una estalagmita. Son formaciones de hielo por goteo que han evolucionado a partir de estalagmitas previas. Se forman y desarrollan durante los periodos de acumulación, a favor de sectores en los que el abastecimiento por goteo es abundante y persistente (filtración o fusión de otras criomorfologías). Alcanzan volumetrías de centenares de m^3, destacables por encima de la gran mayoría de las criomorfologías de acumulación, aunque sin dejar de someterse a variaciones estacionales en sus balances de masa. En los sinformes más grandes se han apreciado sus ápices somitales, romos a día de hoy, en un estado de ablación avanzado con morfologías de fusión que las horadan. El mismo goteo que les proporciona su volumen durante los periodos de acumulación, les fusiona durante los de ablación. Aunque en todos los casos observados se conservan de año a año manteniendo un carácter perenne. En ocasiones se han observado sinformes que no han pervivido más de dos años consecutivos (en Verónica, por ejemplo). Su localización puede ser infrayacente, como sucede con los espectaculares sinformes presentes en la Sala de los Fantasmas en Verónica[17], o suprayacente como el sinforme estalagmítico de la SH de Castil.

Se han reseñado casos en los que este tipo de formaciones estalagmíticas, con el congelamiento del goteo y el incremento paulatino de su volumen, han supuesto el origen de un bloque de hielo de grandes dimensiones (para la cueva de Scărişoara, Holmlund et al., 2005).

Fig.6.70. Sinformes estalagmíticos en la SH de la cueva de Castil.

[17] Durante los años que ha durado la presente investigación, ha sido imposible acceder a esta sala debido a las diferentes obturaciones de hielo que impedían su acceso. A pesar de ello las excelentes descripciones y extraordinarias fotografías ofrecidas por el club CES Alfa y ASC han servido, como lo han hecho a lo largo de todo este estudio en muchos otros aspectos, para documentar tales crioespeleotemas perfectamente. Una verdadera lástima no haberlas podido contemplar hasta ahora de forma directa.

Fig.6.71. Sinforme estalagmítico en la Sala de los Fantasmas (cueva helada de Verónica) (prof. -133m) en el que se aprecia el estado de ablación en el que el goteo pasa de ser el input de alimentación al input de fusión creando grandes incisiones verticales (fotografía de Roberto Cerdeño).

.

Fig.6.72. Espectaculares sinformes estalagmíticos en la Sala de los Fantasmas de la cueva helada de Verónica (prof. -133m). Su fuente de alimentación es el goteo de fusión del bloque de hielo (fotografías de Roberto Cerdeño).

Columnas de hielo: es la conjunción de una estalagmita y una estalactita. El goteo que conforma inicialmente el desarrollo de una estalactita se interrumpe cuando alcanza la concreción estalagmítica y a partir de ese momento los aportes de agua recrecen la columna discurriendo laminarmente por las paredes de la formación ensanchándola. Por eso, este tipo de crioespeleotemas se podría relacionar dentro de las formaciones por

flujo laminar en lugar de por goteo. Su presencia en las cuevas heladas estudiadas es frecuente y su temporalidad puede ser tanto estacional (en las rampas de entrada de Verónica y Castil, y en la SC de Verónica), como perenne (para las columnas observadas en el PI de Altáiz). Los tamaños alcanzados por las columnas son muy variables, aunque por lo general presentan volúmenes de decenas de m^3, pudiendo alcanzar algún centenar. En su base, al igual que ocurre en las estalagmitas o en las cascadas de hielo, se forma frecuentemente un contrafuerte de hielo por el cual el agua se fluye lenta y radialmente formándose en ocasiones gradillas de rehielo. En algunas ocasiones, se ha observado que los puntos de contacto entre las formaciones estalagmíticas y estalactíticas son tan frágiles que los flujos de aire han hecho fluctuar al hielo subhorizontalmente, llegando incluso a fracturarlo. En modo similar a lo que serían los conocidos como anemolitos en las concreciones calcáreas más ortodoxamente espeleogenéticas. Son morfologías que se crean y desarrollan a lo largo de todo el periodo de acumulación, con los máximos volúmenes al final del mismo, a excepción de las originadas por las aguas de fusión de otras criomorfologías, que se pueden abastecer de rehielo durante periodos más extensos. Se encuentran representadas en las tres cuevas a estudio, aunque sólo en Altáiz se han observado columnas perennes abastecidas por las aguas de fusión del bloque (sector PI).

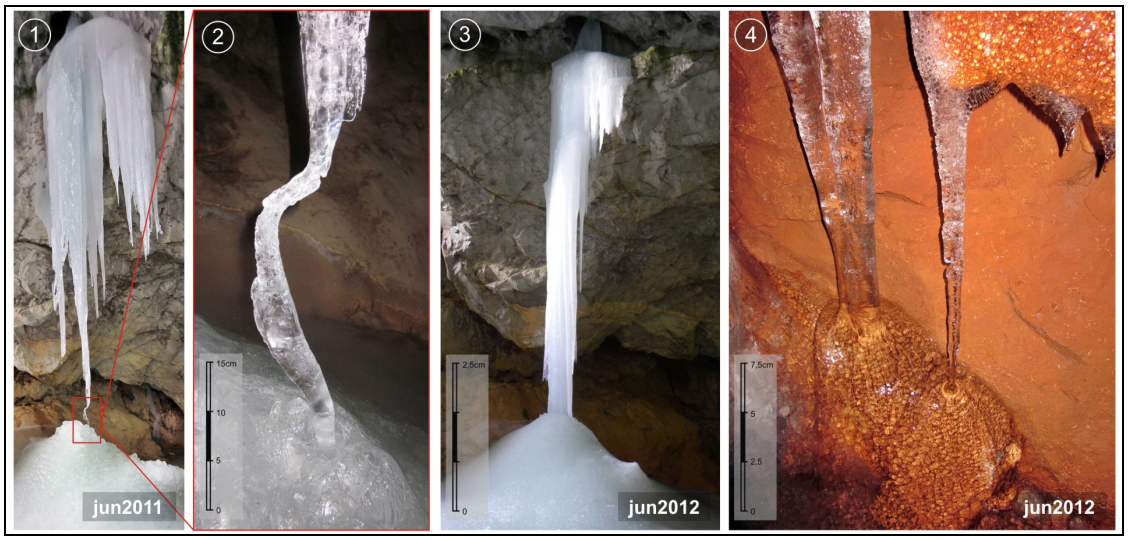


Fig.6.73. Columnas de hielo en la cueva helada de Castil. En ambos casos se aprecia un contrafuerte estalagmítico en la base que recibe los aportes que discurren por la columna y se desparraman radialmente.1 y 3 misma columna en distintos estadios de evolución; 2, detalle del punto de contacto entre estalactita y estalagmita en el mismo caso; 4, columnas menores formadas en el Po.

a.1.3.- congelación de agua estancada: bajo esta categoría se conciben las criomorfologías cuyo input fundamental es la congelación de una masa de agua estancada y que, para los casos presentados, proviene de la fusión de otras crioformas. Pueden darse tanto por encima de los bloques de hielo, como sobre el piso rocoso de la cavidad. Se ha creído conveniente diferenciar esta categoría dentro de los crioespeleotemas de acumulación porque, si bien para el caso de los suprayacentes no representan más que contribuciones secundarias a la formación de estratos en el bloque de hielo, en los observados sobre el piso rocoso sí que se distinguen cristalizaciones de hielo no observadas en el resto de los crioespeleotemas de acumulación descritos.

Congelación de aguas estancadas: se trata de láminas de agua estancada que se congelan colmatando pequeñas irregularidades o depresiones topográficas que se tallaron sobre la superficie del bloque de hielo durante el periodo de fusión. Las criomorfologías observadas apenas superan el medio metro de diámetro las más grandes con espesores someros de varios decímetros. Son crioespeleotemas suprayacentes que con su formación, durante los periodos de acumulación, contribuyen a homogeneizar la superficie del bloque de hielo. Mantienen una marcada estacionalidad, con una textura muy transparente, y se han visto frecuentemente en las cuevas de Castil y Verónica. En Altáiz, sin embargo, no se han apreciado en ningún año (denotando ello su estado de ablación actual). En el caso de las más grandes observadas sobre el bloque de hielo de Castil, llegan a introducir discordancias dentro de la estratificación del bloque de hielo, habiendo sido detectadas las más superficiales en los radargramas. En muchas ocasiones se distinguen bien este tipo de formaciones, incluso por debajo de los primeros centímetros de los estratos estacionales del bloque de hielo, porque en ellas se concentra una notable cantidad de calcita criogénica. A consecuencia del lavado superficial del bloque en los momentos de fusión, también en ellos se puede concentrar mayor cantidad de materia orgánica. En ese sentido recuerdan a lo que podría ser la formación de las calcitas flotantes. Otros autores se han referido a este tipo de criomorfologías como "*freezing of ponded*" (Ford y Williams, 2007), destacando tanto su transparencia como su contenido en burbujas de aire. Factores caracterizadores también de las observadas en la cueva de Castil.

Fig.6.74. Congelamientos de aguas estancadas sobre el bloque de hielo de Castil, en las que se concentra agua de fusión junto con la decantación de calcita, posteriormente congelándose y pudiendo a llegar a formar parte de los estratos del bloque. En la fotografía inferior se aprecia como en estas balsas superficiales, que se congelan y descongelan estacionalmente, se acumula la materia orgánica que los flujos de agua transportan por encima del bloque de hielo (en la foto, aspecto tras descongelarse).

Hielo laminar en pozos obturados: son láminas de hielo que se superponen en pequeños pozos obturados. Presentan una estructura de cristalización hexagonal muy quebradiza, formando, por lo general, delgadas capas de grosor milimétrico. La alimentación única son las aguas de fusión de otras morfologías. La presencia de éstas es poco frecuente, abarcando superficies variables en torno a varios metros en su eje mayor. En conjunto, todas las láminas superpuestas llegan a alcanzar espesores considerables cercanos a dos metros. Se forman durante los periodos de acumulación, experimentando sus espesores grandes fluctuaciones de año a año y dependiendo del periodo. En el Po de Castil y en uno de los pozos terminales del PI de Altáiz, permanecen perennemente aunque con esa marcada variación de espesores. Otro de los pozos terminales del PI, sin embargo, mantiene un carácter más estacional. La fusión de estos pozos procura de igual manera la concreción, adosada a las paredes, de pequeñas repisas de hielo que, escalonadamente, marcan los niveles sucesivos de congelación de las láminas superpuestas. Se ha podido observar en el Po de Castil que tales repisas aun

siendo criomorfologías de pequeñas dimensiones pueden mantenerse durante varios meses pese a estar en contacto directo con la roca encajante, ya que al darse a finales del periodo cerrado, inicios del abierto, probablemente el calor geotermal de estas salas no es el suficiente para fundir rápidamente estos restos de hielo a pesar de su fragilidad. Igualmente, en las paredes de estos pozos, se ha observado el labrado que ejerce el agua obturada y las láminas de hielo sobre la caliza, quedando talladas en ellas muescas onduladas en sucesión vertical y recubiertas por calcita.

Fig.6.75. Hielo laminar en pozos obturados. 1, 2, y 3 pozo obturado (Po) en la cueva de Castil en distintos estados: 1: con lámina de agua, 2: en el inicio de su deshielo, 3: completamente descongelado y con las repisas de hielo adheridas por la pared. 4, detalle de la cristalización hexagonal de agua congelada. 5, detalle de las repisas. 6, detalle del espesor de las láminas. 7, 8 y 9 pozos de obturación en la cueva de Altáiz, con detalle de las muescas talladas en la roca por la sucesión de láminas de agua y rehielo (7).

Hielo laminar de sublimación en remansos: se trata de láminas de hielo remansadas sobre irregularidades del piso de rehielo de una estancia que presentan una cristalización geométrica rectangular centimétrica de aspecto filamentoso. El agua de fusión se remansa en irregularidades del piso de rehielo, congelándose y sometiéndose a procesos

de sublimación. Forma láminas efímeras de espesor milimétrico muy quebradizo. No se han observado todos los años, siendo una criomorfología muy poco frecuente. Tan sólo se ha visto de forma excepcional sobre el piso de la GH de Verónica. Aquí, el remanso en el que se da sigue el trazado, en planta, de un escalón dibujado por el techo de la sala. En los momentos en los que se ha observado la peculiar cristalización geométrica de la criomorfología, una endeble capa de cristales de sublimación tapiza el mencionado techo, lo que nos hace pensar en que en su formación pueda intervenir el calor geotermal expedido por la roca encajante.

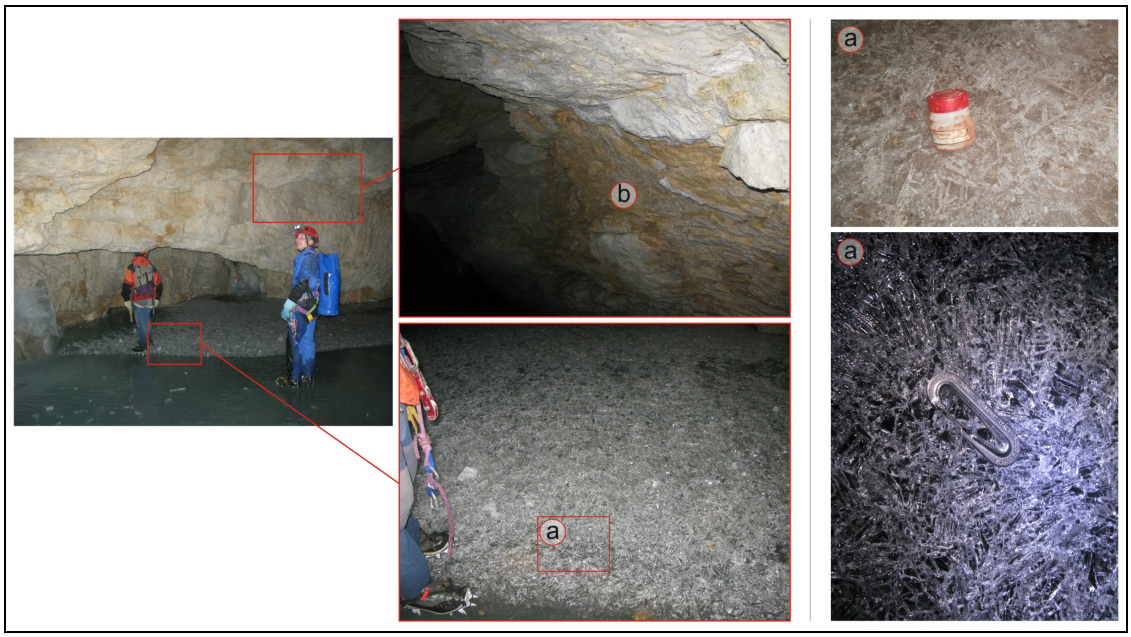


Fig.6.76. La cristalización del hielo laminar de sublimación en remansos difiere de la característicamente hexagonal que se da en la gran mayoría de los crioespeleotemas, siendo aquí de aspecto filamentoso y con cristales rectangulares (a). Sobre este tipo de cristalización se presentan, adheridos en el techo de la sala, cristales de sublimación (b). Esta cristalización se ha observado en agosto de 2012 en la sala GH de Verónica (fotografías de Javier Sánchez).

a.1.4.- <u>crioespeleotemas de escarcha</u>: este tipo de crioespeleotemas se encuentra muy poco representado en las cuevas a estudio, habiéndose observado tan sólo en puntos concretos y abarcando superficies muy reducidas. En ellos el proceso de formación es la deposición directa de la humedad atmosférica contenida en la cavidad. Según su morfología y cristalización han sido diferenciadas las tipologías que a continuación se presentan.

Escarcha: se trata de pequeños cristales de hielo materializados tras la deposición del vapor de agua. Son crioespeleotemas efímeros y poco frecuentes en las cuevas estudiadas, compuestos de cristales milimétricos adheridos a paredes y techos. Al enfriarse la humedad atmosférica de la cavidad, desciende por densidad hacia el piso de

las estancias, y bajo la influencia del hielo del fondo se enfría más hasta cristalizar adhiriéndose a la roca encajante. Se han observado en el mes de agosto (periodo cerrado) formando mantos opacos continuos de 2-3 m^2 de superficie sobre techos (caso de las salas GH y GHm de Verónica) y paredes (caso de la SC de Verónica), y taponando pequeñas grietas a techo la cueva de Altáiz. A pesar de haberse observado durante los meses de agosto, es probable que durante los periodos abiertos los procesos de sublimación contribuyan a formaciones mayores de escarcha.

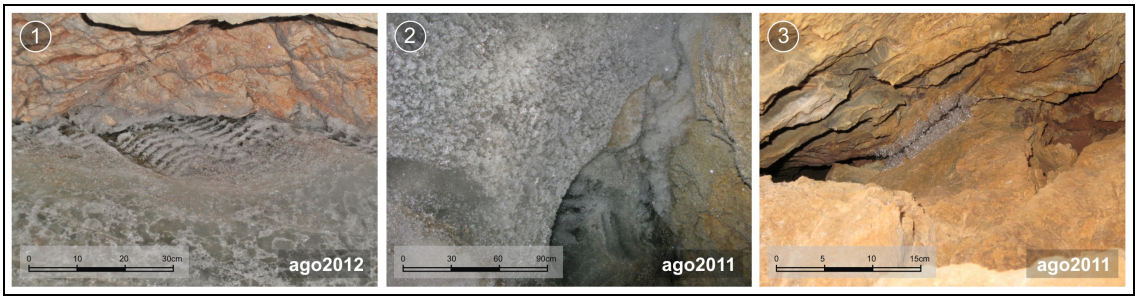


Fig.6.77. Cristales de escarcha en algunas de las cavidades a estudio. 1 y 2 en las estancias GH y GHm de Verónica; 3, a techo en uno de los pozos obturados de Altáiz (fotografía 2 Javier Sánchez).

Fig.6.78. Cristales de escarcha formando una fina costra adherida a la pared de varios metros de altura en la sala SC de la cueva helada de Verónica (a) (fotografía de Javier Sánchez).

En la cueva helada LoLc1650 (Grigna Septentrional-Italia) Citterio et al. (2004) han reconocido, en fechas similares a las aquí expuestas también, cristalizaciones semejantes a las encontradas en las salas SC y GHm de Verónica (fig. 6.68-2 y 6.69), aludiendo a un posible origen mixto entre procesos de congelación de láminas de agua

parietales y la sublimación, formando lo que ellos llaman una *costra de hielo*. En otras cavidades el hielo de escarcha está más presente, formando cristalizaciones hexagonales de tamaño mucho mayor y siendo habitualmente relacionadas con los procesos de sublimación del hielo (p.e. Lauriol, 1988; Lauriol y Clark, 1993; Trofimova, 2006).

Estrellas aciculares de escarcha: son crioespeleotemas de escarcha de forma estrellada con cristalización acicular y ramificación radial en la que se dispersa desde un centro común un ramillete de finas agujas decimétricas (~10 cm). Se trata de un tipo singular de cristalización que tapiza una superficie muy concreta de ~4-5 m^2, recubriendo, formando un manto más o menos continuo, únicamente scallops tallados en la pared. Es difícil discernir si en su génesis tienen o no importancia los procesos de sublimación, o si juega un papel la morfología cóncava de los scallops, aunque sí se ha comprobado que el tamaño de sus acículas está en función del tamaño del scallop, siendo más grandes cuanto mayor es este (fig.6.79). Su carácter efímero se encuentra acorde con su ínfimo volumen; manteniendo una presencia excepcional. Tan sólo se han podido apreciar en el piso superior de la SH de Castil a finales del periodo abierto y a principios del mismo, pero no todos los años.

Fig.6.79. Estrellas aciculares de escarcha adheridas a los scallops tallados en las paredes del piso superior de la cueva de Castil. Foto izq. estrellas con acículas mayores en scallops decimétricos; foto dcha. estrellas con acículas centimétricas en scallops menores y formando un manto más continuo.

6.3.2.2.- Crioespeleotemas de fusión

b.1.- crioespeleotemas de fusión por flujos de aire: las distintas circulaciones de aire de las cuevas heladas a estudio, vistas en el capítulo V, favorecen la formación de crioespeleotemas de fusión.

Ventanas: en algunos crioespeleotemas de acumulación se abren ventanas producto de la ablación térmica ejercida por flujos de aire perseverantes. Una mayor temperatura de los flujos de aire horada criomorfologías con temperaturas inferiores. Los casos más representativos se encuentran en la cueva helada de Verónica en los restos del bloque de hielo que, en forma de "quilla de barco", se encajan en la segunda rampa de hielo. En este caso, a pesar de que la génesis inicial se pueda atribuir a flujos de agua por la disposición y orientación que mantienen las ventanas, a día de hoy, el ensanchamiento apreciado durante los años de investigación se debe a flujos de aire como nos indica su posición colgada fuera ya de alcance de las corrientes de agua. No son criomorfologías muy frecuentes, habiéndose observado otras ventanas tan sólo en las cortinas de hielo de la sala GH y en algunos crioespeleotemas descolgados del bloque de hielo de Altáiz. Bella (2006) se refiere a estas criomorfologías como "*ablation windows*".

Fig.6.80. Ventanas abiertas en distintas criomorfologías de la cueva helada de Verónica. Foto superior en la llamada "quilla de barco" (restos probablemente individualizados de un mayor bloque de hielo anterior al actual); fotos inferiores: evolución de una ventana abierta en una de las cortinas de hielo de la galería GH.

Scallops: incisiones cóncavas en forma de cuchara en las paredes de los bloques de hielo abiertas a favor de flujos de aire y procesos de sublimación. Son pequeñas depresiones perpendiculares a la dirección del flujo, y por lo general formando agrupaciones. En algunos casos se disponen siguiendo nítidamente la dirección del flujo de aire (foto 2 de la fig. 6.81). Son crioespeleotemas de fusión frecuentes y con una temporalidad perenne. Aunque pueden superar los dos metros de altura (foto 1 de la fig.6.81), lo habitual es que sus dimensiones oscilen entre 0,5-1 m. Se trata de criomorfologías que se tallan en los laterales de los bloques, sin haberse observado sobre otras superficies. Estas morfologías se encuentran en las galerías GH y GHm de Verónica, y con un menor tamaño pero en una mayor cantidad en uno de los laterales del bloque de Castil. En este caso su trazo es más fresco y hendido que los vistos en Verónica, y se acompaña de scallops en la pared de la cueva. En éstos la sublimación del hielo por el calor geotérmico de la pared se suma a los flujos de aire, como un proceso fundamental en su formación. Los scallops de la pared de los que se acompañan en este sector de la cavidad se originan por disolución a partir de flujos lentos de agua

fría aportados por la fusión del bloque de hielo. Lo que, teniendo en cuenta que a día de hoy se reparten por la pared varios metros por encima del nivel actual del bloque de hielo tanto en el piso inferior como en el superior, permite hipotetizar sobre la existencia de antiguos niveles de bloque de hielo. Este tipo de crioespeleotemas ha sido referido en otras cavidades heladas bajo la denominación de "*sublimation scallops*" (Piasecki et al., 2005; Bella, 2006) o simplemente como scallops (p.e. Citterio et al., 2004; Belmonte et al., 2014).

Fig.6.81. Scallops tallados en los bloques de hielo por flujos de aire y sublimación en las galerías GH y GHm de Verónica siguiendo la dirección de los flujos de aire (fotos 1 y 2, recuadros rojos); y en el piso inferior de la SH de Castil (fotos 3 y 4). En este caso los scallops de disolución de la pared se generan por flujos lentos de agua fría generados por la sublimación (calor geotérmico) y la fusión del bloque por corrientes de aire.

b.2.- crioespeleotemas de fusión por goteo: mucho más frecuente y representativo de las cuevas heladas estudiadas que las ventanas de ablación, sobre todo durante el periodo comprendido entre finales del periodo cerrado y comienzos del periodo abierto (momentos en los que el bloque de hielo se encuentra más debilitado, y los balances de masa sufren sus mínimos volumétricos), son las morfologías talladas por

el goteo de agua. Este tipo de crioespeleotemas de fusión son frecuentes sobre las superficies de los bloques de hielo, pudiéndose encontrar también, más ocasionalmente, sobre crioespeleotemas de acumulación (sinformes estalagmíticos, por ejemplo). En la práctica totalidad de los casos tienen una temporalidad estacional, rellenándose de agua y recongelándose de nuevo durante los periodos de acumulación. Análogamente se asemejan a muchas morfologías de criokarst, y distintas tipologías de lapiaz sobre materiales calcáreos.

Piletas de fusión por goteo o eguttation pits[18]: son depresiones decimétricas abiertas en el hielo por la acción de un goteo repetitivo e incesante sobre un mismo punto. En función de la distribución del goteo y de la pendiente sobre la que se abran pueden tomar diferentes morfologías (redondeadas, alongadas,…). El impacto del goteo abre una hendidura sobre las primeras capas de hielo, propiciando simultáneamente su estancamiento de agua. Habitualmente horadan capas de rehielo estacional que se forman todos los años durante los periodos de acumulación, aunque pueden llegar a penetrar en estratos más profundos en el caso de que la acumulación precedente no haya sido lo suficientemente copiosa o las condiciones meteorológicas externas hayan sido más pluviosas. Dependiendo de si el goteo se concentra en un punto muy concreto o se abre abarcando una superficie mayor, se darán piletas mayores, o incluso coalescentes, en el caso de que los goteos sean cercanos o que durante el periodo de fusión las corrientes de aire consigan desplazar variablemente la caída del mismo. En estos casos pueden alcanzar diámetros de fusión de varios metros en su eje mayor. Los eguttation pits son criomorfologías de carácter estacional colmatándose por completo de nuevo con hielo durante los periodos de acumulación, incluso en aquellos casos de mayores dimensiones. Este tipo de criomorfologías de fusión introducen anomalías en la estratificación del bloque de hielo, como se ha cotejado con las prospecciones de GPR, y en los más profundos se pueden observar hasta distintas fases evolutivas. Muchas veces actúan de nichos donde se acumulan material detrítico (clastos o calcita criogénica). Los eguttation pits son las criomorfologías de fusión más frecuentes, estando presentes suprayacentemente en los tres bloques de hielo estudiados. Aunque por los motivos de accesibilidad a la cueva que ya se han comentado, han sido más fácil

[18] La toma literal de tal denominación para referirse a estos crioespeleotemas se ha creído conveniente a razón de los trabajos realizados por Bella (2004, 2006).

e innumerablemente observados sobre la superficie del bloque de hielo de la cueva de Castil.

Fig.6.82. Diferentes eguttation pits sobre el bloque de hielo de Castil. a) colmatados de calcita criogénica en los que se aprecia la ordenación y clasificación por tamaño de la propia calcita con los sedimentos más pesado en el fondo de la pileta (foto sup.izq.). b) piletas con clastos en su interior.

Fig.6.83. Eguttation pit coalescente en la entrada de la cueva de Peña Castil, sobre los primeros metros de su bloque de hielo. A pesar de ser de dimensiones considerables mantiene un carácter estacional. Su máxima apertura se da siempre a comienzos del periodo abierto (noviembre-diciembre), tras haber soportado toda la fusión del periodo cerrado. Son perfectamente visibles en su interior distintas fases sucesivas en la fusión del hielo, manifestando distintas duraciones en sus sucesivos estancamientos de agua. a) aliviadero criokárstico meandriforme de la pileta.

Los eguttation pit se acompañan frecuentemente de un criolapiaz generado por el agua acumulada en su interior que ha sido distinguido como una criomorfología de fusión diferente (véase criolapiaces meandriformes en criomorfologías de fusión por flujos de

agua). Estos canales de fusión tallan, a favor de la máxima pendiente, un criolapiaz meandriforme que hace las funciones de aliviadero (a en fig.6.82).

Dependiendo de la forma y de la profundidad Bella (2006) ha clasificado los eguttation pits en distintos tipos: en forma de sartén, en forma de tetera, agujeros, depresiones. Otros estudios se han referido a estas morfologías, aunque de forma más somera, con "*pan water*" (Citterio et al., 2003, 2004).

Conulitos de hielo: son criomorfologías negativas cónicas formadas por goteo sobre la superficie del hielo a modo de antiestalagmita. Mantienen un desarrollo más vertical que horizontal, alcanzado hasta varios metros de profundidad. Son criomorfologías frecuentes en las cuevas de Altáiz y Castil, manteniendo un carácter estacional. Se abren durante los periodos de fusión y se colmatan de hielo durante los periodos de acumulación, aunque en algún caso llegan a desarrollarse tanto que se convierten en criomorfologías perennes que no llegan a saturarse de hielo nuevamente. Habitualmente los conulitos se desarrollan a lo ancho como consecuencia de la coalescencia de varios de ellos, llegando a sobrepasar el metro y medio de apertura. Sin datos que lo corroboren se puede hipotetizar con que una capa superficial de nieve o clastos sobre el hielo horadado pueda contribuir a que el goteo profundice en lugar de estancarse como sucede con los eguttation pits; lo que repercutiría en favor de su desarrollo vertical y no tanto el horizontal (como se ha apreciado en los conulitos observados). Se ha tomado la denominación de conulito de hielo por la falta de literatura específica al respecto y la semejanza morfológica que tienen con los espeleotemas calcáreos.

Fig.6.84. Conulitos coalescentes en la superficie del bloque de hielo de Castil (foto. izq.). En las fotografías de la dcha. evolución de un conulito sobre el bloque de Altáiz hasta atravesarlo por completo en 2013.

Fig.6.85. En ocasiones los conulitos perennes alcanzan dimensiones métricas llegando a horadar por completo el bloque de hielo. En las fotografías se aprecian las dimensiones de un conulito de hielo en el bloque de Altáiz como consecuencia de la coalescencia de otros menores y como alcanza una de las caras laterales del bloque pasando ya a tener una configuración más propia de un pozo de fusión (fotografía inferior izquierda). En agosto de 2013 el conulito estaba completamente desmantelado debido al desarrollo alcanzado.

Pozos de fusión: se trata de morfologías negativas horadadas verticalmente en el bloque de hielo a modo de pozos. Su proceso genético primigénico es el goteo y suelen ser la evolución habitual de criomorfologías de fusión como los conulitos, como se apreció en el bloque de Altáiz en el 2013 (fig.6.84 y 6.85). Aunque en aquellos más evolucionados la fusión por circulación de aire y agua también entra juego agrandando su hechura. Si bien su tamaño no es comparable al de otras morfologías que en otras disciplinas se conocen bajo este mismo denominativo (pozos en karstología, espeleología, o análogamente a los molinos de fusión en criokarstología), este tipo de morfologías dentro de las cuevas heladas puede alcanzar tamaños en la vertical de alguna decena de metros, como ocurre en el bloque de hielo de Altáiz, e incluso dimensiones extraordinarias (para el conjunto de las cuevas heladas en general) como sucede con el pozo de fusión de la cueva HS4 que llega a alcanzar 60 m de profundidad con una sección de 2 m de eje mayor en sus zonas más anchas. Se trata inicialmente de morfologías suprayacentes que evolucionan por tanto a intrayacentes, con una temporalidad perenne y una presencia poco frecuente en las cuevas heladas estudiadas, solo observadas en el bloque de Altáiz y en la HS4.

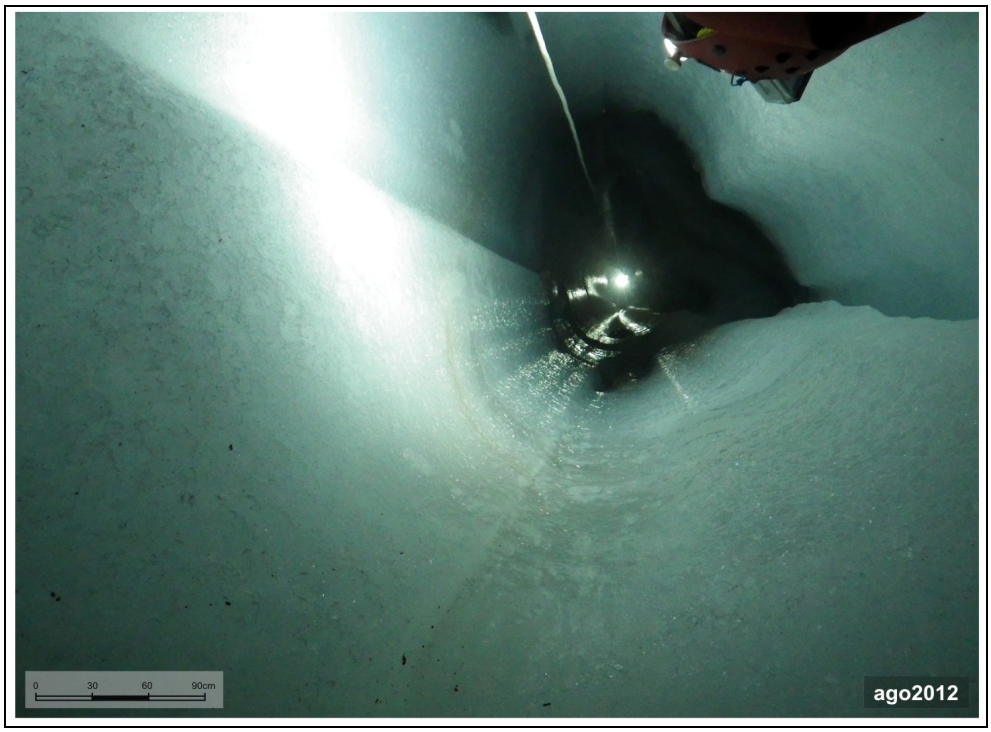


Fig.6.86. Expresión máxima de un pozo de fusión en la cueva helada HS4. Una verticalidad cercana a 60 m con alrededor de 2 m de eje mayor en su sección (fotografía de Claude Sobocan, Goulus Club).

Antiestalagmitas: son criomorfologías cilíndricas de sección centimétrica que quedan individualizadas dentro el bloque de hielo por la fusión de varios goteos a su alrededor. Alcanza una profundidad cercana al medio metro ocupando en planta unos 20-30 cm. Se forman durante los periodos de fusión, conservando una temporalidad estacional cuando no efímera, dependiendo del tamaño alcanzado por la morfología. Pueden evolucionar hacia conulitos o eguttation pits en función los cambios en la intensidad y distribución del goteo. Es un tipo de criomorfología de fusión poco frecuente, habiéndose visto tan sólo en la cueva de Castil en junio de 2013.

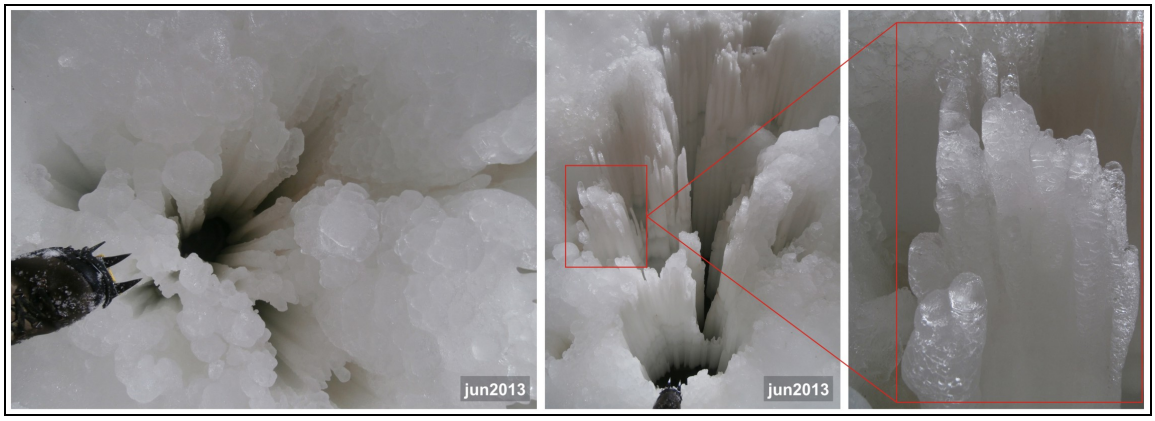


Fig.6.87. Antiestalagmitas de hielo sobre el bloque de Castil.

Criolapiaz en pináculos: son morfologías residuales en forma de pináculos agudos decimétricos abiertos sobre masas crioestalagmíticas sinformes. Se forman a comienzos del periodo de fusión por la acción de un intenso goteo. Sólo han sido observados en la ST de Castil, y no todos los años. En ella un sinfín de pináculos muy agudos se reparten sin orden alguno tapizando masas de rehielo acumuladas sobre los bloques y clastos, dando a todo ello un aspecto cortante. Su presencia es excepcional y su temporalidad efímera, formando el estadio evolutivo final de la ablación de las masas estalagmíticas sinformes. Estas mismas formas han sido mencionadas por Bella (2006) bajo el apelativo de "*ablation pinacle karren"*.

Fig.6.88. Criolapiaz en pináculos en sinformes estalagmíticos estacionales en la cueva de Castil. Las tres fotografías se corresponden con el mismo punto de la ST de la cueva. En la foto 2, detalle de las dimensiones de los pináculos.

b.3.- crioespeleotemas de fusión por flujos de agua: dentro de esta clasificación se incluyen las morfologías de fusión generadas sobre el hielo por la acción de flujos de agua. Se han distinguido dos tipos: los criolapiaces meandriformes generados habitualmente a partir de las piletas de goteo; y los biseles, morfologías de fusión de mayor entidad generadas por flujos de agua más lentos.

Criolapiaces meandriformes: son surcos criokársticos que inciden la superficie del bloque de hielo a favor de la máxima pendiente. Son producto de la fusión de un flujo de agua concentrado y que normalmente funciona como aliviadero de las piletas de fusión. En estos casos el flujo de agua proviene del agua remansada en su interior. Dependiendo de la pendiente son más o menos meandriformes, trazando arcos más amplios si la pendiente es mínima. Son criomorfologías de longitudes variables en función el abastecimiento de agua y la morfología de la superficie; y su incisión también es variable en función de la volumetría del flujo y de la profundidad de la pileta en el

caso de que funcione como su aliviadero. Por norma general, los criolapiaces observados tienen una profundidad entre los 10-20 cm, pudiendo llegar a los 40 cm en el caso de las piletas más desarrolladas. Su temporalidad es estacional, abriéndose durante los periodos de fusión. Se han observado muy frecuentemente todos los años sobre la superficie del bloque de Castil.

En algunos estudios se han referido a ellos como "*meandering bédière*" por la semejanza genética que guardan con estas morfologías glaciares (Citterio, 2005b), y en otros como "*ablation rinnekarren*" por la similitud con las morfologías exokársticas (Bella, 2006).

Fig.6.89. Criolapiaces meandriformes sobre la superficie del bloque de Castil. Las flechas indican la dirección del flujo de agua.

Biseles: son amplias morfologías cóncavas que achaflanan las paredes del bloque de hielo. Se originan por la fusión de aguas estancadas, formándose en perpendicular a la dirección de los escasos flujos que mantienen tales aguas. Tienen un trazo vertical rectilíneo de hasta 3 m de altura, con una temporalidad perenne. Se han podido observar frecuentemente en los laterales del bloque de Verónica, especialmente en sus dos galerías heladas principales, GH y GHm. Bella (2006) se refirió a ellas como "*ablation bevels*".

Fig.6.90. Diferentes biseles en las paredes del bloque de hielo de Verónica.

b.4.- crioespeleotemas de fusión de génesis mixta: dentro de esta categoría se engloban las criomorfologías de fusión que han sido generadas por la combinación de varios procesos. Ya sean flujos de aguas, de aire o la transmisión de calor geotérmico. Lo habitual es que sean, pues, criomorfologías que se encuentren o bien en los laterales de los bloques de hielo u horadando su interior. Frecuentemente son las criomorfologías de fusión de mayor tamaño.

Cuevas de hielo: son cavidades criokársticas formadas en el interior de un bloque de hielo a causa principalmente de flujos de agua y corrientes de aire. En los casos observados adquieren grandes dimensiones con secciones de hasta 10 m de ancho. Mantienen un carácter perenne, con las mayores fusiones durante los periodos de fusión, aunque no son muy frecuentes. En el sector Mnd de la cueva de Verónica se dan formando un cruce de galerías horizontales abiertas en el hielo horadando las

reminiscencias de lo que en el pasado formó parte de un bloque unitario en toda la cueva. Su estado de ablación es avanzado, y a pesar de que su apertura inicial fue causada por flujos de agua, en la actualidad son las corrientes de aire las encargadas de agrandarlas. Este tipo de criomorfologías intrayacentes de fusión mixta también se han apreciado, con menores dimensiones, en túneles incipientes abiertos en el interior del bloque de Castil, y en la cueva HS4.

Fig.6.91. Pasajes intrayacentes formando cuevas de hielo en el bloque de hielo de Verónica (fotos 1-3) y de HS4. Aunque de menores dimensiones también se encuentran oquedades criokársticas en el interior del bloque de Castil (fotos 5 y 6). (fotografía 3 de Javier Sánchez; fotografía 4 de Bernard Hivert).

Muros de hielo: se trata de paredes de dimensiones decamétricas verticales o subverticales que se conforman en los laterales de los bloques de hielo. Pueden presentar ondulaciones en función del grado de fusión que mantengan. No es muy frecuente ver tales muros, o bien porque el bloque de hielo no tiene las dimensiones suficientes o por las dificultades topográficas de la cavidad. Representan el retranqueo del bloque de hielo tanto por flujos de aire y agua, como por la ablación directa por el calor geotérmico emitido por las paredes encajantes. Esto último al menos en las primeras fases de su retranqueo. Se han observado tan sólo en el bloque de hielo de Verónica en las galerías GH y GHm. Otros autores denominan a tales muros como *ice cliffs* o *exposed walls* (p.e. Perşoiu y Pazdur, 2011; Hausmann y Behm, 2011).

Fig.6.92. Dos perspectivas distintas del muro de hielo del bloque de Verónica que se levanta en la estancia GH (fotografías de Bernard Hivert).

Falsas rimayas: por analogía con los neveros se ha denominado así a las aperturas entre el bloque de hielo y la pared encajante, quedando el término de rimaya glaciar lejos, en cuanto a procesos morfogenéticos y dimensiones se refiere, de las aquí presentadas. En su formación confluyen la fusión geotérmica emitida por las paredes encajantes y los flujos de aire principalmente. No se ha podido corroborar si, al igual que ocurre con las

rimayas de los glaciares o con las falsas rimayas de los neveros, el desplazamiento de la masa de hielo es un factor a tener en cuenta en su formación, influyendo en la separación con respecto a la pared y por tanto también en su mayor o menor fusión geotérmica y en las corrientes de aire que el bloque de hielo percibe. También dependiendo de la anchura que tengan se pueden obturar estacionalmente con flujos de agua y con hielo de rehielo colmatándose hasta su superficie, y quedando nuevamente vacías durante los periodos de fusión. Tales variaciones estacionales de hielo y el tránsito de flujos de agua (muy marcadas en algunas de las falsas rimayas de Castil) quizás influyan, aunque sin comprobación alguna realizada, en el ensanchamiento de la criomorfología generando en la pared del bloque de hielo una fusión mecánica que pueda contribuir a su debilitamiento. En la helada de Altáiz se ha comprobado en los años de estudio como la anchura de la falsa rimaya se ha incrementado, permaneciendo casi invariable interanualmente para el caso de Castil. Aunque sean criomorfologías muy frecuentes y se puedan observar en todos los bloques de hielo a estudio, no se ha podido cotejar que se dé un tipo de hielo distinto al resto del bloque de hielo como proponen otros autores (Citterio, 2005b). Otros autores se han referido a ellas como "*rimayes*" (Luetscher, 2005).

Fig.6.93. Cambios estacionales en una de las falsas rimayas de Castil. Dependiendo del periodo la misma puede quedar obturada por completo por agua y hielo, o completamente libre y expuesta a la circulación de agua, aire y calor geotérmico.

6.3.2.3.- Crioespeleotemas de génesis mixta

Coraloides de hielo: son crioespeleotemas de aspecto bulboso imitando la morfología de perlas adheridas a una superficie de hielo. Por lo común forman un manto continuo de pequeños glóbulos individualizados (2-5 cm de diámetro). Se han denominado como coraloides de hielo por su semejanza morfológica con las concreciones calcáreas conocidas como brotoides (un tipo de coraloide globuloso). Se trata de un crioespeleotema de origen mixto en el que una masa de rehielo formada previamente se somete a un proceso de fusión por goteo y flujo de agua. Y en el que la cristalización

hexagonal del rehielo sobre el que se forman quizás tenga su función. En la ST de Castil, una pequeña masa estalagmítica sinforme de rehielo que se crea sobre los clastos depositados en su piso, durante el periodo de fusión, se somete a un goteo incesante y muy repartido por toda la estancia. Los goteos filtrados desde el techo de la cavidad caen desde grandes alturas lo que provoca una nebulización originada por la salpicadura de las gotas de agua sobre la masa estalagmítica que explicaría la extensión continuada de la crioforma a lo largo de toda su superficie. En un primer momento la masa estalagmítica se conforma como un criolapiaz en pináculo (foto 1 de la fig.6.94), pero a medida que continua su ablación se suman al proceso de fusión la generación de pequeños flujos de agua que contribuyen a fusionar el criolapiaz individualizando poco a poco pequeños glóbulos en un manto continuo (foto 3 de la fig.6.94). Quizás en la circulación de esos pequeños flujos de agua influya inicialmente la cristalización hexagonal de las masas estalagmíticas pudiendo guiar en parte su curso. Son crioespeleotemas de temporalidad efímera que han sido observados solo a finales del periodo de fusión en dos puntos concretos de la cueva helada de Peña Castil: en la ST y sobre el sinforme de hielo del piso superior.

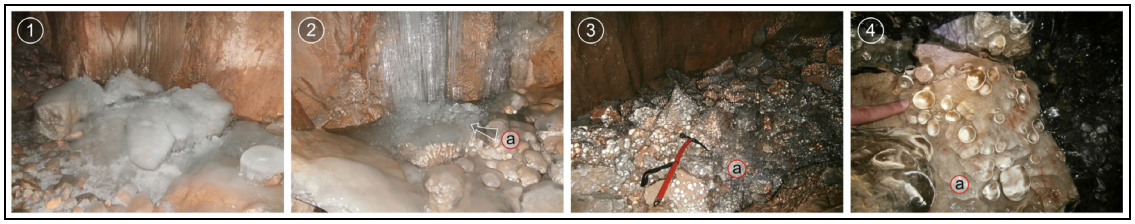


Fig.6.94. Crioespeleotemas en forma de coraloides en la sala ST de la cueva helada de Castil. Imágenes del proceso evolutivo: 1, recubrimiento estalagmítico de rehielo durante del periodo de acumulación; 2, solo se dan concreciones coraloides de forma incipiente en algunos puntos determinados durante esta época (a); 3, formaciones coraloides individualizadas tapizando buena parte del piso de la estancia a finales del periodo de fusión; 4) en un estado avanzado de fusión los coraloides quedan muy individualizadas y en estado casi ya licuado.

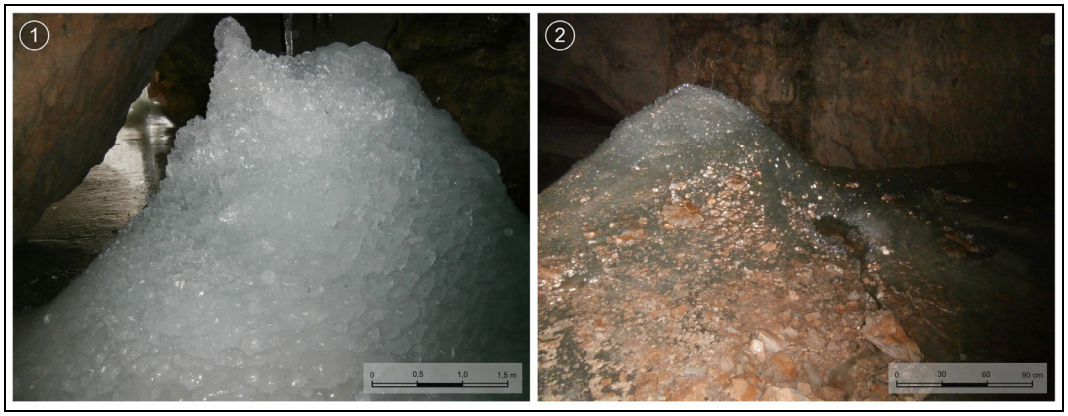


Fig.6.95. Los coraloides en hielo sobre el sinforme estalagmítico del piso superior de la SH en la cueva de Castil. 1, estado de formación inicial (periodo de acumulación); 2, coraloide con los glóbulos individualizados (finales del periodo de fusión).

CRIOESPELEOTEMAS	*frecuencia*	*temporalidad*	*tamaño*	*relación con el bq.hielo*	*zona de cavidad*	*momento de su génesis*
a) Acumulación						
• *Congelación de flujos o laminar:*						
-Colada de hielo	frecuente	estacional / perenne	mesoforma	suprayacente	indistinta	periodo acumulación
-Tubos de órgano	poco frecuente	estacional	mesoforma	no relacionado	indistinta	periodo acumulación
-Gradillas de hielo	poco frecuente	efímera	microforma	no relacionado	entrada cavidad	periodo acumulación
-Estratos de hielo	muy frecuente	estacional / perenne	macroforma	suprayacente	salas heladas	periodo acumulación
-Cortinas de hielo	frecuente	estacional / perenne	macroforma	no relacionado	salas inferiores	periodo acumulación
-Cascadas de hielo	frecuente	mayorit. estacional (perenne HS4)	macroforma	no relacionado	indistinta	periodo acumulación
-Banderolas de hielo	frecuente	efímera	mesoforma	no relacionado	indistinta	periodo acumulación
• *Congelación de goteo:*						
-Carámbanos de hielo	frecuente	mayorit. efímera	micro / mesoforma	no relacionado	primeras estancias	periodo acumulación
-Carámbanos ramificados	excepcional	efímera	microforma	no relacionado	primeras estancias / estancias inferiores	periodo acumulación
-Estalactitas de hielo	frecuente	estacional (perenne rehielo Altáiz)	meso / macroforma	no relacionado	primeras estancias / estancias inferiores (Altáiz)	periodo acumulación
-Estalagmitas de hielo	poco frecuente	estacional / perenne	meso / macroforma	suprayacente	primeras estancias	periodo acumulación
-Sinformes estalagmíticos de hielo	frecuente	perenne	macroforma	supra / infrayacente	primeras estancias / estancias inferiores (Verónica)	periodo acumulación
-Columnas de hielo	frecuente	estacional / perenne	macroforma	no relacionado	primeras estancias / estancias inferiores (Altáiz)	periodo acumulación
• *Congelación de agua estancada:*						
-Congelación de aguas estancadas	frecuente	estacional	mesoforma	suprayacente	salas heladas	periodo acumulación
-Hielo laminar en pozos obturados	poco frecuente	estacional / perenne	mesoforma	no relacionado	estancias próximas a salas heladas	periodo acumulación
-Hielo laminar de sublimación en remansos	excepcional	estacional	mesoforma	no relacionado	estancias próximas a salas heladas	periodo acumulación
• *Crioespeleotemas de escarcha:*						
-Cristalización en escarcha	poco frecuente	efímera	microforma	no relacionado	estancias próximas a salas heladas	periodo acumulación

-Estrellas aciculares de escarcha	excepcional	efímera	microforma	no relacionado	suprayacente	periodo acumulación
b) Fusión						
• *Fusión por flujos de aire:*						
-Ventanas	poco frecuente	perenne	mesoforma	no relacionado	estancias inferiores	periodo fusión
-Scallops	frecuente	perenne	meso/macroforma	intray. (later.bq.hielo)	salas heladas	periodo fusión
• *Fusión por goteo:*						
-Piletas o Eguttation pits	muy frecuente	estacional	mesoforma	suprayacente	salas heladas	periodo fusión
-Conulitos de hielo	frecuente	estacional / perenne	mesoforma	suprayacente	salas heladas	periodo fusión
-Pozos de fusión	poco frecuente	perenne	macroforma	supra/intrayacente	salas heladas	periodo fusión
-Antiestalagmitas	poco frecuente	efímera	mesoforma	suprayacente	salas heladas / primeras estancias	periodo fusión
-Criolapiaz en pináculo	excepcional	efímera	mesoforma	no relacionado	salas terminales	periodo fusión
• *Fusión por flujo de agua:*						
-Criolapiaces meandriformes	muy frecuente	estacional	mesoforma	suprayacente	salas heladas	periodo fusión
-Biseles	frecuente	perenne	macroforma	intray. (later.bq.hielo)	salas heladas	periodo fusión
• *Fusión mixta:*						
-Cuevas de hielo	poco frecuente	perenne	macroforma	intrayacente	salas heladas	periodo fusión
-Muros de hielo	poco frecuente	perenne	macroforma	intray.(later.bq.hielo)	salas heladas	periodo fusión
-Falsas rimayas	muy frecuente	perenne	macroforma	intray.(later.bq.hielo)	salas heladas	periodo fusión
c) Génesis mixta						
-Coraloides de hielo	poco frecuente	efímera	mesoforma	no relacionado	indistinta	periodo fusión

Tabla 6.11. Cuadro resumen de los crioespeleotemas observados en las cuevas heladas a estud

CAPÍTULO VII.- SÍNTESIS Y DISCUSIÓN: EL FENÓMENO DE LAS CUEVAS HELADAS EN EL MACIZO CENTRAL DE PICOS DE EUROPA

7. SINTESIS Y DISCUSIÓN FINAL

El análisis detallado aquí presentado sobre aspectos fundamentales de las cuevas de Peña Castil, Altáiz y Verónica permite sumergirse en la comprensión del fenómeno de las cuevas heladas, desmenuzando aquellos factores imprescindibles para el entendimiento de su origen, desarrollo, configuración, evolución y funcionamiento endoclimático; así como para su concreción epistemológica dentro de los estudios disciplinares de los medios fríos. A continuación se discuten los principales conocimientos extraídos para este conjunto representativo de las cuevas heladas de la alta montaña de Picos de Europa.

a) La alta montaña rocosa de Picos de Europa, un marco endokárstico adecuado para el desarrollo de cuevas heladas.

Geomorfológica y topoclimáticamente el piso de la alta montaña rocosa de Picos de Europa es favorable no sólo de cara al desarrollo de un amplio endokarst, sino que también constituye un marco adecuado para la existencia de las cuevas heladas. La **amplia extensión y potencia de las calizas** en Picos de Europa permite una concentración excepcional de simas de más de 1000 m de profundidad de reconocido prestigio y un entramado favorable a la apertura de múltiples bocas de entrada que facilitan en última instancia la activación de las circulaciones termodinámicas del aire imprescindibles para el alojamiento y preservación de hielos cavernarios.

Sin embargo su imbricada localización endokárstica, su difícil entramado interno y su verticalidad **complican el acceso y la progresión** por el interior de las cavidades, haciendo cuanto menos incómoda su exploración, lo que induce desafortunadamente, y como señaló Maire (1990) refiriéndose al conjunto de las cuevas heladas de la alta

montaña en general, a un **menor número de investigaciones** y por tanto a una base epistemológica precedente para el caso de Picos de Europa totalmente nula.

El desarrollo y la **verticalidad** que alcanza el endokarst en Picos de Europa imponen varias características más a sus cuevas heladas. Por un lado, y en base a ello, favorece la **profundidad alcanzada por sus bloques** de hielo, facilitando grandes desarrollos volumétricos que sobrepasan los 100 m de profundidad, como ocurre en la cueva helada de Verónica (hasta los -109 m), o incluso que lo doblan extraordinariamente como ocurre en la HS4 (hasta los -260 m). En ambos casos además con más que probables continuaciones. Tales cifras, a excepción de lo extraordinario de la HS4, se encuentran dentro de rangos habituales de otras cuevas heladas. En las cuevas heladas del Jura frecuentemente sus bloques de hielo no profundizan más de 100 m (Luetscher, 2005), el bloque de la cueva suiza Diablotins llega a los 90 m (Morard, 2011), en el macizo de Brenta algunos de los hielos estudiados profundizan hasta los 160 m (Ischia y Borsato, 2004), y en el macizo también italiano de Grigna el bloque de hielo de la cueva LCLO 1650 se sitúa entre los 80 y 95 m (Citterio et al., 2003). Menores profundidades a día de hoy mantienen Scărişoara y Borţig (en Apuseni-Rumania), Dobšinská (en Duča-Eslovaquia), Lodowa Cave in Ciemniak (en Tatra-Polonia) o Vukušic (en Velebit-Croacia), que en ningún caso están por debajo de los 68 m (Perşoiu, 2011; Kern et al., 2010; Bella, 2006; Hercman et al., 2010; Kern et al., 2011b, respectivamente). En Pirineos la cueva helada A294 tiene su bloque de hielo localizado entre los 36 y 40 m (véase tabla 6.1). Mientras que por otro lado, la verticalidad de las cavidades facilita, **los movimientos y flujos de las masas del hielo**, como muestran clarificadoramente las múltiples disposiciones de los estratos del bloque de Verónica. Dinamismo que dificulta decisivamente el establecimiento de evoluciones paleoclimáticas a partir del análisis de sus hielos, condicionando su potencial como geoindicador paleoambiental al no hacer corresponder secuencialmente un año por cada estrato (Silvestru, 1999; Fórizs et al., 2004, Turri et al., 2003).

Procesos caracterizadores del endokarst de Picos de Europa como lo es la erosión inversa (*hidden shafts*) imponen tres condicionantes fundamentales para el desarrollo de cavidades heladas como se ha observado en las tres estudiadas. Por un lado, la condición **categórica** de cuevas heladas **dinámicas**, como aquellas cuevas con entradas principales localizadas a distintas altitudes que facilitan el efecto chimenea a lo largo de

todo el año, se encuentra condicionada, cuando no impedida, por las reducidas dimensiones de sus entradas superiores como sucede en Altáiz y Verónica, y en Castil probablemente, con bocas superiores de muy reducidas dimensiones que quedan taponadas algunos meses durante los periodos abiertos, restringiendo su circulación termodinámica. Por otro lado, unas reducidas dimensiones de las bocas de entrada principales, a pesar de que se abran en su interior simas de gran tamaño (como impone habitualmente el horadado endokárstico en *hidden shaft*), hacen que la **alimentación** del bloque de hielo por inputs directos de **nieve** quede muy **mermada** y con ello la evolución y el desarrollo del bloque. Como ocurre en la cueva de Altáiz y el estado de ablación actual de su bloque de hielo. Y por último, derivado también de este tipo de karstogénesis, se encuentra el hecho de que aún siendo sus entradas principales de grandes dimensiones, caso de la cueva de Verónica, no sean lo suficiente para dar cabida a una **voluminosa acumulación nival** anual, instalándose sobre ellas neveros permanentes que **bloquean** la cavidad y por tanto, y sobre todo, la circulación **termodinámica** durante largos periodos de tiempo. Lo que las hace quedar selladas como sucedió en Verónica en el año 2013, generándose el aquí denominado como *periodo cerrado inducido*.

Teniendo presentes estos últimos aspectos se ha observado que aquellas cavidades en las que las bocas de entrada son menos favorables, geomorfológica y topoclimáticamente, para a la acumulación nieve, presentan bloques de hielo actualmente peor alimentados y con volúmenes menores, caso de Altáiz, sobre todo en relación con las otras dos en las que se dan las condiciones contrarias. Se puede considerar por tanto, a la vista de ello, la propia idiosincrasia de las **bocas de entradas** de las cavidades como un **factor básico en el desarrollo y evolución** de los bloques de hielo y sus balances de masa.

Otra consecuencia derivada de la configuración endokárstica característica de Picos de Europa en forma de sucesión de simas verticales, es que las entradas principales, tanto las inferiores como las superiores, se encuentran **altitudinalmente por encima** de las estancias en las que se **instalan los bloques de hielo**. Este hecho induce un comportamiento diferenciado de la termocirculación en función de las distintas zonas de las cavidades. De tal manera, en las salas heladas, donde se localizan los bloques de hielo, se registra un comportamiento en forma de trampas de frío en los periodos

cerrados (característicos de las *cuevas estáticas*); mientras que los sectores comprendidos entre las bocas de entrada inferior y superior el comportamiento termodinámico caracterizador es más propio de *cuevas dinámicas*. Aunque esto siempre bajo caracteres propios de cada cavidad, ya que por ejemplo en el caso de Castil no se ha podido determinar fehacientemente un comportamiento dinámico en sus sectores más elevados aunque se intuya la existencia de pequeñas entradas superiores.

Matizaciones similares a clasificaciones generales climáticas de las cuevas heladas (Luetscher y Jeannin, 2004b) han sido manifestadas para otras cavidades. Kern et al. (2011) dentro de Mammuthöhle (Dachstein-Austria) han señalado como a pesar de que la cavidad se pueda clasificar como una cueva helada dinámica, su sala Saarhale registra un comportamiento termodinámico estático. Aunque en esta ocasión sin aludir al porqué de este hecho diferenciador.

A pesar de que en las caracterizaciones endoclimáticas de las cuevas heladas y en sus clasificaciones genéricas siempre se subrayan sus configuraciones endokársticas como condicionantes en la formación y desarrollo de los hielos (p.e. Maire, 1990; Luetscher y Jeannin, 2004a, 2004b; Malyudov, 2008; Mihevc, 2014); no se ha prestado demasiada atención a los aspectos inducidos por la verticalidad de las cuevas que se acaban de presentar para el caso de Picos de Europa. Es presumible que los hechos señalados se den igualmente en sistemas kársticos de fuerte componente vertical como se ha visto para las cuevas heladas estudiadas, matizándose con ello tales clasificaciones generales como se ha reseñado en alguna ocasión (Kern et al., 2011; Buzjak et al., 2014).

b) Endoclima de las cuevas heladas

b.1.- Caracterización termohigrométrica

La caracterización endoclimática de las cuevas heladas de Peña Castil, Verónica y Altáiz está condicionada directamente por sus configuraciones endokársticas, que son, en última instancia, condición fundamental para hacer de este tipo de cavidades fenómenos únicos frente a los otros cientos de cavidades vecinas que no albergan hielos perennes en su interior.

A ello hay que añadir su localización en una alta montaña templada como Picos, como factor simbiótico junto con la configuración endokárstica, para la satisfacción de las

necesidades climáticas demandadas por este tipo de cuevas para su formación y pervivencia. La precipitación nival, la pluviosidad y la rigurosidad térmica que a estas cotas altitudinales caracteriza a la alta montaña de Picos de Europa permiten los abastecimientos adecuados y el endoclima propicio para el desarrollo y la permanencia a día de hoy de los volúmenes de hielo. No se ha corroborado la existencia de cuevas heladas en Picos de Europa por debajo de los 2.000 m, ni en otras montañas cantábricas fuera de los macizos Central y Occidental de Picos de Europa. Solo en la Montaña Palentina ha sido apuntada la posibilidad de la existencia de ambientes de permafrost en posibles cuevas heladas en el sector del Ves con la cavidad CV-1 (2045 m), y en la ladera nororiental del Espigüete, con la Sima de las Chovas (1910 m), con una potencial existencia aquí de cuevas similares por encima de los 2000 m (Pellitero, 2012).

Desde el punto de vista térmico, todas las cavidades permanecen con **temperaturas medias** para el periodo investigado **inferiores a 0ºC**, a excepción tan sólo de leves repuntes registrados en el sector PS de la cueva de Altáiz en el que se dieron cifras positivas pero sin llegar a superar 1ºC. Las distintas estancias que han sido controladas térmicamente muestran temperaturas medias que varían entre los -0,3ºC registrados para la ST de la cueva de Castil hasta los -0,9ºC en el sector Mnd de la cueva de Verónica. Las $T_{abs.mín}$ y $T_{abs.máx}$ se extienden variablemente dependiendo de la caracterización termodinámica que se haya registrado en cada una de ellas, abarcando desde los 9,6ºC tomados en el PM de Altáiz como la máxima de todas las estancias controladas, hasta los -10,8ºC en la SC de Verónica. La amplitud térmica anual entre los meses más cálidos y los más fríos no supera en ningún caso los 8ºC. El máximo se registra en el sector PS de Altáiz con 7,9ºC, y los más bajos superan levemente los 2ºC en el caso de las tres cavidades. En cualquier caso, ello muestra unas variaciones térmicas menos extremas que las registradas en superficie, lo que hace que el estrés térmico en el interior de las mismas sea más atenuado y las morfologías más características de ambientes periglaciares en el exterior, en estos ambientes no se encuentren representadas. Estos datos reflejan tanto el **carácter frío general** como la **amortiguación térmica** presentes en las tres cuevas heladas a estudio. Patrones de comportamiento generales común a muchas cuevas heladas estudiadas pero que se matizan en cada una de ellas como se ha señalado en múltiples ocasiones (p.e. Choppy, 1984; Racovita, 1984; Mavlyudov, 1997; Lauriol et al., 1988; Silvestru, 1999; Pflitsch y Piasecki, 2003; Perşoiu, 2004; Piasecki et al, 2006; Žák et al., 2010).

En las cuevas heladas estudiadas la cantidad de días en los que las $\mathbf{T_{md}}\leq\mathbf{0ºC}$ es **amplia**. En las salas en las que se alojan los bloques de hielo se sobrepasan los 300 días, cuando no son todos los días como ocurre en la SH de Castil en los tres años de investigación. En los casos en los que se registra una menor cantidad de días con $T_{md}\leq0ºC$, en la cueva de Altáiz de forma generalizada, no se baja de los 120 días registrados (en el PS de dicha cavidad). En aquellas estancias con $T_{md}>0ºC$, tales días se distribuyen a lo largo de los meses estivales, aunque en algunos casos se puedan repartir durante todo el año como sucede en el PS de la cueva de Altáiz, como consecuencia de su funcionamiento térmico dinámico tanto durante los periodos abiertos como los periodos cerrados. En estancias como el PS de Altáiz la caracterización climática amortiguada y las medias anuales por debajo de 0ºC se desvirtúa estando muy influenciada por las condiciones exteriores y perdiendo, por tanto, su condición de cueva helada y ambiente de permafrost.

La correlación existente entre las **temperaturas internas** de las cavidades y las **externas**, a pesar de no mantener excelentes índices debido a la calidad de los registros de las EMAs y de la falta de toma de datos directamente en los exteriores inmediatos de las cavidades, muestra una **sincronía cíclica anual** entre ambos ambientes. En este sentido las evoluciones térmicas exteriores dirigen las evoluciones térmicas interiores fehacientemente durante los meses en los que se establece la condición $T_{ext}<T_{int}$, mientras que durante aquellos en los que las $T_{ext}>T_{int}$ los índices de correlación son nulos y las cavidades mantienen un comportamiento homotérmico cercano a los 0ºC y completamente independiente de las condiciones exteriores. Rasgo común que comparten las cuevas heladas.

b.2.- Periodos termodinámicos

En base a estas evoluciones y a las temperaturas registradas en cada momento se han distinguido, con ligeros matices dependiendo de la cavidad y la estancia de cada una de ellas, **tres periodos termodinámicos principales**.

Los **periodos abiertos** (*periodo A*) en los que permanece el binomio térmico $T_{ext}<T_{int}$, registrándose en el interior de las cavidades las temperaturas mínimas, así como las mayores amplitudes térmicas como consecuencia de la heterotermia dada en función de la activación de células de convección en el interior de la cavidad y derivada del

contacto de masas de aire con diferentes temperaturas y densidades. El interior de las cavidades se enfría irregularmente siguiendo las oleadas de frío que penetran desde el exterior. La extensión del periodo abierto puede variar ligeramente en función de la cavidad, de la estancia y del año pero habitualmente abarca desde finales de noviembre-principios de diciembre hasta comienzos de mayo, pudiéndose distinguir en las tres cavidades dos subtipos (*periodo A1* y *A2*), fundamentalmente en función de la diferente amplitud de las oscilaciones térmicas, las temperaturas mínimas alcanzadas y las tendencias que muestran sus temperaturas.

A pesar de que los periodos abiertos, en buena parte de los estudios endoclimáticos de las últimas décadas son habitualmente distinguidos para estas mismas fechas y bajo los mismos desencadenantes y comportamientos, aunque bajo distinta nomenclatura (Maire, 1990; Ohata, 1994a; Lauriol y Clark, 1996; Racoviță y Onac, 2000; Luetscher y Jeannin, 2004a; Piasecki et al., 2006; Kadebskaya y Tchaikovskyi, 2009; Morard, 2011; Perşoiu, 2011; Korzystka et al., 2011; Belmonte et al., 2014; Meyer et al., 2014); la división de estos dos diferentes subtipos no cuenta con precedentes en otros estudios a excepción de Maire (1990). Este autor distinguía dentro de lo que denominó como *invierno subterráneo*, semejantemente a como se ha registrado en las cuevas estudiadas, un periodo comprendido entre noviembre/diciembre y febrero/marzo en el que las cavidades heladas de alta montaña actúan como trampas de frío con las primeras formaciones de rehielo (equivalente al aquí propuesto como periodo abierto A1). Y un segundo periodo entre los meses de marzo y mayo con desarrollos de rehielo máximos (equivalente al aquí propuesto como periodo abierto A2).

En los **periodos cerrados** (*periodos* C_A) el binomio térmico se invierte registrándose $T_{ext}>T_{int}$ y con las mayores temperaturas tanto en el interior como en el exterior de las cavidades. Durante estos periodos se reduce al máximo el intercambio energético entre la cavidad y el exterior con una estanqueidad y estratificación de las masas de aire en el interior en función de sus densidades. Ganan en protagonismo tanto la influencia geotérmica de la roca encajante como el papel amortiguador de los bloques de hielo. Principalmente en las salas heladas se registra una homotermia máxima en torno a 0ºC producto tanto de la falta de insolación como del carácter termorregulador del bloque de hielo. A medida que nos alejamos de los bloques de hielo o bien las temperaturas adquieren una homotermia algo mayor o bien, en el caso de que estén influenciadas por

algún movimiento de aire en efecto chimenea, la homotermia queda tergiversada. Las oscilaciones térmicas, en caso de que se den, son las más pequeñas de todo el ciclo anual sin sobrepasar nunca los 0,5ºC. Los periodos cerrados abarcan desde junio-julio hasta finales de octubre-comienzos de noviembre.

Al igual que ocurre con los periodos abiertos, en la gran mayoría de los estudios endoclimáticos recientes se diferencia el periodo cerrado como uno de los periodos principales bajo las mismas características que se acaban de exponer (Maire, 1990; Lauriol y Clark, 1996; Ohata, 1994a; Racoviță y Onac, 2000; Luetscher y Jeannin, 2004a; Piasecki et al., 2006; Kadebskaya y Tchaikovskyi, 2009; Morard, 2011; Perşoiu, 2011; Korzystka et al., 2011; Belmonte et al., 2014; Meyer et al., 2014). Pero sin embargo, y a pesar de que durante los periodos cerrados no se han distinguido subperiodos precisamente por su comportamiento homotérmico generalizado, sí que se ha discernido, y sólo para el caso de la cueva de Verónica, un periodo diferenciado que hemos denominado **periodo cerrado inducido** (*periodo C_B*). En este caso, la obturación del interior de la cavidad por la acumulación de nieve en sus dos bocas principales provoca un sellado que modifica el comportamiento termodinámico característico de los periodos cerrados. El binomio termodinámico habitual queda trastocado dándose $T_{ext}<T_{int}$=periodo cerrado. Y es que durante los periodos cerrados inducidos ningún sector de la cavidad responde a las reglas termodinámicas habituales de correlación entre T_{ext} y T_{int}, sino que a pesar de que en el exterior se mantienen patrones habituales de los periodos abiertos, es decir $T_{ext}<0$ºC, el interior de la cavidad acusa una marcada homotermia en torno a los 0ºC termorregulada por el bloque de hielo e independiente de las fluctuaciones exteriores. Dependiendo de la abundancia de nieve en el exterior, la duración de los periodos cerrados inducidos varía en el tiempo, extendiéndose considerablemente como sucedió en 2013 (desde febrero hasta junio). Ello hace considerar de nuevo como un factor de suma importancia las condiciones exteriores del manto nival y la relevancia de los patrones nivales que se den en el exterior de la cavidad; pues en función de la copiosidad de las nevadas, y más aún de las nevadas tardías, junto con la configuración y topografía que tengan las bocas de entrada, este tipo de comportamiento cerrado inducido tendrá mayor o menor presencia, contribuyendo a modificar más o menos los patrones estándar de comportamiento de las clasificaciones endoclimáticas genéricas establecidas para las cuevas heladas. Y por

tanto, pudiendo influir en el mantenimiento o desaparición de los bloques de hielo en su interior.

La influencia de estos taponamientos nivales en las circulaciones de aire internas y el aislamiento de las cavidades se ha señalado en anteriores ocasiones (p.e. Maire, 1990; Morard et al., 2012; Kunaver, 2009), pero hasta ahora no se había destacado que tal sellado conllevase un periodo de tiempo tan marcado en el que la termocirculación del interior de la cavidad se viese afectada, ni tampoco se había individualizado de forma específica tal periodo. Maire (1990) dentro de lo que concebía como *veranos subterráneos* (equivalente a los periodos cerrados) sí que diferenciaba, en función de los grados de fusión del hielo, dos subperiodos distintos: entre junio y agosto uno, y entre septiembre y noviembre otro; pero nada tiene que ver ninguno de los dos casos ni con las fechas ni con las causas que se exponen aquí para los periodos cerrados inducidos.

Entre los periodos cerrados y abiertos se distinguen los **periodos transicionales** en los que las condiciones térmicas de las cavidades registran tendencias de ajuste a las condiciones homotérmicas y heterotérmicas imperantes en los otros dos periodos principales. Durante los periodos transicionales se reconocen tendencias heterotérmicas o bien en ascensión escalonada al pasar del periodo abierto al periodo cerrado con unas T_{ext} por encima de 0ºC y por tanto cesando la entrada de aire frío a la cavidad (*periodo* Tr_A), o bien descendentemente algo más bruscas en el caso contrario, en el que se registran las primeras entradas esporádicas de aire frío en el interior de la cavidad (*periodo* Tr_B). Los periodos transicionales han sido distinguidos como uno de los periodos principales en las caracterizaciones termodinámicas de las cuevas heladas dentro de muchos estudios (Ohata, 1994a; Luetscher y Jeannin, 2004a; Morard, 2011; Perşoiu, 2011; Korzystka et al., 2011; Belmonte et al., 2014; Meyer et al., 2014), si bien sólo en muy pocos se han distinguido específicamente dos tipos de periodos transicionales distintos (Belmonte et al., 2014). En este caso coincidiendo genéricamente con las características y duraciones aquí expuestas.

A estos periodos temporales se suma una serie de **particularidades** que diferencian el comportamiento en detalle de las distintas estancias, a la vez que complican la configuración endoclimática de las cuevas estudiadas. Se ha comprobado cómo dependiendo de la estancia las temperaturas medias son *levemente más elevadas* en

aquellas que tienen mayor influencia de las condiciones exteriores ya sea por su cercanía a las bocas de entrada o por registrar circulaciones termodinámicas *más heterotérmicas* a lo largo del año. A lo que se le añade la lejanía con respecto al bloque de hielo. En relación a ello se ha visto que los gradientes térmicos también varían según el sector de la cavidad, de tal manera que se observan generalmente *contrastes térmicos más atenuados*, aunque variables en función del periodo termodinámico, cuánto más nos alejemos de las influencias exteriores o con la profundización de la cavidad. También se han registrado puntuales y leves *inversiones térmicas positivas* durante los periodos cerrados que modifican sucintamente las tendencias homotérmicas, correspondidas con bajadas bruscas y puntuales de las temperaturas exteriores. Estos pequeños repuntes térmicos positivos han sido señalados en las tendencias homotérmicas de los periodos cerrados en otras cuevas heladas (Mavlyudov, 2009; Morard et al., 2010a), con la particularidad de que para el último de los casos se corresponde con cuevas heladas dinámicas (Morard et al., 2010). También estos últimos autores señalan reacciones más lentas en la recuperación de las temperaturas dependiendo de la estancia como los que se han observado en las cuevas heladas a estudio. En éstas, los tempos seguidos por las evoluciones de las distintas estancias varían, registrándose *inercias térmicas más lentas* en aquellas más alejadas de las condiciones exteriores, con desfases incluso de varios días hasta alcanzar las temperaturas de los sectores más externos.

b.3.- Zonificación térmica.

En base a las condiciones y dinámicas térmicas que se han observado en las distintas estancias se ha establecido una **zonificación térmica** para cada una de las cuevas heladas estudiadas. De tal manera, y de forma genérica para los tres casos, se han diferenciado dos grandes zonas térmicas: *zonas frías*, que son aquellas zonas que se comportan dentro de los estándares habituales térmicos de las cuevas heladas en cuanto a periodos y características térmicas se refiere. En ellas se alojan los bloques de hielo y su configuración y situación endokárstica dentro del conjunto de la cavidad las hace comportarse, desde el punto de vista climatológico, como estancias estáticas, funcionando como trampas de frío homotérmicas en torno a los 0ºC durante los periodos cerrados y enfriándose en función de las condiciones exteriores heterotérmicamente durante los periodos abiertos. Para las cuevas heladas de Verónica y Altáiz se han diferenciado dos tipos de zonas frías: zonas frías I y II, siendo éstas

últimas en las que se registran temperaturas medias más frías con un comportamiento termodinámico más estandarizado y sin darse los repuntes térmicos puntuales que se registran en las zonas frías I. Las *zonas templadas* mantienen un comportamiento más acorde con las evoluciones exteriores con un grado mayor de heterotermia. En ellas se registran las temperaturas medias más elevadas y el mayor número de oscilaciones. Pueden darse en las estancias más cercanas topográficamente a las bocas de entrada (zonas templadas exteriores) como por ejemplo sucede en el PS de Altáiz, o en sectores interiores (zonas templadas interiores); pudiéndose diferenciar éstas últimas, según la variabilidad de las oscilaciones, en zonas templadas variables y estancas, caso de la ST y Po de la cueva de Castil, respectivamente. En general son zonas donde el ambiente periglaciar se atenúa y el bloque de hielo no está presente, aunque sí los crioespeleotemas estacionales. Estas zonas funcionan desde el punto de vista de la circulación de las masas de aire, en algunos casos de forma muy evidente como sucede en el PS de Altáiz, como cuevas dinámicas.

El estudio de las zonificaciones propuestas para las tres cavidades estudiadas debería continuarse con estudios en otras cavidades heladas cercanas, con el fin de concretar más sus comportamientos y dinámicas caracterizadoras, y contrastarlas con otras propuestas establecidas (Racoviță, 1975; Choppy, 1984; Lauriol et al., 1988; Mavlyudov, 1997; Serban y Racovita, 1991; Silvestru, 1999; Perşoiu, 2004; Citterio et al., 2004; Pflitsch et al., 2006; Piasecki et al., 2006; Grebe et al., 2009; Kadebskaya y Tchaikovskyi, 2009; Žák et al., 2010; Korzystka et al., 2011). De esta manera se contribuiría así a estandarizar las distintas nomenclaturas expuestas y los procedimientos y factores a tener en cuenta en las clasificaciones ofrecidas en las diferentes propuestas. En la mayoría de las zonificaciones propuestas (meroclimáticas o microclimáticas según el autor) se identifican las salas heladas donde se alojan los bloques de hielo (con distintos apelativos), junto con otras zonas donde los parámetros son más cercanos a las condiciones exteriores y zonas de transición entre ambos ambientes.

Siguiendo criterios térmicos como los que se han seguido para la zonificación propuesta en las cuevas a estudio, Piasecki et al. (2006), por ejemplo, y apoyándose en propuestas de Pulina (1999), distingue cuatro zonas microclimáticas, en las cuales las criomorfologías permanentes se encuentran dentro de las "*II climatic zone*", que se

corresponden a lo aquí propuesto como zonas frías. Zonas en las que las T_{ma} permanecen por debajo de 0ºC. Kadebskaya y Tchaikovskyi (2009) distinguieron estas zonas con un nominativo más expresivo: "*zone of negative temperature anomaly"*. Sin embargo, dentro de esta categoría fría presente en las tres cavidades, se han podido diferenciar para las cuevas heladas de Altáiz y Verónica los subtipos de zona fría I y zona fría II, en base a que la segunda zona registra un comportamiento con menores amplitudes térmicas a lo largo del año y una homotermia estricta durante los periodos cerrados, además de presentar las temperaturas más frías; y en la que a pesar de no alojarse el bloque de hielo se conservan grandes crioespeleotemas perennes (caso del PI de Altáiz). Una subdivisión de estas zonas cuyas temperaturas permanecen por debajo de 0ºC son las manifestadas por Racoviță (1975), Silvestru (1999) y Perşoiu (2004). Autores que dieron el nombre de "*glaciary meroclimate zone*" para referirse a zonas con las características expresadas aquí para la zona fría I, y "*periglaciary meroclimate zone*" para referirse a zonas con las características de la zona fría II. Al objeto de lo expresado al principio de la presente investigación acerca de las confusiones terminológicas que acarrean habitualmente los estudios de las cuevas heladas entre lo glaciar y lo periglaciar, se ha preferido para las zonas aquí distinguidas denominaciones más asépticas.

Las "*III, IV y V climatic zones*" propuestas por Piasecki et al. (2006) son las zonas del interior de la cavidad y las más cercanas a la boca de entrada que se corresponden con las aquí llamadas zonas templadas, tanto interiores como exteriores y que se han distinguido en la cueva de Castil y de Altáiz. En ellas, las T_{ma} o bien superan los 0ºC, caso del PS de Altáiz, o en el caso de que no lo hagan, las T_m del periodo cerrado sí lo superan, presentando además las amplitudes térmicas más grandes. Caso de la sala ST de Castil. Denominadas por Kadebskaya y Tchaikovskyi (2009) como "*transition zone*". Racoviță (1975), Silvestru (1999) y Perşoiu (2004), por ejemplo, se refirieron a zonas de este tipo como "*transition meroclimate zone*" para las zonas templadas más cercanas a las entradas de las cavidades y como "*steady meroclimate zone*" (Silvestru, 1999) o "*temperate meroclimate zone*" (Racoviță, 1975; Perşoiu, 2004), para las zonas templadas interiores.

Para la caracterización térmica de la cueva helada de Peña Castil se han aplicado técnicas geomáticas y termográficas, y la combinación de ambos ha permitido la

elaboración de los **ortotermogramas**. Procedes hasta ahora nunca aplicados en los estudios endoclimáticos de las cavidades heladas y que han permitido la observación de algunos detalles concretos imposibles de apreciar con procedimientos habituales. Las termografías, entendidas como imágenes bidimensionales, han permitido la *apreciación en la vertical* de la distribución de las distintas masas de aire en función de su densidad/temperatura. Se ha comprobado cómo el aire cálido se distribuye por las distintas irregularidades del *techo* en forma de *bolsas de aire caliente* rodeado de aire más frío en sectores inferiores durante los periodos cerrados y confirmando así la condición estática de la cavidad en tales momentos. Además de estas observaciones en la vertical, imposibles de determinar tan fácilmente con la aplicación de métodos e instrumentación tradicional, la toma y tratado de termografías ha servido también para determinar las distintas *energías caloricas emitidas por las diferentes criomorfologías* y los distintos ambientes de la cavidad. Con las termografías se ha observado, al menos en los periodos cerrados que fue cuando se llevó a cabo la investigación termográfica, cómo crioespeleotemas en la cueva de Castil como el sinforme estalagmítico o distintos crioespeleotemas estacionales, emitían una temperatura sensiblemente mayor que el bloque de hielo, y en ambos casos temperaturas menores que sus paredes encajantes inmediatas. Mediante la elaboración de los ortotermogramas también se puede conjeturar (son necesarios más estudios similares para poder confirmarlo) acerca el *halo de frío del bloque de hielo* y su posible alcance. Los perfiles extraídos directamente de los ortotermogramas elaborados, parecen dibujar un halo de frío de 1 m de alcance en la vertical, a partir del cual la temperatura podría quedar bajo una mayor influencia de las condiciones impuestas por el calor geotérmico de la pared. Ello podría confirmar el papel del bloque de hielo como agente termorregulador. La diferencia térmica entre el bloque de hielo y la pared registrada en el momento en que se realizó el trabajo termográfico estuvo en torno a 1ºC en los registros más extremos, aumentando paulatinamente a medida que se gana altura. Estos datos suponen los primeros acercamientos cuantitativos a las posibles influencias térmicas de los bloques de hielo que han sido presentados en publicaciones recientes a raíz de la presente investigación (Berenguer et al., 2014). Con la realización de este tipo de estudios y la elaboración de ortotermogramas se abre la posibilidad de establecer el alcance cuantitativo del halo de frío que el bloque de hielo tiene con su entorno más inmediato y de poder visualizarlo gráficamente, haciendo posible con ello acercarnos a la compresión que juega en la preservación de su hielo y de temperaturas en torno a 0ºC. Influencia ya reseñada

cualitativamente como un factor a tener en cuenta en la formación y mantenimiento de este tipo de cuevas en investigaciones precedentes (p.e. Silvestru, 1999; Piasecki et al., 2006; Meyer et al., 2014). Otros estudios termográficos están siendo llevados a cabo en cuevas heladas y en tornos a fines (Pflistch et al., 2012b, 2012c; Meyer et al., 2014; Pflistch y Holmgren, 2014), pero en ningún caso combinándolos con las ortoimágenes, necesario para poder tener patrones directamente medibles.

b.4.- Higrometría

El análisis de los **comportamientos higrométricos** de las cavidades de Verónica y Altáiz ha permitido determinar cómo las evoluciones de la humedad relativa, en el cómputo de un ciclo anual, están también conformes, al menos durante los periodos abiertos, con las condiciones imperantes en el exterior de la cavidad.

El grado de humedad varía considerablemente de una cavidad a otra según el periodo temporal, a pesar de mantener una HR media anual muy alta en ambos casos. Durante los periodos cerrados se aprecia una estabilidad en el grado de humedad en ambas cavidades en sintonía con las evoluciones térmicas interiores, con valores medios por encima 95%, rozando la saturación del aire, y mínimos que no bajan del 90%. Es durante los periodos abiertos cuando se registraron bajadas considerables, que en el caso de la cueva de Altáiz llegaron a valores extremos de hasta $Hr_{mín}$=19,48%; mientras que en la cavidad de Verónica fueron mucho más moderados con $Hr_{mín}$=92%. Los valores extraordinariamente bajos registrados en la cueva de Altáiz durante los periodos fríos, no registrados tan bajos generalmente en otras cavidades estudiadas, son indicativos de la ocurrencia durante estos periodos abiertos de marcados procesos de sublimación como se ha comprobado en otras cavidades (p.e. Racoviţă, 1974; Mavlyudov, 1989, 1992; Eraso, 1991; Ohata et al., 1994; Lauriol et al., 1998; Rachlewicz y Szczucinski, 2004; Perşoiu, 2004; Luetscher, 2005; Bella, 2006; Pflistch et al., 2006; Kadebskaya y Tchaikovskyi, 2009; Morard et al., 2010a; Kern et al., 2011; Obleitner y Spötl, 2011; Korzystka et al., 2011; Belmonte et al., 2014); y que además serían congruentes, como un factor contribuyente más, con el estado debilitado que presenta en la actualidad su bloque de hielo. Muestras morfológicas de los procesos de sublimación quedan en la formación de scallops y en las formaciones criokársticas en el interior de los bloques de hielo como se ha observado en las tres cuevas a estudio. Eraso (1991) y Perşoiu (2004) destacan un umbral de HR para que se den procesos de sublimación del 85%, por

debajo del cual es fácilmente que se desencadenen. La HR media para el periodo abierto en la cavidad de Altáiz es de 81%, pero los picos tan bajos son extraordinarios en comparación con los registros en otras cavidades (por ejemplo Morard et al. (2012) observaron picos mínimos de HR de ~50%; Luetscher (2005) de 85%; Perşoiu (2011) de 75%; Belmonte et al. (2014) de ~25%).

La explicación al porqué de la diferencia de HR entre estas dos cuevas cercanas no se ha podido determinar. Tal vez la humedad aportada a la estancia en la que se ubicó el termohigrómetro en Verónica (sala SC) por la cantidad de nieve acumulada en la misma y los aportes de flujos de agua y por goteos incesantes a lo largo de todo el año con la activación de procesos de splash sea el factor que mantenga los valores de HR altos (p.e. Cuevas, 2013). Aunque también podría ser consecuencia de la condensación de los procesos de sublimación (siguiendo nociones para cuevas glaciares de Eraso y Pulina (1994), lo que estaría en sintonía con la cristalización de hielo en forma de escarcha adherida a las paredes y observada en estancia en todas las campañas de campo (morfologías similares producto de la congelación de la sublimación han sido reseñadas para la cueva helada LoLc1650 por Citterio et al., 2004). En Altáiz, sin embargo, la HR media más baja y esos picos mínimos tan marcados, procuran una sequedad atmosférica mucho mayor que en Verónica que podría no proporcionar, quizás, la humedad suficiente para la formación y desarrollo de criomorfologías de sublimación. O al menos con la presencia y perduración observada en Verónica y Castil.

Respuestas concretas a estos porqués higrométricos y a si las caídas tan marcadas de humedad conllevan o no fuertes procesos de sublimación con formación notable en escarcha, y su peso dentro de los balances de masa de hielo de estas cuevas, requiere de la continuación de más estudios específicos.

c) Naturaleza y periodos de alimentación de los hielos cavernarios.

c.1.- Naturaleza de los bloques de hielo

La **naturaleza** de los bloques de hielo alojados en las cavidades a estudio tiene una causa **poligenética**. Por tanto, en su formación se combina la diagénesis de la nieve acumulada transformándose en **hielo metamórfico** (*teoría de diagenesis snow*) y la formación de **estratos de rehielo** (*teoría de congelation ice*) dimanada de la congelación de aguas de fusiones o precipitaciones percoladas. Aunque en base a

observaciones de campo se puede afirmar que es el primero de los procesos de este binomio el factor fundamental:

- Tanto en el caso de Castil como de Verónica es evidente, desde los sectores inferiores de las bocas de entrada principales, que la **acumulación de nieve** (*teoría diagenesis snow*) en forma de grandes neveros permanentes deja paso inmediato a los tramos iniciales de los respectivos bloques de hielo (metamorfismo de la nieve en los últimos sectores de las rampas de entrada). En Verónica los estratos del bloque de hielo se localizan inmediatamente bajo las últimas capas del gran nevero permanente de su entrada, y en el caso de Castil se ha determinado, a través de la observación directa desde los laterales del bloque y con la investigación geomática del TSL (ondas de flujo), como también en los últimos tramos de la rampa nival se localizan los primeros estratos del bloque. En ambos casos las dimensiones y la exposición de las bocas de entrada están acorde con una abundante alimentación nival, preservando grandes cantidades de nieve en forma de neveros permanentes. Y en ambos casos también sus bloques de hielo cuentan con grandes volúmenes. En el caso contrario se encuentra la cavidad de Altáiz, con un bloque de muy reducidas dimensiones (comparativamente con respecto a los otros casos), pero negativamente condicionado por la hechura de sus bocas. Una menor acumulación nival directa en el interior de las bocas de entrada está en sintonía con una masa de hielo bastante menor que en los otros casos, no dándose en ninguno de los años de investigación ningún nevero permanente de entidad. A excepción del 2013 en el que en el mes agosto todavía persistía en el interior de la misma un pequeño nevero debido a las nevadas copiosas tardías que se dieron ese año.

La formación y alimentación de un bloque de hielo por acumulación y diagénesis nival en su interior como proceso fundamental se ha reseñado para otras cavidades. Luetscher (2005) señala que es la causa principal, cuando no la única, de los bloques existentes en la mayoría de las cuevas heladas de las montañas del Jura. Para las cuevas heladas aquí estudiadas es la acumulación directa de nieve desde las expuestas rampas de entrada (o a través de grandes fracturas en el fondo de jous como sucede en el caso de HS4), y su flujo y desplazamiento por peso y gravedad, el factor fundamental en la formación y alimentación de los bloques.

- Frente a la acumulación directa de nieve, de forma secundaria, son suministrados **aportes de rehielo** a los balances de masa de los bloques (*teoría congelation ice*). El hecho cualitativo de que se produzcan se ha podido determinar mediante las observaciones de campo y la aplicación de instrumental fotográfico y geodésico, al menos como se ha comprobado en Castil con las capas de rehielo que se forman estacionalmente sobre la superficie de su bloque. En las otras dos cavidades la estimación cualitativa de la incorporación de aportes de rehielo a la masa del bloque es más difícil de determinar. En Verónica, en el piso de las GH y GHm, pese a que se acumulen capas de rehielo estacional, su intricada topografía no permite concretar si tales capas pasan a formar parte del bloque de hielo. En Altáiz no se ha podido ver en ninguna campaña de campo capa de rehielo alguna cubriendo el manto de clastos que, casi por completo, cubre la superficie del bloque de hielo. Indicativo de que en el caso de que se den acumulaciones de este tipo son tan exiguas que no perduran un ciclo anual y, por tanto, no se incorporan al balance de masa. En Castil, sin embargo, las capas de rehielo se desarrollan estacionalmente de forma notable. Se ha observado mediante trabajo de campo, y en los sondeos GPR también aparece reflejado en algunos perfiles, y confirmado cuantitativamente su espesor mediante TSL, que durante los periodos de acumulación (fundamentalmente a finales del invierno y principios de verano) sobre toda la superficie del bloque de hielo se crea una capa decimétrica de rehielo. En su formación intervienen las aguas filtradas, pero sobremanera las aguas de fusión nival que se percolan desde el exterior y desde la rampa de entrada. Cuando la fusión del manto nival es máxima, la capa de rehielo sobre el bloque alcanza su máximo espesor. Ésta a pesar de repartirse homogéneamente por toda la superficie de la SH, como muestran los modelos tridimensionales de TSL, se reduce paulatinamente hacia las zonas más internas de la SH. Los máximos espesores registrados fueron de 29 cm en junio de 2013 en los sectores de la SH más cercanos a la rampa de entrada (de 6-7 cm en los puntos más alejados) (congruente con que este tipo de rehielo sea aportado fundamentalmente por las aguas de fusión nival del exterior). Sin embargo, a pesar de su entidad, se trata de capas estacionales que durante el periodo de fusión desaparecen por completo. La repercusión de estas capas de rehielo sobre el volumen actual del bloque, a pesar de que no se ha observado que lleguen a formar parte del mismo (llegándose a conformar por tanto como estratos de rehielo), puede ser la de amortiguación de su fusión, ya que, como se ha visto el bloque mantiene en los tres años de estudio una tendencia volumétrica de su superficie estable.

A parte de esta repercusión del rehielo sobre la superficie del bloque de Castil derivada de las aguas de fusión nival, en las tres cavidades la formación de crioespeleotemas perennes y estacionales se debe al rehielo proveniente de aguas de fusión tanto extrínsecas (fusión nival o filtraciones en forma de goteo o flujo) como intrínsecas (fusión de otros crioespeleotemas o de los bloques de hielo). Y que en casos como el PI de Altáiz representan un notable remanente de hielo en el interior de la cavidad. Aquí las aguas de fusión del bloque son el abastecimiento principal de los grandes crioespeleotemas que se descuelgan de su base. Pero de igual manera a cómo sucede con las capas de rehielo sobre la superficie de Castil, la gran mayoría de los crioespeleotemas de rehielo mantienen un carácter estacional, no influyendo sobre los balances de masa de los bloques.

En muchas cavidades se ha señalado que los aportes de rehielo tienen un mayor protagonismo en la formación y desarrollo de bloques de hielo que el metamorfismo de la nieve, cuando no la única. Así ha sido señalado, por ejemplo, para las cuevas de Vukušic a 1470 m (Kern et al., 2011b), Scărişoara a 1165 m (Silvestru, 1999; Perşoiu y Pazdur, 2011), Fuji Fuketsu a 1120 m (Ohata et al., 1994a), Monlési a 1135 m (Luetscher, 2005), Dobšiná a 969 m (Bella, 2006), o algunas en la zona del Baikal a 300 m (Trofimova, 2006; Filipov y Shevelev, 2011). O incluso para cuevas más elevadas como proponen Citterio et al. (2004) para LoLc a 2030 m, o Kern et al. (2011a) para Mammuthöhle a 1828 m. Por lo general, se trata de cavidades con menores altitudes que las estudiadas aquí y en las que, por tanto, los aportes nivales directos se reducen. En ellas los bloques de hielo se desarrollan a partir de la congelación de sucesivos "lagos" interiores desde las bases de las cavidades ("*lake ice stage*" o "*floor ice stage*") lo que hace que sus estratos mantengan una disposición acorde con la topografía basal de la cavidad sobre la que se instalen (Holmlund et al., 2005; Hercman et al., 2010). Hecho imposible de corroborar en los bloques de Castil, Verónica y Altáiz.

La *teoría poligenética* (*congelation ice + snow diagenesis*) vista en la formación y desarrollo de los bloques de hielo de Altáiz, Verónica y Castil, ha sido sostenida también para otras cavidades. Por ejemplo, Luetscher (2005) para la cueva de St. Livres, o Belmonte et al. (2014) para la cueva A294. Interpretando para esta última cavidad que el mecanismo principal en la formación del bloque es el metamorfismo de la nieve

acumulada y arrastrada por el viento desde el exterior; con un papel secundario del rehielo.

En la presente investigación los aportes de hielo por congelación de vapor atmosférico interior (escarcha) no han sido tenidos en cuenta por la escasa presencia que tienen en las cuevas estudiadas y más aún en los balances de masa de los propios bloques (a pesar de sí haberse reconocidos dentro de la clasificación propuesta de crioespeleotemas).

c.2.- Periodos de alimentación.

En base a las observaciones de campo, las estimaciones evolutivas extraídas de las imágenes de las cámaras de Fuente Dé y Castil, de los diagramas ombrotérmicos derivados de las series obtenidas de las EMAs, y de las evoluciones térmicas ya explicitadas para cada una de las cavidades, se pueden discernir dos **periodos** cíclicos en cuanto a la alimentación de hielo de las cavidades.

- Un **periodo de acumulación** de hielo extendido durante los periodos abiertos y transicionales, concordante con el periodo de nevadas, las aportaciones pluviométricas directas e infiltradas y las temperaturas más bajas en el interior de las cavidades. Las imágenes extraídas de la cámara instalada en Castil durante este periodo han permitido observar una acumulación de nieve en el interior de la cavidad en sintonía con la evolución nivológica exterior, de tal manera que tras las primeras nevadas de principios de invierno que suelen fundirse rápidamente, son las nevadas más copiosas de mediados del invierno junto con las nevadas tardías de comienzos de primavera, las que forman una capa perdurable y, por tanto, susceptible de incorporarse directamente al conjunto del bloque. La introducción de la nieve en este caso llega a cubrir casi por completo la superficie de la SH, o bien de forma directa, o bien por los aportes desplazados desde la rampa de entrada. Durante este periodo de acumulación el desarrollo de crioespeleotemas y la acumulación de morfologías nivales adquieren entidad hasta alcanzar volúmenes máximos a finales de primavera, dependiendo de los ritmos de fusión nival y de cuándo y cómo de copiosas hayan sido las nevadas tardías. Es entonces cuando con la fusión nival exterior (e interior de las morfologías de nieve acumuladas) se procura un input continuado de aguas de fusión (periodo termodinámico transicional Tr_A) que hace que los crioespeleotemas, que se han ido desarrollando desde las primeras lluvias otoñales (periodo transicional Tr_B) y durante todo el invierno y

parte de la primavera, adquieran su volumen máximo; junto con las capas de rehielo que se instauran sobre la superficie del bloque de hielo.

La máxima acumulación de hielo en las cavidades heladas a finales de los periodos de acumulación producto de la suma de los aportes de hielo del invierno y de las fusiones generalizadas del manto nival en superficie, ha sido señalada por otros autores (p.e. Luetscher, 2005; Perşoiu, 2011; Korzystka et al., 2011). Incluso Korzystka et al (2011) distinguen esta máxima acumulación de hielo acontecida en primavera, y durante las fusiones nivales parciales del invierno, como un periodo diferenciado distinto de las dos fases generales habitualmente distinguidas, denominándola "*ice creation phase*". Para ellos la alimentación directa por nieve durante el invierno, "*winter phase*", en la cueva Dobšinská no es a tener en cuenta, manifestando que durante buena parte del invierno incluso la filtración de agua es nula o limitada. En las cuevas a estudio, a pesar de esa máxima volumetría de los hielos manifestada en los meses primaverales, no se ha creído oportuno diferenciar como un periodo individualizado, debido a la importancia que en ellas sí tiene la acumulación de nieve.

Dentro de estos periodos de acumulación no se han podido evaluar cuantitativamente los procesos de sublimación, y su importancia dentro de los balances de masa, durante estos periodos invernales, a pesar de la marcada entidad con la que se han registrado en la cueva de Altáiz. Pero estos procesos no desarrollan grandes y extendidos crioespeleotemas de sublimación como ocurre en otras cavidades heladas, lo que podría ser indicio de que no son tan severos o no se encuentran tan presentes en las cavidades estudiadas.

- A partir de los meses de mayo-junio, y durante todo el periodo térmico cerrado la cavidad reduce sus volúmenes de hielo durante el **periodo de fusión**. El incremento de temperaturas hace que la formación de crioespeleotemas de las aguas infiltradas o de los remanentes de aguas de fusión nival exterior quede mermada, actuando los flujos de agua y goteos que se concentran en el interior de las cavidades como agentes de fusión sobre las criomorfologías formadas durante el periodo anterior o sobre el propio bloque de hielo. En los meses centrales de este periodo son constantes los goteos de agua e incluso el discurrir de flujos concentrados que dan lugar a todo el elenco de crioespeleotemas de fusión descritos. Durante este periodo las acumulaciones de nieve

internas pueden (re)cristalizar lo que hace que perduren de año a año. Las capas de rehielo estacionales se fusionan prácticamente por completo, incluso las de mayor entidad como las de Castil, quedando sobre la superficie de los bloques de hielo los clastos y la sedimentación fina que el bloque alberga de estaciones anteriores. Además también se acumulan durante este periodo de fusión restos vegetales arrastrados al interior de la cavidad por corrientes de aire, y que se van acumulando por la acción de la escorrentía en las zonas deprimidas del bloque, y sedimentaciones de calcita criogénica decantada principalmente en el interior de las criomorfologías de fusión. De igual manera todos los crioespeleotemas estacionales se funden por completo, y los perennes reducen su volumen, aportando en todo caso aguas que pueden actuar en la fusión del bloque de hielo (en caso de que se trate crioespeleotemas suprayacentes) o en el mantenimiento de otros (como ocurre con los crioespeleotemas que penden del bloque de Altáiz). A ello contribuyen también las aguas aportadas por las tormentas de verano y las provenientes de aquellas lluvias otoñales cuando todavía la temperatura de la cavidad no está por debajo de los 0ºC. En referencia a este último factor, recientemente Kern y Thomas (2014) han apuntado la posibilidad de que el aumento de las temperaturas de las aguas filtradas sea el causante, por procesos conductivos y de calor latente, de la fusión de los bloques de hielo, cuestionando con ello el protagonismo dado generalmente a los procesos de acumulación durante los periodos invernales. En las cuevas a estudio no se ha podido cuantificar categóricamente tal importancia dentro de la fusión de los hielos. A finales de este periodo (octubre-noviembre) se dan los volúmenes de hielo más bajos del ciclo anual, hecho fácilmente reconocible en el estado manifestado por los estratos superficiales de los bloques de hielo (en Altáiz y Castil sobremanera), en la proliferación, distribución y tamaño de los crioespeleotemas de fusión, y en el estado debilitado de algunos crioespeleotemas de perennes acumulación.

Pero esta sucesión cíclica de periodos de alimentación y fusión se complica por dos motivos fundamentales si se amplían las miras de observación:

- los *procesos de acumulación* y *fusión* pueden dar *simultáneamente* dentro del mismo periodo y dependiendo de la estancia de la cavidad (múltiplemente señalado para otras cavidades: Silvestru, 1999; Citterio et al., 2003; Fórizs et al., 2004; Kern et al., 2011; Perşoiu y Pazdur, 2011; Kern et al., 2008). Es fácil entender que la fusión de los bloques de hielo, por ejemplo, procure el input fundamental para la creación, desarrollo

o mantenimiento de crioespeleotemas perennes al mismo tiempo, como se puede apreciar en el PI de la cueva de Altáiz; o que cuánto mayor sean los procesos de sublimación durante los periodos de fusión mayor podrá ser la formación de estrellas, cristales o costras de sublimación y la ablación de las criomorfologías sublimadas.

- el mayor o menor peso de los distintos periodos señalados dentro de los balances de masa puede variar a una escala interanual dependiendo de las condiciones climáticas exteriores, haciendo que se den periodos climáticos más favorables para los periodos de fusión o para los periodos de acumulación.

El equilibrio entre estas dos variables determina la evolución a medio y largo plazo del bloque de hielo, y por tanto su condición como cueva helada. Los desajustes a favor de uno u otro periodo son los que marcan balances de masa positivos o negativos, y la equidad en el comportamiento y alimentación cíclica de una cavidad helada. Tal sensibilidad a las variaciones climáticas exteriores traduce cualquier cambio en un desequilibrio del binomio de alimentación y en comportamientos termodinámicos diferenciados en el interior de la cavidad de rápida respuesta como se ha visto con sellado nival de Verónica y los periodos cerrados inducidos.

d) Criomorfologías de las cuevas heladas: bloques de hielo y crioespeleotemas.

Dependiendo de la óptica adoptada las criomorfologías presentes en las cuevas heladas de Castil, Altáiz y Verónica se pueden clasificar de diferentes maneras (localización, tamaño, temporalidad, naturaleza, procesos genéticos, balance de masa), pero la fundamental, y más evidente, es la distinción según la naturaleza de su génesis y los procesos implicados. En función de ello se han determinado dos tipos principales de criomorfologías: los bloques de hielo y los crioespeleotemas; y a su vez, según el proceso morfogenético predominante, se han diferenciado criomorfologías de acumulación, de fusión o mixtas; pudiéndose acompañar secundariamente, al menos así ocurre en las cuevas estudiadas, de otras criomorfologías de distinta naturaleza (morfologías nivales o periglaciares más clásicas). Sin embargo, en el concepto de cueva helada contemplado en la presente investigación son los bloques de hielo los elementos constituyentes de este fenómeno periglaciar *sine qua non*, como se explicitará más adelante.

d.1.- Los bloques de hielo.

- Los bloques de hielo, entendidos como elementos intrínsecos de la definición de una cueva helada, son las criomorfologías de mayor volumen, presentando una naturaleza producto, esencialmente en las cavidades a estudio, de la diagénesis metamórfica de las masas de nieve acumuladas, y secundariamente de la recongelación de las precipitaciones y aguas de fusión (**naturaleza poligenética**). Los tres casos estudiados presentan una evidente estratificación que varía dependiendo de la profundidad del bloque, del estado del mismo, del flujo que experimente o haya experimentado y de la evolución de sus balances de masa.

- Su presencia mantiene un **carácter perenne** al menos, y como se ha comprobado con las dataciones de ^{14}C, dentro de un rango temporal milenario habitual para este tipo de fenómenos periglaciares subterráneos: 197±35 cal a BP (1660-1681 cal a AD) para Altáiz y 594±24 cal a BP (1314-1356 cal a AD) para Verónica. Los registros más antiguos obtenidos hasta el momento sitúan los bloques de las cuevas heladas sin sobrepasar los 6000 cal a BP, siendo los bloques más longevos, con la excepción de los 58000 BP estimados para la cueva Ledenica in Bukovi Vrh por Garašić (2014), los localizados en las cuevas A294 de Cotiella-Pirineos (Sancho et al., 2012) y Eisgruben de Sarstein-Austria (Achleitner, 1995) con 5516±70 cal BP y 5180±130 BP respectivamente datados mediante ^{14}C. Desde estas cifras y hasta registros más actuales se distribuyen indistintamente la gran mayoría de las edades estimadas. Y es que las fuertes fusiones que experimentan las cuevas heladas en las últimas décadas están llevando no sólo a la desaparición de sus bloques de hielo y a la pérdida de registros paleoambientales, sino también por tanto a la pérdida de registros potenciales para la datación de sus edades (Kern y Perşoiu, 2013; Belmonte et al., 2014).

- Los **volúmenes** de hielo estimados para dos de las tres cavidades denotan grandes masas de hielo: al menos 33.300 m^3 para el caso de Castil y 1.000 m^3 para Altáiz; siendo para el caso de Verónica mucho mayor pero imposible tan si quiera de estimar por la complejidad tanto del bloque como de la topografía de la cueva. Volúmenes que están, para el caso de Castil y Verónica, entre los más grandes del mundo, al menos en referencia a las cuevas heladas más estudiadas. Dobšinská (Eslovenia), Silicka (Rep. Checa) y Scărişoara (Rumania) ostentan los mayores volúmenes de hielo de los estimados hasta la actualidad con 145.000, 110.100 y 100.000 m^3 respectivamente

(Silvestru, 1999; Bella, 2006 y Perşoiu, 2011), superando levemente los 100 m^3 los bloques más pequeños como Štirovača (Croacia), Diablotins (Suiza) o Merrill (EEUU) (Bočić et al., 2014; Morard, 2011y Kern y Perşoiu, 2013).

- En la **estratificación** de los bloques estudiados se conjugan dos tipos de estratos en función de su naturaleza: *estratos de hielo metamórfico*, con una potencia decimétrica aunque pudiendo sobrepasar el metro, y una opacidad en tonos blanquecinos y en ocasiones azulados; y *estratos de rehielo*, de textura frecuentemente translucida que permite observar tanto las burbujas de aire atrapadas en el interior como pequeñas muescas de tensiones internas de los bloques, y en ciertos momentos hasta su cristalización hexagonal. Éstos últimos, con una potencia decimétrica pudiendo llegar al medio metro. Estos dos tipos de estratos se acompañan de los llamados *interestratos* caracterizados por una menor potencia (escasos centímetros) y crearse durante los periodos de fusión. Se forman a favor de sedimentaciones finas (calcita criogénica fundamentalmente) o aportes más groseros (clastos gravitacionales en su mayoría), laminarmente o de forma concentrada, denotando éstos últimos un periodo de fusión más prolongado, como se puede apreciar hoy en día sobre la superficie del bloque de Altáiz. Es en los interestratos donde es común que se acumule la escasa materia orgánica presente en el interior de los bloques de hielo. En las observaciones de campo realizadas hemos corroborado la presencia mayoritaria y profusión de interestratos de calcita criogénica alternados frecuentemente, y casi rítmicamente acorde con las evoluciones cíclicas expuestas para la alimentación de los bloques de hielo, con estratos de rehielo y metamórficos. Parámetro que se traslada en profundidad a lo largo de los bloques a raíz de la interpretación de los radargramas realizados en Castil y en consonancia con lo estimado igualmente mediante prospecciones de GPR en algunas cuevas heladas austriacas (Behm y Hausmann, 2007; Hausmann y Behm, 2011). Estos autores han estimado bandeados en profundidad en el interior de los bloques de hielo producto de la alternancia de estratos con distinta o nula carga de calcita criogénica. También se ha visto como las acumulaciones de calcita criogénica se decantan sedimentariamente, junto con materia orgánica de distinta índole, a finales del periodo cerrado en el fondo de crioespeleotemas de fusión (de forma más concentrada en piletas de fusión, y más expansivamente en estancamientos de hielo), pudiendo llegar a saturarlas por completo, como ocurre frecuentemente sobre la superficie del bloque de Castil. Con ello se forman capas sedimentarias que en un futuro pueden dar lugar a

interestratos de finos en el caso de que se dé un balance de masa favorable. Se confirma con ello los supuestos planteados al respecto por Holmlund et al. (2005).

Por su parte, no se ha visto que las acumulaciones más groseras (de clastos) formen continuos interestratos en el interior de los bloques a excepción de lo mencionado para la superficie del bloque de Altáiz. En determinados sectores se muestra una profusión de clastos diseminada, más o menos densa, como ocurre en algunas estancias de Verónica, en los primeros estratos de rehielo del piso superior de la SH de Castil e interiormente, en ese mismo bloque, como indican numerosas reflexiones hiperbólicas de los radargramas. Los cuales además pueden llegar a ser expulsados del bloque como sucede en la GH de Verónica. El manto continuo de clastos sobre la superficie del bloque de hielo es una muestra del estado de ablación del mismo. Así se interpreta para el caso de Altáiz, y de igual forma lo han manifestado Sancho et al. (2012), para la cavidad A294.

- Las prospecciones con georradar sobre el bloque de hielo de Castil manifiestan una **estructura interna compacta** a pesar de no habernos permitido concretar el espesor concreto de la masa de hielo (al menos más de 7 m de espesor de hielo sin confirmarse a tal profundidad reflexiones de onda de interfase hielo-sustrato rocoso, lo que está conforme con las estimaciones volumétricas calculadas a partir de trabajos topoespeleológicos previos (GELL, 1995; Sánchez et al., 2011, Gómez-Lende et al., 2012). Se ha reconocido una estratificación mayoritariamente horizontal aunque sensiblemente *cóncava* en buena parte de los estratos en su zona central y en la que se localizan bloques intrayacentes dispersos. Tales curvaturas se pueden atribuir, por comparación a lo observado en el bloque de hielo de Altáiz, a posibles *fusiones basales del bloque* de hielo que provocarían un desplazamiento vertical de todo el bloque. Fusiones basales y desplazamientos verticales consecuentes con lo que Holmlund et al. (2005) han estimado también para Scărişoara a partir del plegamiento de los estratos.

A este respecto, la importancia cualitativa de las fusiones basales en la evolución de los bloques de hielo a estudio se puede inferir a raíz de lo que se acaba de exponer para el caso de Castil y del estado actual del bloque de Altáiz, en cuya evidente fusión basal posiblemente hayan intervenido, y lo puedan seguir haciendo a día de hoy, procesos de circulación de aire activos entre la base del bloque y el piso de la cavidad que acelerarían la fusión basal del bloque como se ha señalado para otras cavidades (Kern et

al., 2008). Estimación apoyada también en la importancia que este tipo de fusiones tiene en los balances de masa de otras cavidades (p.e. Citterio et al., 2003; Holmlund et al., 2005; Perşoiu, 2005; Kern et al., 2008). Pero más estudios específicos y cuantitativos son necesarios para determinarlo de forma fehaciente, al menos comparativamente en relación con la importancia de las fusiones superficiales de los bloques.

Igualmente en los perfiles GPR no se han detectado criomorfologías de fusión en el interior bloque de Castil como los túneles criokársticos reconocidos en la exploración espeleológica de 2011, o los pozos de fusión y cuevas de hielo vistos en los bloques de Altáiz y Verónica. Lo que constituye un indicio más de su estructura compacta. En los otros dos bloques de hielo, a pesar de las mencionadas criomorfologías de fusión, se aprecia de manera genérica también una masa compacta de sus respectivos bloques. Si bien se ha de destacar que en el caso de Altáiz el tamaño y persistencia de los pozos de fusión y conulitos apreciados en agosto de 2013, junto con la falta de recuperación de masa anual del bloque, hacen pensar en un cada vez mayor estado de ablación y desestructuración interna de su bloque. Otras criomorfologías de fusión de gran tamaño son herencias del pasado como las detectadas en el muro de hielo de la GH de Verónica que a día de hoy se encuentran rellenadas con rehielo, y en las cuales además, consecuencia de la presión ejercida a su alrededor, se han deformado los estratos inmediatos.

En la estratificación de los tres bloques son comunes *disconformidades* (saltos estratigráficos con disposiciones angulares diametralmente opuestas) e *hiatos* estratigráficos (saltos estratigráficos con la misma disposición angular) derivados de marcados periodos de fusión y movimientos compresivos, basculaciones o deformaciones por flujo. Estas estructuras del bloque representan la erosión de varios estratos consecutivos, lo que, tenido en cuenta y a una escala temporal interanual, señala que la evolución de los bloques de hielo estudiados se rige por una tendencia temporal irregular no lineal en la que se gana o pierde masa en función de pulsaciones negativas o positivas. Hecho que complica la correlación entre los hielos cavernarios y la evolución de las condiciones climáticas exteriores y que se ha destacado para multitud de cavidades (p.e. Silvestru, 1999; Yonge y MacDonald, 1999; Holmlund et al., 2005; Luetscher et al., 2007; Kern et al., 2009; Stoffel et al., 2009; Hercman et al., 2010; May et al., 2011).

- La disposición de los estratos e interestratos refleja un **comportamiento dúctil** de los bloques de hielo presentando constantes deformaciones que dejan poco lugar sectores con estratificaciones horizontales. Tan sólo en puntuales sectores de GH y GHm de Verónica se aprecia una organización horizontal de los estratos, estando mucho más presente en el caso de Castil como se pudo comprobar con las observaciones de campo y con las prospecciones de georradar. Pero por norma general los tres bloques de hielo presentan numerosas estructuras consecuencia de los movimientos, esfuerzos, deformaciones, fusiones internas y fracturaciones a los que han sido y son sometidos en la actualidad los bloques de hielo. La estratificación forma así una estructura compleja que dificulta en alto grado la potencialidad de estos bloques como fuente de reconstrucciones paleoambientales. Únicamente en el caso de Castil el bandeado sensiblemente cóncavo de sus estratos constituiría un buen indicativo de cara a la posibilidad de establecer reconstrucciones de tal tipo en el futuro. La escasa exposición de los bloques de hielo tampoco permite cotejar si las deformaciones de estratificación siguen o no las pautas del sustrato rocoso.

En otras cavidades se han identificado deformaciones similares de los estratos con depósitos eólicos de nieve acumulados por la acción del viento desde el exterior en los momentos de acumulación del bloque, en lugar de con deformaciones por flujo de la masa de hielo (Belmonte et al., 2014). Pero tal explicación sería complicada de aplicar a las deformaciones tan agudas vistas en los bloques de hielo a estudio y a las profundidades a las que se encuentran muchas de ellas. Sobre todo a los pliegues y cuñas de compresión observadas en Verónica, o a las ondulaciones que comban ampliamente los estratos en el muro de hielo de la sala GH.

- La gran mayoría de las estructuras de deformación que manifiestan el dinamismo y flujo de los bloques de hielo en las cuevas estudiadas se presenta en Altáiz y Verónica (estratificaciones verticales, pliegues y cuñas de compresión, hiatos y disconformidades, estratificaciones onduladas, morfologías intrayacentes criokársticas). Pero han sido las apreciadas con los trabajos geomáticos sobre el bloque de Castil (fisuras y ondas de flujo), las que han supuesto el punto de partida para la idealización de un **sistema genético de los bloques de hielo endokársticos**, hasta ahora no contemplado en la literatura específica. Análogamente a la génesis y comportamiento de un glaciar en superficie, y teniendo en cuenta todas las estructuras de deformación observadas, se han

establecido tres fases en la formación y comportamiento de las masas de hielo en el interior de una cavidad:

1.- Fase de alimentación fundamentada en los inputs directos de nieve y muy condicionada por la exposición y hechura de las bocas de entrada principales. El manto de masa nival inicial no tiene el metamorfismo suficiente para generarse sobre ella una estructura de deformación reseñable fundiéndose estacionalmente y aportando al interior por tanto también aguas de fusión para la generación de rehielo.

2.- Fase de transporte en la que la masa nival acumulada en los sectores inferiores de las entradas es capaz de persistir interanualmente compactándose e iniciándose su proceso metamórfico. Aquí el peso, la mayor compactación y la gravedad inducida por los perfiles verticales de las cavidades hacen que se den las primeras deformaciones por flujo dentro de un comportamiento dúctil inicial de la masa de hielo. En estos primeros sectores se forman los primeros estratos del bloque como se aprecia en los sectores inferiores de las rampas de entrada en Castil y Verónica. A medida que la masa de hielo se interna en la cavidad, y dependiendo de la topografía de la misma, la estratificación, el flujo y deformación se expresan en su máximo grado manifestándose todo el elenco de estructuras de deformación como ha sido visto en las cuevas de Verónica y Altáiz fundamentalmente.

3.- Fase de ablación en las partes basales de los bloques de hielo que, aunque no se haya podido cotejar por observación directa, se podría corresponder con las fusiones que el bloque de Altáiz sufre en su base.

En este sistema morfogenético se ha de tener en cuenta que la configuración vertical de las cavidades así como la alimentación nival son factores fundamentales, y no tienen porque darse por igual en todas las cuevas heladas. Lo que hace de esta propuesta aplicable esencialmente a las cuevas heladas de alta montaña o de altas latitudes.

d.2.- Los crioespeleotemas.

Los **crioespeleotemas**, siguiendo la definición de cueva helada mantenida en la presente investigación y acorde con lo mantenido por muchos autores previamente (p.e. Halliday, 1950; Maire, 1975; Bögli, 1980; Luetscher et al., 2003), se conciben como

criomorfologías indicativas de cuevas heladas pero no definitorias, no pudiendo calificar a una cavidad como helada por la única presencia, estacional o perenne, de crioespeleotemas. La consideración de una cueva helada como tal en función de que sólo tenga crioespeleotemas, y no preserve un bloque de hielo, es sostenida, contrariamente a lo aquí mantenido, por distintos autores (p.e. Lauriol et al., 2006; Ford, 2011). En algunos otros casos, de manera más ambigua, consideran una cueva helada como aquella que contiene acumulaciones perennes de agua en estado sólido (ya sea nieve o hielo) pero sin acotar la definición de perenne (Perşoiu y Onac, 2012) y pudiendo caer con ello en el error de considerar dentro de tal definición a las dolinas nivales por ejemplo. Y de igual manera, no creemos conveniente, meter dentro de la consideración de cueva helada la necesidad de que se den masas de hielo tanto perennes como estacionales (p.e. Ford y William, 1989; Yonge, 2004), porque ello implicaría la pérdida de tal condición en el caso de que no se diesen crioespeleotemas.

En el presente estudio se ha mostrado un elenco de crioespeleotemas entendiendo como tales aquellas morfologías de hielo de carácter preferentemente estacional cuyo origen puede derivarse o bien de la congelación de humedad atmosférica, de aguas filtradas o de la recongelación de aguas de fusión tanto extrínsecas como intrínsecas, *crioespeleotemas de acumulación*; o bien de la incisión de flujos o goteos de estas mismas aguas o de flujos de aire, *crioespeleotemas de fusión*. A ello se le añade, completando el mosaico aunque con una presencia testimonial en las cuevas estudiadas, otras criomorfologías derivadas de la conjugación de procesos de acumulación y de fusión, *crioespeleotemas de génesis mixta*.

De forma genérica los balances cualitativos de masa de los crioespeleotemas observados, tanto perennes como estacionales, muestran *ritmos cíclicos* anuales en consonancia con los periodos térmicos para las cavidades y con los periodos de acumulación y fusión señalados para los bloques de hielo. De tal manera, los crioespeleotemas de acumulación alcanzan sus máximos volúmenes a finales del periodo abierto-comienzos del cerrado cuando se suman, al hielo generado durante el periodo de acumulación, los inputs de la fusión nival exterior manteniéndose las T_{int} todavía por debajo de los 0ºC (periodo Tr_A). Mientras, los crioespeleotemas de fusión muestran sus mayores envergaduras a finales del periodo cerrado-principios del abierto cuando a las fusiones arrastradas durante el periodo de fusión se suman las

proporcionadas por las precipitaciones otoñales y las fusiones de los primeros mantos nivales inconsistentes, todo ello bajo unas T_{int} todavía en la isoterma 0ºC o ligeramente por encima (periodo Tr_B).

Se ha de desatacar que en el caso de los crioespeleotemas alimentados por aguas de la fusión de otros crioespeleotemas o de los bloques de hielo, como sucede con los morfologías perennes del PI de Altáiz, los ritmos de alimentación se ven invertidos y es con los momentos de máxima fusión (periodo Tr_B), y no con los periodos de máxima acumulación (periodo Tr_A), cuando presentan las mayores volumetrías. Ello se apoyaría en el hecho de que esta estancia, como se ha visto con la zonificación de la cavidad, registra una T_{ma} más fría que el resto de la cavidad (zona fría II). De nuevo aquí se presenta el carácter cíclico de las cavidades heladas. Racoviță et al. (1987) y Silvestru (1999) destacaron este mismo mecanismo cíclico de retroalimentación para la cueva de Scărişoara.

La representatividad dentro de las cuevas estudiadas así como su tamaño y temporalidad varían dependiendo del sector de la cavidad, de la estación del año y de los puntos de alimentación; sin embargo, se ha observado que mayoritariamente aquellos crioespeleotemas de acumulación perennes y de mayor tamaño y consistencia se encuentran de manera frecuente bajo los bloques de hielo, alimentados por las aguas de fusión. Mientras, las morfologías de fusión de mayor entidad por su parte se localizan por norma general suprayacentemente sobre los bloques de hielo, como sucede sobre el bloque de Altáiz, más profusamente sobre el de Castil o de forma espectacular en la cavidad HS4. Los crioespeleotemas de acumulación estacionales se reparten indistinta y ampliamente por las tres cavidades, pero sin embargo aquellos perennes se forman generalmente dentro de las denominadas salas heladas o en sus estancias más inmediatas.

De todos ellos se ha determinado la localización, la frecuencia, la temporalidad, la relación con el bloque de hielo y el momento del año en que se forman, ayudando ello a completar las distintas zonas climáticas que se han discernido para las cavidades de Castil, Altáiz y Verónica. En este sentido, los crioespeleotemas a pesar de no ser considerados como elementos definitorios, sí que se consideran como buenos *indicadores endoclimáticos*.

La *propuesta de nomenclaturas* nuevas, así como la adopción literal de otras, ha sido necesaria para referenciar muchos de los crioespeleotemas observados en tales cuevas. Consecuencia ello de los escasos y recientes estudios específicos y temáticos de los que han sido objeto estas criomorfologías (fundamentalmente: Bella, 2003, 2004, 2005, 2006).

e) Evoluciones históricas y comportamientos actuales de los bloques de hielo.

e.1.- Evoluciones históricas.

Las cuevas heladas estudiadas presentan bloques de hielo con edades conformes a los rangos habituales dados para el conjunto del fenómeno. Las edades obtenidas entre 197 cal a BP y 594 cal a BP enmarcan la existencia de los bloques de hielo desde los inicios de la PEH hasta la actualidad, y por tanto conviviendo durante toda la PEH con las masas glaciares en superficie, y de las que quedan en la actualidad tan sólo cuatro heleros (González Trueba, 2007c; González Trueba et al., 2008; Serrano et al., 2011a).

Las edades obtenidas así como la ubicación de las muestras dentro del conjunto de los bloques de hielo impiden descartar taxativamente que el bloque de hielo estuviese formado en tiempos precedentes a los obtenidos con las dataciones absolutas (sobre todo en el caso de la cueva de Verónica). De esta manera, no se puede afirmar categóricamente que durante el **MWP** tales bloques no existiesen o se fusionasen por completo y se volviesen a desarrollar con la sobrevenida de condiciones climáticas externas más propicias durante la PEH; si no que quizás pudieron quedar reminiscencias o se comenzasen a formar ex novo durante alguno de los **eventos fríos** que se han propuesto para el MWP en secuencias temporales obtenidas en cavidades cercanas (Martín-Chivelet et al., 2011).

De cualquiera de las dos formas parece evidente, a la vista de las dataciones y de los volúmenes existentes a día de hoy, fundamentalmente en el caso de Verónica, que la **PEH** fue un **periodo netamente positivo** en cuanto a sus balances generales de masa para las cuevas heladas a estudio, estando ello en consonancia con las estimaciones para otras muchas cavidades (Holmlund et al., 2005; Filipov, 2005; Kunaver, 2009; Hercman et al., 2010; Kern, 2010; Perşoiu, 2011). Desde otros puntos de vista se ha señalado que en algunas cavidades los ratios de acumulación durante el MWP son similares a los actuales, reseñando además escasas variaciones en el ratio de acumulación desde finales

del MWP y durante toda la PEH (Perşoiu, 2011:61). El autor señala esto último en base a correlaciones de estratos con dataciones de ^{14}C, y considerando que durante la PEH la compensación en el balance de masa de la cavidad sería consecuencia de una menor acumulación de hielo durante inviernos más fríos (menor cantidad de agua disponible), y una menor fusión durante veranos más templados. En un futuro sería deseable tratar de establecer cuantitativamente la importancia de tales periodos dentro de los balances de masas en las cuevas estudiadas, quedando a la espera de investigaciones más concretas y de un mayor número de dataciones en estas mismas o en otras cercanas.

La existencia de los bloques de hielo durante la PEH supone la **coexistencia con los glaciares históricos** que se dieron en los Macizos Central y Occidental durante esta época (González Trueba, 2006a). Ello conlleva cinco implicaciones fundamentales, teniendo en cuenta siempre que las condiciones endoclimáticas de las cuevas heladas suponen, como se ha visto, variaciones climáticas que tergiversan las condiciones topoclimáticas generales de superficie en forma de "anomalías térmicas" (p.e. Lismonde, 2002; Luetscher y Jeannin, 2004; Kadebskaya y Tchaikovskyi, 2009; Mavlyudov, 2009):

1.- Los grandes volúmenes de hielo en el *mosaico criosférico de Picos de Europa durante la PEH* lo constituyeron *los glaciares* y *los bloques de hielo de las cuevas heladas*. De los primeros se ha calculado una extensión superficial aproximada de 26 has para ese periodo (González Trueba, 2007c). De los segundos, la inexistencia de estudios y la dificultad para hallar indicios sobre sus volúmenes durante tal época no hace posible a día de hoy estimar cifras concretas. Pero seguramente fueron importantes teniendo en cuenta que los volúmenes propuestos para los bloques actuales y la potencial existencia de más cavidades heladas en la actualidad, se verían incrementados por las condiciones climáticas más favorables que se dieron durante la PEH.

2.- La existencia de las cuevas heladas durante la PEH representaba una *reducción de las cotas altitudinales* a las que se localizaban los grandes cuerpos de hielo en Picos de Europa, localizándose al menos a las profundidades a las que se encuentran a día de hoy los bloques de hielo: 2.011 m en Castil (boca de entrada a 2.095 m), 2.158 m en Altáiz (boca de entrada a 2.190 m), 2.121 m en Verónica (boca de entrada a 2.230 m) y 2.090 m como mínimo en HS4 (boca de entrada a 2.350 m).

3.- Bajo la apreciación de la criosfera en profundidad y no solo sobre la superficie, la existencia de las cuevas heladas en Picos de Europa durante la PEH *supondría una concreción puntual subterránea de la cota altitudinal en superficie de la isoterma 0ºC*. Teniendo en cuenta esto, y el carácter generalista de dicha cota, se puede afirmar que si la ELA para los glaciares históricos existentes en Picos se ha calculado en 300 m por debajo de la paleoMELA regional, en torno a los 2.600 m, debido a condiciones topoclimáticas y de alimentación excepcionales (ELAs de los glaciares entre 2.241 y 2.381 m) (González Trueba, 2006a); la presencia de bloques helados conservados en tal periodo bajo ambientes endokársticos con T_{ma}<0ºC (condiciones topoclimáticas de igual manera, cuando no más, excepcionales), supondría la manifestación concreta y puntual de temperaturas medias de 0ºC en al menos unos 100-200 m por debajo de la ELA de los glaciares existentes (en función de las altitudes medias a las que se encuentran en la actualidad las salas heladas de las cuevas estudiadas). Incluso a cotas inferiores si se tiene en cuenta la probable existencia de otras cuevas heladas a cotas más bajas que las actuales, como parece lógico pensar en base al recrudecimiento de frío y nieve que supuso la PEH. Pero se ha de tener en cuenta que la matización de tal isoterma es precisamente eso, una matización; ya que no se puede hacer extensible una reducción general de tal límite hasta tales cotas debido a que ni todas las cavidades localizadas a la misma cota que las estudiadas se encuentran a T_{ma}<0ºC, ni todas las cavidades existentes a tales son cuevas heladas.

4.- El límite inferior de permafrost para la PEH se ha calculado en 2.350 m, solo para localizaciones topoclimáticas preferenciales (circos glaciados durante la PEH), y en 2.650 m fuera de ellas (González Trueba, 2006a). La consideración de las cuevas heladas como fenómenos periglaciares indicadores de ambientes de permafrost, al igual que en los casos anteriores, supondría una *concreción puntual altitudinal del límite de permafrost* hasta por lo menos las cotas actuales a las que se sitúan las salas heladas de las cavidades estudiadas (salas con T_{ma}<0ºC durante los años estudiados de manera consecutiva). Aproximadamente unos 100-200 m por debajo de las cotas estimadas para esas localizaciones preferenciales. De nuevo teniendo en cuenta que debieron ser límites más bajos aún, en base a la probable existencia de cuevas heladas a cotas inferiores en función de las condiciones climáticas de la PEH. Aunque de igual manera que en el caso anterior tampoco se puede hacer extensible la reducción altitudinal del límite inferior de

permafrost de manera generalizada hasta tales cotas debido a que no todas las cavidades localizadas a las altitudes a las que se localizan las estudiadas son cuevas heladas.

5.- A todo ello se ha de sumar el hecho de que la existencia potencial de cuevas heladas en Picos de Europa previamente a la PEH, como podría ser el caso de Verónica con la formación de sus primeros estratos con anterioridad a aquellos que se han podido datar, supondría que el fenómeno de las *cuevas heladas en Picos de Europa fuese más longevo que su glaciarismo histórico*. Estimado esto sobre la base de que durante el periodo climático previo a la PEH los macizos de Picos permanecieron completamente deglaciados (González Trueba, 2006a). El desarrollo de bloques de hielo en cuevas heladas durante el MWP ha sido reseñado en la cueva Scărişoara por Perşoiu (2011), y su presencia durante tal periodo la reflejan aquellos bloques de hielo conocidos más antiguos (véase tabla 6.4).

Dos variables muy interesantes a resolver en torno al comportamiento de los bloques de hielo durante la PEH se derivan de las implicaciones que se acaban de exponer: ¿cómo fluctuaron sus balances de masa?, ¿lo hicieron acorde con las pautas de fusión establecidas para los glaciares de la PEH? Quizás futuros estudios puedan dar con las respuestas.

Actualmente las herencias de los glaciares de la PEH se reducen a cuatro **heleros** enterrados o semienterrados con una extensión superficial estimada de 2 has y una tendencia regresiva desde entonces (González Trueba, 2006a; Serrano et al., 2011a). Comparativamente, y bajo la estimación de los volúmenes de hielo presentados en las cuevas estudiadas, más los que se alojan en Verónica y HS4 (cualitativamente mucho mayores) y junto con los albergados en potenciales cuevas heladas existentes en la alta montaña de Picos, las cuevas heladas podrían suponer a día de hoy los mayores volúmenes de hielo en Picos de Europa. Lo que da pie, de nuevo aquí, a una interesante y potencial línea de investigación futura en la que, siguiendo con el control endoclimático y volumétrico de los bloques de hielo iniciado con la presente investigación, se pudiera comparar los ritmos de fusión y balances de masa actuales entre heleros y bloques de hielo en conjunción con la evolución de las condiciones ambientales.

e.2.- Comportamientos actuales.

Las *variaciones interanuales de los balances de masa* registran un comportamiento actual de los bloques de hielo durante el periodo investigado *fuertemente negativo en Altáiz*, *moderadamente negativo en Verónica* y *mantenido en Castil*.

Dichos distintos comportamientos volumétricos se podrían relacionar con las diferencias en sus evoluciones termodinámicas como se ha expresado frecuentemente (p.e. Turri et al., 2003; Luetscher et al., 2005; Kern y Perşoiu, 2013; Kern y Thomas, 2014), apoyándose además, para estas cavidades, en las desiguales alimentaciones nivales que reciben desde el exterior en función de las envergaduras de sus entradas. Los inputs nivales es un factor destacado dentro de los balances de masas de los bloques de hielo para otras cavidades (p.e. Maire, 1990; Turri et al., 2003; Citterio, 2005; Kunaver, 2009; Morard et al., 2010a).

Así, la tendencia marcadamente negativa de Altáiz sería coherente con los escasos aportes nivales que sus bocas de entrada son capaces de suministrar, junto con los importantes procesos de sublimación detectados durante los momentos centrales de sus periodos abiertos. El retranqueo medio que ha sufrido el bloque es de al menos 16 cm a^{-1}, fusiones similares a registradas en muchas otras cuevas en las últimas décadas (véanse tablas del apdo. 6.2.8). En la cueva helada A294 Belmonte et al. (2014), con ratios de fusión anual y un estado del bloque actual muy similares (25 cm a^{-1}), hablan además de la existencia de un manto de clastos continuo que a la vez que refleja el estado de ablación del bloque, lo protege de fusiones por goteo de agua. Pero en el caso de Altáiz, y a pesar de mantener de igual manera una cobertura de clastos continua, no se ha podido comprobar tal protección de cara a la fusión del bloque ya que como se ha registrado durante el periodo de investigación se ha dado un descenso del nivel superficial del bloque de hielo de 22 cm. El importante retranqueo de los laterales del bloque podría estar en consonancia con fusiones por calor geotermal como se enfatizan en otros estudios (Luetscher et al., 2008; Belmonte et al., 2014; Spötl et al., 2014).

En el caso contrario, la cavidad de Castil ha sido capaz de mantener un balance de masa, grosso modo, estable o incluso ligeramente positivo durante los años controlados, pero dentro de una tendencia fuertemente regresiva en las últimas décadas. Excepcionalmente, evoluciones similares se han destacado tan sólo en otras tres

cavidades (Kern et al., 2008; Morard et al., 2010a; Kern y Thomas, 2014). La estabilidad en el nivel de su hielo se fundamenta en los grandes aportes nivales sobre la superficie del bloque de hielo, como se ha comprobado con las copiosas nevadas tardías de 2013 reflejadas fielmente en el aumento del rehielo que se registró (fundamentalmente en los primeros tramos). Sin embargo, las marcas de precedentes exploraciones espeleológicas y el estriado de ciertos sectores de sus paredes son indicativos, además del flujo de la masa de hielo, del fuerte descenso de los niveles superficiales del bloque de hielo. Pero al respecto no ha sido posible discernir si se trata de fusiones superficiales del mismo, o de descensos verticales que el bloque pueda estar experimentando como consecuencia de fusiones basales, fusiones internas o marcadas deformaciones provocadas por el flujo y desplazamiento de la masa de hielo hacia sectores inferiores de la cavidad. Causas éstas coherentes con lo expresado por otros autores (p.e. Holmlund et al., 2005). Tampoco han sido registrados, durante los tres últimos años, retranqueos de sus laterales, una muestra más de un balance de masa mantenido; aunque al respecto llamen la atención los procesos de sublimación apreciables en el tallado de scallops de hielo (entre el piso superior e inferior de la SH) consecuencia seguramente del calor geotermal emitido por la pared.

Por su parte, la complejidad de la cavidad de Verónica no muestra las mismas pautas o factores destacados para las otras dos cavidades, habiendo experimentado, contrariamente a lo que sucede en la cavidad de Altáiz, un retroceso mayor durante el segundo año de control. Quizás en ella, el sellado que experimenta durante los periodos cerrados inducidos y las menores bajadas de la HR (generando procesos de sublimación menos severos), junto con una penetración de masa nival muy condicionada por la obturación de su boca de entrada principal, sean los motivos diferenciadores y motivadores de su tendencia negativa más sostenida.

Tanto en Altáiz como en Verónica las paredes estriadas apreciadas cerca de sendas bocas de entrada indican tanto una volumetría mayor pretérita como un movimiento y desplazamiento de sus masas de hielo, pero sin posibilidad de determinar cronología alguna de forma concreta. En el caso de Altáiz es deducible que la sima, al menos hasta su boca de entrada principal, estuviese en su día prácticamente colmatada por una gran masa de hielo desde sus cotas finales. En Verónica, esto es más difícil de determinar por la complejidad topográfica de la cavidad y del bloque, aunque las estrías de la entrada

principal y los restos de un posible bloque de hielo unitario conservados en el sector Mnd induzcan también a pensar en la presencia de un bloque de hielo pretérito de mayores dimensiones que las actuales.

En función de la *variabilidad estacional* de la masa de hielo registrada en Castil, se ha comprobado que la evolución de los balances de masa en las cuevas heladas de Picos de Europa no es un proceso continuo, ni tampoco seguramente lo haya sido su evolución interanual en el pasado. Estacionalmente, las mayores volumetrías se concentran a finales de primavera (finales del periodo abierto), con cifras mínimas a comienzos de invierno (finales del periodo cerrado), reflejando los periodos de alimentación expuestos. Ello confirma el rasgo cíclico, común a las otras cuevas heladas, al que se someten los hielos intra e interanualmente, a la vez que contribuye a la distinción de este tipo de fenómenos criosféricos subterráneos con respecto a otros fenómenos en superficie en los que las máximas volumetrías de hielo se presentan en aquellos momentos más fríos (fechas centrales de los periodos fríos) como ha expuesto Ohata et al. (1994a).

A pesar de todo, es demasiado aventurado hablar de tendencias en los comportamientos diferenciados. Se hace necesaria la continuidad de este tipo de controles en estas mismas cuevas, e iniciarlos en cavidades similares, tanto para comprender las respuestas de sus balances de masas a los distintos comportamientos termodinámicos internos, como para poder discernir en qué grado los bloques son susceptibles a las alimentaciones nivales exteriores. Ello ayudaría a determinar también si la fusión predominante se da desde su superficie, desde los laterales o desde sus zonas basales, o si entran en juego o no las deformaciones internas procuradas por desplazamientos y flujos de los bloques. Se podría determinar el mayor o menor protagonismo que tienen las emisiones calóricas geotermales en la evolución de las masas de hielo puestas de manifiesto en otras cavidades (Luetscher et al., 2008; Spötl et al., 2014; Belmonte et al., 2014), o incluso los procesos de fusión conductivos y de calor latente procurados por la filtración de aguas cálidas desde el exterior (Kern y Thomas, 2014).

Se hace necesaria la continuidad en este tipo de investigaciones, de igual manera, para poder determinar si se trata de fenómenos criosféricos actualmente activos, como lo fueron en el pasado a la vista de las estrías encontradas en sus paredes o las

deformaciones de flujo observadas en sus estratos, o por el contrario son cuerpos de hielo fósiles en retroceso volumétrico como indica la tendencia clara señalada para la mayoría de las cavidades (Kern y Perşoiu, 2013). Solo tal continuidad podrá revelar el grado de pervivencia de estos ambientes subterráneos de permafrost.

f) Concreción de nomenclaturas y definiciones de las cuevas heladas.

En la presente investigación se han identificado distintos aspectos y elementos que a nuestro entender configuran y acotan la definición de una cueva helada.

La **definición** de cueva helada y de sus criomorfologías fundamentales (bloques de hielo y crioespeleotemas), es clave para la delimitación y acotación taxativa del fenómeno y de sus fronteras epistemológicas con otros fenómenos criomorfogenéticos cercanos. Definiciones, denominativos, elementos compositivos y una terminología consensuada para todo ello adolece aún, a día de hoy y tanto explícita como implícitamente en la literatura especializada, de confusiones terminológicas reseñables.

Definir las condiciones bajo las que se concibe conceptualmente una cueva helada debe pasar indiscutiblemente por el hecho fundamental de la *presencia de un bloque de hielo*. No concebimos como tal una cueva en la que la mencionada criomorfología sea inexistente y que pueda conservar tan sólo crioespeleotemas estacional o perennemente. El bloque de hielo en la definición de una cueva helada debe ser condición *sine qua non*, por la imperante razón de que el potencial paleoclimático, y a su vez máxima expresión del contexto endoclimático periglaciar diferenciado que representa una cueva helada, reside precisamente en la existencia de tal criomorfología. En esta misma línea conceptual, y teniendo presente la naturaleza cíclica de los balances de masa de sus hielos, una cueva helada perdería su condición como tal en el momento en que el bloque de hielo se fusione por completo, pudiendo recuperarla en aquel otro en el que se vuelva a desarrollar. Análogamente a como un glaciar dejaría de serlo en el momento en que su masa se vuelve inerte o desapareciese por completo, no implicando ello que no se pudiese volver a formar. Una cueva helada que perdiese por completo su bloque de hielo estaría más cerca de lo que en la literatura alemana se denomina como *windhöhle*, o masas rocosas (independientemente de que sean o no cavidades kársticas) en las que las corrientes de aire caracterizan sus bajas temperaturas sin la presencia necesaria de bloques de hielo, y que ya Balch (1900) concebía como algo distinto de una cueva

helada. Incluso este mismo autor, a este respecto, insistía en la necesidad de diferenciar *periodic glacière* y *permanent glacière*, en función de la existencia o no en su interior de una masa de hielo.

A ello se suma, siendo además la causa principal en la formación y evolución de los bloques de hielo, la confluencia necesaria en el interior de estas cuevas de otros dos elementos fundamentales: por una parte, un *sistema de circulación del aire* que mantenga a la cavidad dentro de los umbrales térmicos medios de un ambiente periglaciar endokárstico y que se ha interpretado como el *elemento térmico*; y por otro, un *sistema de circulación de agua* que proporcione la materia prima fundamental para la acumulación y desarrollo de los bloques de hielo, y aquí concebido como el *elemento hidrológico*.

Por tanto consideramos una *cueva helada* como aquella cavidad kárstica (elemento geomorfológico) en la que se aloja una masa de hielo perenne (elemento criológico) consecuencia de condiciones climáticas e hidrológicas endokársticas concretas (elemento térmico e hidrológico). Elementos que la definen en última instancia como un ambiente periglaciar de permafrost, a la vez que la otorgan un carácter azonal que las hace poder desarrollarse fuera de zonas exclusivas de permafrost.

Dificultades gnoseológicas similares se presentan en las **nomenclaturas** de las cuevas heladas en sí mismas y de las diferentes criomorfologías que albergan. En la presente investigación se ha optado por denominar el fenómeno estudiado como *cueva helada*, del mismo modo que en la literatura anglosajona se hace, por norma general y de forma tácitamente aceptada, con el término *ice cave* (propuesta ya recomendada por McKenzie, 1969). A pesar de que como se ha expresado en el capítulo correspondiente hubiese sido más adecuado referirse a ellas con denominaciones más ajustadas, aunque con expresiones lingüísticamente más incómodas: *ice filled cave* o *freezing caverns,* o para el caso del castellano bajo la expresión de "cuevas con hielo". Otros términos como el de *glacière*, hubiesen sido igualmente adecuados, o incluso inequívocos por no referirse a otros fenómenos naturales como explicitó Balch (1900). Pero hoy en día su utilización se restringe frecuentemente tan sólo a la literatura francófona (p.e. Dysli y Luetscher, 2003). La acotación terminológica evitaría confusiones en algunas aportaciones científicas actuales que se corresponden más con otros ámbitos

disciplinarios cercanos al que aquí nos ocupa (p.e. criokársticos o glaciares). Acotación deseable de aplicar también para el caso de los crioespeleotemas, con una mayor confusión aún y un menor consenso terminológico dentro de la literatura científica específica.

En relación a esto último las *denominaciones* utilizadas han sido creadas en la mayoría de los casos *ex novo* partiendo de parecidos morfológicos o genéticos con concreciones calcáreas o con criomorfologías señaladas en otras cuevas heladas. En otros casos, sin embargo, y por el hecho de no encontrar términos adecuados para tal fin, se han tomado *literalmente* anglicismos u otros términos utilizados en estudios específicos precedentes (Bella 2003, 2004, 2005, 2006).

Pero en todos los casos, ya sea con denominaciones tomadas literalmente o con las creadas ex novo, se han interpretado los crioespeleotemas como criomorfologías que por su naturaleza, génesis, volumen, perdurabilidad, potencial paleoclimático y procesos morfogenéticos se diferencian nítidamente de los bloques de hielo. A pesar de que todo ello se conciba de forma genérica como *hielo endokárstico* o cavernario, o *cave ice*.

La utilización del término *glaciar* para referirse a los bloques de hielo existentes en una cueva helada (p.e. Borsato et al., 2004; Schlatter, 2004), aunque entre ellos se puedan dar ciertas similitudes morfogenéticas (morfologías, alimentación, flujos, estratificación), no se cree oportuna con el fin de evitar confusiones (Sabroux et al., 1999; Klimchouk, 2004b; Smart, 2004b; Trofimova, 2005, 2008; Curtis y Peters, 2010; Favaron y Alberici, 2012; Rojšek, 2012), y tratar así de delimitar de forma nítida las fronteras epistemológicas de su campo de estudio más propio y correspondiente: el periglaciar. A este respecto, caracteres definitorios de los glaciares en superficie no se dan ni mucho menos en todos los bloques de hielo de las cuevas heladas (morfologías glaciares como circos, umbrales, seracs,…), y en aquellos casos más semejantes habitualmente es imposible establecer otros muchos (ELAs), o al menos bajo las mismas proporciones (perdurabilidad, volúmenes). Sólo en estos últimos casos se podría aceptar la denominación de glaciar subterráneo para referirse a los bloques de hielo, como ya se ha hecho en otros estudios (Wigley y Brown, 1976; Maire, 1977; Urdea, 1993; Eraso y Pulina, 1994; Silvestru, 1999; Racoviță y Onac, 2000; Holmlund et al., 2005; Perşoiu, 2005; Spötl y Mangini, 2006; Rojšek, 2006; Tulis y Novotný,

2006; Andrejchuk, 2009), pero siendo aconsejable su acompañamiento del epíteto subterráneo, aunque como se ha dicho tal nomenclatura no sería la más conveniente.

g) Cuevas heladas, geoindicador periglaciar de ambiente de permafrost subterráneo de la alta montaña rocosa de Picos de Europa.

Por todo lo expuesto, en el presente estudio se entienden las cuevas heladas como un **geoindicador periglaciar**. Las cuevas heladas son fenómenos periglaciares en tanto y cuanto los procesos morfogenéticos fríos no glaciares son los dominantes en su formación y desarrollo. En ellas, y en función de la definición dada aquí para las cuevas heladas, se dan interacciones entre nieve, hielo y agua junto con procesos fríos azonales en un ambiente (endo)climático frío no glaciar. Aunque bien es cierto que en algunos casos sus cuatro elementos definitorios fundamentales (elemento geomorfológico, elemento térmico, elemento hidrológico y elemento criológico), puedan ser compartidos con fenómenos glaciares, e incluso, como es el caso de los bloques de hielo (elemento criológico), bajo una misma denominación.

La consideración de las cuevas heladas aquí estudiadas como fenómenos periglaciares supone el ajuste y concreción, a la vez que una ampliación también, de los **límites zonales de los dominios periglaciares en Picos de Europa**. A pesar de que en ocasiones las cuevas heladas hayan sido interpretadas como fenómenos periglaciares extrazonales o azonales, en el sentido de que se localizan en muchos casos fuera de las zonas habitualmente consideradas como dominios periglaciares con TMA_{aire}<+3ºC y estar indistintamente representados en sus dos subdominios tradicionalmente considerados; en la presente investigación, y con el objeto de centrar en la medida de lo posible el fenómeno, se considera más conveniente hablar de **fenómenos periglaciares endokársticos**, definiendo así mejor el fenómeno e incidiendo en su componente fundamental, la endokárstica. Además con ello se otorga a la concepción general de periglaciarismo el *factor vertical de profundidad*, factor muchas veces no tenido en cuenta. Tradicionalmente se tiende a entender el fenómeno periglacial como algo superficial o subsuperficial, pero el hecho de que las cuevas heladas constituyan un elemento más del mosaico periglaciar obliga a reorganizar los límites de sus dominios extendiéndolos al menos hasta la centena de metros bajo la superficie, y adquiriendo con ello su zonificación *una mayor dimensión tridimensional*.

Pero de una forma más definida aún, teniendo en cuenta la concepción térmica del permafrost (French, 2007), y conjugando la definición de cueva helada con lo que se acaba de mencionar, las cuevas heladas se consideran como **geoindicadores periglaciares de ambiente de permafrost endokárstico**, entendiendo éste último bajo un tipo específico: *permafrost endokárstico*. Para el caso de Picos de Europa se añade además el hecho de que sea su localización en la *alta montaña rocosa* el componente esencial para su caracterización endoclimática y, por tanto, para el desarrollo y existencia de sus hielos perennes; no conociéndose a día de hoy cuevas heladas ubicadas en pisos morfogenéticos inferiores.

Entendido así se puede concretar definitivamente las cuevas heladas en Picos de Europa como ***ambiente de permafrost endokárstico de alta montaña rocosa***, ya que como se ha mostrado en la presente investigación en los tres casos estudiados además de cumplir con las condiciones comunes a los fenómenos periglaciares, se cumple también con los parámetros térmicos habitualmente considerados para la definición de permafrost.

CAPÍTULO VIII.- CONCLUSIONES

8. CONCLUSIONES

Si bien es de sobra conocido desde hace décadas por los espeleólogos, las cuevas heladas como componente de la criosfera de la alta montaña de Picos de Europa, es la primera vez que cuentan con un acercamiento pormenorizado y específico desde un enfoque geomorfológico periglaciar; resultando ser su presencia, lejos de un hecho excepcional, una tónica habitual dentro del mundo subterráneo de las altas cotas de Picos de Europa. Y es que a las cuevas heladas objeto de la presente investigación, junto con la consabida y múltiplemente aludida HS4, se le añaden muchas otras que, repartidas bajo similares condiciones y notificadas en multitud de memorias, reseñas y topografías espeleológicas, abren la amplitud de un fenómeno escasamente contemplado hasta ahora y cuya existencia tan sólo ha sido demostrada fehacientemente en los momentos actuales, y dentro del contexto de las montañas españolas, aquí y en la alta montaña pirenaica. El estudio de las numerosas aportaciones de carácter espeleológico nos ha permitido confirmar que el fenómeno de las cuevas heladas se encuentra presente actualmente en al menos una cincuentena de cavidades, pero el hecho de que sean descubiertos todavía a día de hoy enormes bloques de hielo subterráneos en cavidades de frecuentadas zonas de prospección nos hace pensar que la extensión de tal fenómeno subterráneo puede ser aún mucho mayor.

El análisis de las cuevas heladas de Peña Castil, Altáiz y Verónica nos ha permitido el acercamiento y comprensión, así como el encuadre zonal y temporal, de un fenómeno periglaciar que pese a refugiarse en las entrañas de su universo endokárstico forma parte indiscutible de la riqueza que la criosfera aún preserva en la alta montaña de Picos de Europa.

A la vez que la presente investigación ha abierto numerosas puertas por las que continuar profundizando en su estudio, muchas otras han sido por las que se ha accedido al conocimiento de las cuevas aquí estudiadas ayudando a la definición del fenómeno en el resto del macizo central y en el occidental de Picos de Europa; así como a la concepción general que se tiene de las mismas. Se ha comprobado como factores configuradores del piso periglaciar en superficie (nieve, humedad, temperaturas, configuración topoclimática, estacionalidad climática, altitud), se conforman también bajo la roca, unidos al imponente y condicionante entramado endokárstico, como factores fundamentales en el desarrollo, evolución y localización de las cavidades heladas.

Se ha contribuido con el presente estudio a corroborar y concretar los límites del piso geomorfológico de la alta montaña rocosa de Picos de Europa en el que los procesos periglaciares son los dominantes, completándose "tridimensionalmente" el mosaico de su paisaje actual al añadir una componente hasta ahora no contemplada: la subterránea. De igual modo con ello también se han concretado los límites, existencia e idiosincrasia del aquí concebido como ambiente de permafrost endokárstico.

La categorización de las cuevas heladas a estudio dentro de las clasificaciones comúnmente aceptadas según sus comportamientos endoclimáticos es diferencial en función de las zonas de la cavidad en las que nos encontremos, estando matizada no solo por la configuración endokárstica de cada cueva, sino también por la evolución nival que en el exterior se dé. De tal manera, y a pesar de que las entradas principales de las cuevas se encuentren a altitudes diferentes, y conformes por tanto a un comportamiento endoclimático dinámico, las salas heladas en las que se alojan los bloques de hielo han registrado para el periodo de investigación una evolución estática, funcionando como trampas de frío durante los periodos cerrados, y enfriadas con la activación de células convectivas de aire durante los periodos abiertos. Hecho éste derivado de la configuración de las cavidades en forma de sima con entradas localizadas por encima de las salas heladas. Las temperaturas medias para el periodo 2011-2013 en dichas salas son de -0,9ºC en Peña Castil, -0,4ºC en Verónica y 0ºC en Altáiz.

Se ha establecido un funcionamiento temporal diferenciado de las cuevas heladas estudiadas, viendo que la realidad es más compleja y diversa que los estándares

propuestos para las clasificaciones actuales de las cuevas heladas. De esta manera, se han distinguido en sus comportamientos termodinámicos cíclicos intranuales tres periodos principales:

1) Periodos cerrados que se extienden de forma genérica entre los meses de junio y octubre y durante los cuales se registran las T_{md} más altas. Las $T_{m.periodo}$ permanecen entre los -0,8 y 0,3ºC en las salas heladas principales de las tres cavidades. Las T_{ext} mayores que las T_{int} hacen que el interior de dichas estancias funcionen como trampas de frío con un comportamiento homotérmico. La correlación con las temperaturas exteriores mantiene los índices más bajos de todo el año, quedando aislado el interior de la cavidad de corrientes de aire reseñables. Las amplitudes térmicas registradas entre el interior y el exterior de la cavidad son las más amplias.
2) Periodos abiertos extendidos entre los meses de noviembre y mayo, con las T_{md} más bajas y las $T_{m.periodo}$ comprendidas entre -1 y -1,7ºC en el interior de las salas heladas. Bajo una condición termodinámica de T_{ext} inferiores a las T_{int}, el interior de estas salas se comporta, en función de la activación de células de convección térmicas, heterotérmicamente influenciada por las condiciones exteriores. Durante los periodos abiertos se registran los mayores índices de correlación entre las temperaturas exteriores e interiores, y las menores amplitudes térmicas entre ambos ambientes.
3) Periodos transicionales en los que las condiciones termodinámicas del interior de la cavidad se adaptan heterotérmicamente a las condiciones imperantes en los otros dos periodos. O bien ascendiendo escalonadamente hasta alcanzar los registros térmicos del periodo cerrado, o bien descendiendo en función de entradas bruscas de frío hasta las condiciones de los periodos abiertos.

Dentro de los periodos abiertos se han distinguido dos subperiodos en función de que las temperaturas por debajo de 0ºC alcancen o no las temperaturas mínimas, y en función de la evolución seguida por las temperaturas. De la misma manera, para los periodos transicionales se han reconocido dos tipos distintos en base a que asciendan o desciendan las temperaturas, presentando en ambos casos tendencias y tempos diferenciados. La instalación de un manto nival más o menos perdurable en el contexto exterior de algunas cavidades a estudio nos ha llevado a la apreciación de un periodo

cerrado inducido en el que la cavidad queda aislada por taponamiento nival de las condiciones térmicas exteriores durante una buena parte de los periodos abiertos.

El estudio endoclimático así como el análisis cualitativo de los balances de masa de las criomorfologías han permitido distinguir dos periodos cíclicos en la génesis anual del hielo. El desequilibrio tanto temporal como cuantitativo entre unos y otros marca la evolución de los volúmenes de hielo, y por tanto la persistencia de la cavidad como cueva helada:

1) Periodo de acumulación. Periodo comprendido entre los meses de octubre y junio, abarcando los periodos termodinámicos abiertos y transicionales en los que las T_{ext} y T_{int} caen por debajo de los 0ºC siguiendo evoluciones heterotérmicas. Los inputs de agua y nieve son los mayores de todo el año, acompañándose en algunas cavidades de caídas significativas de la HR. Los niveles de hielo acumulados son máximos a finales de este periodo, correspondiéndose con los periodos transicionales, y apoyándose en la fusión del manto nival. Durante este tiempo se crean y desarrollan todos crioespeleotemas de acumulación estacionales y recrecen los perennes, y sobre los bloques de hielo se acumulan capas decimétricas de nieve y rehielo. Los procesos de sublimación y la entrada de flujos de aire incurren en la fusión del hielo a la vez que generan crioespeleotemas de temporalidad efímera.
2) Periodo de fusión. Periodo comprendido entre los meses de junio y septiembre, correspondiéndose con los periodos termodinámicos cerrados. Las T_{int} se mantienen en torno a los 0ºC, estando por encima las T_{ext}. Durante este periodo ambos ambientes permanecen desvinculados desde el punto de vista térmico. En él las criomorfologías reducen su volumen (criomorfologías perennes) o desaparecen por completo (criomorfologías estacionales). Los aportes de agua inciden sobre los crioespeleotemas y bloques de hielo en forma de flujo o goteo horadando morfologías de fusión sobre los bloques de hielo o sobre crioespeleotemas perennes.

Desde el punto de vista espacial se han registrado comportamientos térmicos distintivos en función del sector de la cavidad, distinguiéndose:

1) Zonas templadas exteriores en las bocas de entrada de las cavidades y caracterizadas por una mayor correlación con las condiciones exteriores. En ellas las temperaturas medias por encima de los 0ºC y más elevadas que en el resto de la cavidad favorecen una heterotermia generalizada a lo largo de todo el año y un comportamiento genéricamente bajo el efecto chimenea tanto en periodos abiertos como cerrados.
2) Zonas frías en las salas heladas propiamente dichas y en estancias próximas. Sus comportamientos termodinámicos marcan la sucesión cíclica de los periodos térmicos y en ellas las temperaturas medias no sobrepasan los 0ºC, y si lo hacen es de forma leve y puntual. Durante las situaciones en las que se registran $T_{ext}>T_{int}$ funcionan estáticamente como trampas de frío y a merced de la influencia atemperadora de los bloques de hielo y su halo de frío, y las condiciones geotérmicas expedidas por la roca encajante, prevaleciendo tendencias térmicas y flujos de aire homotérmicos. Mientras que durante los periodos regidos por el binomio $T_{ext}<T_{int}$ son las condiciones exteriores las que dirigen las evoluciones endoclimáticas.
3) Zonas templadas interiores, en las que, más alejadas de la influencia termorreguladora del bloque de hielo, se mantienen temperaturas medias bajas por debajo tenuemente de los 0ºC, siendo sus pautas habituales aún parecidas a las que rigen en las zonas frías aunque con repuntes y amplitudes térmicas que las diferencian de la homotermia tan característica de éstas durante los periodos cerrados.

La máxima expresión de la criosfera subterránea en este tipo de cavidades la ostentan sus criomorfologías: bloques de hielo y crioespeleotemas. Los primeros, definitorios del fenómeno de las cuevas heladas; los segundos, respuestas consecuentes de sus endoclimas.

Los bloques de hielo en las cavidades de Peña Castil, Verónica y Altáiz se conforman bajo una naturaleza de hielo metamórfico poligenético en la que se alternan dentro de sus estratos compositivos: el rehielo de aguas filtradas y aguas de fusión tanto intrínsecas como extrínsecas; y la diagénesis de la nieve acumulada. Ésta última como input fundamental en su generación y desarrollo.

A día de hoy, los volúmenes preservados en el interior de las cuevas heladas les hace merecer ser masas de hielo de importante presencia en Picos de Europa, teniendo en cuenta el número de potenciales cuevas heladas existentes y que en los casos estudiados los volúmenes que se han podido estimar están en torno a 1.000 m^3 para el caso de Altáiz, 33.300 m^3 mínimos en Castil, y enormemente mayores para el caso de Verónica y HS4.

Las edades más remotas obtenidas para sus hielos: 594±24 cal a BP en la cavidad de Verónica, sitúan al fenómeno de las cuevas heladas en la PEH, pudiéndose extender su presencia incluso hasta los últimos periodos del MWP si se tiene en cuenta que las muestras datadas no pudieron ser tomadas de los estratos más profundos de la cavidad. Durante el recrudecimiento climático de la PEH las cuevas heladas, pues, coexistieron con los seis glaciares históricos de Picos de Europa alojados sólo en aquellos lugares topoclimáticamente más favorables, siendo este periodo netamente positivo en el desarrollo de sus volúmenes, al igual que ocurrió con las masas glaciares. Las estrías talladas en las paredes de entrada de algunas cavidades son indicios de los grandes volúmenes de hielo que pudieron albergar durante dicho periodo. De igual manera, la presencia de cuevas heladas durante la PEH, supondría el establecimiento de los límites inferiores de los cuerpos de hielo hasta, como mínimo, las actuales a las que se sitúan en la actualidad los bloques de hielo en las cuevas estudiadas: 2.000-2.150 m.

En base a las estrías talladas en las paredes de las tres cavidades y a las importantes estructuras de deformación que se han analizado en sus estratos de hielo, se puede afirmar que los bloques de hielo experimentan importantes movimientos de flujo y deformación consecuentes con comportamiento dúctil de su masa. En función de ello, la generación y desarrollo de los bloques de hielo en el interior de las cuevas heladas de Picos de Europa, en conjunción con su verticalidad endokárstica característica y su fundamental alimentación nival, se articula en base a un sistema genético del cual se pueden discriminar tres fases:

1) Fase de alimentación nival, en torno a la acumulación de nieve en sus bocas de entrada y estancias iniciales.
2) Fase de transporte en la que el bloque de hielo conformado en una naturaleza dúctil experimenta flujos hacia el interior de la cavidad inducidos por el peso, la

gravedad y el empuje de la masa nival que lo alimenta. Durante esta fase la masa de hielo se mueve y deforma considerablemente.

3) Fase de ablación concurrente en las partes basales de los bloques de hielo y en sus laterales en los que la masa de hielo va perdiendo volumen.

En la actualidad, a la vista de resultados expuestos, los bloques de hielo registran comportamientos dispares dentro de una tendencia decenal fuertemente regresiva en sus volúmenes de hielo. Mientras que en Peña Castil los niveles de hielo presentan evoluciones interanuales mantenidas en los últimos tres años, incluso con ligeros aumentos, y con las fluctuaciones estacionales bien definidas; en los casos de Verónica y Altáiz, fundamentalmente en éste último, los bloques de hielo se someten a fusiones de hielo en sus laterales y sobre la superficie con medias de entre 4 y 16 cm a^{-1}, respectivamente. Además de no estar tan claras sus alimentaciones durante los periodos de acumulación (manto de clastos continuo sobre el bloque de Altáiz). Creemos que, tanto en el estado mantenido de los volúmenes de Castil como en las regresiones de Verónica y Altáiz, la mayor o menor acumulación de nieve es el factor decisivo. Las evoluciones seguidas en las últimas décadas en Castil, y si tenemos en cuenta las estrías en las bocas de entrada en las otras dos cavidades más aún, son definidamente regresivas, habiendo descendido los niveles de hielo en el bloque una media de ~12,5 cm a^{-1} en los últimos quince años. Aunque más estudios a medio plazo se hacen necesarios para corroborar si tal descenso se debe con exclusividad a su fusión superficial o si en él también puedan estar interviniendo desplazamientos en la vertical o flujos en masa del bloque, y por tanto fusiones basales, como atestiguan sus estratos combados prospectados con GPR. En el caso de Verónica no se ha podido destacar ninguna tendencia para las últimas décadas y sus volúmenes, pese a los retranqueos experimentados en uno de sus muros laterales. Mediante observación directa no parece haber descendido su volumen de forma notable. Para el caso de Altáiz, sin embargo, se puede confirmar que el estado actual de su bloque de hielo se encuentra plenamente fosilizado y en un estado de ablación avanzado como lo demuestran tanto el manto de derrubios instalado sobre su superficie, como los retranqueos (en los lateras y sobre la superficie) y las importantes criomorfologías de fusión que lo horadan. En este caso, la recuperación del volumen del bloque de hielo parece imposible y su futuro a corto plazo manteniendo los ratios de fusión inexistente. Medio centenar de años quizás.

Se han clasificado una treintena de crioespeleotemas en función de su naturaleza, dimensiones, frecuencia, temporalidad, representatividad, localización y procesos generadores. Todas ellas han sido categorizadas genéricamente en:

1) Crioespeleotemas de acumulación. Criomorfologías de rehielo alimentadas por las aguas de fusión o filtradas, que se generan durante los periodos de acumulación. Dependiendo de cómo discurra el agua se han distinguido: crioespeleotemas de acumulación por flujos de agua concentrados o laminares, entre los que se encuentran las coladas de hielo, los tubos de órgano, las gradillas de hielo, las capas, cortinas y cascadas de hielo o las banderolas. Crioespeleotemas de acumulación por goteo como los carámbanos, los carámbanos ramificados, las estalactitas, las estalagmitas, las columnas o los sinformes estalagmíticos de hielo. Crioespeleotemas de acumulación generados por la congelación de agua estancada entre los que se han diferenciado estancamientos de hielo, láminas de hielo en pozos obturados, o láminas de hielo de sublimación en remansos de agua. Y una cuarta categoría de crioespeleotemas generados por la congelación directa de la humedad atmosférica formando cristalizaciones en escarcha o estrellas aciculares de escarcha.
2) Crioespeleotemas de fusión. Criomorfologías que inciden negativamente sobre los balances de masa del hielo generadas en su gran mayoría durante los periodos de fusión. En función de los procesos implicados en su formación se han distinguido: crioespeleotemas de fusión por flujos de aire como las ventanas y los scallops de hielo; crioespeleotemas de fusión por goteo como las piletas, los conulitos, los pozos de fusión, las antiestalagmitas o los criolapiaces en pináculos de hielo; crioespeleotemas por flujos de agua como los criolapiaces meandriformes o los biseles en los bloques de hielo; y aquellos crioespeleotemas generados por una fusión mixta en los que pueden intervenir de forma conjunta flujos de aire, agua y la sublimación del hielo dando lugar a cuevas de hielo, muros y falsas rimayas.
3) Crioespeleotemas de génesis mixta. Este tipo de crioespeleotemas se corresponden, en las cuevas estudiadas, con crioespeleotemas poco frecuentes y de carácter efímero en cuya génesis intervienen de forma sucesiva procesos de

acumulación y procesos de fusión. Las únicas morfologías diferencias dentro de esta categoría han sido los coraloides de hielo.

Atendiendo a los regímenes térmicos registrados y a la dimensión en profundidad que infiere a la criosfera la existencia de las cuevas heladas, se puede contemplar, salvando las distancias, que la presencia de éstas supone una matización o "anomalía térmica" a ser tenida en cuenta en la actual localización altitudinal de la isoterma 0ºC a 2.500 m en Picos de Europa. Si bien no quiere decir que la isoterma en superficie descienda hasta las cotas en las que se encuentran hoy en día las cuevas heladas, sí ha de ser reseñado por el hecho de que éstas forman parte de igual manera de sus ambientes periglaciares de alta montaña. En este sentido las cuevas heladas supondrían para Picos de Europa un descenso puntual y excepcional de tal cota hasta los 2.000 m. Al igual que lo supusieron en los mismos términos para la PEH.

En sintonía con ello y contemplando las cuevas heladas como fenómenos periglaciares, al menos sus salas heladas, en los que las temperaturas medias están por debajo de 0ºC durante al menos dos años consecutivos, se pueden considerar las mismas como ambientes periglaciares de permafrost, entendido éste bajo su condición térmica, y para este caso como un tipo especifico de permafrost, el endokárstico, en el que la existencia de los bloques de hielo perennes es elemento esencial definitorio. Ello nos permite enunciar la existencia de ambientes de permafrost en Picos de Europa a las cotas que se acaban de señalar para las cavidades aquí estudiadas; aunque si bien es cierto, y para especificar el hecho sin llevar a interpretaciones erróneas, se debe siempre de reseñar su carácter endokárstico.

Así entendidas, las cuevas heladas representan la máxima expresión del acantonamiento y condicionamiento topoclimático de las formas periglaciares en la alta montaña rocosa deglaciada de Picos de Europa, habiendo estado presentes durante toda la PEH con volúmenes de hielo probablemente mucho mayores a los actuales. Este tipo de cavidades constituyen un claro ejemplo de que los procesos morfogenéticos asociados al frío, la nieve y el hielo, y a sus cambios de estado, ocupan una parte importante del actual paisaje en las altas cotas altitudinales de los Picos de Europa, aunque en este caso sea subterráneo. Y es que con las cuevas heladas, los pisos periglaciares adquieren una profundización hacia el corazón de sus macizos calcáreos, en los que de nuevo la

condición ocenánico-atlántica, con la nieve como elemento esencial, se vuelve factor fundamental en su criosfera.

El volumen de hielo alojado en las cuevas heladas estudiadas, y en aquellas susceptibles de ser consideradas como tal, nos lleva a contemplar el fenómeno de las cuevas heladas como el elemento más importante de la criosfera de Picos de Europa en la actualidad. Al menos entendiéndolas como elementos perennes. Y su presencia nos ayuda a completar el actual mosaico de su piso periglaciar de alta montaña kárstica en el que se suceden, como elementos fríos esenciales: heleros, suelos helados estacionales, nieve y cuevas heladas.

Por todo lo mostrado, el seguimiento y control de este tipo de fenómenos criosféricos no sólo nos ayuda a comprender el funcionamiento del interior de nuestras montañas sino que también se yergue como un laboratorio fidedigno para el estudio de las evoluciones climáticas exteriores. Y es que la existencia de estos diamantes de hielo en los huecos pétreos de Picos de Europa nos regala el lujo de su disfrute y admiración, a la vez que nos ofrece la oportunidad de probar nuestro grado de desarrollo cultural con su conservación como patrimonio geomorfológico único de nuestras montañas “piquistas”.

CAPÍTULO IX.- BIBLIOGRAFÍA

ACHLEITNER, A. (1995). Zum Alter des Höleneises in der Eisgruben-Eishöhle im Sarstein (Oberösterreich). *Die Höhle*, 46(1), 1-5.

AEMET (2011). *Atlas climático ibérico. Temperatura del aire y precipitación (1971-2000)*. Agencia Estatal de Meteorología, AEMET-Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino, 79 pp.

AGIRRE, E. (2007). Castil-Tortorios-Moñas 2006, un año más de exploraciones, un nuevo mil: Piedras Verdes (-1.165 m). *Subterránea*, 27, 23-27.

ALONSO, J.L. Y PULGAR, J.A. (1995). La estructura de la Zona Cantábrica. En C. Aramburu y F. Bastida (eds.). *Geología de Asturias*. Ediciones Trea, Gijón, 103-112.

ANCELL TRUEBA, R. (2012). Una aproximación al clima del Parque Nacional de Picos de Europa. *Boletín de la RED de Seguimiento del Cambio Global en Parques Nacionales*, 2, 28-31.

ANCELL TRUEBA, R. Y CÉLIS DÍAZ, R. (2013). Termopluviometría de Cantabria durante el periodo 1981-2010. *Nota Técnica nº10 de la Agencia Estatal de Meteorología*, 20 pp.

ANCELL TRUEBA, R. Y GUILLÉN NAVARRO, E. (2012). Interpolación en zonas de montaña. Clima del Paruqe Nacional de Picos de Europa. *Boletín de la Asociación Meteorológica Española*, 35, 35-39.

ANDRÉ, M.F. (2003). Do periglacial landscapes evolve under periglacial conditions? *Geomorphology*, 52, 149-164

ANDREJCHUK, V. (2009). Cryomineral fomrations from Koungur ice cave (Russia). En: W. B. White (ed.). *Proceedings of the 15th International Congress of Speleology*, Texas, National Speleological Society, Inc., USA, 277 – 282.

ANDREJCHUK, V., GALUSKIN, E. Y RIDUSH, B. (2004). Cryomineral formations from north Bukovinian caves. En: M. Citterio y S. Turri (eds.). *1st International Workshop on Ice Cave*. Căpuş and Scărişoara, Romania. Feb. 29 – March 3, 2004, Abstracts Volume, 37-38.

ANDRÉS BELLET, O. (1960). Sobre ciertas particularidades de la carstificación en el macizo de conglomerados eocenos de Sant Llorenç del Munt (provincia de Barcelona). *Revista de la Universidad de Oviedo*, 237-256.

ANTIGÜEDAD, I. Y MUGERZA, I. (2001). El epikarst: una parte esencial del acuífero kárstico. *Karaitza*, 10, 28-34.

ARCE, B. DE (1880). Acerca de los criaderos de calamina y blenda situados en los Picos de Europa y de la explotación que de los mismos hace la Sociedad Minera La Providencia. *Revista Minera*, 218-224.

ASC (1982). *Picos de Europa (Massif Central). Inventaire des cavités découvertes entre 1971 et 1982*. Association Spéléologique Charentaise, Angouleme, 97 pp.

ASC (2011). *Picos Padiorna, 2011. Picos de Europa, Espagne*. Association Spéléologique Charentaise, Angouleme, 40 pp.

ASC (2012). *Picos Padiorna, 2012. Picos de Europa, Espagne*. Association Spéléologique Charentaise, Angouleme, 40 pp.

ASC (2013). *Picos Padiorna, 2013. Picos de Europa, Espagne*. Association Spéléologique Charentaise, Angouleme, 32 pp.

ATKINSON, T.C., SMART, P.L. Y WIGLEY, T.M.L. (1983). Climate and Natural Radon Levels in Castleguard Cave, Columbia Icefields, Alberta, Canada. *Arctic Alpine Res.*, 15 (4), 487-502.

AUCHINCLOSS, W.S. (1897). *Waters within the Earth and laws of rainflow*. Philadelphia, 43 pp.

AUDRA, P. (1994). Karsts alpins. Genèse des grands réseaux souterrains. *Karstologia*, 5, 279 pp.

AUDRA, P. (2002). The genesis of the Tennengebirge karst and caves (Salzburg, Austria). *Journal of Cave and Karst Studies*, 64 (3), 153-164.

AUDRA, P., BINI, A., GABROVSEK, F., HÄUSELMANN, P., HOBLÉA, F., JEANNIN, P.Y., KUNAVER, J., MONBARON, M., SUTERSIC, F., TOGNINI, P., TRIMMEL, H. Y WILDBERGER, A. (2006). Cave genesis in the Alps between the Miocene and today: a review. *Z. Geomorph. N.F.*, 50 (2), 153-176.

AUDRA, P., BINI, A., GABROVSEK, F., HÄUSELMANN, P., HOBLÉA, F., JEANNIN, P.Y., KUNAVER, J., MONBARON, M., SUTERSIC, F., TOGNINI, P., TRIMMEL, H. Y WILDBERGER, A. (2007). Cave and karst evolution in the Alps and their relation to paleoclimate and paleotopography. *Time in karst*, Postojna, 53-67.

BADINO, G. (2010). Underground meteorology-what´s the weather underground? *Acta Carsologica*, 39(3), 427-448.

BAHAMONDE, J.R. Y COLMENERO, J.R. (1993). Análisis estratigráfico del Carbonífero Medio y Superior del Manto de Ponga (Zona Cantábrica). *Trab. Geol*., 19, 155-193.

BAHAMONDE, J.R., VERA, C. Y COLMENERO, J.R. (1997). Geometría y facies del margen progradante de la plataforma carbonatada carbonífera (Unidad de los Picos de Europa, Zona Cantábrica). *Rev. Soc. Geol. España*, 10 (1-2), 163-181.

BAKALOWICZ, M. (2012). Epikarst. En: William B. White and David C. Culver (eds.). *Encyclopedia of Caves*, 284-288.

BALCH, E.S. (1897a). Ice caves and the causes of subterranean ice. *Journal of the Franklin Institute*. Vol. CXLIII, 3, 161-178.

BALCH, E.S. (1897b). Ice cave hunting in Central Europe. *Appalachia*. Vol., VIII, 3, 200-209.

BALCH, E.S. (1900). *Glacières or Freezing Caverns*. Allen, Lane and Scott, Philadelphia, 337 pp.

BALCH, E.S. (1901). Evaporation underground. *Monthly Weather Review*. December, 545-546.

BALCH, E.S. (1903). Antartica. *Science*. Vol. XVIII, New York, 303.

BALCH, E.S. (1913). *The North Pole and Bradley Land*. Philadelphia, 91 pp.

BALLESTEROS, D. (2010). *Geomorfología y control estructural de una sima: Torca de Teyera (Picos de Europa, Norte de España)*. Tésis de master (inédita). Universidad de Oviedo, 125 pp.

BALLESTEROS, D., JIMÉNEZ-SÁNCHEZ, M., GARCÍA SANSEGUNDO, J. Y GIRALT, S. (2010). Geomorphology and structural control in caves: a research in Torca Teyera (Picos de Europa, NW Spain). En: B. Andreo et al. (eds.). *Advances in Research in Karst Media*, 337-342.

BALLESTEROS, D., JIMÉNEZ-SÁNCHEZ, M., GARCÍA SANSEGUNDO, J. Y GIRALT, S. (2010b). Geomorfología de una sima: Torca Teyera (Picos de Europa, NO España). En: X. Ubeda et al., (eds.). *Avances de la Geomorfología en España, 2008-2010. XI Reunión Nacional de Geomorfología, Solsona, 20-24 Septiembre de 2010*. Sociedad Española de Geomorfología, 353-356.

BALLESTEROS, D., JIMÉNEZ-SÁNCHEZ, M., GARCÍA SANSEGUNDO, J. Y GIRALT, S. (2011). Geological methods applied to speleogenetical research in vertical caves: the example of Torca Teyera shaft (Picos de Europa, northern Spain). *Carbonates and Evaporites*, 26 (1), 29-40.

BALLESTEROS, D., JIMÉNEZ-SÁNCHEZ, M., GARCÍA SANSEGUNDO, J. Y BORREGUERO, M. (2012). Evaluación del control litológico y estructural del endokarst en el macizo de Cabeza Llerosos (Picos de Europa, España). En: A. González et al. (eds.). *Avances de la Geomorfología en España, 2010-2012. X Reunión Nacional de Geomorfología, Santander, 17-20 Septiembre de 2012*. Sociedad Española de Geomorfología, 385-388.

BALLESTEROS, D., JIMÉNEZ SÁNCHEZ, M., GIRALT, S., GARCÍA SANSEGUNDO, J. Y SENDRA, G. (2012b). Shaft speleogenesis in Picos de Europa (North Spain): contribution of cave geomorphological mapping and U-Th dating techniques. *European Geoscience Union General Assembly, 2012*, Viena, Austria.

BALLESTEROS, D., JIMÉNEZ SÁNCHEZ, M. Y GARCÍA SANSEGUNDO, J. (2013). Patrimonio geológico subterráneo en espacios naturales protegidos: caracterización geomorfológica preliminar de sistemas kársticos profundos en el Parque Nacional de Picos de Europa (España). En: J. Vegas, A. Salazar, E. Díaz Martínez y C. Marchán (eds.). *Patrimonio geológico, un recurso para el desarrollo*. Cuadernos del Museo Geominero, 15, 361-370.

BARBA, P., BAHAMONDE, J.R. Y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1991). *Mapa geológico de España. Memoria. Hoja nº80 (Burón)*. IGME, 10-70.

BARROIS, CH. (1882). Recherches sur terrains anciens des Asturies et de la Galicie. *Mem.Soc.Geol.Nord*., 2, 1-630.

BEHM, M. Y HAUSMANN, H. (2007). Eisdickenmessungen in alpinen Höhlen mit Georadar (Determination of ice thickness in alpine caves with ground penetrating radar). *Die Höhle, Zeitschrift für Karst-und Höhlenkunde*, 1-4, 58.

BEHM, M. Y HAUSMANN, H. (2008). Determination of ice thicknesses in alpine cave using georadar. En: O. Kadebskaya, B.R. Mavlyudov y M. Pyatunin (eds.). *3rd International Workshop on Ice Caves. Proceedings*. Kungur, Rusia, 70-74.

BEHM, M., HAUSMANN, H. Y WEGHOFER, C. (2010). Thickness and internal structure of underground ice in a low-elevation cave in the Eastern Alps (Beilstein-Eihöhle, Hochschwab, Austria). En: C.Spötl, M.Luetscher y P.Rittig (coord.). *4th International Workshop on Ice Caves*. Obertraun, Austria, Junio 5-11, Abstracts Volume, 6.

BEHRENS, H. (1703). *Hercynia Curiosa oder Curiöser Hartz-Wald*. Norhausen, 200 pp. Trad. (ingl.) Behrens, H. (1730). *The natural history* of *Hartz Forest*. London, 164 pp.

BELLA, P. (2003). Glacial ablation forms in the Dobšiná Ice Cave (in Slovak, English summary). *Aragonit*, 8, 3-7.

BELLA, P. (2004). Glaciation ablation forms in the Dobšiná ice cave. En: M. Citterio y S. Turri (eds.). *1st International Workshop on Ice Cave*. Căpuş and Scărişoara, Romania. Feb. 29 – March 3, 2004, Abstracts Volume, 39.

BELLA, P. (2005). Flat floor ice surfaces in ice-filled caves (Dobšinská Ice Cave, Scărişoara Cave) (in Slovak, English summary). *Aragonit*, 10, 12-16.

BELLA, P. (2006). Morphology of ice surface in Dobšiná ice cave. En: S. Turri y J. Zelinka (eds.). *2nd International Workshop on Ice Cave*. Demänovská Dolina, Slovak Republic, May 8 – 12, 2006, Proceedings, 15-23.

BELLA, P. (2008). Geographical distribution of ice-filled caves in Slovakia. En: S. Turri (ed.). *3rd International Workshop on Ice Caves*. Perm Region, Russia, May 12-17, Abstracts Volume, 21-22.

BELMONTE, A. Y SANCHO, C. (2010). First data from a Pyrenean ice cave (A294, Cotiella massif, Spain). En: C.Spötl, M.Luetscher y P.Rittig (coord.). *4th International Workshop on Ice Caves*. Obertraun, Austria, Junio 5-11, Abstracts Volume, 7.

BELMONTE, A., SANCHO, C. Y MORENO, A. (2011). Chronology of a Pyrenean subsurface ice deposit (A294 cave, Cotiella massif, Spain). *8th EGU General Assembly, Geophysical Research Abstracts, Vol.13*, Vienna (Austria).

BELMONTE, A., BARTOLOMÉ, M., SANCHO, C., MORENO, A., LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. (2012).Assessing the palaeoclimate potential of the A294 ice cave (Central Pyrenees, Northern Spain). En: S. Turri, A. Strini y F. Tomasi (eds.). *5th International Workshop on Ice Cave*.Barzio, Valssasina, Italy. Sept. 16-23, 2012, Abstracts Volume, 47.

BELMONTE, A., SANCHO, C., MORENO, A., LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. Y BARTOLOMÉ, M. (2014). Present-day environmental dynamics in ice cave A294, Central Pyrenees, Spain. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 37, 131-140.

BERENGUER SEMPERE, F., GÓMEZ-LENDE, M., SERRANO, E. Y DE SANJOSÉ BLASCO, J.J. (2014). Orthothermographies and 3D modeling as potential tools in ice caves studies: the Peña Castil Ice Cave (Picos de Europa, Northern Spain). *International Journal of Speleology*, 43 (1), 35-43.

BERNARD, P. Y VAN THIENEN, M. (1987). *Les Grottes Glacées du Marboré*. Ed. Propia, 133 pp.

BERTRAND, L. Y MENGAUD, L. (1912). Sur la structure des Pyrénées cantabriques entre Santander et Llanes et leurs relations probables avec les Pyrénées. *C.R.Somm.Soc.Geol. France*, 12 (17), 173-174.

BIGOT, J.Y. (1989). Approche karstologique du Systeme du Trave. Picos de Europa, Espagne. *L'Aven, Bull. S.C.Seine*, 49, 96-109.

BIGOT, J.Y. (1991). Un temoin de l'evolution des reseaux du "sistema del Trave,", la galerie des Toboggans. *Première Rencontre d'Octobre, Paris, 25-27 octobre 1991, Actes des Rencontres d'Octobre*, Spéléo-club de Paris éditeur, 1, 11-15

BIGOT, J.Y. (1992). Les remplissages du Sistema del Trave (Picos de Europa, Espagne). *Actes des Journées Pierre Chevalier, 8-12 mai, 1991. Mém. SCP*, 16, 110-117.

BIGOT, J.Y. (2001). Le paléo-drain de la Torca de Idóubeda (Picos de Europa, Espagne). *Actes de la 11º Recontre d' Octobre – Lisle en Rigault*, 2001, 16-20.

BIGOT, J.Y. (2010). Les captures karstiques subverticales et subhorizontales, quelques exemples. *Actes de la 20º Recontre d' Octobre – Labastide-Murat*, 2010, 35-44.

BIGOT, J.Y. (2012). Les systèmes hydrographiques des grands réseaux: le point de veu topographique du curieux. *Spelunca*, 128, 29-34.

BILLEREZ, M. (1712a). Diverses observations de physique générale. *Histoire de L´Academie Royale des Sciences*, París, 20-23.

BILLEREZ, M. (1712b). Description de la Glacière naturelle du Comté de Bourgogne. *Mémoires de l'Académie*, 21-24.

BINI, A. (1994). Rapports entre la karstification périméditerranéenne et la crise de salinité du Messinien: l'exemple du karst lombard (Italie). *Karstologia*, 23(1), 33-53.

BINI, A. Y PELLEGRINI, A. (1998). Depositi di ghiaccio e neve. *Geologia Insubrica*, 3 (2), 89-100.

BINI, A., UGGERI, A. Y QUINIF, Y. (1997). Datazioni U/Th effettuate in grotte delle Alpi (1986-1997). Considerazioni sull'evoluzione del carsismo e del paleoclima. *Geol. Insubr.* 2(1), 31-58.

BINI, A., TOGNINI, P. Y ZUCCOLI, L. (1998). Rapport entre karst et glaciers durant les glaciations dans les valées préalpines du sud des Alpes. *Karstologia*, 32, 7-26.

BINI, A., PELLEGRINI, A. Y ZUCCOLI, L. (2012). Karst morphology in Moncodeno. En: S. Turri, A. Strini y F. Tomasi (eds.). *5th International Workshop on Ice Cave*.Barzio, Valssasina, Italy. Sept. 16-23, 2012, Field Excursions Guide, 34-71.

BOČIĆ, N., KERN, Z., HORVATINČIĆ, N., NAGY, B., FÓRIZS, I., LÁSZLÓ, P. Y KOHÁN B. (2008). Paleoenvironmental records from ice caves of Velebit Mountains – Ice pit in Lomska Duliba and Vukusić snowcave, Croatia: aims and scope of a croatian – Hungarian project. En: S. Turri (ed.). *3rd International Workshop on Ice Caves*. Perm Region, Russia, May 12-17, Abstracts Volume, 60.

BOČIĆ, N., BUZJAK, N. Y KERN, Z. (2014). Some new potential subterranean glaciations research sites from Velebti Mt. (Croatia). En: L. Land, K. Zoltan, V. Maggi y S. Turri (eds.). 6th *International Workshop on Ice Cave*. Idaho Falls, Idaho, USA. Aug. 17-22. 2014, Proceedings, 72-76.

BÖGLI (1980). *Karst hydrology and physical speleology*. Springer, Verlag, 284 pp.

BOISOT, J.P. (1686a). Extrait d'une lettre écrite de Mr. Boisot Abbé de S. Vincent à M. l'Abbé Nicaise, contenant la description et les particularitez d'une caverne fort curieuse, à 4 lieuës de Besançon. *Journal des Sçavans*, 227-228.

BOISOT, J.P. (1686b). Extrait d'une lettre de M. Boisot Abbé de S. Vincent à M. l'Abbé Nicaise, touchant la Glacière de Besançon et la grotte de Quingey, communiquée à l'Auteur du Journal. *Journal des Sçavans*, 287-288.

BONNEY, T.G. (1868). *The alpine regions of Switzerland and neighbouring countries. A pedestrian´s notes on their physical features, scenery and antrual history*. London, 551 pp.

BORSATO, A., MIORANDI, R. Y ONELIO, F. (2004). Age and evolution of two cave ice deposits in the Brenta Dolomites (Italian Alps). En: M. Citterio y S. Turri (eds.). *1st International Workshop on Ice Cave*. Căpuş and Scărişoara, Romania. Feb. 29 - March 3, 2004, Abstracts Volume, 14.

BOSTON, P. (2004). Extraterrestrial caves. En: J. Gunn (Ed.). *Encyclopedia of caves and karst science*. Fitzroy Dearborn, New York-London, 735-741.

BOUE, A. (1840). *La Turquie d'Europe ou observations sur la géographie, la géologie, l'histoire naturelle, la statistique, les moeurs, les coutumes, l'archéologie, l'agriculture, l'industrie, le comerse, les gouvernements divers, le clergé, l' histoire et l'état politieu de cet empire*. Paris, tome premier, 526 pp.

BOUE, A. (1864). Bibliographie der bekanntesten Eishöhlen. *Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften mathematisch-naturwissenschaftliche*, 49, 321-326.

BOURGUET, M.N. (2003). El mundo visto desde lo alto del Teide: Alexander von Humboldt en Tenerife. En: Fundacion Canaria Orotava de Historia de la Ciencia (ed.). *Ciencia y romanticismo. Symposium Internacional, 2002*, 279-302.

BOZ, M. DE (1728). Histoire de l'Académie Royale des Sciences, París.

BROWNE, G.F. (1865). *Ice-Caves of France and Switzerland. A narrative of subterranean exploration*. Green and Co., London, 315 pp.

BUCHROITHNER, M.F. Y GAISECKER, T. (2009). Terrestrial Laser Scanning for the Visualization of a Complex Dome in an Extreme Alpine Cave System. *Photogrammetrie Fernerkundung Geoinformation*, 4, 329-339.

BURKHARDT, R. (1976). *Geologie und lithologie der Permotriassichen schichrabfolgen und deren Palaozoischer Ramengsteine im bereich ostlich der Picos de Europa im Kantabrischen Gebirge, Nord Spanien*. Dokt. Diss. Tech. Univ. München.

BUZJAK, N., PARA, B., DUBOVEČAK, V. Y BOČIĆ, N. (2014). The influence of karst topography to ice cave occurrence – example of Ledena jama in Lomska Duliba (Croatia). En: L. Land, K. Zoltan, V. Maggi y S. Turri (eds.). 6th *International Workshop on Ice Cave*. Idaho Falls, Idaho, USA. Aug. 17-22. 2014, Proceedings, 17-23.

CALAFORRA, J.M., FERNÁNDEZ-CORTES, A., GÁZQUEZ-PARRA, J.A. Y NOVAS, N. (2011) Conservando la cueva de El Soplao para el futuro: control de parámetros ambientales. En: J.J. Durán Valsero (coord.). *El Soplao: una ventana a la ciencia subterránea*. El Soplao S.L. y Consejería de Cultura, Turismo y Deporte del Gobierno de Cantabria, 52 – 57.

CADET, L.C. (1791). Conjectures sur la formation de la glace dans la caverne de la Grace-Dieu. *Annales de Chimie ou recueil de mémoires concernant la chimie et les arts qui en dépendent, et especialement la phamarcie*, 45, 160-165.

CALDERÓN, S. (1877). Observaciones sobre la constitución geológica de la Provincia de Santander. *Act. Real Soc. Espa. Hist. Nat.*, 6, 17.

CALIC, J. (2007). Karst research in Serbia before the time of Jovan Cvijic. *Acta Carsologica*, 36 (2), 315-319.

CAPEL, H. (1997). El comercio de la nieve y el hielo. *Revista bibliográfica de Geografía y Ciencias Sociales*. Universidad de Barcelona, 16, 1-4.

CARBAJAL RODRÍGUEZ, J.A., SAIZ BARREDA, J.R. Y PIÑOL GONZÁLEZ, J.R. (1999). Portudera: Pozu Jocejerreru (Macizo Oriental de los Picos de Europa, Asturias). *Subterránea*, *Revista de Espeleología*, 11, 12-21.

CARBALLO, J (1911). Excursión geológica de los Picos de Europa. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,* 11, 116-126.

CASTAÑÓN, J.C. Y FROCHOSO, M. (1986a). Origen y evolución de unas brechas calcáreas: las gonfolitas del Alto Duje (Picos de Europa.España). *Actas symposium sobre*

fluctuaciones climáticas en las regiones del mediterráneo occidental. U.A.M., Madrid, 61-63.

CASTAÑÓN, J.C. Y FROCHOSO, M. (1986b). Morfología glaciar comparada en las Montañas Cantábricas (Sierra de Peña Sagra y Macizo Oriental de los Picos de Europa). *Ería*, 10, 87-109.

CASTAÑÓN, J.C. Y FROCHOSO, M. (1992). Problemas de identificación de fases glaciares previas al Würm en las montañas cantábricas. En: A. Cearreta y F.M.Ugarte (eds.). *The late Quaternary in the Western Pyrenean Region*. Universidad del País Vasco, Bilbao.

CASTAÑÓN, J.C. Y FROCHOSO, M. (1994). El periglaciarismo de la Cordillera Cantábrica. En: A. Gómez Ortiz, M. Simón Torres y F. Salvador Franch (eds.). *Periglaciarismo de la Península Ibérica, Canarias y Baleares*. Monografías de la SEG, Universidad de Granada, Granada, 7, 75-91.

CASTAÑÓN, J.C. Y FROCHOSO, M. (1998). La alta montaña cantábrica: condiciones térmicas y morfodinámica en los Picos de Europa. En: A. Gómez Ortiz, F. Salvador Franch, L. Schulte y A. García Navarro (eds.). *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*. Publicaciones de la Universidad de Barcelona, Barcelona, 113-132.

CASTERET, N. (1928). Un glaciar subterráneo en los Pirineos. *Peñalara, Revista Ilustrada de Alpinismo*, Año XV, febrero de 1928, 170, 25-35.

CASTERET, N. (1953). *Dans les glaces souterraines les plus élevées du monde*. Paris, Libr. Ac. Perrin, 93 p.

CASTERET, N. (1960). Dans les entrailles du massif calcaire. La grotte glacée Casteret. *Pyrénées*, 44, 240-252.

CASTERET, N. (1962). *Mi vida subterránea*. Brugera Ed., Barcelona, 381 pp.

CANEVESE, E.P., TEDESCHI, R., FORTI, P. Y MORA P. (2008a). The use of laser scanning techniques in extreme contexts: the case of Naica Caves (Chihuahua, Mexico). *Geologia tecnica y ambientale (Journal of technical y environmental geology)*, 2, 19-37.

CANAVESE, E.P., TEDESCHI, R. Y FORTI, P. (2008b). The caves of Naica. Laser scanning in extreme underground environments. *The American Surveyor*, 6 (2), 3-10.

CANEVESE, E.P., TEDESCHI, R., FORTI, P. Y UCCELLI, F. (2009). Laser scanning use in cave contexts: the cases of Castellana and Santa Barbara (Italy) and Naica (Mexico). En: W.B. White (ed.). *Proceedings of the 15th International Congress of Speleology, Kerrville (USA)*, 3, 2061-2067.

CANEVESE, E.P., FORTI, P., NASEDDU, A., OTTELLI, L. Y TEDESCHI, R. (2011). Laser scanning technology for the hypogean survey: the case of Santa Barbara karst system (Sardinia, Italy). *Acta Carsologica*, 40 (1), 65-77.

CERDEÑO, R. (2001). Picos de Europa: un estudio sobre el nivel freático. *EspeleoMadrid*, 2, 22-24.

CERDEÑO, R. Y SÁNCHEZ, J. (2000). Cuevas heladas en Picos de Europa, Cantabria. *Subterránea, revista de espeleología*, 14, 46-52.

CERDEÑO, R. Y SÁNCHEZ, J. (2005). Picos de Europa. Macizo central o de los Urrielles. *Karaitza*, 13, 28-37.

CES-Alfa (1992). *Resumen de las exploraciones en 1992. Camaleño-Macizo Central*. CES-Alfa, A.S.Charentaise. 33 pp.

CES-Alfa (1994). *Resumen de las exploraciones en 1994. Camaleño-Macizo Central*. CES-Alfa, A.S.Charentaise. 47 pp.

CES-Alfa (1995). *Resumen de las exploraciones en 1995. Camaleño-Macizo Central*. CES-Alfa, A.S.Charentaise. 28 pp.

CES-Alfa (1996). *Resumen de las exploraciones en 1996. Camaleño-Macizo Central*. CES-Alfa, A.S.Charentaise. 29 pp.

CES-Alfa (1997). *Resumen de las exploraciones en 1997. Camaleño-Macizo Central*. CES-Alfa, A.S.Charentaise. 52 pp.

CES-Alfa (2007). *Resumen de las exploraciones en 1997. Camaleño-Macizo Central*. CES-Alfa, A.S.Charentaise. 43 pp.

CES-Alfa (2009). *Resumen de las exploraciones en 2009. Camaleño-Macizo Central*. CES-Alfa, A.S.Charentaise. 32 pp.

CES-Alfa (2011). *Resumen de las exploraciones en 2011. Camaleño-Macizo Central*. CES-Alfa, A.S.Charentaise. 50 pp.

CES-Alfa (2013). *Resumen de las exploraciones en 2013. Camaleño-Macizo Central*. CES-Alfa, A.S.Charentaise. 53 pp.

CHARDON, M. (1982). Les glaciations quaternaires et leurs influence sur le relief karstique des Préalpes: Vercors et Charteuse. *Rev. Geo. Alpine*, 70 (3), 207-214.

CHEN, A. Y MORRIS, S. (2011). Experiments on the morphology of icicles. *Phys. Rev. E*, 83 (2).

CIARLETTI, V. CLIFFORD, S., PLETTERMEIER, D., DORIZON, S., STATZ, CH., LUSTREMENTM B., HUMEAU, O., HASSEN-KHODJA, R., GALIC, A. Y CAIS, P. (2013a). Investigation of an alpine ice cave in Austria with EXOMARS WISDOM GPR. *Geophysical Research Abstracts. EGU General Assembly 2013*. Vol. 15; Vienna, Austria.

CIARLETTI, V. CLIFFORD, S., PLETTERMEIER, D., DORIZON, S., STATZ, CH., LUSTREMENTM B., HUMEAU, O., HASSEN-KHODJA, R. Y GALIC, A. (2013b). WISDOM GPR investigations of ice thickness, stratigraphy, structure and basal topography in an alpine ice cvae in Dachstein, Asutria. En: *44th Lunar and Planetary Science Conference*, 2013.

CITTERIO, M. (2002). *Glaciologia e climatologia ipogea in Moncodeno, Grigna Settentrionale, Lecco: caratterizzazione dei depositi di ghiaccio*. Dipartimento di Scienze

della Terra dell'Università degli Studi di Milano, Tesi di Laurea in Scienze Geologiche, Milano, 2002.

CITTERIO, M. (2005). Cave Ice and Ice Caves. En: *Marie Curie Summer School on Knowledge Based Materials- Single phase materials-*, 8-17 august, Hürtgenwald, Germany.

CITTERIO, M. (2005b). Surface morphology of the hypogean ice block of the Lc Lo 1650 ice cave (Grigna Settentrionale, Central Italian Alps). En: F. Gutiérrez, M. Gutiérrez, G. Desir, J. Guerrero, P. Lucha, C. Marín y J.M.García-Ruíz (eds.). *Sixth International Conference on Geomorphology*, IAG, Zaragoza, Spain, 7-11 Spain.

CITTERIO, M., TURRI, S., BINI, A., Y MAGGI, V. (2003). Some observations on the structure and morphology of an ice deposit in the "Abisso sul Margine dell'Alto Bregai" cave (Grigna settentrionales, Italian Alps). A. Eraso y C. Dominguez (eds.). *6th International Symposiun Glacier Caves and Karst in Polar Regions*, 3-8 September, Svalbard, 13-19.

CITTERIO, M., TURRI, S., BINI, A., Y MAGGI, V. (2004). Observed trends in the chemical composition, $\delta^{18}O$ and crystal size vs. depth in the first ice core from the LoLc "Abisso sul Margine dell'Alto Bregai" ice cave (Lecco, Italy). *Theorical and Applied Karstology*, 17, 45-50.

CITTERIO, M., TURRI, S., BINI, A., MAGGI, V. Y PELFINI, M. (2004b). Multidisciplinary approach to the study of the Lo Lc 1650 "Abisso sul Margine dell'Alto Bregai" ice cave (Lecco, Italy). *Theoretical and Applied Karstology*, 17, 27-44.

CITTERIO, M., TURRI, S., BINI, A., MAGGI, V., STENNI, B. Y UDISTI, R. (2005). Chemical and stable isotopes profiles from the snow deposit in the Lo Lc 1607 ice cave (Grigna Settentrionale, Italian Alps). *Proceedings. 14th International Congress of Speleology*, Athens, 21 28 August 2005.

CITTERIO, M., TURRI, S., BINI, A., Y MAGGI, V. (2005b). On ice and snow deposits in caves and their suitability to paleoenvironmental research. En: *EGU General Assembly, Geophysical Research Abstracts-Procds.*Vienna (Austria).

CITTERIO, M., TURRI, S., PERŞOIU, A., BINI, A., Y MAGGI, V. (2005c). Radiocarbon ages from two ice cores in the italian Alps and the romanian Carpathians and their significance. En: *7th GLACKIPR symposium,* 87-92.

CLAUSEN, H., VRANA, K., BO HANSEN, S., BERG LARSEN, L., BAKER, J., SIGGAARD-ANDERSEN, M.L., SJOLTE, J. Y LUNDHOLM, S.C. (2006). Continental ice body in Dobšiná ice cave (Slovakia). Part II. Results of chemical and isotopic study. En: S. Turri y J. Zelinka (eds.). *2nd International Workshop on Ice Cave*. Demänovská Dolina, Slovak Republic, May 8 – 12, 2006, 9.

CLARK, R. (1981). Cold climate features of the Cordillera Cantabrica, northern Spain. *Biuletin Peryglaciar*, 28, 5-13.

COLUCCI, R., FORTE, E. Y GUGLIELMIN, M. (2012). Underground cryosphere in the Monte Canin massif, Alpi Giulie (Itlay). En: S. Turri, A. Strini y F. Tomasi (eds.). *5th International Workshop on Ice Cave*.Barzio, Valssasina, Italy. Sept. 16-23, 2012, Abstracts Volume, 17-18.

COLUCCI, R., FONTANA, D. Y FORTE, E. (2014). Characterization of two permanent ice cave deposits in the southeastern Alps (Italy) by means of ground penetratinf radar (GPR). En: L. Land, K. Zoltan, V. Maggi y S. Turri (eds.). *6th International Workshop on Ice Cave*. Idaho Falls, Idaho, USA. Aug. 17-22. 2014, Proceedings, 33-39.

COLLIGNON, B. (1985). Les Picos de Europa, quelques éléments de géologie et d´hydrogéologie. *Spelunca*, 19, 7-12.

COMTE, P. (1937). La serie cambrienne et silurienne de León (Espagne). *C.R. Academie Sci. París*, 204, 604-606.

COMTE, P. (1959). Recherches sur les terrains anciens de la Cordillera Cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp*. 60, 1-440.

CORADINI, M. Y BIANCHI, R. (1977). Permafrost on Mars. En: *Planetary geology, principal investigators annual meeting. St. Louis, Mo., United States. May 23-26*. Washington DC, National Aeronautics and Space Administration, 189-190.

CORADINI, M. Y FLAMINI, E. (1979). A thermodynamical study of the Martian permafrost. *Journal of Geophysical Research*, B, Solid Earth 84(14), 8115-8130.

CORRÁ, G. Y FERRARI, M. (1973). Osservazioni di Stenone sulla formazione del ghiaccio estivo in due grotte di montagna nelle Prealpi Tridentine e Lombarde. Natura Alpina, 24 (2), 103-126.

COSSIGNY, M. DE (1750a). Extrait d´une lettre écrite de Besançon à M. de Reaumur le 29 Novembre 1743, sur la Grotte qui se trouve à vuelque distance de Besançon, y qu´on en nomme la Glacière. *Memoires de Mathématique et de Physique*. Académie Royale des Sciences, Paris, 195-210.

COSSIGNY, M. DE (1750b). Suite des observations de M. Cossigny, sur la glacière de Besançon, extraites d´une autre leerte écrite à M. de Reaumur le 28 Juin 1745. *Memoires de Mathématique et de Physique*. Académie Royale des Sciences, Paris, 210-211.

COSTARD, F. M. (1990). Thermokarstic depressions at the mouth of Elysium channels (Mars); new evidence for the presence of massive icy beds. Abstracts of papers submitted to the *Twentyfirst lunar and planetary science conference*. Houston, TX, United States: Lunar and Planetary Science Conference: 232-233.

COSTARD, F. M. (1991). Ground-ice detection and potential landing sites for the Mars 94 mission. En: G. Ryder y V. L. Sharpton (eds.). *Twenty-second lunar and planetary science conference*. Houston, TX, United States: Lunar and Planetary Science Conference, 245.

CRANMER, H. (1899). Eishöhlen und Windröhren Studien. *Abhandlungen K.K. Geographischen Gesellschaft*, Wien, I: 19-76.

CUEVAS GONZÁLEZ, J. (2013). *Caracterización microclimática e hidrogeoquímica de la cueva del Canelobre (Busot, Alicante)*. Universidad de Alicante, 252 pp.

CURTIS, A. Y PETERS, N. (2010). Fumarolic ice caves of Erebus Volcano, Antartica. En: S. Turri (ed.). *3rd International Workshop on Ice Caves*. Perm Region, Russia, May 12-17, Abstracts Volume, 10.

CUYVERS, LOWE, BROWN, MAYO Y FERRER (1996). Proyecto Lambrión 95, explores Pozo del Madejuno, Pozo de los Tres Ojos and Pozo Bajo del Sedo, Picos de Europa-Central Massif. *Caves and Caving*, 71, 26-30.

CVIJIC, J. (1924). Types morphologiques de terrains calcaires. *Glasnik Geografskog drustva*, 10, 1–7.

CVIJIC, J. (1893). Das Karstphänomen. Versuch einer morphologischen Monographie. Abhandlungen, Geographische. Hrsg. von A.Penck. Bd 5: H.3. Wien, 113 pp.

CVIJIC, J. (1896). Les Glacières Naturelles de Serbie. *Spelunca*, 2, 64-77.

DEARBORN, H. (1822). Natural ice-house near Williamstown. *The American Journal of Science and Arts*. Vol. IV, 331-332.

DEL RÍO, L.M., TEJADO, J.J., DE SAN JOSÉ, J.J., ATKINSON, A., SERRANO, E., GONZÁLEZ TRUEBA, J.J. Y FERNÁNDEZ, A. (2009). Ice match structure and depth using GPR techniques: a first approach to the Jou Negro ice patch (Picos de Europa, Spain). En: *Proceeding 5th International Workshop on Advanced Ground Penetrating Radar* (IWAGPR 2009), Granada, 122-126.

DELALOYE, R., REYNARD, E., LAMBIEL, C., MARESCOT, L., Y MONNET, R. (2003). Thermal anomaly in a cold scree slope (Creux-du-Van, Switzerland). En: *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zürich, Switzerland, 21–25 July 2003, 175 - 180.

DELEPINE, G. (1943). Les faunes marines du Carbonifere des Asturies (Espagne). *Mem. Acad. Sci. Inst. France*, 66, 1-122.

DELUC, J.A. (1822). Des glacières naturelles, et de la cause qui forme la glace dans ces cavités. *Annales de chimie et de physique*, 29, 113-127

DEWEY (1822). Natural ice house near Williamstown. *The American Journal of Science and Arts*. Vol.V, 398-399.

DÍAZ, H.F., TRIGO, R., HUGHES, M.K., MANN, M.E., XOPLAKI, E. Y BARRIOPEDRO, D. (2011). Spatial and temporal characteristics of climate in medieval times revisited. *American Meteorological Society*, November, 1487-1500.

DICKFOSS, P. (1996). *Stratified ice accumulations as a source of climate proxy data*. Ohio State University, Thesis, 220 pp.

DIÉGUEZ GONZÁLEZ, A. (2004). Los pozos de nieve que Cartagena tuvo en Sierra Espuña. Estudio histórico de su obtención y comercio. *Revista Murciana de Antropología*, 10, 99-112.

DUBOIS, N. (1985). Apercus sur la geologie et la karstologie des Picos de Europa. En : J.P. Liautaud (Coord) (1985). *20 ans de spéléologie aux Picos de Europe, Espagne (1964-1984)*. Spéléo-club Alpin Languedocien, Montpellier, 27-34.

DUBORNET, P. (1985). Sima de la Torre de Altáiz (I19-I25)-Sima del Jou de Lloroza (M2). *Spelunca*, 44-45.

DUNANT, C. (1875). Le Parmelan et ses lapiaz. *Annuaire du Club Alpin Français*, X, 77-102.

DUNOD, M.F. (1737). Description d´une caverne qui se trouve en France-Comté, où se forme naturellement la glace; avec quelques observations sur ce qui peut la causer. En: M.F.Dunod (1737) *Histoire du Second Royaume de Bourgogne du Comté de Bourbougne sous les rois Carlovingiens*. T.II, Dijon, 463-477.

DURÁN VALSERO, J.J. Y MOLINA MUÑOZ, J.A. (1986). Sobre la existencia de formas kársticas del tipo "pozos de acumulación de nieve" en el pico La Maroma, Sierra Tejeda (Granada-Málaga). *Federación Andaluza de Espeleología*, 103-119.

DYSLI, M. Y LUETSCHER, M. (2003). Les glaciers du Jura. Un phénomène peu connu. *Les Alpes*, 7, 38-41.

EDWARDS, N. (2009). *Julagua 2009. Expedition report*. OUCC (Oxford University Cave Club), 56 pp.

ELLIOTT, J. (1963). Cave ocurrences in the Mississippian Madison limestone of the Pryor Mountains, Montana. *Billings Geological Society*, January, 1-13.

ERASO, A. (1961). Sima de Ormazarreta (Aralar). *Revista Institución Príncipe de Viana*, 22 (84-85), 241-258.

ERASO, A. (1991). Diagrama para el calculatiòn de la ablaciòn glaciar y formaciòn de hielo en las cavernas glaciares. *Atti e Mem. Comm. Grotte "E. Boegan"*, 30, 37–52.

ERASO, A. Y PULINA, M. (1994). *Cuevas en hielo y ríos bajo glaciares*. McGraw-Hill, Madrid, 242 pp.

ESTÉVEZ, J.A. (1998). -1.589m, récord de España en la Torca del Cerro del Cuevón. *Subterránea*, *Revista de Espeleología*, 10, 20-29.

ESTÉVEZ, J.A. (2011). Abisu'l Xelu: el interclub espeleo valenciano logra una nueva unión al sistema del Trave. *Subterránea*, *Revista de Espeleología*, 33, 8-19.

FABRE, J.P. Y FABRIOL, R. (1984). Résultats de deux traçages dans l'amphithéâtre d'Ozania (Picos de Europa, Espagne). *Karstologia*, 4, 35-37.

FABRIOL, H. (1975). Explorations dans le massif occidental des Picos Europa (Espagne). *Spelunca*, 2, 25-26.

FAGAN, B. (2000). *The Little Ice Age*. Basic Books, 344 pp.

FANALE, F.P. Y CLARK, R.N. (1983). Solar system ices and Mars permafrost. Permafrost. En: T.L.Pewe y J. Brown. (eds.). *Fourth international conference, proceedings. Fairbanks, AK, United States. July 17-22*, Washington, D.C. National Academy Press, 289-294.

FANALE, F.P., SALVAIL, J.R., ZENT, A.P. Y POSTAWKO, S.E. (1986). Global distribution and migration of subsurface ice on Mars. *Icarus* 67(1), 1-18.

FARIAS, P. (1982). Estructura del sector central de los Picos de Europa. *Trab.Geol*., 12, 63-72.

FARIAS, P. Y MARQUÍNEZ, J. (1991). The imbricate thrust system of the Picos de Europa Unit (Variscan Belt, NW Spain). *Abstracts of the J. Ramsay Meeting on the Geometry of Naturally Deformed Rocks*. Mitt. Geol.Inst. ETH Zürich, Neue Folge, 136.

FARIAS, P. Y HEREDIA, N. (1994). Geometría y cinemática de los dúplex de Pambuches (Unidad de Picos de Europa, Zona Cantábrica, NO de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (1-2), 113-120.

FAVARON, M. Y ALBERICI, A. (2012). Measuring airflow, turbulence and microclimate in glacier caves: a technology and data processing experience. En: S. Turri, A. Strini y F. Tomasi (eds.). *5th International Workshop on Ice Cave*.Barzio, Valssasina, Italy. Sept. 16-23, 2012, Abstracts Volume, 44.

FEDERACIÓN ASTURIANA DE ESPELEOLOGÍA (FASE) (1993). *Resurgencias kársticas de las cabeceras y tramos medios de los ríos Cares y Casaño en los Picos de Europa (Asturias)*. Extracto del Catálogo de Cavidades de Picos de Europa. FASE-ITGE, 21 pp.

FEDERACIÓN CÁNTABRA DE ESPELEOLOGÍA (FCE). (2013) http://www.espeleocantabria.net

FEDERACIÓN ESPAÑOLA DE ESPELEOLOGÍA (FEE) (2011). *Catálogo de cavidades. Simas mundiales*. Actualizado a 14 de junio de 2011.

FERNÁNDEZ, L.P., BAHAMONDE, J.R., BARBA, P., COLMENERO, J.R., HEREDIA, N., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R., SALVADOR, C., SÁNCHEZ DE POSADA, L.C., VILLA, E., MERINO TOMÉ, O. Y MOTIS, K. (2004). La secuencia sinorogénica. Zona Cantábrica. Estratigrafía. En: J.A. Vera (ed.). *Geología de España*. Sociedad Geológica de España, IGME, Madrid.

FERNÁNDEZ GILBERT, E. (1995). Panorama kárstico en España. En: E. Fernández, N. Herrero, J. Lario, I. Ortiz, R. Peiro, y C. Rossi (eds.). *Introducción a la geología kárstica*. Federación Española de Espeleología, Badalona, 202 pp.

FERNÁNDEZ GILBERT, E. (1995). Génesis y evolución de las redes kársticas. En: E. Fernández, N. Herrero, J. Lario, I. Ortiz, R. Peiro, y C. Rossi (eds.). *Introducción a la geología kárstica*. Federación Española de Espeleología, Badalona, 51-79.

FERNÁNDEZ GILBERT, E., ROSSI, C. Y ORTIZ, I. (1992). Espeleogénesis y procedencia de sedimentos kársticos en el Pozo del Llastral (Unidad Frontal, Macizo del Cornión, Picos de Europa). *Actas del V Congreso Español de Espeleología*, Camargo, Santander, 416-425.

FERNÁNDEZ GILBERT, E., PALOMARES, M., ROSSI, C., Y TORTOSA, A. (1994). Análisis de procedencia en arenas kársticas: evidencia de una cobertera permotriásica erosionada en el macizo occidental de Picos de Europa. En: Federación Asturiana de Espeleología (ed.). *Actas del 1 congreso internacional sobre Picos de Europa*. Oviedo, Spain, 1 – 14.

FERNÁNDEZ GILBERT, E., HERRERO, N., LARIO, J., ORTIZ, I., PEIRO, R. Y ROSSI, C. (1995). *Introducción a la geología kárstica*. Federación Española de Espeleología, Badalona, 202 pp.

FERNANDEZ GILBERT, E., CALAFORRA, J.M. Y ROSSI, C. (2000). Speleogenesis in the Picos de Europa Massif, Northern Spain. En: A.B. Limchouk, D.C. Ford, A.N. Palmer, y W. Dreybrodt (eds.). *Speleogenesis. Evolution of karst Aquifers*. Natl. Speleological Society, 352–357.

FERRER, E. (1995). Últimas exploraciones. Último mil, Pozo del Madejuno (-1255 m). *Subterránea, revista de espeleología*, 4, 7-8.

FERRER, E., GIMÉNEZ, R. Y MOLINA, M.T. (1995). Exploraciones en el Llambrión. *Subterránea, revista de espeleología*, 3, 11-23.

FEURDEAN, A., PERŞOIU, A., PAZDUR, A. Y ONAC, B.P. (2011). Evaluating the palaeoecological potential of pollen recovered from ice in caves: a case study from Scărişoara Ice Cave, Romania. *Review of Palaeobotany and Palynolog*y, 165 (1-2), 1-10.

FILIPPONI, M., JEANNIN, P.Y. Y TACHER, L. (2009). Evidence of inception horizon in karst conduit networks. *Geomorphology*, 106 (1-2), 86-99.

FILIPOV, A.G. (2005). The age of the relict firn plug in the Kremeshetskaya cave, Eastern Siberia. En: B.R. Mavlyudov (ed.). *Glacier Caves and Glacial Karst in High Mountains and Polar Regions*, *7th GLACKIPR symposium*. Institute of geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 98-100.

FILIPOV, A.G. Y SHEVELEV, A.S. (2011). Genesis and age of underground ices of Bolshaya Baidinskaya cave at Baikal. En: *Northern Karst Systems on our changing environment, 5-10 september, Pinega region of the Arkhangelsk area, Russia*, 2011, 45.

FLOR, G. Y BAYLÓN MISIONÉ, J.I. (1989). El glaciarismo cuaternario de los puertos de Àliva (Macizo Oriental de los Picos de Europa, Occidente de Cantabria). *Cuaternario y Geomorfología*, 3 (1-2), 27-34,

FORD, D.C. (1971). Alpine karst in the Mt. Castleguard-Columbia Icefield area, Canadian Rocky Mountains. *Nat. Speleol. Soc. Bull*. 33(4), 145.

FORD, D.C. (1977). Genetic classification of solutional cave systems. *Proceedings of the 7th International Congress of Speleology*. Sheffield, International Union of Speleology and British Cave Research Association, Bridgwater, 189-192.

FORD, D.C. (1979). A review of alpine karst in the southern Rocky Mountains of Canada. *Nat. Speleol. Soc. Bull*. 41, 53-65.

FORD, D.C. (2011). Ice in Canadian caves. En: *8th EGU General Assembly, Geophysical Research Abstracts,* Vienna (Austria), *Vol.13*, *1423*.

FORD, D.C. Y EWERS, R.O. (1978). The development of limestone cave systems in the dimensions of length and depth. *International Journal of Speleology*, 10, 213-244.

FORD, D.C. Y WILLIAMS, P. (2007). *Karst hydrogeology and geomorphology*. Wiley, 576 pp (primera y segunda edición).

FÓRIZS, I., KERN, Z. Y SZÁNTÓ, ZS. (2004). Environmental isotope study on perennial ice in Focul Viu ice cave, Bihor Mts., Romania. En: M. Citterio y S. Turri (eds.). *1st International Workshop on Ice Cave*. Căpuş and Scărişoara, Romania. Feb. 29 – March 3, 2004, Abstracts Volume, 18.

FÓRIZS, I., PERŞOIU, A., KERN, Z. Y NAGY, B. (2006). Stable isotope study of different water sources in Bortig ice cave, Apuseni Mts, Romania. En: S. Turri y J. Zelinka (eds.). *2nd International Workshop on Ice Cave*. Demänovská Dolina, Slovak Republic, May 8 - 12, 2006, 9.

FRENCH, H. (2007). *The periglacial environment*. Whiley, 3rd. Ed., 458 pp.

FROCHOSO, M. (1980). El macizo central de los Picos de Europa y sus glaciares. *Ería*, 1, 67-87.

FROCHOSO, M. Y CASTAÑÓN, J.C. (1986). La evolución morfológica del alto valle del Duje durante el Cuaternario. *Ería*, 11, 193-209.

FROCHOSO, M. Y CASTAÑÓN, J.C. (1996). Hugo Obermaier y el glaciarismo pleistoceno. En: A. Moure (ed.). *El hombre fósil, 80 años después*. Santander, Universidad de Cantabria, Fundación Marcelino Botín, 153-173.

FROCHOSO, M. Y CASTAÑÓN, J.C. (1998). El relieve glaciar de la Cordillera Cantábrica. En: A.Gómez Ortiz y A. Pérez Alberti, A. (eds.). *Las Huellas glaciares de las montañas españolas*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Santiago de Compostela. Santiago de Compostela, 65-137.

FURHMANN, K. (2007). Monitoring the disappearance of a perennial ice deposit in Merril Cave. *Journal of Cave and Karst Studies*, 69 (2), 256-265.

GALE, S. (1984). Some measurements of discharge in the los Lagos-Río Cares area. *Proc. Oxford University Cave Club*, 11, 36-38.

GALE, S. Y HOARE, P.G. (1997). The glacial history of the northwest Picos de Europa on northern Spain. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 41 (1), 81-96.

GARAŠIĆ, M. (2014). New research in cave Ledenica in Bukovi Vrh on Velebit Mt in Croatian Dinaric Karst. En: L. Land, K. Zoltan, V. Maggi y S. Turri (eds.). 6th *International Workshop on Ice Cave*. Idaho Falls, Idaho, USA. Aug. 17-22. 2014, Proceedings, 31-32.

GARCÍA-DILS DE LA VEGA, S. (2000). Nuevo récord del mundo de profundidad. La sima Krúbera-Voronya (-1710 m). *Subterránea, revista de espeleología*. 14, 14-25.

GECZY, J. Y KUCHAROVIC, L. (1995). Determination of the ice filling thickness at the selected sites of the Dobsinska ice cave. *Ochrana ladovych jaskyn Zilina*, 17-23.

GELL (Grupo Espeleológico La Lastrilla) (1995). http://www.zapespeleo.com

GLE (Grupos Leoneses de Espeleología) (1995). Oliseda, 18 años de campañas leonesas en Picos de Europa. *Subterránea, Revista de Espeleología*, 4, 12-2

GINÉS, A. (2002). Geoecología de las formas de lapiaz y correlación entre los sistemas kársticos. En: F. Carrasco, J.J.Durán Valsero y B.Andreo (eds.). *Karst and environment*. Fundación Cueva de Nerja, 402-409.

GINKEL, A.C. (1965). Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded*., 34, 1-225.

GIRARDOT, A., Y TROUILLET, L. (1885). La glacière de Chaux-les-Passavant. Notice Historique et Sceintifique. *Mémoires du la Société d'Émulation du Doubs*, Besançon, 5(9), 449-524.

GIROD-CHANTRANS, J. (1796). Sur la Glacière naturelle de Chaux, a 6 lieues de Besançon. *Le Journal des Mines*, 19, 65-72.

GOMEZ-LENDE, M., SERRANO, E. Y BERENGUER, F. (2011). Cuevas heladas en Picos de Europa. Primeros estudios en Verónica, Altáiz y Peña Castil. *Karaitza*, 19, 56-61.

GÓMEZ-LENDE, M. Y SERRANO, E. (2012a). Elementos del patrimonio geomorfológico subterráneo: las cuevas heladas de Picos de Europa (Cordillera Cantábrica). En: A.González et al. (eds.). *Avances de la Geomorfología en España 2010-2012*. Actas de la XII Reunión Nacional de Geomorfología, Santander, 17-20 September 2012: 47-50.

GÓMEZ-LENDE, M. Y SERRANO, E. (2012b). Morfologías, tipos de hielo y regímenes térmicos. Primeros estudios en la cueva helada de Peña Castil (Picos de Europa, Cordillera Cantábrica). En: A.González et al. (eds.). *Avances de la Geomorfología en España 2010-2012*. Actas de la XII Reunión Nacional de Geomorfología, Santander, 17-20 September 2012: 613-616.

GÓMEZ-LENDE, M. Y SERRANO, E. (2012c). First thermal, morphological and ice types studies in the Peña Castil ice cave (Picos de Europa, Cantabrian Mountains, Northern Spain En: S. Turri, A. Strini y F. Tomasi (eds.). *5th International Workshop on Ice Cave*. Barzio, Valssasina, Italy. Sept. 16-23, 2012, Abstracts Volume, 52-53.

GÓMEZ-LENDE, M., BERENGUER, F., SERRANO, E. Y SANJOSÉ BLASCO, J.J. (2013). Los ortotermogramas en los estudios de hielo de las cuevas heladas. El caso de la cueva helada de Peña Castil (Picos de Europa). En: A. Gómez Ortiz et al. (eds.). *IV Congreso Ibérico de la International Permafrost Association. Núria (Vall de Ribes)*, junio de 2013; Actas.

GÓMEZ LENDE, M., BERENGUER, F. Y SERRRANO, E. (2014). Morphology, ice types and termal regime in a high mountain ice cave. First studies applying terrestrial laser scanner in the Peña Castil Ice Cave (Picos de Europa, Northern Spain*). Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 37, 141-150.

GONZÁLEZ SUÁREZ, J.J. Y ALONSO, V. (1994). Glaciers in Picos de Europa, Cordillera Cantábrica, northwest Spain. (Correspondence). *Journal of glaciology*, 40 (134), 198-199.

GONZÁLEZ TRUEBA, J.J. (2006a). *El macizo central de los Picos de Europa: geomorfología y sus implicaciones geoecológicas en la alta montaña cantábrica*. Universidad de Cantabria, Santander, 820 pp.

GONZÁLEZ TRUEBA, J.J. (2006b). Topoclimatical factors and very small glaciers in Atlantic Mountain of SW Europe: Little Ice Age glacier advance in Picos de Europa (NW Spain). *Zeitschrift für Gletsherkunde und Glacialgeologie*, 39, 115-125.

GONZÁLEZ TRUEBA, J.J. (2007a). *El paisaje natural del macizo central de los Picos de Europa. Geomorfología y sus implicaciones geoecológicas en la alta montaña cantábrica.* Centro de Investigación del Medio Ambiente (CIMA), Consejería de Medio Ambiente del Gob. Cantabria, Santander, 332 pp.

GONZÁLEZ TRUEBA, J.J. (2007b). G*eomorfología del macizo central del Parque Nacional Picos de Europa*. Organismo Autónomo de Parques Nacionales-Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 231 pp.

GONZÁLEZ TRUEBA, J.J. (2007c). *La Pequeña Edad del Hielo en los Picos de Europa. Análisis y reconstrucción del avance glaciar histórico (s. XIX)*. Universidad de Cantabria-Fundación Marcelino Botín, Santander, 186 pp.

GONZÁLEZ TRUEBA, J.J. Y SERRANO, E. (2005). Glaciarismo histórico en los Picos de Europa (NO de España). Factores condicionantes y deglaciación. *Boletín Glaciológico Aragonés*, 6, 37-60.

GONZÁLEZ TRUEBA, J.J. Y SERRANO, E. (2010a). *Geomorfología del macizo oriental del Parque Nacional Picos de Europa*. OAPN, Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino, Madrid, 202 pp.

GONZÁLEZ TRUEBA, J.J. Y SERRANO, E. (2010b). La nieve en los Picos de Europa: implicaciones geomorfológicas y ambientales. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36 (2), 61-84.

GONZÁLEZ TRUEBA, J.J. Y SERRANO, E. (2011). El glaciarismo cuaternario en el macizo del Cornión. En: J.J. González Trueba y E. Serrano Cañadas (eds.). *Geomorfología del macizo occidental del Parque Nacional Picos de Europa*. OAPN, Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino, Madrid, 51-78.

GONZÁLEZ TRUEBA, J.J., MARTÍN MORENO, R., SERRANO, E. Y MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (2008). 'Little Ice Age' glaciation and current glacier in the Iberian Peninsula. *The Holocene*, 18 (4), 569-586.

GOUDIE, A.S. (2006). *Encyclopedia of Geomorphology*.Taylor and Francis e-Library, 1156 pp.

GRANJA, J. (2012). *Antonio Ferrer (1900-1976). El hombre de las cavernas*. Bizkaiko Gaia – Temas Vizcaínos, 186 pp.

GRAY, J. Y BROWN, J. (1979). Permafrost presence and distribution in the Chic-Chocs Mountains, Gaspésie, Quebec. *Géographie physique et Quaternaire*, 33 (3-4), 299-316.

GREBE, C., RINGEIS, J. Y PFLITSCH, A. (2008). Study of temperature and airflow in the Schellenberger ice cave (Berchtesgadener limestone alps, Germany). En: S. Turri (ed.). *3rd International Workshop on Ice Caves*. Perm Region, Russia, May 12-17, Abstracts Volume, 19.

GROOTES, P.M., STUIVER, M., WHITE, J.W.C., JOHNSEN, S. Y JOUZEL, J. (1993). Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature* 366, 552 – 554.

GRUBER, S. (2005). *Mountain permafrost: transient spatial modelling, model verification and the use of remote sensing.* PhD Thesis, Geographisches Institut, Universität Zürich.

GRUBER, S. Y HAEBERLI, W. (2009). Mountain permafrost. En R. Margesin (ed.). *Permafrost Soils*. Soil Biology 16, Heidelberg, 33 - 44.

GUTIÉRREZ, J. (2012). Los sótanos de la tierra. Sima-56, ha caído una leyenda. *Revista del Club Alpino Tajahierro*, 10, 56-58.

GUTIÉRREZ, J.M., HERRERA, S., SAN MARTÍN, D., SORDO, C., RODRÍGUEZ, J.J., FROCHOSO, M., ANCELL, R., FERNÁNDEZ, J., COFIÑO, A.S., PONS, M.R. Y RODRÍGUEZ, M.A. (2010). *Escenarios regionales probabilísticos de cambio climático en Cantabria: termopluviometría*. Gobierno de Cantabria-Consejería de Medio Ambiente, 108 pp.

GUTIÉRREZ CLAVEROL, M. Y LUQUE CAVAL, C. (2000). *La minería en los Picos de Europa*. Universidad de Oviedo, Oviedo.

HABLIZL, C.L. (1788). *Description physique de la Contrée de la Tauride, relativement aux trois regnes de la Nature*. (trad.del ruso J. van Cleef) La Haya, 298 pp.

HACQUET, B. (1778-1789). *Oryctographia Carniolica*. Lepizig, 210 pp.

HAEBERLI, W. (1978). Special aspects of high mountain permafrost methodology and zonation in the Alps. En: *3rd International Conference on Permafrost*. July 10-13, Edmonton, Alberta, Canada. Vol.I, 378-384.

HAEBERLI, W., NOETZLI, J., ARENSON, L., DELALOYE, R., GÄRTNER-ROER, I., GRUBER, S., ISAKSEN, K., KNEISEL, C., KRAUTBLATTER, M. Y PHILLIPS, M.

(2010). Mountain permafrost: development and challenges of a young research field. *Journal of Glaciology*, 56, 1043-1058.

HAGER, A. (1861). *Report on the geology of Vermont: descriptive, theoretical, economical and scenographical*. Claremont, 558 pp.

HALLIDAY, W. (1954). Ice caves of the United States. *Bulletin of the National Speleology Society*, 16, 3 - 28.

HARRIS, S.A. (1979). Ice caves and permafrost zones in Southwest Alberta. *Erdkunde*, 33, 61-70.

HARRIS, S.A. (1982). Identification of permafrost zones using selected permafrost landforms. Climate and Permafrost, 49-58.

HARRIS, S.A. (1986). *The permafrost environment*. British Library, 279 pp.

HARRIS, S.A. Y BROWN, R. (1978). Plauteau mountain: a case study of alpine permafrost in the Canadian Rocky Mountains. En: *3rd International Conference on Permafrost*. July 10-13, Edmonton, Alberta, Canada. Vol.I,385-391.

HARRIS, S.A. Y BROWN, R. (1982). Permafrost distribution along the Rocky Mountains in Alberta. En: *Proceedings 4th Can. Permafrost Conference, Calgary, Alberta*, 1981, 59-67.

HARRIS, S.A. Y PEDERSEN, D. (1998). Thermal regimes beneath coarse rocky materials. *Permafrost and Periglacial Process*, 9, 107-120.

HARRIS, CH., ARENSON, L.U., CHRISTIANSEN, H.H., ETZELMÜLLER, B., FRAUENFELDER, R., GRUBER, S., HAEBERLI, W., HAUCK, CH., HÖZLE, M., HUMLUM, O., ISAKEN, K., KÄÄB, A., KERN-LÜTSCHG, M.A., LEHNING, M., MATSUOKA, N., MURTON, J.B., NÖTZLI, J., PHILLIPS, M., ROSS, N., SEPPÄLÄ, M, SPRINGMAN, S.M. Y MÜHLL, D.V. (2009). Permafrost and climate in Europe: monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Sceince Reviews,* 92, 117 - 171.

HAUSMANN, H. Y BEHM, M. (2011). Imaging the structure of cave ice by ground penetrating radar. *The Cryosphere*, 5, 329-340.

HAUSMANN, H., SUPPER, R., ITA, A., RÖMER, A. Y MISTELBAUER, T. (2010). The application of DC resistivity sounding in two Alpine ice caves. En: C.Spötl, M.Luetscher y P.Rittig (coord.). *4th International Workshop on Ice Caves*, Obertraun, Austria, Junio 5-11, Abstracts Volume, 12.

HERCMAN, H., GASIOROWSKI, M., GRADZINSKI, M. Y KICINSKA, D. (2010). The first dating of cave ice from the Tatra Mountains, Poland and its implication to palaeoclimate reconstructions. *Geochronometria*, 36, 31-38.

HEREDIA, N. Y BAHAMONDE, J.R. (2003). Geología. En: García Canseco (ed.). *Parque Nacional de los Picos de Europa*. Canseco editores, 19-51.

HEREDIA, N., ROBADOR, A., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. Y MARQUÍNEZ, J. (1990). Mapa Geológico de Cantabria. En: J. Gómez Ceballos y M.L. Rodríguez González (eds.). *Mapa Geológico-Minero de Cantabria a E. 1:100.000*. ITGE-Diputación Regional de Cantabria.

HEREDIA, N., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R., SUÁREZ, A. Y ÁLVAREZ MARRÓN, J. (1991). *Hoja del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000 nº 80 (Burón)*. 2ª Serie MAGNA, Primera edición. ITGE.

HERRMANN, E., PUCHER, E. Y NICOLUSSI, K. (2010). Surprising dating results of bones and wood from the ice cave Schneeloch auf der Hinteralm, Styria. En: C.Spötl, M.Luetscher y P.Rittig (coord.). *4th International Workshop on Ice Caves*. Obertraun, Austria, Junio 5-11, Abstracts Volume, 11.

HERSCHEL, J. (1842). On Some Phaenomena observed on glaciers, and on the internal temperature of large masses of ice or snow, with some remarks on the natural ice-caves which occur below the limit of perpetual snow. *Geological Society Proceedings, 3*, 699–702.

HERRERO, N. (1995). Nociones de geología estructural. En: E. Fernández, N. Herrero, J. Lario, I. Ortiz, R. Peiro y C.Rossi (eds.). *Introducción a la geología kárstica*. Federación Española de Espeleología, Badalona, 25-32.

HILL, C. Y FORTI, P. (1997). *Cave minerals of the world*. National Speleological Society, Huntsville, 463.

HOELZLE, M., MITTAZ, C., ETZELMÜLLER, B. Y HAEBERLI, W. (2001). Surface energy fluxes and ddistribution models of permafrost in european mountains areas: an overview of current developments. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 53-68.

HOLMLUND, P., ONAC, B.P., HANSON, M., HOLMGREN, K., MÖRTH, M., NYMAN, M. Y PERŞOIU, A. (2005). Assessing the palaeoclimate potential of cave glaciers: the example of the Scarisoara ice cave (Romania). *Geografiska Annaler*, 87 (A), 193-201.

HOLMGREN, D. Y PFLITSCH, A. (2010). Microclimatological survey of the Ice Gulch in the White Mountains, New Hampshire, USA. En: C.Spötl, M.Luetscher y P.Rittig (coord.). *4th International Workshop on Ice Caves*. Obertraun, Austria, Junio 5-11, Abstracts Volume, 13-14.

HOYOS GÓMEZ, M. (1979). El karst en Asturias durante el Pleistoceno superior y Holoceno. PhD thesis. Universidad Complutense de Madrid, Madrid.

HOYOS GÓMEZ, M. Y HERRERO, N. (1989). El karst en la Cornisa Cantábrica. En: J.J. Durán Valsero y J.López Martínez (eds.). *El Karst en España. Monografía nº4 de la Sociedad Española de Geomorfología,* 109 - 120.

HÖFLE, B., FORBRIGER, M., SIART, C. Y NOWACZINSKI, E. (2012). Fusion of terrestrial LiDAR and tomographic mapping data for 3D karst landform investigation. *Geophysical*

Research Abstracts. EGU General Assembly 2012, 22-27 April, 2012 Vienna, Austria, 6324.

HUBBARD, B. Y GLASSER, N. (2005). *Field techniques in glaciology and glacial geomorphology*. John Wiley y Sons Ltd, England, 400 pp.

HUMBOLDT, A. VON Y BONPLAND, A. (1816). *Le voyage aux régions equinoxiales du Nouveau Continent*, T.I, París, 440 pp.

ISCHIA, M. Y BORSATO, A. (2004). Ice deposits in the Brenta Dolomites caves (Italian Alps). En: M. Citterio y S. Turri (eds.). *1st International Workshop on Ice Cave*. Căpuş and Scărişoara, Romania. Feb. 29 – March 3, 2004, Abstracts Volume, 41.

JACKSON, CH. (1839). *Report on the geology of the State of Maine*. Augusta, 276 pp.

JEWELL, CF. (2009). *Culiembro 2009. Full expedition report.* Inédito, 17 pp.

JIMÉNEZ-SÁNCHEZ, M. Y FARIAS P. (2002). New radiometric and geomorphologic evidence of Last Glacial maximum older than 18 ka in SW European Mountains: the example of Redes Natural Park, Cantabrian Mountains, NW Spain. *Geodinamica Acta* 15, 93-101.

JIMÉNEZ-SÁNCHEZ, M., DURÁN, J.J., LÓPEZ MARTÍNEZ, J., MARTOS, E. Y ARRESE, B. (2004). Estudios geomorfológicos en cavidades kársticas de España. En: B. Andreo y J.J. Durán Valsero (eds.). *Investigaciones en sistemas kársticos españoles*. IGME. Serie: Hiddrogeología y Aguas Subterráneas, 12, 333-349.

JULIVERT, M. (1957). Morfología cárstica. *Speleon*, 7, 57-80.

JULIVERT, M. Y NAVARRO, D. (1984). *Mapa geológico de España. Memoria. Hoja nº55 (Beleño)*. IGME, 47 pp.

KADEBSKAYA, O.I. (2006). Creation of the system of monitoring of Kungur ice cave. En: S. Turri y J. Zelinka (eds.). *2nd International Workshop on Ice Cave*. Demänovská Dolina, Slovak Republic, May 8 – 12, 2006, 10.

KADEBSKAYA, O.I. (2008). Ice caves of Perm Region. En: S. Turri (ed.). *3rd International Workshop on Ice Caves*. Perm Region, Russia, May 12-17, Abstracts Volume, 43-44.

KADEBSKAYA, O.I. Y TCHAIKOVSKYI, I.I. (2009). The formation of new minerals in the microclimatic conditions of Kungur ice cave. En: F. Gabrovšek y A. Mihevc (eds.). *17th International Karstological School "Classical Karst"- Cave Climate*. Postojna, Slovenia, Junio, 2009, 66.

KERN, Z. (2010). *Climate and environmental changes reconstructed from tree rings and cave ice*. Earth Sciences-Physical Geography (Eötvös University - Hungary), 117 pp.

KERN, Z., FÓRIZS, I., KÁZMÉR, M., NAGY, B., SZÁNTO, ZS. Y GAL, A. (2004). Late Holocene environmental changes at Ghetarul de la Focul Viu (Bihor Mts., Romania). Studies by various methods. En: M. Citterio y S. Turri (eds.). *1st International Workshop on Ice Cave*. Căpuş and Scărişoara, Romania. Feb. 29 – March 3, 2004, Abstracts Volume, 20.

KERN, Z., FÓRIZS, I., NAGY, B., KÁZMÉR, M., GÁL, A., SZÁNTO, ZS., PALSCU, L. Y MOLNÁR, M. (2004b). Late Holocene environmental changes recorded at Ghetarul de la Focul Viu, Bihor Mountais, Romania. *Theoretical and Applied Karstology*, 17, 61-60.

KERN, Z., NAGY, B., SURÁNYI, G., FÓRIZS, I. Y BALOGH, D. (2006). Investigation of natural perennial ice deposits of Durmitor Mts, Montenegro. En: S. Turri y J. Zelinka (eds.). *2nd International Workshop on Ice Cave*. Demänovská Dolina, Slovak Republic, May 8 – 12, 2006, Proceedings, 70-73.

KERN, Z., FÓRIZS, I., HORVATINČIĆ, N., SZÉLES, É., BOČIĆ, N. NAGY, B. Y LÁSZLÓ, P. (2008). Palaeoenvironmental record from ice caves of Velebit mountains – Ledena Pit and Vukušić Ice Cave, Croatia. En: O. Kadebskaya, B.R. Mavlyudov y M. Pyatunin (eds.). *3rd International Workshop on Ice Caves. Abstracts*. Kungur, Rusia, 108-113.

KERN, Z., FÓRIZS, I., PERŞOIU, A. Y NAGY, B. (2010). Stable isotope study of water sources and of an ice core from the Borțig Ice Cave, Apuseni Mountains, Romania. *Data Glaciol. Stud.*, 107, 175 - 182.

KERN, Z., FÓRIZS, I., HORVATINČIĆ, N., SZÉLES, É., BOČIĆ, N. NAGY, B. Y LÁSZLÓ, P. (2010b). Glaciochemical investigations on the subterranean ice deposit of Vukušić Ice Cave, Velebit Mountain, Croatia. En: *4th International Workshop on Ice Caves* (C.Spötl, M.Luetscher y P.Rittig (coord.). Junio 5-11, Obertraun, Austria, Abstracts Volume, 16.

KERN, Z., FÓRIZS, I., PAVUZA, R., MOLNÁR, M. Y NAGY, B. (2011a). Isotope hydrological studies of the perennial ice deposit of Saarhalle, Mammuthöhle, Dachstein Mts, Austria. *The Cryosphere*, 5, 291-298.

KERN, Z., SZÉLES, E., HORVATINCIC, N., FÓRIZS, I., BOCIC, N. Y NAGY, B. (2011b). Glaciochemical investigations of the ice deposit of Vukušic Ice Cave, Velebit Mountain, Croatia. *The Cryosphere*, 5, 485-494.

KERN, Z., SZÉLES, É. Y BOȚIŠ N. (2012). Lead concentrations and stable lead isotopes from a Croatian cave ice profile. En: S. Turri, A. Strini y F. Tomasi (eds.). *5th International Workshop on Ice Cave*.Barzio, Valssasina, Italy. Sept. 16 - 23, 2012, Abstracts Volume, 39.

KERN, Z. Y PERŞOIU, A. (2013). Cave ice-the inminent loss of untapped mid-latitude cryospheric palaeoenvironmental archives. *Quaternary Science Reviews*, 67, 1-7.

KERN, Z. Y THOMAS, S. (2014). Ice level changes from seasonal to decadal time-scale at Lava Beds National Monument, NE California, USA. En: J. Alean et al. (eds.). *10th Swiss Geoscience Meeting, 11. Cryospheric Sciences*, Bern, 16-17th November, 2012, Abstract Volume, 295.

KHUDENKIH, K. Y NAUMKIN, D. (2008). Ice forms in Bolshaya Mechkinskaya cave. En: O. Kadebskaya, B.R. Mavlyudov y M. Pyatunin (eds.). *3rd International Workshop on Ice Caves. Abstracts*. Kungur, Rusia, 25.

KIMBALL, H. (1901). Ice caves and frozen wells as meteorological phenomena. *Monthly Weather Review*. August, 366-371.

KLIMCHOUK, A. (1995). Karst morphogenesis in the epikarstic zone. *Cave and Karst Science*, 21 (2), 45-50.

KLIMCHOUK, A. (2000). The formation of epikarst and its role in vadose speleogenesis. *Speleogeneis: evolution of karst aquifers*, 91-99.

KLIMCHOUK, A. (2004). Towards defining, delimiting and classifying epikarst: its origin, processes and variants of geomorphic evolution. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 2 (1), October, 1-13.

KLIMCHOUK, A. (2004b). Caves. En: J. Gunn (ed.). *Encyclopedia of caves and karst science*. Fitzroy Dearborn, New York-London, 417-420.

KLIMCHOUK, A., SAURO, U. Y LAZZAROTTO, M. (1996). "Hidden" shafts at the base of epikarstic zone: a case study from the Sette Communi plateau, Venetian Pre-Alps, Italy. *Cave and Karst Science*, 23 (3), 101-107.

KORZYSTKA, M., PIASECKI, J., SAWIŃSKI, T. Y ZELINKA, J. (2011). Climatic system of the Dobšinská Ice Cave. En: *Proceeding of 6th Congress of the International Show Caves Association*, At Demänovská Valley, Slovakia, 85-97.

KOSUTNIK, J. (2011). Temperature monitoring in Slovene Ice Caves, Can less tell more? En: *8th EGU General Assembly, Geophysical Research Abstracts, Vol.13*, Vienna (Austria).

KOVARIK, A. (1898). Decorah ice cave and tis explanation. *Scientific American Supplement*, n.º26, 1195, 19158-19159.

KOVARIK, A. (1899). Ice cave observations. *Decorah Public Opinion*, sept., 20.

KRANJC, A. (2002). Anthron society (Postojna 1889-1911), the beginning of organised speleology in Slovenia. *Acta Carsologica*, 31(2),11, 223-232.

KRANJC, A. (2004). Alpine and ice caves in Slovenia. In older literature (17th to 19th Century). *Acta Carsologica*, 33(1),4, 61-71.

KRANJC, A. (2006). Baltazar Hacquet (1739/40-1815). The pioneer of karst geomorphologist. *Acta Carsologica*, 35/2, 163-168.

KRANJC, A. (2011). Ice cave use. Historical overview, an example of Slovenia. En: *Northern karst systems in our changing environment*. International Conference dedicated to the 300th Anniversary of the birth of M.V. Lomonosov. Pinega-Golubino, Russia, 5-10 september, 2011, 9-12.

KRAUS, F. (1894). *Höhlenkunde*.Verlag Carl Geroldös Sohn, Wien, 308 pp.

KUNAVER, J. (2009). The ice cave G2 in the Kanin Mts. (Slovenia), an indicator for the global warming. En: F. Gabrovšek y A. Mihevc (eds.). *17th International Karstological School "Classical Karst"*, Postojna, Slovenia, 2009, 71.

LACELLE, D. (2007). Environmental setting, (mircro) morpohologies and stable C-O isotope composition of cold climate carbonate precipitates-a review and evaluation of their potential as paleoclimatic proxies. *Quaternary Sciences Review*, 26 (11-12), 1170-1189.

LACELLE, D., LAURIOL, B. Y CLARK, I.D. (2009). Fomration of sesonal ice bodies and associated cryogenic carbonates in cavern de L'Ours, Québec: kinetic isotope effects and pseudo-biogenetic crystal estructures. *Journal of caves and karst studies*, 71 (1), 48-62.

LAURIOL, B., CARRIER, L. Y THIBAUDEAU, P. (1988). Topoclimatic zones and ice dynamics in the caves of the northern Yukon, Canada. *Artic*, 41 (3), 215-220.

LAURIOL, B. Y CLARK, I.D. (1993). An approach to determine the origin and age of massive ice blockages in two artic caves. *Permafrost and Periglacial Processes*, 4 (1), 77-85.

LAURIOL, B., PRÉVOST, C. Y LACELLE, D. (2006). The distribution of diatom flora in ice caves of the Yukon Territory, Canada: relationship to air circulation and freezing. *International Journal of Speleology*, 35 (2), 83-92.

LAURITZEN, S. (1984). Evidence of subglacial karstification in Gomdal, Svartisen. *Norsk Geol. Tidds*., 38, 3(4), 169-170.

LAURITZEN, S. (1986a). Kvitola at Fauske, northern Norway: an example of ice-contact speleogenesis. *Norsk Geol. Tidds*, 66, 153-161.

LAURITZEN, S. (1986b). CO2 - content of glacial environments and the likehood for subglacial karstification. *Comun. 9° Congr. Intern. Espeleol.*, Barcelona 1986, 1, 127-130.

LAURITZEN, S., BAASTAD, L., BJØRLIEN, J. Y HOLMLUND, P. (2010). Svarthammarhola, a dynamic ice cave in northern Norway. En: C.Spötl, M.Luetscher y P.Rittig (coord.). *4th International Workshop on Ice Caves*. Obertraun, Austria, Junio 5-11, Abstracts Volume, 18.

LAURSEN, L. (2011). Caves of ice: the next frontier in paleoclimatology? *Earth*, January, 44-53.

LAVERTY, M. Y SENIOR, K. J. (1981). Geology of the Ario Region and cave development in Pozu del Xitu. *Proceedings of the Oxford University Cave Club*, 10, 41-50.

LAZAPARAN, J.J. (2004). *Técnicas de procesado de datos de georradar y su aplicación al estudio del régimen termodinámico de los glaciares fríos y politérmicos*. Universidad Politécnica de Madrid, Madrid. Tesis doctoral, 511 pp.

LEE, C.A. (1824). Sketch of the geology and mineralogy of Salisbury. *The American Journal of Science and Arts*. Vol. VIII (2), 252-254.

LEPECHIN, I. (1774). *Tagebuch der Reise durch verschiedenen Provinzen des Russischen Reiches in den Jahren 1768, 1769*. (Trad. M.Christian Heinrich Hase). Altenburg, 471 pp.

LIAUTAUD, J.P. (1985). *20 ans de spéléologie aux Picos de Europe, Espagne (1964-1984)*. Spéléo-club Alpin Languedocien, Montpellier, 160 pp.

LISMONDE, B. (1981). Circulation d'air dans les réseaux souterrains à deux ouvertures. *Colloque de Seyssins sur le karst, Fédération française de spéléologie,* 37-53.

LISMONDE, B. (2002a). *Climatologie du monde souterrain: Vents des ténèbres*. T.1. Edition du Comité Départemental de Spéléologie de l'Isère. 168 pp.

LISMONDE, B. (2002b). *Climatologie du monde souterrain: Áerologie des systèmes karstiques*. T.2. Edition du Comité Départemental de Spéléologie de l'Isère. 362 pp.

LLIBOURTRY, L. (1983). Modifications to the theory of intraglacial waterways for the case of subglacial ones. *Journal of Glaciololgy*, 29, 216 – 226.

LLOYD, D. K. (1990). Water tracing in the Vega Huerta Caves, Picos de Europa, Spain. *Cave Science*, 17 (3), 103-106.

LOHMANN, H. (1895). *Das Höhleneis unter besonderer Berücksichtigung einiger Eishöhlen des Erzgebirges*. Dresden, 68 pp.

LOIS GOLLUT, M. (1592). *Les mémoires historiques de la République séquanoise et des princes de la Franche-Comté de Bourgougne*. 1108 pp.

LÓPEZ MORENO, J.I. Y VICENTE SERRANO, S.M. (2007). Atmospheric circulation influence on the interannual variability of snow pack in the Spanish Pyrennes during the second half of the 20th century. *Nordic Hydrology*, 38 (1), 33-44.

LÓPEZ MORENO, J.I., VICENTE SERRANO, S.M., MORÁN TEJEDA, E., LORENZO LACRUZ, J., KENAWY, A. Y BENISTON, M. (2011). Effects of the North Atlantic Oscillation (NAO) on combined temperature and precipitation winter modes in the Mediterranean mountains: observed relationships and projections for the 21st century. *Global and Planetary Change*, 77, 62-76.

LÓPEZ MARTÍNEZ, J. Y FREIXES, A. (1989). El karst en los Pirineos españoles. En: J.J. Durán y J. López Martínez (eds.). *El karst en España.* Monografías de la SEG, 4, 131-144.

LOOMIS, E. (1860). Natural ice houses and frozen wells. *The Edinburg New Philosophical Journal*. Vol., XII, 283.

LOWE, D.J. (1992). *The origin of limestone caverns: an inception horizon hypothesis*. Ph. D dissertation, Manchester Polytechnic Universtiy, Uk, 512 pp.

LOWE, N.M. (1879). Paradoxical phenomena in ice caves. *Science Observer*, II, 57-58.

LUCCHITTA, B.K. (1983). Permafrost on Mars; polygonally fractured ground. Permafrost. En: T.L. Pewe y J.Brown (eds.). *4th international conference, proceedings. Fairbanks, AK, United States. July 17-22*, Washington, D.C. National Academy Press, 744-749.

LUETSCHER, M. (2005). *Processes in ice caves and their significance for paleoenvironmental reconstructions.* Swiss Institute for Speleology and Karst Studies (SISKA), La Chaux-de-Fonds, 154 pp.

LUETSCHER, M. (2013). Glacial processes in caves. En: J. Shroder y A. Frumkin (eds.). *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA, vol. 6, Karst Geomorphology, 258-266.

LUETSCHER, M. Y JEANNIN, P.Y. (2001). Les glacières du Jura: synthèse des connaissances et directions de recherche. *Actes du 11è Congrès National de Spéléologie, Genève*, 119 – 124.

LUETSCHER, M. Y JEANNIN, P.Y. (2004a). The role of winter air circulations for the presence of subrface ice accumulations: an example from Monlési ice cave (Switzerland). *Theoretical and Applied Karstology*, 17, 19-25.

LUETSCHER, M. Y JEANNIN, P.Y. (2004b). A process-based classification of alpine caves. *Theoretical and Applied Karstology*, 61-66.

LUETSCHER, M. Y JEANNIN, P.Y. (2004c). Temperature distribution in karst systems: the role of air and water fluxes. *Terra Nova*, 16, 344-350.

LUETSCHER, M. Y BOURRET, F. (2010). Climatic control on cave ice mass balance, Monlesi ice cave, Switzerland. En: C.Spötl, M.Luetscher y P.Rittig (coord.). *4th International Workshop on Ice Caves*. Obertraun, Austria, Junio 5-11, Abstracts Volume, 19.

LUETSCHER, M., JEANNIN, P.Y. Y HAEBERLI, W. (2003). Energy fluxes in an ice cave of sporadic permafrost in the Swiss Jura mountains – concept and first observational results. En: M. Phillips, S. Springman y L. Arenson (eds.). *8th International Conference on Permafrost, Proceedings*, Lisse, Zürich, 691-696

LUETSCHER, M., JEANNIN, P.Y. Y HAEBERLLI, W. (2005). Ice caves as an indicator of winter climate evolution: a case study from the Jura Mountains. *The Holocene*, 15 (7), 982-993.

LUETSCHER, M., BOILUS, D., SCHWIKOWSKI, M., SCHOTTERER, U. Y SMART, P.L. (2007). Comparison of techniques for dating of subsurface ice from Monlesi ice cave, Switzerland. *Journal of Galciology*, 53 (182), 374-384.

LUETSCHER, M., LISMONDE, B. Y JEANNIN, P.Y. (2008). Heat interchanges in heterothermic zone of a karst system: Monlesi cave, Swiss Jura Mountains. *Journal of Geophysical Research*, 113, F02025, doi:10.1029/2007JF000892.

LUETSCHER, M., BORREGUERO, M., MOSELEY, G.E., SPÖTL, C. Y EDWARDS, R.L. (2013). Alpine permafrost thawing during the Medieval Warm Period identified from cryogenic carbonates. *The Cryosphere,* 7, 1073-1081.

LUSARRETA, J. (2007). Torca Castil. Espagne. *Plongeesout*. *Interntaional Cave Diving Magazine*, 3, 42-47.

MAAS, K. (1974). The geology of Liebana, Cantabrian Mountains, Spain. Deposition and deformation in a flysch area. *Leidse Geol. Meded*, 49, 379-465.

MACOMBER, D.O. (1839). Frozen wells. *The American Journal of Science and Arts*. Vol. XXXVI, 184-185.

MAGGI, V., TURRI, S., BINI, A., STENNI, B. Y UDISTI, R. (2010). Glaciological and climatic studies of Moncodeno ice cave (Italy). En: C.Spötl, M.Luetscher y P.Rittig (coord.). *4th International Workshop on Ice Caves*. Obertraun, Austria, Junio 5-11, Abstracts Volume, 20.

MAGGI, V., TURRI, S., BINI, A., STENNI, B. Y UDISTI, R. (2011a). Cave-ice interaction in Moncodeno ice cave (Italy). En: *8th EGU General Assembly, Geophysical Research Abstracts, Vol.13*, Vienna (Austria).

MAGGI, V., TURRI, S., PERSOIU, A., BINI, A., ONAC, B., UDISTI, R. Y STENNI, B. (2011b). Two millenia of ice accumlation in Focul Viu ice cave, Romania. En: *8th EGU General Assembly, Geophysical Research Abstracts, Vol.13*, *10142,* Vienna (Austria).

MAGGI, V., TURRI, S., BINI, A., PERŞOIU, A., ONAC, B., STENNI, B. Y UDISTI, R. (2012). Two millenia of natural to antropogenic effects in Transilvana from Focul Viu ice core. En: S. Turri, A. Strini y F. Tomasi (eds.). *5th International Workshop on Ice Cave*. Barzio, Valssasina, Italy. Sept. 16-23, 2012, Abstracts Volume, 38.

MAIRE, R. (1977a). Glaces souterraines d'altitude dans les massifs du Haut-Giffre, de l'Oberland et dans quelques régions de comparaison. Act.Table Ronde Intern. Karstol., Nice-Verona-Trento, 1975. *Studi Trent. Sc. Nat., Acta Geol*. 54, 113 – 122.

MAIRE, R. (1977b). Les karst haut-alpins de Platé, du Haut-Griffe et de Suisse Occidentale. *Revue de Geogrphie Alpine*, 65 (4), 403-425.

MAIRE, R. (1977c). Les megapuits dans les karsts d'altitude. *Spealp* 2, 44 - 45.

MAIRE, R. (1978a). Les karsts haut-alpins de Platé, du Haut-Giffre et de la Suisse occidentale. *Rev. Geogr. Alpine*, 66, 403 – 425.

MAIRE, R. (1978b). Les karsts sous-glaciaires et leurs relations avec le karst profond. *Rev. Geogr. Alpine*, 66 (2), 139 - 148.

MAIRE, R. (1980). Elements de karstologie physique. *Spelunca*, 3, 56 pp.

MAIRE, R. (1990). *La haute montagne calcaire*. Karstologia-Mémoires, nº3. Association Française de Karstologie et Fédération Française de Spéléologie. 731 pp.

MAIS, K. Y PAVUZA, R. (2000). Hinweise zu Höhlenklima und Höhleis in der Dachstein Mammuthöhle (Ober österreich). *Die Höhle*, 51,121–125.

MANGIN, A. (1973). Sur la dynamique des transferts en aquifer karstique. *Proceedings of the 6th International Congres of Speleology*. Olomouc, v.4., 157-162.

MANGIN, A. (1975). *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques*. Thèse. Université de Dijon, 124 pp.

MANN, M.E. (2002). Medieval Climatic Optimum. En: M. C. MacCracken y J. S. Perry (eds.). *Encyclopedia of Global Environmental Change*. John Wiley y Sons, Chichester, 514-516.

MANN, M.E., ZHANG, Z., RUTHERFORD, S., BRADLEY, R.S., HUGHES, M.K., SHINDELL, D., AMMANN, C., FALUVEGI, G. Y NI, F. (2009). Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, 326, 1256-1260.

MARCOS, A. (1967). Estudio geológico del reborde NW de los Picos de Europa (Región de Onís-Cabrales, Cordillera Cantábrica). *Trab. Geol*., 15, 37-44.

MARINO, A. (1992). Nota preliminare sul fenomeno glaciologico della Grotta del Gelo (Monte Etna). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 15, 127-132.

MARQUÍNEZ, J. (1978). Estudio geológico del sector SE de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trab. Geol*., 10, 295-315.

MARQUÍNEZ, J. (1989). Mapa Geológico de la Región del Cuera y los Picos de Europa. *Trabajos de Geología*., 18, 137-144.

MARQUÍNEZ, J., MÉNDEZ, C.A., MENÉNDEZ ÁLVAREZ, J.C., SÁNCHEZ DE POSADA, C. Y VILLA, C. (1982). Datos bioestratigráficos de la sucesión carbonífera (Turnesiense-Kasimoviense) de las Llacerías, Picos de Europa, Norte de España. *Trab. Geol*., 12, 187-193.

MARQUÍNEZ, J. Y ADRADOS, L. (2000). La geología y el relieve de los Picos de Europa. *Naturalia Cantabricae*, 1, 3-19.

MARQUÍNEZ, J. Y MARQUÍNEZ, J. (1992). Tectónica y relieve en la Cornisa Cantábrica. En: A. Cearreta y F.M. Ugarte (eds.). *The late Quaternary inthewestern Pyrenean region*. Universidad del País Vasco, Bilbao, 43-60.

MARTEL, E.A. (1896). The descent of Gaping Ghyll (Yorkshire). A store of mountaineering reserved. *Alpine Journal*, 18 (132), 120-125.

MARTÍN CHIVELET, J., MUÑOZ GARCÍA, M.B., EDWARDS, R.L., TURRERO, M.J. Y ORTEGA, A.I. (2011). Land surface temperatura changes in Northern Iberia since 4000 yr BP based in $\delta^{13}C$ of speleothems. *Global and Planetary Change*, 77 (1-2), 1-12.

MARTÍN MORENO, R. (2006). *Estudio comparativo de formas y procesos glaciares y periglaciares desde la Pequeña Edad del Hielo: altas latitudes noruegas (Spitbergen y Jotunheimen) y Altas Altitudes Españolas (Pirineos, Sistema Central y Teide)*. Universidad Autónoma de Madrid, 705 pp (inédita)

MARTÍN MORENO, R. (2010). La Pequeña Edad del Hielo en el Alto Teide (Tenerife, islas Canarias). Menciones históricas y morfogénesis periglaciar. *Ería*, 83, 331-342.

MARTÍNEZ ÁLVAREZ, J.A. (1965). Rasgos geológicos de la zona oriental de Asturias. IDEA, Oviedo, 132 pp.

MARTÍNEZ CORTIZAS, A., PONTEVEDRA POMBAL, X., GARCÍA RODEJA, E., NÓVOA MUÑOZ, J.C. Y SHOTYK, W. (1999). Mercury in a spanish peat bog: archive of climate change and atmospheric metal deposition. *Science*, 284, 939-942.

MARTÍNEZ DE PISÓN, E. Y QUIRANTES, F. (1981). *El Teide. Estudio geográfico*. Universidad de la Laguna, Tenerife, 187 pp.

MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, L.C. Y SERRANO CAÑADAS, E. (2008). La naturaleza de la Montaña Cantábrica y su diversidad. En: P. Ruiz Flaño, E. Serrano, M.A. Poblete y J. Ruiz Fernández (eds.). *De Castilla al Mar. La naturaleza del paisaje en la Montaña Cantábrica*. Asociación de Geógrafos Españoles (AGE), Univ. de Valladolid-Univ. de Oviedo, 11-36.

MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1971). The age of the Caliza de Montaña in the Eastern Cantabrian Mountains. *Trab.Geol.*,, 3, 267-276.

MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1978). El Cámbrico de los Picos de Europa. *Trab.Geol.*, 10, 341-349.

MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1981). El paleozoico de la zona Cantábrica oriental (NW España). *Trab.Geol.*, 2, 95-127.

MARTÍNEZ GARCÍA, E. Y RODRÍGUEZ, L.R. (1984). *Mapa geológico de España. Memoria. Hoja nº56 (Carreña-Cabrales)*. IGME, 45 pp.

MARTÍNEZ GARCÍA, E. Y VILLA, E. (1998). El desarrollo estratigráfico en las unidades alóctonas del área de Gamonedo-Cabrales (Picos de Europa, Asturias, NW España). Geogaceta, 24, 219-222.

MAUCCI, W. (1952) L'ipotesi dell' erosione inversa come contributo allo studio della speleogenesi. *Bollettino della Società Adriatica di Scienze Naturali in Trieste*, 46, 1-60.

MAY, B., SPÖTL, C., WAGENBACH, D. Y DUBLYANSKY,Y. (2010). First results from an ice core drilled to bedrock in the Eisenriesenwelt cave, Austria En: C.Spötl, M.Luetscher y P.Rittig (coord.). *4th International Workshop on Ice Caves*. Obertraun, Austria, Junio 5-11, Abstracts Volume, 22.

MAY, B., SPÖTL, C., WAGENBACH, D., DUBLYANSKY, Y. Y LIEBL, J. (2011). First investigations of an ice core from Eisriesenwelt cave (Austria). *The Cryosphere*, 5, 81-93.

MAVLYUDOV, B. R. (1989). Snow and ice formation in caves and their regime. *Proceedings 10th International Congress Speleology*. Budapest, 1, 295-297.

MAVLYUDOV, B. R. (1997). Caves climate systems. *Proceedings of the International Congress of Speleology*, 12, 1, 191-194.

MAVLYUDOV, B. R. (2009). Ice in caves and its connection with cave climate. En: F. Gabrovšek y A. Mihevc (eds.). *17th International Karstological School "Classical Karst"-Cave Climate*. Postojna, Slovenia, Junio, 2009, 75.

MAVLYUDOV, B. R. (2008). *Oledenie pescher* (Caves glaciation: in Russian) Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia. Thesis.

MAVLYUDOV, B.R.Y KADEBSKAYA, O.I. (2004). About degradation of glaciation in Kungur cave and possible ways of its restoration. En: M.Cittero y S.Turri (eds.). *1st*

International Workshop on Ice Cave. Căpuş and Scărişoara, Romania. Feb 29th – March 3rd, 2004, Volume of Abstracts, 23.

MAY, B., SPÖTL, C., WAGENBACH, D., DUBLYANSKY,Y. Y LIEBL, J. (2011). First investigations of an ice core from Eisriesenwelt cave (Austria). *The Cryosphere*, 5, 81-93.

MAZARRASA, J.M. (1930). Estudio de criaderos de minerales de la provincia de Santander. *Bol. Ofic.de Minas, Metalurgia y Combustibles*, 159, 631-651.

MCKENZIE, G. (1969). Use of the term "glacier cave". *Journal of Glaciology*, 8 (54), 495.

MENICHETTI, M., SALVATORI, F. Y PODERINI, L. (2012). Ice caves in central Italy. En: S. Turri, A. Strini y F. Tomasi (eds.). *5th International Workshop on Ice Cave*.Barzio, Valssasina, Italy. Sept. 16-23, 2012, Abstracts Volume, 15-16.

MELGOSA, S. (2011). *Guía de la termografía infrarroja. Aplicaciones en ahorro y eficiencia energética*. Fundación de la energía de la comunidad de Madrid- Ministerio de Industria, Turismo y Comercio. Gobierno de España, 188 pp.

MERRIAM, P. (1950). Ice caves. *Bulletin of the National Speleology Society*, 12, 32-37.

MEYER, C., PFLITSCH, A., HOLMGREN, D. Y MAGGI, V. (2014). Schellenberger ice cave (Germany): a conceptual model of temperature and airflow. En: L. Land, K. Zoltan, V. Maggi y S. Turri (eds.). 6th *International Workshop on Ice Cave*. Idaho Falls, Idaho, USA. Aug. 17-22. 2014, Proceedings, 82-87.

MIHEVC, A. (2008). Distribution and characteristics of ice caves in Slovenia. En: S. Turri (ed.). *3rd International Workshop on Ice Caves*. Perm Region, Russia, May 12-17, Abstracts Volume, 33.

MIHEVC, A. (2009). Periglacial conditions and cryoturbation of sediments at cave entrances, case study from low lying cave Skednena jama, Slovenia. En: *7th International Conference on Geomorphology, Melburne, Australia* (ANZIAG). 6-11 jul, 2009

MIHEVC, A. (2014). Ice-connected processes in the morphology of the cave-an example from Snezna jama, Slovenian Alps. En: L. Land, K. Zoltan, V. Maggi y S. Turri (eds.). 6th *International Workshop on Ice Cave*. Idaho Falls, Idaho, USA. Aug. 17-22. 2014, Proceedings, 24.

MILIUS J. Y PETERS C., (2012). Eisriesenwelt. From laser scanning to photorealistic 3D model of the biggest ice cave on Earth. En: T. Jekel, A. Car, J. Strobl y G. Griesebner (eds.). *GI Forum 2012: Geovisualisation, Society and Learning. Berlin/Offenbach*, 513-523

MIOTKE, F.D. (1968). *Karstmorphologische studien in der glacial-über-formten Höhenstufe der Picos de Europa, Nordspanien*. Seltbstverlang der Geographischen Gessellschakt, Hanover, 161 pp

MIRANDA, S. (2004). *Los pozos de nieve de Tenerife: estudio histórico y geográfico de la explotación de la nieve en la isla de Tenerife, siglos XVIII y XIX*. Universidad de las Palmas de Gran Canaria, 183 pp.

MORARD, S. (2011). *Effets de la circulation d'air par effet de chiminée dans l'evolution du regime thermique des éboulis froids de basse et moyenne altitude*. Université de Fribourg, 220 pp.

MORARD, S., BOCHUD, M. Y DELALOYE, R. (2010a). Rapid chagnes of ice mass configuration in the dynamic Diablotins ice cave - Fribourg Prealps, Switzerland. *The Cryosphere*, 4, 489-500.

MORARD, S., DELALOYE, R. Y LAMBIEL, C. (2010b). Pluriannual thermal behaviour of low elevetaion cold talus slope in western Switzerland. *Geographica Helvetica*, 65, 124-134.

MORARD, S., BOCHUD, M. Y DELALOYE, R. (2012). Ice mass and forzen ground in permeable ventilated systems: comparision between a dynamic ice cave and overcooled talus slope in western Switzerland. En: S. Turri, A. Strini y F. Tomasi (eds.). *5th International Workshop on Ice Cave*.Barzio, Valssasina, Italy. Sept. 16-23, 2012, Abstracts Volume, 31.

MORARD, S., BOCHUD, M. Y DELALOYE, R. (2012b). Evolution de la masse de glace et formation de poches d'eau dans la glacière dynamique des Diablotins (Préalps fribourgeoises). *Arkten des 13. Nationales Kongresses für Höhlenforschung, 2012,- Actes du 13ºCongrès National de Spéléologie*, 2012, 149-154.

MORENO, A., VALERO GARCES, B.L., JIMENEZ SANCHEZ, M., DOMINGUEZ CUESTA, M.J., MATA, M.P., NAVAS, A., GONZALEZ SAMPERIZ, P., STOLL, H., FARIAS, P., MORELLON, M., CORELLA, J.P. Y RICO, M. (2010). The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (cantabrian Mountains, Northern Spain). *Journal of Quaternary Science*, 25, 1076-1091.

MUÑOZ JIMÉNEZ, J. (1982). Geografía Física, El relieve, el clima y las aguas. En: F.Quiros Linares (dir.). *Geografía de Asturias.* Ayalga. Salinas.

MURCHISON, R. (1842). A paper on the salt steppe south of Orenburg, and on a remarkable freezing cavern. *Geological Society Proceedings*, 3, 695–696.

MURCHISON, R.I., VERNEUIL, E. Y KEISERLING, C.A. (1845). *The geology of Russia in Europe and the Urals Mountains*. London, vol.I, 700 pp.

NOVAK, K. (1992). Rectification of digital imagery. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 62, 339-344

NOVOTNÝ, L. Y TULIS, J. (1995). Ice filling in the Dobsina ice cave. *Kras a jaskyne (Liptovsky Nikulas)*, 16-17.

OBERMAIER, H. (1914). Estudio de los glaciares de los Picos de Europa. *Museo Nacional de Ciencias Naturales, Serie Geología*, Madrid, 9, 41 pp.

OBERMAIER, H. (1921). Die eiszeitliche Vergletscherung Spaniens. *Petermans Mitteilungen,* 158-162.

OBERMAIER, H. (1932). Beitragë zur Kenntnis der quartär. Vereisung der Iber. *Halbinsel. Zeitschrift für Gletscherkunde* 20, 422-425.

OBLEITNER, F. Y SPÖTL, C. (2011). The mass and energy balance of ice within the Eisriesenwelt cave, Austria. *The Cryosphere*, 5, 245-257.

OGANDO, E. (1998). *Memoria espeleológica Castil-Tortorios 1998*. Inédita.

OGANDO, E. (2007). Picos de Europa. Exploraciones verticales. *Boletín Cántabro de Espeleología*. Federación Cántabra de Espeleología, 16, 43-51.

OHATA, T., FURUKAWA, T. Y OSADA. K. (1994a). Glacioclimatological study of perennial ice in the Fuji Ice cave, Japan. Part.2. Seasonal variation and mechanism of maintenance. *Arctic and Alpine Research*, 26, 227 – 237.

OHATA, T., FURUKAWA, T. Y OSADA. K. (1994b). Glacioclimatological study of perennial ice in the Fuji Ice cave, Japan. Part.2. Interannual variation and relation to climate. *Arctic and Alpine Research*, 26, 238 – 244.

OLIVA, M. (2008). *Reconstrucció paleoambiental holocena de Sierra Nevada a partir de registres sedimentaris*. Tesis doctoral. Departament de Geografía Física i Anàlisi Geogràfica Regional, Universitat de Barcelona, 343 pp.

ONAC, B., PERŞOIU, P., RACOVIŢĂ, G., TĂMAŞ, T. Y VIEHMANN, I. (2007). *Scărişoara, Ţinutul Scărişoari -The Realm of Scărişoar*a. Editura Studia, Cluj-Napoca, 87 pp.

PAILLETE, A. (1844). Mineral de cobre mercurífero de Porcillegas, cerca de Poo. Concejo de Cabrales. *Bol. Ofic. Minas y Metalurgía*, 16, 1-189.

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

PALMER, A. N. (2003). Speleogenesis in carbonate rocks. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 1 (1), January, 1-11.

PALMER, A.N. (2007). Variation in rates of karst processes. *Acta Carsologica*, 36 (1), 15-24.

PALLAS, P.S. (1788). *Voyages de M.P.S. Pallas en différentes provinces de l'Empire de Russie et dans l'Asie septentrionale*.Paris, 763 pp.

PANIAGUA, J., DEL RÍO, M. Y RUFO, M. (2004). Test site for the analysis to subsoil GPR signal propagation. En: E. Slob, A.Yarovoy y J. Rhebergen (eds.). *Proceedings Tenth International Conference on Ground Penetrating Radar*. June 21-24, Delf, Netherlands, 751-754.

PEIRO, R. (1995). Procesos de karstificación. En: E. Fernández, N. Herrero, J. Lario, I. Ortiz, R. Peiro y C. Rossi (eds.). *Introducción a la geología kárstica*. Federación Española de Espeleología, Badalona, 202 pp.

PELLITERO, R. (2012). *Geomorfología, paleoambiente cuaternario y geodiversidad en el macizo de Fuentes Carrionas. Montaña Palentina*. Tesis doctoral, Universidad de Valladolid, 1040 pp (inédita).

PERROUX, A. (2001). Etude du fonctionnement d´une cavité englacée durant un cycle climatique. Site de la glacière d´Autrans (Vercors). *Karstologia*, 37, 41-46.

PERSOIU, A. (2004). Ice speleothems in Scărişoara ice cave: dynamics and controllers. *Theoretical and Applied Karstology*, 17, 71-76.

PERŞOIU, A. (2005). Evidence of basal melting of the ice block from Scărişoara ice cave. En: B.R. Mavlyudov (ed.). *Glacier Caves and Glacial Karst in High Mountains and Polar Regions*, *7th GLACKIPR symposium*. Institute of geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 109-112.

PERŞOIU, A. (2011). *Palaeoclimatic significance of perennial ice accumulations in caves: an example from Scărişoara Ice Cave, Romania*. *Graduate School Theses and Dissertations. University of South of Florida, 116 pp.*

PERŞOIU, A. Y PAZDUR, A. (2011). Ice genesis and its long-term balance and dynamics in Scărişoara Ice Cave, Romania. *The Cryosphere*, 5, 45-53.

PERŞOIU, A. Y ONAC, B. (2012). Ice in caves. En: W.B. White y D.C. Culver (eds.). *Encyclopedia of Caves*, 399-404.

PERŞOIU, A. Y BOJAR, A.V. (2012). $\delta^{13}C$ in ice cave: a new proxy for palaeoprecipitation reconstructions. En: S. Turri, A. Strini y F. Tomasi (eds.). *5th International Workshop on Ice Cave*.Barzio, Valssasina, Italy. Sept. 16-23, 2012, Abstracts Volume, 36.

PERŞOIU, A., ONAC, B.P., KERN, Z. Y FORIZS, I. (2006). Ice in caves. A valuable tool for Holocene palaeoclimatic reconstructions. En: *Open Science Meeting: Natural Climate Variability and Global Warming, Holivar2006*, London, UCL,12-15 June.

PERŞOIU, A., BOJAR, A.V. Y ONAC, B.P. (2007). Stable isotopes in ice cave: what do they tell us? *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia*, 2007, 52 (1), 59-62.

PERŞOIU, A., PERŞOIU, I, Y ONAC, B. (2009). The interplay of external and internal factors in determining the climate ice caves. En: F. Gabrovšek y A. Mihevc (eds.). *17th International Karstological School "Classical Karst"- Cave Climate*. Postojna, Slovenia, Junio, 2009

PERŞOIU, A., ONAC, B.Y FEURDEAN, A. (2010a). Multi-proxy climatic and environmental record for the last 1000 years in the western Carpathians, Romania. En: *8th EGU General Assembly, Geophysical Research Abstracts, Vol.13*, Vienna (Austria).

PERŞOIU, A., ONAC, B. Y FEURDEAN, A. (2010b). Multi-proxy climatic and environmental record for the last 1000 years in the western Carpathians, Romania En: C.Spötl, M.Luetscher y P.Rittig (coord.). *4th International Workshop on Ice Caves*. Obertraun, Austria, Junio 5-11, Abstracts Volume, 29.

PERŞOIU, A., ONAC, B.P., WYNN, J.G., BOJAR, A.V. Y HOLMGREN, K. (2011). Stable isotope behavior during cave ice formation by water freezing in Scărişoara Ice Cave, Romania. *Journal of Geophysical Research*, 116, 1-8.

PIASECKI, J., SAWIŃSKI, T. Y ZELINKA, J. (2005). Spatial differentiation of the air temperature in the entrance collapse of Dobšinská Ice Cave as contribution to the recognition of the problem of air exchange between cave and the surface. Slovenský kras, 43, 81–96.

PIASECKI, J., SAWIŃSKI, T., STRUG, K. Y ZELINKA, J. (2006). Selected characteristics of the microclimate of the Demänovská ice cave (Slovakia). En: S. Turri y J. Zelinka (eds.). *2nd International Workshop on Ice Cave*. Demänovská Dolina, Slovak Republic, May 8 – 12, 2006, Proceedings, 50-61.

PICTET, A. (1821). Sur la contrée basaltique des Depártemens de Rhin et Monselle, et de la Sarre. *Memoires de la Societe d'Histoire Naturelle de Geneve*. Vol. I, 137-167.

PICTET, A. (1823). Mémoire sur les Glacières Naturelles du Jura et des Alpes. *Bibliothèque Universelle des Sciences, Belles-Lettres et Arts*. Geneve, 20, 261-284.

PICTET, A. (1823). On the Ice-caves or Natural Ice-houses found in some of the caverns of the Jura and the Alps. En: R.Walsh (ed.). *The museum of foreign literature and science,* vol.II.Philadelphia, (From The Edinburgh Philosophical Journal), 399-410.

PISSART, A., VAN VLIET-LANOË, B., EK, C. Y JUVIGNE, E. (1988). Des traces de glace de segregation dans la Grotte de Remouchamps (Belgique): consequences en ce qui concerne la sedimentación et la paleoclimatologie. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 111, 125-133.

PFLITSCH, A., Y PIASECKI, J. (2003). Detection of an airflow system in Niedzwiedzia (Bear) cave, Kletno, Poland. *Journal of Cave and Karst Studies*, 65 (3), 160-173.

PFLITSCH, A. Y HOLMGREN, D. (2014). Climate study in an abandoned auto tunnel in Alaska, USA. En: L. Land, K. Zoltan, V. Maggi y S. Turri (eds.). 6*th International Workshop on Ice Cave*. Idaho Falls, Idaho, USA. Aug. 17-22. 2014, Proceedings, 77-81.

PFLITSCH, A., PIASECKI, J., SAWINSKI, T., STRUG, K. Y ZELINKA, J. (2006). Development and degradation of ice crystal sediment in Dobšinská Ice Cave (Slovakia). En: S. Turri y J. Zelinka (eds.). *2nd International Workshop on Ice Cave*. Demänovská Dolina, Slovak Republic, May 8 – 12, 2006, Proceedings, 38-49.

PFLITSCH, A., GREBE, CH., HOLMGREN, D. Y STEINRÜCKE, M. (2011). Ice cave on Mars. A good place for live and to life? En: *1st International Planetary Caves Workshop: Implications for Astrobiology, Climate, Detection, and Exploration*, October 25-28, 2011, Carlsbad, New Mexico, 33.

PFLISTCH, A., SCHÖRGHOFER, N. Y SMITH, S. (2012a). Exploration of ice caves on Mauna Loa, Hawaii. En: S. Turri, A. Strini y F. Tomasi (eds.). *5th International Workshop on Ice Cave*.Barzio, Valssasina, Italy. Sept. 16-23, 2012, Abstracts Volume, 18-19.

PFLISTCH, A., GREBE, C. Y GRUDZIELANEK M. (2012b). About the use of thermal cameras in cave micrometeorological studies. En: S. Turri, A. Strini y F. Tomasi (eds.). *5th*

International Workshop on Ice Cave.Barzio, Valssasina, Italy. Sept. 16-23, 2012, Abstracts Volume, 20.

PFLISTCH, A., GREBE, C. Y GRUDZIELANEK M. (2012c). About the use of thermal cameras in cave micrometeorological studies. En : Akten des 13. Nationalen Kongresses für Höhlenforschung, 2012 - Actes du 13e Congrès national de Spéléologie, 2012, 141-144.

PLANHOL, X., DE. (1995). *L´eau de neige. Le tiède et le frais. Histoire et géographie des boissons fraîches*. Fayard, Paris, 474 pp.

PLEISCHL, A. (1841). Ueber das Eis im Sommer zwischen den Basalttrümmern bei Kameik in Böhmen. *Annalen der Physik und Chemie*, LIV, 292-299.

PODSUHIN, G. Y STEPANOV, Y. (2008). Measuring of the thickness of perennial ice in Kungur Ice Cave by georadar. En: O. Kadebskaya, B.R. Mavlyudov y M. Pyatunin (eds.). *3rd International Workshop on Ice Caves. Proceedings*. Kungur, Rusia, 52-55.

POISSENOT, B. (1586). *Nouvelles histoires tragiques*. Paris, Bichon.

POP, E. Y CIOBANU, I. (1950). Analize de polen in Ghiaţa de la Scărişoara. *Analele Acad. Rom., Seria Geol., Geogr*., III, 2, 23–52.

PRADO, C. DE (1858). Altura de los Picos de Europa, situados en el confín de las provincias de León, Oviedo y Santander, sobre el nivel del mar. *Revista Minera*, 9, 287-299.

PRADO, C. DE (1860). Valdeón, Caín y La Canal de Trea: Ascensión a los Picos de Europa en la Cordillera Cantábrica. *Revista Minera*. 11,62-72 / 92-101.

PRADO, C. DE Y VERNEUIL, E. (1850). Sur les terrains de Sabero et des environs dans les montagnes de León (Espagne). *Bull.Soc.Geol. France*, 2, VII, 137-155.

PREVOST, P. (1792). *Recherches physico-mécaniques sur la chaleu.* Geneve, 232 pp.

PUCH, C. (1998). *Grandes cuevas y simas de España*.Espeleo Club de Gracia-Federación Española de Espeleología, Barcelona, 794 pp.

PUCH, C. (2002). Grandes cavidades de España con más de 1000 m de desnivel. *Subterránea*, 17, 7-65.

PULINA, M. (1999). *Kras. Formy i procesy*. Wydawnictwo Uniwerstetu Slaskiego, Katowice, 375 pp.

PULINOWA, M. Y PULINA, M. (1973). Phénomènes cryogènes dans les grottes et gouffres des Tatras. *Biuletyn Peryglacjalny*, 21, 201 - 235.

RACOVITA, G., (1972). Sur la corrélation entre l'évolution du climat et la dynamique des dépôts de glace de la grotte de Scarisoara. *Trav. Inst. Spéol. «E. Racoviţă»*, 11: 373-392.

RACOVITA, G., (1975). La classification topoclimatique des cavités souterraines. *Trav. Inst. Spéol. Emil Racovitza*. XIV, 197-216.

RACOVITA, G. (1984). Sur la structure méroclimatique des cavités souterraines. *Theoretical and Applied Karstology*, 1, 123-130.

RACOVIȚĂ, G. (1992). Insemnari speologice din Muntii Apuseni. *Nymphaea, Folia natura Bihariae*, 22, 111-150.

RACOVIȚĂ, G. (1994). Bilan climatique de la grotte glaciere de *Scărişoara*, dresse sur dix annees d'observations. *Travaux de l'Institut de Spéologie "Emile Racovitza",*33, 107-158.

RACOVITA, G. (2000). Ice cave in temperate regions. En : H. Wilkens, D.C. Culvier y W. Humphreys (eds.). *Subterranean ecosystems*. Elsevier, Amsterdam, 561-568.

RACOVITA, G. Y ONAC, B. (2000). *Scărişoara Glacier Cave*. Ed. Carpatica, Cluj-Napoca, 133 pp.

RACOVIȚĂ, G., SERBAN, M. Y VIEHMANN, I. (1987). Tendances de long terme dans la dynamique des formations de glace de la grotte de Scărişoara (Monts Bihor). *Theoretical and Applied Karstology*, 3, 143–163.

RACHLEWICZ, G. Y SZCZUCINSKI, W. (2004). Seasonal, annual and decadal ice mass balance changes in the ice cave Jaskinia Lodowa w Ciemniaku, the Tatra Mountains, Poland. *Theoretical and Applied Karstology*, 17, 11-18.

RAZUMOVSKY, G.K. (1783). *Voyage minéralogique et physique de Bruxelle a Lausanne par un partie du pays de Luxemburg, de la Lorraine de la Champagne et de la Franche-Comté*. Lausanne, 118 pp.

REIMER, P.J., BAILLIE, M.G.L., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J.W., RAMSEY, C.B., BUCK, C.E., BURR, G.S. RL EDWARDS, FRIEDRICH, M., BLACKWELL, P.M., GROOTES, T.P., GUILDERSON, J., HAJDAS, I., HEATON, T.J., HOGG, A.G., HUGHEN, K.A., KAISER, K.F., KROMER, B., MCCORMAC, F.G., MANNING, S.W., REIMER, R.W., RICHARDS, D.A., SOUTHON, J.R., TALAMO, S., TURNEY, C.S.M., VAN DER PLICHT, J. Y WEYHENMEYER, C.E. (2009). IntCal04 terrestrial radio-carbon age calibration, 0 to 26 cal. kyr BP. *Radiocarbon*, 51, 1111-1150.

RICHTER, D.K. Y RIECHELMANN, D.F. (2008). Late Pleistocene cryogenic calcite spherolites from the Malachitdom Cave (NE Rhenish Slate Mountains, Germany): origin, unusual internal structure and stable C-O isotope composition. *International Journal of Speleology*, 37 (2), 119-129.

RICHTER, D.K., MEISSNER, P., IMMENHAUSER, A., SCHULTE, U. Y DORSTEN, I. (2010). Cryogenic and non-cryogenic pool calcites indicating permafrost and non-permafrost periods: a case study from the Hersbtlabyrinth-Advent Cave system (Germany). *The Cryosphere*, 4, 501-509.

RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. Y HEREDIA, N. (1988). La estratigrafía del Carbonífero y la estructura de la unidad Pisuerga-Carrión. NO de España. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 207-229.

RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R., HEREDIA, N., NAVARRO, D., MARTÍNEZ, E. Y MARQUÍNEZ, J. (1994). *Hoja del Mapa Geológico de España E. 1/50.000 nº 81 (Potes)*. 2ª Serie MAGNA, ITGE.

RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R., BARBA, P. Y HEREDIA, N. (1994). *Mapa geológico de España. Memoria. Hoja nº81 (Potes)*. IGME, 13-70 pp.

ROJŠEK, D. (2006). Underground glaciers and climate change. Velika ledena jama in Paradana and Conservation of Nature. En: *Climate Change: The Karst Record (4th ed.). May, 2006, Romania.*

ROJŠEK, D. (2012). Cave ice in Velika Leden Jama V Paradani, Slovenija. En: S. Turri, A. Strini y F. Tomasi (eds.). *5th International Workshop on Ice Cave*.Barzio, Valssasina, Italy. Sept. 16-23, 2012, Abstracts Volume, 19.

RONCAT, A., DUBLYANSKY, Y., SPÖTL, C. Y DORNINGER, P. (2011a). Full 3D surveying of caves: a case study of Marchënhohle (Austria). En: R. Marschallinger y F. Zobl (eds.). *IAMG Conference Salzburg 2011. Mathematical Geosciences at the Crossroads of Theory and Practice. Salzburg, Austria,* 11.

RONCAT, A., DUBLYANSKY, Y., SPÖTL, C, DORNINGER, P. Y PFEIFER, N. (2011b). A full-3D laser-scan mapping of a hypogene cave: a morphogenetic study of Märchenhöhle, Austria. *Geophysical Research Abstracts. EGU 2011, Vienna*, 13, 14039.

ROSALES, M. (1994). Historia de la espeleología en Canarias. En: P.Oromí (ed.). *7th International Symposium on vulcanoespeleology*. Santa Cruz de la Palma, 101-108.

ROSSBACHER, L.A. Y JUDSON, S. (1981). Ground ice on Mars; inventory, distribution, and resulting landforms. *Icarus* 45(1), 39-59.

ROSSI, C. (2004). Picos de Europa, Spain. En: J. Gunn (ed.). *Encyclopedia of caves and karst science*. Fitzroy Dearborn, New York-London, 1245-1252.

ROTHLISBERGER, H. (1972). Water pressure in intra and subglacial channels. *Journal of Glaciology*, 11, 177-203.

RUIZ FERNÁNDEZ, J. Y SERRANO, E. (2011). El modelado kárstico en el macizo del Cornión. En: J.J. González Trueba y E. Serrano Cañadas (eds.). *Geomorfología del macizo occidental del Parque Nacional Picos de Europa*. OAPN, Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino, Madrid, 109-142.

RUIZ FERNÁNDEZ, J. Y POBLETE, M.A. (2012). Las simas del macizo occidental de los Picos de Europa: disposición estructural, depósitos asociados y características del drenaje. *Investigaciones Geográficas*, 57, 205-223.

RUIZ FERNÁNDEZ, J., VIEIRA, G., POBLETE, M.A. Y GARCÍA, C. (2013). Ground and air-rock temperatures in the Forcadona buried ice patch (Western Massif of the Picos de Europa, Spain) from 2006 to 2011. En: A. Gómez Ortiz et al. (eds.). *IV Congreso Ibérico de*

la International Permafrost Association. Núria (Vall de Ribes), junio de 2013; Volumen de Resúmenes, 45.

SAAS, O. (2006). Determination of the internal structure of alpine talus deposits using different geophysical methods (Lechtaler Alps, Austria). *Geomorphology*, 80, 45-58.

SABROUX, J., RICHON, P., Y FAIVRE-PIERRET, R. (1999). Radon monitoring in a geothermal ice cave of Mt. Erebus, Antarctica. En: N. Barone, R. Bonaccorso y G. Licitra (eds.). *IXth International Symposium of Vulcanospeleology, Catania (Italy), September 11-19*. Proceedings, 223-227.

SALVAYRE, H. (1982). Aperçu sur les glaces souterraines du massif du mont Perdú-Marboré. *Pyrénées*, 129, 19-38.

SÁNCHEZ, J. (2007). Picos de Europa. Macizo central o de los Urrielles (sector cántabro de Camaleño). *Karaitza*, 15, 52-55.

SÁNCHEZ, J. Y CERDEÑO, R. (1999). Resumen de las exploraciones de la Torca de la Nieve. Estudio del nivel freático. *Subterránea*, 11, 36-41.

SÁNCHEZ, J., JORDÁ, L, SERRANO, E., GÓMEZ-LENDE, M. Y HIVERT, B. (2011). *Memoria de las exploraciones subterráneas. Macizo central de Picos de Europa, Camaleño-Cantabria*. CES Alfa-AS Charentaise. Madrid, 50 pp.

SÁNCHEZ, J. (2009). Campaña Picos de Europa 2009. *Karaitza*, 17, 44-49.

SÁNCHEZ POSADA, L. Y TRUYOLS, J. (1983). El carbonífero de la región de los Picos de Europa. *X Congreso Internacional de Estratigrafía Geológica del Carbonífero,* 106-115.

SANCHO, C., BELMONTE, A., LÓPEZ-MARTÍNEZ, J., MORENO, A., BARTOLOMÉ, M., CALLE, M. Y SANTOLARIA, P. (2012). Potencial paleoclimático de la cueva helada A294 (Macizo de Cotiella, Pirineos, Huesca). *Geogaceta*, 52, 101-104.

SANNA, L., LAURITZEN S. Y STANTON, R.W. (2010). Ichnusa Glacier: new evidence of perennial ice deposit in Steinugleflåget doline (Plura Valley - North Norway En: C.Spötl, M.Luetscher y P.Rittig (coord.). *4th International Workshop on Ice Caves*. Obertraun, Austria, Junio 5-11, Abstracts Volume, 32-33.

SANTOS ALONSO, R. Y MARQUÍNEZ GARCÍA, J. (2005). Las formas de lapiaz en el sector norte del macizo del Cornión, Picos de Europa. *Revista Cuaternario y Geomorfología*, 19 (1-2), 35-47.

SANTOS DELGADO, G., MARTÍNEZ RUBIO, J., SILVA BARROSO, P.G., SÁNCHEZ MORAL, S., CAÑAVERAS JIMÉNEZ, J.C. Y DE LA RASILLA VIVES, M. (2012). Contribución al conocimiento de la cueva de El Sidrón (Piloña, Asturias) con técnicas de láser escáner 3D. En: A. González et al. (eds.). *Avances de la Geomorfología en España 2010-2012. Actas de la XII Reunión Nacional de Geomorfología, Santander, 17-20 September 2012*, 255-258.

SATTLER, B., LARCH, P., RAMBACHER, J. Y SPÖTL, C. (2013). Das Eis der Hundsalm Eis und Tropfsteinhöhle als Lebensraum für mikrobielle Gemeinschaften. *Die Höhle*, 64, 1-4, 14-24.

SCALA, C. (1957). Notain margine alla teoría den'erosione inversa. Studia Spelaeologica. *Giugno* 1957, 11·26.

SCHERZ, G. (1969). Steno. Geological papers (A. J. Pollock transl). *Acta Historica Scientiatum Naturalium et Medicinalium*. Odense University Press, 20, 370 pp.

SCHLATTER, F. (2004). The St. Livres ice cave: attempt to relative dating of firn accumulation with dendrochronological methods. En: M. Citterio y S. Turri (eds.). *1st International Workshop on Ice Cave*. Căpuş and Scărişoara, Romania. Feb. 29 – March 3, 2004, Abstracts Volume, 26.

SCHMILD, A. (1857). *Die Höhlen des Östcher*. Wien, 230 pp.

SCHMILD, A. (1863). *Das Bihar-Gebirge an der Grenze von Ungarn und Siebenbürgen*. Wien, 590 pp.

SCHLATTER, F., STOFFEL, M., MONBARON, M. Y LUETSCHER, M. (2003). A new approach to dating firn accumulation in an ice cave in the Swiss Jura Mountains. En: W. Haeberli y D. Brandová (eds.). *Permafrost. Extended abstracts reporting current research and new information.* 8th Interantional Conference on Permafrost Zurich, Switzerland, July 20-25, 2003, 143-144.

SCHÖNER, W., WEYSS, G., MURSCH RADLGRUBER, E. Y OBLEITNER, F. (2010a). Linkage of cave-ice formation to weather patterns inside and outside the cave Eisriesenwelt (Tennengebirge, Austria). En: C.Spötl, M.Luetscher y P.Rittig (coord.). *4th International Workshop on Ice Caves*. Obertraun, Austria, Junio 5-11, Abstracts Volume, 34.

SCHÖNER, W., WEYSS, G., MURSCH RADLGRUBER, E. Y OBLEITNER, F. (2010b). Linkage of cave-ice formation to weather patterns inside and outside the cave Eisriesenwelt (Tennengebirge, Austria). *The Cryosphere*, 5, 603-616.

SCHULZ, G. (1858). *Descripción geológica de la provincia de Oviedo*. Imp. José González, Madrid.

SCHWALBE, B. (1882). Über Eishöhlen und abnorme Eisbildungen. *Centralorgan für die Interessen des Realschulwesens*, X, Jahr.-Oktob., 585-605.

SEFTON, M. (1984). Cave explorations around Tresviso, Picos de Europa, Northern Spain. *Cave Science,* 11 (4), 199-237.

SENDRA, G., PILRA, M., BALLESTEROS, D., TURMÓ, A., VILAGRASA, G., GATELL, R., CAÑÓN, G., FELIPE, J DE., INDURAIN, J., BADIELLA, J., ESQUIUS, J., PIRLA, G., BANCHS, M. Y SIMÓ, A. (2011). *Exploraciones espeleológicas en el Valle de las Moñetas, 2010. Macizo Central de los Picos de Europa (N de España)*. SIS del Centre Excursionista de Terrassa. Inédito. 32 pp.

SENIOR, K.J. (1987). Geology and speleogenesis of the M2 Cave System, Wetern Massif, Picos de Europa, Northern Spain. *Cave Science*, 14 (3), 93-103.

SEQUEIROS, L. (2003). Las raíces de la geología. Nicolás Steno, los estratos y el diluvio universal. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 10 (3), 217-242.

SERBAN, M., BLAGA, L., BALGA, L., CHIFU A. Y CIOBOTARU T. (1967). Contributii la stratigrafia depozitelor de gheata din Gheţarul de la Scărişoara (in rom. Stratigraphy of ice deposits in Scarisoara Ice Cave). *Trav. Inst. Spéol. «E. Racoviţă»,* 6: 107-140.

SERBAN M. Y RACOVITA G. (1991). L'extension de la zone glacée dans la grotte de Scărişoara (Roumanie) – effet des oscillations météorologiques multiannuelles. *Theor.Appl. Karstol*., 4, 51-64.

SERRANO, E. (2011). Horizontes de la investigación periglaciar en la Península Ibérica. En: M.Valcárcel y P. Carrera (eds.). *Criosferas, Suelos Congelados y Cambio Climático*. III Congreso Ibérico de la International Permafrost Association. Piornedo (Lugo, España). 21-23 de junio. Conferencia Invitada. Libro de Abstracts, 21-23.

SERRANO, E. Y GONZÁLEZ TRUEBA, J.J. (2002). Morfología y evolución glaciar en los Picos de Europa. En: J.M. Redondo Vega, A. Gómez y P. Carrera (eds.). *El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas.* Universidad de León, León, 249-268.

SERRANO, E. Y GONZÁLEZ TRUEBA, J.J. (2004). Morfodinámica periglaciar en el Grupo de Peña Vieja (Macizo Central de los Picos de Europa-Cantabria). *Rev. C. y G.*, 18 (3-4), 73-88.

SERRANO, E., MORALES, C., GONZÁLEZ TRUEBA, J.J. Y MARTÍN, R. (2009). Cartografía de permafrost de montaña en los Pirineos españoles. *Finisterra*, XLIV, 87, 45-54.

SERRANO, E., DEL RÍO, M., SANJOSÉ, J.J., GONZÁLEZ TRUEBA, J.J., ATKINSON, A., FERNÁNDEZ, A. Y MARTÍN, R. (2010). Evolución reciente y dinámica actual del helero del Jou Negro (Picos de Europa). Primera aproximación. En: J.J. Blanco, M.A. de Pablo y M. Ramos (eds.). *Ambientes periglaciares, permafrost y variabilidad climática*. II Congreso Ibérico de la International Permafrost Association, Universidad de Alcalá, 39-46.

SERRANO, E., SANJOSÉ, J.J., GONZÁLEZ, J.J., DEL RÍO, M., RUIZ, P., ATKINSON, A., MARTÍN, R., RICO, I. Y FERNÁNDEZ, A. (2011a). Análisis y control de indicadores geomorfológicos en el Parque Nacional Picos de Europa. En: L. Ramírez y B. Asensio (eds.). *Proyectos de investigación en parques nacionales: 2007-2010*. OAPN, Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino, Madrid, 7-31.

SERRANO, E., GONZÁLEZ, J.J., SANJOSÉ, J.J. Y DEL RÍO, M. (2011b). Ice patch origin, evolution and dynamics in a temperate high mountain environment: the Jou Negro, Picos de Europa (NW Spain). *Geografiska Annaler*, 57-70.

SERRANO, E., GONZÁLEZ-TRUEBA, J.J. Y GONZÁLEZ-GARCÍA, M. (2012). Mountain glaciations and paleoclimate reconstruction in the Picos de Europa (Iberian Peninsula, SW Europe). *Quaternary Research*, 303-314.

SERRANO, E., GONZÁLEZ TRUEBA, J.J., PELLITERO, R. Y GÓMEZ LENDE, M. (2015). Quaternary glacial landforms and evolution in the Cantabrian Mountains (Northern Spain): a synthesis from current data. *Quaternary International*, 364, 22-34.

SERRANO, E., GÓMEZ LENDE, M., PELLITERO, R. Y GONZÁLEZ TRUEBA, J.J. (2015b). Deglaciation in the Cantabrian Mountain: pattern and evolution. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 2015, 1-20.

SHAW, T.R. (1978). Adolf Schmidl (1802-1863) the father of modern speleology? *International Journal Speleology*, 10, 253-267.

SHAW, T.R. (1995). Earlier knowledge of the American caves reported in Valvasor´s Die Ehre dess Herzogthums Crain (1689) – from 1513. En: A. Kranjc (ed.). *Proceedings of International Symposium Man on Karst, Postjona, September 23-25, 1993*. Ljubljana, 1995, 545-573.

SHAW, T.R. (2007). The classical karst and tis caves as known to the rest of the world before 1914. *Atti e Memorie della Commissione Grotte E. Boegan*, vol. 41, 47-64.

SILLIMAN, B. (1821). Circumstances connected with the formation of ice on still waters, and with the continued action of cold upon the fluid beneath. *The American Journal of Science and Arts*. Vol. III, 179-182.

SILLIMAN, B. (1822). Natural ice houses. *The American Journal of Science and Arts*. Vol. IV, 174-177.

SILVESTRU, E. (1999). Perennial ice in caves in temperate climate and its significance. *Theoretical and Applied Karstology*, 11-12, 83-93.

SILVESTRU, E. Y BOGHEAN, V. (1992). Ultrasonic investigations on the underground fossil glacier in the cave Gheţarul de la Scărişoara. *Trav. Inst. Speol. Emile Racovita*, 31, 151-155.

SMART, C.C. (1984a). Glacier hydrology and the potential for subglacial karstification. *Norsk Geogr. Tids.* 38 (3-4), 157-161.

SMART, C.C. (1984b). Overflow sedimentation in an alpine cave system. *Norsk Geog. Tids*. 38(3-4), 171-176.

SMART, C.C. (2004). Alpine Karst. En: J. Gunn (ed.). *Encyclopedia of caves and karst science*. Fitzroy Dearborn, New York-London, 64-68.

SMART, C.C. (2004b). Glacier caves and glacier pseudokarst. En: J. Gunn (ed.). *Encyclopedia of caves and karst science*. Fitzroy Dearborn, New York-London, 798-804.

SMART, P.L., ANDREWS, J.L. Y KAMALAI (1981). Quternary evolution of the Eastern Massif of Picos de Europa, base don 230Th/234U speleothems chronology. *Terra Cognita*, december.

SMART, P.L. (1984). Geology, geomorphology and speleogenesis of the eastern massif, Picos de Europa, Spain. *Cave Science*, 11(4), 238–245.

SMART, P.L. (1986). Origin and development of glacio-karst closed depressions in the Picos de Europa, Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie* 30, 423-443.

SMITH, K. (2014). Ice cave monitoring at Lava Beds National Monument. En: L. Land, K. Zoltan, V. Maggi y S. Turri (eds.). 6th *International Workshop on Ice Cave*. Idaho Falls, Idaho, USA. Aug. 17-22. 2014, Proceedings, 88-93.

SMYTH, CH.P. (1858). *Teneriffe: an astronomer´s experiment or specialities of a residence above the clouds*. London, 451 pp.

SOKOLOV, Y. (2008). Ice caves in carbonate rock of Bashkiria. En: S. Turri (ed.). *3rd International Workshop on Ice Caves*. Perm Region, Russia, May 12-17, Abstracts Volume, 36.

SONE, T. (2005). Extra-zonal permafrost and ground air circulation at a slope along the Kanoko-dam, Oketo town, Hokkaido, Japan. En: *2nd European Conference on Permafrost, Postdam*, 80.

SPEKUL (1999). Speleologieclub K.U.Leuven. University of Leuven, Belgium. http://www.spekul.be/

SPÖTL, C. Y MANGINI, A. (2006). Ice and speleothems – new insights from U/Th dating and stable isotopes. En: S. Turri y J. Zelinka (eds.). *2nd International Workshop on Ice Cave*. Demänovská Dolina, Slovak Republic, May 8 – 12, 2006, Abstracts, 17.

SPÖTL, C. Y 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.

STANDHARTINGER, B., SATTLER, B., WENDLINGER, C. Y PSENNER, R. (2010). Bacterial life in ice and glacier caves. En: C.Spötl, M.Luetscher y P.Rittig (coord.). *4th International Workshop on Ice Caves*. Obertraun, Austria, Junio 5-11, Abstracts Volume, 36.

STEPANOV, Y., TAINITSKIY, A., KICHIGIN, A., KADEBSKAYA, O. Y MAVLYUDOV, B. (2014). Study of multiyear ice in Medeo cave (North Ural). En: L. Land, K. Zoltan, V. Maggi y S. Turri (eds.). 6th *International Workshop on Ice Cave*. Idaho Falls, Idaho, USA. Aug. 17-22. 2014, Proceedings, 25-30.

STERN, W. (1930). Über Grundlagen, Methodik und bisherige Ergebnisse elektrodynamischer Dickenmessungen von Gletschereis. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 15, 24- 42.

STOFFEL, M., LUETSCHER, M., BOLLSCHWEILER, M. Y SCHLATTER, F. (2009). Evidence of NAO control on subsurface ice accumulation in a 1200 yr old cave-ice sequence, St. Livres ice cave, Switzerland. *Quaternary Research*, 72, 16-26.

STRUG, K. (2011). *Klimatyczne uwarunkowania rozwoju zjawisk Lodowych w Jaskiniach o odmiennych cechach srodowiska*. Universytet Wroclawski, 163 pp.

TERMIER, P. (1918). Contributions a la connaissance de la tectonique des Asturies: plis hecyniens et plis pyreneens charriages antestephaniens et charriages post-nummultipliques. *C.R. Acad. Sci.*, 166, 793-799.

THORN, C.E. (2011). Permafrost as a geomorphic agent En: M.Valcárcel y P. Carrera (eds.). *Criosferas, Suelos Congelados y Cambio Climático*. III Congreso Ibérico de la International Permafrost Association. Piornedo (Lugo, España). 21-23 de junio. Conferencia Invitada. Libro de Abstracts, 19.

THOMPSON, W.F. (1962). Preliminary notes on the nature and distribution of rock glaciers relative to true glaciers and other effects of the climate on the ground in North America. *Union géodésique et géophysique internationale, Assoc, intern. d'Hydrologie scientifique, Commission des Neiges et Glaces, Colloque 'Obergurgl*, 212-219.

THURY, H. (1813). Sur la cristallisation de la glace. *Journal des Mines*. Nº 194, 157-160.

THURY, H. (1861). Etude des Glacières naturelles. *Archives des Sciences de la bibliothèque universelle*, Geneve, 97-154.

TOSAL, J.M. (1968). Relaciones zócalo-cobertera en el límite de las provinciasd de Oviedo y Santander. *Brev.Geol.Astur.A*., 12, 9-14.

TOWNSON, R. (1797). *Travels in Hungary with a short account of Vienna in the year 1793*. London, 506 pp.

TRICART, J. (1965). *Principes et methodes de la Geomorphologie*. Masson, París, 345 pp.

TROFIMOVA, E.V. (2005). Cave ice of Priolhonie (Eastern Siberia, Russia). En: B.Mavlyudov (ed.). *7th International Symposium Glacier Caves and Glacial Karst in High Mountains and in Polar Regions*. Sept. 5-11, Kabardino, Balkarija (Caúcaso), Russia, Proceedings, 127-131.

TROFIMOVA, E.V. (2006). Genesis and morphological peculiarities of cave ice deposits of Lake Baikal. En: S. Turri y J. Zelinka (eds.). *2nd International Workshop on Ice Cave*. Demänovská Dolina, Slovak Republic, May 8 – 12, 2006, Proceedings, 77-81.

TROFIMOVA, E.V. (2008). Ice caves of Irkutsk amphitheatre – objects of natural heritage. En: S. Turri (ed.). *3rd International Workshop on Ice Caves*. Perm Region, Russia, May 12-17, Abstracts Volume, 53-54.

TROFIMOVA, E.V. (2010). Ice cave: experiment of the exploration in Rusia. En: C.Spötl, M.Luetscher y P.Rittig (coord.). *4th International Workshop on Ice Caves*. Obertraun, Austria, Junio 5-11, Abstracts Volume, 38.

TRUYOLS, J., GONZÁLEZ LASTRA, J., MARQUÍNEZ, J., MARTÍNEZ DÍAZ, C., MENÉNDEZ FERNÁNDEZ, C., MENÉNDEZ ÁLVAREZ, J.R. Y SÁNCHEZ DE POSADA, L. (1979). Prelimanry note on two marine sections (Tournaisian – Kasimovian)

in the Picos de Europa Area (Cantabrian Mountains, NW Spain). En : P.K. Sutherland y W.L. Manger (eds.). *Compte rendu IX Congrès International de Stratigraphie et de Geologie du Carbonifere*, 2, Washington and Champaign-Urabna., 148-156.

TULIS J. Y NOVOTNÝ L. (2006). Dobšinská Ice Cave after 136 years. En: S. Turri y J. Zelinka (eds.). *2nd International Workshop on Ice Cave*. Demänovská Dolina, Slovak Republic, May 8 – 12, 2006, Proceedings, 9-14.

TURMO, A., SENDRA, G., BALLESTEROS, D., GATELL, R., BADIELLA, J., MILÁ, C., GAITÁN, E., CAÑÓN, G., DE FELIPE, J., BUENAVENTURA, O., BLASCO, J., SERRA, X., Y BADIELLA, E. (2013). *Exploraciones espeleológicas en el Valle de las Moñetas, 2012. Macizo Central de los Picos de Europa (Norte de España)*. SIS del Centre Excursionista de Terrassa. Inédito. 32 pp.

TURRI, S. (2006). *Dinamica ed evoluziones climatologica delle grotte ghiacciaie: geomorfologia e geologia del quternario*. Università degli studi di Milano. Departamento di Scienze della Terra, inédito, 2006.

TURRI, S. CITTERIO, M., BINI, A., MAGGI, V., UDISTI, R. Y STENNI., B. (2003). Etude glaciologique et climatologique des cavités glacées du Moncodeno. *Karstologia*, 42 (2), 37-44.

TURRI, S., CITTERIO, M., BINI, A. Y MAGGI, V. (2006a). Ice caves as natural archives in the paleoclimatic studies. En: S. Turri y J. Zelinka (eds.). *2nd International Workshop on Ice Cave*. Demänovská Dolina, Slovak Republic, May 8 – 12, 2006, Abstracts Volume, 21.

TURRI, S., CITTERIO, M., BINI, A. Y MAGGI, V. (2006b). Ice caves scientific research history: from Leonardo da Vinci to the end of 1800. En: S. Turri y J. Zelinka (eds.). *2nd International Workshop on Ice Cave*. Demänovská Dolina, Slovak Republic, May 8 – 12, 2006, Abstracts Volume, 22.

UGARTE, F., LOPEZ AZCONA, C. Y GONZÁLEZ, J.A. (1986). Evaluación geomorfológica de los depósitos aluviales de las cuevas de Iritegi y Artzen-Koba (Valle del río Aránzazu. Oñati. Guipúzcoa). *Munibe* (Ciencias Naturales), 38, 15-39.

URDEA, P. (1993). Permafrost and periglacial forms in the Romanian Carphatians. En: *6th International Conference on Permafrost, Beijing, China, July 5-9*. Proceedings, 1, 631 - 637.

URDEA, P. (2004). Ice caves and permafrost. En: M. Citterio y S. Turri (eds.). *1st International Workshop on Ice Cave*. Căpuş and Scărişoara, Romania. Feb. 29 – March 3, 2004, Abstracts Volume, 30.

VALVASOR, J. W. (1689). *Die Ehre deß Herzogthums Crain*. V.I. Laibach, Nürnberg, 696 pp.

VERA, J.A. (2004)(ed.). *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 890 pp.

VERHEYDEN, S., FAVERJON, M., BORCHERS, N., CHARAVEL, R., CHOLIN, A., SÁNCHEZ, N., SCIPIONI, M., GILLET, R. Y DELABY, S. (2007). La sima Thesaurus

Fragilis. Exploraciones 2006 y 2007, Vega Huerta, macizo de Cornión, Picos de Europa. *Subterránea, revista de espeleología*, 28 (2), 24-31.

VIDAL, B., BIGOT, J.Y. Y GÉNUITE, P. (1985). Expeditions speleologiques en Espagne. Sistema del Trave. *L'Aven, Bull.S.C.Seine*, 45, 95-125.

VIDAL, B., BIGOT, J.Y. Y GENUITE, P. (1986). Sistema del Trave-1985. *L'Aven, Bull.S.C.Seine*, 46, 101-162.

VIEHMANN, I., SILVESTRU, E. Y ONAC, B.P. (2004). Scarisoara (Romania), Eisriesenwelt, and Dachstein (Austria) ice caves: a preliminary comparative study. En: M. Citterio y S. Turri (eds.). *1st International Workshop on Ice Cave*. Căpuş and Scărişoara, Romania. Feb. 29 – March 3, 2004, Abstracts Volume, 31.

VILA, M.A., MONTORO, C. Y PIRLA, G. (2010). Geoespeleología del Valle de las Moñetas. Macizo central de Picos de Europa, Asturias. *Karaitza*, 18, 10-19.

VILA, S. Y MASSCHELEIN, J. (2008). Sistema de la sima de la Cornisa (HG. 43) – torca Magali. La segunda cavidad más profunda de España. *Subterránea*, 29, 32-35.

VIRGÓS SORIANO, L.I. (1981). *Estudios hidrogeológicos de los Picos de Europa. Aprovechamiento energético de los acuíferos*. Proyecto fin de carrera, Universidad de Oviedo.

VOIGT, W. (1782). *Mineralogische Reisen durch das Herzogthum Weimar.* Weimar

VRANA, K., BAKER, J., CLUSEN, H.B., HANSEN, S., ZELINKA, J., RUFLI, H., OCKAIK, L. Y JANOCKO, J. (2006). Continental ice body in Dobšiná ice cave (Slovakia)- Part I.- Project and sampling phase of isotopoic and chemical study. En: S. Turri y J. Zelinka (eds.). *2nd International Workshop on Ice Cave*. Demänovská Dolina, Slovak Republic, May 8 – 12, 2006, Proceedings, 24-28.

WAGENBACH, D. Y SPÖTL, C. (2010). Ice cave in the context of Alpine glacier archives. En: C.Spötl, M.Luetscher y P.Rittig (coord.). *4th International Workshop on Ice Caves*. Obertraun, Austria, Junio 5-11, Abstracts Volume, 40.

WAGNER, R.H. (1963). A general account of the paleozoic rocks between the rivers Porma and Bernesgga (León, NW Spain). *Bol.Geol.Min*., 74, 171-334.

WAGNER, R.H., WINKLER PRINS, C.F. Y RIDING, R.E. (1971). Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in Northern León, Spain. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 4, 603-663.

WHITE, CH.A. (1870). *Report on geological survey of the state of Iowa*. Des Moines, Iowa, 443 pp.

WHITE, W. B. (1988). *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. New York: Oxford University Press, 474 pp.

WIELAND, C. (1999). Caving in to creation (interview Emil Silvestru). *Creation*, 21 (3) 10-15.

WIGLEY, T. Y BROWN, M. (1976). The glaciers of caves. En: T. Ford y C. Cullingford (eds.). *The Science of Speleology*, London, Academic Press, 319–358.

WILLIAMS, P. W. (1983). The role of subcutaneous zone in karst hydrology. *Journal of Hydrology*, 61 (1), 45 -67.

WILLIAMS. P. (2004). Dolines. En: J. Gunn (ed.). *Encyclopedia of caves and Karst science*. New York, 1940 pp.

WILLIAMS, K.E., MCKAY, CH.P., TOON, O.B. Y HEAD, J.W. (2010). Do ice caves exist on Mars? *Icarus*, 209, 358-368.

WILLIAMS, K.E. Y MCKAY, CH. P. (2015). Comparing flow-through and static ice cave models for Shoshone Ice Cave. *International Journal of Speleology*, 44 (2), 115-123.

WILSON, A.T. (1998). ^{14}C studies of natural ice. En: W.G. Mook y J. van del Plicht (eds.). *Proceedings of the 16th International ^{14}C Conference*, vol.40, 2, 953-962.

YONGE, CH. J. (2004). Ice in caves. En: J. Gunn (ed.). *Encyclopedia of caves and karst science*. Fitzroy Dearborn, New York-London, 938-944.

YONGE, CH.J. Y MACDONALD W. D. (1999). The potential of perennial cave ice in isotope paleoclimatology. *Boreas*, 357–362.

ŽÁK, K., URBAN, J., CILEK, V. Y HERCMAN, H. (2004). Cryogenic cave calcite from several Central European caves: age, carbon, and oxygen isotopes and a genetic model. *Chemical Geology*, 206, 1-2, 119-136.

ŽÁK, K., ONAC, B.P. Y PERŞOIU, A. (2008). Cryogenic carbonate in cave environments: a review. *Quaternary International*, 187 (1), 84-96.

ŽÁK, K., ORVOŠOVÁ, M.,VLČEK, L., FILIPPI, M., ROHOVEC, J., ONAC, B.P. Y PERŞOIU, A. (2010). Comparision of carbonate cave pearls from periglacial zones of Demänovska Ice Cave (Nízke Tatry Mts., Slovakia) and Scărişoara Ice Cave (Bihor Mts. Romania). En: C.Spötl, M.Luetscher y P.Rittig (coord.). *4th International Workshop on Ice Caves*. Obertraun, Austria, Junio 5-11, Abstracts Volume, 41-42.

CARTOGRAFÍA CONSULTADA:

- CARTOGRAFÍA DIGITAL DEL INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL (IGN):

BCN25/BTN25 (Base Cartográfica Nacional/Base Topográfica Nacional 1/25.000) y MDT25. *Hoja 0551*. IGN. Sistema Geodésico de Referencia ETRS89, proyección UTM.

BCN25/BTN25 (Base Cartográfica Nacional/Base Topográfica Nacional 1/25.000) y MDT25. *Hoja 0552*. Inst. Geográfico Nacional. Sistema Geodésico de Referencia ETRS89, proyección UTM.

BCN25/BTN25 (Base Cartográfica Nacional/Base Topográfica Nacional 1/25.000) y MDT25. *Hoja 0553*. Inst. Geográfico Nacional. Sistema Geodésico de Referencia ETRS89, proyección UTM.

BCN25/BTN25 (Base Cartográfica Nacional/Base Topográfica Nacional 1/25.000) y MDT25. *Hoja 0554*. Inst. Geográfico Nacional. Sistema Geodésico de Referencia ETRS89, proyección UTM.

BCN25/BTN25 (Base Cartográfica Nacional/Base Topográfica Nacional 1/25.000) y MDT25. *Hoja 0561*. Inst. Geográfico Nacional. Sistema Geodésico de Referencia ETRS89, proyección UTM.

BCN25/BTN25 (Base Cartográfica Nacional/Base Topográfica Nacional 1/25.000) y MDT25. *Hoja 0563*. Inst. Geográfico Nacional. Sistema Geodésico de Referencia ETRS89, proyección UTM.

BCN25/BTN25 (Base Cartográfica Nacional/Base Topográfica Nacional 1/25.000) y MDT25. *Hoja 0564*. Inst. Geográfico Nacional. Sistema Geodésico de Referencia ETRS89, proyección UTM.

BCN25/BTN25 (Base Cartográfica Nacional/Base Topográfica Nacional 1/25.000) y MDT25. *Hoja 0801*. Inst. Geográfico Nacional. Sistema Geodésico de Referencia ETRS89, proyección UTM.

BCN25/BTN25 (Base Cartográfica Nacional/Base Topográfica Nacional 1/25.000) y MDT25. *Hoja 0802*. Inst. Geográfico Nacional. Sistema Geodésico de Referencia ETRS89, proyección UTM.

BCN25/BTN25 (Base Cartográfica Nacional/Base Topográfica Nacional 1/25.000) y MDT25. *Hoja 0811*. Inst. Geográfico Nacional. Sistema Geodésico de Referencia ETRS89, proyección UTM.

BCN25/BTN25 (Base Cartográfica Nacional/Base Topográfica Nacional 1/25.000) y MDT25. *Hoja 0812*. Inst. Geográfico Nacional. Sistema Geodésico de Referencia ETRS89, proyección UTM.

- ORTOFOTOGRAFÍAS PLAN NACIONAL DE ORTOFOTOGRAFÍA AÉREA (PNOA):

Ortofotografía PNOA (1:50.000). *Hoja 055*. PNOA Cedido por Instituto Geográfico Nacional de España. Sistema geodésico de referencia ETRS89 y proyección UTM.

Ortofotografía PNOA (1:50.000). *Hoja 056*. PNOA cedido por Instituto Geográfico Nacional de España. Sistema geodésico de referencia ETRS89 y proyección UTM.

Ortofotografía PNOA (1:50.000). *Hoja 080*. PNOA cedido por Instituto Geográfico Nacional de España. Sistema geodésico de referencia ETRS89 y proyección UTM.

Ortofotografía PNOA (1:50.000). *Hoja 081*. PNOA cedido por Instituto Geográfico Nacional de España. Sistema geodésico de referencia ETRS89 y proyección UTM.

- *CARTOGRAFÍA DEL INSTITUTO GEOLOGICO y MINERO DE ESPAÑA (IGME):*

Mapa Geológico de España (1/50.000). *Hoja 55 (15-5). Beleño*. I.G.M.E. Madrid. 1984.

Mapa Geológico de España (1/50.000). *Hoja 56 (16-5). Carreña-Cabrales*. I.G.M.E. Madrid.1984.

Mapa Geológico de España (1/50.000). *Hoja 80 (15-6). Burón*. I.T.G.E. Madrid. 1990.

Mapa Geológico de España (1/50.000). *Hoja 81 (16-6). Potes*. I.T.G.E. Madrid. 1994.

- *OTRAS CARTOGRAFÍAS:*

Adrados, M.A. (2012). *Picos de Europa. Macizos Central y Oriental (Los Urrielles y Andara). Mapa topográfico Excursionista*. Ediciones Adrados.

Fotografías de la portada: Roberto Cerdeño, contraportada: Bernard Hivert.