

RECONSTRUCCIÓN DE CAMBIOS CLIMÁTICOS ABRUPTOS A PARTIR DE REGISTROS DE CUEVAS EN EL PARQUE NACIONAL DE ORDESA Y MONTE PERDIDO: FORMACIONES DE ESPELEOTEMAS Y DEPÓSITOS DE HIELO

ANA MORENO¹, MIGUEL BARTOLOMÉ^{1,2}, CARLOS SANCHO MARCÉN²,
CARLOS PÉREZ MEJÍAS^{1,2}, BELÉN OLIVA URCÍA³, MARÍA LEUNDA¹,
MIGUEL SEVILLA CALLEJO¹, ÁNHEL BELMONTE RIBAS², HEATHER STOLL⁴,
ISABEL CACHO⁵, ANTONIO DELGADO HUERTAS⁶, M^a CINTA OSÁCAR SORIANO²,
ARSENIO MUÑOZ JIMÉNEZ², BLAS VALERO GARCÉS¹ Y
PENÉLOPE GONZÁLEZ SAMPÉRIZ¹

RESUMEN

El estudio de la dinámica de los sistemas morfogénéticos en el pasado y en la actualidad y su relación con el clima es fundamental para poder anticipar las consecuencias del cambio global. Los espacios protegidos de montaña son lugares de estudio especialmente válidos por la sensibilidad de sus sistemas ante los cambios ambientales del pasado. Singular relevancia adquieren los sistemas morfogénéticos endokársticos. Las formaciones espeleotémicas y los depósitos de hielo fósil que se encuentran en las cavidades del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido resultan ser archivos excepcionales de información de los cambios hidrológicos y térmicos del último ciclo glaciar. Este estudio muestra los resultados derivados del seguimiento instrumental de varios parámetros ambientales e hidrológicos dentro y fuera de una serie de cavidades, por un lado, y, la reconstrucción paleoclimática a partir del registro isotópico obtenido de los espeleotemas, por otro. Así, se presentan nuevos datos de la variabilidad climática en el Parque desde los últimos 60.000 años, con especial énfasis en el Holoceno (últimos 11.700 años) y, con mayor detalle, en los últimos 2000 años.

Palabras clave: Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido, espeleotemas, cuevas de hielo, isótopos estables, seguimiento instrumental, último ciclo glaciar, Holoceno.

¹ Instituto Pirenaico de Ecología – CSIC, Avda. Montañana 1005, 50059 Zaragoza. Dirección de contacto: amoreno@ipe.csic.es. Otros: mbart@ipe.csic.es, cperez@ipe.csic.es, mleunda@ipe.csic.es, msevilla@ipe.csic.es, blas@ipe.csic.es, pgonzal@ipe.csic.es.

² Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza csancho@unizar.es, armuñoz@unizar.es, cinta@unizar.es, anhelbr@unizar.es.

³ Departamento de Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid. Francisco Tomás y Valiente 7, 28049 Madrid, España. belen.oliva@uam.es.

⁴ Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, C/ Arias de Velasco, s/nº 33005 Oviedo hstoll@geol.uniovi.es

⁵ GRC Geociències Marines, Facultad de Geología, Universidad de Barcelona, C/Martí i Franqués, s/nº, 08028 Barcelona icacho@ub.edu.

⁶ Laboratorio Biogeoquímico de Isótopos Estables, Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, Avda. Las Palmeras nº 4, 18100, Armilla (Granada) antonio.delgado@csic.es.

ABRUPT CLIMATE CHANGE RECONSTRUCTED IN THE ORDESA AND MONTE PERDIDO NATIONAL PARK FROM SPELEOTHEMS AND ICE DEPOSITS

SUMMARY

The study of the dynamics of natural systems in the past and today and their relation to climate is fundamental to anticipate the consequences of Global Change. Natural protected parks, particularly those located in the mountains, are specially sensitive to past environmental changes. In that context, endokarstic systems are particularly relevant. Speleothems and ice deposits studied in several cavities of Ordesa and Monte Perdido National Park are found to be exceptional archives of hydrological and temperature changes occurring during last glacial cycle. This study shows the obtained results through, on one hand, the monitoring study of environmental parameters inside and outside several cavities and, on the other hand, the paleoclimate reconstruction from the isotopic study of speleothems. Therefore, new data are presented about the climatic variability in the Park for last 60,000 years, including the Holocene (last 11,700 years) and, with more detail, the last 2000 years.

Key words: Ordesa and Monte Perdido National Park, speleothems, ice cave deposits, stable isotopes, instrumental monitoring, last glacial cycle, Holocene.

INTRODUCCIÓN

Los estudios paleoclimáticos

Desde hace varias décadas sabemos que el Cambio Global es una realidad instalada definitivamente entre nosotros a la que nos hemos de adaptar y que además supone un desafío al que hemos de responder (eg. DUARTE *et al.* 2006). Sin embargo, a pesar de encontrarnos ante un suceso probablemente excepcional en la historia de la Tierra, podemos avanzar en su comprensión a partir de la mucha y valiosa información obtenida de los archivos geológicos que nos muestran cómo fue el clima del pasado y cómo, a lo largo del tiempo, respondieron los diferentes sistemas geológicos, ecosistemas y sociedades humanas a la variabilidad climática. En este sentido, los archivos paleoclimáticos están siendo muy útiles para (1) extender el registro instrumental de series de datos meteorológicos de las últimas décadas hasta los últimos miles de años; (2) entender la variabilidad climática natural a diferentes escalas de tiempo; (3) comprender la sensibilidad de los diferentes sistemas a los cambios del clima; (4) caracterizar escenarios de cambio climático; e

(5) identificar *feedbacks* importantes en la variabilidad climática. Los modelos paleoclimáticos desarrollados hasta la fecha no son capaces de reproducir satisfactoriamente los cambios observados y, por lo tanto, se está todavía lejos de comprender completamente el cambio climático futuro. Por todo ello, se debe seguir profundizando en el estudio de los cambios climáticos rápidos del pasado con el fin de entender y predecir los cambios en el sistema climático actual y las respuestas de los sistemas naturales y de nuestras sociedades.

Entre los archivos que reconstruyen el clima del pasado, las formaciones de espeleotemas y los registros de hielo fósil constituyen fuentes de información excepcional de los cambios climáticos, tanto térmicos como del régimen de precipitaciones del pasado. La proporción de isótopos de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) en los espeleotemas es un indicador muy útil para reconstruir cambios en la dinámica climática puesto que la composición isotópica de la estalagmita depende de la temperatura de la cueva y de la composición isotópica del goteo (LACHNIET, 2009). A su vez, ésta se encuentra relacionada con la composición isotópica del agua

de lluvia que, tras infiltrarse, alimenta el goteo (MCDERMOTT 2004). Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ están más ligados al tipo de vegetación desarrollada sobre la cueva y a varios procesos que tienen lugar en el suelo en relación con el CO_2 . Por otro lado, las cuevas heladas, además de constituir un elemento singular de alto valor patrimonial, son excelentes sensores de los cambios ambientales, ya que tanto el volumen de la masa de hielo, como sus cambios isotópicos responden a parámetros asociados al clima (LUETSCHER *et al.* 2005). Así, debido precisamente al calentamiento Global están en riesgo de desaparecer en un tiempo breve por lo que es fundamental obtener toda la información que contienen.

La precisión que se puede conseguir en la datación de los diferentes archivos paleoclimáticos es uno de los aspectos principales en este tipo de investigaciones, sobre todo si se pretende conocer la respuesta ambiental ante cambios climáticos abruptos del pasado. Tanto en espeleotemas (técnica del U-Th) como en el hielo (^{14}C en restos orgánicos), las cronologías pueden llegar a presentar gran resolución y exactitud (DORALE *et al.* 2004), constituyendo este aspecto una de sus mayores ventajas. Por otro lado, las posibles limitaciones que presentan estos estudios pueden paliarse mediante (1) la monitorización de los sistemas kársticos para entender bien en cada caso qué factores están controlando las variaciones registradas en los espeleotemas y en el hielo, (2) utilizando una metodología *multi-proxy* (es decir, basada en la combinación de diferentes indicadores) y (3) replicando la señal obtenida en diferentes muestras para lograr extraer información de cambios regionales.

El Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido

Con sus aproximadamente 35.000 Ha (incluyendo zona periférica), el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (PNOMP) es uno de los más icónicos y antiguos de España (declarado en 1918 y ampliado en 1982). Presenta una abrupta topografía (rango altitudinal: 700-3355 m), destacables fenómenos kársticos, uno de los pocos complejos glaciares de la Península Ibé-

rica, lagos e ibones, y 22 cumbres que superan los 3000 m de altitud.

En el Parque no existen muchos sistemas naturales capaces de albergar información paleoclimática. De hecho, los únicos datos disponibles proceden de registros lacustres localizados en algunos de los elementos más paradigmáticos. Así, a partir de registros como la secuencia de los llanos de La Larri (altitud de 1560 m), donde se encuentra un importante paleolago originado por el bloqueo hace más de 35000 años de un valle lateral por la morrena principal del glaciar de Pineta, o del registro del lago de Marboré, situado a mayor altura (2600 m), se puede reconstruir la historia paleoambiental desde el último retroceso glacial (SALAZAR *et al.* 2013; VALERO-GARCÉS *et al.* 2013). El trabajo realizado en Marboré nos habla de un periodo más húmedo que el actual entre 9000 y 4000 años antes del presente, con abundantes aportes detríticos al lago y una mayor bioproductividad. Además, la transición de hace 5000 – 4500 años representa el cambio más significativo de todo el Holoceno y se interpreta como una respuesta al incremento global de la aridez (OLIVA-URCIA *et al.* 2013). Por otro lado, es también muy importante el efecto de la Pequeña Edad del Hielo (entre 1350 y 1850 AD) en el Parque Nacional de Ordesa manifestado en el avance de los glaciares (GARCÍA-RUIZ *et al.* 2014) y en los cambios en el tipo de sedimentación en el lago de Marboré, donde esta pulsación fría se identifica como un periodo más húmedo (SALABARNADA 2011). La segunda mitad del siglo XIX y el comienzo del siglo XX es el periodo de mayor presión demográfica en la montaña pirenaica, pero las evidencias de la existencia de contaminación atmosférica en relación con las actividades mineras aparecen asociadas a periodos muy anteriores (época romana y medieval) reflejando así el influjo local de la minería en el valle del Alto Cinca (Parzán) (VALERO-GARCÉS *et al.* 2013).

Es destacable el hecho de que el Parque Nacional de Ordesa incluye los macizos kársticos más altos de Europa. Y es las galerías y salas fósiles de esos sistemas endokársticos donde encontramos registros espeleotémicos (estalagmitas) y depósitos de hielo de alto interés paleoambiental. La investi-

gación en cuevas del Parque Nacional de Ordesa con el objetivo de la reconstrucción paleoclimática es completamente inédita, novedosa y ha constituido el propósito principal de este proyecto de investigación.

Objetivos del estudio

En el marco de este proyecto se han analizado de una manera combinada varias estalagmitas de un total de siete cuevas (Las Gloces, Manatuero, B1, Bufona, El Trucho, Los Osos, Los Arnales) y tres registros de hielo fósil de dos cavidades diferentes (Casteret, Sarríos 1) (Figura 1). En las localizaciones principales se lleva a cabo además una monitorización estacional de la dinámica de los sistemas kársticos.

Los objetivos principales del trabajo radican en la reconstrucción paleoambiental del último ciclo glacial basada en archivos paleoclimáticos obtenidos, principalmente, en estalagmitas pero también en depósitos de hielo acumulados en cuevas del Parque Nacional de Ordesa. La metodología del estudio es multidisciplinar combinando el análisis cronológico y geoquímico (isótopos y trazas) de los registros. Este artículo se centra primero en los resultados del seguimiento instrumental llevado a cabo en el Parque Nacional de Ordesa para, posteriormente, resumir los datos principales de la reconstrucción paleoambiental del Estadio Isotópico 3, el Holoceno (últimos 11,700 años) y, con una mayor resolución, los últimos 2000 años.

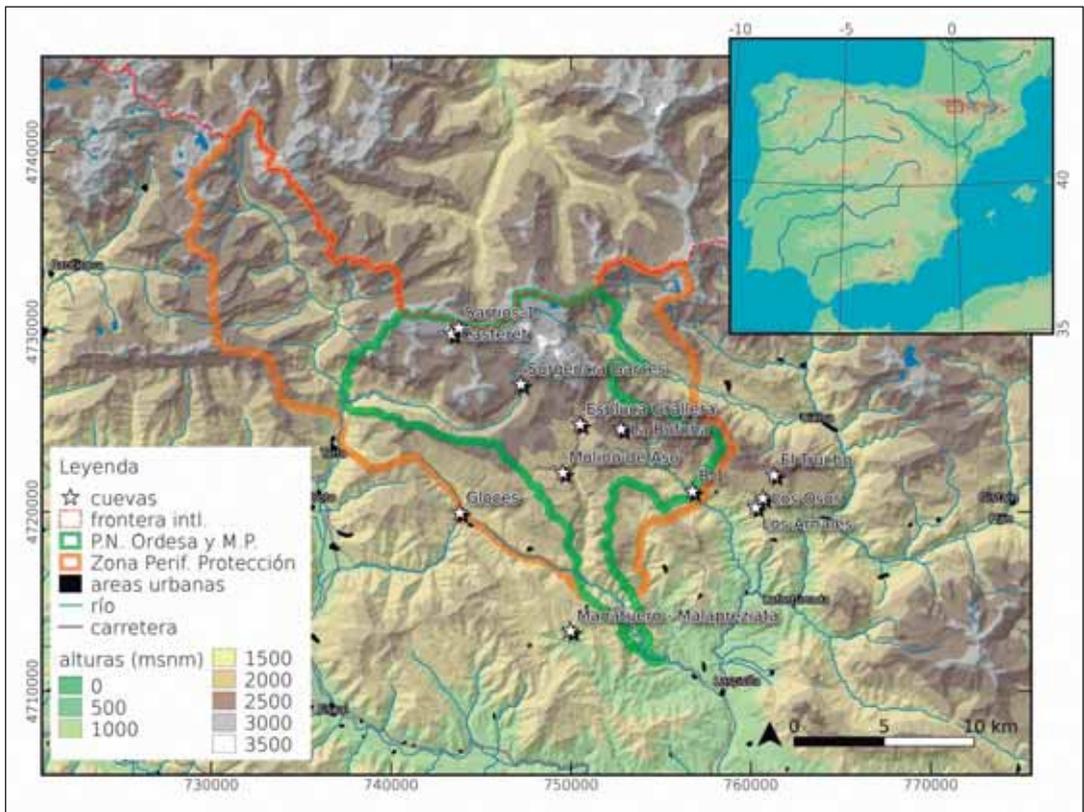


Figura 1. Mapa con localización de cuevas estudiadas en este proyecto en el PNOMP y en zonas periféricas.
Figure 1. Location of the studied cavities inside the Ordesa and Monte Perdido National Park and surrounding areas.

MATERIALES Y MÉTODOS

Las cavidades donde se ha llevado a cabo un seguimiento instrumental de las variables ambientales se seleccionaron en un gradiente altitudinal en el área de Escuaín – Revilla (entre 1065 – 2000 m snm) con el objetivo de determinar la influencia de la altitud, y así la temperatura, en la composición isotópica de las aguas de goteo y del carbonato que precipita hoy en día en las cuevas. El estudio se centró en la medida de variables ambientales en el exterior (composición isotópica de los eventos de lluvia, temperatura y precipitación diaria) y en el interior de las cavidades (temperatura, CO₂, tasas de goteo y composición geoquímica de los goteos y carbonatos actuales). Cada evento de lluvia se ha recogido en la localidad de Borrastre, situada al sur del Parque Nacional de Ordesa. En cada cueva, se han monitorizado va-

rios puntos de muestreo para tener un control de la variabilidad interna. La composición isotópica del oxígeno e hidrógeno del agua (en lluvia y goteo) expresada como $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta\text{D} \text{‰}$ V-SMOW se ha analizado mediante un espectrómetro de masas Finnigan Delta Plus XL en el IACT-CSIC de Granada mientras que la composición isotópica de los carbonatos ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, tanto en carbonatos actuales como en estalagmitas) se ha analizado en la Universidad de Barcelona mediante un Finnigan-MAT 252 con Kiel Carbonate Device III. Por otro lado, en las cuevas con registros de hielo fósil también se ha procedido a su monitorización, incluyendo transectos de nieve en el exterior para un control isotópico y medidas de variables ambientales en el interior, fundamentalmente T^a y composición isotópica del goteo (Figura 2).

Las estalagmitas obtenidas en las cavidades se cortaron longitudinalmente, pulieron, fotografiaron y

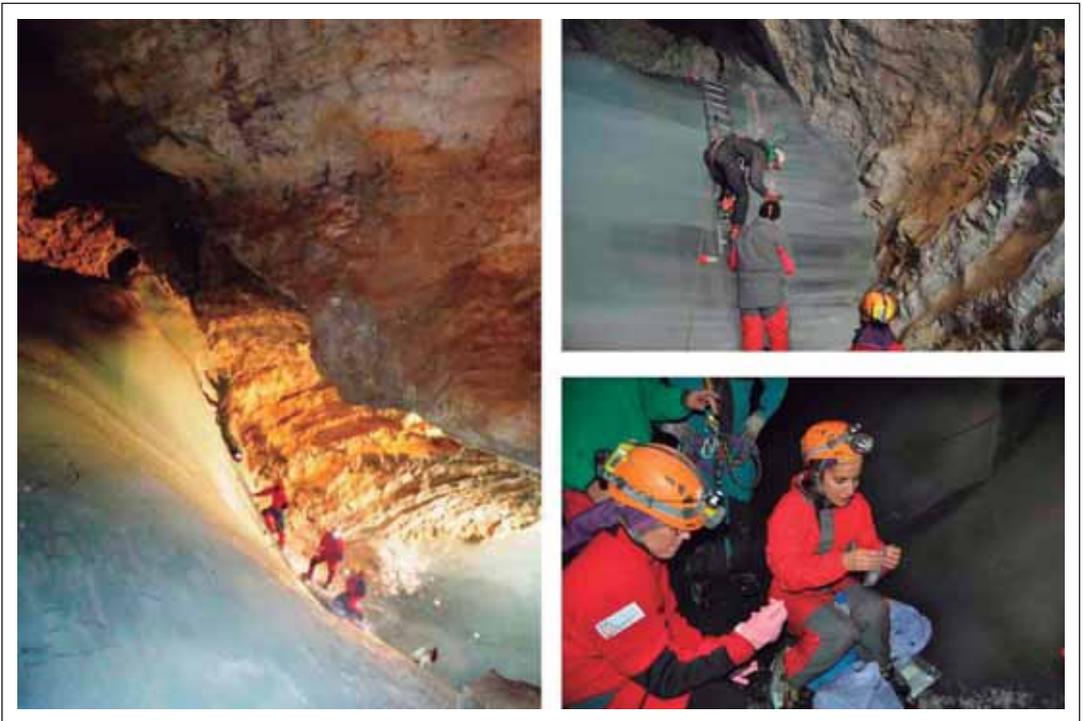


Figura 2. Cueva de hielo Sarrios 1 en el PNOMP. Instalación de sensores térmicos y muestreos realizados.

Figure 2. Sarrios 1 ice cave. Pictures showing the installation of thermo recorders and the procedure to sample the ice sequence.

muestrearon para análisis de isótopos y trazas (cada 5 mm) y para realizar dataciones mediante la técnica del U-Th. Las dataciones se llevaron a cabo en la Universidad de Minnesota, usando el método químico descrito previamente por SHEN *et al.* 2002 y midiendo las muestras en un espectrómetro de masas multicolector Thermo Finnigan Neptune. El programa StalAge (SCHOLZ & HOFFMANN 2011) se utilizó para construir los modelos de edad. Los restos orgánicos encontrados en las secuencias de hielo fósil analizadas se muestrearon para dataciones por ¹⁴C (Universidad de Seattle). Además, cada 5 cm se extrajeron muestras de hielo para analizar el contenido isotópico del que todavía no se dispone de los resultados. La Figura 3 muestra un esquema del procedimiento metodológico seguido en esta investigación.

el sistema kárstico y poder evaluar cómo ocurre hoy en día la transferencia de la señal isotópica desde el agua de lluvia hasta el carbonato precipitado en los espeleotemas o el hielo formado en las cuevas. Así, el primer resultado proviene de la caracterización isotópica de los eventos de lluvia (Figura 4). La composición isotópica de la lluvia muestra un marcado componente estacional, con valores más positivos en verano y más negativos en invierno, pero también un importante control de la cantidad de lluvia, con lluvias muy negativas asociadas a tormentas de verano.

Esa agua/nieve se infiltra en el suelo y atraviesa el epikarst para acabar en el interior de los conductos kársticos en forma de goteos, más o menos saturados en carbonato, que pueden dar lugar a espeleotemas. Los resultados obtenidos del goteo interno muestran como los valores del $\delta^{18}\text{O}$ son más negativos en cuevas de mayor altitud (Ej. el Trucho) comparadas con otras cuevas donde la temperatura es mayor (Ej. Seso) (estrellas azules en la Figura 5). Esta relación evidencia la importancia de la altitud en la composición del goteo y permitirá diferenciar valores del $\delta^{18}\text{O}$ de espeleotemas de cuevas de más o menos altura. De

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Seguimiento instrumental en las cavidades del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido

La monitorización, o el seguimiento instrumental de las cavidades, es fundamental para entender

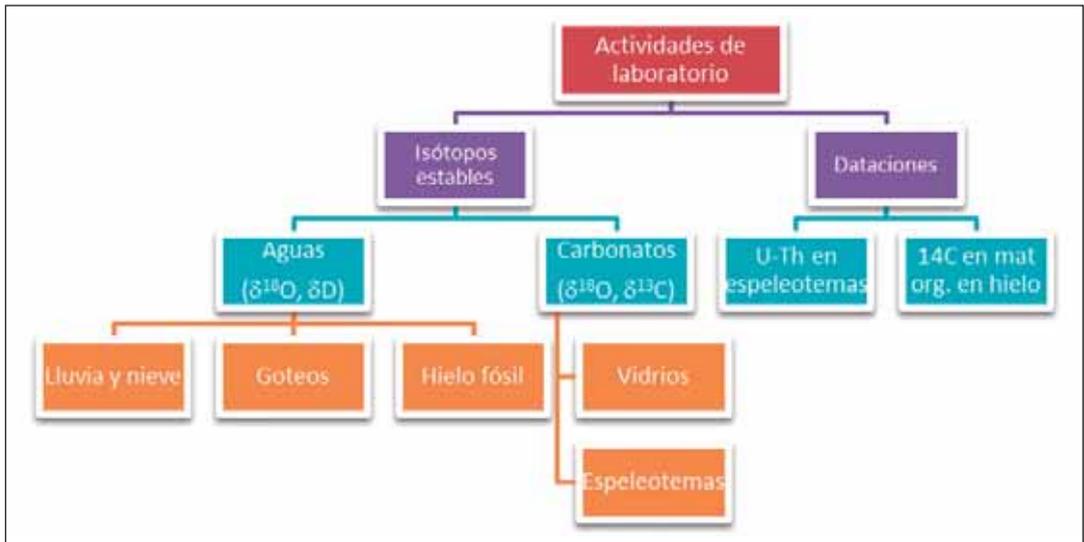


Figura 3. Cuadro esquemático de las principales actividades de laboratorio organizado por tipo de análisis y de muestra.
Figure 3. Schematical chart of the laboratory work carried out in this research, following the type of analyses and sample.

hecho, en los vidrios donde se recoge el carbonato que está precipitando en las cuevas actualmente (estrellas amarillas en Figura 5) se sigue observando esa clara dependencia de la altitud y temperatura. En la misma figura se observa también que esa variación isotópica “inter-cavidades” es del mismo orden (rectas paralelas) que la variación en temperaturas de estaciones meteorológicas localizadas a distintas altitudes (puntos verdes en Figura 5).

Estos resultados nos permiten diferenciar los mecanismos principales que controlan los valores isotópicos en el carbonato que precipita hoy en día en las cuevas y señalar a la temperatura del ambiente exterior como principal responsable de dicha variabilidad. Así, la variación del ^{18}O en los espeleotemas del Parque Nacional de Ordesa debe ser interpretada como, principalmente, un registro de la composición isotópica de la lluvia y, en concreto, más ligado a las variaciones térmicas que a la cantidad de precipitación. Esta interpretación se tiene que matizar con el conocimiento de la respuesta térmica de las cuevas a la tempera-

tura exterior, puesto que ésta no es una respuesta lineal y además tiene un retardo distinto en cada cavidad, pero en cualquier caso la temperatura de las cavidades es una señal amortiguada de la variación externa y su influencia no es relevante frente a la señal de la lluvia. Por otro lado, además de la temperatura, el contenido en CO_2 va a condicionar la formación del carbonato en las cuevas por la facilidad con la que se desgasifica el agua de goteo. Así, en las cuevas estudiadas del Parque Nacional de Ordesa se han podido determinar de modo estacional las variaciones de CO_2 , mostrando valores similares al atmosférico. Estos resultados indican, por tanto, buena ventilación en las cavidades, facilitando la precipitación del carbonato disuelto a partir de un agua de goteo enriquecida en CO_2 al atravesar el suelo. Esta situación es bien distinta en la cueva de los Arnales donde los valores de CO_2 superan los 4000 ppm y precipita actualmente muy poco carbonato en los vidrios colocados. Por otro lado, el $\delta^{13}\text{C}$ en el carbonato que precipita hoy en día en las cuevas del Parque se ha asociado a la disponibilidad hídrica por su correlación con los valores de

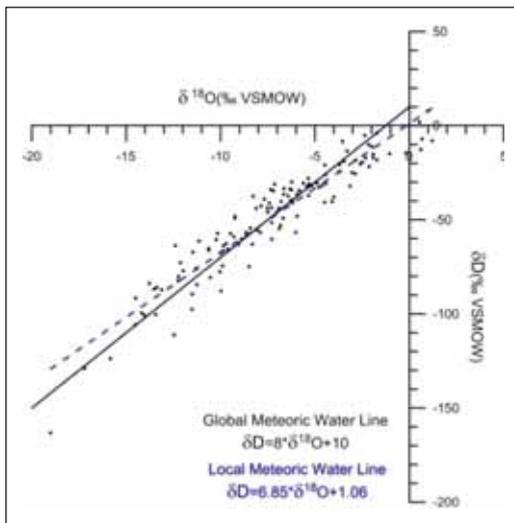


Figura 4. Isótopos de la lluvia en Borrastrre (Fiscal). Biplot $\delta^{18}\text{O}$ - δD de la lluvia recogida por eventos, mostrando que la línea local (azul) es muy semejante a la Línea Meteórica Global (negra).

Figure 4. Scatter plot of δD and $\delta^{18}\text{O}$ values of event precipitation collected in Borrastrre (Fiscal). Both the global (black) and the local (blue) meteoric water lines are indicated and appear very similar.

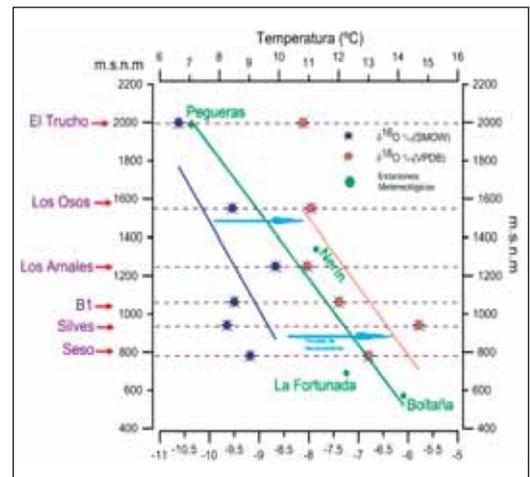


Figura 5. Resultados promedio del $\delta^{18}\text{O}$ medido en goteos (azul) y carbonatos (naranja) en 6 cuevas a diferentes altitudes, comparados con las T° medias anuales de estaciones meteorológicas (verde).

Figure 5. Averaged $\delta^{18}\text{O}$ results obtained from dripwaters (blue stars) and in-farmed carbonate (orange) in six caves in the PNOMP located in an altitudinal transect compared to annual temperatures (green).

Mg/Ca y su patrón estacional (valores más negativos en las estaciones lluviosas y más positivos en las secas en otra cavidad cercana (BARTOLOMÉ *et al.* 2015).

Conocer la evolución de la temperatura en las cuevas con depósitos de hielo fósil es especialmente interesante para evaluar los periodos y tasas de fusión del hielo y plantear estrategias de gestión, al menos en cavidades emblemáticas del Parque Nacional de Ordesa como la cueva de Casteret (Figura 6). La formación de hielo se produce a finales de otoño y mayoritariamente en primavera cuando la temperatura exterior permite la infiltración y la interior se encuentra por debajo de 0°C. A partir del mes de junio comienza la fusión que seguirá ocurriendo hasta octubre-noviembre. A partir de este resultado, observa evidente la necesidad de mantener la monitorización ambiental en esta cueva para registrar si el periodo de fusión se mantiene, se alarga o varía en el tiempo asociado al Calentamiento Global. Por otro lado, se pone de manifiesto la fragilidad y

vulnerabilidad de estos depósitos y, por tanto, la urgencia requerida en su análisis, interpretación y puesta en marcha de medidas de gestión y conservación.

Evolución Paleoambiental en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido

La reconstrucción paleoambiental en el Parque Nacional de Ordesa a partir de registros de espeleotemas se ha realizado a distintas escalas temporales dentro del último ciclo glaciar. Parte de la información se está completando con los estudios en cuevas de hielo.

El periodo registrado con mayor resolución, pudiendo detectar cambios que ocurren a escala de décadas son los últimos 2000 años. Además de la resolución, es destacable la buena correlación entre las estalagmitas que cubren este periodo, permitiendo así caracterizar y establecer diferentes fases climáticas (Figura 7). Así, observamos los valores más positivos de $\delta^{18}O$ hace unos 2000 años

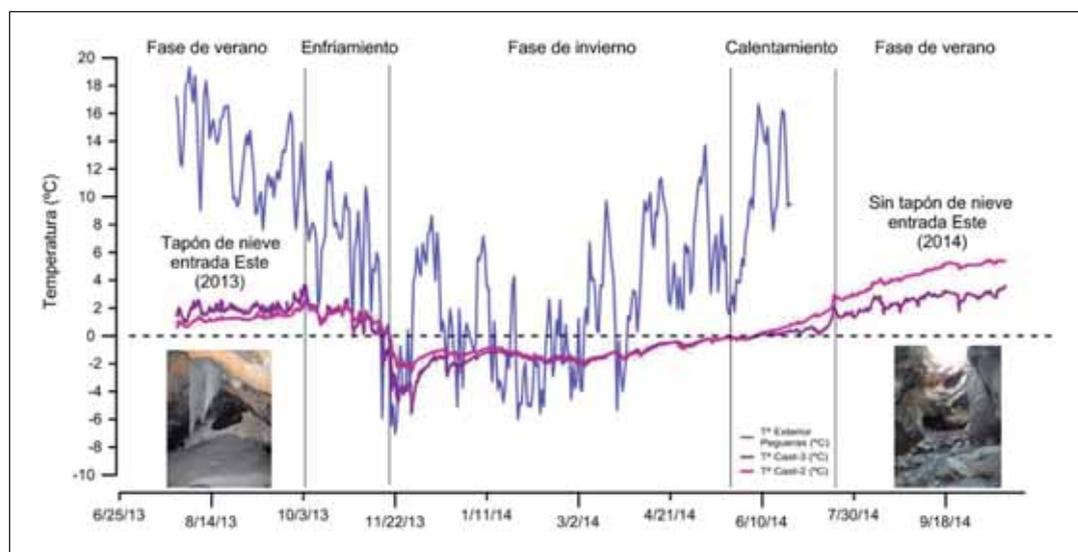


Figura 6. Perfil de temperaturas de la cueva de Casteret a lo largo del primer año de muestreo mostrando los periodos en los que la cueva permanece sobre 0°C con la consecuente fusión de sus depósitos de hielo. Nótese la diferencia de valores entre los veranos de 2013 y 2014 debido a la diferente ventilación de la cueva.

Figure 6. Temperature record in Casteret cave during first sampling year. Periods when temperatures in the cave are above 0°C are observed with the consequence of melting the fossil ice sequence. Differences among summer 2013 and summer 2014 temperatures are due to the different cave ventilation associated to the presence/absence of the snow in one of the entrance.

(0-400 AD) que nos indica un periodo más cálido en consonancia con el final del Periodo Romano. Entre 500 y 900 AD las temperaturas serían más frías (se ha denominado a este periodo de la Edad Media como "Dark Ages") y volverían a subir en torno al año 1000 AD. La humedad, basándonos en el $\delta^{13}\text{C}$, a falta de resultados de metales traza, no varía mucho en estos primeros 600-700 años de nuestra era pero claramente habría más disponibilidad hídrica al final de las Dark Ages y un descenso en el siguiente periodo (1100-1300 AD), que se conoce como la Anomalía Climática Medieval (ACM).

Trabajos anteriores realizados en sondeos marinos y lacustres de la Península Ibérica (MORENO *et al.* 2012) indican un clima cálido y seco para la Anomalía Climática Medieval. Durante la Pequeña Edad del Hielo volveríamos a tener un clima más frío (Mínimo de Maunder), pero con importantes fluctuaciones. En concreto, destaca el evento de 1687 AD, replicado en dos estalagmitas que están datadas con errores mínimos, que

se asocia a un periodo especialmente frío en la década de 1690, que causó muchas víctimas por la falta de alimento en varios países europeos. De hecho, esa década se conoce como el momento más frío y húmedo de la Pequeña Edad del Hielo. Posteriormente, observamos un aumento de la temperatura ligado al calentamiento global de la Era Industrial que parece, sin embargo, caracterizado por mayor humedad ($\delta^{13}\text{C}$ más negativo). Esa tendencia en el $\delta^{13}\text{C}$ podría también explicarse como una señal del cambio en la composición atmosférica por la quema de combustibles fósiles (el CO_2 atmosférico tiene en las últimas décadas unos valores de $\delta^{13}\text{C}$ anómalamente negativos, FRANCEY *et al.* 1999) o como una respuesta del suelo a la reforestación natural que ocurre en el Pirineo tras el abandono de tierras de cultivo.

Las dataciones de ^{14}C conseguidas en los registros de las cuevas de hielo estudiados hasta la fecha en el PNPMP indican un crecimiento del hielo durante los últimos 1500 años en Casteret y 300 años en Sarríes1 (con un periodo inicial en torno a 5300

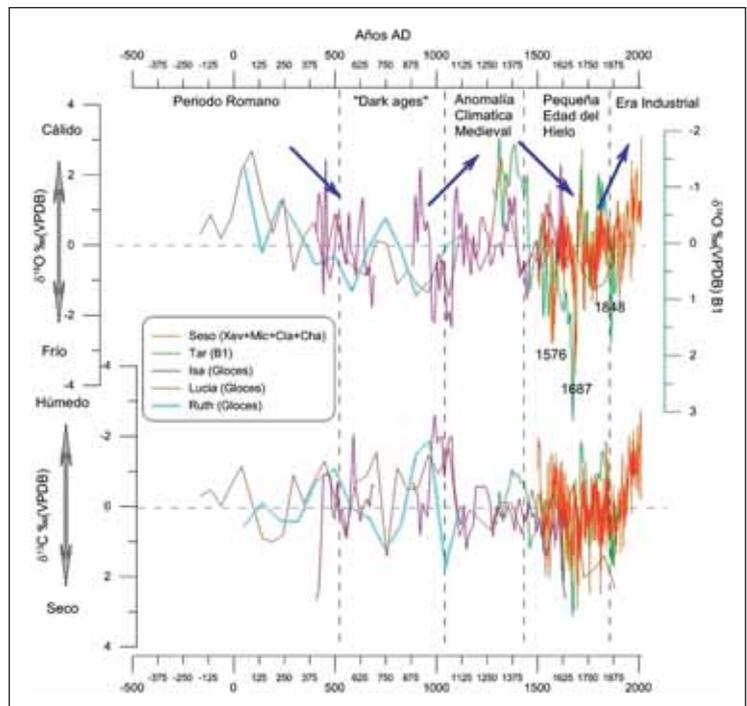


Figura 7. Variación isotópica de las estalagmitas estudiadas en el PNOMP para los últimos 2000 años. Nótese la relación con los periodos climáticos y la buena réplica entre muestras de diferentes cuevas

Figure 7. Isotopic variation recorded in the studied stalagmites from the PNOMP during last 2000 years. Note the association with climatic periods and the similarity among different cave records.

años BP de formación de hielo masivo). A falta de los datos isotópicos es complejo interpretar dichos depósitos pero sin duda representan periodos fríos en los que la temperatura interna de la cueva no ascendía de 0°C, permitiendo la acumulación de hielo. Los periodos datados corresponden con el Neoglacial (hace unos 5000 años) y con parte de la Pequeña Edad del Hielo (1500-1850 AD), ambos periodos fríos que pudieron favorecer la formación de hielo en las cavidades del Parque. Además de los restos orgánicos datados por ^{14}C , también contamos con las dataciones de calcitas criogénicas del depósito de hielo de la cueva Sarrios-6. Estas calcitas aparecen como cristales singulares milimétricos constituidos por un armazón externo de color pardo rojizo y morfología romboédrica y un relleno interior de cristales esqueléticos más claros (BARTOLOMÉ *et al.* 2015). Su formación en ambientes alpinos está asociada a la fusión de la nieve invernal permitiendo la infiltración en los sistemas endokársticos donde, debido a las frías temperaturas, se congelaría produciendo acumulación de hielo y la segregación de las calcitas. La datación disponible indica que se formaron durante el final de la Anomalía Climática Medieval, entre 1149-1177 AD, al igual que se han registrado en otras cuevas en los Alpes (LUETSCHER *et al.* 2013).

A una escala temporal más amplia, se registra el Holoceno (últimos 11700 años) en un conjunto de espeleotemas bien datados y con buena resolución en los isótopos. El Holoceno es el último periodo interglaciar y en el que nos encontramos. En nuestra latitud, se ha caracterizado principalmente por los cambios en humedad (JALUT *et al.* 2009) asociados a las variaciones de la insolación por causas orbitales. Así, en el NE de la Península Ibérica se han observado condiciones más húmedas durante el Holoceno Temprano en contraste con los milenios posteriores cuando dominaron condiciones de relativa aridez (MORELLÓN *et al.* 2009). A pesar de que esta transición hacia una aridificación relativa del Holoceno Medio (aproximadamente entre 7.000 y 5.000 años antes del presente) está bien establecida, las características de este intervalo (duración, inicio, intensidad...) están por caracterizar. Además de este patrón orbital, también hay evidencias de cambios que

ocurren en pocas decenas de años y que tuvieron consecuencias en la temperatura, en el balance hidrológico y en la cubierta vegetal (PÉREZ-SANZ *et al.* 2013).

Los registros aquí presentados nos indican un calentamiento a lo largo del Holoceno Temprano y Medio (10-4.5 ka) seguido de un enfriamiento posterior (quizás asociado al Neoglacial, como se ha visto recientemente en las morrenas analizadas en el Balcón de Pineta por GARCÍA-RUIZ *et al.* 2014). En torno a los 3000-5000 años se detecta un episodio especialmente seco, observado principalmente en las cuevas de mayor altitud (ej. El Trucho). Estas interpretaciones se apoyan en la buena réplica de los resultados entre diferentes estalagmitas, fundamental para lograr aislar los patrones globales de aquellas influencias más locales. Así, se observa como el $\delta^{18}\text{O}$ tiene una señal común en 6 estalagmitas de 3 cuevas distintas (El Trucho, Las Gloces y B1-La Bufona) (Figura 8) mientras que el $\delta^{13}\text{C}$, más influido por el espesor de la roca, el tipo y la cantidad de vegetación, muestra patrones y valores diferenciados.

Los datos de periodos anteriores al Holoceno son mucho más escasos. De hecho, como se ha puesto de manifiesto en recopilaciones de tasas de crecimiento de espeleotemas en el norte (STOLL *et al.* 2013) y noreste (MORENO *et al.* 2013) peninsular, el crecimiento se concentra en periodos interglaciares (Holoceno y MIS5) y es muy escaso y discontinuo en periodos glaciares. Tan solo una estalagmita registra crecimiento en el Pirineo durante el MIS3 y la deglaciación (Figura 9). Así, la estalagmita SAR, perteneciente a la cueva de las Gloces, se forma entre 60.000 años y la actualidad pero se interrumpe entre 30-20 ka BP. Esta falta de crecimiento durante 10.000 años pone de manifiesto la existencia de condiciones muy frías, aunque probablemente muy secas en ese intervalo caracterizado por un mínimo avance glaciar en varios valles del Pirineo Central (LEWIS *et al.* 2009).

En la Figura 9 se compara el registro isotópico de esta estalagmita con los sondeos de hielo de Groenlandia (NGRIP) (RASMUSSEN *et al.* 2014)

(Figura 9A) y con las temperaturas marinas superficiales registran en un sondeo marino del Atlántico Norte (WEINELT *et al.* 2003). La buena correlación a escala de milenios entre el $\delta^{13}\text{C}$ de SAR y las temperaturas superficiales marinas (Figura 9C) indica que en momentos fríos disminuyó la disponibilidad hídrica en el Pirineo, poniéndose de manifiesto también en la ralentización del crecimiento de la estalagmita y en los valores de ^{234}U (Figura 9D). Durante el MIS3, los isótopos estables han reflejado variaciones significativas en las condiciones ambientales, indicando que a partir de los ca. 45 ka se produjo un enfriamiento (valores más negativos de $\delta^{18}\text{O}$, Figura 9B), afectando a la tasa de crecimiento del espeleotema. Así, se distinguen dos fases en este periodo, una primera (60-45 ka BP) correspondiente a un periodo de óptimo climático relativo, de mayor humedad y temperatura y con una mayor velocidad de crecimiento; y una segunda fase en la que la disponibilidad hídrica se vio reducida, la temperatura descendió y la cobertura vegetal se vio reducida debido a ese enfriamiento. A partir de 30 ka, cuando las condiciones son especialmente frías y áridas coincidentes con el evento de Heinrich 3, la estalagmita deja de crecer. Sin embargo, como hasta la fecha no se ha realizado ningún estudio

de alta resolución en el Pirineo de estalagmitas que registren este periodo, la interpretación a escala regional de esta estalagmita en particular es todavía muy preliminar.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido financiado por el proyecto “Reconstrucción de cambios climáticos abruptos a partir de registros de cuevas en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido: formaciones de espeleotemas y depósitos de hielo – Ref 258/2011” del Organismo Autónomo Parques Nacionales. Adicionalmente, se ha conseguido financiación a través de los proyectos OPERA (CTM2013-48639-C2-2-RMEC) e HIDROPAST (CGL2010-16376) del Ministerio de Economía y Competitividad. Agradecemos especialmente a la plantilla del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido por su ayuda prestada en todo momento sin la cual esta investigación no habría sido posible. El apoyo en el trabajo de campo del Grupd’Espeleologia de Badalona (GEB) y la recogida de muestras de lluvia por Ramiro Moreno (Borrasstre, Huesca) han sido parte fundamental en el desarrollo de este proyecto de investigación.

REFERENCIAS

- BARTOLOMÉ, M., SANCHO, C., OSACAR, C., MORENO, A., LEUNDA, M., OLIVA-URCIA, B., SPÖTL, C., LUETSCHER, M., LÓPEZ, J., BELMONTE, Á. 2015. Characteristics of cryogenic calcites in Pyrenean ice caves of the Pyrenees (Northern Spain). *Geogaceta* n. 58.
- BARTOLOMÉ, M., MORENO, A., SANCHO, C., STOLL, H.M., CACHO, I., SPÖTL, C., BELMONTE, Á., EDWARDS, R.L., CHENG, H., HELLSTROM, J.C. 2015. Hydrological change in Southern Europe responding to increasing North Atlantic overturning during Greenland Stadial 1. *Proceedings of the National Academy of Sciences* PMID: 25964366, v. 112, n. 21, p. 6568–6572.
- DORALE, J. A., EDWARDS, R.L., ALEXANDER, E.C., SHEN, C.C., RICHARDS, D.A., CHENG, H. 2004. Uranium-series dating of speleothems: current techniques, limits and applications. In: MYLROIE, John E; SASOWSKY, Ira D (Orgs.). *Studies of Cave Sediments: Physical and Chemical Records of Paleoclimate*. New York: Kluwer Academy / Plenum publishers, p. 177–197.
- DUARTE, C., ALONSO, S., BENITO, G., DACHS, J., MONTES, C., PARDO, M., RÍOS, A.F., SIMÓ, R., VALLADARES, F. 2006. Cambio Global. Impacto de la actividad humana sobre el sistema Tierra. [S.l.]: Consejo Superior de Investigaciones Científicas.
- FRANCEY, R. J., ALLISON, C. E., ETHERIDGE, D. M., TRUDINGER, C. M., ENTING, I. G., LEUENBERGER, M., LANGENFELDS R. L., MICHEL, E., STEELE, L. P. 1999. A 1000-year high precision record of $\delta^{13}\text{C}$ in atmospheric CO_2 . *Tellus B* v. 51, n. 2, p. 170–193.
- GARCÍA-RUIZ, J. M., PALACIOS, D., ANDRÉS, N. DE, VALERO-GARCÉS, B.L., LÓPEZ-MORENO, J.I., SANJUÁN, Y. 2014. Holocene and “Little Ice Age” glacial activity in the Marboré Cirque, Monte Perdido Massif, Central Spanish Pyrenees. *The Holocene* v. 24, n. 11, p. 1439–1452.
- JALUT, G., DE DOUBAT, J.J., FONTUGNE, M., OTTO, T. 2009. Holocene circum-Mediterranean vegetation changes: Climate forcing and human impact. *Quaternary International* v. 200, n. 1–2, p. 4–18.
- LACHNIET, M. S. 2009. Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values. *Quaternary Science Reviews* v. 28, n. 5-6, p. 412–432.
- LEWIS, C. J., MCDONALD, E.V., SANCHO, C., PEÑA, J.L., RHODES, E.J. 2009. Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. *Global and Planetary Change*, v. 67, n. 3-4, p. 141–152.
- LUETSCHER, M., BORREGUERO, M., MOSELEY, G.E., SPÖTL, C., EDWARDS, R.L. 2013. Alpine permafrost thawing during the Medieval Warm Period identified from cryogenic cave carbonates. *The Cryosphere* v. 7, n. 4, p. 1073–1081.
- LUETSCHER, M., JEANNIN, P.-Y., HAEBERLI, W. 2005. Ice caves as an indicator of winter climate evolution: a case study from the Jura Mountains. *The Holocene* v. 15, n. 7, p. 982–993.
- MCDERMOTT, F. 2004. Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. *Quaternary Science Reviews* v. 23, n. 7-8, p. 901–918.
- MORELLÓN, M., VALERO-GARCÉS, B., VEGAS-VILARRÚBIA, T., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., ROMERO, Ó., DELGADO-HUERTAS, A., MATA, P., MORENO, A., RICO, M., CORELLA, J.P. 2009. Lateglacial and Holocene palaeohydrology in the western Mediterranean region: The Lake Estanya record (NE Spain). *Quaternary Science Reviews* 0277-3791 doi: DOI: 10.1016/j.quascirev.2009.05.014, v. 28, n. 25-26, p. 2582–2599.
- MORENO, A., BELMONTE, A., BARTOLOMÉ, M., SANCHO, C., OLIVA, B., STOLL, H., EDWARDS, L.R., CHENG, H., HELLSTROM, J. 2013. Speleothem formation in Northeastern Iberian Peninsula under the influence of different climatic conditions over last glacial cycles. *Cuadernos de Investigación Geográfica* v. 39, n. 1, p. 25–47.

- MORENO, A., PÉREZ, A., FRIGOLA, J., NIETO-MORENO, V., RODRIGO-GÁMIZ, M., MARTRAT, B., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., MORELLÓN, M., MARTÍN-PUERTAS, C., CORELLA, J.P., BELMONTE, Á., SANCHO, C., CACHO, I., HERRERA, G., CANALS, M., GRIMALT, J.O., JIMÉNEZ-ESPEJO, F., MARTÍNEZ-RUIZ, F., VEGAS-VILARRÚBIA, T., VALERO-GARCÉS, B.L. 2012. The Medieval Climate Anomaly in the Iberian Peninsula reconstructed from marine and lake records. *Quaternary Science Reviews* v. 43, n. 0, p. 16–32.
- OLIVA-URCIA, B., MORENO, A., VALERO-GARCÉS, MATA, M.P., GRUPO PROYECTO HORDA. 2013. Magnetismo y cambios ambientales en registros terrestres. *Cuadernos de Investigación Geográfica* v. 39, n. 1, p. 117–140.
- PÉREZ-SANZ, A., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., MORENO, A., VALERO-GARCÉS, B., GIL-ROMERA, G., RIERADEVALL, M., TARRATS, P., LASHERAS-ÁLVAREZ, L., MORELLÓN, M., BELMONTE, A., SANCHO, C., SEVILLA-CALLEJO, M., NAVAS, A. 2013. Holocene climate variability, vegetation dynamics and fire regime in the central Pyrenees: the Basa de la Mora sequence (NE Spain). *Quaternary Science Reviews* v. 73, p. 149–169.
- RASMUSSEN, S. O., BIGLER, M., BLOCKLEY, S.P., BLUNIER, T., BUCHARDT, S.L., CLAUSEN, H.B., CVIJANOVIC, I., DAHL-JENSEN, D., JOHNSEN, S.J., FISCHER, H., GKINIS, V., GUILLEVIC, M., HOEK, W.Z., LOWE, J.J., PEDRO, J.B., POPP, T., SEIERSTAD, I.K., STEFFENSEN, J.P., SVENSSON, A.M., VALLELONGA, P., VINSTER, B.M., WALKER, M.J.C., WHEATLEY, J.J., WINSTRUP, M. 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews* v. 106, p. 14–28.
- SALABARNADA, A. 2011. Recent depositional evolution of a high altitude, Alpine lake: Marboré lake (Ordesa - Monte Perdido National Park, Spanish Pyrenees). Tesis de Máster – Universidad Menéndez Pelayo - CSIC.
- SALAZAR, A., MATA, M.P., RICO, M., VALERO-GARCÉS, OLIVA-URCIA, B., RUBIO, F.M. 2013. El paleolago de La Larri (Valle de Pineta, Pirineos). *Cuadernos de Investigación Geográfica* v. 39, n. 1, p. 97–116.
- SCHOLZ, D., HOFFMANN, D. L. 2011. StalAge - An algorithm designed for construction of speleothem age models. *Quaternary Geochronology* v. 6, n. 3-4, p. 369–382.
- SHEN, C. C., EDWARDS, R.L., CHENG, H., DORALE, J.A., THOMAS, R.B., MORAN, S.B., WEINSTEIN, S.E., EDMONDS, H.N. 2002. Uranium and thorium isotopic and concentration measurements by magnetic sector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Chemical Geology* v. 185, p. 165–178.
- STOLL, H. M., MORENO, A., MENDEZ-VICENTE, A., GONZALEZ-LEMONS, S., JIMENEZ-SANCHEZ, M., DOMINGUEZ-CUESTA, M.J., EDWARDS, R.L., CHENG, H., WANG, X. 2013. Paleoclimate and growth rates of speleothems in the northwestern Iberian Peninsula over the last two glacial cycles. *Quaternary Research* v. 80, n. 2, p. 284–290.
- VALERO-GARCÉS, B. L., OLIVA-URCIA, B., MORENO, A., RICO, M., MATA-CAMPO, P., SALAZAR-RINCÓN, A., RIERADEVALL, M., GARCÍA-RUIZ, J.M., CHUECA CÍA, J., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., PÉREZ, A., SALABARNADA, A., PARDO, A., ARRUEBO, T., SANCHO, C., BARREIRO, F., BARTOLOMÉ, M., GARCÍA-PRÍETO, E., GIL-ROMERA, G., LÓPEZ-MERINO, L., SEVILLA-CALLEJO, M., TARRATS, P. 2013. Dinámica glacial, clima y vegetación en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido durante el Holoceno. *Proyectos de Investigación en parques nacionales: 2009-2012*, Monografías Organismo Autónomo Parques Nacionales, p. 7-39.
- WEINELT, M., ROSELL-MELÉ, A., PFLAUMANN, U., SARNTHEIN, M., KIEFER, T. 2003. Zur Rolle der Produktivität im Nordost atlantik bei abrupten Klimaänderungen in den letzten 80 000 Jahren. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften (ZDGG)* p. 47–66.