



Trabajo Fin de Máster

Estudio multianalítico de estalagmitas de la
cueva de Ostolo (Navarra) para la
reconstrucción paleoclimática durante la última
deglaciación y el Holoceno

*Multiproxy study of stalagmites from Ostolo cave (Navarre) to
reconstruct paleoclimate variability during the last deglaciation
and the Holocene*

Autor

Jon-Mari Iturrealde Mendieta

Directores y ponente

Ana Moreno Caballud
Miguel Bartolomé Úcar
Belén Oliva Urcia

Titulación del autor

Máster en Geología: Técnicas y Aplicaciones

Universidad de Zaragoza
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA
Curso 2023-2024

Defensa: Septiembre de 2024

RESUMEN

En este TFM se han muestreado y estudiado, mediante isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) analizados en un IRMS o *Isotope Ratio Mass Spectrometer*, cuatro estalagmitas de la cueva de Ostolo (Navarra) con el fin de reconstruir las variaciones climáticas de la última deglaciación y del Holoceno. Así se da continuación al estudio de Bernal-Wormull et al. (2021) de tres estalagmitas de la misma cueva en el que interpretaban la señal del $\delta^{18}\text{O}$ durante la última deglaciación como cambios en la temperatura atmosférica. También se han utilizado otros indicadores paleoclimáticos como fábricas petrográficas, elementos traza (Mg/Ca, Ba/Ca y Sr/Ca), $\delta^{234}\text{U}$ y ^{238}U junto con una extensa monitorización de la cueva para interpretar las señales de los isótopos estables y reconstruir la variabilidad paleoclimática. El estudio de rocas y suelos circundantes mediante diferentes propiedades magnéticas y análisis mineralógicos, así como el reconocimiento geomorfológico del exo- y endokarst, ha permitido comprender mejor las condiciones de formación y crecimiento de las estalagmitas y su relación con el sustrato. Se ha concluido que: i) el $\delta^{18}\text{O}$ de las estalagmitas refleja principalmente cambios rápidos en la temperatura en clara sincronía con las oscilaciones térmicas anteriormente registradas en sondeos de hielo de Groenlandia y otros registros europeos durante la deglaciación, señal que es modulada por las variaciones del $\delta^{18}\text{O}$ del agua de mar durante el *Heinrich Event 1* (HE1) o el comienzo del Holoceno; ii) el $\delta^{13}\text{C}$ de las estalagmitas refleja cambios regionales en el desarrollo de suelos y vegetación, pero también alteraciones locales como el posible taponamiento de la entrada a la cavidad durante ciertos períodos de tiempo con mayor transporte interno de sedimentos; y iii) la gran cantidad de uranio de las estalagmitas probablemente provenga de los diques brechificados seguramente formados por fluidos meteóricos.

ABSTRACT

Four stalagmites from Ostolo cave (Navarre) were sampled and studied in this Master's thesis for stable isotopes $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ composition using an IRMS or Isotope Ratio Mass Spectrometer with the main aim of reconstructing climate variability during the last deglaciation and the Holocene. Bernal-Wormull et al. (2021) had previously studied three other stalagmites from the same cave concluding that the $\delta^{18}\text{O}$ mainly reflects changes in air temperature during the last deglaciation. Other paleoclimate indicators such as petrographic fabrics, trace elements (Mg/Ca, Ba/Ca, Sr/Ca), $\delta^{234}\text{U}$ and ^{238}U as well as an accurate cave monitoring supported the interpretation of stable isotope signals and allowed reconstructing paleoclimate variability. Rock and soil studies using different magnetic properties and mineralogical analyses respectively, in addition to exo- and endokarst geomorphological surveys, resulted in a better comprehension of the stalagmites' formation, their growing conditions and their relationship with the substrate. We conclude that: i) $\delta^{18}\text{O}$ mainly reflects air temperature changes in synchrony with events previously recorded in Greenland ice cores and other European records during the last deglaciation, while seawater $\delta^{18}\text{O}$ values were also modulating speleothem values during Heinrich Event 1 (HE1) and the beginning of the Holocene; ii) $\delta^{13}\text{C}$ profiles from the stalagmites reflect regional changes in soil and vegetation, but also local disturbances (probably the obstruction of the cave entrance associated to periods with more detrital transport inside the cavity); and iii) the enormous amount of uranium found in the stalagmites probably comes from the brecciated dikes in the host rock, certainly formed by meteoric fluids.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. El registro climático en los espeleotemas.....	1
1.2. Motivación y objetivos principales.....	2
1.3. Objetivos específicos.....	3
2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA, CLIMÁTICA Y GEOLÓGICA.....	4
2.1. Situación geográfica.....	4
2.2. Clima y vegetación actuales.....	6
2.3. Contexto geológico.....	7
3. METODOLOGÍA.....	8
3.1. Trabajo de campo.....	8
3.2. Trabajo de laboratorio.....	9
3.2.1. Sustrato.....	10
Rocas: Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM).....	10
Mármoles: microscopio electrónico de barrido de emisión de campo (FESEM).....	10
Suelos y depósitos siliciclásticos: Difracción de Rayos X (DRX).....	11
3.2.2. Registro estalagmítico.....	11
Estalagmitas estudiadas.....	11
Isótopos estables.....	14
Láminas delgadas.....	15
3.3. Trabajo de gabinete.....	15
3.3.1. Sustrato.....	15
3.3.2. Registro estalagmítico.....	16
Modelos de edad.....	16
Corrección de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ por el volumen de hielo.....	16

4. RESULTADOS.....	17
4.1. Características del sustrato del entorno de la cueva.....	17
4.1.1. Litologías del entorno de la cueva.....	17
Mármoles: SEM e isótopos estables.....	17
Diques.....	18
Susceptibilidad magnética y ASM.....	19
4.1.2. Suelos y depósitos siliciclásticos.....	20
4.2. Monitorización de la cueva.....	22
4.2.1. Hidroquímica.....	22
4.2.2. Carbono Inorgánico Disuelto (DIC).....	23
4.2.3. CO ₂ y δ ¹³ C del aire.....	24
4.3. Registro estalagmítico.....	24
4.3.1. Dataciones de U-Th.....	24
4.3.2. Modelos de edad y fábricas petrográficas.....	26
4.3.3. Isótopos estables: δ ¹⁸ O _C y δ ¹³ C.....	29
δ ¹⁸ O _C	29
δ ¹³ C.....	31
4.3.4. Elementos traza: Mg, Ba y Sr.....	32
4.3.5. δ ²³⁴ U y ²³⁸ U.....	34
5. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN.....	35
5.1. Reconstrucción paleoclimática a partir del δ ¹⁸ O.....	35
5.2. Variaciones de δ ¹³ C en las estalagmitas de Ostolo: de procesos locales a regionales.....	39
5.3. Origen de los valores altos de U en las estalagmitas de Ostolo.....	45
6. CONCLUSIONES.....	48
7. CONSIDERACIONES FUTURAS.....	50
8. BIBLIOGRAFÍA.....	51
9. ANEXOS.....	60

1. INTRODUCCIÓN

1.1. El registro climático en los espeleotemas

El actual cambio global, resultado de la actividad humana, amenaza la vida en la Tierra como la conocemos hoy en día, mostrando un futuro incierto para las generaciones futuras al haberse superado ya varios de los llamados “límites planetarios”, entre los que se encuentra el cambio climático (Rockström et al., 2023). Aunque son muchos los factores que causan la variabilidad climática natural, como la distribución de la radiación solar que reciben las distintas latitudes, la configuración de los continentes, la actividad volcánica, las corrientes oceánicas, etc., es evidente desde hace décadas que aquellos factores relacionados con la actividad humana, como el aumento actual de los gases de efecto invernadero debido a la quema de combustibles fósiles, están teniendo un impacto en el calentamiento global de nuestro planeta (Stocker et al., 2013). Para intentar conocer la evolución del clima en el futuro y los efectos que pueda causar, es necesario estudiar cómo han sido los cambios climáticos pasados para entender bien la complejidad del sistema climático.

Gracias a los diferentes archivos geológicos que albergan información del clima del pasado que ha quedado registrada durante su formación, ya sea en base a cambios en su sedimentología, composición geoquímica, isotópica o biológica (Moreno et al., 2017a), podemos ahondar en el estudio del clima del pasado. Entre los diferentes archivos destacan los sondeos marinos y lacustres con resoluciones de décadas durante intervalos de tiempo generalmente largos (Moreno et al., 2017a). Sin embargo, la cronología (fuera del rango de datación del ^{14}C que cubre los últimos 45 ka) muchas veces está basada en la correlación con parámetros orbitales u otros registros, proceso conocido como *tuning* (Lourens, 2004). Los sondeos de hielo, por su parte, ofrecen una continuidad excepcional de registro de épocas glaciales e interglaciales de los últimos 800 ka para la Antártida (Lüthi et al., 2008) y de los últimos 120 ka para Groenlandia (Rasmussen et al., 2014; Mojtabavi et al., 2020), que se han ido refinando y sincronizando con los años. No obstante, la cronología de los sondeos de hielo está limitada por la presencia de tefras volcánicas y el conteo de la laminación estacional (Sinnl et al., 2022), la cual se complica con la profundidad debido a la compactación y deformación de las capas (Faria et al., 2010).

Los espeleotemas de las cuevas, y en concreto las estalagmitas, son archivos paleoclimáticos excepcionales que están en plena expansión como registros fidedignos de los cambios climáticos pasados. Hay varias características que los hacen especialmente importantes: i) su datación con la técnica del U-Th proporciona una cronología absoluta, con un límite temporal de ~500 ka con incertidumbres relativamente bajas (menores del 1%), o por U-Pb, para aquellos >500 ka (Richards y Dorale, 2003), y ii) es posible analizar múltiples indicadores, tanto estratigráficos - laminaciones anuales - (Muñoz et al., 2015), como petrográficos (Martínez-Pillado et al., 2010) o geoquímicos - isótopos estables: $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$; elementos traza: Mg, Ca, Ba, Sr, U, Y - (Fairchild y Treble, 2009; Sliwinski et al., 2023) que permiten un estudio “multi-indicador”, haciendo posible la discriminación entre factores locales y regionales o globales en las señales identificadas. Más recientemente se están analizando otros indicadores que pueden llegar a proporcionar información climática y ambiental de un carácter más cuantitativo: inclusiones fluidas (Bernal-Wormull, 2023), biomarcadores como los GDGTs (*Glycerol dialkyl glycerol tetraether*) (Zang et al., 2023), o indicadores biológicos como el contenido en polen (Liu et al., 2023) o el ADN (Stahlschmidt et al., 2019). Así, es posible obtener cronologías muy robustas con errores muy bajos a partir de espeleotemas, pudiendo cuantificar la rapidez, sincronicidad o asincronicidad de los cambios climáticos que quedaron reflejados en los diferentes indicadores comentados anteriormente.

1.2. Motivación y objetivos principales

La cueva de Ostolo, situada en el norte de Navarra, adquirió interés científico en 2006 a raíz del descubrimiento de un yacimiento arqueológico en su interior (Sagarna, 2020). Así, empezaron los trabajos de arqueología y el estudio del medio físico de la cueva en paralelo. El estudio de tres estalagmitas de la cueva (Bernal-Wormull et al., 2021) ha asentado las bases de las que partir para realizar este Trabajo Fin de Máster (TFM). Bernal-Wormull et al. (2021) estudiaron tres estalagmitas que cubrían el periodo de la última deglaciación pero finalizaban al inicio del Holoceno. En este TFM se han estudiado otras cuatro estalagmitas, lo que ha permitido replicar esa señal ya conocida y extenderla durante el Holoceno. La cueva de Ostolo ofrece así una oportunidad excelente para inferir la respuesta en el Pirineo Occidental a los cambios climáticos

abruptos globales de los últimos 19.000 años (Bernal-Wormull et al., 2021).

En este TFM se establecen dos objetivos principales: i) caracterizar en detalle el entorno de la cueva para determinar las características geológicas y geomorfológicas que condicionan el registro espeleotémico y la dinámica actual de la cavidad y ii) reconstruir las variaciones climáticas de la última deglaciación y del Holoceno mediante el estudio multi-indicador de cuatro estalagmitas de la cueva de Ostolo no analizadas hasta la fecha.

1.3. Objetivos específicos

Los objetivos específicos se dividen en tres bloques:

i) Describir y sintetizar el contexto geológico y geomorfológico del entorno de la cueva, para lo cual se pretende:

- Obtener una cartografía geológica del terreno y clasificar las diferentes litologías y suelos mediante el análisis magnético y geoquímico, respectivamente.
- Analizar la composición isotópica de las calizas marmóreas en las que se desarrolla la cueva, por su posible influencia en el registro de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de las estalagmitas.
- Comprender la relación entre los suelos de la cuenca de drenaje y los rellenos siliciclásticos del interior de la cueva a través del análisis mineralógico de los mismos.

ii) Comprender la dinámica actual de la cueva mediante:

- El muestreo y los análisis químicos básicos (alcalinidad, pH, iones) de las aguas de goteo y del agua del arroyo interior de la cueva de Ostolo.
- El muestreo y los análisis del aire (CO_2 y $\delta^{13}\text{C}$) en las diferentes estaciones del año.
- La obtención y el procesado del registro meteorológico del pueblo de Arantza en el periodo 2019-2023, analizando la variabilidad en precipitación y temperatura y su distribución anual para describir el clima y la vegetación del entorno actual.

iii) Reconstruir las variaciones climáticas de la última deglaciación y del Holoceno:

- Muestreando a alta resolución (milímetro a milímetro) las cuatro estalagmitas estudiadas en este trabajo, OST-5, OST-6, OST-7 y OST-8, para realizar los análisis de los isótopos estables $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$.
- Analizando los cambios de color/textura de una estalagmita a través del estudio de láminas delgadas para conocer su relación con los valores de isótopos estables y detectar posibles interrupciones en el crecimiento.

- Realizando los modelos de edad de las cuatro estalagmitas con las dataciones disponibles de U-Th y así observar posibles cambios en la tasa de crecimiento o hiatos.
- Comparando los resultados obtenidos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ con otros registros como elementos traza (Mg, Ba, Sr), $\delta^{234}\text{U}$ y ^{238}U .
- Integrando todos los datos del campo, monitorización, laboratorio y datos previos para lograr una interpretación conjunta.

2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA, CLIMÁTICA Y GEOLÓGICA

2.1. Situación geográfica

La cueva de Ostolo se encuentra al norte de la península ibérica, en los Pirineos occidentales, cerca de la frontera con Francia. Concretamente, se sitúa al norte de la Comunidad Foral de Navarra, en la localidad de Arantza (Aranaz en castellano) (Fig. 1). La cueva se encuentra a 21 km en línea recta de la costa, en una cota de 180 m sobre el nivel del mar.

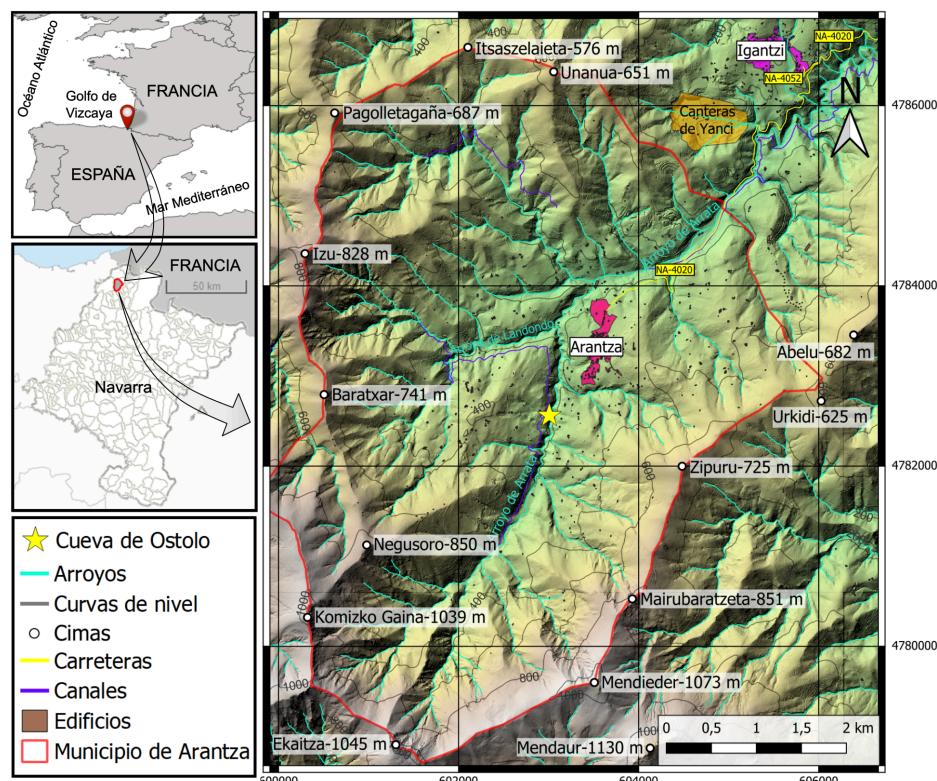


Figura 1. Localización geográfica de la cueva de Ostolo en Arantza (Navarra), Pirineo occidental, (datos geográficos obtenidos de IDENA y mapa realizado con la versión 3.28.4 de QGIS).

El municipio de Arantza presenta un gran contraste orográfico, puesto que las cimas más altas que delimitan el valle están en torno a 1.100 m de altura y el punto más bajo se encuentra a 120 m de altitud. La cavidad se encuentra en el fondo del valle, de dirección S-N, excavado por el arroyo de Arrata. Este arroyo pasa a llamarse Latsa en el municipio de Igantzi antes de unirse al río Bidasoa y desembocar en el océano Atlántico por el Golfo de Vizcaya.

La cueva de Ostolo presenta un desarrollo de 631 m de largo y +39 m en la vertical (Bernal-Wormull et al., 2021), con varias ramificaciones de galerías (Fig. 2, A). En el interior de la cueva fluye un arroyo que surge al exterior por la única entrada y salida de la cueva que se conoce, un conducto de acceso complicado (Fig. 2, B) debido a sus reducidas dimensiones - 40 cm de altura x 1 m de ancho x 8 m de largo - y en gran parte bloqueado por una formación de tobas que se prolonga unos 10 m en caída hasta unirse al arroyo de Arrata (Fig. 2, C).

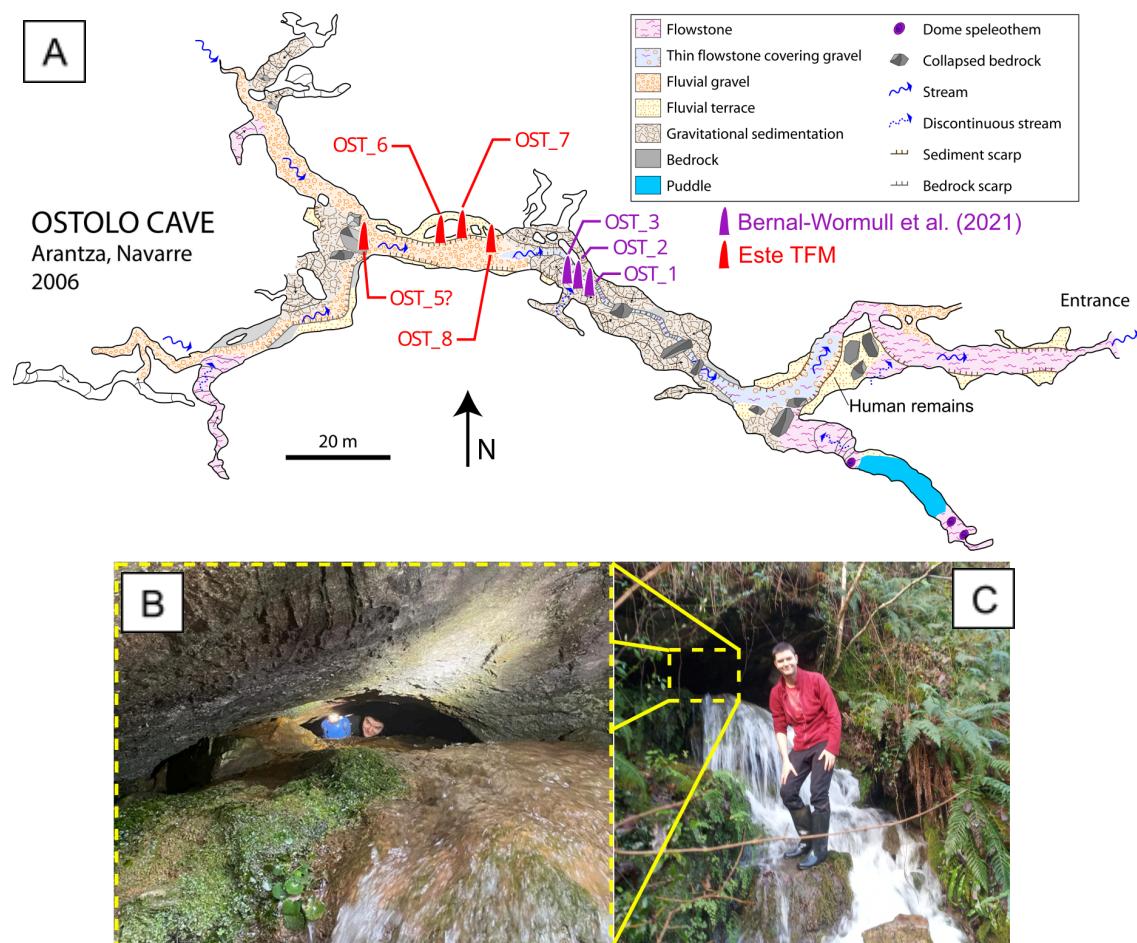


Figura 2. A, cartografía de la cueva de Ostolo realizada por Santzez, K., García, C., Ferreira, C., y del Cura, N. (Grupo Espeleológico de Aranzadi) (modificado de Bernal-Wormull, 2023) donde se sitúan las estalagmitas estudiadas; B, paso estrecho y con arroyo permanente de la única entrada y salida a la cueva que se conoce; C, formación de tobas bloqueando gran parte de la entrada.

2.2. Clima y vegetación actuales

El clima actual de Arantza se clasifica según Köppen (Peel et al., 2007) como un clima marítimo de costa occidental (oceánico) o Cfb, es decir, dentro del grupo “C” de climas templados, “f” sin estación seca y “b” de veranos frescos (Meteorología y Climatología de Navarra, en línea, consultada en 2024). Los nuevos datos meteorológicos (noviembre de 2018 - diciembre de 2023) proporcionados por *Arantzako aterpea* o el albergue de Arantza indican que la precipitación superó los 2.200 mm para 2019 y 2023 (Fig. 3) mientras que 2021 y 2022 fueron años más secos, especialmente en verano. La temperatura mínima se registró en enero de 2019 con -3,6°C y la máxima en julio de 2022 con 41,2°C.

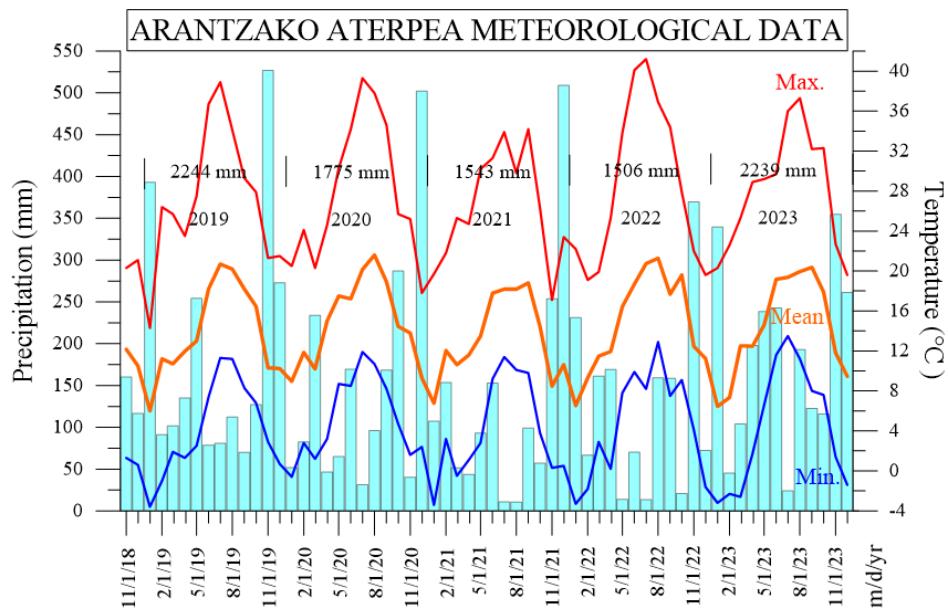


Figura 3. Datos meteorológicos proporcionados por el aterpe o albergue de Arantza desde noviembre de 2018 hasta diciembre de 2023, mostrando la precipitación acumulada y la temperatura máxima, mínima y media mensuales, más la precipitación anual acumulada.

La media anual de los valores meteorológicos del aterpe entre 2019 y 2023 dan una precipitación de 1.861 mm, temperaturas medias de entre 6,9 y 20,2°C, mínimas de hasta -2,8°C en enero y máximas de hasta 37,9°C en julio (Fig. 4).

El paisaje de Arantza está cubierto por praderas de pasto y bosques de robles en la parte baja del valle, castaños en la zona intermedia y hayas en la parte alta (Gran Enciclopedia de Navarra, en línea, consultada en 2024). También aparecen fresnos y helechos por la zona, además de plantaciones de coníferas (Gran Enciclopedia de Navarra, en línea, consultada en 2024). Así, la gran mayoría del territorio se encuentra

bajo el manto de la vegetación y los suelos, exceptuando los escarpes rocosos naturales, los lechos de río y los escarpes y edificaciones artificiales.

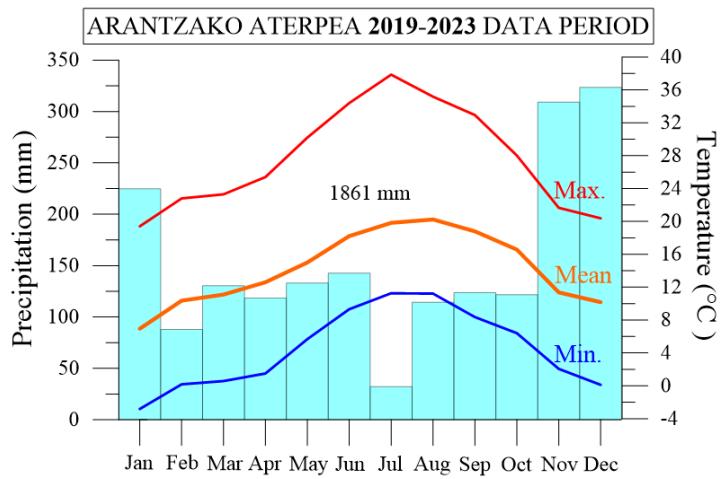


Figura 4. Media anual de los datos meteorológicos del aterpe de Arantza para 2019-2023 con 1.861 mm de precipitaciones, temperaturas medias de 6,9-20,2°C, mínima de -2,8°C y máxima de 37,9°C.

2.3. Contexto geológico

La cueva de Ostolo se encuentra en el Macizo Paleozoico de Bortziriak-Cinco Villas (Bodego et al., 2018) (Fig. 5, A), en las denominadas “Calizas de Aranaz” (Faci Paricio et al., 2002). Estas calizas de edad Devónico-Carbonífero afloran en las cotas bajas del valle del municipio de Arantza, y aparecen rodeadas por esquistos, pizarras y grauwacas coetáneas de la facies Culm (Faci Paricio et al., 2002). Las calizas están recristalizadas, por lo que se consideran calizas marmóreas (Pilger et al., 1972), y de ahora en adelante se referirá a ellas como mármoles. Campos (1979) habla de la presencia de piritas en los mármoles. Estos mármoles están atravesados por diabasas según Pilger et al. (1972), también llamadas por su sinónimo doloritas del Pérmico Medio-Superior según Galé Bornao (2005). Así mismo, los mármoles se encuentran a escasos 4 km de los afloramientos graníticos de Peñas de Aya, emplazados hace $267 \pm 1,1$ Ma según Denèle et al. (2012). Estructuralmente, los mármoles se encuentran doblemente plegados por dos anticlinales superpuestos, uno en dirección N-S y otro en dirección NE-SW (Pilger et al., 1972), relacionados con distintas fases de deformación hercínica (Galé Bornao, 2005) (Fig. 5, B). Asociados a la fracturación y a procesos hidrotermales se encuentran y se han explotado mineralizaciones filonianas Pb-Zn fuertemente brechificadas (Velasco et al., 1979). En concreto, las de alrededor de los mármoles de Arantza, que

cortan las facies Culm, contienen cuarzo, siderita, esfalerita, galena, pirita y goetita (Velasco et al., 1979).

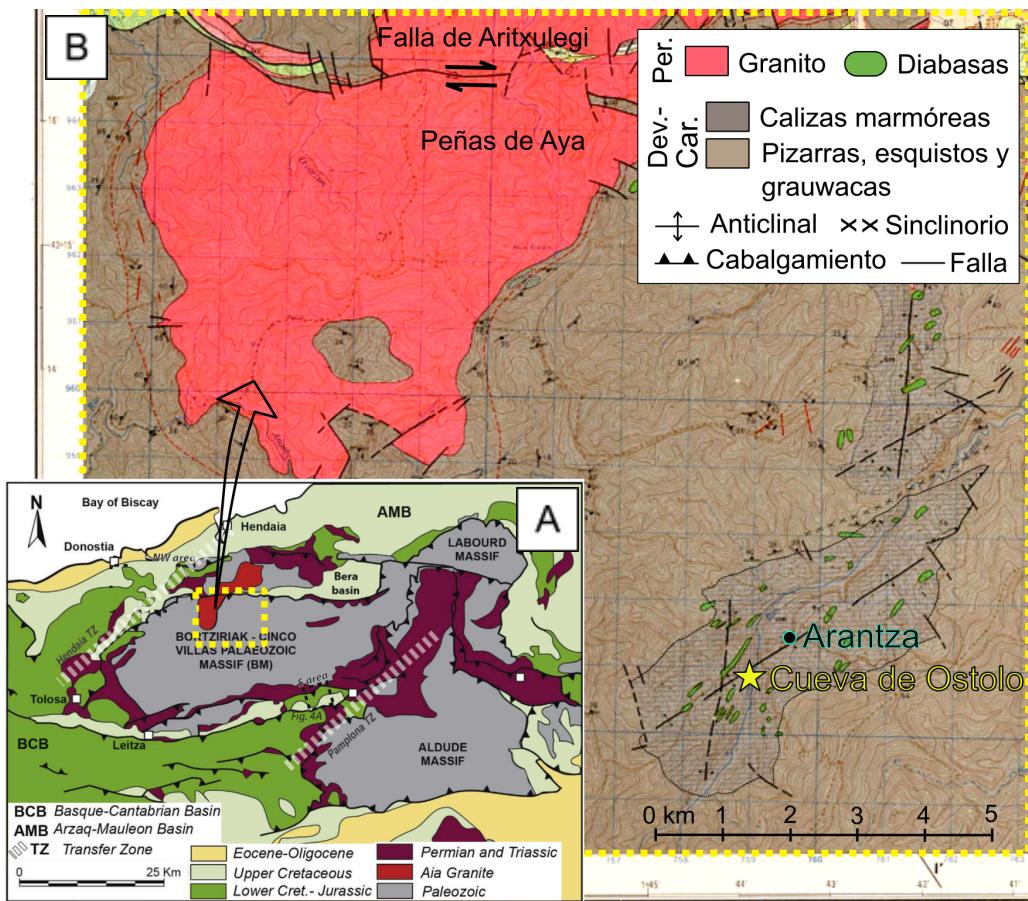


Figura 5. Contexto geológico de la cueva de Ostolo en el Macizo Paleozoico de Bortziriak-Cinco Villas. A, contexto general modificado de Bodego et al. (2018); B, mapa geológico del IGME realizado por Pilger et al. (1972) mostrando las Calizas de Aranaz del Devónico-Carbonífero plegadas y atravesadas por diabasas, próximas al granito de Peñas de Aya, y rodeadas por esquistos, pizarras y grauwacas.

3. METODOLOGÍA

La metodología utilizada en este TFM se puede definir como multianalítica por las diversas técnicas utilizadas y combinadas (metodología cronológica, isotópica, hidrológica, petrográfica, mineralógica, geoquímica). El estudio se organiza en trabajo de campo, de laboratorio y de gabinete, como se muestra a continuación.

3.1. Trabajo de campo

El trabajo de campo se ha desarrollado en la cueva de Ostolo y en sus alrededores dentro del municipio de Arantza con el fin de caracterizar el entorno y recoger

diferentes tipos de muestras. El muestreo se puede dividir en rocas, suelos y agua de arroyos en el entorno de la cueva, y rocas, sedimento siliciclástico, muestras de aire, aguas de goteo, aguas de arroyos y espeleotemas del interior de la cueva. Estas muestras se utilizarán para caracterizar la dinámica actual y los eventos del pasado de la cueva y las interacciones entre la atmósfera de la cueva, la hidrología-hidrogeología, los suelos y la roca encajante.

En el muestreo de rocas se han seleccionado 8 muestras orientadas de diferentes litologías para analizar sus propiedades magnéticas y 5 muestras de mármoles para analizar los valores de los isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$). En el muestreo de suelos se han recogido 2 muestras de aproximadamente 500 g para comparar su mineralogía con otras 2 muestras de un depósito siliciclástico del interior de la cueva. El muestreo de aire se ha llevado a cabo en diferentes puntos de la cueva succionando la atmósfera con una jeringuilla alejada del cuerpo, y expulsando el contenido en un vial de cristal debidamente sellado. A pesar de que los resultados de las muestras de aires recogidas no se pueden utilizar en este TFM porque son análisis que se obtendrán a lo largo de los próximos meses, sí que se dispone de 83 resultados de muestras recogidas en campañas anteriores. El muestreo de aguas difiere según el tipo de análisis: (i) para un análisis químico de contenido en iones, se recogió aproximadamente 1 litro de agua - se dispone de 14 análisis químicos previos y 8 del TFM, 22 en total -; (ii) para medir el $\delta^{13}\text{C}$ en el carbono inorgánico disuelto o DIC (*Dissolved Inorganic Carbon*) del agua de goteo, se usaron botes más pequeños y de cristal con cloruro de mercurio en su interior para inhibir el fraccionamiento isotópico causado por las bacterias durante el trayecto al laboratorio. Estos botes también se llenaron completamente, filtrando el agua previamente con filtros de 0,45 μm . Se dispone de 12 muestras para DIC recogidas previamente.

La geolocalización de las muestras fuera de la cavidad se ha realizado con el programa StraboSpot.

3.2. Trabajo de laboratorio

El trabajo de laboratorio ha consistido en submuestrear las muestras recogidas en el campo, estudiarlas y realizar los respectivos análisis.

3.2.1. Sustrato

Rocas: Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM)

La susceptibilidad magnética (κ), que permite caracterizar magnéticamente rocas y suelos entre otros materiales, se basa en aplicar un campo magnético de baja intensidad (alrededor de $300 \text{ A} \cdot \text{m}^{-1}$) a una muestra para medir la capacidad que tiene en adquirir magnetización; es decir, es la relación entre el campo aplicado (H) y la magnetización inducida en la muestra (M): $M = \kappa \cdot H$. Esta propiedad no suele ser isótropa en las rocas, y la medida en varias direcciones del espacio proporciona la ASM (Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética), un tensor de segundo grado que se representa con un elipsoide y que está relacionado con la fábrica de la roca y la deformación que ha sufrido (Tarling y Hrouda, 1993; Borradaile y Jackson, 2010). El elipsoide magnético obtenido se define a partir de varios parámetros y por la orientación de los tres ejes, que es lo que se ha utilizado en este TFM, además de la susceptibilidad total (K_m). Otros parámetros son el de forma T (cuando $0 > T > -1$ la forma es prolata, y cuando $1 > T > 0$ la forma es oblata) y el de anisotropía $P = K_1/K_3$, todos ellos definidos por Jelinek (1981). Así, con la fábrica magnética se puede deducir la orientación de los minerales de la roca, que puede estar relacionada con la sedimentación y/o deformación tectónica o con procesos de formación de la roca como el flujo del magma en rocas ígneas (Tarling y Hrouda, 1993). Por tanto, para entender mejor la fábrica de las rocas, es decir, la orientación de los granos minerales en las diferentes litologías de Arantza, se han medido un total de 59 cubos procedentes de las 8 muestras de roca orientadas en campo para obtener así la fábrica magnética (ASM). La fábrica de la roca puede estar relacionada con la deformación/fracturación y por lo tanto estar relacionada a su vez con la orientación de los diques, la cueva o de los ríos del entorno si la erosión posterior está condicionada por elementos estructurales.

Mármoles: microscopio electrónico de barrido de emisión de campo (FESEM)

Se ha visualizado y analizado una muestra de mármol con pirita en el microscopio electrónico de barrido de emisión de campo (FESEM) Carl Zeiss MERLIN ubicado en la Escuela de Ingeniería y Arquitectura (EINA) de la Universidad de Zaragoza y que ofrece el Servicio General de Apoyo a la Investigación (SAI), aprovechando las

prácticas de la asignatura del Máster de Geología: Técnicas y Aplicaciones del segundo cuatrimestre de “Caracterización de materiales geológicos: técnicas y aplicaciones”.

La muestra formada por pequeñas partículas de roca fue pegada a un portamuestras y recubierta en carbono por el método *sputtering* o evaporación al vacío para hacerla eléctricamente conductiva. Se tomaron imágenes de electrones secundarios, que permiten estudiar la topografía de la muestra, y de electrones retrodispersados, que mediante una escala de grises indican un contraste composicional (más claro, número atómico más pesado, y viceversa). Además, también se hicieron análisis químicos con un detector EDS (*energy-dispersive detector*) de rayos X tanto puntuales como lineales. El método de IRMS (*Isotope-ratio mass spectrometry*) para analizar el $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de cinco muestras de los mármoles es el mismo que el utilizado para analizar los isótopos estables de las estalagmitas, por lo que se detalla posteriormente en su apartado. Se han analizado 4 muestras por cada una de las 5 rocas de mármol recogidas; es decir, 20 análisis isotópicos en total.

Suelos y depósitos siliciclásticos: Difracción de Rayos X (DRX)

Se han analizado dos muestras de suelos del exterior de la cueva (OST_SU_3B y OST_SU_4B) y otras dos de un depósito siliciclástico del interior de la cueva (OST_4_ArenaBlanca y OST_4_Arcilla) de aproximadamente 500 g en la Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea (UPV/EHU) en el servicio de difracción de rayos X de los Servicios Generales de Investigación (SGIker). Se ha realizado una mineralogía de muestra total y una mineralogía de arcillas mediante difracción de rayos-X (DRX). Para la mineralogía de las arcillas se ha analizado la fracción $< 2 \mu\text{m}$, excepto para la muestra del suelo OST_SU_4B, donde ha sido de $< 20 \mu\text{m}$.

3.2.2. Registro estalagmítico

Estalagmitas estudiadas

En este TFM se han estudiado cuatro estalagmitas provenientes de la cueva de Ostolo: **OST-5, OST-6, OST-8** (Fig. 6) y **OST-7** (Fig. 7). Estas estalagmitas se obtuvieron, se cortaron longitudinalmente, se pulieron y se dataron en la tesis de Bernal-Wormull (2023). En dicha tesis también se publica el registro isotópico del $\delta^{18}\text{O}$ de las estalagmitas OST-1, OST-2 y OST-3 provenientes de la misma cueva.

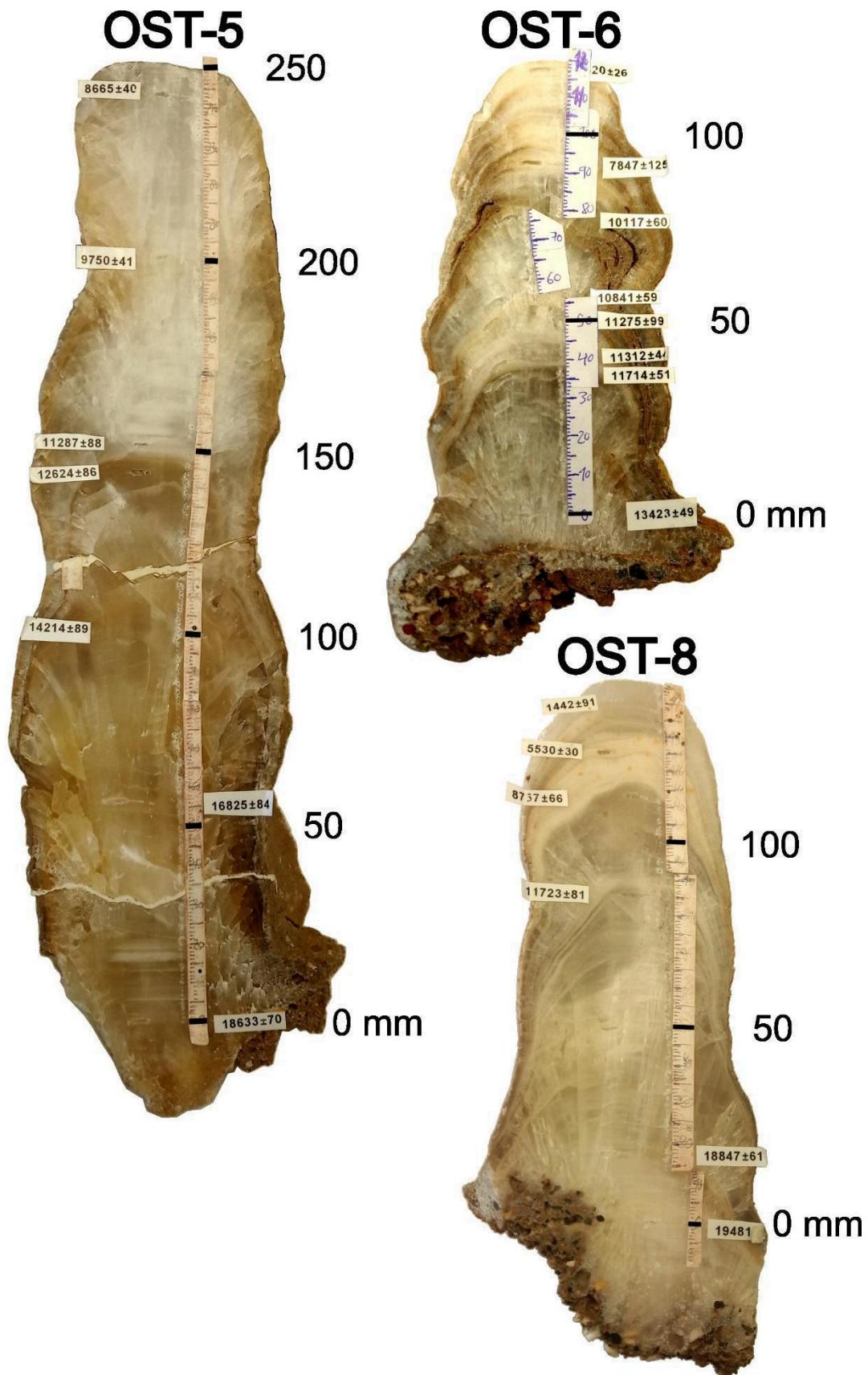


Figura 6. Fotos de tres de las estalagmitas estudiadas: OST-5, OST-6 y OST-8.

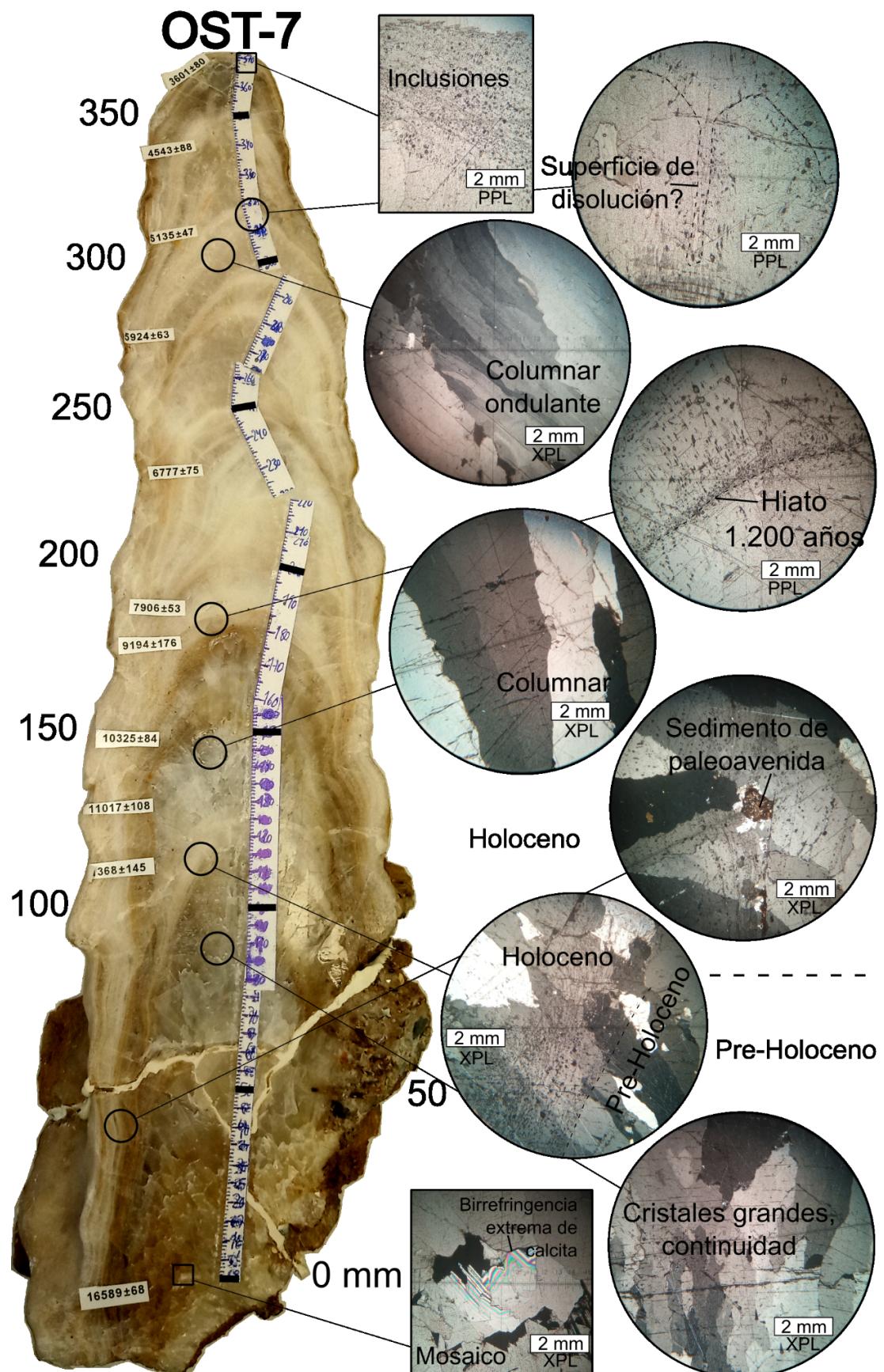


Figura 7. La estalagmita OST-7 con fotos de las láminas delgadas con un objetivo de x2 ($\phi = 9$ mm).

Isótopos estables

El muestreo de las estalagmitas se ha llevado a cabo tanto en el IPE (Instituto Pirenaico de Ecología) como en la Universidad de Burgos, y su análisis para isótopos estables se ha realizado entre dicha Universidad (OST-7) y la Universidad de Barcelona (OST-5, OST-6 y OST-8). En total se han obtenido 1.247 muestras.

El muestreo en las estalagmitas se ha realizado mediante un *microdrill* o microtaladro cada milímetro, con brocas de 0,5 mm en el IPE y 1 mm en Burgos y siguiendo la dirección de crecimiento. La cantidad de muestra recogida en cada perforación varía entre los 50 y 200 μg . En cada ejecución, la broca se ha limpiado primero con HNO_3 al 10% y después con etanol, y el orificio realizado en la estalagmita se ha limpiado con un spray de aire comprimido. Las muestras se han depositado en papel de filtro brillante (para que la muestra no se pegue electrostáticamente) y posteriormente en tubos eppendorf y cajas de poliespán para su transporte (Anexo I).

En el muestreo en Burgos, se pesaron las muestras con una balanza Mettler Toledo WXTE de 1 μg de precisión (Fig. 8, A). Los análisis de isótopos estables $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de Burgos se realizaron en el Laboratorio IsoTOPIK en un espectrómetro de masas de relaciones isotópicas (IRMS) de flujo continuo Thermo Scientific Delta V Plus equipado con un dispositivo de preparación e inyección de muestras de carbonato Thermo Scientific Gas-Bench II (Fig. 8, B). Los valores isotópicos de oxígeno y carbono estables se midieron con una precisión de 0,03 ‰ y 0,02 ‰, respectivamente.

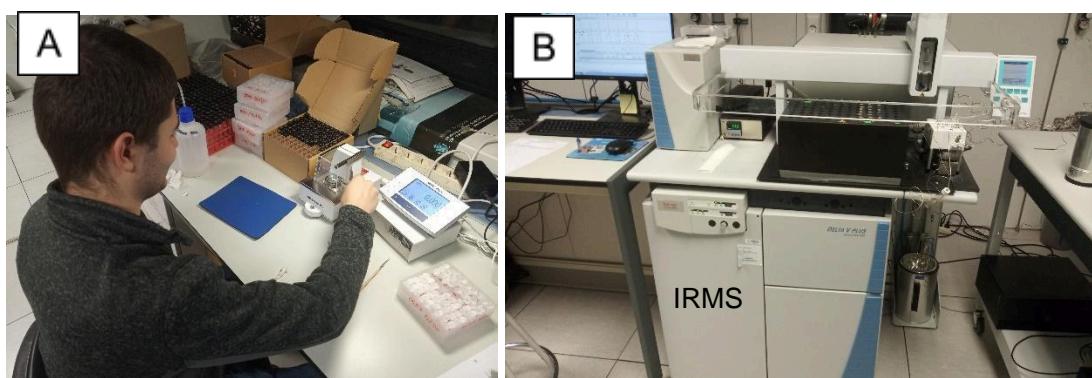


Figura 8. A, pesada de las muestras con una balanza de 1 μg de precisión; B, espectrómetro de masas de relaciones isotópicas (IRMS) del Laboratorio IsoTOPIK de la Universidad de Burgos con el que se han realizado las mediciones de isótopos estables de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$.

Los análisis de Barcelona, por su parte, se realizaron en la Universidad de Barcelona usando un espectrómetro de masas Finnigan-MAT 252 con un Dispositivo para Carbonatos Kiel I. Se introdujeron estándares cada 6 muestras con una reproducibilidad

mejor que 0,03 ‰ y 0,06 ‰ para $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ respectivamente. También se introdujeron muestras duplicadas cada 10-20 muestras para controlar la homogeneidad, con una reproducibilidad de 0,1 ‰. Los valores isotópicos se expresan en ‰ con respecto al estándar Viena Pee Dee Belemnite (VPDB).

Láminas delgadas

Se han realizado láminas delgadas de la estalagmita OST-7 para estudiar la fábrica cristalográfica, ya que ésta guarda relación con el clima en que fueron desarrollándose los cristales (Martínez-Pillard et al., 2010).

Las 5 láminas delgadas de 52 x 76 mm de tamaño y que abarcan la totalidad de la estalagmita se han realizado en el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza en el servicio de preparación de rocas y materiales duros que ofrece el SAI. Se ha participado en el pulido de los trozos de la estalagmita con discos de diamante Struers MD Piano embutidos con resina, aplicando cada vez un tamaño de grano más fino: de 80, 500, 1.200 y 2.000.

Las láminas delgadas realizadas se han estudiado usando un microscopio petrográfico marca KERN con un objetivo de x2 en dicho Departamento.

3.3. Trabajo de gabinete

En el trabajo de gabinete se han procesado todos los datos obtenidos del campo y del laboratorio mediante diferentes programas, se ha realizado la búsqueda bibliográfica correspondiente, se ha escrito la memoria del TFM y se ha diseñado la presentación. Para el tratamiento de datos y la realización de gráficas, en general, se han utilizado Excel, Past4 y Grapher 8. Para el tratamiento y diseño de figuras, se han utilizado GIMP 2.10.34, Paint e Inkscape. Para la escritura y presentación del TFM, se han utilizado Word y PowerPoint, respectivamente.

3.3.1. Sustrato

Para el procesamiento de datos geolocalizados, como las muestras obtenidas en campo fuera de la cueva, y la realización de mapas geolocalizados se ha utilizado QGIS 3.28.4. Para el procesamiento de datos de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética o ASM se ha utilizado Anisoft6. Asimismo, la topografía 3D de la cueva de Ostolo

realizada por Miguel Bartolomé, Reyes Giménez y Martín Arriolabengoa se ha geolocalizado con Visual Topo e insertado en QGIS sobre el modelo digital del terreno (Anexo II).

3.3.2. Registro estalagmítico

Modelos de edad

Las dataciones de las estalagmitas se han procesado con el programa StalAge (Scholz y Hoffmann, 2011) para crear modelos de edad robustos y poder asignar una edad a cada muestra de isótopos estables recogida. Al programa, que se ejecuta en R, se le introducen en documentos de texto las edades, con su error y la altura a la que se han tomado en la estalagmita, y la longitud total de la estalagmita milímetro a milímetro. El programa, mediante repetidas iteraciones, genera un modelo de edad donde asigna una edad para cada milímetro y un rango del 95 % de confianza (Anexo III). El programa calcula las edades intermedias teniendo en cuenta las edades más próximas, por lo que las edades de los extremos tienden a acumular un error o rango de confianza mayor. En los casos con un rango de error alto, los extremos se ajustan de manera manual con una función lineal. Además, se ha seleccionado el rango de incertidumbre de 95 % para maximizar la correlación de las estalagmitas.

Corrección de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ por el volumen de hielo

El registro isotópico recogido por las estalagmitas estudiadas es el resultado de diferentes procesos que tuvieron lugar en la cueva, en su entorno e incluso a nivel global en el periodo de su formación. La variación del volumen de hielo asociado a los periodos glaciares es uno de los factores que modifica el registro isotópico, puesto que condiciona la composición isotópica de los océanos y de toda la hidrosfera en su conjunto. Para evaluar las contribuciones de otros factores al registro isotópico, se han corregido los valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ de las estalagmitas aplicando los datos de Bintanja et al. (2005) y restándoles la influencia del volumen de hielo. La mayor diferencia se da antes del Holoceno; mientras que en el Holoceno - cuando el volumen de hielo global es reducido - el cambio es mínimo (Anexo IV).

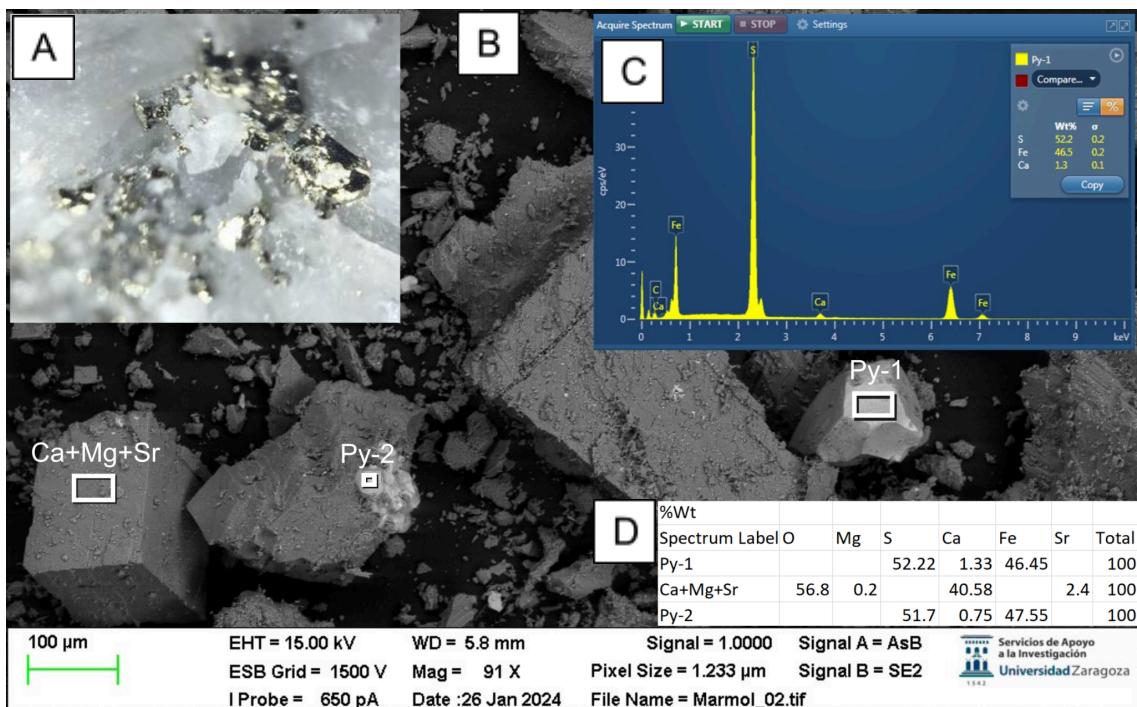
4. RESULTADOS

4.1. Características del sustrato del entorno de la cueva

4.1.1. Litologías del entorno de la cueva

Mármoles: SEM e isótopos estables

El análisis químico cualitativo realizado en el FESEM ha permitido comprobar que hay piritas en los mármoles de la roca encajante (Fig. 9, B y C), como se había observado previamente al microscopio óptico (Fig. 9, A) y como Campos (1979) lo menciona. Además, el mármol contiene pequeñas cantidades de Mg y Sr (Fig. 9, D).



También se ha determinado la presencia de estroncianita (carbonato de Sr) en forma de lentejón de 0,3 x 0,1 mm (Anexo V).

En cuanto a los isótopos estables del mármol, se obtienen valores para el $\delta^{13}\text{C}$ de entre +3,3 y +4,6 ‰ (V-PDB), mientras que con el $\delta^{18}\text{O}$ se pueden diferenciar dos grupos: uno bastante negativo de -6,5 a -4,2 ‰, y el otro entre -1 y 1,1 ‰ (V-PDB) (Fig. 10).

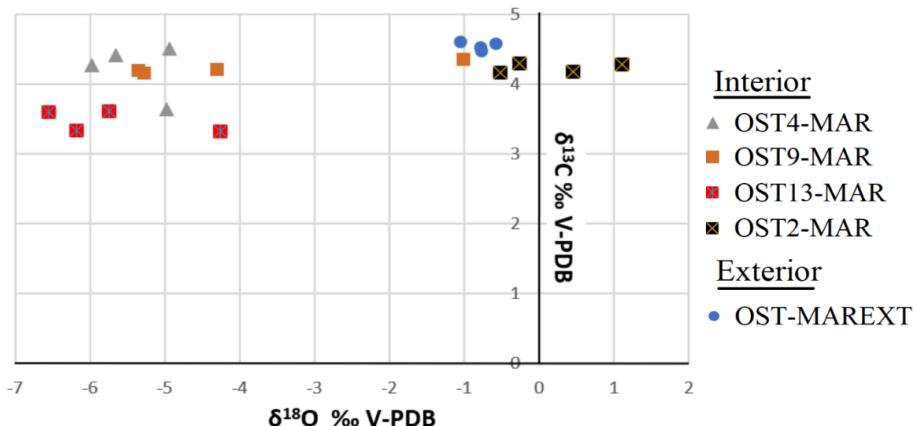


Figura 10. Datos isotópicos de los mármoles de dentro y fuera de la cueva de Ostolo, pudiéndose diferenciar dos grupos por los valores de $\delta^{18}O$.

Diques

A parte de las calizas marmóreas que forman la cueva, se han podido identificar, mediante observaciones *de visu* en el terreno, tres tipos diferentes de diques subverticales atravesando los carbonatos:

- Por un lado están los diques de color oscuro, verdosos o marronáceos, verticales a subverticales con orientación N010-030°E, de 1 m hasta 5 m de espesor, subvolcánicos con textura afanítica e incluso afanítico-porfídica con plagioclasas tabulares de 3 x 10 mm. Tienen un relieve ligeramente positivo sobre los mármoles y se han encontrado fuera de la cueva, pero también dentro (Anexo VI). Estos diques serían las doleritas estudiadas por Galé Bornao (2005), ya que coinciden en la descripción de afloramiento y textura, aunque los diques estudiados por Galé Bornao (2005) se encuentran al noreste del pueblo de Arantza, y los estudiados en este TFM se encuentran al suroeste.
- Otro tipo de diques que aparecen cerca de la cueva de Ostolo son los diques pegmatíticos de color claro resistentes a la erosión, marcando relieves positivos de hasta unos 10 m de alto x 15 m de largo x 1 m de ancho. Son diques verticales con dirección N060-080°E de textura pegmatítica y con un intercrecimiento de cuarzo transparente de fractura irregular y feldespato alcalino blanco con exfoliación marcada. Entre los cristales aparecen también huecos alargados (cm) y estrechos (mm) orientados en familias (Anexo VII). Dado que no se ven otros minerales *de visu* y su color claro, se clasifican como pegmatitas estériles o *barren*.

- Por último, en la cuenca de drenaje de la cueva de Ostolo, se ha podido identificar un tercer tipo de diques, en este caso brechificados. Dan un ligero relieve positivo apreciable sobre los mármoles, con anchuras de unos pocos metros. Están formados por fragmentos angulosos centimétricos a decimétricos de rocas subvolcánicas de color verdoso oscuro (posiblemente doleritas) “flotando” en una matriz (en ocasiones venas) blanca formada por cristales milimétricos a centimétricos de cuarzo (Anexo VIII). También aparecen huecos equidimensionales a elipsoidales, a veces tipo geoda con los cristales de cuarzo creciendo hacia el centro de ésta. Sobre estos diques brechificados se forman suelos de color rojizo anaranjado, que se explican con más detalle en el apartado de “Suelos y depósitos siliciclásticos”.

Susceptibilidad magnética y ASM

Los resultados de la susceptibilidad magnética y de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética o ASM de 8 rocas muestran valores diferentes según las litologías (Fig. 11 y Anexo IX).

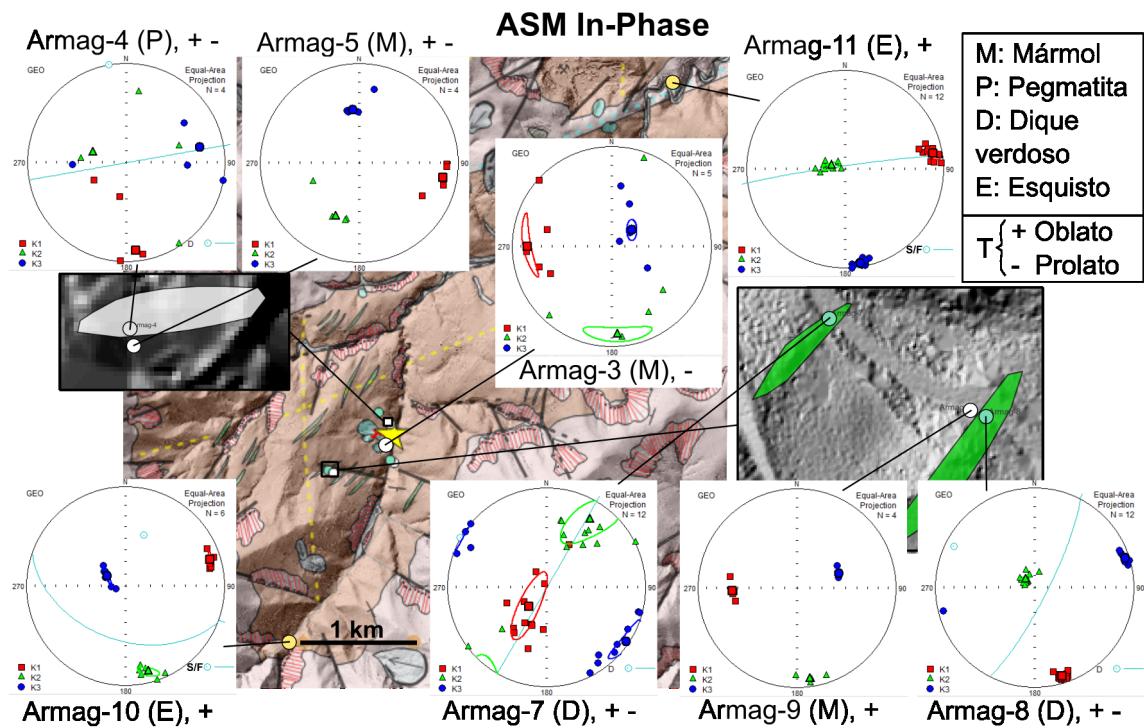


Figura 11. Representación estereográfica in situ de las orientaciones del elipsoide magnético de las 59 muestras analizadas. Eje máximo (K1 cuadrados rojos), eje mínimo (K3 círculos azules) y eje intermedio (K2) triángulos verdes. Los símbolos más grandes representan la media con los elipsoides de confianza - en el caso de cuatro medidas los elipsoides de confianza no aparecen -. Los círculos mayores en azul claro indican la orientación del dique o la estratificación y/o foliación en el caso de los esquistos.

La susceptibilidad magnética es muy baja - incluso negativa - en los mármoles, lo que indica un alto contenido en calcita - la calcita es diamagnética por tener la susceptibilidad magnética negativa -. También es baja en las pegmatitas, entre 10 a 60 x 10^{-6} SI, ya que tienen un alto contenido en cuarzo, que es también diamagnético. Los esquistos tienen valores intermedios de susceptibilidad, entre 60 y 180 x 10^{-6} SI posiblemente por la presencia de minerales paramagnéticos como los filosilicatos, mientras que los diques de diabasa son los que tienen unos valores más altos (560 a 810 x 10^{-6} SI) debido al contenido en minerales ferromagnéticos como la magnetita y paramagnéticos como anfíbol o plagioclasa. Los ejes del elipsoide aparecen bien agrupados menos en la pegmatita (Armag-4). En los esquistos la orientación del elipsoide sigue la foliación tectónica tal y como se observa en Armag-11, con el eje mínimo agrupado perpendicular a la foliación tectónica. Sin embargo, no ocurre lo mismo en Armag-10, roca de grano más grueso. Lo que sí se observa es que la lineación magnética (agrupación de los ejes K1) es similar en ambas sugiriendo una dirección de compresión N-S, ya que los ejes de ASM están relacionados con los ejes de deformación (Borradaile, 1987). En cuanto a los diques de diabasa verticales, la lineación magnética se agrupa en la horizontal, perpendicularmente en el caso de Armag-7 y con cierta imbricación en el caso de Armag-8. La imbricación de la ASM en diques se utiliza para reconstruir el flujo, como en Archanjo y Launeau (2004). Es muy interesante constatar que los ejes de la ASM en los mármoles están agrupados, a pesar de la susceptibilidad magnética baja. Sería necesario realizar otros análisis para comprobar el mineral principal portador de la ASM.

4.1.2. Suelos y depósitos siliciclásticos

Los dos suelos OST_SU_4B y OST_SU_3B proceden del exterior de la cueva (Fig. 12). OST_SU_3B es un suelo de color marrón desarrollado sobre los mármoles y en el borde de una dolina colmatada. El suelo se compone por un horizonte A en la parte superior y un horizonte B subyacente del que procede la muestra (Anexo X).

El suelo OST_SU_4B, que se encuentra dentro de la cuenca hidrográfica que drena a la cueva, presenta un color rojizo anaranjado llamativo, posee fragmentos de rocas subvolcánicas, algunas completamente oxidadas y parece que se encuentra sobre un dique brechoide formado por fragmentos de rocas subvolcánicas y venas blancas de

cuarzo (Anexo XI). Además, destacar que no es el único caso encontrado, ya que en la parte oeste de la misma cuenca de drenaje aparece otro dique brechificado con las mismas características y junto a éste, el característico suelo rojizo anaranjado.

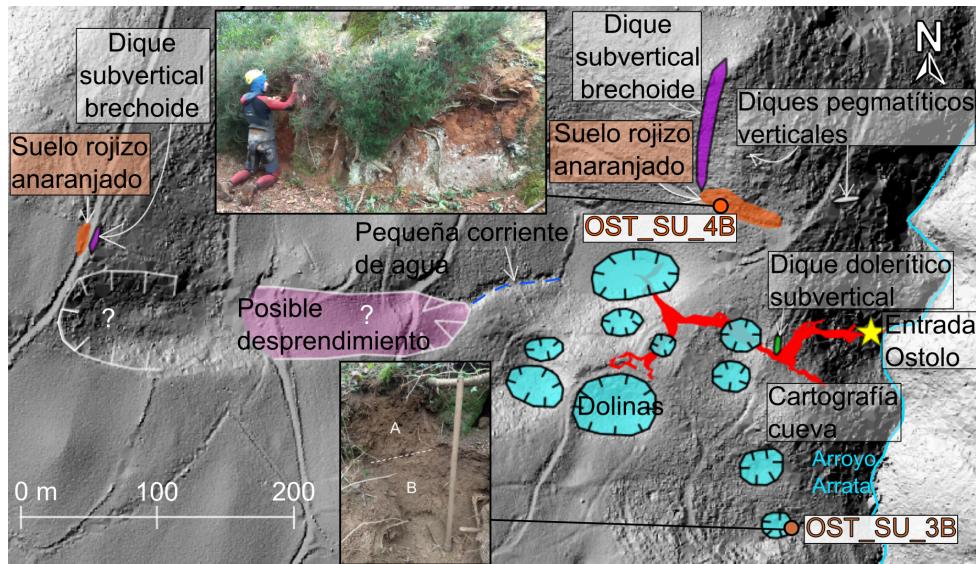


Figura 12. Localización de las muestras de suelos analizadas y su relación con el entorno.

Existen varios rellenos fluviokársticos dentro de la cueva formados por graveras y depósitos *slackwater* o de inundación en relación a la actividad hidrológica. El depósito siliciclastico de la cueva del que proceden las otras dos muestras está compuesto por una sucesión de intervalos de arenas (OST_4_ArenaBlanca) y arcillas (OST_4_Arcilla) de diferentes avenidas o paleoinundaciones que se acumulan hasta el techo de la cavidad (Anexo XII).

Los resultados de los análisis mineralógicos y de arcillas se detallan en la Figura 13.

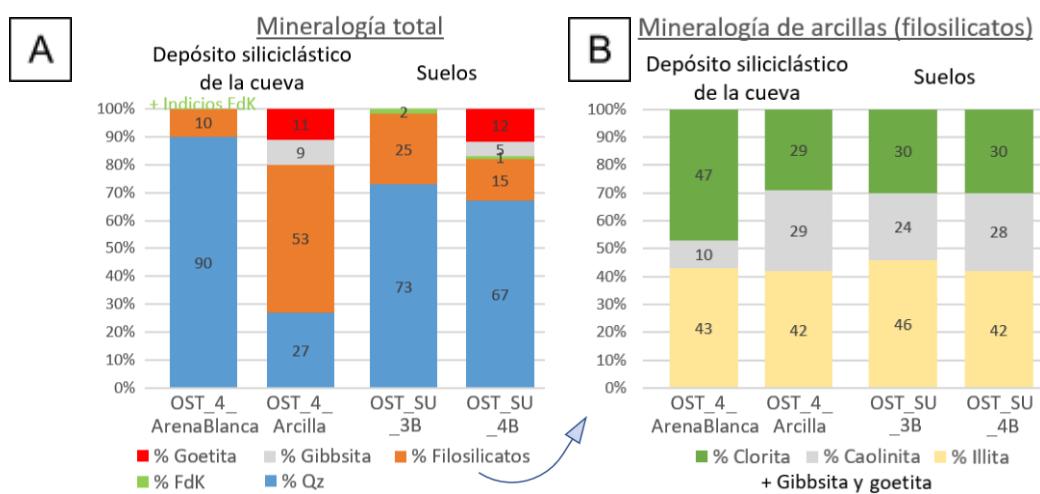


Figura 13. A, mineralogía total de muestras de un depósito siliciclastico del interior de la cueva formado por arenas (OST_4_ArenaBlanca) y arcillas (OST_4_Arcilla) y de dos suelos diferentes del exterior; B, mineralogía de las arcillas (filosilicatos) de las mismas muestras.

La muestra de suelo OST_SU_4B y la muestra de arcilla del depósito siliciclástico OST_4_Arcilla muestran una estrecha relación mineralógica tanto en el análisis total como en el de arcillas o filosilicatos. El contenido mineral del suelo OST_SU_4B con goetita y gibbsita y su característico color rojizo se asemejan a los suelos lateríticos desarrollados en climas tropicales. La única muestra que presenta más proporción de clorita y menos de caolinita respecto a las demás en la mineralogía de arcillas es la OST_4_ArenaBlanca del depósito siliciclástico.

4.2. Monitorización de la cueva

4.2.1. Hidroquímica

Los resultados de los análisis químicos de las aguas de goteo y del río interior de la cueva de Ostolo indican que las aguas pertenecen al grupo bicarbonatado-cálcico (Fig. 14).

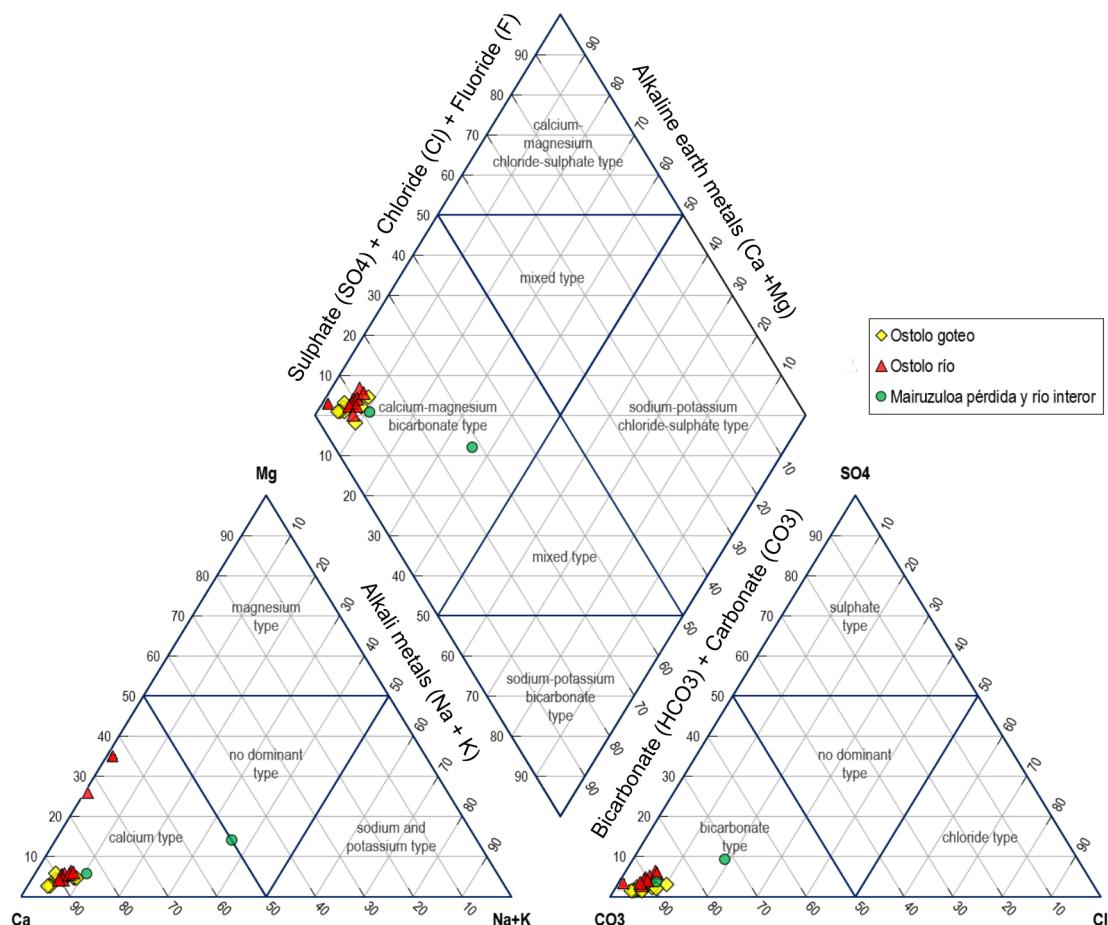


Figura 14. Diagrama Piper de la composición química de las aguas del río y de goteo de la cueva de Ostolo, y de otro río antes de entrar a la cueva de Mairuzuloa y dentro de ésta.

El único valor que se aleja más del grupo principal es el del río exterior de otra cueva 500 m aguas abajo de Ostolo denominada Mairuzuloa o Arruzpi/Arrutxipi/Arruttipi antes de adentrarse en la cueva, “Mairuzuloa perdida”, que se puede explicar por la litología, ya que antes de llegar a los mármoles e infiltrarse en el subsuelo, el río fluye por el exterior por encima de pizarras y esquistos pobres en bicarbonato y calcio. Con todo, dado que el valor más alejado queda dentro del grupo de agua bicarbonatada-cálcica, seguramente el último tramo del río antes de infiltrarse se desarrollará sobre los mármoles, ganando bicarbonato y calcio.

4.2.2. Carbono Inorgánico Disuelto (DIC)

Los resultados de carbono inorgánico disuelto o DIC (*Dissolved Inorganic Carbon*) de las aguas de goteo en diferentes puntos y diferentes estaciones muestran los valores más negativos de $\delta^{13}\text{C}$ en septiembre - finales de verano y principios de otoño - (Fig. 15, A), con valores de entre -13,14 y -14,37 ‰. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de verano le siguen muy de cerca, con valores entre -12,73 y -14,41 ‰. Los valores de invierno, en cambio, tienen un rango más amplio de valores, desde -5,60 a -12,70 ‰, pero siempre más pesados que los valores de las estaciones anteriormente mencionadas y con concentraciones de C menores. En el PCA o Análisis de Componentes Principales se distinguen dos grupos (Fig. 15, B): por un lado, los valores de verano y verano-otoño, y por otro, los valores de invierno.

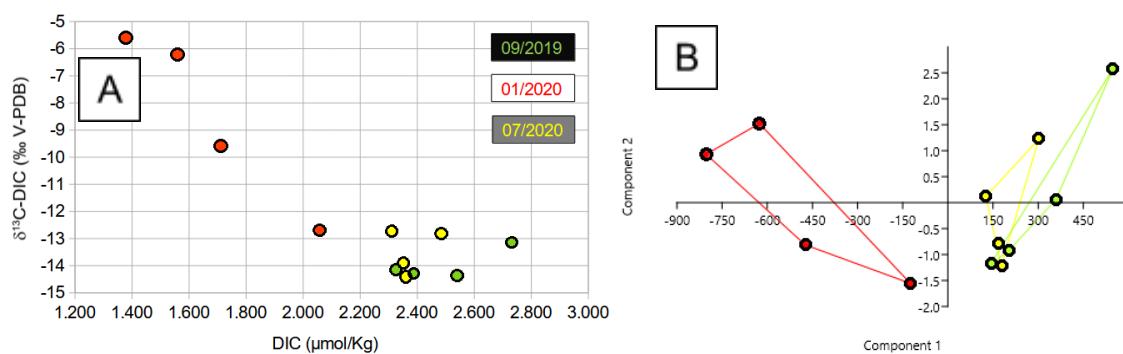


Figura 15. A, gráfica de dispersión de los valores de DIC de goteo dentro de la cueva en diferentes estaciones; y B, su correspondiente PCA mostrando dos grupos.

4.2.3. CO₂ y δ¹³C del aire

Los resultados de CO₂ y δ¹³C del aire de muestras recogidas en años anteriores se han representado en un *Keeling plot* (Pataki et al., 2003). Por lo general, los valores más bajos de δ¹³C, de entre -20,95 y -22,46 ‰, con valores de CO₂ de en torno a 2.000 ppm, se alcanzan en otoño, seguidos muy de cerca de los valores de invierno, de entre -19,51 y -21,20 ‰ y CO₂ en torno a 1.200-1.700 ppm (Fig. 16). Los datos de la transición verano-otoño son los que muestran los valores de δ¹³C más pesados, con la mayoría de los puntos entre -12,66 y -17,51 ‰ y CO₂ entre 600-1.000 ppm. Las muestras de julio, al superar los 3.000 ppm de CO₂, no se han podido medir sus valores de δ¹³C (salvo en dos de las muestras que se sitúan en el exterior de la cueva cerca de la entrada, en amarillo en la figura), pero siguiendo la relación del CO₂ y δ¹³C, se esperaría que tuvieran valores aún más negativos que los de otoño.

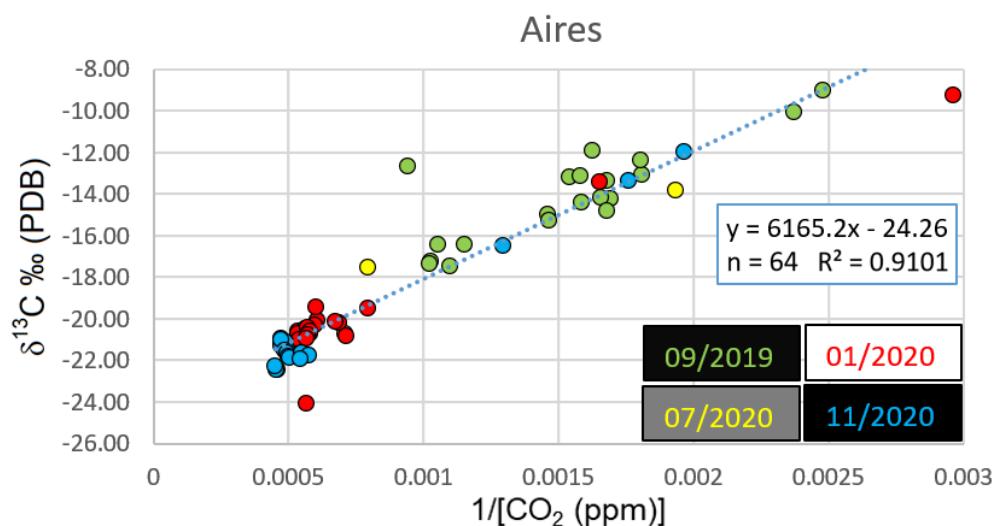


Figura 16. Keeling plot de las muestras de aires en diferentes puntos de la cueva y diferentes estaciones representadas con un código de colores.

4.3. Registro estalagmítico

4.3.1. Dataciones de U-Th

Los resultados de las dataciones y la profundidad (desde el techo de la estalagmita) correspondiente a cada datación se expresan en la siguiente Tabla 1, con errores muy bajos gracias a la elevada cantidad de uranio y poca cantidad de torio detrítico.

Para los cálculos de las edades se utilizan las constantes de desintegración de Jaffey et al. (1971) para el uranio λ_{238} , y de Cheng et al. (2013) para el uranio λ_{234} y el torio λ_{230} .

Tabla 1. Resultados de las dataciones de U-Th con errores muy bajos gracias a la gran cantidad de U y poca cantidad de Th dentro.

Sample Number	Depth (mm)	238U (ppb)	227Th (ppb)	238Th / 227Th (ppb)	8234U* (atomic x10 ⁻⁶)	230Th / 238U (measured)	230Th Age (yr) (uncorrected)	8234U _{initial} ** (corrected)	230Th Age (yr BP)*** (corrected)
OST5-248	7	1427.7±1.7	303.9	4.799±202	136.4±1.6	0.0877±0.0004	8740±40	8734±40	140±2
OST5-205	49	2013.5±4.3	550±13	5889±137	130.7±2.4	0.0976±0.0003	9826±41	9819±41	134±2
OST5-155	99	4797.3±9.1	504±40	17712±1417	139.4±1.8	0.1129±0.0008	11358±88	11356±88	144±2
OST5-148	107	4275.6±8.1	161±39	54668±13225	132.3±1.7	0.1247±0.0008	12694±86	12693±86	137±2
OST5-104	146	4220.3±7.7	1573±50	6137±200	126.7±1.6	0.1387±0.0008	14282±89	14283±89	132±2
OST5-62	187	5695.8±10.6	1949±56	7718±222	113.1±1.5	0.1602±0.0007	16903±84	16894±84	119±2
OST5-6	241	15735.2±31.3	2123±58	21551±593	115.6±1.5	0.1763±0.0005	18703±70	18702±70	122±2
OST6-T	2	2571.4±3.8	1804±37	1287±27	131.2±1.6	0.0548±0.0002	5407±23	5389±26	133±2
OST6-92.5	26	1143.2±1.4	7092±142	210±4	107.5±1.7	0.0792±0.0004	8079±49	7916±125	110±2
OST6-78	42	1073.6±1.2	1080±23	1574±34	72.7±1.6	0.0960±0.0005	10213±56	10186±60	75±2
OST6-59	62	1093.3±1.3	1291±27	1414±30	59.6±1.7	0.1012±0.0004	10912±54	10910±59	61±2
OST6-55	66	1043.1±1.1	4256±86	430±9	66.9±1.5	0.1065±0.0005	11455±60	11344±59	69±2
OST6-40	79	1682.2±2.1	1110±23	2666±57	73.7±1.5	0.1067±0.0003	11399±43	11381±44	76±2
OST6-37	83	1642.3±2.0	2380±48	1257±26	74.1±1.4	0.1105±0.0004	11822±43	11783±51	77±1
OST6-B	119	2047.6±2.7	1256±27	3379±73	77.5±1.5	0.1257±0.0004	13509±47	13492±49	81±2
OST7-375	3	1073.3±1.2	1501±32	416.3±12.2	56.1±1.5	0.0353192±0.00070	3708±75	3670±80	56.7±1.5
OST7-353	24	1112.4±1.2	2663±55	304±8	52.2±1.4	0.0442±0.0007	4678±75	4612±88	53±1
OST7-323.5	54	1920.5±2.2	1054±24	1474±36	49.7±1.5	0.0491±0.0004	5220±46	5204±47	50±1
OST7-288	91	1514.2±1.8	1859±39	757±17	48.0±1.7	0.0364±0.0005	6027±58	5993±63	49±2
OST7-245	131	1156.6±1.2	839±21	1454±39	48.3±1.5	0.0640±0.0007	6866±74	6846±75	49±1
OST7-187	183	1816.7±2.2	1034±24	2181±52	64.9±1.4	0.0753±0.0005	7991±51	7975±53	66±1
OST7-177	192	11594.4±1.3	9186±185	182±4	49.6±1.4	0.0875±0.0007	9453±84	9263±176	51±1
OST7-149	220	1236.6±1.3	1631±35	1176±27	31.5±1.4	0.0941±0.0007	10432±80	10394±84	32±1
OST7-130.5	239	915.2±0.9	1075±25	1403±34	30.7±1.5	0.1000±0.0009	11119±105	11086±108	32±2
OST7-116	255	989.5±0.9	5419±109	310±7	21.0±1.4	0.1030±0.0008	11594±95	11437±145	22±1
OST7-0	369	3131.6±4.1	6577±133	1138±23	19.3±1.4	0.1449±0.0004	16718±54	16658±68	20±1
OST8-150	6	873.8±0.9	223±13	897±73	3.0±1.5	0.0139±0.0008	1518±90	1511±91	3±2
OST8-136	21	3558.9±4.9	1508±33	1948±43	-1.7±1.4	0.0501±0.0002	5611±29	5599±30	-2±1
OST8-123	33	1729.7±1.9	426±15	5161±180	-8.6±1.4	0.0771±0.0005	8834±65	8826±66	-9±1
OST8-95	61	1452.6±1.7	512±16	4779±149	-4.4±1.6	0.1021±0.0006	11802±80	11792±81	-5±2
OST8-28	129	3259.8±4.5	347±14	24457±964	-9.3±1.4	0.1578±0.0004	18920±61	18916±61	-10±1
OST8-10	146	6307.8±11.8	2676±67	6335±160	-7.3±1.3	0.1630±0.0006	19562±90	19550±90	-8±1

U decay constants: $\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10}$ (Laffey et al., 1971) and $\lambda_{234} = 2.82206 \times 10^{-10}$ (Cheng et al., 2013). Th decay constant: $\lambda_{230} = 9.1705 \times 10^{-6}$ (Cheng et al., 2013).

* $8234U = (8234U / 8238U)_{\text{activity}} - 1 \times 1000$. ** $8234U_{\text{initial}}$ was calculated based on ^{230}Th age (T), i.e., $8234U_{\text{initial}} = 8234U_{\text{measured}} \times e^{234U \cdot T}$.

Corrected ^{230}Th ages assume the initial $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ atomic ratio of 4.4 ± 2.2 × 10⁻⁶. Those are the values for a material at secular equilibrium, with the bulk earth $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ value of 3.8. The errors are arbitrarily assumed to be 50%.

*** B.P. stands for "Before Present" where the "Present" is defined as the year 1950 A.D.

Teniendo en cuenta las dataciones, la estalagmita OST-7 es la que proporciona un registro de mayor resolución y más largo en el tiempo, ya que tiene la mejor relación de longitud/edad, 369 mm/13.000 años = 0,0284 mm/año o 28,4 μm/año. En el apartado siguiente se presentan los modelos de edad donde se puede observar como cambian las tasas de crecimiento a lo largo del tiempo.

4.3.2. Modelos de edad y fábricas petrográficas

OST-7 presenta un hiato de 1.200 años entre 9.140 y 7.940 años BP (*Before Present*, años antes de 1950) que se ve claramente por la horizontalidad del modelo de edad en ese periodo y por la reducción de la tasa de crecimiento (Fig. 17). El hiato también se percibe *de visu* por el cambio de color de marrón a blanco y en el microscopio como una franja de inclusiones.

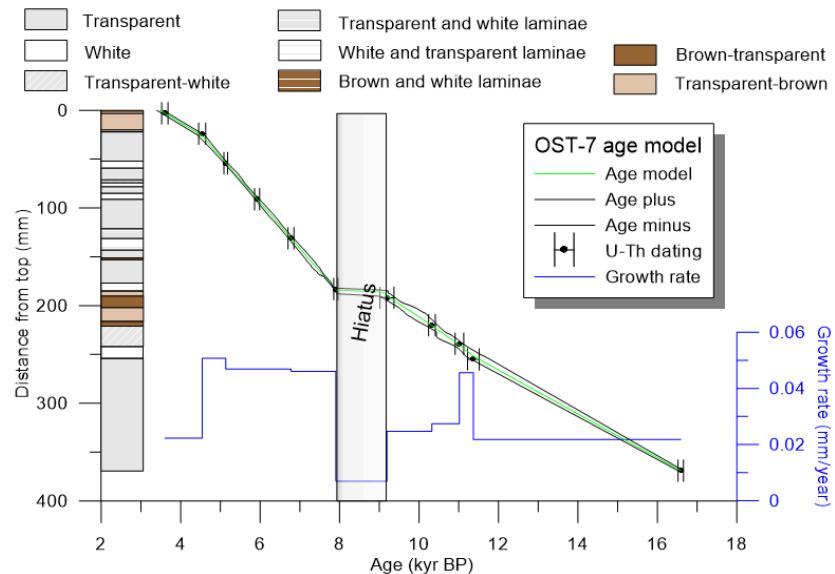


Figura 17. Modelo de edad de OST-7 con los extremos del modelo modificados a funciones lineales. En el modelo se expresa el rango de error (*age minus* y *age plus*) y las dataciones con sus errores. También se presentan la tasa de crecimiento y la descripción de visu de la estalagmita.

En la base del Holoceno hay un pico de crecimiento junto con un cambio de transparente a blanco en la estalagmita. En el microscopio se observa una franja de burbujas y un cambio de fábrica cristalográfica de cristales en mosaico equidimensionales de hasta 1 cm y con continuidad en su orientación en el pre-Holoceno a cristales alargados y columnares en el Holoceno.

En la sección de OST-7 que abarca desde la entrada al Holoceno hasta el hiato, la tasa de crecimiento va disminuyendo conforme el color cambia de blanco y transparente a marrón y marrón-transparente. Hacia la base de la estalagmita, en las láminas marrones, se pueden encontrar partículas de sedimento de paleoinundaciones.

A partir del hiato hasta los 4.540 años BP la tasa de crecimiento es también alta. En ese periodo se da una sucesión de franjas e incluso láminas transparentes y blancas, junto con un zigzagueo en el crecimiento. Los cristales columnares e incluso columnares ondulantes son realmente grandes, pudiendo alcanzar los 6 cm de longitud por 1.5 cm

de ancho. También se observa al microscopio lo que parece ser una superficie de erosión.

El último periodo, desde los 4.540 a los 3.600 años BP, se caracteriza por un descenso en la tasa de crecimiento y un cambio de transparente a marrón-transparente, con la terminación de la estalagmita con una franja donde dominan las inclusiones.

La estalagmita **OST-5** presenta también un hiato de 940 años en la entrada al Holoceno, de 12.140 a 11.200 años BP (Fig. 18).

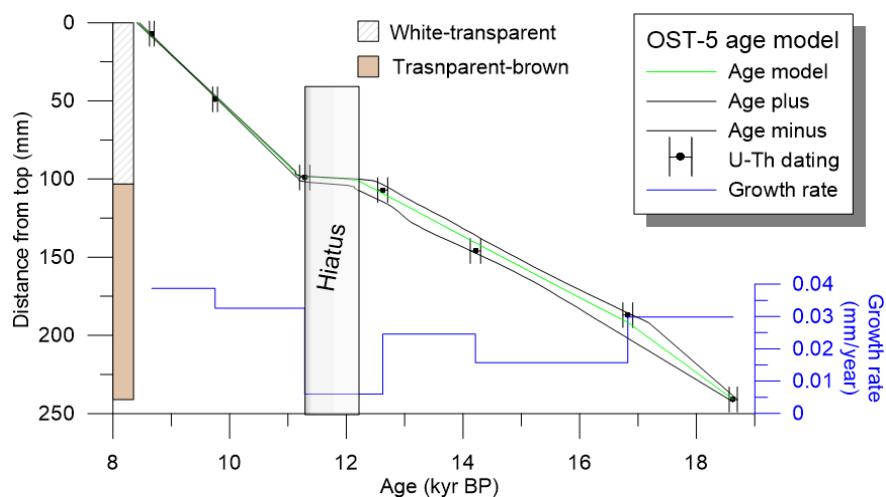


Figura 18. Modelo de edad con la base lineal de la estalagmita OST-5 con un hiato de 940 años reflejado en el modelo de edad, en la tasa de crecimiento y en el color de la estalagmita.

Este hiato está claramente marcado en el modelo de edad, en la baja tasa de crecimiento y en el color de la estalagmita apreciable a simple vista, ya que cambia de un transparente marronáceo en el pre-Holoceno a un blanco-transparente en el Holoceno. La tasa de crecimiento en el periodo anterior al Holoceno sufre algunas fluctuaciones y es menor que en el Holoceno.

La estalagmita **OST-6** muestra un pre-Holoceno transparente con una tasa de crecimiento relativamente alta (Fig. 19). Sin embargo, en la entrada al Holoceno, el color cambia a transparente blanquecino y hay un evento muy puntual de crecimiento exagerado (nótese que la escala de la tasa de crecimiento es 10 veces mayor que la de las otras estalagmitas), que apunta a alguna alteración en el crecimiento de la estalagmita no bien identificada. El principio del Holoceno se distingue por una alta tasa de crecimiento y está caracterizado por ser transparente. Una lámina marrón y evidencias en los márgenes de la estalagmita de depósitos detriticos transportados por

avenidas del río dentro de la cueva marcan la reducción de la tasa de crecimiento en torno a los 10.000 años BP. Desde los 10.000 hasta los ~8.000 años BP se mantiene transparente. Después, cambia a láminas blancas y transparentes, junto con un pequeño incremento en la tasa de crecimiento.

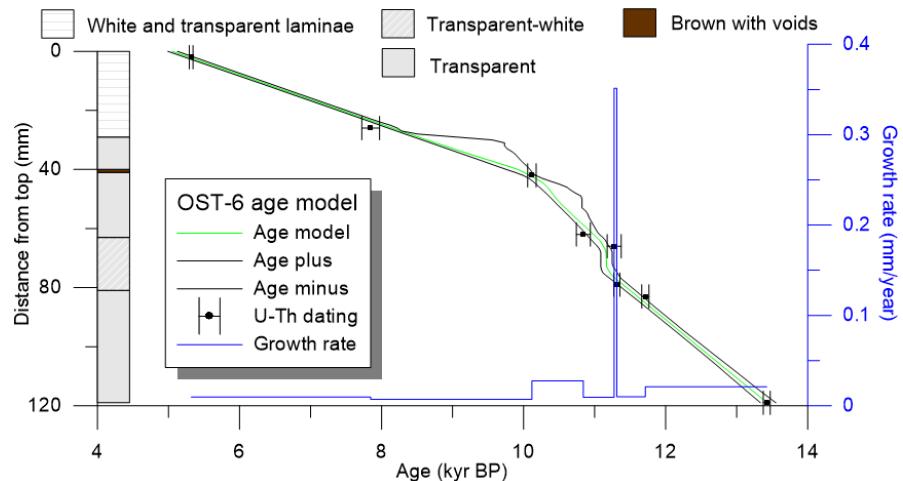


Figura 19. Modelo de edad de la estalagmita OST-6.

La estalagmita **OST-8** es la de mayor registro temporal pero en una longitud bastante reducida (menos de 15 cm). La mayor tasa de crecimiento se da en la parte más antigua de la estalagmita, entre los 19.480 y 18.850 años BP, que además se presenta como transparente (Fig. 20). Después, la tasa de crecimiento disminuye considerablemente, manteniéndose estable hasta alrededor de los ~8.200 años BP de acuerdo al modelo de edad. Esta fase se caracteriza como transparente, exceptuando en los 11.700 años BP, la entrada al Holoceno, que se marca con una banda blanca.

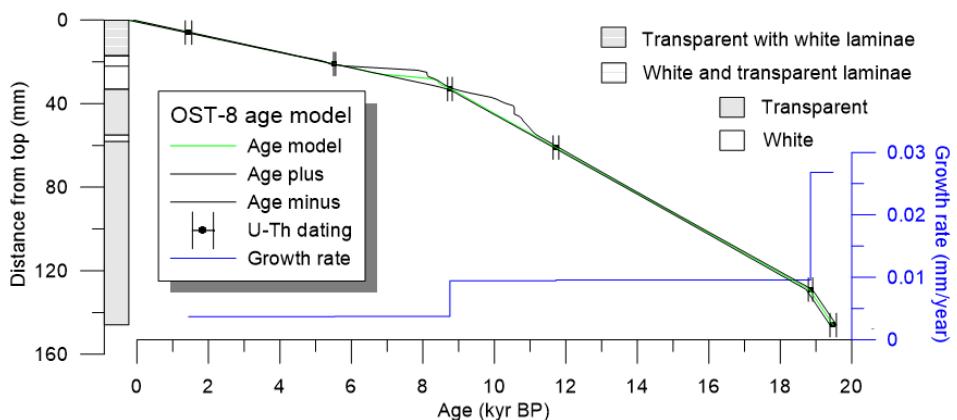


Figura 20. Modelo de edad de la estalagmita OST-8.

A partir de los ~8.200 años BP, la tasa de crecimiento baja aún más, y el color cambia de transparente a blanco. El color blanco se ve interrumpido en torno a los ~5.800 años

BP por una lámina transparente, pero posteriormente se establece nuevamente el color blanco. En torno a los 4.200 años BP, el color blanco cambia por una alternancia de láminas transparentes y blancas que se extienden hasta la actualidad.

4.3.3. Isótopos estables: $\delta^{18}\text{O}_C$ y $\delta^{13}\text{C}$

Los valores de $\delta^{18}\text{O}_C$ y $\delta^{13}\text{C}$ analizados en las cuatro estalagmitas se han representado respecto a la edad según los modelos de edad descritos anteriormente. Estas estalagmitas abarcan en su conjunto un rango temporal que comprende desde hace unos 19.500 años hasta la actualidad con periodos registrados en varias de las muestras. Sin embargo, los últimos 3.000 años sólo están representados en una de ellas (OST-8), por lo que se tratará menos en este TFM al no estar todavía bien replicado.

$\delta^{18}\text{O}_C$

El registro de $\delta^{18}\text{O}_C$, el $\delta^{18}\text{O}$ corregido por la variación isotópica del volumen de hielo a lo largo del tiempo (Bintanja et al., 2005), se muestra en la Figura 21 para las cuatro estalagmitas donde se marcan los diferentes eventos climáticos. El registro comienza hace \sim 19.500 (OST-8) y es replicado en OST-5 a partir de los \sim 18.600 años BP durante el *Greenland Stadial 2.1b* o **GS-2.1b**. Este estadial está caracterizado por valores que oscilan entre los -4,4 y -5,3 ‰ conforme a VPDB.

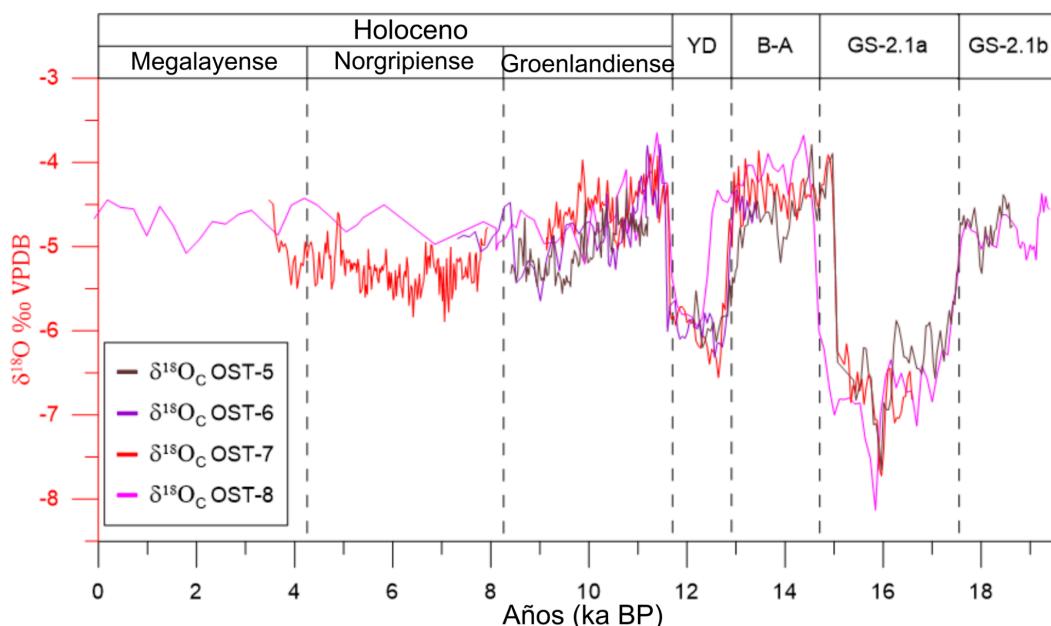


Figura 21. Registro del $\delta^{18}\text{O}_C$ de las cuatro estalagmitas corregido por la variación isotópica del volumen de hielo aplicando los datos de Bintanja et al. (2005).

Entre ~ 17.300 y los ~ 15.000 años BP (dentro del **GS-2.1a**), se alcanzan los valores más negativos de todo el periodo temporal y, lo que es fundamental, con tres estalagmitas repitiendo la misma señal. El valor mínimo (-8,13 %) ocurrió hace 15.930 ± 300 años BP.

El siguiente cambio rápido en el registro isotópico del $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ ocurrió a los 15.080 ± 500 años BP, pasando en escasas décadas de -6 ‰ a valores cercanos a -4 ‰, dando comienzo al *Bølling-Allerød* (**B-A**) (o *Greenland Interstadial 1* - GI-1). A lo largo de este interestadial, el registro de OST-7 se mantiene estable en torno a los -4,5 ‰, mientras que los registros de OST-5 y OST-8 muestran una tendencia descendente, de -4 a unos -4,5 ‰.

La entrada al *Younger Dryas* (**YD**) (o *Greenland Stadial 1* - GS-1), registrado en las cuatro estalagmitas, se marca con un descenso en los valores isotópicos que ocurrió hace 13.090 ± 570 años BP, alcanzando valores casi tan negativos como en el GS-2.1a. Realizar más dataciones de U-Th en un futuro, especialmente en OST-8 donde el modelo de edad es algo más incierto, mejorará la correlación entre las estalagmitas en los periodos GS-2.1a, B-A y YD. A lo largo del YD se produce una tendencia ascendente, de unos -6,5 a -6 ‰, hasta la entrada al **Holoceno**, que viene marcada por un último salto destacable en el registro de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ de aproximadamente un +1,5 ‰ a los 11.830 ± 300 BP, llegando a valores en torno a -4 ‰ cuando arranca el interglacial actual.

En la base del Holoceno, en el **Groenlandiense**, las cuatro estalagmitas muestran una tendencia descendente de valores de entre -3,5 y -4 ‰ al comienzo, a valores de entre -4,5 y -5,5 ‰ hacia el final del piso, a partir de los ~ 9.600 años BP. La estalagmita OST-5 cesa su crecimiento en los 8.400 años BP, y la estalagmita OST-7 presenta un hiato entre los 9.140 y 7.940 años BP, por lo que la transición del Groenlandiense al **Norgripiense** queda registrada por OST-6 y OST-8, que proporcionan un registro de poca resolución, con valores alrededor de -5 ‰. La estalagmita OST-7 proporciona un buen registro para el Norgripiense, con un descenso en los valores de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ al comienzo del piso y un posterior ascenso gradual hacia el final del Norgripiense y comienzos del **Megalayense**. El registro poco detallado de OST-8 que se extiende hasta la actualidad da unos valores de entre -4,5 y -5 ‰ para el Megalayense.

$\delta^{13}\text{C}$

En cuanto al registro isotópico del $\delta^{13}\text{C}$, los valores de las estalagmitas, especialmente OST-8, no se ajustan tan bien entre sí como para el $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$; sin embargo, las tendencias sí que se corresponden bien y se obtiene una señal común para los últimos 19.000 años (Fig. 22). La amplitud de la variación global del $\delta^{13}\text{C}$ a lo largo de la última deglaciación y Holoceno es de 10 ‰, con valores positivos (desde +2 ‰) hasta muy negativos (-8 ‰).

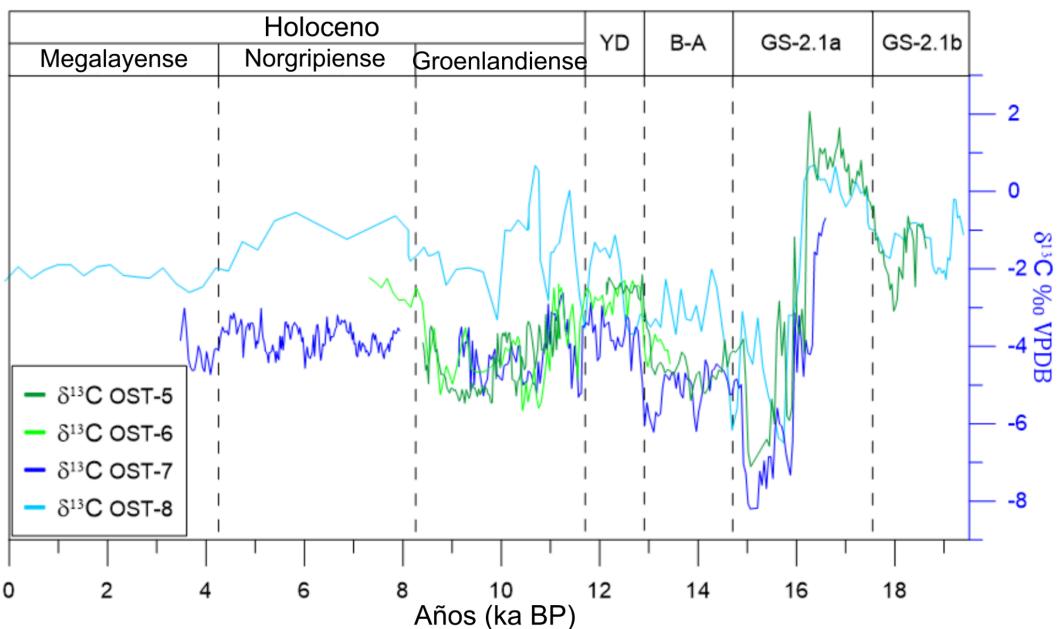


Figura 22. Registro del $\delta^{13}\text{C}$ de las estalagmitas OST-5, OST-6, OST-7 y OST-8.

En el GS-2.1b y primera parte del GS-2.1a se encuentran los valores más positivos del registro. Así, los valores de OST-8 de $\delta^{13}\text{C}$ oscilan entre los 0 y -2 ‰ en el **GS-2.1b**, mientras que en OST-5 la variación se da entre -1 y -3 ‰. La entrada al **GS-2.1a** se da con un incremento de los valores respecto a GS-2.1b, con valores de entre 0 y +1 ‰ en OST-8 y valores de entre 0 y +2 ‰ en OST-5, hasta el máximo de +2,07 ‰ a los 16.260 años BP.

Es entonces cuando los valores de $\delta^{13}\text{C}$ descienden drásticamente a los valores más ligeros del registro tras realizar pequeñas oscilaciones. En OST-5 se obtiene el valor de -4,18 ‰ a los 16.160 años BP y el valor mínimo de -7,11 ‰ a los 15.070 años BP. En OST-7 el registro comienza con un valor de $\delta^{13}\text{C}$ de -0,69 ‰ a los 16.590 años BP, valor que desciende a un mínimo de -8,20 ‰ a los 15.060 años BP. Comparando los registros de OST-5 y OST-7, los ascensos y descensos de los valores se corresponden bastante bien, sobre todo en el GS-2.1a, con un desplazamiento de los valores de un poco más de

1 ‰ entre ellos. En OST-8 el registro no es tan detallado, y recordar que el registro de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ aparecía desplazado hacia la izquierda conforme a las otras estalagmitas en el GS-2.1a, B-A y YD; aún así, el descenso de $\delta^{13}\text{C}$ que se registra va de +0,68 ‰ a los 16.370 años BP al mínimo de -6,49 ‰ a los 15.740 años BP, y otro mínimo de -6,17 ‰ posterior.

Una vez alcanzados los valores mínimos de $\delta^{13}\text{C}$, aumentan posteriormente en escalones en las entradas al B-A y al YD. Los valores del **B-A** son en general un 2 ‰ más ligeros que en el YD. Los segundos valores más pesados del registro, después del GS-2.1a, se obtienen en el **YD** y en el primer milenio del **Holoceno**. Despues de un descenso gradual, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ vuelven a ser bajos entre los ~10.500 y los ~8.500 años BP, semejantes a los valores alcanzados durante el B-A. A finales del Groenlandiense y comienzos del Norgripiense, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ se vuelven más pesados, alcanzando valores del YD y comienzo del Holoceno. Durante el **Norgripiense** los valores se mantienen pesados, para descender al final del Norgripiense y recuperar los valores ligeros del Groenlandiense medio durante el **Megalayense**.

4.3.4. Elementos traza: Mg, Ba y Sr

Los resultados de los registros de Mg/Ca, Ba/Ca y Sr/Ca de la estalagmita OST-2, que habían sido analizados anteriormente pero no publicados, se muestran en la Figura 23 en comparación con el $\delta^{13}\text{C}$.

Los valores del **Mg/Ca** se encuentran entre 0,99 y 2,31 mmol/mol y muestran cierta correlación inversa con el $\delta^{13}\text{C}$ a partir de los 16.500 años BP hasta la entrada al Holoceno. La parte más antigua del registro, sin embargo, no muestra correlación entre estas dos variables ya que el $\delta^{13}\text{C}$ se mantiene prácticamente constante; mientras que el Mg/Ca muestra una cierta subida a los 18.000 años BP aproximadamente.

El **Ba/Ca** también muestra cierta correlación con el $\delta^{13}\text{C}$ a partir de los 16.500 años BP, pero a diferencia del Mg/Ca, dicha correlación es directa, por lo que cuando los valores de Ba/Ca suben, los de $\delta^{13}\text{C}$ suben también. Los valores más altos del Ba/Ca se obtienen en el YD, llegando hasta 0,042 mmol/mol, mientras que los más bajos se dan en el GS-2.1a, con 0,007 mmol/mol. La parte más antigua del registro parece correlacionarse con el Mg/Ca, ya que alrededor de los 18.000 años BP también hay una ligera subida en los valores.

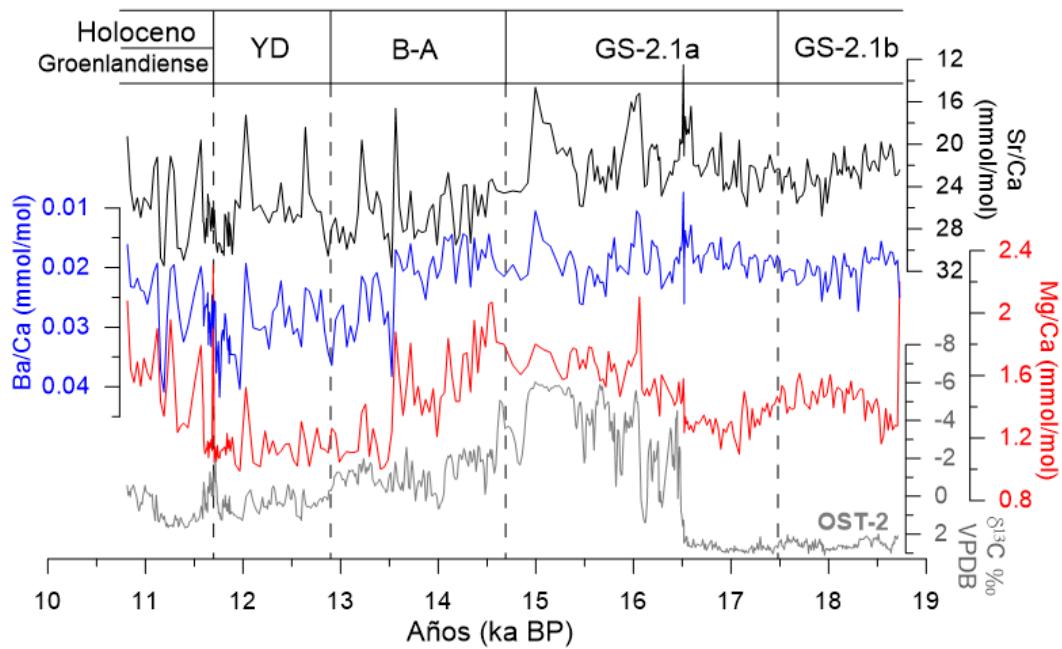


Figura 23. Comparación de los registros de Mg/Ca, Ba/Ca y Sr/Ca con el $\delta^{13}\text{C}$ de la estalagmita OST-2 de Ostolo (nótese los ejes invertidos en Ba/Ca, Sr/Ca y $\delta^{13}\text{C}$).

El Sr/Ca se correlaciona muy bien con el Ba/Ca desde los 18.700 años BP hasta el final del GS-2.1a, donde da un salto hacia valores mayores, para mantenerse así hasta el Holoceno. Los valores van de 12,50 a 31,63 mmol/mol. Para valorar la influencia de la **tasa de crecimiento** sobre el registro del Sr/Ca, se calcula también el ratio Sr/Mg (Bernal-Wormull et al., 2023), comparándolo con el Ba/Ca (Fig. 24).

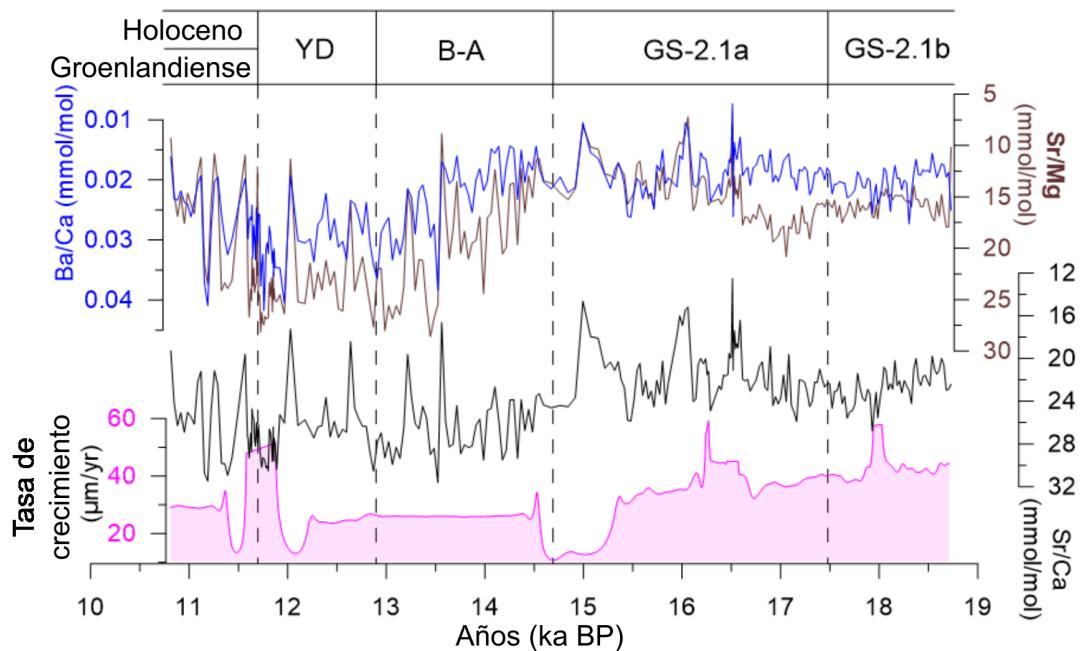


Figura 24. Correlación inversa entre la tasa de crecimiento y el Sr/Ca, y correlación entre Sr/Mg y Ba/Ca (Nota: la tasa de crecimiento se ha cortado en 60 $\mu\text{m/año}$, pero hay valores puntuales mayores - hasta de 3909 $\mu\text{m/año}$ -).

En la Figura 24 se aprecia que hay una correlación inversa entre el Sr/Ca y la tasa de crecimiento, por lo que a mayores tasas de crecimiento, menores valores de Sr/Ca, y viceversa. El ratio Sr/Mg se correlaciona muy bien con el Ba/Ca.

4.3.5. $\delta^{234}\text{U}$ y ^{238}U

Los valores de $\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}}$ (*corrected*) y ^{238}U (ppb) de las cuatro estalagmitas, OST-5, OST-6, OST-7 y OST-8, se comparan con los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}_C$ de las estalagmitas (Fig. 25).

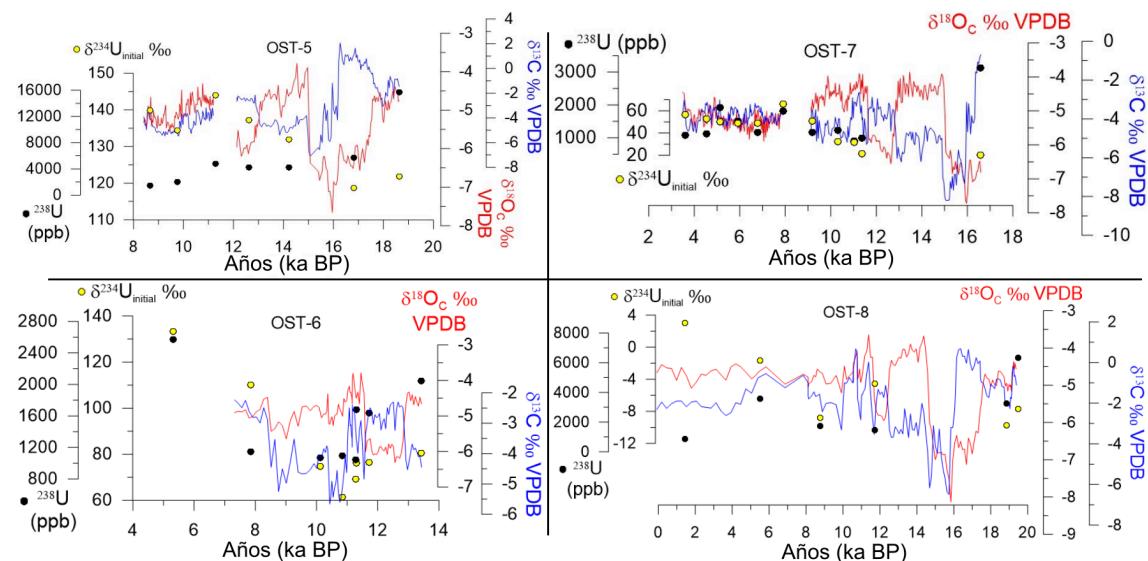


Figura 25. Gráficas de $\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}}$ (*corrected*) y ^{238}U vs. $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}_C$ de todas las estalagmitas estudiadas.

Se puede intuir cierta correlación entre el $\delta^{234}\text{U}$ y el $\delta^{13}\text{C}$ a partir de los ~ 14.000 años BP, ya que cuando el $\delta^{234}\text{U}$ baja, el $\delta^{13}\text{C}$ también baja (se hace más negativo, más ligero); y viceversa. Además, resaltar que después de los hiatos de OST-5 y OST-7 se dan los valores más altos de $\delta^{234}\text{U}$ en esas estalagmitas.

Para el ^{238}U , los valores más altos, exceptuando la OST-6, se dan en la parte más antigua de las estalagmitas.

5. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

5.1. Reconstrucción paleoclimática a partir del $\delta^{18}\text{O}$

El registro isotópico y de elementos traza de las estalagmitas de Ostolo representa una oportunidad excelente para conocer los cambios climáticos de la última deglaciación y del Holoceno en el noreste peninsular. En concreto, el $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$, dada su similitud con los sondeos de hielo de Groenlandia (Rasmussen et al., 2014) y considerando la influencia de diferentes parámetros climáticos en la isotopía de la lluvia actual (Moreno et al., 2021; Giménez et al., 2021), se ha interpretado como reflejo de los cambios en la temperatura del aire en el Atlántico Norte (Bernal-Wormull et al., 2021). En este TFM se ha podido extender ese registro con otras cuatro estalagmitas que se replican o se solapan muy bien con las anteriores (Fig. 26). Así, se puede considerar la misma interpretación para el periodo de tiempo seleccionado; *i. e.*, desde los 16.800 hasta los 11.700 años BP, el principio del Holoceno, y además, se proporciona una nueva interpretación paleoclimática para nuestro interglaciar que no quedaba cubierto en la tesis de Bernal-Wormull (2023). Contar con varias estalagmitas que representan la señal climática prácticamente en continuo desde un periodo glaciar a uno interglaciar es muy novedoso y fundamental para entender estas transiciones.

De los 19.500 años registrados, el GS-2.1b, GS-2.1a y el YD se caracterizan como periodos especialmente fríos, mientras que el B-A y el comienzo del Holoceno se interpretan como los periodos más cálidos. Como se observa en la Figura 26, hay muy pocos registros de estalagmitas peninsulares que cubran este intervalo temporal con suficiente resolución, por lo que el registro de Ostolo proporciona nuevas claves para entender la deglaciación.

La parte más antigua del registro, entre los 19.500 y los 16.800 años BP, muestra una diversificación de los valores de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ entre las distintas estalagmitas. Mientras que OST-2 y OST-3 se mantienen en valores entre -6 y -7,5 ‰, OST-1, OST-5 y OST-8 se encuentran entre valores de -4,5 a -5 ‰ en el GS-2.1b y bajan a valores de entre -6 y -7 ‰ en el GS-2.1a. Bernal-Wormull et al. (2021) proponen un “sistema abierto” para el registro de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ de OST-1, OST-2 y OST-3 anterior a los 16.800 años BP. Sin embargo, durante el GS-2.1b las estalagmitas OST-5 y OST-8 muestran valores casi tan pesados como en el B-A o el comienzo del Holoceno, por lo que podrían sugerir que el GS-2.1b

fue un periodo menos frío que el GS-2.1a. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del sondeo GRIP de Groenlandia también muestran valores ligeramente más pesados en GS-2.1b que en GS-2.1a (Rasmussen et al., 2014). Si bien esa diferencia es pequeña y se siguen considerando los dos períodos como fríos con condiciones glaciares, el GS-2.1b sería un periodo algo menos frío que el GS-2.1a. Coherenteamente, registros marinos del margen atlántico portugués y del Mediterráneo han demostrado esa diferencia con indicadores de SST y de vegetación terrestre (Cacho et al., 1999; Martrat et al., 2004; Sánchez Goñi et al., 2002).

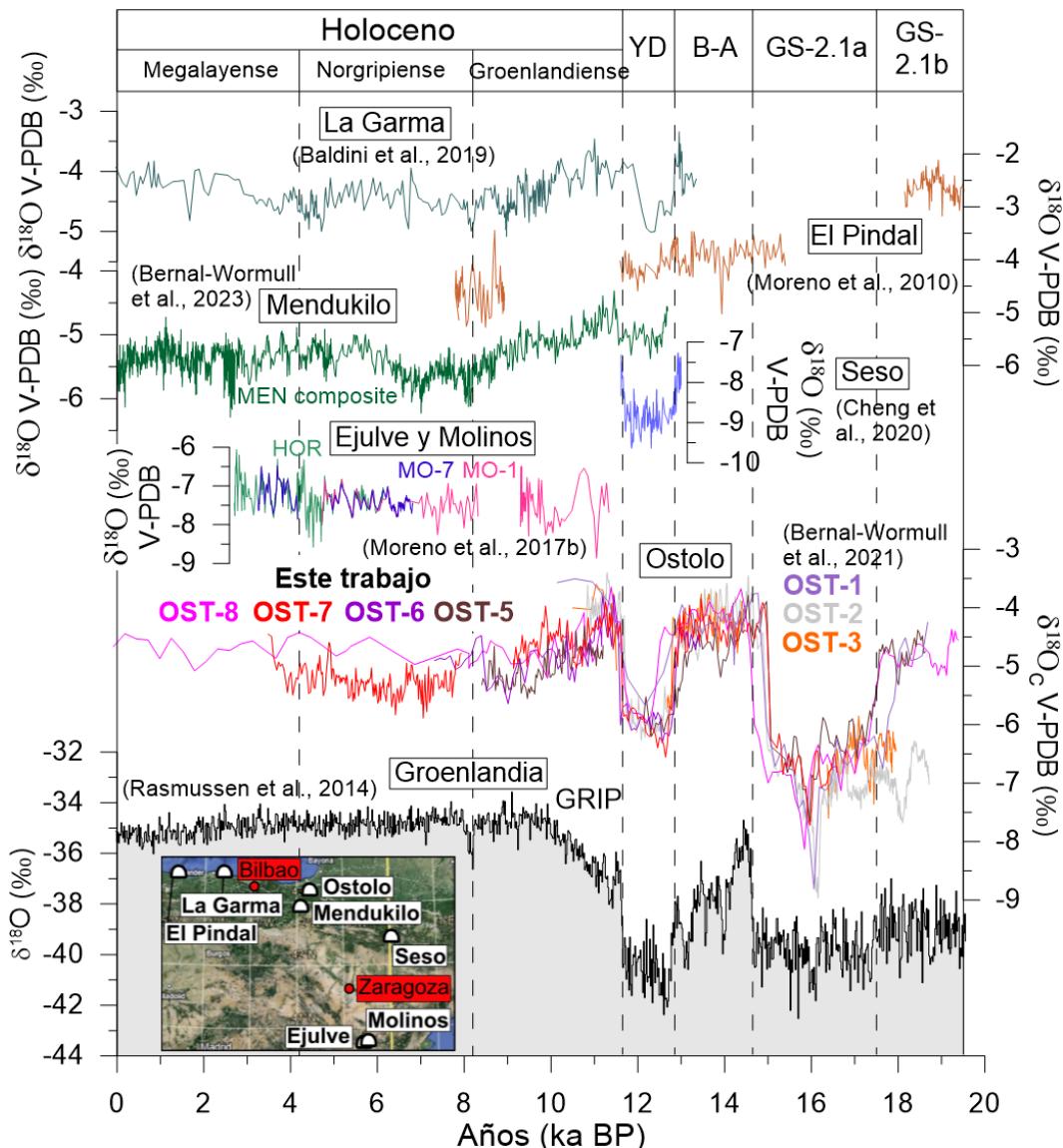


Figura 26. Comparación del $\delta^{18}\text{O}_c$ de las estalagmitas estudiadas en este trabajo con las estudiadas por Bernal-Wormull et al. (2021), con los sondeos de hielo de Groenlandia (Rasmussen et al., 2014) y con otros registros isotópicos de estalagmitas de cuevas del centro y norte peninsular como Ejulve y Molinos (Moreno et al., 2017b), El Pindal (Moreno et al., 2010), La Garma (Baldini et al., 2019), Mendukilo (Bernal-Wormull et al., 2023) y Seso (Cheng et al., 2020) (mapa modificado de Google Earth).

A partir de, aproximadamente, los 16.800 años BP, los registros de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ de las siete estalagmitas de Ostolo se replican muy bien entre ellas. Un punto a destacar durante el periodo frío del GS-2.1a es el pico más negativo del registro que se dio alrededor de los 16.000 años BP. Este pico se relaciona con el HE1 (*Heinrich event 1*) (Bernal-Wormull et al., 2021), evento frío en el hemisferio norte causado por una descarga masiva de agua dulce proveniente de la fusión de grandes grupos de icebergs que se desgajan del casquete de hielo de Groenlandia que provocó tanto una bajada de la temperatura como una disminución de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del agua del mar (Voelker et al., 2009).

Otro punto a comentar es la entrada al B-A, que aparece 280 años antes que el registro de Groenlandia en OST-7 y OST-5, al igual que ocurría en OST-2 (Bernal-Wormull et al., 2021). Aunque ese intervalo temporal puede entrar dentro de la incertidumbre asociada a los modelos de edad del hielo y de las estalagmitas, el contar con la misma evidencia temporal en varios registros de Ostolo con cronología independiente anima a revisar la cronología de los sondeos de hielo para esta transición tan abrupta.

El B-A aparece aquí como un periodo cálido sin grandes oscilaciones de temperatura, aunque OST-5 y OST-2 muestran un descenso de las temperaturas hacia el final del periodo. La tendencia descendente está muy marcada en el sondeo de hielo de Groenlandia (Rasmussen et al., 2014), mientras que en la cueva de El Pindal (Moreno et al., 2010) la tendencia descendente es ligeramente perceptible. Probablemente, la señal del B-A tenga sus particularidades a escala regional.

En la entrada al YD se da un enfriamiento de unos 5°C en Ostolo (Bernal-Wormull et al., 2021). La tendencia del registro del $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ en las estalagmitas de Ostolo en el YD varía ligeramente entre ellas, con una tendencia ascendente en OST-7 y OST-6, semejante al sondeo de hielo de Groenlandia, y manteniéndose más bien horizontal en OST-2, con muy buen solapamiento con la cueva de Seso en el Pirineo estudiada por Bartolomé et al. (2015) y Cheng et al. (2020). Los hiatos de OST-5 y OST-3 durante el YD indican que fue un periodo seco en el que algunas estalagmitas dejaron de crecer y otras lo hicieron con menores tasas de crecimiento (ej. el registro de La Garma, Baldini et al., 2019). En la cueva de La Garma también se dan valores bajos de $\delta^{18}\text{O}$ en el YD, que según Baldini et al. (2019), no se pueden interpretar sólamente como reflejo de la temperatura sino que también influyen los cambios estacionales de la precipitación. El

registro del $\delta^{18}\text{O}$ del YD en Mendukilo sí que presenta valores más negativos que en la entrada al Holoceno, pero los valores son más pesados de lo esperado, lo que se atribuye a la influencia de las precipitaciones, además de la señal de temperatura. Así, se interpreta que durante el YD los inviernos fueron más secos. Por otro lado, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del agua del mar serían más pesados influyendo también en los resultados finales (Bernal-Wormull et al., 2023). A su vez, las tasas de crecimiento más lentas se dan en ese periodo (Bernal-Wormull et al., 2023). En la cueva de El Pindal, sin embargo, el registro de $\delta^{18}\text{O}$ entre 15.400 y 11.600 años BP, aunque sí que se intuye cierta tendencia descendente, no presenta grandes contrastes entre el B-A y el YD (Moreno et al., 2010). En esa cueva, el $\delta^{18}\text{O}$ muestra escaso rango de variación, y el $\delta^{13}\text{C}$ aparece más útil para reflejar las condiciones ambientales.

El hecho de que las estalagmitas de Ostolo estudiadas en este TFM cubran un periodo de tiempo tan largo nos permite comparar periodos de tiempo que en principio se cree semejantes. Así, se observa que la entrada al Holoceno en Ostolo se caracteriza por registrar valores de $\delta^{18}\text{O}$ similares a los alcanzados en el B-A, indicando probablemente condiciones climáticas semejantes. En las estalagmitas estudiadas, el piso mejor representado del Holoceno es el Groenlandiense (11,7 - 8,2 ka BP). A lo largo del Groenlandiense, se da una tendencia claramente descendente en el $\delta^{18}\text{O}$, también marcada en Mendukilo, relacionado al descenso isotópico del $\delta^{18}\text{O}$ del agua de mar causado por el derretimiento de los casquetes de hielo del norte (Bernal-Wormull et al., 2023). En La Garma también se da la tendencia descendente asociada al pulso de agua dulce del deshielo y su reflejo en el ‘evento 9,2 ka’ (Baldini et al., 2019). En el Pindal, aunque la mayor parte del Groenlandiense muestra un hiato, los valores más negativos del registro de $\delta^{18}\text{O}$ se dan entre el Groenlandiense y el Norgripiense (Moreno et al., 2010), en concordancia con la tendencia descendente de los registros de Ostolo, Mendukilo y La Garma. Además de las tendencias generales, estos nuevos registros también permiten identificar cambios climáticos más cortos en el tiempo. Así, en Ostolo, el hiato en torno a los 9.100 años BP de OST-7 podría relacionarse con el ‘evento 9,2 ka’, marcando un episodio más árido en coherencia con el pico negativo en OST-6 hacia los 9000 años BP. A su vez, el cese de crecimiento de OST-5 a los 8.400 años BP podría relacionarse con el ‘evento 8,2 ka’, otro pulso de agua dulce del deshielo de los casquetes del norte y que marca el final del Groenlandiense y el

comienzo del Norgripiense (Walker et al., 2018). Otro evento identificable en OST-7 durante el Norgripiense sería el valor mínimo alcanzado del $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ en el Holoceno con -5,89 ‰ a los 7.050 ± 80 años BP, relacionable al evento 7-6,6 ka identificado en Mendukilo y asociado a otro pulso de agua dulce. Los registros de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ en OST-7 y OST-8 no muestran grandes cambios en el Norgripiense ni en el Megalayense, pero sí una ligera tendencia ascendente hacia el Megalayense, tendencia que también se percibe en las cuevas de Ejulve y Molinos en Teruel (Moreno et al., 2017b).

Así, parece ser que a partir de los 16.800 años BP hasta principios del Holoceno, el registro del $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ de Ostolo está influenciado por cambios en la temperatura del aire en el Atlántico Norte y cambios en el $\delta^{18}\text{O}$ del mar por pulsos de agua dulce provenientes del deshielo de los casquetes del hemisferio norte. A partir del Norgripiense, esos pulsos de fusión de hielo son menores, y Ostolo podría verse influenciado por un clima más mediterráneo por la similitud a los registros de las cuevas de Teruel estudiadas por Moreno et al. (2017b).

5.2. Variaciones de $\delta^{13}\text{C}$ en las estalagmitas de Ostolo: de procesos locales a regionales

El $\delta^{13}\text{C}$ de las estalagmitas depende del desarrollo de suelos/vegetación y de procesos internos de la cueva, como la ventilación, el *Prior Calcite Precipitation* (PCP) o incluso la tasa de goteo (Bernal-Wormull et al., 2023). La comparación del $\delta^{13}\text{C}$ de las estalagmitas de Ostolo con otros registros de la península ibérica (Fig. 27) como La Garma (Baldini et al., 2019), Ejulve y Molinos (Moreno et al., 2017b) y Mendukilo (Bernal-Wormull et al., 2023) facilitan la interpretación del Holoceno. La cueva de El Pindal (Moreno et al., 2010) permite comparar el intervalo más antiguo del registro. Estas correlaciones apuntarían a que el $\delta^{13}\text{C}$ de Ostolo guarda una señal climática regional, pero los valores tan extremos alcanzados y, sobre todo, la rapidez con la que ocurren los cambios no asociados a las transiciones entre períodos climáticos apunta a que otros factores más locales tienen un peso importante en el registro.

En la parte más antigua del registro, desde los ~ 19.500 hasta los ~ 16.500 años BP, se encuentran los valores más pesados de $\delta^{13}\text{C}$. Los valores isotópicos no bien replicados de OST-1, OST-2 y OST-3, junto con algunas dataciones incorrectas, llevaron a determinar a Bernal-Wormull et al. (2021) que dicho período funcionó como un sistema

abierto, por lo que los registros de $\delta^{13}\text{C}$ de las tres estalagmitas hay que tomarlos con cautela. Aun así, los registros de $\delta^{13}\text{C}$ de OST-5 y OST-8 también muestran valores pesados para dicho periodo. Además, los valores del GS-2.1b son más ligeros que los de la primera mitad del GS-2.1a, indicando cierto desarrollo de suelos y vegetación durante el GS-2.1b. Los valores de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ de OST-5 y OST-8 también indican que el GS-2.1b fue menos frío que el GS-2.1a.

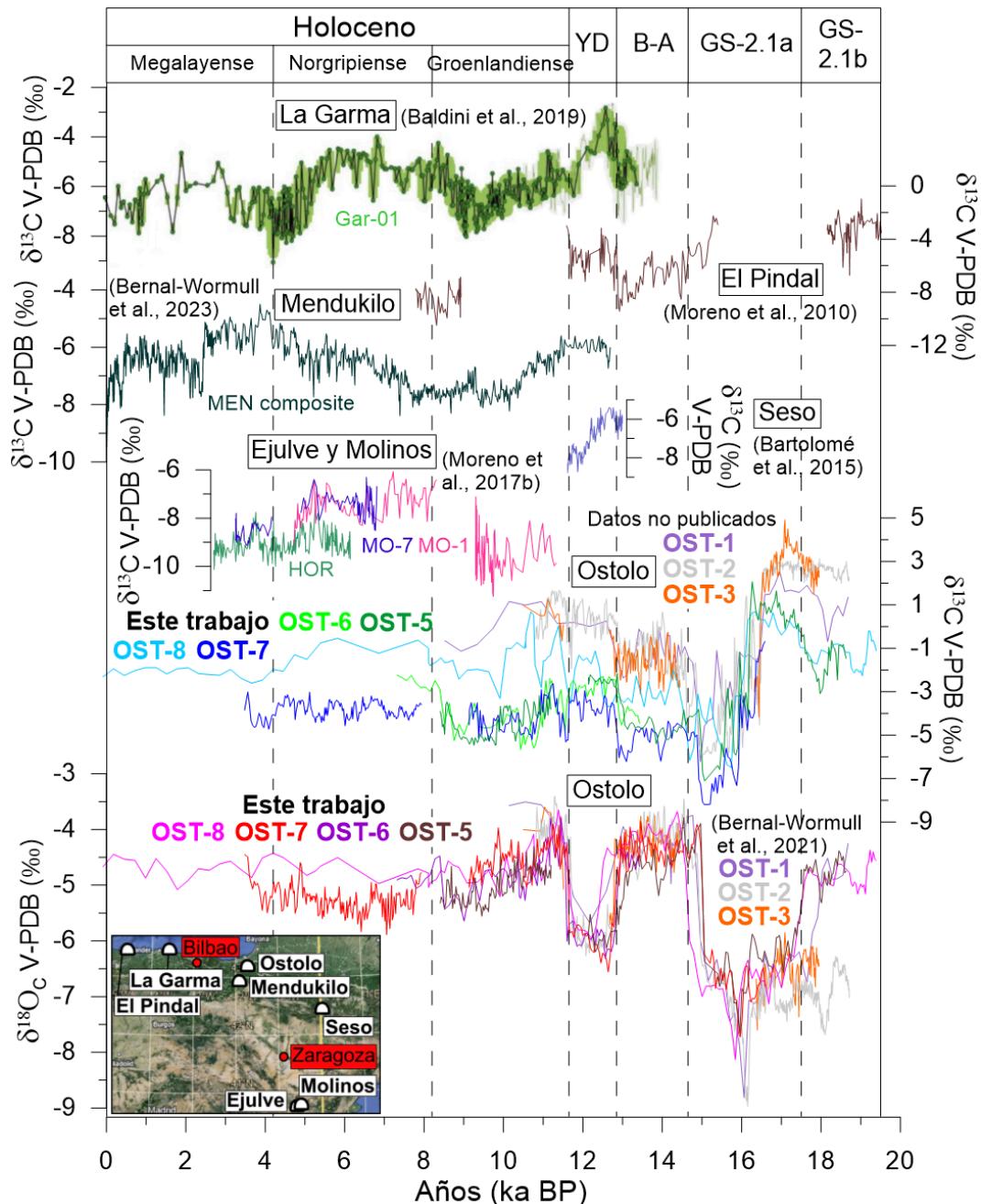


Figura 27. Comparación del $\delta^{13}\text{C}$ de Ostolo con el propio $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ de Ostolo (Bernal-Wormull et al., 2021; este trabajo) y con el $\delta^{13}\text{C}$ de otras cuevas del centro y norte peninsular como Ejulve y Molinos (Moreno et al., 2017b), El Pindal (Moreno et al., 2010), La Garma (Baldini et al., 2019), Mendukilo (Bernal-Wormull et al., 2023) y Sesó (Bartolomé et al., 2015) (mapa modificado de Google Earth).

Los valores más pesados de todo el registro alcanzados en la primera mitad del GS-2.1a, de hasta +2 ‰ en OST-5 y OST-1 y de +3 ‰ en OST-2 o +5 ‰ en OST-3, sugieren una casi absoluta ausencia de suelos y vegetación. Así, la exclusiva disolución de los mármoles con valores de $\delta^{13}\text{C}$ de entre +3 y +5 ‰ podría explicar los valores registrados en esas estalagmitas. Ya que la mayoría de las veces son los suelos/vegetación los que acidifican el agua mediante el proceso conocido como CAD o *carbonic-acid dissolution* (Hendy, 1971), que permite que en las cavidades se precipite carbonato, la ausencia de suelos o vegetación lleva a cuestionarse la procedencia de la acidez. Varios trabajos señalan a las piritas como las generadoras de acidez en periodos sin suelos/vegetación (Atkinson, 1983; Welte et al., 2021; Skiba et al., 2023; Spötl et al., 2024). La oxidación de las piritas produce ácido sulfúrico que disuelve las rocas carbonatadas mediante el proceso denominado SAD o *sulphuric-acid dissolution* con las siguientes fórmulas (Welte et al., 2021):

- $4 \text{FeS}_2 + 15 \text{O}_2 + 14 \text{H}_2\text{O} \rightarrow 4 \text{Fe(OH)}_3 + 8 \text{H}_2\text{SO}_4$
- $\text{H}_2\text{SO}_4 + 2 \text{CaCO}_3 \rightarrow 2 \text{Ca}^{2+} + 2 \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$

Por tanto, la presencia de piritas en los mármoles de la cueva de Ostolo podría ayudar a buscar una causa para explicar la disolución de los mármoles en periodos fríos sin suelos y la consecuente infiltración de agua en la cavidad suficientemente concentrada en carbonato disuelto con potencial para formar estalagmitas. Este fenómeno ha sido descrito recientemente para otras zonas donde hay formación de espeleotemas en periodos muy fríos en regiones glaciadas (Spötl et al., 2024). En la actualidad, los resultados de los análisis químicos de las aguas de goteo y del río interior de la cueva muestran valores bajos de sulfatos, lo que indica que en el actual interglacial el proceso dominante de disolución del mármol es el CAD, y no el SAD.

El descenso brusco escalonado de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de +3 hasta -8 ‰ con diferentes estalagmitas que ocurre durante la segunda mitad del GS-2.1a en un periodo de unos 1.500 años, desde los ~16.500 a los ~15.000 años BP, es muy difícil de explicar. No hay ningún registro de otras cuevas en el norte peninsular que permita comparar el descenso drástico del $\delta^{13}\text{C}$ de Ostolo. El $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ de las estalagmitas de Ostolo sigue marcando un periodo frío hasta los 15.000 años BP, lo que sugiere que el cambio en el $\delta^{13}\text{C}$ no debería estar relacionado con un cambio en el desarrollo de suelos/vegetación. Lo que sí se aprecia en el registro de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ es el HE1, que pudo tener alguna relación con la

fluctuación del $\delta^{13}\text{C}$, directa o indirectamente. Una hipótesis para el descenso drástico del $\delta^{13}\text{C}$ podría ser la obstrucción de la entrada a la cueva de Ostolo y la posterior acumulación/fraccionación de la atmósfera de la cueva a valores de $\delta^{13}\text{C}$ muy ligeros, interactuando con las aguas de goteo y haciéndolas más ligeras. Usando un modelo computacional, Skiba y Fohlmeister (2023) observan un cambio de -4 ‰ en el $\delta^{13}\text{C}$ del agua de goteo mediante interacción con el aire a -22,6 ‰, pasando de un valor inicial del agua de -10 ‰ a -14,1 ‰. Los datos de monitorización de la cueva de Ostolo muestran valores de $\delta^{13}\text{C}$ hasta -22 ‰ para el aire en enero y noviembre, y de -14 ‰ para el carbono inorgánico disuelto o DIC de las aguas de goteo en septiembre y julio, valores de $\delta^{13}\text{C}$ muy ligeros. Sin embargo, las condiciones climáticas del actual interglaciar con suelos y vegetación bien desarrollados no es comparable a las condiciones frías del GS-2.1a, con suelos y vegetación poco desarrollados y valores de $\delta^{13}\text{C}$ de goteo seguramente más pesados. Además, la rapidez con la que se da el descenso de los valores del $\delta^{13}\text{C}$ apunta a una alteración local en la cueva, llevando a que la hipótesis de la obstrucción de la entrada a la cavidad sea quizás la más adecuada. Los depósitos siliciclásticos del interior de la cueva corroboran el taponamiento y llenado de la cavidad, ya que en algunos puntos los sedimentos se acumulan hasta el techo. La mineralogía de suelos y de los depósitos muestra una estrecha relación entre el suelo rojizo (OST_SU_4B) y la muestra de arcillas (OST_4_Arcilla), con gibbsita y goetita en proporciones bastante parecidas y clorita, illita y caolinita en proporciones casi idénticas, lo que sugiere que en algún momento o varios del pasado los suelos rojizos se llegaron a erosionar e introducir a la cueva en cantidades significativas, posiblemente sin un recubrimiento de vegetación que impidiera la erosión. Las propias estalagmitas también muestran láminas marrones con sedimento de avenidas pasadas o paleoinundaciones. El sedimento del exterior de la cueva se introduce fácilmente al interior por la dolinas que se encuentran justamente encima de la cueva, conectando el exokarst con el endokarst directamente, como se muestra en la cartografía 3D de la cueva (Anexo II).

Comparando el B-A con el YD, se observan valores de $\delta^{13}\text{C}$ más ligeros en el B-A tanto en Ostolo como en El Pindal (Moreno et al., 2010) y La Garma (Baldini et al., 2019). Así, el B-A se interpreta como un periodo relativamente más cálido y húmedo que favoreció el desarrollo de la vegetación y los suelos y por tanto, registró valores más

ligeros de $\delta^{13}\text{C}$. El YD, en cambio, se caracteriza por ser un periodo frío y seco en Europa suroccidental causado por el debilitamiento del AMOC o *Atlantic Meridional Overturning Circulation* (Bakke et al., 2009; McManus et al., 2004). El $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ y el $\delta^{13}\text{C}$ de Ostolo en el YD reflejan efectivamente un periodo más frío y seco con menor desarrollo de vegetación y suelos. Los elementos traza como el Mg, Sr y Ba en las estalagmitas también se pueden usar como *proxies* o indicadores de cambios paleohidrológicos (Fairchild y Treble, 2009). El Ba/Ca de Ostolo, que proviene de los minerales del suelo y del polvo eólico (Moreno et al., 2010), muestra los valores más altos en el YD, indicando un periodo de mayor aridez. El Mg/Ca, sin embargo, parece contradecirse con el Ba/Ca y con el $\delta^{13}\text{C}$, ya que muestra los valores más bajos en el YD, que se interpretarían convencionalmente como un periodo más húmedo (Cruz et al., 2015). Por tanto, la señal del Mg/Ca no se acaba de comprender del todo bien. El Sr/Ca en las estalagmitas de Ostolo por su parte, parece estar influenciado por la tasa de crecimiento con una correlación inversa, por lo que a menores tasas de crecimiento, el agua que se infiltra tendrá una mayor interacción con el estroncio presente en los mármoles y así, se obtienen valores mayores de Sr/Ca. El Sr/Mg se corresponde muy bien con el Ba/Ca, por lo que podría interpretarse de la misma manera, con valores mayores en el YD indicando un periodo más árido. A partir de los 14.000 años BP, el $\delta^{13}\text{C}$ y el $\delta^{234}\text{U}$ parecen correlacionarse. En la estalagmita OST-5 se obtiene un valor más alto de $\delta^{234}\text{U}$ en el YD en comparación con el B-A, lo que también sugiere mayor aridez en el YD (Denniston et al., 2018).

El único cambio *de visu* que se observa en las cuatro estalagmitas a la vez es la entrada al Holoceno pasando de transparente a blanco, lo que indica que el pre-Holoceno fue un periodo de goteo constante y en el comienzo del Holoceno, entre los 11.500 y los 11.000 años BP, el goteo fue variable/estacional (Frisia et al., 2000). Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ en el comienzo del Holoceno hasta los ~10.500 años BP son parecidos al YD, e incluso mayores, lo que sugiere condiciones desfavorables para el desarrollo de suelos y vegetación. De los ~10.500 años BP a mediados del Groenlandiense, el $\delta^{13}\text{C}$ muestra valores más ligeros, con condiciones óptimas para la proliferación de vegetación y suelos, al igual que en Mendukilo (Bernal-Wormull et al., 2023). El cambio de condiciones adversas a favorables para el desarrollo de suelos y vegetación parece más bien gradual, como en Mendukilo, que sugieren una influencia más atlántica

(Bernal-Wormull et al., 2023). En esa época de transición es donde se encuentra sedimento de paleoinundaciones en la stalagmita OST-6 y colores marronáceos en la stalagmita OST-7. Entre los 11.000 y los 8.500 años BP OST-6, OST-7 y OST-8 son transparentes, pudiendo indicar un goteo más constante durante esa época (Frisia et al., 2000).

Al final del Groenlandiense, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ se vuelven más pesados en las stalagmitas OST-6 y OST-8, y ligeramente en OST-7, mostrando una mayor correspondencia en este caso con los registros de La Garma (Baldini et al., 2019) y con Ejulve y Molinos (Moreno et al., 2017b). Los valores pesados de OST-8 durante el Norgripiense y más ligeros en el Megalayense se mantienen también en La Garma (Baldini et al., 2019) y en Ejulve y Molinos (Moreno et al., 2017b). En las cuevas de Ejulve y Molinos, dominadas por un clima más bien continental mediterráneo, Moreno et al. (2017b) concluían que en el registro de $\delta^{13}\text{C}$ se representaba la señal de primavera, siendo el Groenlandiense relativamente más húmedo, el Norgripiense más seco y el Megalayense más húmedo. Así, el registro de OST-8 podría reflejar o bien la intrusión de un clima más mediterráneo en el Holoceno de Ostolo o una señal más estacional en el registro isotópico. Los registros de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ de OST-7 y OST-8 aparentemente estables pero con cierta tendencia ascendente durante el Norgripiense también parecen coincidir con los registros de $\delta^{18}\text{O}$ de Ejulve y Molinos (Moreno et al., 2017b), por lo que podrían apoyar la hipótesis de una mayor influencia de condiciones climáticas mediterráneas. Las partes blancas de las stalagmitas OST-6, OST-7 y OST-8 entre los 8.500 y los 4.400 años BP con una mayor presencia de poros indican una condición de goteo variable/estacional (Frisia et al., 2000). En OST-7 incluso se percibe al microscopio lo que parece ser una superficie de erosión en ese periodo. Unos veranos más secos durante el Norgripiense como en Ejulve y Molinos (Moreno et al., 2017b) explicarían el goteo estacional de las stalagmitas de Ostolo y harían que la señal isotópica de invierno-primavera prevaleciera en el registro. Basándose en muestras de polen, Liu et al. (2023) observan un gradiente de humedad oeste-este menos brusco en la península ibérica durante el Holoceno medio, apoyando también la teoría de la expansión del clima mediterráneo hacia el oeste. El $\delta^{234}\text{U}$ a mediados del Groenlandiense es relativamente más bajo que a finales del Groenlandiense y durante el Norgripiense en las cuatro stalagmitas estudiadas, indicando un periodo relativamente más húmedo

para el Groenlandiense medio y un periodo relativamente más seco para finales del Groenlandiense y durante el Norgripiense. El Megalayense se caracteriza con OST-7 y OST-8 como transparente, un periodo más húmedo con un goteo constante.

5.3. Origen de los valores altos de U en las estalagmitas de Ostolo

A parte de las interpretaciones de los registros de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ y de $\delta^{13}\text{C}$, otro tema interesante a tratar es la procedencia del ^{238}U . La exagerada concentración de uranio en las estalagmitas de Ostolo, de hasta 80 ppm en OST-2, junto con valores bajos de ^{232}Th han permitido obtener dataciones muy precisas con errores muy bajos (Bernal-Wormull et al., 2021). Sin embargo, no está muy claro el origen del uranio.

Las rocas encajantes de la cueva de Ostolo, es decir, los mármoles, apenas presentan 200-300 ppb de uranio (Bernal-Wormull, 2023). En un estudio de Illinois en el que también trataron con estalagmitas con concentraciones altas de uranio, de hasta 50 ppm, concluyeron que el uranio procedía de nódulos ricos en uranio presentes en *black shales* o lutitas negras (Zhou et al., 2005). Richards y Dorale (2003) también apuntan a las *black shales* y a zonas mineralizadas como fuentes de uranio. Por ello, se podría pensar que el uranio proviene de las pizarras y esquistos del Devónico-Carbonífero que rodean a los mármoles de Arantza. No obstante, si ese fuera el caso, se esperaría que no sólo las estalagmitas de Ostolo estuvieran enriquecidas en uranio, sino también las estalagmitas de las otras cuevas del valle cercanas a Ostolo como la cueva de Mairuzuloa - también conocida como Arruzpi - o la cueva de Haizea. Sin embargo, la estalagmita de Mairuzuloa analizada presenta únicamente 28 ppb de ^{238}U y las estalagmitas de Haizea solamente llegan a 50 ppb, tres órdenes de magnitud menos que en Ostolo. Por tanto, se podría descartar que el uranio provenga de las pizarras y los esquistos colindantes. Es más, parece que la alta concentración de uranio en Ostolo es un fenómeno no sólo espacialmente localizado, sino también temporalmente. Coladas de Ostolo formadas hace 250 ka, 127, 126, 23 y 21 ka de edad muestran concentraciones de 0,1 a 0,8 ppm de uranio, mientras que una colada de 8 ka tiene 1,9 ppm. Las estalagmitas también muestran variaciones de uranio entre ellas y en las propias estalagmitas (Tabla 2). Las estalagmitas más ricas en uranio son OST-2 y OST-3, con 80,8 y 54,1 ppm respectivamente, según Bernal-Wormull et al. (2021).

Tabla 2. Máximos y mínimos de ^{238}U de las estalagmitas de Ostolo (datos de OST-1, 2 y 3 de Bernal-Wormull et al. (2021)).

Estalagmita	^{238}U max. ppm	Edad años	^{238}U min. ppm	Edad años
OST-2	80,88	17.970	0,78	15.210
OST-3	54,15	17.670	1,86	9.040
OST-1	25,55	15.660	4,1	1.950
OST-5	15,74	18.630	1,43	8.670
OST-8	6,31	19.480	0,87	1.440
OST-7	3,13	16.590	0,92	11.020
OST-6	2,57	5.320	1,04	11.280

Las características que distinguen a Ostolo de las demás cuevas son: i) las dolinas que aparecen encima de la cueva y ii) los diferentes tipos de diques de la cuenca de drenaje. Los diques doleríticos analizados por Galé Bornao (2005) presentan entre 0,39 y 0,64 ppm de uranio, concentraciones pequeñas para las alcanzadas en las estalagmitas de Ostolo. Además de las *black shales* y yacimientos de carbón, Lauritzen (2003) propone también los granitos como fuentes de uranio. Los granitos de Peñas de Aya, emplazados a escasos 4 km de los mármoles de Arantza, presentan cantidades significativas de uranio, entre 2,7 y 16 ppm (Denèle et al., 2012). Dado que el uranio se comporta como un elemento incompatible en los magmas silicatados (Cuney, 2014), no es erróneo pensar que las pegmatitas encontradas en los alrededores de Ostolo podrían estar aún más enriquecidas en uranio que los granitos de origen. Sin embargo, los diques brechificados, seguramente producidos por fluidos hidrotermales, podrían estar todavía más enriquecidos en uranio, ya que los depósitos de uranio producidos directamente por procesos magmáticos son raros, en cambio los depósitos de uranio formados por la movilización del elemento en fluidos hidrotermales son más comunes (Cuney, 2014). Además, los granitos peraluminosos de Peñas de Aya presentan valores de uranio por encima del valor de Clarke de 2,7 ppm para el uranio (Denèle et al., 2012), por lo que podrían ser granitos fértiles y contener uraninita (Friedrich et al., 1987), un mineral compuesto mayoritariamente por dióxido de uranio fácilmente soluble en fluidos meteóricos.

Por otro lado, dado que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de calizas formadas en el mar suelen estar en torno a 0 ‰, el grupo de valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre -1 y +1 ‰ de los mármoles de los

alrededores de Ostolo podría reflejar los valores de las antiguas calizas marinas de origen. En cambio, los valores más negativos de los mármoles de entre -4 y -7 ‰ indican que algún proceso pudo haber aligerado los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de los mármoles. Una hipótesis para el desplazamiento negativo de los valores podría ser la influencia de fluidos meteóricos, un proceso observado en carbonatos de la Cuenca Vasco-Cantábrica por infiltración de fluidos meteóricos a través de fallas activas durante la exhumación del manto (DeFelipe et al., 2017). De ser así, surgiría la pregunta de: ¿cómo han llegado los fluidos meteóricos a introducirse en ciertas partes del mármol de Arantza? La respuesta a esa pregunta podría encontrarse en los diques brechificados, ya que los fluidos meteóricos podrían haberse introducido en los mármoles junto a los diques en forma de fluidos hidrotermales. El carácter meteórico de los fluidos hidrotermales, además de explicar el grupo de valores más negativos de los mármoles, también explicaría la movilización del uranio en condiciones oxidantes (Lauritzen, 2003), un caso parecido a las mineralizaciones de uranio epitermales desarrolladas en zonas de fractura y brechas dentro de un granito en Cáceres (Pérez del Villar y Moro, 1991).

Por tanto, se concluye que el uranio probablemente se encuentre concentrado en los diques brechificados emplazados dentro de la cuenca de drenaje de la cueva de Ostolo. A su vez, los análisis de susceptibilidad magnética muestran valores ligeramente mayores para las muestras de mármoles cercanas a diques y a la pegmatita que la muestra de mármol alejada de los diques. La Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética o ASM también muestra orientaciones mejor agrupadas en las muestras de mármoles cercanas a los diques y a la pegmatita que la muestra alejada. Estas características indican que los diques alteraron, ya sea térmicamente o químicamente mediante fluidos - o ambos - , los mármoles a su alrededor y condicionaron el viaje del uranio hasta las estalagmitas de Ostolo.

Los suelos, por su parte, podrían representar otro factor importante en el viaje del uranio, ya que podrían actuar como depósitos secundarios del elemento, como yacimientos residuales. El suelo rojizo anaranjado, que se encuentra solamente sobre los diques brechoides, contiene minerales propios de suelos desarrollados por una lixiviación química intensa, *i. e.*, oxi-hidróxidos de hierro (goetita) y aluminio (gibbsita), seguramente propiciados por el clima húmedo y templado que se da en Arantza. Por consiguiente, estos suelos rojizos podrían considerarse suelos lateríticos,

que podrían estar enriquecidos en uranio gracias a la intensa meteorización química y retención del uranio en las arcillas por sus propiedades altamente sorbentes, como en el experimento de retención del uranio con arcillas rojas y fosfatos de Grabias et al. (2014). El hecho de que en seis de las siete estalagmitas estudiadas de Ostolo las concentraciones máximas de uranio se obtengan entre los 19.480 y 15.660 años BP podría reflejar la alta capacidad de regulación de los suelos frente al uranio, ya que dicho periodo se caracteriza por un menor desarrollo de suelos y vegetación. Además, coincide que las estalagmitas OST-2 y OST-3, desarrolladas entre 19.500 y 16.500 años BP en casi completa ausencia de suelos interpretado por los registros de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$, muestran las mayores concentraciones de uranio con diferencia. Por el contrario, las concentraciones mínimas de uranio se dan en seis de las siete estalagmitas en el Holoceno, el actual interglacial, con un mayor desarrollo de suelos y vegetación que en la época glacial. El papel de los suelos y las dolinas en el viaje del uranio, por tanto, podría ser el de reguladores de la lixiviación del uranio. En conclusión, los suelos y las dolinas podrían considerarse como otro factor importante a tener en cuenta para los futuros estudios de la procedencia de la gran cantidad de uranio de las estalagmitas de la cueva de Ostolo.

6. CONCLUSIONES

- Esta es la primera vez en la que se registran las señales isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en las mismas estalagmitas ininterrumpidamente durante la última deglaciación y el Holoceno en la península ibérica con alta resolución, lo que permite comparar el último periodo glacial y el actual interglacial en un mismo lugar.
- El $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ de las estalagmitas de Ostolo, es decir, el $\delta^{18}\text{O}$ corregido frente al volumen del hielo global, se encuentra en un rango de -3 a -9 ‰ y se replica muy bien entre las siete estalagmitas, reflejando cambios de temperatura durante la última deglaciación, de un modo sincrónico al registro de los sondeos de hielo de Groenlandia. Los cambios isotópicos del $\delta^{18}\text{O}$ del agua de mar también afectan al registro, con el *Heinrich Event 1* o HE1 muy marcado en torno a los 16 ka y la entrada al Holoceno también condicionado por la tendencia hacia señales más ligeras. A partir de finales del

Groenlandiense, un clima más mediterráneo o un goteo estacional parecen influir en el registro isotópico de Ostolo.

- El $\delta^{13}\text{C}$ de Ostolo varía de +5 a -9 ‰ y refleja cambios en el desarrollo de suelos y vegetación derivados de cambios climáticos regionales, pero también se ve alterado por modificaciones locales en la propia cueva, como el posible taponamiento de la cavidad entre los 16.5 y 15 ka. El descenso brusco del $\delta^{13}\text{C}$ en una época en principio sin grandes cambios en suelos/vegetación, la acumulación de sedimentos hasta el techo de la cavidad, la alta correlación de la mineralogía de suelos del exterior de la cueva con el depósito siliciclástico del interior y la estrecha entrada a la cueva de Ostolo apoyan la teoría del taponamiento del acceso a la cavidad y la posterior interacción del agua de goteo con la atmósfera interior de la cueva hasta alcanzar valores extremadamente ligeros. En períodos en los que hace demasiado frío como para que se desarrollen suelos y vegetación necesarios para crear acidez y disolver los mármoles (*Carbonic Acid Dissolution* o CAD), son las piritas presentes en la roca encajante las que acidifican el agua (*Sulphuric Acid Dissolution* o SAD) y permiten la disolución y posterior precipitación de carbonatos en la cavidad.
- Los elementos traza como el Ba/Ca, Sr/Ca y Sr/Mg y otros indicadores paleoclimáticos como el $\delta^{234}\text{U}$, las fábricas petrográficas y las tasas de crecimiento, así como la comparación de los registros de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de las siete estalagmitas de Ostolo con otros registros de la península ibérica, permiten todos ellos reconstruir las variaciones climáticas de la última glaciación y del Holoceno. El Mg/Ca no se comprende del todo bien en Ostolo.
- El *Greenland Stadial 2.1b* o GS-2.1b se caracteriza como un periodo menos frío que el GS-2.1a, con cierto desarrollo de suelos/vegetación. El GS-2.1a es el periodo más frío del registro. En él se alcanzan los valores más pesados de $\delta^{13}\text{C}$ y tras el HE1, los más ligeros, por un posible taponamiento de la cueva. El *Bølling-Allerød* o B-A es un periodo relativamente cálido y húmedo con desarrollo de suelos y vegetación. El *Younger Dryas* o YD, por el contrario, es el último periodo frío y seco, que da paso al cálido Holoceno y actual interglacial. Un goteo estacional marca el comienzo del Holoceno en las cuatro estalagmitas estudiadas, con poco desarrollo de suelos y vegetación como en el YD. A mediados del Groenlandiense los suelos y la vegetación proliferan con un goteo más constante, más humedad y sedimento de paleoinundaciones

en las stalagmitas. A finales del Groenlandiense y durante el Norgripiense las condiciones se hacen más desfavorables para la vegetación, con una mayor aridez y un goteo estacional, quizás por la expansión de un clima más mediterráneo. En el Megalayense se recuperan la humedad y la vegetación del Groenlandiense medio.

- El grupo de valores tan ligeros de $\delta^{18}\text{O}$ de la roca encajante (de -4 a -7 ‰) resultado de posibles fluidos meteóricos venidos con los diques brechificados, los valores de susceptibilidad magnética ligeramente superiores en las muestras de mármoles cercanas a los diques y las muestras mejor orientadas de Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética o ASM de los mármoles cercanos a los diques y a la pegmatita respecto a la muestra de mármol sin diques cerca sugieren que los diques alteraron térmicamente y químicamente los mármoles a su alrededor, y que los diques brechificados podrían portar la uraninita de la que se cree que proviene la gran cantidad de uranio encontrado en las stalagmitas de Ostolo, gracias al cual se han obtenido dataciones realmente precisas. Las dolinas y los suelos lateríticos sobre la cueva podrían regular la lixiviación del uranio.

7. CONSIDERACIONES FUTURAS

- La realización de más dataciones en las stalagmitas, concretamente en OST-7 y en OST-8 en las partes pre-Holocenas (GS-2.1a, B-A y YD), permitiría ajustar mejor los modelos de edad.
- Relacionado también con las dataciones, sería interesante realizar dataciones precisas de carbono-14 donde los valores isotópicos sufren saltos considerables para estudiar con detalle las características de los cambios climáticos abruptos del pasado en su relación con el ciclo del carbono.
- El *Dead Carbon Fraction* o DCF de las stalagmitas podría ayudar en la interpretación del $\delta^{13}\text{C}$, ya que la interpretación conjunta de las dos señales permite diferenciar si se trata de un sistema abierto/cerrado o incluso si la disolución del carbonato se da mediante la oxidación de piritas o mediante materia orgánica vieja (Welte et al., 2021).

- La utilización del programa I-STAL de Stoll et al. (2012) en un futuro podría ayudar a comprender mejor las señales de los elementos traza como el Mg/Ca, Sr/Ca y Ba/Ca de las estalagmitas de Ostolo.
- La datación de las tobas que taponan parcialmente la entrada a la cueva de Ostolo mediante U-Th, racemización de aminoácidos o radiocarbono, como hicieron Sancho et al. (2015), también podría ayudar a entender mejor el funcionamiento del río interior de la cueva y la relación con los depósitos siliciclásticos. Sin embargo, el hallazgo de enterramientos humanos de la Edad del Bronce en el interior de la cavidad hace sospechar que el acceso a la cueva en aquella época quizás era más fácil, y por tanto que las tobas puedan ser más recientes.
- El estudio en profundidad de los diques, especialmente los diques brechificados, y de los suelos, en especial los lateríticos, en busca de cantidades anómalas de uranio podría esclarecer el origen de la ingente cantidad de uranio de las estalagmitas.

8. BIBLIOGRAFÍA

- Archango, C. J. y Launeau, P. (2004): Magma flow inferred from preferred orientations of plagioclase of the Rio Ceará-Mirim dyke swarm (NE Brazil) and its AMS significance. Geological Society, London, Special Publications, 238(1): 285-298.
- Atkinson, T. C. (1983): Growth mechanisms of speleothems in castleguard cave, Columbia Icefields, Alberta, Canada. Arctic and Alpine Research, 15(4): 523-536.
- Bakke, J., Lie, Ø., Heegaard, E., Dokken, T., Haug, G.H., Birks, H.H., Dulski, P. y Nilsen, T. (2009): Rapid oceanic and atmospheric changes during the Younger Dryas cold period. Nature Geoscience, 2(3): 202-205.
- Baldini, L. M., Baldini, J. U., McDermott, F., Arias, P., Cueto, M., Fairchild, I. J., Hoffmann, D. L., Mattey, D. P., Müller, W., Nita, D. C., Ontañón, R., Garcíá-Moncó, C. y Richards, D. A. (2019): North Iberian temperature and rainfall seasonality over the Younger Dryas and Holocene. Quaternary Science Reviews, 226, 105998.
- Bartolomé, M., Moreno, A., Sancho, C., Stoll, H. M., Cacho, I., Spötl, C., Belmonte, Á., Edwards, R.L., Cheng, H. y 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*, 112(21): 6568-6572.
- Bernal-Wormull, J. L. (2023): The speleothem record of Ostolo and Mendukilo caves (Navarra, NE Spain): Present day cave dynamics and paleoclimatic reconstruction since the last deglaciation. *Tesis Doctoral*, Universidad de Zaragoza, 200 p.
- Bernal-Wormull, J. L., Moreno, A., Pérez-Mejías, C., Bartolomé, M., Aranburu, A., Arriolabengoa, M., Iriarte, E., Cacho, I., Spötl, C., Edwards, R. L. y Cheng, H. (2021): Immediate temperature response in northern Iberia to last deglacial changes in the North Atlantic. *Geology*, 49(8): 999-1003.
- Bernal-Wormull, J. L., Moreno, A., Bartolomé, M., Arriolabengoa, M., Pérez-Mejías, C., Iriarte, E., Osácar, C., Spötl, C., Stoll, H., Cacho, I., Edwards, R. L. y Cheng, H. (2023): New insights into the climate of northern Iberia during the Younger Dryas and Holocene: The Mendukilo multi-speleothem record. *Quaternary Science Reviews*, 305, 108006.
- Bintanja, R., Van De Wal, R. S., y Oerlemans, J. (2005): Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years. *Nature*, 437(7055): 125-128.
- Bodego, A., Iriarte, E., López-Horgue, M. A. y Álvarez, I. (2018): Rift-margin extensional forced folds and salt tectonics in the eastern Basque-Cantabrian rift basin (western Pyrenees). *Marine and Petroleum Geology*, 91: 667-682.
- Borradaile, G. (1987): Anisotropy of magnetic susceptibility: rock composition versus strain. *Tectonophysics*, 138(2-4): 327-329.
- Borradaile, G. J., y Jackson, M. (2010): Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM). *Journal of Structural Geology*, 32(10): 1519-1551.
- Cacho, I., Grimalt, J. O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F. J., Flores, J. A. y Shackleton, N. (1999): Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography*, 14(6): 698-705.
- Campos, J. (1979): Estudio geológico del Pirineo vasco al W del río Bidasoa. *Munibe*, 31(1-2): 3-139.
- Cheng, H., Edwards, R. L., Shen, C. C., Polyak, V. J., Asmerom, Y., Woodhead, J., Hellstrom, J., Wang, Y., Kong, X., Spötl, C., Wang, X. y Calvin Alexander, E. (2013): Improvements in ^{230}Th dating, ^{230}Th and ^{234}U half-life values, and $\text{U}-\text{Th}$

- isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Earth and Planetary Science Letters*, 371-372: 82-91.
- Cheng, H., Zhang, H., Spötl, C., Baker, J., Sinha, A., Li, H., Bartolomé, M., Moreno, A., Kathayat, G., Zhao, J., Dong, X., Li, Y., Ning, Y., Jia, X., Zong, B., Ait Brahim, Y., Pérez-Mejías, C., Cai, Y., Novello, V. F., Cruz, F. W., Severinghaus, J. P., An, Z. y Edwards, R. L. (2020): Timing and structure of the Younger Dryas event and its underlying climate dynamics. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 117(38): 23408-23417.
- Cruz, J. A., Turrero, M. J., Cáceres, J. O., Marín-Roldán, A., Ortega, A. I., Garralón, A., Sánchez, L., Gómez, P., Muñoz-García, M. B., Edwards, R. L. y Martín-Chivelet, J. (2015): Long-term hydrological changes in northern Iberia (4.9–0.9 ky BP) from speleothem Mg/Ca ratios and cave monitoring (Ojo Guareña Karst Complex, Spain). *Environmental Earth Sciences*, 74: 7741-7753.
- Cuney, M. (2014): Felsic magmatism and uranium deposits. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 185(2): 75-92.
- DeFelipe, I., Pedreira, D., Pulgar, J. A., Iriarte, E. y Mendaia, M. (2017): Mantle exhumation and metamorphism in the Basque-Cantabrian Basin (NS pain): Stable and clumped isotope analysis in carbonates and comparison with ophicalcites in the North-Pyrenean Zone (Urdach and Lherz). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(2): 631-652.
- Denèle, Y., Paquette, J. L., Olivier, P. y Barbey, P. (2012): Permian granites in the Pyrenees: the Aya pluton (Basque Country). *Terra Nova*, 24(2): 105-113.
- Denniston, R. F., Houts, A. N., Asmerom, Y., Wanamaker Jr, A. D., Haws, J. A., Polyak, V. J., Thatcher, D. L., Altan-Ochir, S., Borowske, A. C., Breitenbach, S. F. M., Ummenhofer, C. C., Regala, F. T., Benedetti, M. M. y Bicho, N. F. (2018): A stalagmite test of North Atlantic SST and Iberian hydroclimate linkages over the last two glacial cycles. *Climate of the Past*, 14(12): 1893-1913.
- Faci Paricio, E., Galán Pérez, G., García de Domingo, A., Cabra Gil, P., González Lastra, J., Martínez Torres, L. M. y Pesquera Pérez, A. (2002): Mapa Geológico de Navarra 1:25.000, hoja nº 65-III (Lesaka) y memoria. Gobierno de Navarra, Pamplona. 101 p.

- Fairchild, I. J. y Treble, P. C. (2009): Trace elements in speleothems as recorders of environmental change. *Quaternary Science Reviews*, 28(5-6): 449-468.
- Faria, S. H., Freitag, J. y Kipfstuhl, S. (2010): Polar ice structure and the integrity of ice-core paleoclimate records. *Quaternary Science Reviews*, 29(1-2): 338-351.
- Friedrich, M., Cuney, M. y Poty, B. (1987): Uranium geochemistry in peraluminous leucogranites. *Uranium*, 3(2-4): 353-385.
- Frisia, S., Borsato, A., Fairchild, I. J. y McDermott, F. (2000): Calcite fabrics, growth mechanisms, and environments of formation in speleothems from the Italian Alps and southwestern Ireland. *Journal of Sedimentary Research*, 70(5): 1183-1196.
- Galé Bornao, C. (2005): Evolución geoquímica, petrogenética y de condiciones geodinámicas de los magmatismos pérmicos de los sectores central y occidental del Pirineo. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 457 p.
- Giménez, R., Bartolomé, M., Gázquez, F., Iglesias, M. y Moreno, A. (2021): Underlying climate controls in triple oxygen (^{16}O , ^{17}O , ^{18}O) and hydrogen (^{1}H , ^{2}H) isotopes composition of rainfall (central Pyrenees). *Frontiers in Earth Science*, 9, 633698.
- Grabias, E., Gladysz-Plaska, A., Książek, A. y Majdan, M. (2014): Efficient uranium immobilization on red clay with phosphates. *Environmental chemistry letters*, 12: 297-301.
- Hendy, C. H. (1971): The isotopic geochemistry of speleothems—I. The calculation of the effects of different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as palaeoclimatic indicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 35(8): 801-824.
- Jaffey, A. H., Flynn, K. F., Glendenin, L. E., Bentley, W. C. y Essling, A. M. (1971): Precision measurement of half-lives and specific activities of U^{235} and U^{238} . *Physical review C*, 4(5): 1889-1906.
- Jelinek, V. (1981): Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79(3-4): T63-T67.
- Lauritzen, S. E. (2003): Reconstructing Holocene climate records from speleothems. En: *Global Change in the Holocene* (A. Mackay, R. Battarbee, J. Birks y F. Oldfield eds.). Routledge, London and New York, 242-263.

- Liu, M., Shen, Y., González-Sampériz, P., Gil-Romera, G., Ter Braak, C. J., Prentice, I. C. y Harrison, S. P. (2023): Holocene climates of the Iberian Peninsula: pollen-based reconstructions of changes in the west-east gradient of temperature and moisture. *Climate of the Past*, 19: 803-834.
- Lourens, L. J. (2004): Revised tuning of Ocean Drilling Program Site 964 and KC01B (Mediterranean) and implications for the $\delta^{18}\text{O}$, tephra, calcareous nannofossil, and geomagnetic reversal chronologies of the past 1.1 Myr. *Paleoceanography*, 19, PA3010: 1-20.
- Lüthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J. M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K. y Stocker, T. F. (2008): High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature*, 453(7193): 379-382.
- Martínez-Pillado, V., Aranburu, A., Yusta, I., Stoll, H. y Arsuaga, J. L. (2010): Clima y ocupaciones en la Galería de Estatuas (Atapuerca, Burgos) en los últimos 14.000 años: Relatos de una estalagmita. *Munibe*, 61: 89-102.
- Martrat, B., Grimalt, J. O., Lopez-Martinez, C., Cacho, I., Sierro, F. J., Flores, J. A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J. H. y Hodell, D. A. (2004): Abrupt temperature changes in the Western Mediterranean over the past 250,000 years. *Science*, 306(5702): 1762-1765.
- McManus, J.F., Francois, R., Gherardi, J.-M., Keigwin, L.D. y Brown-Leger, S. (2004): Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature*, 428 (6985): 834-837.
- Mojtabavi, S., Wilhelms, F., Cook, E., Davies, S. M., Sinnl, G., Skov Jensen, M., Dahl-Jensen, D., Svensson, A., Vinther, B. M., Kipfstuhl, S., Jones, G., Karlsson, N. B., Faria, S. H., Gkinis, V., Kjær, H. A., Erhardt, T., Berben, S. M. P., Nisancioglu, K. H., Koldtoft, I. y Rasmussen, S. O. (2020): A first chronology for the East Greenland Ice-core Project (EGRIP) over the Holocene and last glacial termination. *Climate of the Past*, 16(6): 2359-2380.
- Moreno, A., Stoll, H., Jiménez-Sánchez, M., Cacho, I., Valero-Garcés, B., Ito, E. y Edwards, R. L. (2010): A speleothem record of glacial (25–11.6 kyr BP) rapid climatic changes from northern Iberian Peninsula. *Global and Planetary Change*, 71(3-4): 218-231.

- Moreno, A., Hidalgo, E. C., Morellón, M., Garcés, B. V. y Mata, P. (2017a): Descifrando el clima de los últimos 2,58 Ma. ¿Cómo, dónde y por qué? *Registros Continentales y Marinos. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 25(1): 14-27.
- Moreno, A., Perez-Mejías, C., Bartolomé, M., Sancho, C., Cacho, I., Stoll, H., Delgado-Huertas, A., Hellstrom, J., Edwards, R.L. y Cheng, H. (2017b): New speleothem data from Molinos and Ejulve caves reveal Holocene hydrological variability in northeast Iberia. *Quaternary Research*, 88(2): 223-233.
- Moreno, A., Iglesias, M., Azorin-Molina, C., Pérez-Mejías, C., Bartolomé, M., Sancho, C., Stoll, H., Cacho, I., Frigola, J., Osácar, C., Muñoz, A., Delgado-Huertas, A., Bladé, I. y Vimeux, F. (2021): Measurement report: Spatial variability of northern Iberian rainfall stable isotope values – investigating atmospheric controls on daily and monthly timescales. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 21: 10159-10177.
- Muñoz, A., Bartolomé, M., Muñoz, A., Sancho, C., Moreno, A., Hellstrom, J. C., Osácar, M. C. y Cacho, I. (2015): Solar influence and hydrological variability during the Holocene from a speleothem annual record (Molinos Cave, NE Spain). *Terra Nova*, 27(4): 300-311.
- Pataki, D. E., Ehleringer, J. R., Flanagan, L. B., Yakir, D., Bowling, D. R., Still, C. J., Buchmann, N., Kaplan, J. O. y Berry, J. A. (2003): The application and interpretation of Keeling plots in terrestrial carbon cycle research. *Global biogeochemical cycles*, 17(1), 1022.
- Peel, M. C., Finlayson, B. L. y McMahon, T. A. (2007): Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and earth system sciences*, 11(5): 1633-1644.
- Pérez del Villar, L. y Moro, C. (1991): Las mineralizaciones intragraníticas de uranio en el batolito de Cabeza de Araya (provincia de Cáceres): El Saguazal, Brechas NNE y La Zafrilla. *Studia Geologica Salmanticensia*, 27: 85-112.
- Pilger, A., Requadt, H., Boer, D., Krausse, H. F., Muller, D., Del Valle de Lersundi, J., Sole, J., Villalobos, L., García-Dueñas, V., Campos, J., Garrote, A., Navarro-Vila, F., Velasco, F. y Chacon, J. (1972): Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 65 (Vera de Bidasoa) y memoria. IGME, Madrid. 46 p.
- 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., Valelonga, P., Vinther, B. M., Walker, M. J. C., Wheatley, J. J. y 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*, 106: 14-28.
- Richards, D. A. y Dorale, J. A. (2003): Uranium-series chronology and environmental applications of speleothems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 52(1): 407-460.
- Rockström, J., Gupta, J., Qin, D., Lade, S. J., Abrams, J. F., Andersen, L. S., Armstrong McKay, D. I., Bai, X., Bala, G., Bunn, S. E., Ciobanu, D., DeClerck, F., Ebi, K., Gifford, L., Gordon, C., Hasan, S., Kanie, N., Lenton, T. M., Loriani, S., Liverman, D. M., Mohamed, A., Nakicenovic, N., Obura, D., Ospina, D., Prodani, K., Rammelt, C., Sakschewski, B., Scholtens, J., Stewart-Koster, B., Tharammal, T., van Vuuren, D., Verburg, P. H., Winkelmann, R., Zimm, C., Bennett, E. M., Bringezu, S., Broadgate, W., Green, P. A., Huang, L., Jacobson, L., Ndehedehe, C., Pedde, S., Rocha, J., Scheffer, M., Schulte-Uebbing, L., de Vries, W., Xiao, C., Xu, C., Xu, X., Zafra-Calvo, N. y Zhang, X. (2023): Safe and just Earth system boundaries, *Nature*, 619 (7968): 102–111.
- Sagarna, J. T. (2020): Proyecto de intervención en la cueva de Ostolo (Arantza, Navarra). Campañas de 2017-2020. *Trabajos de arqueología Navarra*, (31): 231-236.
- Sánchez Goñi, M. F., Cacho, I., Turon, J. L., Guiot, J., Sierro, F. J., Peypouquet, J. P., Grimalt, J. O. y Shackleton, N. J. (2002): Synchronicity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. *Climate dynamics*, 19: 95-105.
- Sancho, C., Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Pardo, G., Lozano, M. V., Peña-Monné, J. L., Hellstrom, J., Ortiz, J. E., Osácar, M. C., Auqué, L. y Torres, T. (2015): Climatic implications of the Quaternary fluvial tufa record in the NE Iberian Peninsula over the last 500 ka. *Quaternary Research*, 84(3): 398-414.
- Scholz, D., y Hoffmann, D. L. (2011): StalAge—An algorithm designed for construction of speleothem age models. *Quaternary Geochronology*, 6(3-4): 369-382.

- Sinnl, G., Winstrup, M., Erhardt, T., Cook, E., Jensen, C. M., Svensson, A., Vinther, B. M., Muscheler, R. y Rasmussen, S. O. (2022): A multi-ice-core, annual-layer-counted Greenland ice-core chronology for the last 3800 years: GICC21. *Climate of the Past*, 18(5): 1125-1150.
- Skiba, V. y Fohlmeister, J. (2023): Contemporaneously growing speleothems and their value to decipher in-cave processes—A modelling approach. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 348: 381-396.
- Skiba, V., Jouvet, G., Marwan, N., Spötl, C. y Fohlmeister, J. (2023): Speleothem growth and stable carbon isotopes as proxies of the presence and thermodynamical state of glaciers compared to modelled glacier evolution in the Alps. *Quaternary Science Reviews*, 322, 108403.
- Sliwinski, J. T., Kost, O., Endres, L., Iglesias, M., Haghipour, N., González-Lemos, S. y Stoll, H. M. (2023): Exploring soluble and colloidally transported trace elements in stalagmites: The strontium-yttrium connection. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 343: 64-83.
- Spötl, C., Baker, J. L., Skiba, V., Honiat, A., Fohlmeister, J., Luetscher, M. y Trüssel, M. (2024): Speleothems in subglacial caves: An emerging archive of glacial climate history and mountain glacier dynamics. *Quaternary Science Reviews*, 333, 108684.
- Stahlschmidt, M. C., Collin, T. C., Fernandes, D. M., Bar-Oz, G., Belfer-Cohen, A., Gao, Z., Jakeli, N., Matskevich, Z., Meshveliani, T., Pritchard, J. K., McDermott, F. y Pinhasi, R. (2019): Ancient mammalian and plant DNA from Late Quaternary stalagmite layers at Solkota Cave, Georgia. *Scientific reports*, 9(1), 6628.
- Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. y Midgley, P.M. (2013): Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Stoll, H. M., Müller, W., & Prieto, M. (2012). I-STAL, a model for interpretation of Mg/Ca, Sr/Ca and Ba/Ca variations in speleothems and its forward and inverse application on seasonal to millennial scales. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(9).

- Tarling, D. H. y Hrouda, F. (1993): The Magnetic Anisotropy of Rocks. Chapman and Hall, London, 217 p.
- Velasco, F., Herrero, J. M. y Pérez, A. P. (1979): Contribución al estudio de las mineralizaciones Pb-Zn en el entorno macizo granítico de las Peñas de Haya (Guipúzcoa-Navarra). *Acta geológica hispánica*: 97-102.
- Voelker, A. H. L., De Abreu, L., Schönfeld, J., Erlenkeuser, H. y Abrantes, F. (2009): Hydrographic conditions along the western Iberian margin during marine isotope stage 2. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(12).
- Walker, M., Head, M. J., Berkelhammer, M., Björck, S., Cheng, H., Cwynar, L., David Fisher, D., Gkinis, V., Long, A., Lowe, J., Newnham, R., Rasmussen, S. O. y Weiss, H. (2018): Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/subseries. *Episodes Journal of International Geoscience*, 41(4): 213-223.
- Welte, C., Fohlmeister, J., Wertnik, M., Wacker, L., Hattendorf, B., Eglinton, T. I., y Spötl, C. (2021): Climatic variations during the Holocene inferred from radiocarbon and stable carbon isotopes in speleothems from a high-alpine cave. *Climate of the Past*, 17(5): 2165-2177.
- Zang, J., Yang, H., Zhang, J., Tang, H. y Tan, L. (2023): Application of microbial membrane tetraether lipids in speleothems. *Frontiers in Ecology and Evolution*, 11, 1117599.
- Zhou, J., Lundstrom, C. C., Fouke, B., Panno, S., Hackley, K. y Curry, B. (2005): Geochemistry of speleothem records from southern Illinois: Development of $(^{234}\text{U})/(^{238}\text{U})$ as a proxy for paleoprecipitation. *Chemical Geology*, 221(1-2): 1-20.

Páginas web

- Gran Enciclopedia de Navarra (en línea). Aranatz (Fecha de consulta: 20/04/2024). Disponible en: <http://www.encyclopedia.navarra.com/?page_id=3583>
- IDENA, Infraestructura de Datos Espaciales de Navarra (en línea). (Fecha de consulta: 09/01/2024). Disponible en: <<https://geoportal.navarra.es/es/iden>>

Meteorología y Climatología de Navarra (en línea). Climatología. Zona Atlántica (Fecha de consulta: 20/04/2024). Disponible en: [<http://meteo.navarra.es/climatologia/zona_atlantica.cfm>](http://meteo.navarra.es/climatologia/zona_atlantica.cfm)

9. ANEXOS

ÍNDICE DE CONTENIDO DE LOS ANEXOS

3. METODOLOGÍA

3.2. Trabajo de laboratorio

3.2.2. Registro estalagmítico

Isótopos estables.....**Anexo I**

3.3. Trabajo de gabinete

3.3.1. Sustrato.....**Anexo II**

3.3.2. Registro estalagmítico

Modelos de edad.....**Anexo III**

Corrección de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ por el volumen de hielo.....**Anexo IV**

4. RESULTADOS

4.1. Características del sustrato del entorno de la cueva

4.1.1. Litologías del entorno de la cueva

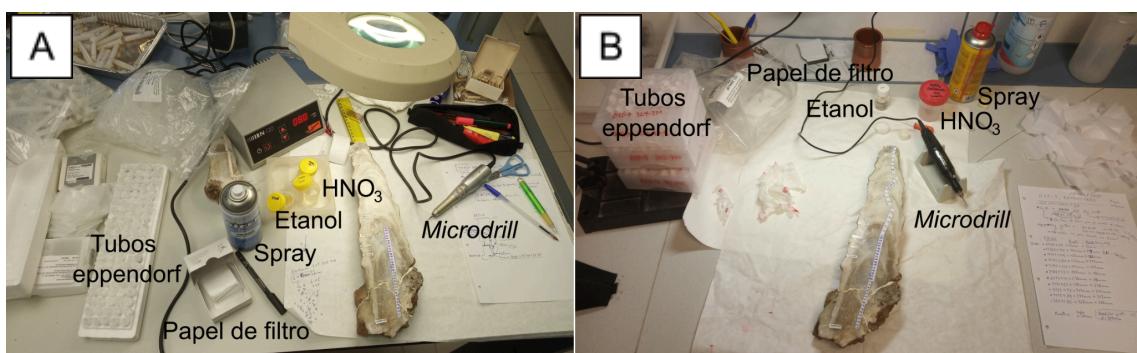
Mármoles: SEM e isótopos estables.....**Anexo V**

Diques.....**Anexos VI, VII y VIII**

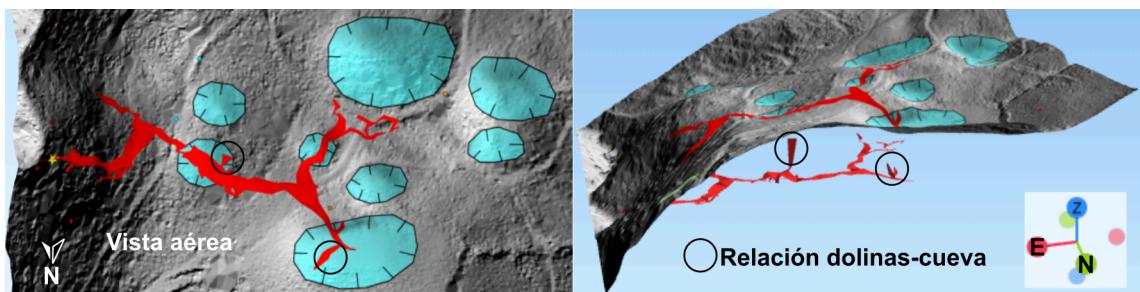
Susceptibilidad magnética y ASM.....**Anexo IX**

4.1.2. Suelos y depósitos siliciclásticos.....**Anexos X, XI y XII**

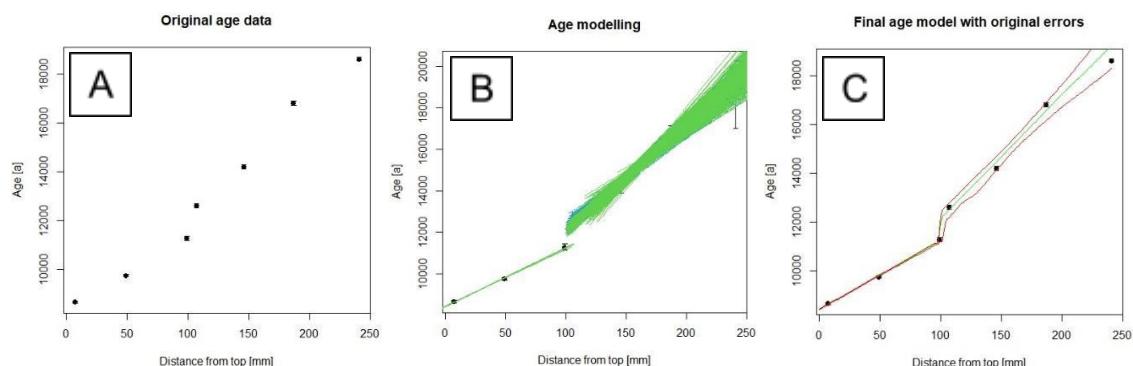
Anexo I. Muestreo mediante un microdrill de la estalagmita OST-7 en el IPE (A) y en la Universidad de Burgos (B).



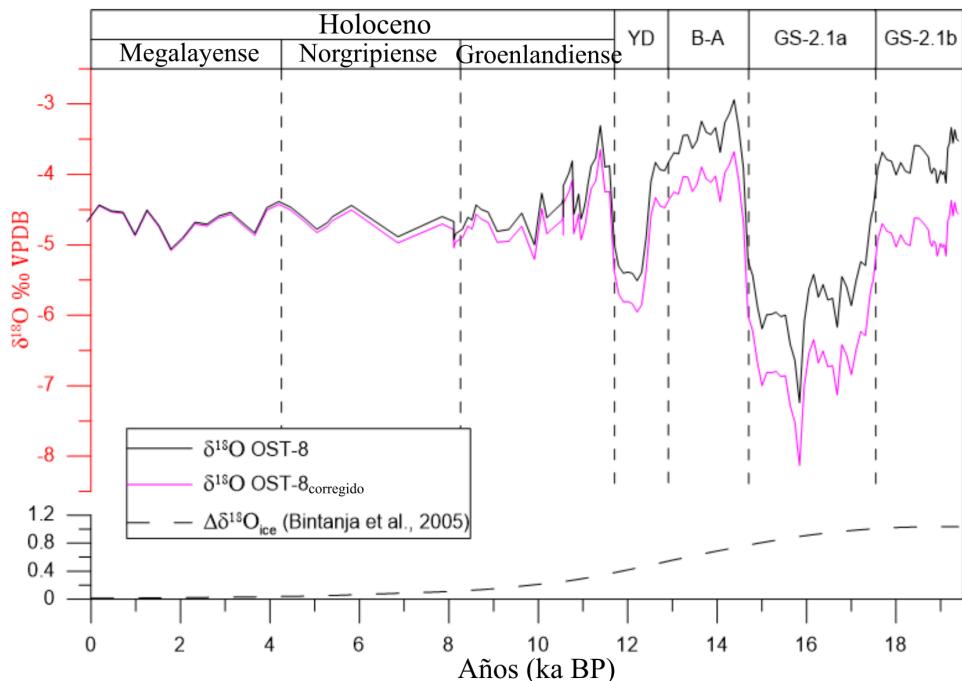
Anexo II. Vista aérea y en relieve de la topografía 3D de la cueva de Ostolo y su proyección mostrando la relación que hay entre varias dolinas del exterior de la cueva y las galerías verticales ascendentes estrechas y altas de dentro de la cueva, de donde entra parte del sedimento.



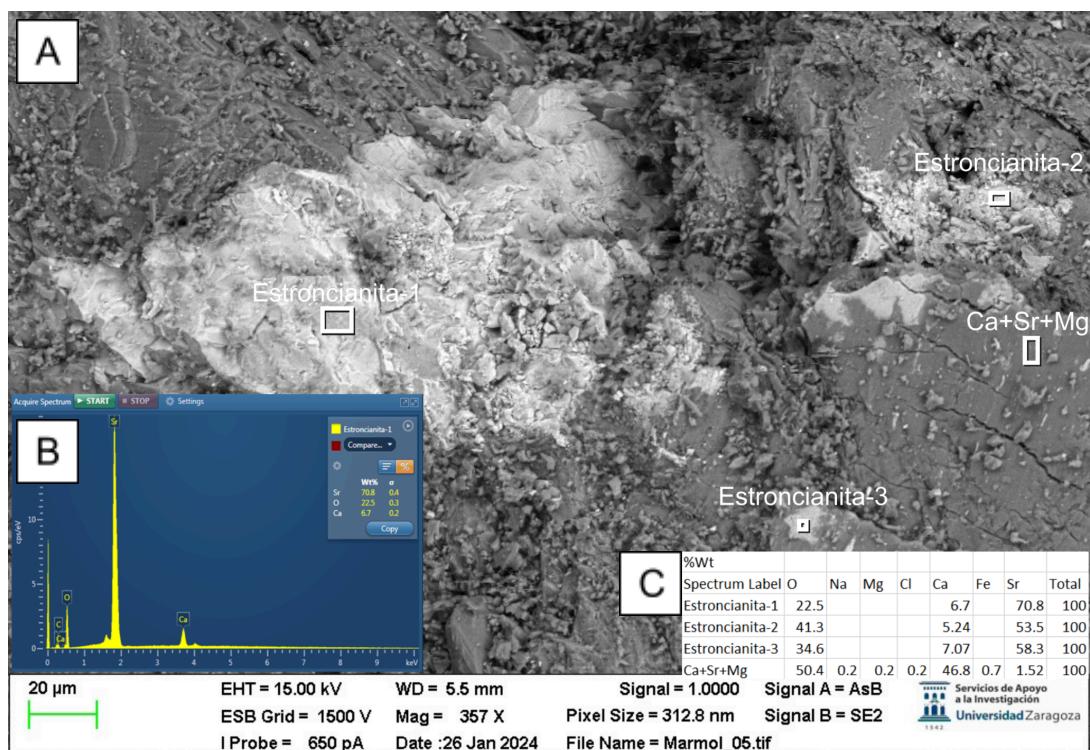
Anexo III. Funcionamiento del programa StalAge con el ejemplo de la estalagmita OST-5: A, introducción de las edades, con su error y su altura correspondientes; B, calibrado del modelo de edad mediante repetidas iteraciones; C, ajuste del modelo de edad con su rango de confianza del 95 %.



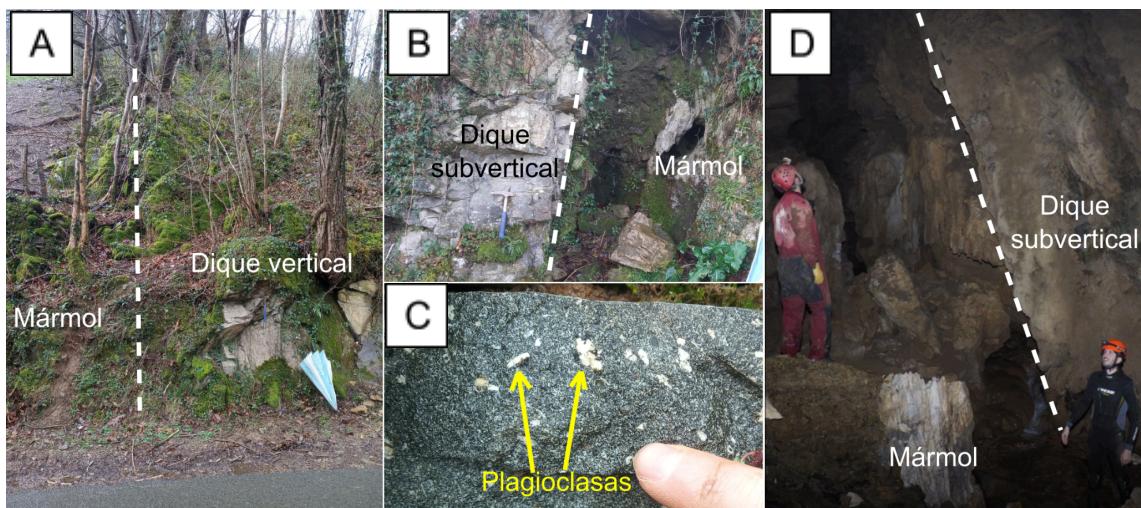
Anexo IV. Corrección de la influencia del volumen de hielo en la estalagmita OST-8. Nótese que el mayor cambio se da en el pre-Holoceno; en cambio en el Holoceno la diferencia es mínima.



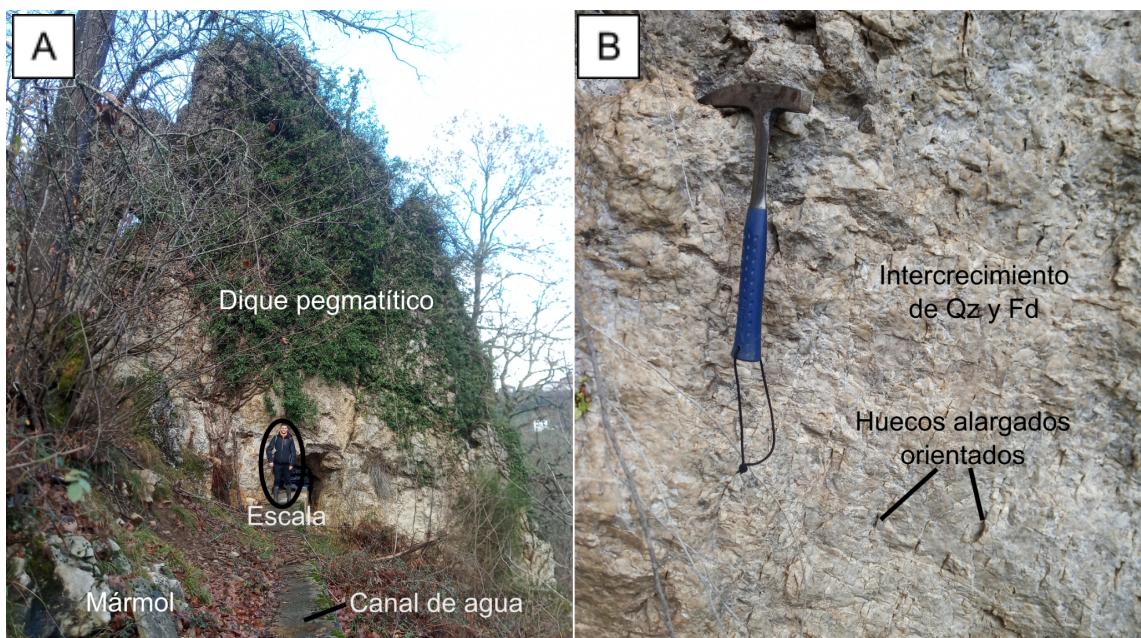
Anexo V. A, imagen del SEM mostrando un lentejón de estroncianita; B, DRX de la estroncianita; C, resultados de los DRX marcados con un rectángulo en la imagen.



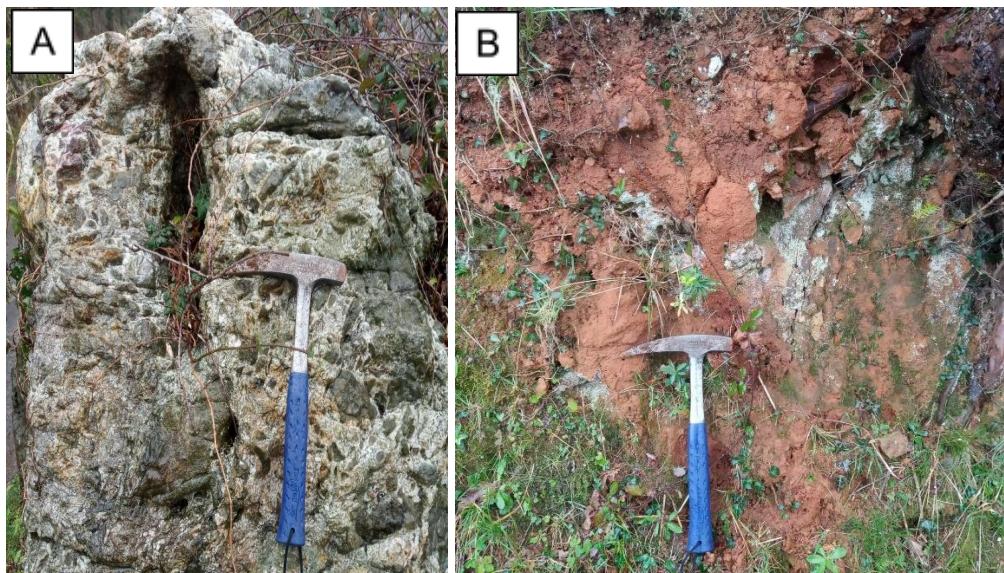
Anexo VI. Diques subvolcánicos oscuros verdosos a marronáceos verticales a subverticales: A, dique subvolcánico vertical con relieve ligeramente positivo; B, dique subvolcánico subvertical; C, textura afanítico-porfídica con plagioclasas tabulares; D, dique subvolcánico subvertical dentro de la cueva (Bernal-Wormull, 2023).



Anexo VII. Dique pegmatítico de color claro con: A, un marcado relieve positivo que sobresale en la topografía (persona de escala) y B, intercrecimiento de cuarzo transparente (Qz) y feldespato alcalino blanco (Fd) y presencia de huecos alargados y estrechos orientados.



Anexo VIII. A, dique brechoide formado por clastos de rocas subvolcánicas y venas cuarcíticas; B, suelo rojizo anaranjado desarrollado sobre el dique brechoide.



Anexo IX. Tablas con los resultados de las muestras de susceptibilidad magnética y Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética o ASM.

Sigla	Orientación	Orientación dique o foliación/estratificación	Litología	Num. cubos
Armag-3	N026E, 85NW invertido	-	Mármol	5
Armag-4	N014E, 45E	Orientación dique: N060-080E, 90	Dique pegmatítico de Qz y Fd alcalino	4
Armag-5	N068E, 40S	-	Mármol	4
Armag-7	N007E, 70E	Orientación dique: N030E, 90	Dique verdoso	12
Armag-8	N292E, 70N	Orientación dique: N027E, 80E	Dique verdoso	12
Armag-9	N008E, 80E	-	Mármol	4
Armag-10	N050E, 74NW	Foliación: N110E, 45S	Pizarra con capas de Qz	6
Armag-11	N082E, 87N invertido	Foliación: N082E, 87N	Pizarra/filita	12

Armag-3

#	Specimen	Field	Freq	Kmean	Kmax	Kint	Kmin	L	F	P	Pj	T	U	Q	E	F	F12	F23	E12	E23	E13
1	B	400	1220	-5.35E-06	246.6	332	130.9	33.6	8.4	38.9	1.024	1.003	1.027	-2.000	-0.747	0.750	0.134	0.980	1.0	0.0	1.7
2	C	400	1220	-3.888E-06	254.5	257	151.2	25.6	23.0	52.2	1.032	1.027	1.059	-2.000	-0.690	0.104	0.577	0.995	4.2	2.0	3.3
3	D	400	1220	-3.994E-06	312.5	1.9	222.3	7.4	56.9	82.3	1.027	1.020	1.047	-2.000	-0.459	0.170	0.524	0.993	2.8	1.1	2.3
4	E	400	1220	-785.2E-09	286.8	15.9	173.9	10.1	52.6	71.0	1.320	1.026	1.354	-2.000	-0.830	0.853	0.076	0.777	6.3	0.1	10.3
5	G	400	1220	-3.845E-06	284.9	33.4	19.9	7.6	121.1	55.5	1.020	1.017	1.038	-2.000	-0.076	0.086	0.593	0.997	3.1	2.1	2.9

Armag-4

#	Specimen	Field	Freq	Kmean	Kmax	Kint	Kmin	L	F	P	Pj	T	U	Q	E	F	F12	F23	E12	E23	E13	
1	4A	400	1220	51.40E-06	192.0	61.5	9.8	28.5	100.3	0.9	1.002	1.002	1.004	1.004	0.046	0.045	0.627	1.000	7.9	4.8	6.2	
2	4D	400	1220	55.07E-06	183.5	1.2	275.0	51.8	92.5	38.2	1.004	1.005	1.009	1.009	0.185	0.183	0.513	1.002	45.8	19.0	39.8	
3	4E	400	1220	11.11E-06	170.1	7.9	72.4	44.0	268.0	44.9	1.012	1.003	1.015	1.016	-0.573	-0.576	1.300	0.991	9.3	12.3	1.0	
4	4F	400	1220	39.75E-06	242.1	59.5	147.2	2.9	55.5	30.3	1.001	1.001	1.007	1.008	1.009	0.689	0.688	0.169	1.005	36.6	1.8	49.6

Armag-5

#	Specimen	Field	Freq	Kmean	Kmax	Kint	Kmin	L	F	P	Pj	T	U	Q	E	F	F12	F23	E12	E23	E13
1	5A	400	1220	5.357E-06	90.7	13.6	193.1	41.6	346.5	45.2	1.040	1.060	1.102	1.102	0.197	0.174	0.521	1.019	26.3	9.3	21.5
2	5B	400	1220	6.797E-06	104.9	14.4	206.9	38.9	358.7	47.5	1.025	1.076	1.102	1.107	0.503	0.485	0.296	1.050	132.2	15.1	156.8
3	5C	400	1220	4.940E-06	92.4	13.6	194.2	40.2	347.6	46.6	1.028	1.038	1.067	1.067	0.153	0.137	0.550	1.010	84.0	31.9	65.0
4	5D	400	1220	9.399E-06	117.4	30.2	248.5	11.2	25.5	1.020	1.016	1.036	1.036	-0.111	-0.120	0.777	0.996	47.2	32.7	19.7	

Armag-7

#	Specimen	Field	Freq	Kmean	Kmax	Kint	Kmin	L	F	P	Pj	T	U	Q	E	F	F12	F23	E12	E23	E13
1	7A	400	1220	690.6E-06	27.1	50.1	226.8	38.3	129.0	9.8	1.001	1.009	1.010	1.011	0.870	0.869	0.068	1.008	2096.5	17.5	33886.6
2	7B	400	1220	670.4E-06	219.5	45.9	40.7	310.1	0.6	1.006	1.012	1.012	1.012	0.074	0.071	0.605	1.001	4753.8	2440.8	3595.7	
3	7C	400	1220	804.9E-06	212.2	55.5	34.5	304.3	1.4	1.005	1.004	1.009	1.009	-0.101	-0.103	0.761	0.999	783.1	533.4	3958.3	
4	7D	400	1220	639.2E-06	203.4	57.2	32.3	105.1	5.3	1.002	1.005	1.007	1.008	0.378	0.376	0.369	1.003	5122.7	1000.9	5757.9	
5	7E	400	1220	671.6E-06	326.4	74.3	232.9	1.0	142.6	15.6	1.005	1.003	1.009	1.009	-0.270	-0.272	0.932	0.998	319.9	313.6	88.0
6	7F	400	1220	751.8E-06	248.9	54.4	34.1	145.9	9.2	1.006	1.004	1.009	1.010	-0.217	-0.217	0.874	0.998	7620.7	6580.2	2735.8	
7	7G	400	1220	732.8E-06	201.1	56.5	12.6	33.3	105.2	3.9	1.005	1.005	1.011	1.011	0.009	0.007	0.661	1.000	1695.9	899.5	1105.6
8	7H	400	1220	763.2E-06	239.1	67.9	41.5	21.2	133.9	6.1	1.003	1.012	1.015	1.016	0.626	0.623	0.208	1.009	48417.9	3803.5	66965.2
9	7I	400	1220	768.3E-06	197.3	36.3	26.3	53.3	290.5	4.3	1.007	1.004	1.011	1.011	-0.240	-0.243	0.901	0.997	1441.7	1175.8	5312.1
10	7J	400	1220	792.7E-06	185.1	55.3	36.6	30.6	297.6	14.8	1.004	1.002	1.006	1.007	-0.345	-0.346	1.014	0.998	385.2	349.2	96.6
11	7K	400	1220	771.0E-06	216.0	43.7	18.2	44.9	117.3	9.0	1.001	1.007	1.008	1.048	0.749	0.748	0.134	1.006	1538.0	44.7	2453.0
12	7L	400	1220	591.5E-06	329.8	86.1	63.1	0.2	153.1	3.9	1.016	1.004	1.020	1.021	-0.574	-0.577	1.302	0.989	583.7	747.6	45.4

#	Specimen	Field	Freq	Kmean	Kmax	Kint	Kmin	L	F	P	Pj	T	U	Q	E	F	F12	F23	E12	E23	E13			
1	A	400	1220	566.1E-06	164.2	112	15.2	77.0	255.5	6.5	1.006	1.012	1.012	-0.007	-0.010	0.675	1.000	207.3	168.7	162.4	5.475	5.593	2.328	
2	B	400	1220	681.8E-06	164.3	110	336.1	78.9	74.0	1.5	1.007	1.006	1.014	-0.014	-0.061	0.725	0.999	280.2	227.3	173.2	4.614	5.186	2.099	
3	C	400	1220	616.1E-06	162.4	5.8	303.5	82.6	71.9	4.6	1.007	1.006	1.013	-0.035	-0.038	0.701	1.000	144.1	92.6	78.6	6.874	7.412	3.136	
4	D	400	1220	616.2E-06	161.5	6.1	309.6	82.8	71.1	3.8	1.007	1.007	1.014	0.052	0.048	0.624	1.001	92.6	63.9	76.6	8.438	7.540	3.456	
5	E	400	1220	621.5E-06	167.5	15.2	331.9	74.2	76.4	4.0	1.005	1.010	1.014	0.105	0.347	0.344	0.392	1.005	143.9	44.8	183.1	10.388	4.996	2.986
6	F	400	1220	712.5E-06	164.0	5.0	293.4	82.2	73.5	6.0	1.005	1.009	1.014	0.105	0.249	0.245	0.465	1.004	824.5	338.6	915.1	3.614	2.169	1.198
7	G	400	1220	725.9E-06	165.2	8.0	311.1	80.4	74.4	5.3	1.006	1.008	1.014	0.104	0.138	0.135	0.552	1.002	933.8	518.2	879.7	2.983	2.240	1.124
8	H	400	1220	605.1E-06	164.9	6.8	288.8	80.2	74.1	7.0	1.006	1.007	1.013	0.029	0.025	0.644	1.000	6447.9	4506.1	4908.2	1.006	0.933	0.427	
9	I	400	1220	730.7E-06	159.6	6.4	288.7	79.9	68.7	7.8	1.006	1.009	1.015	0.105	0.223	0.220	0.485	1.003	584.7	263.0	624.1	4.093	2.551	1.387
10	J	400	1220	785.2E-06	159.6	9.5	297.8	77.4	68.2	8.3	1.006	1.009	1.015	0.105	0.153	0.150	0.540	1.002	3470.7	1882.7	3311.4	1.544	1.104	0.567
11	K	400	1220	579.4E-06	160.8	4.3	281.8	81.6	70.2	7.2	1.006	1.008	1.015	0.105	0.112	0.108	0.574	1.002	256.1	150.8	228.7	5.378	4.240	2.091
12	L	400	1220	645.1E-06	158.2	11.8	302.7	75.6	66.5	8.2	1.006	1.008	1.015	0.105	0.170	0.167	0.526	1.002	259.0	135.7	254.7	5.757	3.962	2.065

#	Specimen	Field	Freq	Kmean	Kmax	Kint	Kmin	L	F	P	Pj	T	U	Q	E	F	F12	F23	E12	E23	E13			
1	9B	400	1220	3.151E-06	279.7	32.1	181.0	13.6	71.2	54.5	1.049	1.112	1.167	1.171	0.379	0.345	0.391	1.060	129.2	37.0	149.4	11.750	5.598	3.601
2	9C	400	1220	1.6228E-06	267.0	36.4	170.9	8.1	70.3	52.4	1.068	1.207	1.290	1.302	0.481	0.431	0.332	1.130	63.9	13.3	83.0	18.239	7.356	4.962
3	9D	400	1220	1.916E-06	265.1	35.2	172.1	4.2	76.2	54.5	1.095	1.129	1.235	1.236	0.445	0.093	0.587	1.031	68.2	38.1	55.9	11.075	9.284	4.715
4	9E	400	1220	4.311E-06	258.2	36.9	161.6	8.6	60.6	51.7	1.025	1.078	1.105	1.110	0.506	0.487	0.294	1.052	34.1	5.3	44.7	25.756	9.530	6.842
7	10COK																							

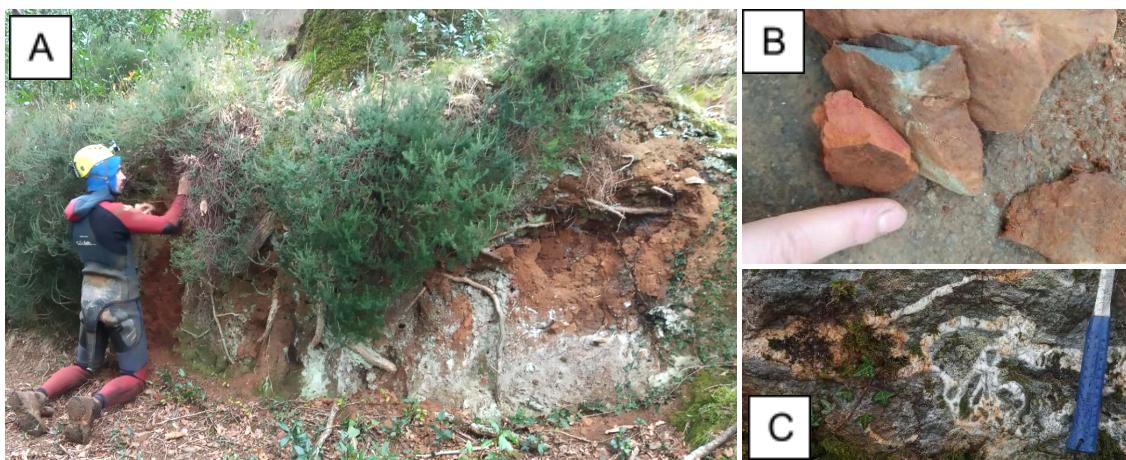
#	Specimen	Field	Freq	Kmean	Kmax	Kint	Kmin	L	F	P	Pj	T	U	Q	E	F	F12	F23	E12	E23	E13			
1	10A	400	1220	171.9E-06	73.0	13.5	166.9	15.7	304.1	69.0	1.024	1.159	1.186	1.203	0.722	0.701	0.162	1.131	13434.3	522.8	19585.0	2.656	0.522	0.442
2	10B	400	1220	140.4E-06	78.0	15.0	170.6	9.6	292.1	72.1	1.041	1.109	1.155	1.160	0.440	0.411	0.346	1.065	4057.5	647.5	4495.1	2.240	1.077	0.754
4	10D	400	1220	163.4E-06	71.5	8.0	161.6	0.4	254.2	81.9	1.044	1.096	1.144	1.148	0.362	0.332	0.401	1.050	2244.2	524.8	2239.2	2.766	1.461	0.998
5	10E	400	1220	179.9E-06	65.0	11.0	155.8	4.4	267.4	78.1	1.043	1.095	1.142	1.145	0.363	0.334	0.399	1.049	126.5	319.3	1337.6	3.809	1.964	1.318
6	10F	400	1220	103.8E-06	77.3	13.7	171.0	14.6	306.0	69.8	1.034	1.132	1.171	1.181	0.574	0.547	0.256	1.095	11198.5	1004.5	14166.3	1.813	0.611	0.470
7	10COK	400	1220	90.57E-06	74.6	14.0	169.8	20.0	311.9	65.2	1.041	1.112	1.158	1.164	0.449	0.420	0.339	1.068	1849.8	295.2	2066.4	3.446	1.579	1.124

#	Specimen	Field	Freq	Kmean	Kmax	Kint	Kmin	L	F	P	Pj	T	U	Q	E	F	F12	F23	E12	E23	E13			
1	B	400	1220	138.8E-06	81.1	4.8	311.8	82.4	171.6	5.9	1.015	1.189	1.207	1.233	0.840	0.826	0.091	1.171	169050.4	459.4	48463.5	2.389	0.233	0.262
2	A	400	1220	145.5E-06	79.9	10.1	268.7	79.8	170.2	1.5	1.011	1.198	1.211	1.240	0.890	0.880	0.062	1.186	17206.8	210.6	32210.4	3.527	0.281	0.213
3	C	400	1220	158.4E-06	77.8	20.9	260.9	69.0	168.2	1.0	1.010	1.195	1.206	1.235	0.895	0.885	0.059	1.183	164160.9	170.5	32878.2	3.919	0.283	0.221
4	D	400	1220	134.3E-06	84.7	14.6	281.6	74.8	175.8	4.2	1.009	1.193	1.203	1.232	0.908	0.900	0.051	1.183	13266.8	106.8	390111.2	4.947	0.259	0.303
5	E	400	1220	166.9E-06	77.1	16.5	267.6	73.2	168.0	2.9	1.011	1.179	1.192	1.217	0.880	0.870	0.067	1.167	159045.7	216.8	30576.7	3.476	0.293	0.225
6	F	400	1220	137.7E-06	85.3	11.4	274.7	78.4	175.7	1.8	1.008	1.195	1.205	1.235	0.912	0.904	0.049	1.185	143754.0	112.3	27968.1	4.825	0.306	0.234
7	G	400	1220	137.6E-06	74.5	24.1	270.3	65.1	167.2	6.0	1.006	1.170	1.178	1.204	0.925	0.919	0.041	1.163	137485.3	71.5	43408.7	6.037	0.246	0.291
8	H	400	1220	149.7E-06	86.2	3.4	266.4	86.6	176.2	0.0	1.008	1.196	1.206	1.236	0.912	0.904	0.049	1.186	154480.1	121.9	30782.4	4.631	0.292	0.227
9	I	400	1220	66.02E-06	72.3	16.3	279.7	71.8	164.7	7.9	1.009	1.128	1.138	1.155	0.867	0.859	0.073	1.118	6574.3	59.3	11066.0	8.769	0.704	0.649
10	J	400	1220	117.4E-06	76.2	14.8	291.1	72.1	168.8	9.8	1.010	1.193	1.205	1.233	0.895	0.886	0.059	1.182	355974.1	2126.6	606602.3	1.506	0.095	0.090
11	K	400	1220	118.8E-06	80.8	5.2	313.2	81.6	171.4	6.6	1.013	1.178	1.194	1.218	0.853	0.841	0.083	1.163	579497.0	7369.4	987631.4	0.879	0.076	0.070
12	L	400	1220	93.94E-06	76.3	10.1	289.8	77.9	167.5	6.5	1.013	1.194	1.218	1.238	0.853	0.841	0.083	1.163	29972.1	371.0	50693.1	3.780	0.335	0.307

Anexo X. Suelo marrón desarrollado sobre mármoles en el borde de una dolina colmatada (A) del que procede la muestra OST_SU_3B (B) tomada en el horizonte B.



Anexo XI. Suelo rojizo anaranjado del que procede la muestra OST_SU_4B (A) con fragmentos de roca subvolcánica oxidadas (B) y desarrollado sobre un dique brechoide (C).



Anexo XII. Depósito siliciclástico que se acumula hasta el techo de la cavidad formado por diferentes paleoinundaciones del que provienen las muestras OST_4_ArenaBlanca y OST_4_Arcilla (Foto de Martin Arriolabengoa).

