



Estratigrafía isotópica del último ciclo glaciar (MIS 4 - MIS 1): estadiales/ interstadiales de Groenlandia; Eventos Dansgaard-Oeschger y Eventos Heinrich

Isotope Stratigraphy of the last glacial cycle (MIS 4 - MIS 1): Greenland stadials / interstadials; Dansgaard-Oeschger and Heinrich Events

Bardají, T. ⁽¹⁾, Lario J. ⁽²⁾

(1) Depto. Geología, Geografía y Medio Ambiente, Universidad de Alcalá, 28871-Alcalá de Henares (Madrid).
teresa.bardaji@uah.es

(2) Facultad de Ciencias, Universidad Nacional de Educación a Distancia (UNED), 28232- Las Rozas (Madrid).

Resumen

Los sondeos de hielo en los casquetes polares (Groenlandia y Antártida) han permitido profundizar en el conocimiento de los cambios climáticos registrados en los sondeos oceánicos profundos y el registro de los isótopos del oxígeno. La gran variedad de datos obtenidos, tanto a partir del análisis del hielo, como del aire atrapado en sus burbujas, hacen de los sondeos de hielo uno de los registros paleoclimáticos de mayor calidad. La variación de la relación isotópica del oxígeno (δO^{18}), del deuterio (δD) y de otros elementos traza, unido a la gran precisión cronológica asociada al conteo de capas anuales y otros métodos de datación, han permitido establecer una escala cronológica de detalle para los MIS 4 a MIS 1, pobremente representados en los sondeos oceánicos. Los sondeos de hielo realizados en Groenlandia muestran una gran variabilidad climática a lo largo de este período de tiempo, identificándose eventos de calentamiento muy rápidos (eventos Dansgaard - Oeschger; *Greenland interstadials*) seguidos por enfriamientos más lentos (*Greenland stadials*), alguno de los cuales especialmente fríos (eventos Heinrich). La comparación de estos eventos con los registros coetáneos en latitudes medias permite interpretar la respuesta de diferentes medios sedimentarios ante dicha variabilidad climática. Como ejemplo se han seleccionado dos de dichos registros: un espeleotema de una cavidad kárstica y una secuencia sedimentaria poligénica.

Palabras clave: cronología; paleoclima; sondeos de hielo; registro isotópico.

Abstract

Ice cores at the polar ice sheets (Greenland and Antarctica) have expanded the understanding of climate changes recorded by the marine stratigraphic scale of oxygen isotopes. The wide variety of data obtained,



both from the analysis of ice and from the air trapped in bubbles, make the ice cores one of the palaeoclimatic records of highest quality. The variation in the isotope ratios of oxygen (δO^{18}), deuterium (δD) and other trace elements, together with the high chronological precision reached by annual layer counting and other dating methods, allow to establish a detailed chronological scale for MIS 4 to MIS 1, poorly represented in deep ocean cores. The Greenland ice-cores show a large climatic variability along this period, with very rapid warming events (Dansgaard - Oeschger events; Greenland interstadials) followed by slower cooling events (Greenland stadials), some of which particularly cold (Heinrich events). Comparison of these events with contemporary records in middle latitudes allows us to interpret the response of different sedimentary environments to such climatic variability. Two examples of these records have been selected: a speleothem from a karstic cave and a polygenic sedimentary sequence.

Key words: chronology; paleoclimate; ice-cores; isotopic record.

1. Introducción

A lo largo de la segunda mitad del s.XX, y sobre todo a partir de los años 70, los sondeos oceánicos profundos y su registro isotópico supusieron un gran avance de la paleoclimatología global. Las series temporales obtenidas cubrían varios ciclos climáticos, lo que permitió confirmar la teoría astronómica de Milankovitch (Bardají y Lario, este volumen), ya apuntada previamente por J.A. Adhemar, en 1842, y sobre todo por J. Croll en 1867, ambos injustamente olvidados (Imbrie e Imbrie, 1979). No obstante, la resolución de estos registros no era suficiente para identificar subestadios y oscilaciones climáticas ocurridas a lo largo del último ciclo glacial, entendiéndose como tal el intervalo de tiempo entre las Terminaciones I y II (Hughes *et al.*, 2013). Los sondeos de hielo, con una resolución cronológica mucho mayor (Dansgaard *et al.*, 1969; Johnsen *et al.*, 1972; GRIP Members, 1993; Jouzel *et al.*, 1993, etc.) vinieron a solucionar esta carencia.

Los primeros intentos de perforar el hielo en Groenlandia datan de 1935 pero no fue hasta los años 50 cuando se realizaron los primeros sondeos que, aunque alcanzaron hasta 100 m de profundidad, no tenían buena calidad del hielo (Jouzel, 2013). Hasta los años 60-70 no se realizaron sondeos relativamente largos y continuos (Dansgaard *et al.*, 1969; Johnsen *et al.*, 1972).

Los diferentes sondeos (Fig. 1) llevados a cabo tanto en Groenlandia (*Greenland Ice Sheet Project, GISP y GISP-2; Greenland Ice Core Project, GRIP; North Greenland Ice Core Project, NGRIP; North Greenland Eemian ice drilling, NEEM*) como en la Antártida (Vostok, EPICA Dome A, B y C) han permitido reconstruir la evolución climática de casi el último millón de años.

Los sondeos más profundos abarcan el último ciclo glacial ($\sim 200 \text{ kyr}^1$) en Groenlandia (GRIP Members, 1993; Dansgaard *et al.*, 1993; Johnsen *et al.*, 2001; NGRIP Members, 2004; Rasmussen *et al.*, 2014; Capron *et al.*, 2021), y hasta ocho ciclos glaciares ($\sim 800 \text{ kyr}$) en la Antártida (Petit *et al.*, 1990; 1999; Jouzel *et al.*, 1993; EPICA community members, 2004; Capron *et al.*, 2021), donde además se han obtenido datos puntuales de la composición del aire atrapado en las burbujas del hielo, de hace entre 1 y 2,7 Ma (Higgs *et al.*, 2015; Yan *et al.*, 2019).

Los sondeos de hielo constituyen uno de los mejores registros paleoclimáticos que existen, ya que aportan información variada, precisa y continua. La acumulación año tras año de sucesivas capas de nieve puede alcanzar espesores variables en función de la tasa de acumulación (0,5 m/año en Groenlandia

1 Según la terminología internacional (Gradstein *et al.*, 2012), ka (kilo año o *kilo annum*) significa "hace 10^3 años" y kyr (*kilo years*) " 10^3 años de duración".

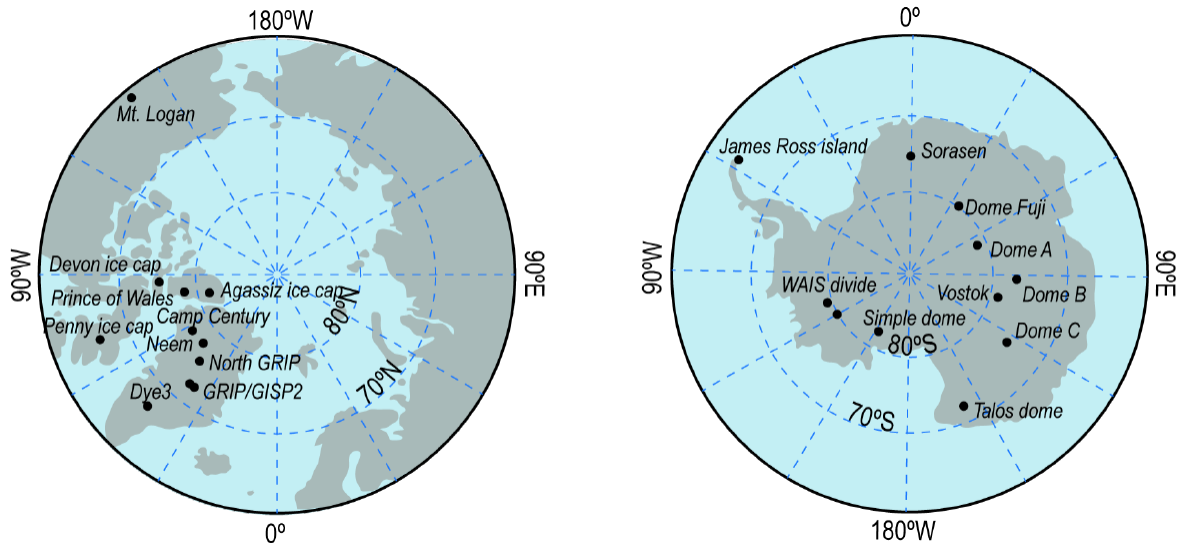


Figura 1. Localización de los sondeos de hielo llevados a cabo en Groenlandia y la Antártida (mod. de Jouzel y Masson-Delmotte, 2010).

Figure 1. Greenland and Antarctic deep drilling sites (mod. after Jouzel y Masson-Delmotte, 2010).

frente a 5 cm/año en la Antártida; Ruddiman, 2014). Cuando la nieve cae y empieza a acumularse en superficie, el aire se mueve libremente a través de múltiples poros interconectados entre sí. Según se van acumulando nuevas capas de nieve, las que se encuentran a mayor profundidad se van comprimiendo, el flujo del aire se ve limitado hasta que estos poros acaban por desconectarse entre sí, de manera que el aire queda atrapado en burbujas, constituyendo un registro permanente de la composición atmosférica pasada (Ruddiman, 2014).

Los sondeos de hielo nos dan, por tanto, dos tipos de registros independientes y muy valiosos desde el punto de vista paleoclimático. Por un lado, la composición isotópica del hielo (δO^{18} y δD ; temperatura) y, por otro lado, la composición del aire encerrado en las burbujas atrapadas en ese hielo (CO_2 ; CH_4 ; D; aerosoles, etc.).

2. Metodología

El estudio de los sondeos de hielo tiene una doble vertiente metodológica, por un lado, la variación en la composición isotópica como

indicadora de cambios paleoclimáticos (Bardají y Lario, este volumen), y, por otro lado, la cronología de dichas variaciones. Ambos aspectos son los que van a permitir establecer una escala cronológica de este período de tiempo (MIS 4 - MIS 1), aplicables a nuestras secuencias y registros sedimentarios.

2.1. Registro isotópico

El oxígeno tiene tres isótopos estables (O^{16} , O^{17} y O^{18}), de los cuales el más ligero (O^{16}) es el más abundante en la naturaleza (99,76%) seguido por el O^{18} (0,2%), con una relación O^{18}/O^{16} de aproximadamente 1/400 (Ruddiman, 2014). El hidrógeno por su parte tiene dos isótopos estables, el H^1 , hidrógeno s.s., y el H^2 , conocido como deuterio (D), y al igual que ocurre con el oxígeno, el más ligero es el más abundante (99,98%).

Los isótopos del oxígeno y del hidrógeno, presentan importantes diferencias en su comportamiento termodinámico (fraccionamiento isotópico) que hace que la relación $O^{18}/O^{16} - H^2/H^1$ del agua varíe con la temperatura, ya que los isótopos más ligeros (O^{16} y H^1) se movilizan preferentemente frente a los pesa-

dos (Fig. 2). Las composiciones isotópicas más habituales del agua son H₂O¹⁶ (997.680ppm), HDO¹⁶ (320ppm) y H₂O¹⁸ (2.000ppm), (Dansgaard, 1964).

La relación isotópica se expresa en ‰ (partes por mil) normalizada respecto a un estándar internacional (VSMOW, *Vienna Standard Mean Ocean Water*) y utilizando la notación δ:

$$\delta (\text{‰}) = \frac{\alpha_m - \alpha_{VSMOW}}{\alpha_{VSMOW}} \times 1.000$$

En donde α representa la relación isotópica (O¹⁸/O¹⁶ o D/H) de la muestra (m) o del standard (VSMOW).

El exceso de deuterio (d) se expresa como:

$$d = \delta D - 8\delta O^{18}$$

En la actualidad este exceso tiene un valor de 10 por lo que cualquier variación del δD y por lo tanto de su exceso (d) está relacionado con variaciones en la temperatura superficial y la humedad relativa en el área fuente del agua evaporada, de diferente escala temporal (Jouzel *et al.*, 2005).

La combinación de ambos (δO¹⁸ y δD, d) permiten asociar directamente los cambios climáticos ocurridos *in situ* (Groenlandia) con los ocurridos en el área fuente (Atlántico Nor-

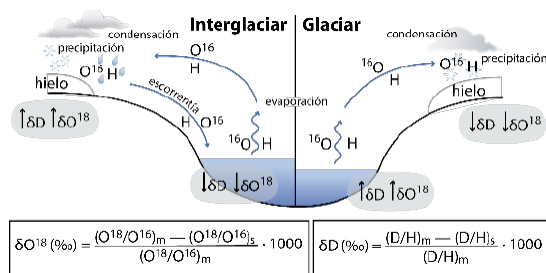


Figura 2. Fraccionamiento isotópico. Flujo del O¹⁶ e H, en el ciclo del agua; variación de δO¹⁸ y δD en función del clima, (H: H¹; D: H², deuterio).

Figure 2. Isotopic fractionation. ¹⁶O and ¹H flux in the water cycle and variations of ¹⁸O/¹⁶O and ²H/¹H as a function of climate (²H: deuterium).

te) así como mejorar las estimaciones de los cambios de temperatura registrados (Jouzel *et al.*, 2005).

2.2. Cronología

La cronología en los sondeos de hielo se ha establecido a partir de cuatro procedimientos:

- 1) Contaje de capas de acumulación anual, que combina la estratigrafía visual (*visual stratigraphy*) con resolución de 0,1mm (Svensson *et al.*, 2005), con el análisis de diferentes elementos traza (Ca²⁺, Na⁺, NH₄⁺, SO₂⁻², NO₃⁻) y medidas de conductividad eléctrica (ECM), (Alley *et al.*, 1997; Rasmussen *et al.*, 2006; Andersen *et al.*, 2007; Svensson *et al.*, 2011). El margen de error de este método es del 1% (Schwander, 2006).
- 2) Modelización glacial. A partir de una cierta profundidad, la laminación anual ya no es tan evidente, por lo que hay que recurrir a modelos que combinan espesor, acumulación y flujo glaciar (Petit *et al.*, 1999). Esto incluye la elaboración de perfiles de flujo, que están condicionados por parámetros locales tales como espesor del hielo, flujo o fusión basal, y que deben ser por tanto comparados con las tasas de acumulación conocidas. El cálculo de la edad del hielo a una profundidad dada se basa en la variación del espesor en función de dicha profundidad. El margen de error depende de la exactitud en la estimación de las tasas de acumulación (aprox. 20%; Schwander, 2006) así como de alteraciones locales del flujo.
- 3) Ajuste astronómico (*orbital tuning*) a partir del registro de diferentes indicadores contenidos en las burbujas de aire atrapadas en el hielo, tales como contenido en CH₄ (Ruddiman y Raymo, 2003); δO¹⁸ atmosférico (Jouzel *et al.*, 1996; Shackleton, 2000); relación N₂/O₂, (Kawamura *et al.*, 2007).

- 4) Correlación con otras series temporales bien datadas (registros marinos, p.ej) o con marcadores precisos tales como capas de cenizas volcánicas, que ayudan a calcular las tasas de acumulación y facilitan la elaboración de los modelos de flujo.

3. Resultados

3.1. Eventos Dansgaard-Oeschger

A lo largo del último ciclo glaciar, entre las Terminaciones I y II, el clima de toda la región noratlántica registró una serie de cambios climáticos abruptos, conocidos como eventos Dansgaard-Oeschger, caracterizados por un calentamiento muy rápido (décadas) seguido de un enfriamiento más lento (Dansgaard *et al.*, 1982; 1984), que ocurrieron con una periodicidad de 1500 años. Estos cambios abruptos se registran en todos los sondeos de Groenlandia (GRIP; Dansgaard *et al.*, 1993; GRIP Members, 1993); GISP2 (Groote *et al.*, 1993), NGRIP (NGRIP Members, 2004) y NEEM (Neem Community, 2013), pero no son tan evidentes ni tan abruptos en la Antártida (Fig. 3).

3.2. Greenland Stadials - Interstadials

Los datos obtenidos a partir de los sondeos en hielo en Groenlandia (GRIP; Johnsen *et al.*, 1992; Dansgaard *et al.*, 1993; GISP2, Groote *et al.*, 1993; NGRIP, NGRIP Members, 2004; Wolf *et al.*, 2010) permitieron establecer una cronología inicial para los últimos 60 ka (*Greenland Ice Core Chronology 2005 - GICC05*; Rasmussen *et al.*, 2006; Andersen *et al.*, 2006; 2007; Svensson *et al.*, 2006) que más tarde se extendió a todo el registro (Rasmussen *et al.*, 2014). Estos últimos autores, proponen una definición formal y un ordenamiento numérico de la secuencia de períodos más fríos (GS - *Greenland Stadial*) y más cálidos (GI - *Greenland Interstadials*; equivalentes a los eventos Dansgaard-Oeschger) que facilita la correlación entre los diferentes registros climáticos dentro de este período de tiempo (Fig. 3; Tabla 1). Esta escala cronoestratigráfica cubre las deficiencias que presenta la estratigrafía isotópica marina para los MIS 4 a MIS 1, diferenciándose subestadales mediante letras minúsculas y números (p.ej. GI-1b, GI1c1, o GS-2.1b).

3.3. Eventos Heinrich

En paralelo a estos ciclos, tuvieron lugar una serie de fases especialmente frías durante las

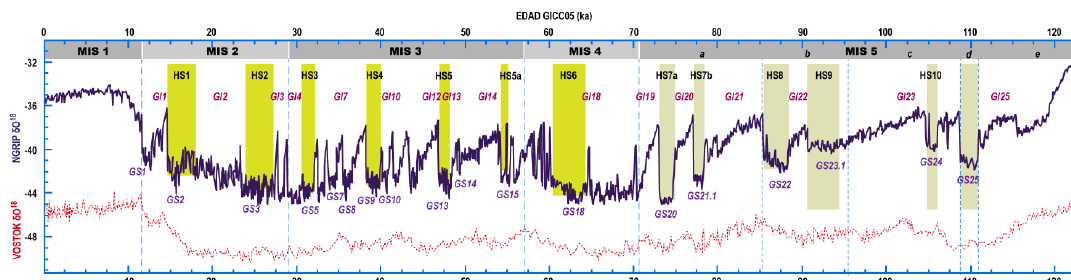


Figura 3. $\delta^{18}\text{O}$ de los sondeos de hielo en Groenlandia (NGRIP; NGRIP members, 2004) y en la Antártida (Vostok; Petit *et al.*, 1999); GS/GI, Greenland Stadials e Interstadials (Rasmussen *et al.*, 2014); barras verticales verdes, Heinrich stadials, en verde claro los del MIS 5, (Heinrich, 1988; Chapman y Shackleton, 1999). Cronología de los límites de los MIS según Lisiecki y Raymo (2005) excepto la base del MIS 1, cuya cronología se ha asimilado a la del Holoceno (Walker *et al.*, 2008).

Figure 3. $\delta^{18}\text{O}$ record from Greenland (NGRIP; NGRIP members, 2004) and Antarctica (Vostok; Petit *et al.*, 1999) ice cores; GS/GI, Greenland Stadials and Interstadials (Rasmussen *et al.*, 2014); green vertical bars: Heinrich stadials (MIS 5 in light green), (Heinrich, 1988; Chapman y Shackleton, 1999). Chronology of MIS boundaries after Lisiecki and Raymo (2005); base of MIS 1 (base of Holocene) after Walker *et al.* (2008).

Evento	Edad (a B2K)	Evento	Edad (a B2K)	Evento	Edad (a B2K)	Evento	Edad (a B2K)
Final 8.2ka	8140	GI-5.2	32500	GI-14d	54020	GI-21.1a	78080
Vulcanismo intra 8.2 ka	8236	GS-6	33360	GI-14e	54220	GI-21.1b	78740
Evento 8.2 ka	8300	GI-6	33740	GS-15.1	54900	GI-21.1c	79240
Final 9.3ka	9240	GS-7	34740	GI-15.1	55000	GI-21.1d	79700
Evento 9.3ka	9350	GI-7a	34880	GS-15.2	55400	GI-21.1e	84760
Final 11.4ka	11400	GI-7b	35020	GI-15.2	55800	GS-21.2	84960
Evento 11.4ka	11520	GI-7c	35480	GS-16.1	56500	GI-21.2	85060
Inicio Holoceno	11703	GS-8	36580	GI-16.1a	57920	GS-22	87600
GS-1	12896	GI-8a	36860	GI-16.1b	57960	GI-22a	87820
GI-1a	13099	GI-8b	37120	GI-16.1c	58040	GI-22b	88000
GI-1b	13311	GI-8c	38220	GS-16.2	58160	GI-22c	88800
GI-1c1	13600	GS-9	39900	GI-16.2	58280	GI-22d	88920
GI-1c2	13660	GI-9	40160	GS-17.1	58560	GI-22e	89800
GI-1c3	13954	GS-10	40800	GI-17.1a	58780	GI-22f	89840
GI-1d	14075	GI-10	41460	GI-17.1b	58840	GI-22g	90040
GI-1e	14692	GS-11	42240	GI-17.1c	59080	GS-23.1	90140
GS-2.1a	17480	GI-11	43340	GS-17.2	59300	GI-23.1	104040
GS-2.1b	20900	GS-12	44280	GI-17.2	59440	GS-23.2	104380
GS-2.1c	22900	GI-12a	44560	GS-18	63840	GI-23.2	104520
GI-2.1	23020	GI-12b	44680	GI-18	64100	GS-24.1	105440
GS-2.2	23220	GI-12c	46860	GS-19.1	69400	GI-24.1a	106220
GI-2.2	23340	GS-13	48340	GI-19.1	69620	GI-24.1b	106320
GS-3	27540	GI-13a	49060	GS-19.2	70380	GI-24.1c	106750
GI-3	27780	GI-13b	49120	GI-19.2	72340	GS-24.2	106900
GS-4	28600	GI-13c	49280	GS-20	74100	GI-24.2	108280
GI-4	28900	GS-14	49600	GI-20a	74320	GS-25	110640
GS-5.1	30600	GI-14a	51500	GI-20b	74440	GI-25a	110940
GI-5.1	30840	GI-14b	51660	GI-20c	76440	GI-25b	111440
GS-5.2	32040	GI-14c	53960	GS-21.1	77760	GI-25c	115370

Tabla 1. Edad de inicio de GS (Greenland Stadials, en gris) y GI (Greenland Interstadials, en blanco) según la escala estratigráfica propuesta por Rasmussen *et al.*, (2014) dentro del Proyecto INTIMATE (Datos disponibles en <https://www.iceandclimate.nbi.ku.dk/data>). Para el Holoceno se indica además el final de los eventos climáticos más significativos.

Table 1. Age of the beginning of GS (Greenland Stadials, in grey) and GI (Greenland Interstadials, in white) after chronological scale proposed by Rasmussen et al. 2014 within the INTIMATE Project (data available at <https://www.iceandclimate.nbi.ku.dk/data>). The end of relevant climate events of the Holocene have also been included.

cuales se produjeron descargas masivas de *icebergs*, registradas en sondeos oceánicos profundos como capas con un elevado contenido de material detrítico arrastrado por

dichos *icebergs* (*ice rafted debris* - IRD), denominadas *Heinrich layers* (capas Heinrich) o *Heinrich Events* (eventos Heinrich) (Heinrich, 1988; Bond *et al.*, 1992).

En lo que se refiere a los eventos Heinrich, se han identificado seis entre los MIS 2 y MIS 4 (Tabla 2), otros tres (HE7 a 10) mucho más ligeros en el MIS 5, y un último (HE11), ligeramente más intenso que estos últimos, en el tránsito MIS 6-MIS 5 (Heinrich, 1988; Chapman y Shackleton, 1999). Los seis más recientes coinciden con alguno de los *Greenland Stadials* más largos (Fig. 3), pero nunca abarcando todo el período, por lo que no se consideran sinónimos. El término *Heinrich Event* debería utilizarse únicamente cuando se encuentra una capa con *IRD* (*Heinrich layer*) en un registro sedimentario determinado, lo que dada su naturaleza implica que pueden ser ligeramente diacrónicos en función de dónde se encuentren. El término *Heinrich Stadial*, como término cronoestratigráfico, define el máximo intervalo de tiempo durante el cual se han identificado *IRD* en diferentes sondeos oceánicos del Atlántico Norte (Tabla 2), (Sánchez-Goñi y Harrison, 2010).

Heinrich Stadial	Sánchez-Goñi y Harrison, 2010*		Relación con GS**
	Edad (ka)	Duración (kyr)	
HS1	techo	15,6	GS2.1
	base	18,0	
HS2	techo	24,3	GS-3
	base	26,5	
HS3	techo	31,3	GS5.2
	base	32,7	
HS4	techo	38,3	GS9
	base	40,2	
HS5	techo	47,0	GS13-14
	base	50,0	
HS6	techo	60,1	GS18
	base	63,2	

* Según la *Greenland Ice Core Chronology 2005* (GIICC05)

** Según Rasmussen et al., 2014

Tabla 2. Edad y duración de los *Heinrich Stadials* 1 a 6.

Table 2. Age and length of *Heinrich Stadials* 1 to 6.

4. Ejemplos de aplicación

La elevada variabilidad climática ocurrida en el Atlántico Norte a lo largo del último ciclo glaciar y que ha quedado registrada en los sondeos de hielo de Groenlandia, se refleja en latitudes medias mediante cambios ambientales, que han dejado su huella en diferentes ambientes sedimentarios continentales.

El primer ejemplo de aplicación seleccionado es la Cueva de Ejulve (Teruel; Pérez Mejías

et al., 2019). Los espeleotemas kársticos se construyen a partir del agua subterránea derivada de la precipitación atmosférica. Cualquier cambio en la composición isotópica del agua de lluvia, está relacionado con los cambios en las áreas fuentes de la evaporación. El segundo ejemplo seleccionado es la isla de Formentera (Bardají et al., 2022), donde la variabilidad climática registrada en toda la región noratlántica queda reflejada aquí mediante cambios en el medio sedimentario, en la vegetación y en la dirección e intensidad de los vientos predominantes.

4.1. Cueva de Ejulve (Teruel), noreste de la Península Ibérica (Pérez-Mejías et al., 2019)

El oxígeno que contiene el carbonato de los espeleotemas procede del agua de lluvia, por lo que las variaciones de su composición isotópica son un reflejo de las variaciones isotópicas de dicha agua de lluvia. En épocas interglaciares, con una mayor evaporación del isótopo ligero (O^{16}) el agua de lluvia (y por lo tanto el $CaCO_3$ de los espeleotemas) estará enriquecida en dicho isótopo y tendrá, por tanto, un δO^{18} más bajo que durante épocas glaciares. El principal problema de los espeleotemas es que suelen presentar registros cortos y discontinuos, aunque a su favor cuentan con la calidad de las dataciones isotópicas (^{14}C , series de U) realizadas sobre los carbonatos que permiten establecer un modelo de edad bastante fiable.

Pérez-Mejías et al. (2019) presentan el registro continuo de la estalagmita ANDRÓMEDA (Cueva de Ejulve, Teruel) desde el final del MIS 5 hasta el final del MIS3 (Fig. 4). Este registro incluye la variabilidad de la composición isotópica del oxígeno (δO^{18}) y del carbono (δC^{13}) comparándolos con otros registros (Fig. 5) lo que les permite relacionar tendencias y analizar respuestas.

Las principales conclusiones de este trabajo a partir de los registros del δO^{18} y δC^{13} apuntan a un diferente grado de influencia en cuanto

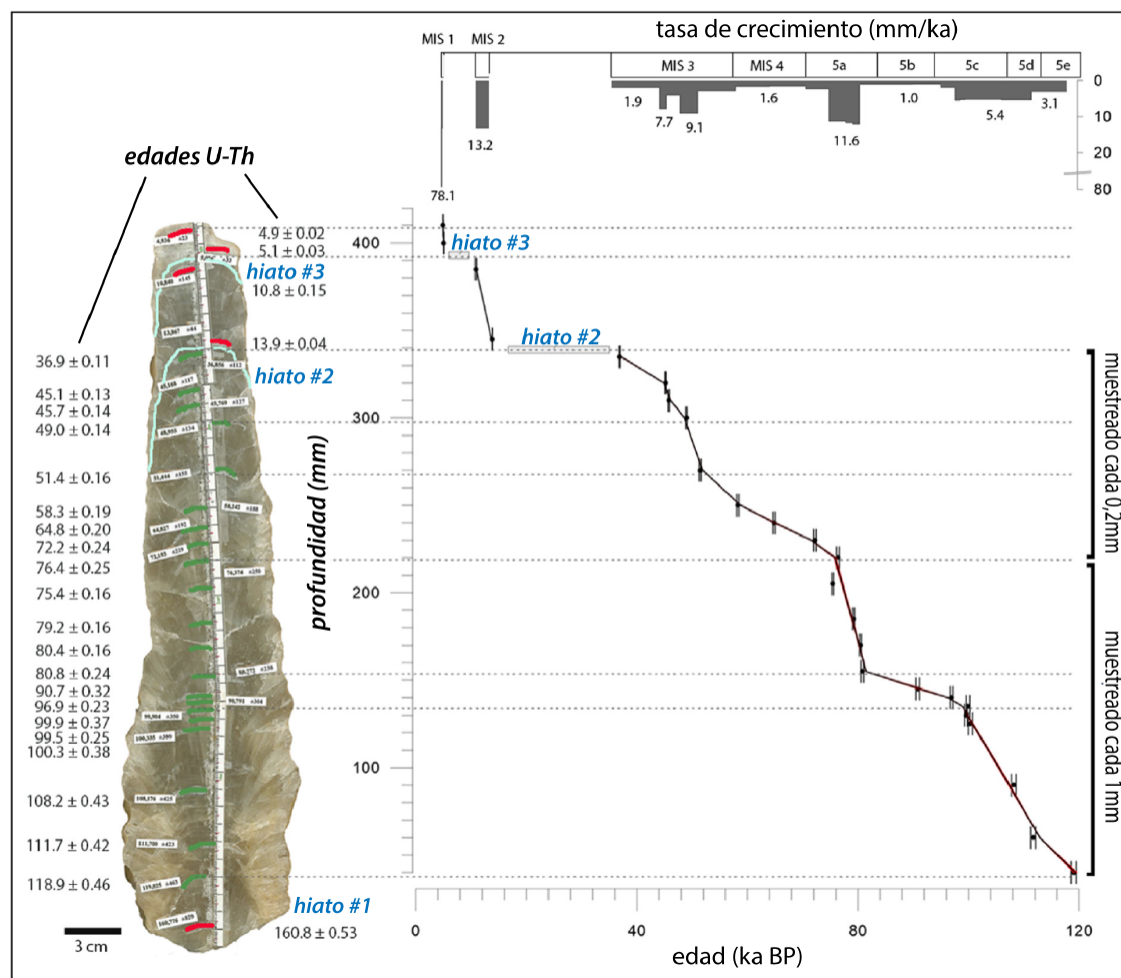


Figura 4. Modelo de edad y tasas de crecimiento de la estalagmita ANDRÓMEDA para los últimos 120.000 años. A la derecha, situación de las muestras de U-Th y edades resultantes; en verde las muestras utilizadas para construir el modelo de edad/profundidad; en rojo las muestras que fueron descartadas. Edad en *kilo annum before present* (antes del presente), (mod. de Pérez-Mejías *et al.*, 2019).

Figure 4. Age model and growth rate for the last 120.000 years of ANDROMEDA stalagmite. On the right, location of U-Th samples and resulting ages; in green, samples used to construct the depth-age model; in red, samples dismissed; age in *kilo annum before present* (ka BP), (mod. after Pérez-Mejías *et al.*, 2019).

a los factores que condicionan las variaciones climáticas en esta parte de la Península Ibérica a lo largo del período de tiempo analizado. Se identifican dos fases con diferentes condiciones climáticas:

- 1ª Fase (119-80 Ka; MIS 5). Los cambios observados a lo largo esta primera fase parecen estar dirigidos por la precesión. Una mayor insolación estival en el hemisferio norte implica una mayor tasa de

evaporación y, por tanto, un mayor grado de humedad en los vientos del oeste (*westerlies*) que afectan a la Península Ibérica. Este aumento en la precipitación estacional podría explicar la congruencia observada entre el registro de δO^{18} de ANDRÓMEDA y la precesión (Fig. 5). La tendencia general dominada por la precesión es interrumpida de manera abrupta por eventos fríos y secos (C23, C24 en Fig. 5) registrados también en el sondeo NGRIP,

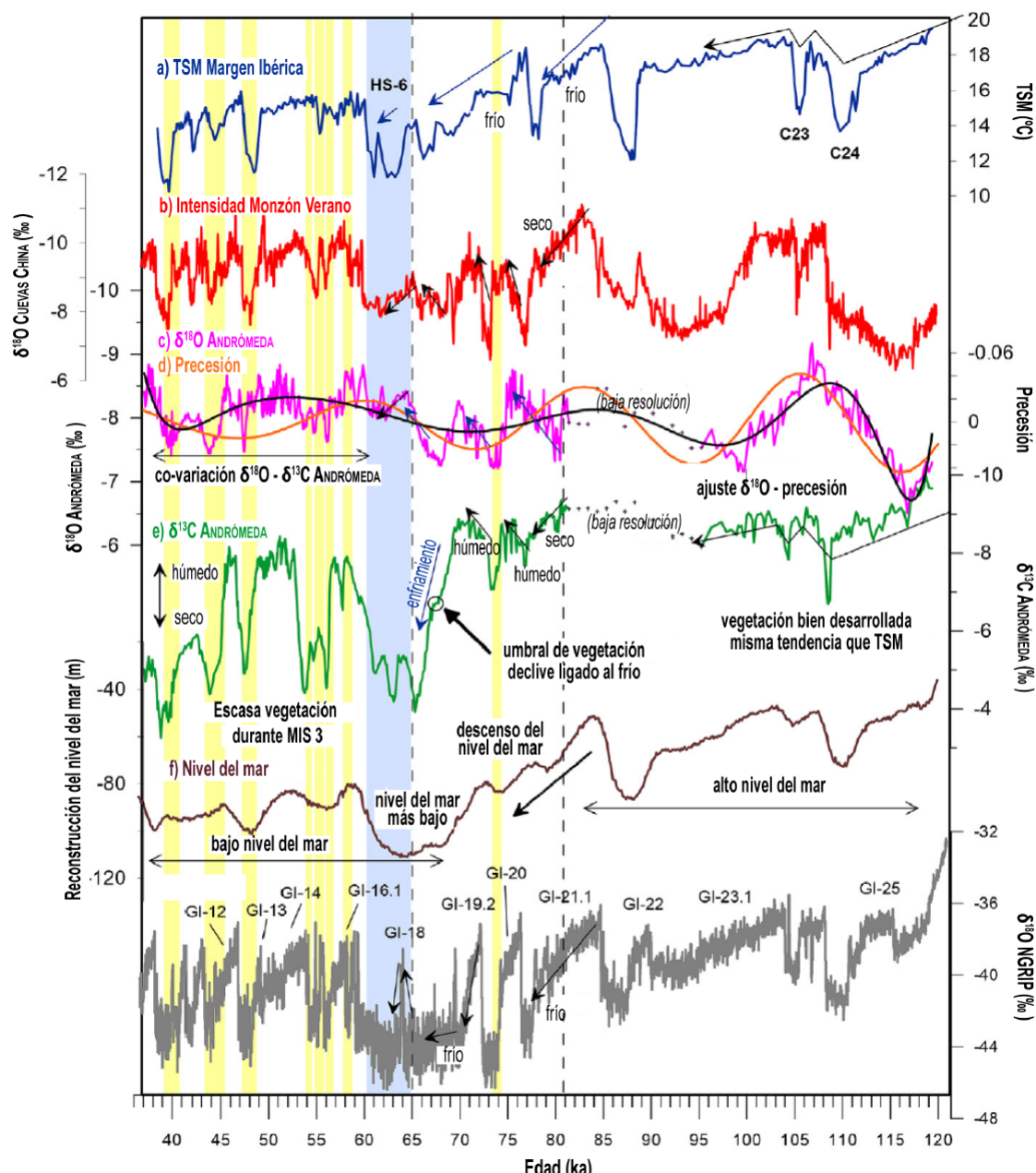


Figura 5. Interpretación de la variabilidad isotópica del registro de ANDRÓMEDA. a) TSM (Temperatura Superficial del Mar) en la Margen Ibérica (azul) (Martrat *et al.*, 2007); b) $\delta^{18}\text{O}$ de la curva compuesta de las cuevas de China (Cheng *et al.*, 2016); c) $\delta^{18}\text{O}$ de ANDRÓMEDA (rosa) y ajuste polinómico (negro); d) precesión del verano boreal (naranja) (Laskar *et al.*, 2004); e) $\delta^{13}\text{C}$ de ANDRÓMEDA (verde); f) nivel del mar relativo (marrón) (Grant *et al.*, 2014); g) $\delta^{18}\text{O}$ del registro NGRIP (NGRIP members, 2004); GI (Greenland Interstadials) según Rasmussen *et al.* (2014). Barras verticales amarillas: valores altos de $\delta^{18}\text{O}$ y de $\delta^{13}\text{C}$ reflejando períodos fríos-secos; HS-6 marcado mediante barra azul (mod. de Pérez-Mejías *et al.*, 2019).

Figure 5. Interpretation of the isotope variability of the ANDROMEDA record. From top to bottom: a) SST (Sea Surface Temperature) on the Iberian Margin (blue) (Martrat *et al.*, 2007); b) $\delta^{18}\text{O}$ of the composite of Chinese caves (red) (Cheng *et al.*, 2016); c) $\delta^{18}\text{O}$ of ANDROMEDA (pink) and polynomial fit (black); d) precessional cycle of boreal summer (orange) (Laskar *et al.*, 2004); e) $\delta^{13}\text{C}$ of ANDROMEDA (green); f) relative sea-level (brown) (Grant *et al.*, 2014) and g) $\delta^{18}\text{O}$ of NGRIP (NGRIP members, 2004) with some GI (Greenland Interstadials) after Rasmussen *et al.* (2014). Vertical yellow bars: high values of both $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ reflecting cold-dry periods; HS-6 is marked by a blue bar (Mod. after Pérez-Mejías *et al.*, 2019).

en la temperatura superficial del mar en Alborán y que también se reflejan en el registro de de ANDRÓMEDA.

- 2ª Fase (80-40Ka; MIS 4-MIS 3). Esta fase se caracteriza la falta de concordancia entre el δO^{18} y la precesión. Al inicio de esta fase se registra una abrupta disminución de la cobertura vegetal y un clima árido/frío marcado por uno de los valores más bajos de registrados en ANDRÓMEDA (Fig. 5), y que se correlaciona con el HS6. A partir de ahí, el tanto el δO^{18} como el δC^{13} registran la variabilidad ligada a las oscilaciones Dansgaard-Oeschger y a los eventos Heinrich. El crecimiento registrado por ANDRÓMEDA durante lo estadios Heinrich es interpretado por los autores como el resultado del desplazamiento hacia el sur del Frente Polar y, como consecuencia, de los *westerlies*, que cargados de humedad traen una mayor precipitación a la Península Ibérica, y en particular a la Cueva de Ejulve.

4.2. Isla de Formentera, Archipiélago Balear (Bardají et al., 2022).

En este caso se realiza un estudio multidisciplinar (geomorfología, geología, sedimentología, geoquímica, suelos, susceptibilidad magnética, fitolitos) apoyado por dataciones OSL-TL (Fig. 6), a lo largo de una secuencia sedimentaria que aflora al sur de la isla y que cubre el último ciclo glaciar (Terminación I a Terminación II). Esta secuencia sedimentaria incluye unidades de carácter continental (dunas, abanicos aluviales, paleosuelos) y otras de carácter marino-litoral (playas) aflorando a lo largo del acantilado entre Es Copinyar y Caló des Mort (Fig. 7). La comparación de los resultados obtenidos con los registros del Atlántico Norte, permiten reconstruir la evolución ambiental en este sector del Mediterráneo occidental dentro del marco de la variabilidad climática registrada a lo largo de este período de tiempo en el Atlántico Norte.

Los periodos más fríos y áridos en Formentera, con vientos predominantes del Norte, se

relacionan con momentos de debilitamiento de la *Atlantic Meridional Overturning Current* (AMOC) que refuerza la actividad de los vientos fríos del oeste (*westerlies*) en Europa (MIS 4-inicio MIS 3).

Por el contrario, los períodos más cálidos y húmedos se relacionan con épocas de reforzamiento de la AMOC y menor grado de influencia de los *westerlies* en Europa, favoreciendo la actividad de vientos del S-SW en estas islas (primera mitad MIS3).

A lo largo de la segunda mitad del MIS3, la elevada variabilidad climática registrada en el Atlántico Norte se manifiesta aquí mediante alternancia de períodos de sedimentación aluvial-coluvial y períodos de no deposición y desarrollo de paleosuelos.

Tras un largo período de no deposición (finales MIS 3-principio MIS 2) se registra un breve período húmedo y cálido coincidente con el GS-2.1b (mediados del HS1) que parece atestiguar la inestabilidad climática registrada en ese momento tanto en el Atlántico Norte como en la Península Ibérica.

5. Conclusiones

El registro de los isótopos del oxígeno obtenido en los sondeos de hielo, tanto en Groenlandia como en la Antártida, presentan una elevada resolución que permite identificar y analizar la variabilidad climática ocurrida lo largo del último ciclo glaciar. A pesar de que la estratigrafía isotópica no puede considerarse un método de datación por sí mismo, sí constituye un excelente método de datación relativa. La correlación de nuestros registros con esta escala permite homogeneizar cronologías a escala global, y, sobre todo, interpretar la respuesta de diferentes medios sedimentarios y diferentes latitudes, ante los cambios climáticos experimentados a lo largo este último ciclo glaciar.

Un análisis independiente o aislado (o varios) de la composición isotópica de una muestra determinada, no tiene ningún va-

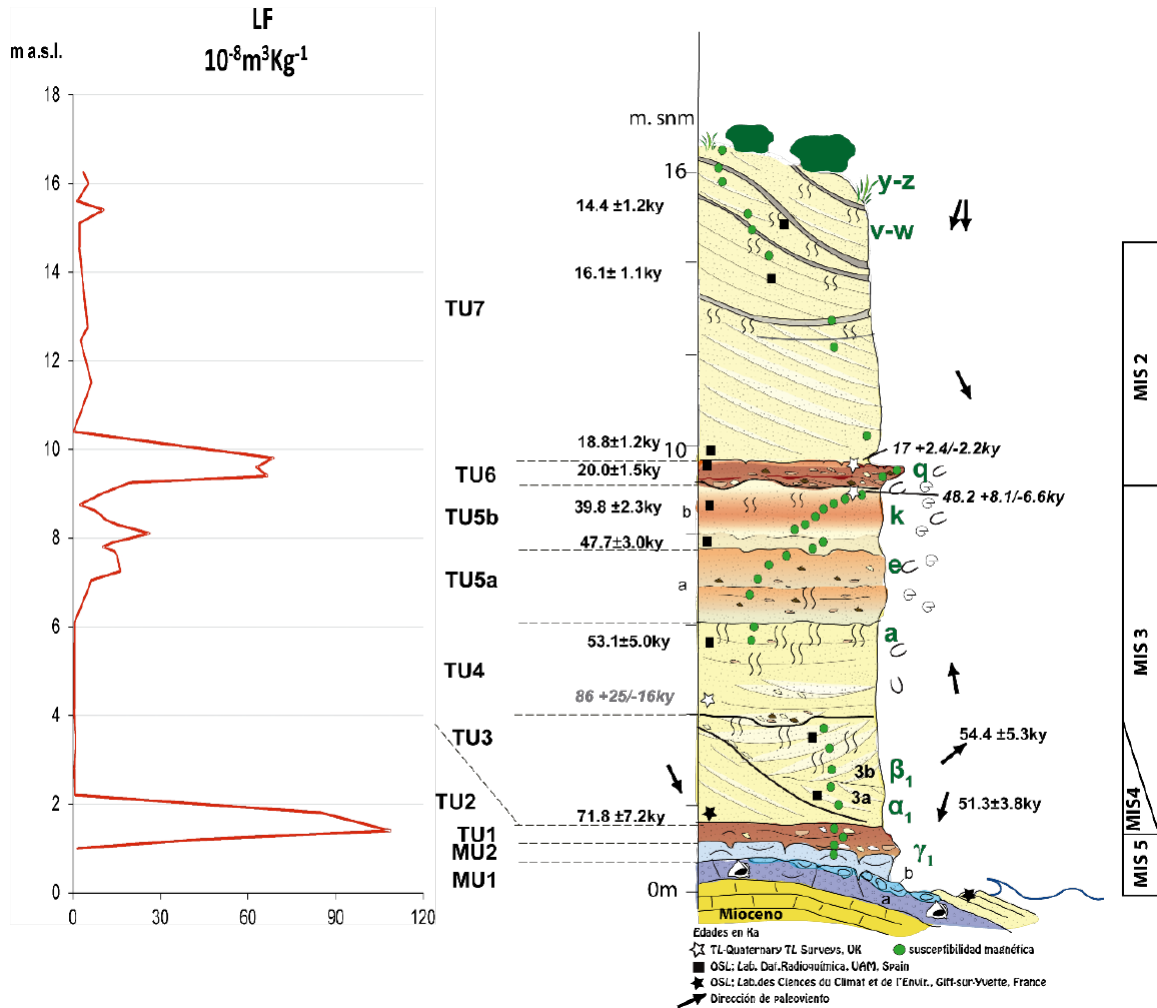


Figura 6. Columna estratigráfica sintética de la secuencia sedimentaria aflorante en Es Copinyar (Formentera). A la izquierda los resultados de la susceptibilidad magnética. TU: unidades continentales; MU: unidades marinas (mod. de Bardají et al., 2022).

Figure 6. Synthetic stratigraphic column of the sedimentary outcropping at Es Copinyar (Formentera). On the left, results of magnetic susceptibility; TU: Terrestrial Units; MU: Marine Units (mod. alter Bardají et al., 2022).

lor cronológico ni puede ser correlacionado con los registros obtenidos en sondeos de hielo de Groenlandia o la Antártida. Un registro más o menos continuo, apoyado por dataciones (C^{14} , Th-U, TL-OSL) sí puede ser correlacionado con dichos sondeos, permitiendo el análisis de la evolución climática y ambiental en diferentes latitudes a lo largo de este período caracterizado por su extrema variabilidad.

Agradecimientos

Este trabajo se encuadra en el marco de actividades del Grupo de Investigación “Paleoambientes del Cuaternario y sus implicaciones climáticas” de la UAH. Agradecemos la labor realizada por los revisores Monserrat Jiménez Sánchez, Eneko Iriarte y un tercer revisor anónimo, cuyas sugerencias y aportaciones han mejorado claramente este trabajo.

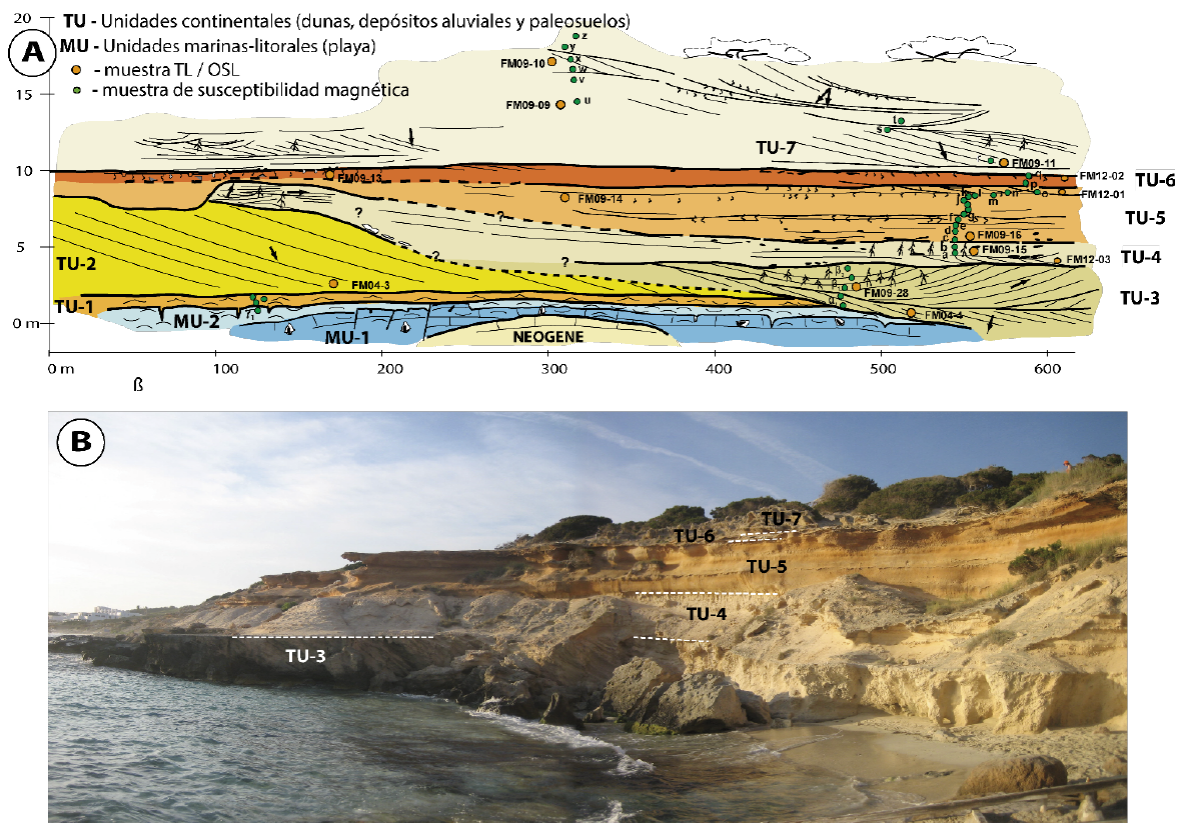


Figura 7. Secuencia sedimentaria en Es Copinyar - Caló des Mort (Formentera Island). A) Sección sintética con localización de las unidades continentales (TU) y marinas (MU); círculos naranjas: muestras de luminiscencia (TL-OSL); círculos verdes: muestras de susceptibilidad magnética; B) Panorámica de la secuencia en Caló des Mort (mod. de Bardají *et al.*, 2022).

Figure 7. Sedimentary sequence along Es Copinyar - Caló des Mort sequence (Formentera Island). A) Synthetic section with location of Terrestrial (TU) and Marine Units (MU); orange circles: luminescence samples (TL-OSL); green circles: magnetic susceptibility samples; B) Panoramic view at Caló des Mort (mod. after Bardají *et al.*, 2022).

Bibliografía

- Alley, R. B., Shuman, C. A., Meese, D. A., Gow, A. J., Taylor, K. C., Cuffey, K. M., Fitzpatrick, J. J., Grootes, P. M., Zielinski, G. A., Ram, M., Spineilli, G., and Elder, B. (1997). Visual stratigraphic dating of the GISP2 ice core: basic, reproducibility and application. *Journal of Geophysical Research* 102, 26367-26381. <https://doi.org/10.1029/96JC03837>
- Andersen, K.K., Svensson, A., Johnsen, S.J., Rasmussen, S.O., Bigler, M., Röthlisberger, R., Ruth, U., Siggaard-Andersen, M.L., Steffensen, J.P., Dahl-Jensen, D., Vinther, B.M., Clausen, H.B. (2006). The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15-42 ka. Part 1: constructing the time scale. *Quaternary Science Reviews* 25 (2006) 3246-3257. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.08.002>
- Andersen, K.K., Bigler, M., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., Rasmussen, S.O., Seierstad, I., Steffensen, J.P., Svensson, A., Vinther, B.M., Davies, S.M., Muscheler, R., Parrenin, F., Röthlisberger, R. (2007). A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. *Climate of the Past Discussions* 3, 1235-1260. <https://doi.org/10.5194/cp-4-47-2008>
- Bardají, T., Roquero, E., Cabero, A., Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Machado, M.J., Lario, J., Silva, P.G., Martínez-Graña, A.M. (2022). Abrupt environmental changes during the last glacial cycle in Western Mediterranean (Formente-

- ra Island, Balearic archipelago). Quaternary International (available online). <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.01.002>
- Bardají, T. y Lario, J. (este volumen). Estadios Isotópicos Marinos. Estratigrafía de los Isótopos del Oxígeno. Cuaternario y Geomorfología.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G., Ivy, S. (1992). Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period. *Nature* 360, 245-249. <https://doi.org/10.1038/360245a0>
- Capron, E., Rasmussen, S.O., Popp, T. J., Erhardt, T., Fischer, H., Landais, A., Pedro, J.B., Vettoretti, G., Grindsted, A., Gknis, V., Vaughn, B., Svensson, A., Vinther, B.M., White, J.W.C. (2021). The anatomy of past abrupt warmings recorded in Greenland ice. *Nature Comm.* 12:2106. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-22241-w>
- Champan, M.R. y Shackleton, N.J. (1999). Global ice-volume fluctuations, North Atlantic ice-rafting events, and deep-ocean circulation changes between 130 and 70 ka. *Geology* 27(9) 795-798. [https://doi.org/10.1130/0091-613\(1999\)027<0795:GIVFNA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-613(1999)027<0795:GIVFNA>2.3.CO;2)
- Cheng, H., Lawrence Edwards, R., Shen, C.-C., Polyak, V.J., Asmerom, Y., Woodhead, J., Hellstrom, J., Wang, Y., Kong, X., Spötl, C., Wang, X., Calvin Alexander, E. (2013). Improvements in half-life values, and U-Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Earth Planetary Science Letters* 371-372, 82-91. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.04.006>
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus XVI* 4, 436-468. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x>
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Moller, J., Langway, C. C. J. (1969). One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland ice sheet. *Science* 166, 377-381. <https://doi.org/10.1126/science.166.3903.377>
- Dansgaard, W., Clausen, H. B., Gundestrup, N., Hammer, C. U., Johnsen, S. J., Krinstindottir, P., Reeh, N. (1982). A new Greenland deep ice core. *Science* 218, 1273-1277. <https://doi.org/10.1126/science.218.4579.1273>
- Dansgaard, W., Johnsen, S., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Oeschger, H. (1984) North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores. En: Hansen y Takahashi T (Eds.) Climate processes and climate sensitivity. AGU, Washington, D.C., 288-298. <https://doi.org/10.1029/GM029p0288>
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Setffensen, J.P. Sveinbjörnsdottir, A.E., Jouzel, J., Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250 kyr ice-core record. *Nature* 364, 218-220. <https://doi.org/10.1038/364218a0>
- EPICA community members (2004). Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* 429, 623-628. <https://doi.org/10.1038/nature02599>
- GRIP Members (1993). Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature* 364, 203-207. <https://doi.org/10.1038/364203a0>
- Grant, K.M., Rohling, E.J., Ramsey, C.B., Cheng, H., Edwards, R.L., Florindo, F., Heslop, D., Marra, F., Roberts, A.P., Tamisiea, M.E., Williams, F. (2014). Sea-level variability over five glacial cycles. *Nat. Commun.* 5, 5076. <https://doi.org/10.1038/ncomms6076>
- Groots, P.M., Stuiver, M., White, J.W.C., Johnsen, S., Jouzel, J. (1993). Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature* 366, 552-554. <https://doi.org/10.1038/366552a0>
- Heinrich, H. (1988). Origin and Consequences of Cyclic Ice Rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the Past 130,000 Years. *Quaternary Research* 29, 142-152. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(88\)90057-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(88)90057-9)
- Higgings, J.A., Kurbatov, A.V., Spaulding, N.E., Brook, E., Introne, D.S., Chimiak, L.M., Yan, Y., Mayewski, P.A., Bender, M.L. (2015). Atmospheric composition 1 million year ago from blue ice in the Allan Hills, Antarctica. *PNAS* 112 (22), 6887-6891. <https://doi.org/10.1073/pnas.1420232112>
- Imbrie, J. e Imbrie, K.P. (1979). *Ice Ages. Solving the Mystery.* Harvard University Press., 224pp. <https://doi.org/10.1007/978-1-349-04699-7>
- Johnsen, S. J., Dansgaard, W., Clausen, H. B., and Langway, C. C. (1972). Oxygen isotope profiles through the Antarctic and Greenland ice sheets. *Nature* 235, 429-434. <https://doi.org/10.1038/235429a0>
- Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Gundestrup, N.S., Hansson, M., Jonsson, P., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdottir A.E. (1992). A 'deep' ice core from East Greenland. *MoG Geoscience* 29, 1-22.

- Johnsen, S., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Steffensen, J.P., Clausen, H.B., Miller, H., Masson-Delmotte, V., Sveinbjörnsdóttir, A.E., White, J. (2001). Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. Invited Contribution. *Journal of Quaternary Science* 16(4), 299-307. <https://doi.org/10.1002/jqs.622>
- Jouzel, J. y Masson-Delmotte, V. (2010). Deep ice cores: the need for going back in time. *Quaternary Science Reviews* 29, 3683-3689. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.10.002>
- Jouzel, J., Barkov, N.I., Barnola, J.M., Bender, M., Chappelaz, J., Genthon, C., Kotlyakov, V.M., Lipenkov, V., Lorius, C., Petit, J.R., Raynaud, D., Raisbeck, G., Ritz, C., Sowers, T., Stievenard, M., Yiou, F., Yiou, P. (1993). Extending the Vostok ice-core record of paleoclimate to the penultimate glacial period. *Nature* 364, 407-412. <https://doi.org/10.1038/364407a0>
- Jouzel, J., Waelbroeck, C., Malaize, B., Bender, M., Petit, J. R., Barkov, N. I., Barnola, J. M., King, T., Kotlyakov, V. M., Lipenkov, V., Lorius, C., Raynaud, D., Ritz, C., and Sowers, T. (1996). Climatic interpretation of the recently extended Vostok ice records. *Climate Dynamics*, 12, 513-521. <https://doi.org/10.1007/BF00207935>
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Stievenard, M., Landais, A., Vimeux, F., Johnsen, S.F., Sveinbjörnsdóttir, A.E., White, J.W.C. (2005). Rapid deuterium-excess changes in Greenland ice cores: a link between the ocean and the atmosphere. *C. R. Geoscience* 337, 957-969. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.05.011>
- Jouzel, J. (2013). A brief history of ice core science over the last 50yr. *Clim. Past Discuss* 9, 3711-3767. <https://doi.org/10.5194/cpd-9-3711-2013>
- Kawamura, K., Parrenin, F., Lisiecki, L., Uemura, R., Vimeux, F., Severinghaus, J. P., Hutterli, M. A., Nakazawa, T., Aoki, S., Jouzel, J., Raymo, M. E., Matsumoto, K., Nakata, H., Motoyama, H., Fujita, S., Goto-Azuma, K., Fujii, Y., Watanabe, O. (2007). Northern Hemisphere forcing of climatic cycles in Antarctica over the past 360 000 years. *Nature* 448, 912-916. <https://doi.org/10.1038/nature06015>
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M., Lévraud, B. (2004). A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy & Astrophysics* 428, 261-285. <https://doi.org/10.1051/0004-6361:20041335>
- Lisiecki, L. y Raymo, M. (2005). A Pliocene - Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography* 20, 17pp. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
- Martrat, B., Grimalt, J.O., Shackleton, N., de Abreu, L., Hutterli, M.A., Stocker, T.F. (2007). Four climate cycles of recurring deep and surface water stabilizations on the Iberian Margin. *Science* 317, 502-507. <https://doi.org/10.1126/science.1139994>
- NEEM Community Members (2013). Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core. *Nature* 493, 489-494. <https://doi.org/10.1038/nature11789>
- NGRIP Members (2004). High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431, 147-151. <https://doi.org/10.1038/nature02805>
- Pérez-Mejías, C., Moreno A., Sancho, C., Martín-García, R., Spötl, C., Cacho, I., Cheng, H., Edwards, L.R.L. (2019). Orbital-to-millennial scale climate variability during Marine Isotope Stages 5 to 3 in northeast Iberia. *Quaternary Science Reviews* 224, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.105946>
- Petit, J.R., Mounier, L., Jouzel, J., Korotkevitch, Y.S., Kotlyakov, V.I., Lorius, C. (1990). Palaeoclimatological and chronological implications of the Vostok core dust record. *Nature* 343, 56-58. <https://www.nature.com/articles/343056a0>; <https://doi.org/10.1038/343056a0>
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.M., Basile, I., Benders, M., Chappelaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Slatzman, E., Stievenard, M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, 429-436. <https://doi.org/10.1038/20859>
- Rasmussen, S. O., Andersen, K. K., Svensson, A. M., Steffensen, J. P., Vinther, B. M., Clausen, H. B., Siggaard-Andersen, M.-L., Johnsen, S. J., Larsen, L. B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M., Rothlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M. E., Ruth, U. (2006). A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination, *Journal of Geophysical Research*, 111, D06102, <https://doi.org/10.1029/2005JD006079>
- 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., Vallenga, P., Vinther, b.m., Walker, M.J.C., Wheatley, J.J., Wins-trup, 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. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>
- Ruddiman, W.F. (2014). *Earth's Climate: Past and Future*. W.H. Freeman and Co., New York (3ª Edición), 445pp.
- Ruddiman, W.F. y Raymo, M.E. (2003). A methane-based time scale for Vostok ice. *Quaternary Science Reviews* 22, 141-155. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00082-3](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00082-3)
- Sánchez-Goñi, M.F. y Harrison, S. (2010). Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology. *Quaternary Science Reviews* 29, 2823-2827. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.11.014>
- Shackleton, N.J. (2000). The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science* 289, 1897-1902 <https://doi.org/10.1126/science.289.5486.1897>
- Svensson, A., S. W. Nielsen, S. Kipfstuhl, S. J. Johnsen, J. P. Steffensen, M. Bigler, U. Ruth, and R. Röthlisberger (2005). Visual stratigraphy of the North Greenland Ice Core Project (North-GRIP) ice core during the last glacial period. *Journal of Geophysical Research* 110, D02108. <https://doi.org/10.1029/2004JD005134>
- Svensson, A., Andersen, K.K., Bigler, B., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Davies, S.M., Johnsen, S.J., Muscheler, R., Rasmussen, S.O., Röthlisberger, R., Steffensen, J.P., Vinther, B.M. (2006). The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15-42 ka. Part 2: comparison to other records. *Quaternary Science Reviews* 25, 3258-3267. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.08.003>
- Svensson, A., Bigler, M., Kettner, E., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S., Kipfstuhl, S., Nielsen, M., Steffensen, J.P. (2011). Annual layering in the NGRIP ice core during the Eemian. *Climate of the Past* 7, 1427-1437. <https://doi.org/10.5194/cp-7-1427-2011>
- Schwander, J. (2006). Dating ice cores. *PAGES News* 14, 21-22. <https://doi.org/10.22498/pages.14.1.21>
- Walker, M., Johnsen, S., Rasmussen, S.O., Steffensen, J.P., Popp, T., Gibbard, P., Hoek, W., Lowe, J., Andrews, J., Biörk, S., Cwynar, L., Hughen, K., Kershaw, P., Kromer, B., Litt, T., Lowe, D.J., Nakagawa, T., Newman, R., Schwander, J. (2008). The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period) in the NGRIP ice core. *Episodes* 31(2), 264-267. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2008/v31i2/016>
- Wolf, E.W., Chappellaz, J., Blunier, T., Rasmussen, S.O., Svensson, A. (2010). Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record. *Quaternary Science Reviews* 29, 2828-2838. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.10.013>
- Yan, Y., Bender, M.L., Brook, E.J., Clifford, H.M., Kerneny, P.C., Kurbatov, A.V., Mackay, S., Mayewski, P.A., Ng, J., Severinghaus, J.P., Higgings, J.A. (2019). Two-million-year-old snapshots of atmospheric gases from Antarctic ice. *Nature* 574, 663-665. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1692-3>

Recibido el 9 de abril de 2022

Aceptado el 19 de septiembre de 2022

