



La micropaleontología como herramienta de datación e identificación de eventos climáticos en registros sedimentarios marinos

Micropaleontology as a tool to date and identify climate events in marine sedimentary records

Alonso-García, M. ⁽¹⁾; Tarruella, J.P. ⁽¹⁾; Bejard, T.M. ⁽¹⁾; Azibeiro, L.A. ⁽¹⁾; Sierro, F.J. ⁽¹⁾

(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca.
Pza. de los caídos, s/n, 37008, Salamanca, España. E-mail autor principal. montseag@usal.es

Resumen

Los microfósiles son una herramienta excepcional para hacer reconstrucciones climáticas y oceanográficas en sedimentos marinos debido a su alta abundancia, y a que muchos grupos permiten hacer estudios geoquímicos, especialmente los que presentan conchas de carbonato cálcico. En particular, las asociaciones de foraminíferos planctónicos han sido ampliamente utilizadas en ese sentido, ya que en el océano actual la distribución de las diferentes especies está íntimamente ligada a las condiciones climáticas y oceanográficas. La rápida respuesta de este grupo de microorganismos a los cambios climáticos nos permite utilizarlos para identificar eventos climáticos en un registro sedimentario y asociar esos eventos a sus equivalentes en registros de referencia bien datados. Esta práctica se conoce como eventoestratigrafía y nos permite obtener dataciones precisas y que pueden llegar a tener una resolución muy alta, por ejemplo, cuando se compara con los registros de los testigos de hielo de Groenlandia. Además, los análisis geoquímicos realizados en conchas de foraminíferos, como los isótopos de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$), también nos sirven para realizar eventoestratigrafía a diferentes escalas temporales. En este artículo, mostramos varios ejemplos de cómo se ha reconstruido el marco cronológico en secuencias sedimentarias marinas cercanas a la península ibérica a partir de abundancias relativas de foraminíferos planctónicos, paleotemperatura, o $\delta^{18}\text{O}$ comparando los eventos climáticos del testigo de sedimento marino con los de un registro de referencia.

Palabras clave: eventoestratigrafía; foraminíferos planctónicos; testigos de hielo; temperatura; $\delta^{18}\text{O}$.

Abstract

Microfossils are an outstanding tool for climate and oceanographic reconstructions in marine sediment cores because of their high abundance in the sediments and because their tests allow us to perform geochemical



studies, particularly those which are made of calcium carbonate. Given that planktonic foraminifer species' distribution in the modern ocean is intimately related to climate and oceanographic conditions, planktonic foraminifer assemblages have been widely used to reconstruct paleoclimate and paleoceanographic variability. The rapid response of this group of organisms to climate change brings the possibility of identifying climatic events in a sedimentary record and link them to the equivalent event in a reference record with good chronology. This technique is called event-stratigraphy and allows for precise and high-resolution dating of sedimentary records. This is the case, for instance, of event-stratigraphy using the ice-core records of Greenland as the reference record. Additionally, the geochemical analysis that we can perform in the foraminifer tests, such as the oxygen isotopes ($\delta^{18}\text{O}$), can also be used for event-stratigraphy at different time scales. In this article, we show how the chronological framework of marine sedimentary records, located nearby the Iberian Peninsula, can be reconstructed comparing the climatic events recorded by the relative abundance of planktonic foraminifers, paleotemperature or $\delta^{18}\text{O}$ with a reference record.

Key words: event-stratigraphy; planktonic foraminifers; ice-core records; temperature; $\delta^{18}\text{O}$.

1. Introducción

Desde la década de los '60, la extracción de testigos de sedimento marino, mediante campañas en buques oceanográficos, ha revolucionado el conocimiento sobre los cambios en el clima y la oceanografía de la Tierra en el pasado. Los diversos programas de extracción de testigos como por ejemplo IODP (*International Ocean Discovery Program* y sus predecesores) o IMAGES nos han proporcionado kilómetros de secuencias sedimentarias de todo el planeta que nos han permitido reconstruir los cambios climáticos con más o menos detalle dependiendo de la tasa de sedimentación de cada punto. Una vez extraídos los testigos, se suelen dividir longitudinalmente en dos partes, de manera que una mitad se usa para análisis no destructivos y se archiva, y la otra se muestrea (es decir, se divide en pequeñas porciones de 1-2 cm de espesor, generalmente) para realizar estudios de los componentes del sedimento. Estos estudios incluyen, principalmente, análisis micropaleontológicos, sedimentológicos y geoquímicos.

La datación de registros sedimentarios marinos nos permite establecer un marco cronológico para poder describir los eventos climáticos y oceanográficos, y compararlos con los mismos eventos en el continente. Para poder establecer la edad de los sedimentos se

pueden utilizar métodos radiométricos que permiten conocer la edad absoluta (como por ejemplo los análisis de isótopos radiogénicos como el ^{14}C , o las relaciones $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ o $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$) o métodos eventoestratigráficos que permiten elaborar una cronología relativa. Estos últimos se basan en la identificación de determinados eventos en secuencias sedimentarias que han sido previamente identificados y datados en un registro de referencia global, regional o local. Este tipo de eventos pueden ser bioestratigráficos (principalmente eventos de aparición y desaparición de especies), inversiones en la polaridad del campo magnético de la Tierra, cambios climáticos a escala global o regional, cambios en la química del océano, etc. Cada método tiene sus ventajas e inconvenientes y, en la medida de lo posible, es recomendable usar varios métodos para tener la certeza de que el modelo de edad de nuestro registro sedimentario marino es lo más preciso posible. En este artículo, nos vamos a enfocar en la eventoestratigrafía, es decir, en la comparación de datos de indicadores climáticos con registros previamente calibrados. La eventoestratigrafía asume que los eventos que se asocian a la misma edad fueron sincrónicos, y sólo puede usarse en registros con una tasa de sedimentación relativamente alta que permita reconocer bien todos los eventos climáticos que necesitamos sincronizar. Este método implica comparar registros muy diversos, ya que los cambios

climáticos afectan a diferentes componentes del registro sedimentario, como propiedades físicas del sedimento (susceptibilidad magnética, radiación gamma natural, etc), registros de determinados componentes (e.g. detritos transportados por hielo), abundancias relativas de determinados organismos planctónicos (e.g. foraminíferos), o registros biogeoquímicos (e.g. isótopos de oxígeno o $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos, paleotermometría de alquenonas).

Uno de los registros de referencia más utilizado en sedimentos marinos son las curvas de isótopos de oxígeno de foraminíferos bentónicos. Desde que se demostró la relación entre los ciclos climáticos glacial-interglacial y los registros de $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos (Emiliani, 1955), se han ido generando nuevos registros isotópicos que intentan obtener las variaciones climáticas globales para todo el Cenozoico. Las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos bentónicos reflejan principalmente cambios en el volumen de hielo (Shackleton, 1967), lo que convierte a estos registros en un marco cronológico independiente de las condiciones superficiales locales. La primera

curva de referencia global, SPECMAP (Imbrie *et al.*, 1984), reflejaba los cambios del volumen de hielo para los últimos 800 mil años, aunque su datación era menos precisa que las actuales. Los registros más utilizados actualmente como curvas globales de variaciones del volumen de hielo son el resultado de la alineación de multitud de registros de $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos bentónicos, para evitar efectos locales, y cubren el intervalo temporal de los últimos 5 millones de años (Lisiecki y Raymo, 2005; Ahn *et al.*, 2017). El marco cronológico de estos registros de referencia (llamados *stack*) se realiza mediante modelos que asocian las variaciones en los parámetros orbitales con las variaciones globales del volumen de hielo, y se apoyan en las dataciones de eventos paleomagnéticos. La comparación de registros de $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos bentónicos con estas curvas globales se utiliza mucho para establecer modelos de edad a nivel de ciclos glaciales-interglaciales o incluso para datar subestadios (Fig. 1). Sin embargo, si buscamos una resolución más alta, es más apropiado comparar un registro de temperatura superficial del océano con registros que muestren variabilidad climática de alta reso-

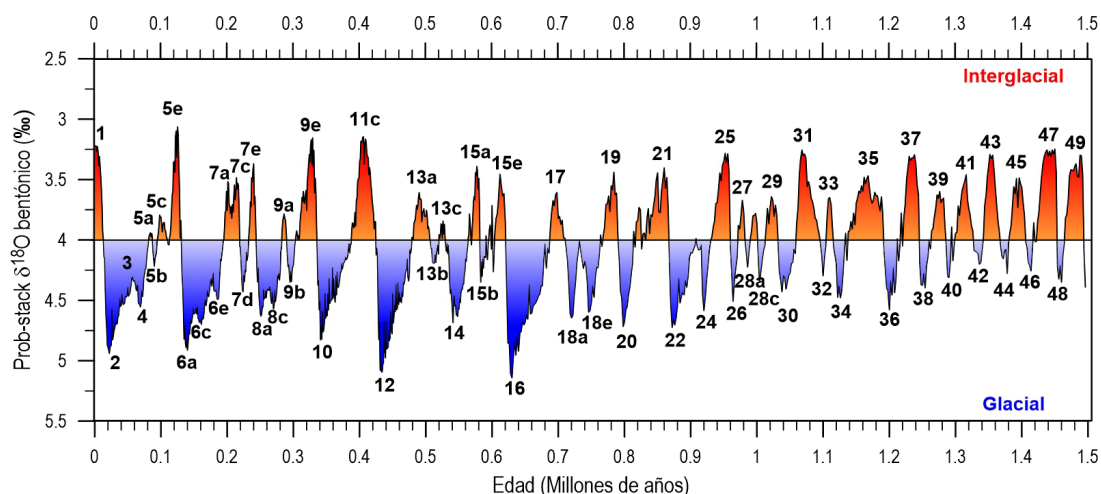


Figura 1. Registro de $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos bentónicos para los últimos 1,5 millones de años (basado en el *Prob-stack* de Ahn *et al.*, 2017). Este registro muestra los cambios en el volumen de hielo global y se utiliza para identificar los periodos glaciales e interglaciales. Se han enumerado los estadios y subestadios isotópicos marinos siguiendo la nomenclatura de Railsback *et al.* (2015).

Figure 1. Benthic foraminifer $\delta^{18}\text{O}$ record for the last 1.5 million years (based on the *Prob-stack* record of Ahn *et al.*, 2017). The record shows the changes in global ice volume and it is used to identify glacial and interglacial periods. Marine isotope stages and substages have been numbered following Railsback *et al.* (2015).

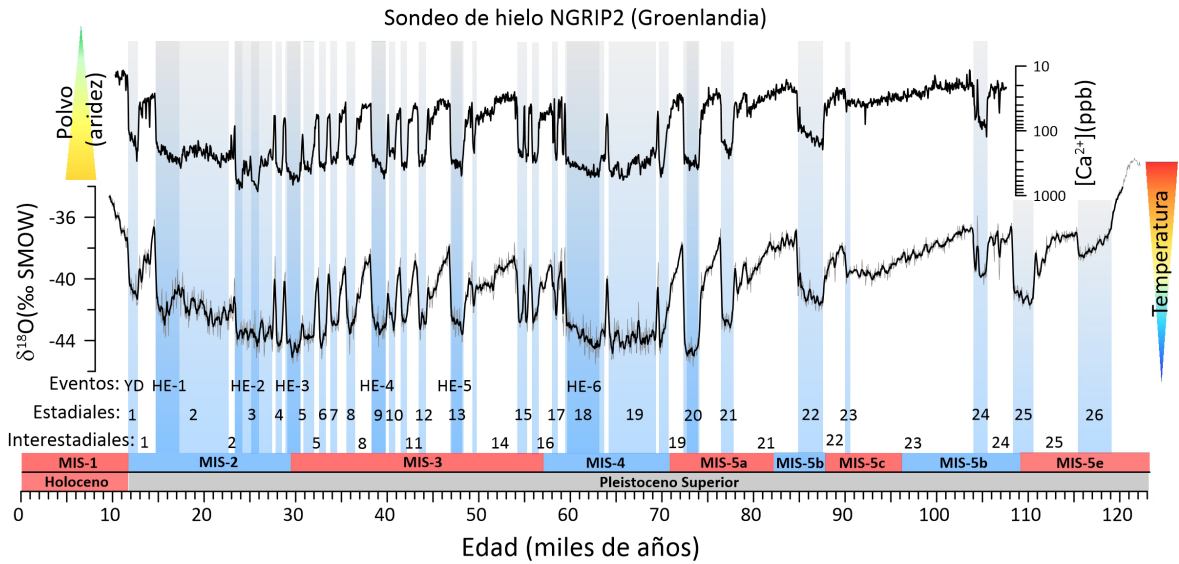


Figura 2. Registros de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) y concentración de Ca^{2+} (ppb) del sondeo de hielo de Groenlandia NGRIP2 (basados en Rasmussen *et al.*, 2014). En estos registros se pueden observar los estadios isotópicos marinos (MIS), los periodos estadiales (bandas azules) e interstadales, los eventos de Heinrich (HE) y el Younger Dryas (YD). La concentración de Ca^{2+} puede interpretarse como la cantidad de polvo atmosférico que se deposita, mientras que el $\delta^{18}\text{O}$ puede utilizarse como indicador de temperatura atmosférica en el momento de la precipitación de nieve. Puede apreciarse cómo los cambios en los isótopos y la concentración de calcio son simultáneos. Los periodos fríos corresponden con mayor aridez y, por tanto, más polvo en suspensión, que queda reflejado en los aumentos en la concentración de Ca^{2+} en el hielo.

*Figure 2. $\delta^{18}\text{O}$ (‰) and Ca^{2+} concentration (ppb) records from the Greenland ice-core NGRIP2 (based on Rasmussen *et al.*, 2014). Marine isotope stages (MIS), stadial (blue bands) and interstadial periods, Heinrich events (HE) and the Younger Dryas (YD) interval can be observed in the NGRIP2 records. The Ca^{2+} concentration is interpreted as atmospheric dust input to Greenland, while the $\delta^{18}\text{O}$ reflects the atmospheric temperature of snow precipitation. It can be observed that both records, the $\delta^{18}\text{O}$ and the Ca^{2+} concentration, change simultaneously. Cold periods correspond to higher aridity and, therefore, more atmospheric dust, which is reflected by increases in the Ca^{2+} concentration in the ice.*

lución como los registros de hielo de Groenlandia (e.g. Rasmussen *et al.*, 2014), el registro sintético de Groenlandia (Barker *et al.*, 2011), u otro registro de cambios climáticos de alta resolución de un testigo de la misma región.

La única masa de hielo estable del hemisferio norte está en Groenlandia. En las últimas décadas, se han llevado a cabo varios proyectos de perforación del casquete de hielo de Groenlandia con el fin de obtener registros climáticos continuos lo más antiguos posible. El registro de hielo más largo que se ha obtenido en esta región es el NGRIP2, que llega hasta 123 mil años (Rasmussen *et al.*, 2014; Fig. 2). Estos registros presentan alta resolución y una datación muy precisa, puesto que

el hielo en Groenlandia presenta un bandeado anual que nos permite ir contando las bandas y saber la edad exacta de cada una. Este bandeado se produce debido a las condiciones atmosféricas de Groenlandia. Durante el invierno, suceden más tormentas y se deposita más polvo atmosférico, dando lugar a capas más oscuras, mientras que en verano la nieve que se deposita apenas contiene polvo atmosférico y las capas son más transparentes. Los testigos de hielo nos permiten realizar análisis isotópicos de oxígeno e hidrógeno, obtener la concentración de diversos elementos asociados al polvo atmosférico, y también nos dan información sobre cómo era la atmósfera al analizar el aire fósil contenido en las burbujas del hielo. Los isótopos de oxígeno nos dan información sobre la tem-

peratura del aire en el momento en que se produjo la precipitación de nieve (Dansgaard, 1964; Johnsen *et al.*, 2001). Cuanto más bajo es el valor de este parámetro, más fría era la temperatura atmosférica (Fig. 2). La misma relación se puede observar en los isótopos de hidrógeno (δD). En cuanto al polvo atmosférico, se suelen utilizar como indicadores la concentración de elementos como aluminio, calcio, sodio o magnesio. Altas concentraciones de estos elementos nos indican mayor cantidad de polvo en suspensión, que fue depositado junto a las precipitaciones de nieve en Groenlandia (Fig. 2). En los últimos años, se ha empezado a utilizar la concentración de calcio ($[Ca^{2+}]$) como referencia, ya que presenta variaciones simultáneas a los isótopos con la ventaja de que las variaciones en el calcio son más abruptas y la relación señal-ruido de las mediciones es mucho mejor. Así, utilizando el conjunto de indicadores se puede deter-

minar de forma más precisa el inicio y final de los eventos registrados en el hielo.

El objetivo de este artículo es mostrar cómo se pueden establecer marcos cronológicos en sedimentos marinos a partir de estudios micropaleontológicos y/o geoquímicos usando microfósiles, mediante la alineación de registros marinos, de los cuales no conocemos la edad, con un registro de referencia. La eventostratigrafía nos permite, en algunos casos, llegar a obtener modelos de edad con una precisión de escala milenaria o incluso sub-milenaria que de otro modo sería imposible o muy costoso. En cualquier caso, la combinación de varios métodos es siempre aconsejable para dar mayor robustez al modelo de edad. En las siguientes secciones se expone la metodología empleada mostrando varios ejemplos de los márgenes continentales de la península ibérica y del Atlántico norte.

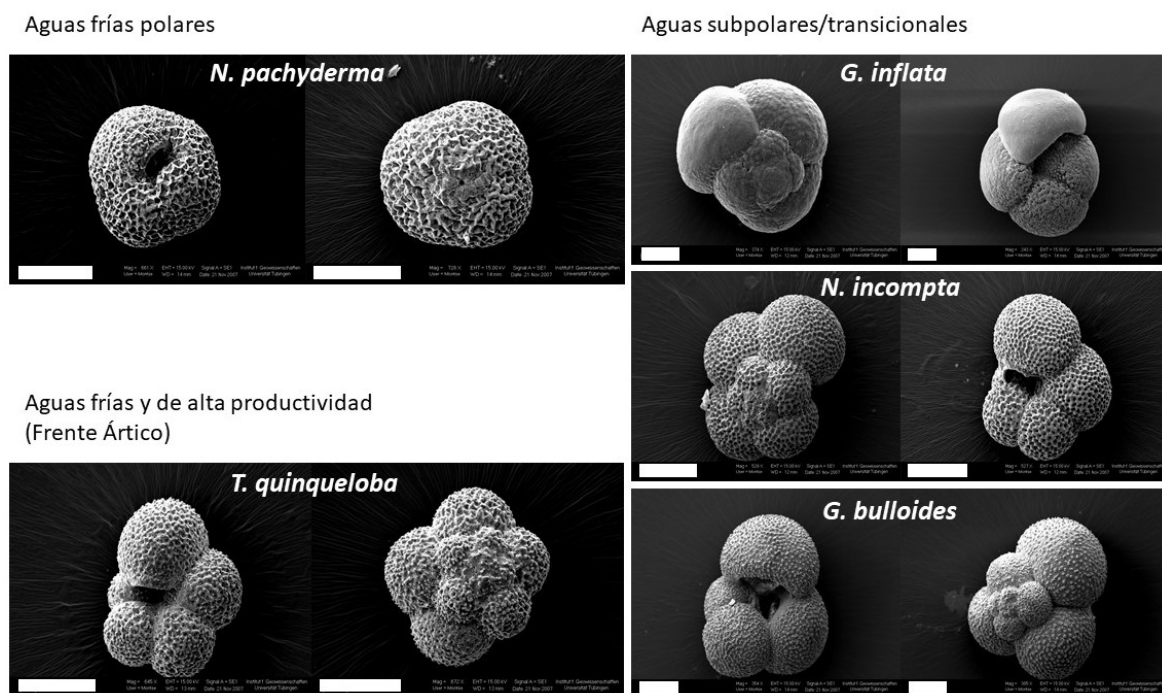


Figura 3. Fotografías de foraminíferos planctónicos del testigo IODP U1314. Las imágenes muestran las principales especies en el Atlántico norte en latitudes medias-altas. La barra blanca representa 100 μm en todas las fotografías. Fotografías procedentes de la tesis doctoral de MAG (Alonso-García, 2011).

Figure 3. Photographs of planktonic foraminifera from IODP Site U1314. The pictures show the most important species in the mid- to high-latitudes of the North Atlantic. The white bar represents 100 μm in all the photographs. Pictures from MAG PhD thesis (Alonso-García, 2011).

2. Metodología

La metodología propuesta en este artículo se basa en la identificación de eventos climáticos de enfriamiento/calentamiento en registros micropaleontológicos y su alineación con los mismos eventos datados previamente en curvas de referencia, por lo que se les asigna la misma edad. Para la identificación de eventos en los registros micropaleontológicos, podemos usar abundancias relativas de ciertas especies clave, o bien reconstrucciones de temperatura superficial del océano basadas en microfósiles o datos biogeoquímicos. Los foraminíferos planctónicos son una de las herramientas más utilizadas para la eventoestratigrafía. En las latitudes medias del Atlántico norte hay varias especies que reflejan nítidamente la alternancia entre condiciones frías (*Neogloboquadrina pachyderma*, Fig. 3) y templado-cálidas (*Globigerina bulloides*, *Globorotalia inflata*, *Neogloboquadrina incompta*, Fig. 3), de manera que las propias abundancias relativas de estas especies nos ayudan a distinguir las variaciones climáticas (e.g. de Abreu *et al.*, 2003; Salgueiro *et al.*, 2010; Alonso-García *et al.*, 2011a). Otra manera de identificar los eventos climáticos en el registro marino es calcular la paleotemperatura del agua superficial utilizando las asociaciones de foraminíferos planctónicos y lo que se conoce como funciones de transferencia. Estas funciones comparan las asociaciones fósiles con las actuales, y calculan la temperatura del pasado basándose en los datos actuales (e.g. Kucera *et al.*, 2005). Otras técnicas muy usadas para reconstruir la temperatura superficial del agua utilizan indicadores biogeoquímicos que están íntimamente ligados a la temperatura del agua, como la concentración de magnesio respecto a calcio (e.g. Salgueiro *et al.*, 2020) en las conchas de foraminíferos planctónicos, o la concentración de alquenonas en el sedimento, una sustancia producida por algunas algas cocolitoforales (e.g. Martrat *et al.*, 2007; Rodrigues *et al.*, 2017).

La eventoestratigrafía es una técnica visual, que está basada principalmente en la obser-

vación de los registros, aunque para realizar la asociación de eventos suele utilizarse software específico como *Analyseries* (Paillard *et al.*, 1996), *QAnalyseries* (Kotov y Palike, 2018) o *Match* (Lisiecki y Lisiecki, 2002). Este tipo de software permite ver la correspondencia entre los dos registros a medida que se van introduciendo puntos de control o de unión entre ambos, y calcula la tasa de sedimentación entre dos puntos de control. Lo recomendable es utilizar el punto medio de un evento de calentamiento (o de enfriamiento) como punto de control (Austin y Hibbert, 2012). En la figura 4 se muestra cómo se establecen esos puntos de control a los cuales se les asigna la edad del registro de referencia. Una vez establecidos todos los puntos de control se pueden evaluar los cambios en la tasa de sedimentación, y si existen dataciones realizadas con otros métodos es conveniente verificar su coherencia.

2.1. Alineación de registros micropaleontológicos con testigos de hielo de Groenlandia

Los registros de $\delta^{18}\text{O}$ y los indicadores de polvo atmosférico de los testigos de hielo muestran una alternancia entre periodos cálidos y fríos que se denominan estadales (fríos) e interestadales (cálidos) y se identifican mediante una numeración. Actualmente, esta numeración consta de 26 ciclos estadal-interestadal para el Pleistoceno Superior, además de decenas de subdivisiones (Fig. 2). Algunos de los estadales están asociados a lo que se conoce como eventos Heinrich (HE), que son intervalos de tiempo en los cuales se produjeron grandes descargas de icebergs al Atlántico norte. Al comparar los eventos climáticos registrados en el hielo de Groenlandia con indicadores climáticos de sedimentos marinos de alta resolución, se puede encontrar una buena correspondencia entre ambos tipos de registros. En particular, se ha observado que las variaciones en la temperatura superficial del agua de los testigos de sedimento del Atlántico norte y del Mediterráneo muestran una gran simli-

tud con las oscilaciones en el hielo de Groenlandia, especialmente los que se encuentran cerca de la península ibérica (e.g. de Abreu *et al.*, 2003; Martrat *et al.*, 2004). Este hecho fue destacado por primera vez en el trabajo de Shackleton *et al.* (2000), donde mostraban que la costa atlántica de la península ibérica era una región clave para los estudios climáticos, puesto que los indicadores planctónicos presentan buena correspondencia

con los registros climáticos del hemisferio norte y los bentónicos con los del hemisferio sur. Esto es debido a que los indicadores planctónicos reflejan los cambios climáticos asociados a las variaciones de altas latitudes del hemisferio norte, mientras que los indicadores bentónicos reflejan los cambios globales de volumen de hielo y circulación termohalina. Si asumimos que los eventos de enfriamiento (y/o de calentamiento) fue-

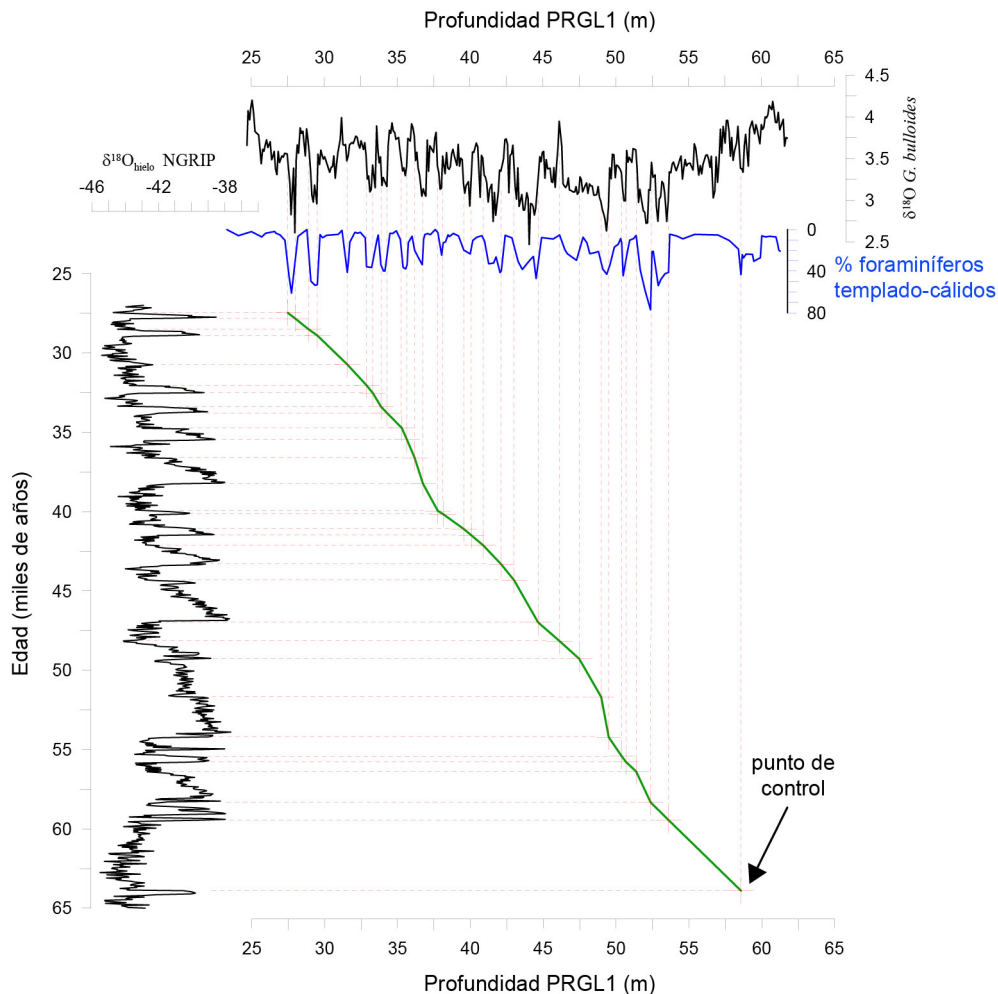


Figura 4. Correspondencia entre los eventos climáticos del testigo de hielo NGRIP y los del sondeo marino PRGL1 (modificado de Sierra *et al.*, 2009). Puede observarse cómo cada evento de calentamiento/enfriamiento del registro de referencia tiene su correspondiente evento en la secuencia marina, tanto en el registro de $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos planctónicos como en la abundancia relativa de especies templado-cálidas.

Figure 4. Correspondence between the climatic events recorded in the NGRIP ice-core record and the marine sequence of PRGL1 (modified from Sierra *et al.*, 2009). It can be observed that each warming/cooling event recorded in the reference record presents a corresponding event in the marine sequence at both, the planktonic foraminifer $\delta^{18}\text{O}$ record and the warm-temperate species relative abundance.

ron sincrónicos en Groenlandia y en el margen ibérico, podemos trasladar directamente las edades del registro de Groenlandia a los registros marinos y así establecer un marco cronológico con una resolución sub-milenaria. Dado que el registro de hielo de Groenlandia es actualmente el mejor datado para los últimos 123 mil años, este tipo de datación es también de las más precisas, y en algunos casos se ha utilizado para calibrar los posibles ajustes en la edad de reservorio que hay que aplicar a métodos radiométricos como el ^{14}C (Skinner, 2008; Sierro *et al.*, 2009; Austin y Hibbert, 2012).

Para identificar las variaciones climáticas en nuestro registro sedimentario marino, podemos utilizar las abundancias relativas de los foraminíferos planctónicos, que muestran una clara correspondencia con los estadiales e in-

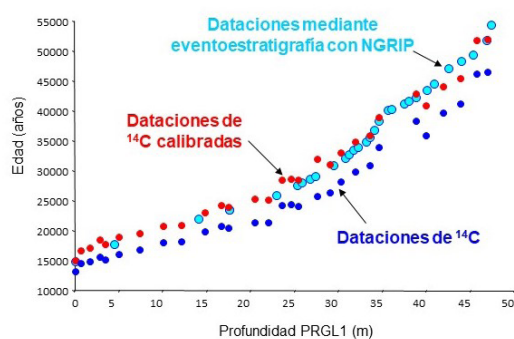


Figura 5. Comparación entre las dataciones de ^{14}C y la datación por eventoestratigrafía realizada para el sondeo PRGL-1 (modificado de Sierro *et al.*, 2009).

La datación de eventoestratigrafía (puntos azul claro) está basada en la comparación del $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos planctónicos y la abundancia relativa de especies templado-cálidas de PRGL1 con el registro de $\delta^{18}\text{O}$ del testigo de hielo de Groenlandia NGRIP (ver figura 4). Las dataciones de ^{14}C se han representado con corrección (puntos rojos) y sin ella (puntos azul oscuro).

Figure 5. Comparison between the ^{14}C dating and the event-stratigraphy chronology performed for the PRGL1 sedimentary record (modified from Sierro *et al.*, 2009). The event-stratigraphy chronology (light blue dots) is based on the comparison of the planktonic foraminifer $\delta^{18}\text{O}$ and the relative abundance of warm-temperate species of PRGL1, and the $\delta^{18}\text{O}$ record of the ice-core NGRIP (see figure 3). The ^{14}C datings are represented in the graph as corrected (red dots) and uncorrected (dark blue dots).

terestadiales de los testigos de hielo, puesto que reflejan alternancias entre asociaciones de aguas más frías y asociaciones de aguas templado-cálidas (e.g. Cayre *et al.*, 1999; de Abreu *et al.*, 2003; Perez-Folgado *et al.*, 2003; Sierro *et al.*, 2009; Eynaud *et al.*, 2009). Los eventos Heinrich también son fácilmente trazables con los foraminíferos planctónicos debido a que fueron periodos muy fríos en los que predominó la especie *N. pachyderma*, típica de aguas polares. Además, en latitudes medias-altas, en los sedimentos marinos se depositaron detritos transportados por hielo, denominados IRD, del inglés *ice-rafted debris* (Bond y Lotti, 1995). De la misma manera, los registros de paleotemperatura o de $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos planctónicos muestran claramente cada uno de los periodos estadiales e interestadiales que se han definido en los registros de hielo de Groenlandia (e.g. Martrat *et al.*, 2004; Martrat *et al.*, 2007; Cacho *et al.*, 1999; Perez-Folgado *et al.*, 2003; Salgueiro *et al.*, 2010).

Una vez identificados los eventos climáticos, podemos trasladar la edad de esos eventos, previamente datados en el testigo de hielo, a los registros marinos. Por ejemplo, en Sierro *et al.* (2009) se muestra la reconstrucción del marco cronológico basado en la eventoestratigrafía para un testigo en el Golfo de León. En este trabajo, se realizó una comparación entre NGRIP y los registros del sondeo PRGL1 de abundancia de las especies de foraminíferos planctónicos templado-cálidas y el $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos planctónicos (Fig. 4). Además de obtenerse un modelo de edad de alta resolución mediante este método, se realizaron numerosos análisis de ^{14}C y se compararon los resultados de ambos modelos de edad (Fig. 5). El resultado de esta comparación muestra las posibles desviaciones de las edades de ^{14}C , realizadas con las calibraciones actuales, y aún más importante, podría servir para mejorar las correcciones de la edad de reservorio para esa región.

Otro ejemplo de este tipo de método de datación lo podemos observar en los registros del sondeo MD95-2040, extraído del margen

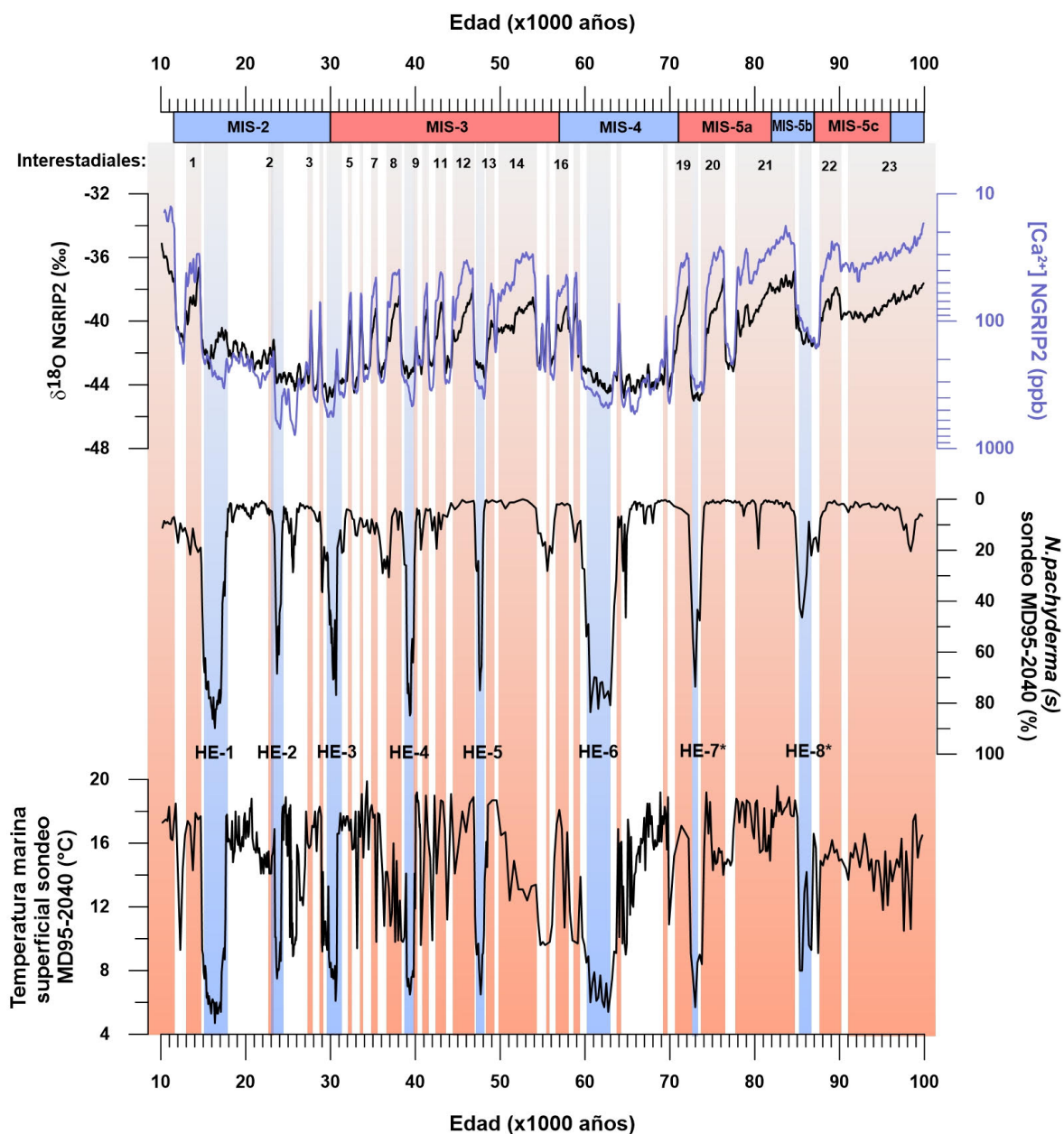


Figura 6. Cronología del sondeo MD95-2040. La temperatura de superficie (datos procedentes de Salgueiro *et al.*, 2010) y la abundancia de la especie polar *N. pachyderma* (s) (datos procedentes de de Abreu *et al.*, 2003) están sincronizadas con el $\delta^{18}\text{O}$ y la concentración de Ca^{2+} del sondeo de hielo NGRIP2 (datos procedentes de Rasmussen *et al.*, 2014). La temperatura marina de superficie está basada en las asociaciones de foraminíferos planctónicos. Esta sincronización permite apreciar los eventos Heinrich (HE), que se ven reflejados tanto por disminuciones bruscas de la temperatura marina de superficie, como por aumentos muy pronunciados de la abundancia de *N. pachyderma* (s).

Figure 6. Chronology of site MD95-2040. Sea surface temperature (data from Salgueiro *et al.*, 2010) and relative abundance of the polar species *N. pachyderma* (s) (data from Abreu *et al.*, 2003) are synchronized with the $\delta^{18}\text{O}$ and Ca^{2+} concentration of the NGRIP2 ice-core (data from Rasmussen *et al.*, 2014). The sea surface temperature is based on the planktonic foraminifer assemblages. This synchronization allows the identification of the Heinrich events (HE), which are clearly reflected in the abrupt sea surface temperature reductions and the rapid increases in *N. pachyderma* (s).

ibérico (de Abreu *et al.*, 2003). En este caso, se observa cómo los eventos Heinrich están claramente marcados por aumentos en la abundancia relativa de la especie *N. pachyderma* (Fig. 6). Además, la reconstrucción de temperatura superficial del agua refleja todos los eventos de enfriamiento ligados a los estadales. En este caso, el modelo de edad publicado por de Abreu *et al.* (2003) se construyó combinando eventoestratigrafía y análisis de ^{14}C . Para la parte más moderna del registro del MD95-2040, la eventoestratigrafía se realizó principalmente comparando el registro de paleotemperatura con el registro de hielo de Groenlandia GISP2 (Dansgaard *et al.*, 1993). En la figura 6, en vez de mostrar el registro del GISP2 hemos utilizado el NGRIP2 remuestreado con resolución de 20 años, que abarca un intervalo temporal mayor. Como puede observarse, la correspondencia con este registro es igualmente muy buena ya que el registro del GISP2 y el NGRIP2 son muy similares. Para la parte más antigua del sondeo, de Abreu *et al.* (2003) compararon el registro de $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos planctónicos con la curva SPECMAP, el registro de referencia de $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos más utilizado en esa época (ver sección 2.2). En este caso la combinación de varios métodos resultó en la reconstrucción de un marco cronológico muy preciso, de alta resolución y robusto, pues todos los métodos son coherentes.

2.2. Alineación con otras curvas de referencia

Del mismo modo que podemos usar los registros de hielo de Groenlandia como curva de referencia, también se puede realizar eventoestratigrafía con curvas isotópicas globales como LR04 *stack* (Lisiecki and Raymo, 2005) o *Prob-stack* (Ahn *et al.*, 2017), curvas climáticas provenientes de espeleotemas bien datados mediante métodos radiométricos (Cheng *et al.*, 2016), curvas astronómicas, o incluso se pueden utilizar otros registros de paleotemperatura o de IRD con buena estratigrafía y sincronizarlos con el registro que queremos datar. En este caso,

las variaciones climáticas que identificamos tienen menor resolución, pero, en cambio, nos permiten aplicar la técnica en intervalos temporales más antiguos.

Como ya se ha mencionado, la sincronización de curvas de $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos bentónicos es una práctica muy utilizada para establecer el marco cronológico de un registro de sedimentos marinos (figura 6). Generalmente, se usa una curva que represente las variaciones globales del volumen de hielo, pero, en algunos casos, también se puede usar un registro de un testigo cercano con condiciones oceanográficas de fondo similares y previamente datado. Para este tipo de eventoestratigrafía es recomendable contar con puntos de control que provengan de otros métodos, como, por ejemplo, los eventos de inversión paleomagnética, datación de capas de cenizas volcánicas o eventos bioestratigráficos. Al contar con dos métodos de datación independientes, el modelo de edad es más robusto. La sincronización de curvas de $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos bentónicos es válida para sedimentos de todo el Cenozoico para los cuales hay registros de referencia bien datados (e.g. Westerhold *et al.*, 2020), aunque cuanto más antiguos son los sedimentos, mayor es la incertidumbre de la datación. Para los últimos 5 millones de años el más usado es el llamado LR04 *stack* (Lisiecki y Raymo, 2005) o la versión actualizada de éste, llamado *Prob-stack* (Ahn *et al.*, 2017, Fig. 1), que utiliza 180 registros de $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos bentónicos para crear el *stack* en lugar de los 57 que se utilizaron en el LR04 *stack*. En este caso, es importante identificar los estadios isotópicos marinos y sus subestadios, así como algunos eventos de menor duración y amplitud, para trasladar la edad de cada punto de control de la curva de referencia al registro sedimentario (Fig. 7). Con este método no podemos obtener dataciones de alta resolución porque la resolución de la curva de referencia nos limita. Además, hay que tener en cuenta que el modelo de edad de la curva de referencia puede tener un error asociado que tenemos que trasladar a nuestro marco cronológico.

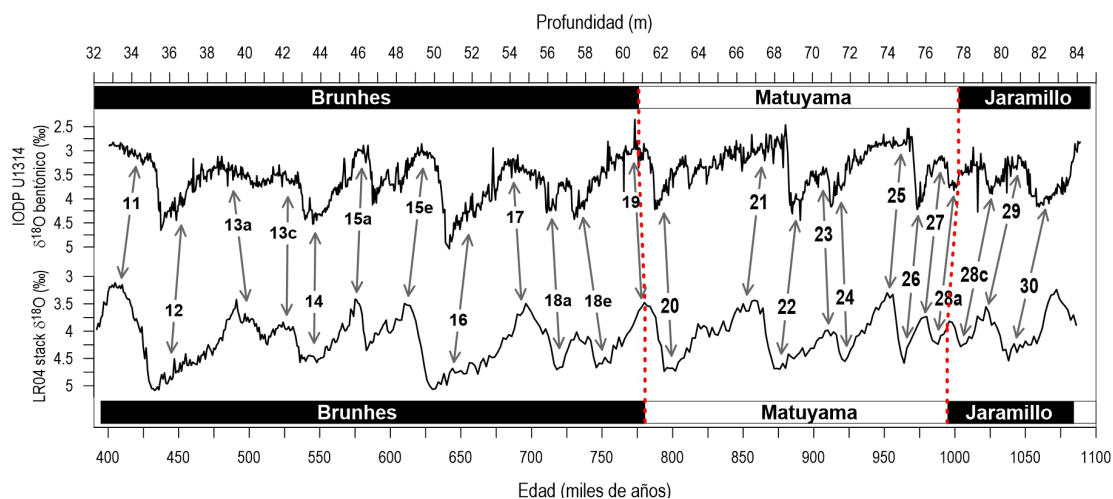


Figura 7. Correspondencia entre los estadios y subestadios isotópicos marinos observados en el registro de $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos bentónicos del sondeo U1314 del Atlántico norte (datos procedentes de Alonso-García *et al.*, 2011; Hernández-Almeida *et al.*, 2012) y el LR04 stack (Lisiecki y Raymo, 2005). Para reconstruir el marco cronoestratigráfico también se tuvieron en cuenta las inversiones del campo magnético registradas a través de los análisis de paleomagnetismo.

Figure 7. Correspondence between the marine isotopic stages and substages observed in the benthic foraminifer $\delta^{18}\text{O}$ of site U1314 in the North Atlantic (data from Alonso-García *et al.*, 2011; Hernández-Almeida *et al.*, 2012) and the LR04 stack (Lisiecki y Raymo, 2005). The reconstruction of the chronostratigraphy is also based on the reversals of the magnetic field obtained through paleomagnetic analysis.

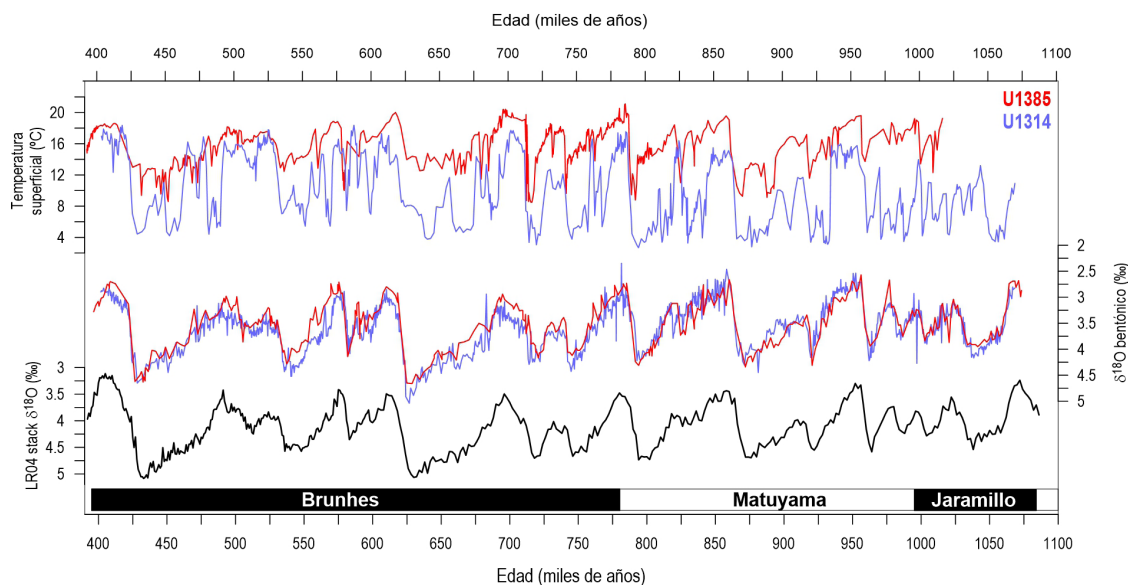


Figura 8. Comparación de los registros de temperatura superficial del océano del sondeo IODP U1314 (datos procedentes de Alonso-García *et al.*, 2011; Hernández-Almeida *et al.*, 2012, línea lila) con las del IODP U1385 (datos procedentes de Rodríguez *et al.*, 2017, línea roja). La cronología de ambos registros fue realizada sincronizando sus registros de $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos bentónicos con LR04 stack (Lisiecki y Raymo, 2005).

Figure 8. Comparison of the sea surface temperature of site IODP U1314 (data from Alonso-García *et al.*, 2011; Hernández-Almeida *et al.*, 2012, light purple line) with those of IODP U1385 (data from Rodríguez *et al.*, 2017, red line). The chronology of both records was performed by synchronizing their benthic foraminifer $\delta^{18}\text{O}$ records with the LR04 stack Lisiecki y Raymo, 2005).

En el caso de LR04 *stack* el error es de aproximadamente 5.000 años (Lisiecki y Raymo, 2005) y en el *Prob-stack* varía entre 2.500 y 12.500 años (Ahn *et al.*, 2017).

La sincronización a través de curvas de isótopos nos permite obtener un marco cronológico que es independiente de los procesos de superficie y, por tanto, nos permite comparar dos registros de temperatura superficial sin haberlos sincronizado directamente. En la figura 8, se muestran dos reconstrucciones de temperatura superficial cuyos registros de $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos bentónicos fueron sincronizados con LR04: el sondeo IODP U1314 (Alonso-García *et al.*, 2011b; Hernandez-Almeida *et al.*, 2012), situado en el Atlántico subpolar, y el sondeo IODP U1385, situado en el margen ibérico (Rodrigues *et al.*, 2017; Hodell *et al.*, 2015). En este caso, los datos muestran diferencias en las variaciones en la temperatura superficial debido a las migraciones del frente subpolar, que sólo podemos ver porque el modelo de

edad es independiente de las condiciones superficiales.

Otra posibilidad es que sincronicemos las condiciones superficiales de dos testigos cercanos mediante la alineación de sus registros de temperatura superficial o de $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos planctónicos, asumiendo que las condiciones superficiales pudieron variar de manera sincrónica. Un ejemplo de este tipo de sincronización de registros lo podemos ver en el trabajo sobre el MIS 12 del sondeo ODP 977 (Azibeiro *et al.*, 2021; Figura 9). En este caso, dos sondeos del Mediterráneo se sincronizaron utilizando los registros de $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos planctónicos. Esta sincronización también nos permite ver cambios en otros indicadores, como las abundancias relativas de foraminíferos planctónicos o las temperaturas superficiales derivadas de las asociaciones de foraminíferos planctónicos que, en principio, son independientes del registro de $\delta^{18}\text{O}$.

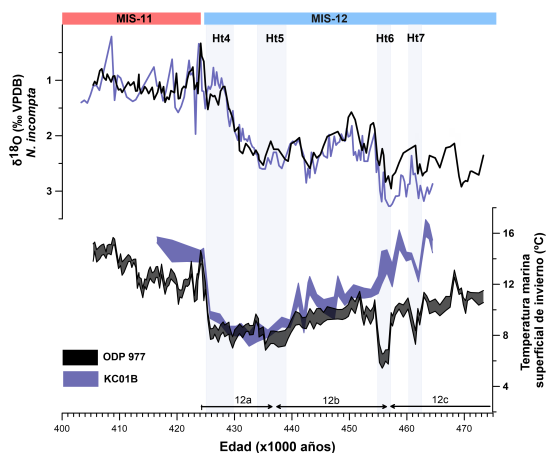


Figura 9. Registros de temperatura y $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos planctónicos de los sondeos ODP 977 y KC01B (datos procedentes de Azibeiro *et al.*, 2021). La cronología del sondeo KC01B se estableció mediante la sincronización de los registros de $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos planctónicos de ambos sondeos.

Figure 9. Sea Surface temperature and planktonic foraminifer $\delta^{18}\text{O}$ from sites ODP 977 and KC01B (data from Azibeiro *et al.*, 2021). The chronology of site KC01B was established by synchronizing the planktonic foraminifer $\delta^{18}\text{O}$ records of both sites.

3. Rango temporal de aplicación del método

El rango de aplicación de este método depende de la extensión temporal del registro de referencia que vayamos a utilizar. En el caso de realizar eventoestratigrafía utilizando como referencia el NGRIP2, el método sólo es válido para los últimos 123.000 años. Existe la posibilidad de usar el registro sintético del clima de Groenlandia (Barker *et al.*, 2011), que nos permitiría obtener un marco cronológico para sedimentos de hasta 800.000 años de antigüedad, aunque la incertidumbre en la edad de este registro sintético es considerablemente mayor que en NGRIP2, ya que no son datos reales sino una modelización. También se puede sincronizar con la reconstrucción climática de los espeleotemas de Asia (Cheng *et al.*, 2016), que abarcan los últimos 640.000 años.

En el caso de sincronizar con LR04 *stack* o con *Prob-stack* se pueden datar sedimentos de hasta 5 millones de años. Este es el método más utilizado para secuencias de edad

Plioceno-Pleistoceno. Para el último millón de años, hay varios registros del margen ibérico que se pueden usar como referencia para comparar temperaturas superficiales, por ejemplo, el IODP U1385 (Rodrigues *et al.*, 2017). Para el Atlántico norte, se pueden utilizar registros de eventos de temperaturas y descargas de icebergs previamente dados (Alonso-García *et al.*, 2011b; Hernandez-Almeida *et al.*, 2012; Hodell *et al.*, 2008; Barker *et al.*, 2019). Y para sedimentos más antiguos se puede utilizar el registro de $\delta^{18}\text{O}$ CENOGRID (Westerhold *et al.*, 2020) o incluso las variaciones orbitales de precesión y excentricidad como referencia.

La datación de los sedimentos marinos puede incluso usarse como referencia para secuencias continentales o combinarse con estos, puesto que en ocasiones los registros de temperatura oceánica nos ayudan a entender cambios en la evolución de las especies en continente. Por ejemplo, gracias a la integración de registros marinos y continentales de Gran Bretaña se mejoró el conocimiento del paleolítico de esta región y se asoció la posible aparición de la industria lítica de tipo II con el intervalo MIS 15-MIS 13, que carece de periodos largos de glaciación severa (Candy and Alonso-Garcia, 2018). Esto último está basado en las reconstrucciones y cronologías provenientes de sedimentos marinos del Atlántico norte.

Además, este método es válido a escala global o regional dependiendo del registro que se use como referencia. Por ejemplo, en el caso de usar como referencia los testigos de hielo de Groenlandia, el método es válido a nivel del Hemisferio norte pero no en el Hemisferio sur, donde los cambios pueden ser opuestos. Sin embargo, si se utiliza como referencia una curva de isótopos de oxígeno como *Prob-stack* (Ahn *et al.*, 2017), que representa la evolución del volumen de hielo global, el método es válido para testigos de cualquier localización, dado que representa eventos globales.

4. Resumen y conclusiones

En este artículo mostramos cómo las reconstrucciones climáticas y oceanográficas obtenidas a partir de microfósiles pueden ser una excelente herramienta para establecer el marco cronológico de una secuencia sedimentaria marina. El método utilizado para reconstruir la edad de los sedimentos se basa en la eventoestratigrafía, es decir, en la alineación de registros sedimentarios con registros de referencia a través de la identificación de eventos climáticos de enfriamiento o calentamiento. La rápida respuesta de los foraminíferos planctónicos a los cambios climáticos los convierte en un indicador muy fiable para identificar eventos climáticos, bien sea usando las abundancias relativas de especies clave o las reconstrucciones de temperatura basadas en la asociación completa. Además, los foraminíferos presentan una concha de carbonato cálcico que nos permite realizar análisis geoquímicos para inferir variaciones en el volumen de hielo, temperatura o salinidad del agua.

Uno de los métodos más utilizados en eventoestratigrafía es la comparación de reconstrucciones de temperatura o de variaciones en las abundancias relativas de algunas especies con los registros de hielo de Groenlandia. Dado que la datación de los testigos de hielo de Groenlandia es muy precisa, la datación por eventoestratigrafía tomando ese registro como referencia es un método que ofrece resultados excepcionales. En este artículo se han mostrado dos ejemplos de datación por eventoestratigrafía, usando como referencia NGRIP2, uno para un sondeo del margen ibérico atlántico (MD95-2040, Fig. 6) y otro para un sondeo del Golfo de León (PRGL1, Fig. 4). Sin embargo, este registro de referencia sólo permite establecer marcos cronológicos de hasta 123.000 años. Para registros más antiguos se suele usar la comparación de registros de isótopos de oxígeno con una curva global como LR04 *stack* (Lisiecki y Raymo, 2005) o *Prob-stack* (Ahn *et al.*, 2017). En este caso, es recomendable tener datos de paleomagnetismo u otro tipo de dataciones para

que el modelo de edad sea más robusto. En este artículo, mostramos la alineación del registro de $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos bentónicos de un testigo del Atlántico norte (IODP U1314) con LR04 *stack* (Fig. 7). La alineación de registros siguiendo este método nos permite comparar las reconstrucciones de las condiciones superficiales de varios sondeos como puede verse en la figura 8. Otra forma de establecer el marco cronológico es comparar los registros de superficie de dos sondeos cercanos, como es el caso de la alineación que se realizó entre los sondeos ODP 977 y KC01B (Fig. 9), en la cual se recurrió a la comparación de sus datos de $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos planctónicos.

Establecer el marco cronológico mediante eventoestratigrafía tiene la ventaja de ser un método relativamente asequible y sencillo. En particular, para registros más antiguos de lo que el método de ^{14}C nos permite datar, la eventoestratigrafía se convierte en el método principal, aunque siempre es aconsejable combinarlo con algún otro método (e.g. bioestratigrafía, paleomagnetismo, datación de capas de ceniza volcánica). La eventoestratigrafía también nos permite alinear los registros marinos con los continentales para poder comparar registros y obtener interpretaciones más completas.

Agradecimientos

Los autores agradecen la financiación proporcionada por el Ministerio de Ciencia e Innovación a través de los proyectos RTI2018-099489-B-I00 y PID2021-128322NB-I00. También agradecen la financiación concedida a través de los contratos de investigador en formación FPU2015/03283 (concedida a LAA), FPU19/01656 (concedida a JPT) y PRE2019-090187 (concedida a TMB). MAG agradece la financiación de la Fundação para a Ciência e a Tecnologia de Portugal a través de los proyectos INDRA (EXPL/CTA-CLI/0612/2021) y WARMWORLDS (PTDC/CTA-GEO/29897/2017) y también de la Universidad de Salamanca a través del proyecto TASMI (ref. 18K1R7-463AC01).

Bibliografía

- Ahn, S., Khider, D., Lisiecki, L.E., Lawrence, C.E. (2017). A probabilistic Pliocene-Pleistocene stack of benthic $\delta^{18}\text{O}$ using a profile hidden Markov model. *Dynamics and Statistics of the Climate System* 2 (1), dzx002. <https://doi.org/10.1093/climsys/dzx002>.
- Alonso García, M. (2011). Cambios climáticos a escala orbital y milenaria en el Atlántico norte entre 800.000 y 400.000 años [Tesis doctoral, Universidad de Salamanca]. Repositorio documental Gredos. <http://hdl.handle.net/10366/83196>. <https://doi.org/10.14201/gredos.83196>.
- Alonso-García, M., Sierro, F.J., Flores, J.A. (2011a). Arctic front shifts in the subpolar North Atlantic during the Mid-Pleistocene (800–400 ka) and their implications for ocean circulation. *Palaeogeog. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 311, 268-280. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.09.004>.
- Alonso-García, M., Sierro, F.J., Kucera, M., Flores, J.A., Cacho, I., Andersen, N. (2011b). Ocean circulation, ice sheet growth and interhemispheric coupling of millennial climate variability during the mid-Pleistocene (ca 800–400 ka). *Quaternary Science Reviews*, 30, 3234-3247. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.08.005>.
- Austin, W.E.N., Hibbert, F.D. (2012). Tracing time in the ocean: a brief review of chronological constraints (60–8 kyr) on North Atlantic marine event-based stratigraphies. *Quaternary Science Reviews*, 36, 28-37. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.01.015>.
- Azibeiro, L.A., Sierro, F.J., Capotondi, L., Lirer, F., Andersen, N., González-Lanchas, A., Alonso-García, M., Flores, J.-A., Cortina, A., Grimalt, J.O., Martrat, B., Cacho, I. (2021). Meltwater flux from northern ice-sheets to the mediterranean during MIS 12. *Quaternary Science Reviews*, 268, 107108. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107108>.
- Barker, S., Knorr, G., Edwards, R.L., Parrenin, F., Putnam, A.E., Skinner, L.C., Wolff, E., Ziegler, M. (2011). 800,000 Years of Abrupt Climate Variability. *Science* 334, 347-351. <https://doi.org/10.1126/science.1203580>.
- Barker, S., Knorr, G., Conn, S., Lordsmith, S., Newman, D., Thornalley, D. (2019). Early Interglacial Legacy of Deglacial Climate Instability. *Paleoceanography and Paleo-*

- climatology 34, 1455-1475. <https://doi.org/10.1029/2019PA003661>.
- Bond, G.C., Lotti, R. (1995). Iceberg Discharges into the North Atlantic on Millennial Time Scales During the Last Glaciation. *Science* 267, 1005-1010. <https://doi.org/10.1126/science.267.5200.1005>.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Shackleton, N. (1999). Dansgaard-Oeschger and Heinrich Event Imprints in Alboran Sea Paleotemperatures. *Paleoceanography* 14, 698-705. <https://doi.org/10.1029/1999PA900044>.
- Candy, I., Alonso-Garcia, M. (2018). A 1 Ma sea surface temperature record from the North Atlantic and its implications for the early human occupation of Britain. *Quaternary Research*, 90, 406-417. <https://doi.org/10.1017/qua.2018.62>.
- Cayre, O., Lancelot, Y., Vincent, E., Hall, M.A. (1999). Paleoceanographic reconstructions from planktonic foraminifera off the Iberian Margin: Temperature, salinity, and Heinrich events. *Paleoceanography* 14, 384-396. <https://doi.org/10.1029/1998PA900027>.
- Cheng, H., Edwards, R.L., Sinha, A., Spötl, C., Yi, L., Chen, S., Kelly, M., Kathayat, G., Wang, X., Li, X., Kong, X., Wang, Y., Ning, Y., Zhang, H. (2016). The Asian monsoon over the past 640,000 years and ice age terminations. *Nature* 534, 640-646. <https://doi.org/10.1038/nature18591>.
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16(4), 436-468. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x>.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdóttir, 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>.
- de Abreu, L., Shackleton, N.J., Schönfeld, J., Hall, M., Chapman, M. (2003). Millennial-scale oceanic climate variability off the Western Iberian margin during the last two glacial periods. *Marine Geology*, 196, 1-20. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00046-X](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00046-X).
- Emiliani, C. (1955). Pleistocene Temperatures. *The Journal of Geology* 63, 538-578. <https://doi.org/10.1086/626295>.
- Eynaud, F., de Abreu, L., Voelker, A., Schönfeld, J., Salgueiro, E., Turon, J.-L., Penaud, A., Toucanne, S., Naughton, F., Sánchez Goñi, M.F., Malaizé, B., Cacho, I. (2009). Position of the Polar Front along the western Iberian margin during key cold episodes of the last 45 ka. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 10, Q07U05. <https://doi.org/10.1029/2009GC002398>.
- Hernández-Almeida, I., Sierro, F.J., Cacho, I., Flores, J.A. (2012). Impact of suborbital climate changes in the North Atlantic on ice sheet dynamics at the Mid-Pleistocene Transition. *Paleoceanography*, 27, PA3214. <https://doi.org/10.1029/2011PA002209>.
- Hodell, D.A., Channell, J.E.T., Curtis, J.H., Romero, O.E., Röhl, U. (2008). Onset of "Hudson Strait" Heinrich events in the eastern North Atlantic at the end of the middle Pleistocene transition (~640 ka)? *Paleoceanography* 23, PA4218. <https://doi.org/10.1029/2008PA001591>.
- Hodell, D., Lourens, L., Crowhurst, S., Konijnendijk, T., Tjallingii, R., Jiménez-Espejo, F., Skinner, L., Tzedakis, P.C., Abrantes, F., Acton, G.D., Alvarez Zarikian, C.A., Bahr, A., Balestra, B., Barranco, E.L., Carrara, G., Ducassou, E., Flood, R.D., Flores, J.-A., Furota, S., Grimalt, J., Grunert, P., Hernández-Molina, J., Kim, J.K., Krissek, L.A., Kuroda, J., Li, B., Lofi, J., Margari, V., Martrat, B., Miller, M.D., Nanayama, F., Nishida, N., Richter, C., Rodrigues, T., Rodríguez-Tovar, F.J., Roque, A.C.F., Sanchez Goñi, M.F., Sierro Sánchez, F.J., Singh, A.D., Sloss, C.R., Stow, D.A.V., Takashimizu, Y., Tzanova, A., Voelker, A., Xuan, C., Williams, T. (2015). A reference time scale for Site U1385 (Shackleton Site) on the SW Iberian Margin. *Global and Planetary Change* 133, 49-64. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.07.002>.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackleton, N.J. (1984). The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the $\delta^{18}O$ record. En: A. Berger, J.I., H. Hays, G. Kukla, and B. Saltzman (Ed.), *Milankovitch and Climate: Understanding the Response to Astronomical Forcing*. D. Reidel Publishing, Dordrecht, pp. 269-305.
- Johnsen, S.J., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Steffensen, J.P., Clausen, H.B., Miller, H., Masson-Delmotte, V., Sveinbjörnsdóttir, A.E. and White, J. (2001). Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *Journal of Quaternary Science*, 16: 299-307. <https://doi.org/10.1002/jqs.622>.
- Kotov S., Pälike H. (2018). QAnalySeries – a cross-platform time series tuning and analysis tool. En: *AGU Fall Meeting Abstracts* Vol. 2018,

- pp. PP53D-1230. <https://doi.org/10.1002/essoar.10500226.1>.
- Kucera, M., Weinelt, M., Kiefer, T., Pflaumann, U., Hayes, A., Weinelt, M., Chen, M.-T., Mix, A.C., Barrows, T.T., Cortijo, E., Duprat, J., Juggins, S., Waelbroeck, C. (2005). Reconstruction of sea-surface temperatures from assemblages of planktonic foraminifera: multi-technique approach based on geographically constrained calibration data sets and its application to glacial Atlantic and Pacific Oceans. *Quaternary Science Reviews*, 24, 951-998. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.07.014>.
- Lisiecki, L. E., and P. A. Lisiecki (2002). Application of dynamic programming to the correlation of paleoclimate records. *Paleoceanography*, 17(D4), 1049. <https://doi.org/10.1029/2001PA000733>.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography* 20, PA1003. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>.
- Martrat, B., Grimalt, J.O., Lopez-Martinez, C., Cacho, I., Sierro, F.J., Flores, J.A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J.H., Hodell, D.A. (2004). Abrupt Temperature Changes in the Western Mediterranean over the Past 250,000 Years. *Science* 306, 1762-1765. <https://doi.org/10.1126/science.1101706>.
- Martrat, B., Grimalt, J.O., Shackleton, N.J., de Abreu, L., Hutterli, M.A., Stocker, T.F. (2007). Four Climate Cycles of Recurring Deep and Surface Water Destabilizations on the Iberian Margin. *Science* 317, 502-507. <https://doi.org/10.1126/science.1139994>.
- Paillard, D., Labeyrie, L., Yiou, P. (1996). Macintosh program performs time-series analysis. *Eos* 77, 379. <https://doi.org/10.1029/96EO00259>.
- Pérez-Folgado, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Cacho, I., Grimalt, J.O., Zahn, R., Shackleton, N. (2003). Western Mediterranean planktonic foraminifera events and millennial climatic variability during the last 70 kyr. *Marine Micropaleontology*, 48, 49-70. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(02\)00160-3](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(02)00160-3).
- Railsback, L.B., Gibbard, P.L., Head, M.J., Voarintsoa, N.R.G., Toucanne, S. (2015). An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quaternary Science Reviews*, 111, 94-106. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.01.012>.
- Rasmussen, S.O., Bigler, M., Blockley, S.P., Blunier, T., Buchardt, S.L., Clausen, H.B., Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., Fischer, H., Gkinis, V., Guillevic, M., Hoek, W.Z., Lowe, J.J., Pedro, J.B., Popp, T., Seierstad, I.K., Steffensen, J.P., Svensson, A.M., Vallelonga, P., Vinther, B.M., Walker, M.J.C., Wheatley, J.J., Winstrup, M. (2014). A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, 106, 14-28. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>.
- Rodrigues, T., Alonso-García, M., Hodell, D.A., Rufino, M., Naughton, F., Grimalt, J.O., Voelker, A.H.L., Abrantes, F. (2017). A 1-Ma record of sea surface temperature and extreme cooling events in the North Atlantic: A perspective from the Iberian Margin. *Quaternary Science Reviews*, 172, 118-130. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.07.004>.
- Salgueiro, E., Voelker, A.H.L., de Abreu, L., Abrantes, F., Meggers, H., Wefer, G. (2010). Temperature and productivity changes off the western Iberian margin during the last 150 ky. *Quaternary Science Reviews*, 29, 680-695. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.11.013>.
- Salgueiro, E., Voelker, A.H.L., Martin, P.A., Rodrigues, T., Zúñiga, D., Froján, M., de la Granda, F., Villacieros-Robineau, N., Alonso-Pérez, F., Alberto, A., Rebotim, A., González-Álvarez, R., Castro, C.G., Abrantes, F. (2020). $\delta^{18}O$ and Mg/Ca Thermometry in Planktonic Foraminifera: A Multiproxy Approach Toward Tracing Coastal Upwelling Dynamics. *Paleoceanography and Paleoclimate*, 35, e2019PA003726. <https://doi.org/10.1029/2019PA003726>.
- Shackleton, N. (1967). Oxygen Isotope Analyses and Pleistocene Temperatures Reassessed. *Nature* 215, 15-17. <https://doi.org/10.1038/215015a0>.
- Shackleton, N.J., Hall, M.A., Vincent, E. (2000). Phase Relationships Between Millennial-Scale Events 64,000-24,000 Years Ago. *Paleoceanography* 15, 565-569. <https://doi.org/10.1029/2000PA000513>.
- Sierro, F.J., Andersen, N., Bassetti, M.A., Berné, S., Canals, M., Curtis, J.H., Dennielou, B., Flores, J.A., Frigola, J., Gonzalez-Mora, B., Grimalt, J.O., Hodell, D.A., Jouet, G., Pérez-Folgado, M., Schneider, R. (2009). Phase relationship between sea level and abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews*, 28, 2867-2881. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.07.019>.

Skinner, L.C. (2008). Revisiting the absolute calibration of the Greenland ice-core age-scales. *Climate of the Past* 4, 295-302. <https://doi.org/10.5194/cp-4-295-2008>.

Westerhold, T., Marwan, N., Drury, A.J., Liebrand, D., Agnini, C., Anagnostou, E., Barnet, J.S.K., Bohaty, S.M., De Vleeschouwer, D., Florindo, F., Frederichs, T., Hodell, D.A., Holbourn, A.E., Kroon, D., Laurentano, V., Littler, K., Lourens,

L.J., Lyle, M., Pälike, H., Röhl, U., Tian, J., Wilkens, R.H., Wilson, P.A., Zachos, J.C. (2020). An astronomically dated record of Earth's climate and its predictability over the last 66 million years. *Science*, 369, 1383-1387. <https://doi.org/10.1126/science.aba6853>.

Recibido el 6 de abril de 2022

Aceptado el 11 de octubre de 2022

