



Universidad de Valladolid

FACULTAD DE CIENCIAS

TRABAJO FIN DE GRADO

Grado en Física

**Aplicación del fraccionamiento isotópico a la
paleoclimatología: el fin de la era glacial**

Autor/a: Pablo Marcos Rodríguez
Tutor/es/as: Isidro A. Pérez, M^a Ángeles García
2023

Índice

Resumen.....	4
Objetivos y estructura	5
1. Introducción.....	5
1.1. Fraccionamiento isotópico del agua. Introducción de las variables $\delta^{18}\text{O}$ y d	5
1.2. Glaciaciones y ciclos de Milankovitch.....	7
1.3. Intervalos cortos: estadiales e interestadiales.....	8
1.4. Testigos de hielo: Groenlandia y la Antártida	9
1.5. Otros proxys ambientales de interés.....	10
2. Materiales y métodos.....	11
2.1. Bases de datos utilizadas	11
2.2. Análisis de series temporales y estadístico.....	11
2.2.1. <i>Eliminación de la estacionalidad</i>	11
2.2.2. <i>Procedimiento utilizado para el ajuste múltiple</i>	12
2.3. Caracterización de los intervalos de estudio en Groenlandia.....	13
2.4. Diferenciación del período de anomalías Younger Dryas/Bølling-Allerød.....	14
2.4.1. <i>Variaciones abruptas de $\delta^{18}\text{O}$ y d</i>	14
2.4.2. <i>Curvas profundidad-edad (P-E)</i>	15
3. Análisis y discusión de resultados.....	18
3.1. Modelo de análisis climático (oscilaciones intrínsecas).....	18
3.2. Oscilación de Bølling.....	20
3.2.1. $\delta^{18}\text{O}$	20
3.2.2. <i>Exceso de deuterio</i>	21
3.3. Oscilación de Allerød	21
3.3.1. $\delta^{18}\text{O}$	22
3.3.2. <i>Exceso de deuterio</i>	22
3.4. Estadial Younger Dryas	23
3.4.1. $\delta^{18}\text{O}$	23
3.4.2. <i>Exceso de deuterio</i>	24
3.5. Holoceno temprano.....	24
3.5.1. $\delta^{18}\text{O}$	25
3.5.2. <i>Exceso de deuterio</i>	25
3.6. Glacial pleno.....	25
3.6.1. $\delta^{18}\text{O}$	26

3.6.2.	<i>Exceso de deuterio</i>	26
3.7.	Exposición de resultados.....	27
3.8.	Comentarios e interpretaciones.....	29
3.8.1.	<i>Tendencias observadas</i>	30
3.8.2.	<i>Espectros de frecuencias por intervalo</i>	30
3.8.3.	<i>Caracterización de bandas en $\delta^{18}O$</i>	32
3.8.4.	<i>Pesos de grupos de bandas en $\delta^{18}O$</i>	33
3.8.5.	<i>Caracterización de bandas en exceso de deuterio</i>	33
3.8.6.	<i>Pesos de grupos de bandas en exceso de deuterio</i>	34
3.8.7.	<i>Interpretación e impacto en el final del período glacial</i>	35
3.8.8.	<i>Comparación con la Antártida</i>	37
3.8.9.	<i>Propuestas de mejora para el modelo</i>	38
4.	Conclusiones	39
5.	Referencias	40

Resumen

Resumen: el final del último glacial puede describirse por una sucesión de cortos períodos de temperaturas anómalas. En nuestro trabajo, en primer lugar diferenciamos estos intervalos temporales de manera precisa para el punto de extracción groenlandés NEEM. Posteriormente, construimos un espectro de frecuencias de las pequeñas oscilaciones intrínsecas de las variables $\delta^{18}\text{O}$ y exceso de deuterio para cada período, con objeto de analizarlos mediante un simple modelo climático. Tras esto, llegamos a la conclusión de que los períodos anómalos del final del glacial pueden entenderse como perturbaciones de larga duración en la variable $\delta^{18}\text{O}$, pero no en exceso de deuterio. Además, nuestro modelo basado en pequeñas oscilaciones intrínsecas puede predecir perfectamente el período cálido Bølling, pero no encuentra evidencias claras del período frío Younger Dryas. Proponemos que esto es debido a que este último está relacionado con efectos climáticos que actúan sobre la tendencia, como posibles colapsos de ciertas corrientes marinas.

Abstract: the end of the last glacial can be described by a succession of some short periods of anomalous temperature data. In our work, we firstly precisely differentiated these swaths of time for the NEEM point of measurements of Greenland. Afterwards, we built a frequency spectrum of the small intrinsic oscillations of the variables $\delta^{18}\text{O}$ and deuterium excess for each of these periods in order to analyze them according to a simple climatic model. We ended up concluding that the anomalous periods of the final glacial can be understood as long term perturbations for the variable $\delta^{18}\text{O}$, but not for deuterium excess. Furthermore, our model based on small intrinsic oscillations can perfectly predict the Bølling hot-excursion, but show no clear evidence of the Younger Dryas cold reversal. We propose that this is due to the latter being related with tendency-driven climatic effects, such as marine current collapses.

Objetivos y estructura

El principal objetivo de este trabajo será la caracterización de las oscilaciones intrínsecas de cada período del entorno del final del último glacial para su posterior interpretación. En última instancia, se intentarán explicar las anomalías climáticas aquí presentes en base a nuestros resultados.

Para ello en primer lugar en *Introducción* se tratarán brevemente conceptos básicos, como los *proxys* climáticos a utilizar, la idea de período glacial, interglacial, estadal e interstadial, o las inferencias climáticas mediante el estudio de testigos de hielo.

Posteriormente, en *Materiales y métodos* se describirán las bases de datos utilizadas y se caracterizará el período de análisis. Esto último se llevará a cabo mediante dos métodos: variaciones abruptas y análisis de *curvas profundidad-edad*.

Una vez hecho esto, en *Análisis y discusión de resultados* se procederá a la introducción de un simple modelo de análisis climático para, posteriormente, aplicarlo a nuestros intervalos considerados. Obtendremos gracias a esto espectros de frecuencias para cada período y variable, con los que se realizará ya una interpretación de carácter general. A mayores, se realizará una breve comparación de las series temporales de Groenlandia y la Antártida.

Tras esto, expondremos nuestros resultados más destacados e importantes en *Conclusiones*.

Finalmente, en *Anexos* se detallarán ciertos resultados de interés relacionados con nuestro trabajo. Aquí mostraremos una rápida comprobación de la línea meteórica del agua y una presentación de diagramas de violín por período.

1. Introducción

1.1. Fraccionamiento isotópico del agua. Introducción de las variables $\delta^{18}\text{O}$ y d

El concepto principal detrás del análisis efectuado en este trabajo reside en el fraccionamiento isotópico del agua, el cual explicaremos a continuación.

El agua es una molécula formada por dos átomos de hidrógeno y uno de oxígeno (H_2O), no obstante, debido a la existencia en la naturaleza de distintos isótopos estables de estas dos especies atómicas, existen varios tipos de agua con ciertas propiedades ligeramente distintas. Por un lado el hidrógeno presenta dos isótopos estables, el protio (^1H , que abreviaremos simplemente como H de aquí en adelante) y el deuterio (^2H , aunque lo nombraremos a partir de ahora como D), y por otro lado el oxígeno presenta las especies isotópicas ^{16}O , ^{17}O y ^{18}O . De estas, las más comunes y abundantes en la naturaleza son, respectivamente, el protio (H) y el ^{16}O , con lo que la mayor parte de las moléculas de agua serán del tipo H_2^{16}O . No obstante, aunque se encuentren en una cantidad mucho menor, las moléculas HDO y H_2^{18}O son muy importantes en el análisis paleoambiental, y justamente de las

proporciones existentes entre estas aguas pesadas y la más común agua ligera (H_2^{16}O) surge toda la teoría del fraccionamiento isotópico para el caso del agua.

Una de las propiedades que permite diferenciar entre sí a las especies isotópicas del agua previamente introducidas es la presión de vapor. De este modo, H_2^{16}O presenta la presión de vapor más alta de estas tres aguas, mientras que HDO tiene la presión de vapor más baja. Esto implica que el agua de tipo H_2^{16}O se evaporará más fácilmente que el agua H_2^{18}O , y esta a su vez se evaporará en mayor proporción que HDO para unas mismas condiciones. Esta diferencia entre presiones de vapor nos lleva a que, por ejemplo, las aguas oceánicas se encuentren ligeramente enriquecidas en aguas pesadas respecto al vapor atmosférico, típicamente en torno a un 1 % para el H_2^{18}O y un 10 % para el HDO. Posteriormente, cuando el vapor se condense y precipite, volverá a tener importancia la diferencia de presiones de vapor entre las tres especies isotópicas del agua y, una vez más, las proporciones del agua de lluvia o nieve volverán a ser distintas de la del vapor atmosférico, pues ahora condensará más fácilmente el HDO que el H_2^{18}O , y este a su vez que el H_2^{16}O . Al conjunto de todos estos cambios en proporciones de isótopos se lo conoce como fraccionamiento isotópico del agua.

Este fraccionamiento isotópico, que tiene lugar durante los cambios de fase del agua, depende de la temperatura. Es decir, a menor temperatura que se produzca por ejemplo la condensación, precipitará una mayor proporción de aguas pesadas.

Para poder trabajar con los datos de las distintas especies isotópicas del agua, se define la variable $\delta^{18}\text{O}$ como una desviación normalizada respecto a una muestra patrón del siguiente modo:

$$1) \quad \delta^{18}\text{O} = \left[\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{muestra}} - \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{SMOW}} \right] 10^3 / \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{SMOW}}$$

Aquí SMOW (Standard Mean Ocean Water) es el patrón con el que comparamos nuestra muestra. Hay que denotar no obstante que a día de hoy existen otras muestras patrón más actualizadas y más finamente medidas (Hornberger, 1995), como VSMOW o VSMOW2. Del mismo modo a como se ha hecho para $\delta^{18}\text{O}$, se define también la variable δD para dar cuenta de la desviación de nuestra muestra respecto a la proporción entre HDO y H_2^{16}O en el patrón.

Tanto $\delta^{18}\text{O}$ como δD se pueden relacionar en latitudes altas (como por ejemplo en la Antártida o Groenlandia) con la temperatura a la cual se dio la condensación del vapor atmosférico que hizo que estas aguas precipitaran. Esto nos permite, gracias a la presencia de extendidos glaciares continentales en estas latitudes en los que va depositándose progresivamente nieve, obtener perfiles de temperaturas de los últimos miles de años para poder, en última instancia, indagar en la historia climática de estas zonas. No obstante, obtener relaciones entre las variables $\delta^{18}\text{O}$ o δD y esta paleotemperatura no suele ser sencillo, aunque generalmente se acaba llegando a expresiones lineales (Cuffey et al., 1995; Sigfús et al., 2001). Sin embargo, nuestro objetivo en este trabajo no será obtener de manera precisa valores de antiguas temperaturas, sino observar las tendencias de estos perfiles a lo largo de milenios, para lo cual nos sirve con saber que $\delta^{18}\text{O}$ y δD tienen una fuerte dependencia lineal con la temperatura.

Llegados hasta aquí es importante recalcar que tanto $\delta^{18}\text{O}$ como δD nos aportan aproximadamente la misma información, ya que ambas aguas pesadas (H_2^{18}O y HDO) generalmente pueden relacionarse *grosso modo* mediante la siguiente relación lineal, conocida como línea meteórica del agua (Craig, 1961):

$$2) \quad \delta\text{D} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$$

De aquí podemos ver que, conocida una de estas dos variables, inmediatamente podemos obtener el valor de la otra mediante la fórmula anterior, por lo que esta última no

nos estaría aportando nueva información para nuestro estudio. No obstante, tal y como hemos comentado previamente, la relación dictada por la línea meteórica del agua no se cumple de manera exacta, sino que generalmente existen pequeñas desviaciones respecto a esta condición de equilibrio. Para caracterizar estas desviaciones respecto a la línea meteórica del agua se introduce la variable d , conocida como exceso de deuterio, la cual ya sí que aporta una información diferente a $\delta^{18}\text{O}$ o δD . Este exceso de deuterio viene dado por la siguiente expresión:

$$3) \quad d = \delta\text{D} - 8 \delta^{18}\text{O}$$

No obstante, la interpretación del exceso de deuterio es algo más compleja que la de las variables previamente introducidas, ya que aquí entran en juego efectos cinéticos ya fuera del equilibrio ocurridos durante la evaporación y condensación del agua.

Estas desviaciones respecto a la línea meteórica del agua son debidas a la distinta difusividad de las moléculas de HDO y H_2^{18}O . La primera de ellas, dada su masa ligeramente inferior a la segunda, se difundirá mejor en la superficie del agua, allí donde se produce la evaporación, y esto dará como resultado otro cambio en las proporciones isotópicas, a mayores de los debidos a las distintas presiones de vapor de ambas especies.

Se suele admitir que hay tres factores básicos que hacen que este efecto cinético en la superficie del agua sea menor y que, en consecuencia, el exceso de deuterio tome valores menores a los del equilibrio (que debería ser 10, según dicta la línea meteórica del agua). En primer lugar, un aumento en la humedad relativa en las fuentes de evaporación de agua (las cuales pueden ser lagos, mares, océanos...) haría que la tasa de evaporación se redujese, y esto, en última instancia, causaría valores anómalos del exceso de deuterio. Por otro lado, un descenso en las temperaturas de las fuentes también reduciría la tasa de evaporación y, en consecuencia, el impacto de los efectos cinéticos que están detrás de las desviaciones de la línea meteórica del agua se vería disminuido. Por último, un mayor mezclado en las aguas superficiales, producido por ejemplo por vientos más fuertes, puede estar también detrás de valores bajos de exceso de deuterio (Pfahl y Sodemann, 2013).

Tanto $\delta^{18}\text{O}$ como d se conocen como *proxys* climáticos, es decir, son variables medibles a partir de cuyo análisis, contextualización e interpretación podemos realizar importantes inferencias sobre el clima del pasado.

1.2. Glaciaciones y ciclos de Milankovitch

Para poder comprender la repercusión de este trabajo, así como encuadrar el intervalo de edades elegido dentro de un contexto paleoclimatológico, trataremos brevemente a continuación varios conceptos importantes dentro del estudio climático de los últimos miles de años.

Hace unos 2,6 millones de años aproximadamente da comienzo el período Pleistoceno (Cohen et al., 2013), que está caracterizado principalmente por un importante enfriamiento a nivel global. Las razones de este descenso de temperaturas son muy diversas, pues por ejemplo tienen una importante repercusión en él tanto eventos geológicos como el cierre del estrecho de Panamá hace unos 3 millones de años como cambios en la concentración de ciertos gases de efecto invernadero. No obstante, no indagaremos en estas posibles causas. Lo que sí resulta de vital importancia es que, a partir del Pleistoceno, las condiciones climáticas terrestres (especialmente en el Hemisferio Norte) vendrán dictadas por períodos muy marcados y definidos de decenas de miles de años de duración.

Estos últimos pueden ser de dos tipos: o bien intervalos temporales anormalmente fríos, que se conocen como períodos glaciales (o simplemente glaciales), o bien intervalos anormalmente cálidos, que se denominan interglaciales. Durante los glaciales, enormes glaciares continentales se extendieron por el Hemisferio Norte, recluyendo una gran cantidad de agua oceánica en forma de hielo, por lo que el nivel del mar fue considerablemente más bajo que el actual. Por otro lado, estos enormes glaciares desaparecerían durante los interglaciales y, consecuentemente, el nivel del mar ascendería hasta valores similares a los actuales o incluso superiores. Toda la historia de la humanidad desde el Neolítico ha tenido lugar dentro de uno de estos cálidos interglaciales.

No obstante, en el Pleistoceno medio tuvo lugar un importante cambio de tendencia en estos ciclos de glaciales e interglaciales y, de aquí en adelante, estos comenzaron a presentar una periodicidad muy definida y que han mantenido hasta la actualidad. Desde aquel momento los glaciales han tenido una duración aproximada de unos 100 000 años, mientras que los interglaciales han intercalado a estos períodos fríos extendiéndose por tan solo unos 20 000 años. Esta periodicidad tan marcada, con largos glaciales y cortos interglaciales sucediéndose, ha estado presente en la Tierra desde hace unos 800 000 años, cuando tuvo lugar el conocido como MPT (Mid-Pleistocene Transition), y se ha mantenido vigente hasta la actualidad (Willeit et al., 2019).

La razón de estos períodos fríos y cálidos tan marcados debemos buscarla en el espacio, más concretamente en la variación de algunos de los parámetros de la órbita terrestre alrededor del Sol (Laskar et al., 1993). Muchos de ellos, como la excentricidad orbital, la inclinación axial o la precesión del eje de rotación, no toman un valor fijo, sino que varían ligeramente de modo cuasi-periódico. Estas variaciones presentan importantes bandas de frecuencia: la excentricidad orbital presenta una importante periodicidad cada 100 000 años, la inclinación axial cada 41 000 años y la precesión del eje de rotación cada 23 000 y 19 000 años (Hays et al., 1976). La combinación de estas variaciones de parámetros orbitales se considera a día de hoy como el principal detonante de las glaciaciones, es decir, de la sucesión de períodos glaciales e interglaciales. Estas pequeñas variaciones orbitales cuasi-periódicas se conocen como ciclos de Milankovitch¹.

1.3. Intervalos cortos: estadiales e interestadiales

Una vez queda claro nuestro contexto paleoclimático de glaciales de 100 000 años de duración e interglaciales de 20 000, ya podemos indagar más profundamente en nuestro intervalo temporal de estudio. En nuestro trabajo nos hemos centrado en el período que comprende entre hace 10 000 y 18 000 años, y dentro de este a su vez hemos prestado especial interés al intervalo comprendido entre hace 11 700 y 14 700 años aproximadamente, en donde se encuentran las anomalías climáticas que pretendemos caracterizar y sobre las que trataremos de arrojar algo de luz.

A su vez dentro de cada uno de estos extensos glaciales e interglaciales también existen períodos más fríos y más cálidos de lo habitual, aunque claramente de duración mucho más corta que los glaciales o interglaciales, típicamente de entre varios siglos y unos pocos milenios. Estos intervalos temporales, si son fríos se conocen como estadiales, y si son cálidos como interestadiales, siguiendo una nomenclatura muy similar a la de los mucho más extensos glaciales e interglaciales. No obstante, la razón de su existencia ya no radica en los ciclos de

¹ Existen más ciclos de Milankovitch, aunque en este trabajo solo se han introducido los que tradicionalmente han tenido una mayor repercusión en el mundo científico.

Milankovith, sino en otros mecanismos climáticos internos, como vulcanismo o diversas relaciones entre la atmósfera, la hidrosfera y la criosfera.

Estas fluctuaciones climáticas rápidas, tal y como veremos a continuación, están muy bien registradas en los testigos de hielo de Groenlandia, donde se conocen como eventos de Dansgaard-Oeschger (Gkinis et al., 2021). A día de hoy hay muchos modelos que pretenden explicarlos, pues ha habido más de 20 de estos eventos durante el último período glacial y, sin duda, entenderlos es de vital importancia para caracterizar el clima de las últimas decenas de miles de años. Una de las propuestas más robustas relaciona estas fluctuaciones del clima con influjos de aguas de deshielo sobre el Atlántico Norte, lo cual podría llevar a la formación en unos pocos años de grandes capas de hielo que cubriesen esta parte del océano y, rápidamente, cambiasen de manera sustancial el albedo planetario (Gildor y Tziperman, 2003). Varios de estos intervalos anómalos también pueden explicarse por lo que se conoce como eventos de Heinrich, en los que incontables icebergs se desprenderían de los glaciares continentales del Hemisferio Norte (Hemming, 2004). Los eventos de Heinrich se caracterizan por grandes picos en las acumulaciones marinas de sedimentos glaciares, que han sido arrancados de la corteza terrestre por los errantes icebergs antes de caer al océano. La gran cantidad de agua dulce que estos últimos verterían sobre los océanos terminaría desestabilizando los sistemas de corrientes del Atlántico (principalmente el conocido como AMOC²), lo que a su vez causaría una bajada de temperaturas acusada en el Hemisferio Norte. El colapso del AMOC es clave para entender muchos de los eventos climáticos más importantes de las últimas decenas de miles de años, pues, por ejemplo, probablemente esté detrás del conocido como *Bipolar Seesaw* entre Groenlandia y la Antártida, que trataremos brevemente más tarde y podremos ver de manera visual en los anexos.

El período en el que se centra nuestro estudio (10 000 - 18 000 años) comprende los últimos miles de años del último período glacial y los primeros siglos del interglacial en el que nos encontramos hoy en día (conocido en términos geológicos como Holoceno). Dentro de ese intervalo temporal esperaríamos encontrar una subida de las temperaturas, pues está finalizando el gélido glacial, sin embargo vemos que el aumento de estas no es progresivo y continuo, sino que se ve alterado por un período de anomalías climáticas en el que se suceden un interestadial, conocido como Bølling-Allerød, y un estadal, conocido como Younger Dryas. Más adelante analizaremos en mayor detalle estos períodos y veremos que el interestadial Bølling-Allerød a su vez puede dividirse en varios intervalos más pequeños.

1.4. Testigos de hielo: Groenlandia y la Antártida

En este estudio, toda la caracterización del estadal e interestadial que condicionaron el clima durante el final de la última era glacial (es decir, del último período glacial) la llevaremos a cabo mediante el análisis de series temporales de las variables $\delta^{18}\text{O}$ y d . Estos datos fueron tomados mediante el estudio de los conocidos como testigos de hielo, enormes tubos de hasta 3 kilómetros de longitud que nos ofrecen una secuencia temporal de los isótopos del agua precipitada de las últimas decenas o incluso los últimos cientos de miles de años.

Estos testigos de hielo se extraen de grandes glaciares continentales y se analizan mediante un método conocido como CFA (Continuous Flow Analysis) (Steig et al., 2021). Mediante espectrometría de masas (o distintos tipos de espectroscopías en los análisis más modernos) se miden las concentraciones de los distintos isótopos del agua derretida de estos

² Atlantic Meridional Overturning Circulation

testigos de hielo siguiendo un orden estratigráfico. También debe construirse una cronología de los testigos de hielo que nos permita correlacionar la profundidad a la que se encontraba una cierta sección dentro del glaciar con una edad concreta de ese hielo. Sobre las dataciones que han sido utilizadas en nuestras bases de datos se hablará brevemente más adelante.

Claramente, cuanto más retrocedemos en el pasado dentro de uno de estos testigos de hielo, menor es la precisión en la edad que podemos dar para una sección de este y, para tiempos muy remotos, ya no tenemos registros climáticos. En Groenlandia podemos perforar hasta profundidades que pueden relacionarse con edades algo superiores a los 100 000 años, y en la Antártida, debido a la menor tasa de acumulación de nieve, pueden encontrarse registros que van hasta 800 000 años atrás en el tiempo, permitiéndonos observar varios ciclos glacial-interglacial. No obstante, tal y como hemos comentado previamente, nosotros centraremos nuestro estudio entre hace 10 000 y 18 000 años, por lo que va a ser en Groenlandia donde podamos disponer de datos con un menor error en la datación y, por ende, prácticamente la totalidad de nuestro trabajo se centrará en territorio groenlandés.

Es importante mencionar que, entre los registros isotópicos de Groenlandia y la Antártida, tiene lugar durante el final de la última era glacial lo que se conoce como *Bipolar Seesaw* (Pedro et al., 2011). Esto consiste de manera simplificada en que, cuando en Groenlandia tenemos temperaturas bajas anómalas, es decir, cuando estamos en un estadal, en la Antártida muchas veces suele ocurrir justamente lo contrario, es decir, tenemos temperaturas más altas de lo habitual. La razón de esto generalmente se atribuye a las variaciones en la intensidad de las corrientes marinas asociadas al AMOC, que transportan calor desde el Ecuador y Hemisferio Sur hasta el Hemisferio Norte. En los anexos podremos ver los efectos que esto tiene sobre nuestros datos.

1.5. Otros proxys ambientales de interés

El estudio paleoclimático es muy complejo y, aparte de las variables en las que se centra este trabajo ($\delta^{18}\text{O}$ y d), existen muchos otros *proxys* climáticos. Muy brevemente detallaremos a continuación algunos de los más importantes.

En primer lugar tenemos al $\delta^{17}\text{O}$, que nos da cuenta de la concentración de este otro isótopo del oxígeno menos común y más difícil de medir. También existe un equilibrio entre este y la concentración de ^{16}O , solo que este ya es más complejo que la línea meteórica del agua. Consecuentemente, también se puede establecer el exceso de ^{17}O como nueva variable, y este parece ser un buen indicador de la humedad ambiental presente en la fuente de evaporación (Luz y Barkan, 2010).

Dentro de los propios testigos de hielo también se pueden extraer para cada sección concentraciones de polvo y de ión Ca^{2+} (Rasmussen et al., 2014), que dan cuenta de la intensidad de los vientos y de la extensión de desiertos pasados. Otro *proxy* interesante es la concentración de ^{10}Be , íntimamente relacionado con la intensidad de la radiación solar y que ha sido utilizado en el pasado para analizar inversiones en el campo magnético terrestre (Uchida et al., 2007). Por otro lado, las concentraciones de sulfatos dan cuenta del vulcanismo ocurrido en zonas relativamente cercanas a lo largo de los últimos miles de años (Zielinski et al., 1996).

No obstante, también existen muchos otros *proxys* climáticos de interés que no están relacionados con los testigos de hielo, sino con sedimentos oceánicos de aguas profundas. Por ejemplo, las concentraciones de ^{13}C se utilizan para explicar la ventilación pasada de fondos

oceánicos (Keigwin et al., 1994) y las proporciones de Pa/Th sirven para medir la intensidad de ciertas corrientes marinas, especialmente del AMOC (Süfke, 2019).

2. Materiales y métodos

2.1. Bases de datos utilizadas

En nuestro estudio hemos utilizado bases de datos de los puntos de extracción de testigos de hielo NEEM (Groenlandia) y EPICA dome C (la Antártida). En *Anexos* puede verse la ubicación exacta de estos puntos de extracción.

NEEM (Gkinis et al., 2020): consiste en 207.247 datos (a 5 cm de resolución sobre el testigo) referidos por sección a la profundidad del hielo, edad obtenida mediante tres modelos de datación distintos (GICC05, GIC05_modelext y AICC2012), $\delta^{18}\text{O}$, δD (ponderados respecto a VSMOW) y sus respectivos errores. No obstante, en el intervalo que nosotros estudiaremos la edad del hielo únicamente está dada por el modelo GICC05, que resulta de una interpolación de la cronología establecida para otro punto de extracción cercano conocido como NGRIP (testigo de hielo NGRIP2). El punto de extracción NEEM está ubicado en el noreste de Groenlandia (latitud 77,45 N; longitud 51,06 W). Estos datos serán los que se utilizarán durante prácticamente todo nuestro estudio.

EPICA dome C (Gkinis et al., 2021): consiste en 114.049 datos (a 11 cm de resolución sobre el testigo) referidos por sección a la profundidad máxima, mínima y media del hielo, edad y $\delta^{18}\text{O}$ (ponderado respecto a VSMOW). El punto de extracción EPICA dome C está ubicado en la Antártida (latitud 75,10 S; longitud 123,35 E). Estos datos únicamente aparecerán al final de nuestro trabajo a modo de comparativa.

En nuestras bases los datos no están equiespaciados temporalmente, aunque a pesar de ello, la distancia entre datos isotópicos consecutivos suele oscilar en nuestros intervalos de estudio típicamente entre 1 y 4 años (NEEM). Todo esto ha sido descrito en mayor detalle posteriormente en el análisis de datos.

2.2. Análisis de series temporales y estadístico

En nuestro estudio hemos hecho uso de diversos indicadores estadísticos, así como de varias herramientas de análisis, tratamiento y depuración de datos que comentaremos a continuación. Tanto para esto como los posteriores diagramas y gráficos se utilizaron la hoja de cálculo *Microsoft Excel* y el programa de análisis estadístico *Statgraphics*.

2.2.1. Eliminación de la estacionalidad

Las series de datos originales poseen un marcado carácter de estacionalidad sesgada, es decir, como las secciones de hielo sobre las que se ha medido pueden haber sido

depositadas en cualquier estación del año, nuestras series van a mostrar una importante variabilidad intrínseca. Para realmente quedarnos con la tendencia anual (o una aproximación aceptable de ella) debemos eliminar esta estacionalidad sesgada, y para ello se ha recurrido al método de las medias móviles. En nuestras series no aparecen puntos aberrantes (*outliers*), aunque, de ser ese el caso, podría recurrirse a un tratamiento de medianas móviles en lugar de medias móviles, ya que el primero es un indicador mucho más robusto. En nuestro caso, tal y como acabamos de comentar, esto no va a ser necesario, por lo que nos contentaremos con un análisis por medias móviles centradas que, en última instancia, alisará las variaciones introducidas por la estacionalidad sesgada. Hemos recurrido a medias móviles centradas en un entorno de 13 puntos (el centro y otros siete puntos de radio) para la mayoría de nuestros intervalos, lo que implica que cada valor de nuestra serie de datos una vez tratada nos va a informar sobre el promedio de la marca isotópica en un entorno de 13 puntos que, tal y como veremos más adelante, supondrá un período de promediado de entre 20 y 40 años. De aquí en adelante, para todos los análisis y ajustes se utilizarán estas series de datos tratadas mediante medias móviles.

Debe tenerse en cuenta no obstante que estamos introduciendo un pequeño error al eliminar la estacionalidad sesgada mediante medias móviles, ya que cabría esperar que durante el verano hubiese unas mayores precipitaciones que en el invierno, tal y como ocurre hoy en día en Groenlandia (Koyama y Stroeve, 2018). Esto implicaría que en nuestro promediado de 13 puntos de entorno tendrían un mayor peso las estaciones cálidas que las más frías (el invierno estaría marcadamente infrarrepresentado), y esto podría llevarnos a sobrestimar la temperatura si quisiésemos obtenerla de manera absoluta. Todo esto, además, afectaría a la hora de inferir posibles estacionalidades a partir de la aplicación de indicadores estadísticos de concentración, como la curtosis, o de dispersión, como el rango intercuartílico.

2.2.2. Procedimiento utilizado para el ajuste múltiple

El objetivo de este análisis es el ajuste a combinaciones de funciones sinusoidales para obtener los pulsos más importantes de periodicidad que permitan reproducir nuestra señal isotópica, todo acorde a un modelo de análisis climático comentado más adelante. La metodología utilizada se describe a continuación:

En primer lugar restamos la tendencia a los intervalos de nuestra serie de datos, la cual obtuvimos mediante regresiones lineales de tipo polinómico. Una vez aisladas estas oscilaciones intrínsecas y retirada la tendencia general en cada intervalo, ya pudimos realizar un ajuste múltiple a diversas combinaciones lineales de funciones del tipo $A \sin(2\pi t/T) + B \cos(2\pi t/T)$ para distintos períodos. Estas funciones pueden escribirse como $C \cos(2\pi t/T - \theta)$, siendo θ el desfase de cada señal y C su peso en el ajuste. De este modo, $C = (A^2 + B^2)^{1/2}$, mientras que θ puede obtenerse como el arco tangente de A/B .

Una vez hecho esto, procedimos a la obtención de los períodos de las oscilaciones de cada intervalo mediante la maximización del cuadrado del coeficiente de correlación de Pearson en nuestros ajustes cosenoidales múltiples. Para encontrar todos los períodos de ajuste de las oscilaciones isotópicas recurrimos a métodos iterativos, en los cuales fuimos variando los valores de cada período hasta encontrar máximos en el r^2 de nuestro ajuste. Tan solo si estos máximos suponían una mejora en el cuadrado del coeficiente de correlación de Pearson de al menos un 0,02 fueron incluidos en nuestro ajuste. Aquellos que no alcanzaban este umbral fueron desechados como contribuciones menores. Buscamos períodos no superiores a 700 años, pues nuestros intervalos elegidos (explicados más adelante) se extienden por períodos de entre 700 y 1500 años y, por ende, se considera que las

contribuciones de pulsos de periodicidad mayores ya están en cierto modo incluidas en la tendencia de cada intervalo.

Finalmente, gracias al procedimiento anteriormente explicado, llegaremos a ajustes bastante significativos para las variaciones isotópicas intrínsecas de cada intervalo (a las que previamente se tratará con medias móviles y retirará la tendencia). Este análisis no solo nos permitirá obtener ajustes precisos para estas complejas oscilaciones, sino que también nos informará acerca de qué periodicidades pueden reproducir la señal isotópica registrada en los testigos de hielo con un mayor o menor grado de acierto, lo cual, como comentaremos a lo largo de este trabajo, tiene importantes implicaciones paleoambientales. Toda la metodología y el estudio tratado en este apartado se ajusta a un simple modelo climático que desarrollamos más adelante.

2.3. Caracterización de los intervalos de estudio en Groenlandia

Antes de comenzar con nuestro análisis, dividiremos nuestro intervalo de estudio en franjas temporales más pequeñas y manejables. Para hacer esta estructuración seguiremos el criterio de Gkinis et al. (Gkinis, 2021), el cual también fue definido sobre el registro isotópico del punto de extracción NEEM.

En la Figura 1 mostramos ya la división utilizada para nuestra serie temporal. Dentro de ella, tal y como ya hemos comentado con anterioridad, nos centraremos en los períodos GS1 y GI1 (Greenland Stadial 1 y Greenland Interstadial 1), los cuales se corresponden con los ya introducidos Younger Dryas y Bølling-Allerød.

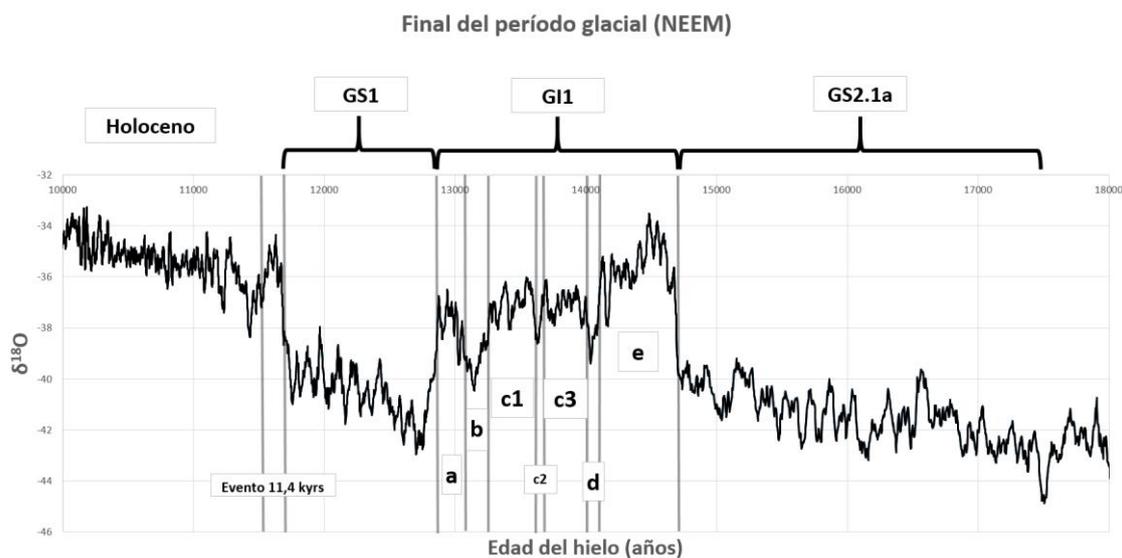


Figura 1: División utilizada en nuestro estudio para la franja temporal de entre 11 700 y 14 700 años y su entorno más próximo. Leyenda: **GS1**: Greenland Stadial 1 (YD); **GI1**: Greenland Interstadial 1 (B/A); **GS2.1a**: Oldest Dryas; **e**: oscilación de Bølling; **d**: Older Dryas; **a-c3**: período de inestabilidad, oscilación de Allerød.

Es evidente que el estadal Younger Dryas parece mostrar una mayor regularidad que el interstadial Bølling-Allerød, ya que, mientras el primero únicamente presenta una marcada tendencia ascendente (progresivo aumento de las temperaturas), el segundo aparece cortado en diversas ocasiones por varios mínimos (períodos fríos muy cortos, del orden de siglos o incluso más pequeños). Por esta razón, el estadal Younger Dryas puede caracterizarse de manera más directa como un período a analizar, mientras que el interstadial Bølling-Allerød,

por contra, debe ser dividido para poder ser estudiado en profundidad y, aun así, la parte más reciente, conocida como oscilación de Allerød, presenta de por sí marcadas inestabilidades.

2.4. Diferenciación del período de anomalías Younger Dryas/Bølling-Allerød

Como resulta evidente al inspeccionar la gráfica anterior, tanto el estadal Younger Dryas como el interestadial Bølling-Allerød parecen desestabilizar el fin de la última era glacial, es decir, la transición entre el último período glacial y el interglacial en el que nos encontramos en la actualidad. A continuación analizaremos si realmente hay algo distinto en estos períodos, comparándolos con los miles de años previos y posteriores pero, en todo momento, manteniéndonos dentro del intervalo 10 000-18 000 años que elegimos para nuestro estudio.

2.4.1. Variaciones abruptas de $\delta^{18}\text{O}$ y d

Mediante un estudio combinado de las variables $\delta^{18}\text{O}$ y d podemos detectar fácilmente cambios climáticos pronunciados de extensión global o hemisférica (Jean, 2005). Esto es así porque, mientras que $\delta^{18}\text{O}$ nos da cuenta mayormente de la temperatura en el lugar de deposición de la precipitación (en nuestro caso el punto de extracción NEEM), el exceso de deuterio nos informa acerca de la humedad relativa, temperatura y, en menor medida, intensidad de los vientos, en las fuentes de evaporación (presumiblemente el Atlántico Norte). De este modo, mediante la detección de variaciones abruptas y próximas entre sí en el tiempo, podemos ver en qué momentos hubo importantes cambios en la dinámica oceánica y/o atmosférica. En la Figura 2 mostramos ambas variables representadas en nuestro intervalo de interés.

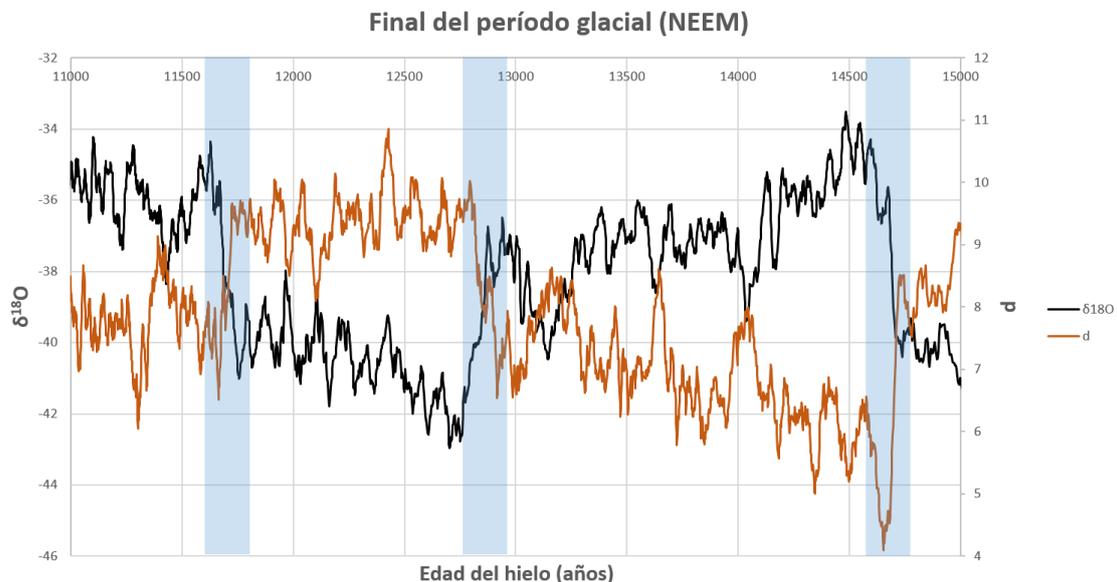


Figura 2: Variables $\delta^{18}\text{O}$ y d representadas para el intervalo temporal 11 000-15 000 años, medidas en el punto de extracción NEEM. Cabe destacar aquí las variaciones abruptas y casi simultáneas de ambos proxys ambientales, las cuales han sido resaltadas.

Toman aquí especial importancia los entornos de los eventos ocurridos hace aproximadamente unos 11 700, 12 900 y 14 700 años, en los que destaca una variación

abrupta tanto de $\delta^{18}\text{O}$ como de d , y además en oposición de fase (véase Figura 2). Estos tres eventos dan cuenta de cambios prácticamente simultáneos y muy pronunciados tanto de las condiciones ambientales en el Norte de Groenlandia (NEEM) como en las fuentes de evaporación (Atlántico Norte). Es importante destacar que, cuando en Groenlandia subían las temperaturas, de modo tal vez contra-intuitivo, en el Atlántico Norte las tasas de evaporación eran menores, lo cual a su vez implica una bajada de temperatura o un aumento en la humedad relativa de las fuentes. Esta peculiaridad no se da únicamente en las variaciones abruptas, sino de uno u otro modo a lo largo de toda la serie temporal, haciendo que $\delta^{18}\text{O}$ y d aparezcan siempre en oposición de fase. Esto ha sido interpretado de dos maneras: por un lado Steffensen et al. (2008) razonaron que, debido a la retirada de las placas de hielo en buena parte de la superficie del Atlántico Norte durante los momentos más cálidos, las fuentes de evaporación de Groenlandia pasaron a ser aguas más frías y septentrionales. No obstante, por otro lado Pfahl y Sodemann (2013) argumentaron que no era necesario explicar la oposición de fase de $\delta^{18}\text{O}$ y d de este modo si se daba una mayor importancia al impacto de la humedad relativa de las fuentes que a su temperatura en la interpretación del exceso de deuterio. Independientemente de este debate, está claro que las variaciones coordinadas y abruptas de los *proxys* ambientales $\delta^{18}\text{O}$ y d señalan un cambio de régimen oceánico-atmosférico y, por ende, un cambio climático repentino, rápido y, como poco, regional.

Analizando la Figura 2 cabe destacar los tres eventos que se han resaltado y que, como iremos viendo a lo largo de este estudio, tienen un interés crucial en nuestro intervalo temporal. La más antigua de estas variaciones bruscas (aproximadamente hace unos 14 700 años), así como la más sustancial, está relacionada con el inicio de la oscilación de Bølling, la parte más estable y cálida del interestadial Bølling-Allerød. El más reciente de estos eventos (aproximadamente hace unos 11 700 años), por otro lado, marcaría el fin del estadal Younger Dryas, que a su vez daría comienzo al interglacial en el que vivimos en la actualidad. Por último, quizá la menos abrupta de estas tres variaciones (aproximadamente hace unos 12 900 años) es la que da cuenta de la transición entre el final de la oscilación de Allerød y el comienzo del Younger Dryas.

El período de inestabilidades del final de la última era glacial en el que se centra este estudio estaría acotado por tanto por dos de estos eventos de cambio de régimen atmosférico-oceánico (el más antiguo y el más reciente). Serán estos 3000 años, en los que se suceden los interestadiales Bølling-Allerød y Younger Dryas, en los que ocurrirá la transición entre el último período glacial del Pleistoceno y el interglacial actual u Holoceno.

2.4.2. *Curvas profundidad-edad (P-E)*

Al tener una cronoestratigrafía sólida definida para el punto de extracción NEEM en nuestro intervalo de trabajo, y dado que para profundidades de más de 1000 metros las burbujas de aire del hielo ya se han sellado y la densidad de este apenas varía verticalmente (Herron and Landway, 1980), podemos utilizar las *curvas profundidad del hielo-edad del hielo* (P-E) como un buen indicador acumulativo de la tasa de precipitación en función del tiempo. De este modo, una pendiente pronunciada podrá interpretarse como una gran cantidad de precipitaciones a lo largo de un cierto período, y una pendiente más horizontal indicará una menor acumulación de nieve.

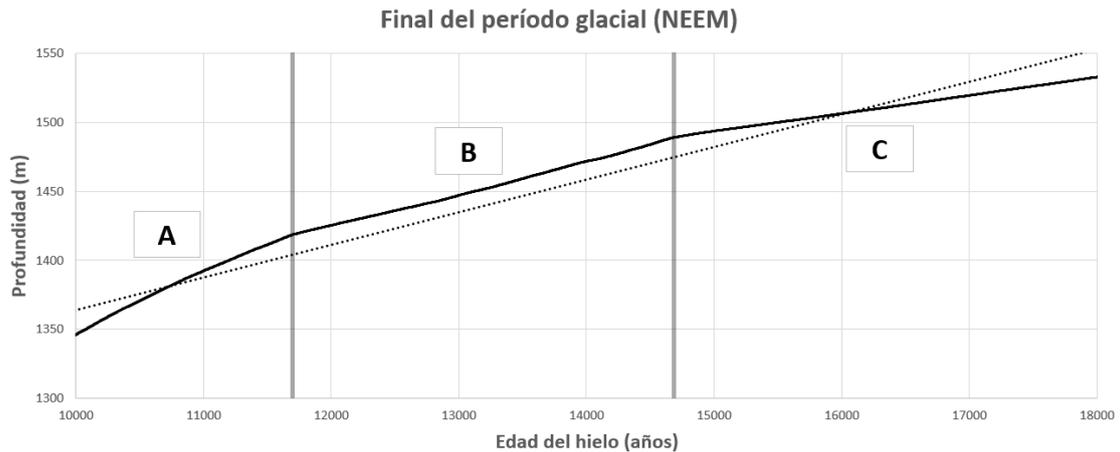


Figura 3: curva profundidad-edad para el punto de extracción NEEM. Se ha extendido el intervalo a 10 000-18 000 años para poder comparar el período de nuestro estudio con los siglos previos y posteriores. La curva P-E se ha ajustado a la recta que se muestra en la figura, la cual viene dada por la ecuación $y = 1135,434 + 0,0234 x$, con un r^2 de 0,960. Dada la morfología de la curva, se ha dividido a su vez en tres secciones en las que su evolución parece ser más lineal (A, B y C).

Cabe destacar al representar la *curva P-E* que esta, a pesar de mostrar una evolución relativamente lineal ($r^2 = 0,960$), puede dividirse a su vez entre tres intervalos dentro de los cuales su evolución parece ajustarse en aún mayor medida a una línea recta (véase Figura 3). Esto implicaría que en los entornos de dos puntos de nuestra serie de datos hay un cambio de tendencia, el cual, acorde a lo comentado previamente, se debería interpretar como un cambio en la tasa de precipitaciones. De manera visual, se tomaron estos puntos de división en 11 676,39 y 14 684,01 años. A continuación se representa la *curva P-E* para cada uno de estos tres intervalos, con sus respectivos ajustes lineales:

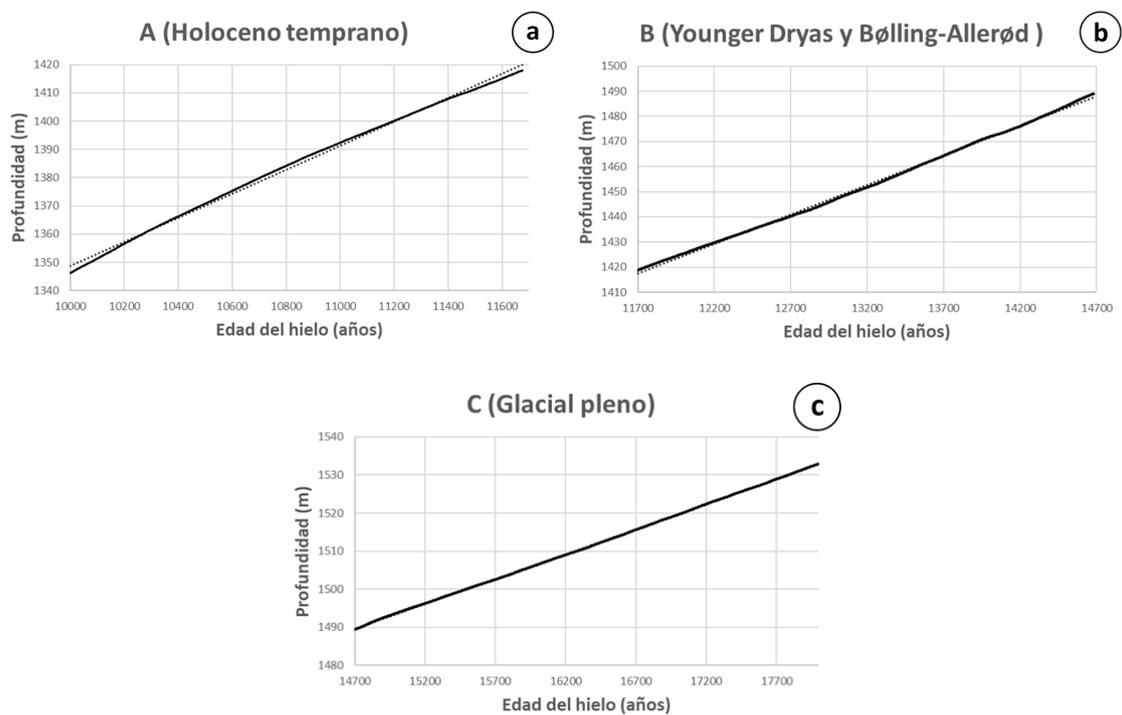


Figura 4: curvas profundidad-edad para cada uno de los intervalos introducidos anteriormente (A, B y C). Nótese cómo los ajustes lineales mejoran apreciablemente con respecto al obtenido para todo el período en su conjunto.

Rectas de ajuste: **A (Holoceno temprano):** $y = 923,570 + 0,0425 x$, $r^2 = 0,997$; **B (Younger Dryas y Bølling-Allerød):** $y = 1142,778 + 0,0235 x$, $r^2 = 0,999$; **C (Glacial pleno):** $y = 1297,383 + 0,0131 x$, $r^2 = 1,000$.

Resulta evidente a partir de las gráficas y expresiones anteriores (Figuras 4a, 4b y 4c) que la *curva P-E* original puede reconstruirse como la suma de tres segmentos, cada uno de ellos con una pendiente diferente. Esto es así porque los ajustes lineales obtenidos para cada uno de los tres intervalos considerados son prácticamente perfectos ($r^2 > 0,995$). Cabe destacar que, al igual que nos había ocurrido al analizar de manera comparativa los saltos abruptos de las variables $\delta^{18}\text{O}$ y d , de manera natural aparece la división de nuestra serie de datos en varios períodos, en uno de los cuales (en el B) quedarían incluidas las anomalías climáticas del Younger Dryas y Bølling-Allerød. Esta vez el criterio para establecer esta separación no ha sido un cambio en la temperatura sobre los glaciares o las fuentes de humedad, sino un cambio de tendencia en la tasa de acumulación de nieve extraído a partir de las *curvas profundidad-edad*. A continuación comentaremos estos intervalos de manera un poco más detallada.

Uno de los puntos más importantes a analizar es el más que notable cambio de pendiente entre los tres intervalos, la cual pasa de ser en C (Glacial pleno) de 0,0131 m/año a 0,0235 m/año en B y aumenta hasta 0,0425 m/año en A (Holoceno temprano). Esto nos indica que las precipitaciones fueron relativamente escasas durante los siglos previos a los períodos de inestabilidad del final del período glacial. Más adelante, durante el estadal Younger Dryas y el interstadial Bølling-Allerød, estas precipitaciones se duplicaron y, durante el principio del Holoceno, la tasa de acumulación de nieve llegó prácticamente a cuadruplicar la existente durante el Glacial pleno. Estos resultados, de manera al menos cuantitativa, coinciden con lo que cabría esperar, pues las bajas temperaturas presentes durante el Glacial pleno en Groenlandia posiblemente propiciasen la formación de potentes anticiclones sobre su superficie, llegando quizá incluso a darse importantes inversiones térmicas. Todo esto haría que las precipitaciones fuesen muy escasas y que, por ende, la tasa de acumulación presentase valores bajos (tal y como ocurre en la actualidad en la Antártida). Por otro lado, un progresivo aumento de las temperaturas, tanto durante el Bølling-Allerød como durante el Holoceno temprano (y también durante el Younger Dryas si lo comparamos con el Glacial pleno), haría que en estos períodos las pendientes de las *curvas P-E* fuesen más acusadas debido a un aumento en la precipitación. Este aumento en la precipitación no solo estaría influenciado por las temperaturas más cálidas, sino también por la mayor humedad presente en toda la región del Atlántico Norte y su entorno con el deshielo de los grandes glaciares continentales.

Por último, cabe destacar que los ajustes para los intervalos B y A, aunque son muy buenos, podrían mejorarse. Esto resulta evidente en el Holoceno temprano, pues al principio de este intervalo temporal nuestra recta sobreestima la tasa de acumulación de nieve y, al final del período, la infravalora. Un ajuste cuadrático lidiaría con estos problemas. Por otro lado, el intervalo B también necesitaría una reestructuración para obtener un ajuste más preciso, pues es evidente que durante los primeros siglos (oscilación de Bølling) la recta infravalora la tasa de acumulación, mientras que durante los últimos siglos (estadal Younger Dryas) el ajuste lineal la sobreestima. No obstante, ninguna de estas correcciones haría peligrar la interpretación global de la *curva P-E* con su clara subdivisión en tres segmentos, ya que los cambios de pendiente existentes entre estos últimos son mucho más pronunciados que cualquiera de estas modificaciones.

3. Análisis y discusión de resultados

A continuación describiremos y analizaremos en un mayor detalle las periodicidades intrínsecas de nuestras series de datos isotópicas (tanto de $\delta^{18}\text{O}$ como de d) en cada uno de los intervalos del período de nuestro estudio. Utilizaremos las divisiones introducidas anteriormente y justificadas mediante variaciones isotópicas abruptas y cambios de pendiente en las *curvas P-E*, aunque a su vez subdividiremos el período B entre tres subintervalos. Este último ahora se analizará como la sucesión de la oscilación de Bølling, la oscilación de Allerød (en la cual incluimos inestabilidades de corta duración como el Older Dryas) y el estadal Younger Dryas. Por otro lado, aunque nuestro análisis y estudio irá principalmente enfocado a estos tres intervalos de cerca de un milenio de duración, también describiremos brevemente porciones de las partes de nuestra serie temporal anteriormente denominadas A y C (es decir, Holoceno temprano y Glacial pleno, respectivamente).

Todo nuestro análisis irá enfocado, tal y como se comentó en *Materiales y métodos*, a la obtención de periodicidades intrínsecas, el ajuste a funciones de tipo cosenoidal y la interpretación de los resultados obtenidos. Los coeficientes de amplitud y desfase que nos permiten reconstruir nuestras funciones de ajuste (a falta del parámetro independiente) se encuentran tabulados al final del análisis.

3.1. Modelo de análisis climático (oscilaciones intrínsecas)

Todos los ajustes y metodología ya tratados tienen su justificación en un simple modelo de análisis climático que desarrollaremos a continuación. Mediante su aplicación se pretende arrojar un poco de luz sobre las rápidas transiciones climáticas acontecidas durante el final del último período glacial, así como sobre la propia caracterización de los estadales e interestadales groenlandeses en estos momentos.

El modelo de oscilaciones intrínsecas se sustenta sobre las siguientes hipótesis:

1-Las series temporales isotópicas de cada uno de nuestros intervalos pueden descomponerse en tendencia, estacionalidad y oscilaciones intrínsecas. Por tendencia entendemos aquí al carácter genérico de la curva isotópica, el cual hemos interpolado por regresiones lineales de tipo polinómico. En estacionalidad incluimos las variaciones debidas a la diferencia en las condiciones climáticas en distintas estaciones del año. Esta última ha sido eliminada de nuestras series mediante el uso de medias móviles centradas. Por oscilaciones intrínsecas entendemos a aquellas variaciones isotópicas de carácter periódico o cuasi-periódico lo suficientemente rápidas como para no estar consideradas en la tendencia. Como nuestros intervalos elegidos tienen en torno a un milenio de duración, establecimos el período máximo para estas oscilaciones intrínsecas en 700 años.

2-Los efectos climáticos que tienen impacto sobre nuestras series isotópicas pueden ser de tres tipos: T, O y M. El primero de ellos considera aquellos que tan solo afectan a la tendencia de nuestros datos (T, *tendency-driven effects*), el segundo tiene en cuenta a los que afectan únicamente a las oscilaciones intrínsecas (O, *oscillation-related effects*) y el último comprende a aquellos que tienen un impacto significativo tanto sobre la tendencia como sobre las oscilaciones intrínsecas (M, *mixed effects*).

3-Los pulsos de carácter cuasi-periódico pueden aproximarse por pulsos periódicos. La mayoría de las oscilaciones intrínsecas en nuestros intervalos van a repetirse cada un

número de años dado por una cierta distribución estadística, conformando las denominadas bandas de frecuencia o periodicidad. En nuestro modelo inicialmente aproximamos estas bandas por deltas de Dirac en el espectro de frecuencias, es decir, suponemos que cada pulso es periódico y no cuasi-periódico. Posteriormente, ya reconstruiremos la complejidad de cada banda de periodicidad mediante una anchura que definiremos más adelante.

4-Las variaciones abruptas de isótopos pueden despreciarse. Esta idea se basa en entender los períodos de inestabilidad indicados por las excursiones isotópicas abruptas como simples transiciones entre intervalos cuasi-estables de mayor duración temporal. En otras palabras, suponemos que podemos estudiar las condiciones estables de cada uno de los períodos a analizar sin tener en cuenta las perturbaciones que pudieron haberlo originado. En esencia, estamos despreciando para nuestro análisis los efectos de tipo T y la parte asociada a la tendencia de los efectos de tipo M.

5-Las oscilaciones intrínsecas dan cuenta de diversos mecanismos climáticos. Suponemos, por tanto, que estas variaciones (que ya hemos aproximado como periódicas) son el resultado de ciclos del sistema atmósfera-hidrosfera-criosfera (*a priori*) con un impacto significativo como poco en la región del Atlántico Norte. Este punto será importante a la hora de interpretar nuestros resultados.

6-Cada uno de los intervalos cuasi-estables incluidos en este estudio está caracterizado por unos ciertos mecanismos climáticos cuasi-periódicos. Dentro de cada uno de los intervalos que hemos elegido para nuestro trabajo existen ciertas oscilaciones asociadas a ciclos cuasi-periódicos (que hemos aproximado en primera instancia como periódicos). Suponemos que en cada uno de estos intervalos habrá unos ciertos ciclos que harán que, *grosso modo*, el sistema climático permanezca estable y no cambie mediante una transición abrupta a otro estado cuasi-estable. Estos ciclos serán característicos de cada intervalo y, por lo tanto, la aparición, desaparición, intensificación o atenuación de alguno de ellos puede llevar a una desestabilización del sistema que, en última instancia, desembocaría en una variación isotópica abrupta. Estas excursiones abruptas, si son lo suficientemente intensas, pueden llevar al sistema climático a un nuevo período de estabilidad distinto (de en torno a un milenio de duración en nuestro caso). Por otro lado, si estas variaciones abruptas no logran desestabilizar al sistema lo suficiente, tan solo registraremos en nuestra serie isotópica un pico, y la perturbación no durará más de uno o dos siglos (como las inestabilidades de la oscilación de Allerød o el evento 11,4 kys). En esencia estamos suponiendo que, conocida y caracterizada la parte asociada a las oscilaciones intrínsecas de los efectos de tipo M, su atenuación o intensificación tiene un efecto similar sobre la parte asociada a la tendencia que, en última instancia, será la que dé origen a las variaciones abruptas observadas en nuestras series de datos.

Mediante el análisis que realizaremos en las próximas páginas podremos distinguir varios casos genéricos, dependiendo de si hay o no cambios importantes en los espectros de frecuencia de las oscilaciones intrínsecas y sus correspondientes series temporales. En primer lugar, cambios importantes en dos espectros de frecuencia no asociados a variaciones apreciables en las series temporales nos indicaría que aquellos pulsos que han variado van asociados a efectos de tipo O. En segundo lugar, cambios visibles tanto en nuestros espectros como en nuestras series temporales nos indican la presencia de efectos de tipo M, de tipo O y T, de tipo M y T, de tipo M y O o incluso de los tres tipos a la vez. Por último, cambios en las series temporales no asociados a variaciones en los espectros de frecuencia evidencian la presencia de efectos de tipo T. Como acabamos de ver, tan solo el primero y el tercero de estos escenarios nos aportan información sobre el tipo de efecto que estamos estudiando.

Estas seis simples hipótesis permiten utilizar el método de trabajo ya descrito anteriormente para analizar nuestros intervalos temporales. A continuación mostramos el

análisis realizado para cada uno de los cinco intervalos de estudio. En los tres primeros, el estadal Younger Dryas y las oscilaciones de Bølling y Allerød, el tratamiento de datos para retirar la estacionalidad se hizo aplicando medias móviles centradas en un entorno de 13 puntos. Para los dos intervalos externos de este estudio, los denominados Glacial pleno y Holoceno temprano, fueron utilizadas medias móviles centradas en entornos distintos, dado que la separación temporal entre datos consecutivos distó apreciablemente de la obtenida para los tres períodos anteriores. Por ende, se utilizaron entornos en las medias móviles de 7 y 25 puntos, respectivamente, con objeto de que el tratamiento de datos siguiese proporcionándonos un promediado de entre 20 y 40 años.

3.2. Oscilación de Bølling

La oscilación de Bølling, el primer pulso del interstadial Bølling-Allerød, ha sido acotada en nuestra serie de datos al intervalo 14 080,1 - 14 724,3 años. En esta franja temporal los datos isotópicos se ajustan a una distribución de media 1,958 años y desviación estándar 0,474. No obstante, hay unos pocos puntos que distan de sus sucesivos en un mayor tiempo, en hasta incluso 5 años. Esto ocurre justamente al inicio de la oscilación, sobre la variación isotópica abrupta mencionada en los apartados anteriores. Sin embargo, como esta está muy acotada y se restringe únicamente a unos pocos puntos, podemos elidirla a la hora tratar la oscilación de Bølling en su conjunto como un todo. Para ello, en los análisis posteriores, consideraremos como fecha más antigua 14 685,2 años en lugar de 14 724,3.

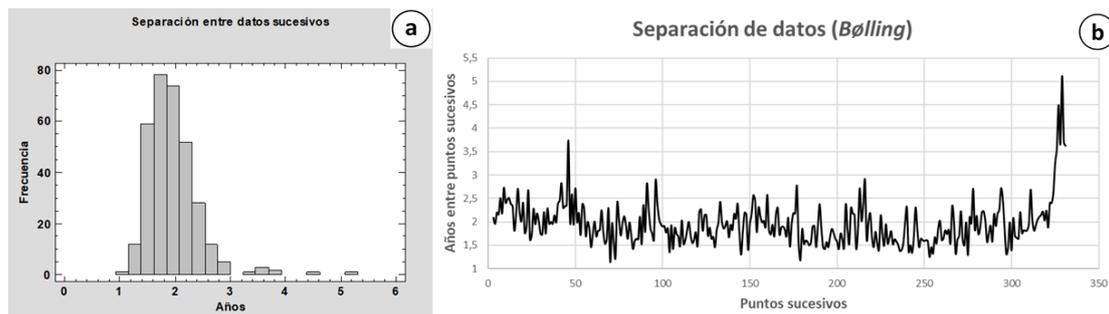


Figura 5: separación de datos isotópicos sucesivos en el tiempo. La distribución de estos se ha representado mediante un histograma (Figura 5a). En la Figura 5b se ha graficado dentro de la propia oscilación de Bølling la separación entre datos sucesivos en función del tiempo.

3.2.1. $\delta^{18}O$

Para esta serie temporal, decidimos interpolar la tendencia con un polinomio cúbico para posteriormente analizar las periodicidades de las oscilaciones intrínsecas. Al ajustar la oscilación sin tendencia a varios grupos de cosenoidales, obtuvimos que r^2 se maximiza para pulsos de período 59, 69, 92 y 322 años.

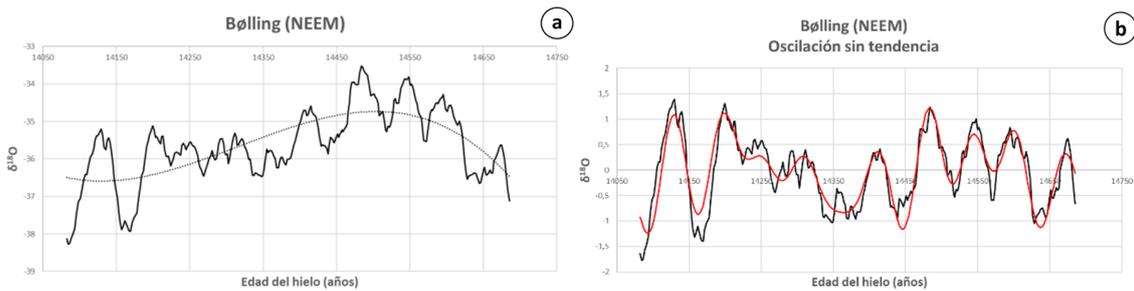


Figura 6: a) Oscilación de Bølling (en el intervalo reducido sin la variación abrupta inicial) en serie temporal de $\delta^{18}\text{O}$. Se ha graficado también el polinomio por el cual se ha interpolado la tendencia para los ajustes sinusoidales y la búsqueda de periodicidades intrínsecas. El polinomio de tendencia es $y = -7,057 \cdot 10^{-8} x^3 + 0,00303 x^2 - 43,383 x + 206922,477$, y se ajusta a la oscilación isotópica con un $r^2 = 0,492$. b) Oscilación de Bølling a la que se le ha restado la tendencia obtenida por el polinomio interpolador. Se ha graficado también el ajuste sinusoidal obtenido para la oscilación intrínseca del intervalo. La función de ajuste fue construida como el parámetro independiente $-0,0430 +$ cosenoidales (tabuladas más adelante).

3.2.2. Exceso de deuterio

Para esta serie temporal, decidimos interpolar la tendencia con una recta para posteriormente analizar las periodicidades de las oscilaciones intrínsecas. Al ajustar la oscilación sin tendencia a varios grupos de cosenoidales, obtuvimos que r^2 se maximiza para pulsos de período 52, 58, 82, 114, 149, 160 y 474 años.

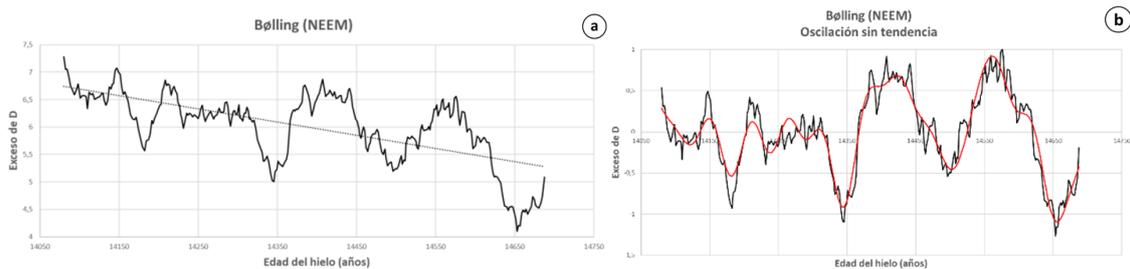


Figura 7: a) Oscilación de Bølling (en el intervalo reducido sin la variación abrupta inicial) en serie temporal de exceso de deuterio (d). Se ha graficado también el polinomio por el cual se ha interpolado la tendencia para los ajustes sinusoidales y la búsqueda de periodicidades intrínsecas. El polinomio de tendencia es $y = -0,00241 x + 40,638$, y se ajusta a la oscilación isotópica con un $r^2 = 0,417$. b) Oscilación de Bølling a la que se le ha restado la tendencia obtenida por el polinomio interpolador. Se ha graficado también el ajuste sinusoidal obtenido para la oscilación intrínseca del intervalo. La función de ajuste fue construida como el parámetro independiente $0,0427 +$ cosenoidales (tabuladas más adelante).

3.3. Oscilación de Allerød

La oscilación de Allerød ha sido acotada al intervalo 12 901,1 - 14 075,83 años. En esta franja temporal los datos isotópicos se ajustan a una distribución de media 2,054 años y desviación estándar 0,411.

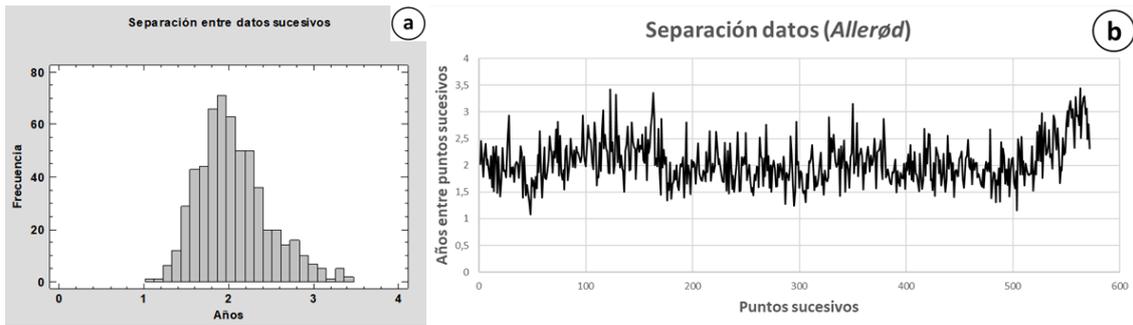


Figura 8: separación de datos isotópicos sucesivos en el tiempo. La distribución de estos se ha representado mediante un histograma (Figura 8a). En la Figura 8b se ha graficado dentro de la propia oscilación de Allerød la separación entre datos sucesivos en función del tiempo.

3.3.1. $\delta^{18}O$

Para esta serie temporal, decidimos interpolar la tendencia con un polinomio de grado cuatro, ya que las muchas variaciones e inestabilidades presentes nos hacen tener que recurrir a una función más compleja para obtenerla. Al ajustar la oscilación sin tendencia a varios grupos de cosenoidales, obtenemos que r^2 se maximiza para pulsos de período 91, 103, 124, 142, 176, 238, 285 y 519 años.

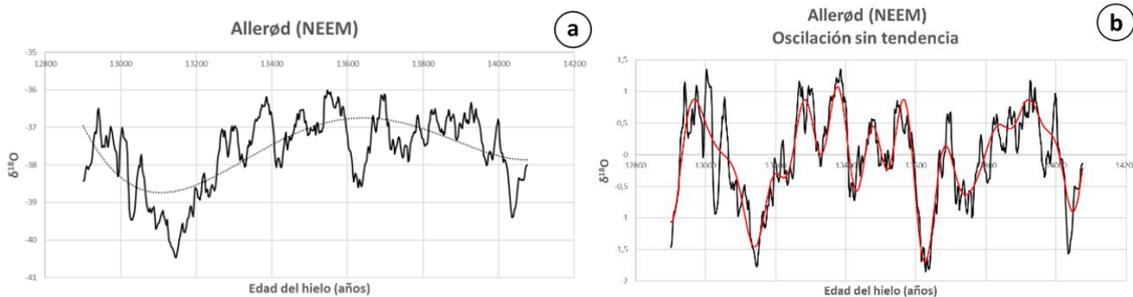


Figura 9: a) Oscilación de Allerød en serie temporal de $\delta^{18}O$. Se ha graficado también el polinomio por el cual se ha interpolado la tendencia para los ajustes sinusoidales y la búsqueda de periodicidades intrínsecas. El polinomio de tendencia es $y = 2,789 \cdot 10^{-11} x^4 - 1,518 \cdot 10^{-6} x^3 + 0,0310 x^2 - 280,743 x + 953802,494$, y se ajusta a la oscilación isotópica con un $r^2 = 0,449$. b) Oscilación de Allerød a la que se le ha restado la tendencia obtenida por el polinomio interpolador. Se ha graficado también el ajuste sinusoidal obtenido para la oscilación intrínseca del intervalo. La función de ajuste fue construida como el parámetro independiente $-0,0369 + \text{cosenoidales}$ (tabuladas más adelante).

3.3.2. Exceso de deuterio

Para esta serie temporal, decidimos interpolar la tendencia por un polinomio de grado tres. Al ajustar la oscilación sin tendencia a varios grupos de cosenoidales, obtuvimos que r^2 se maximiza para pulsos de período 54, 77, 92, 105, 124, 131, 176, 234 y 460 años.

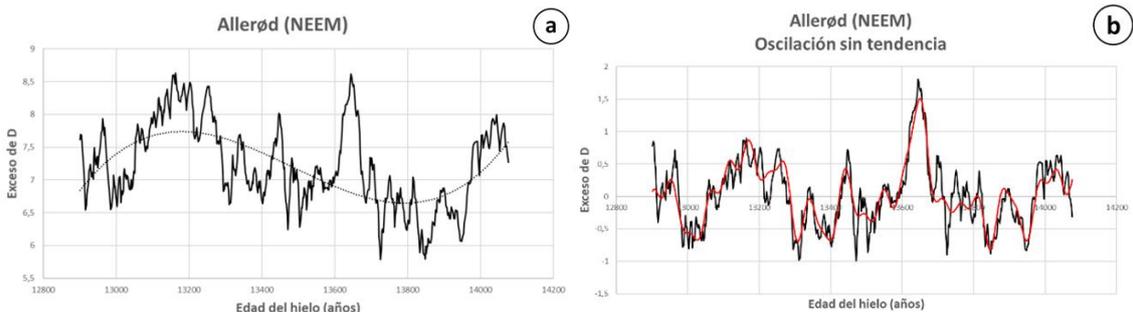


Figura 10: a) Oscilación de Allerød en serie temporal de exceso de deuterio (d). Se ha graficado también el polinomio por el cual se ha interpolado la tendencia para los ajustes sinusoidales y la búsqueda de periodicidades intrínsecas. El polinomio de tendencia es $y = 9,599 \cdot 10^{-9} x^3 - 0,000388 x^2 + 5,235 x - 23501,578$, y se ajusta a la oscilación isotópica con un $r^2 = 0,358$. B) Oscilación de Allerød a la que se le ha restado la tendencia obtenida por el polinomio interpolador. Se ha graficado también el ajuste sinusoidal obtenido para la oscilación intrínseca del intervalo. La función de ajuste fue construida como el parámetro independiente $0,0387 + \text{cosenoidales}$ (tabuladas más adelante).

3.4. Estadial Younger Dryas

El estadal Younger Dryas ha sido acotado al intervalo 11 650,8 - 12 950,4 años. En esta franja temporal los datos isotópicos se ajustan a una distribución de media 2,256 años y desviación estándar 0,477. No obstante, debido a las variaciones isotópicas abruptas presentes tanto al comienzo como al final del estadal, tal y como comentamos anteriormente, hemos decidido restringir nuestro intervalo de estudio unos pocos años más para elidir estos cambios bruscos. Es importante destacar que, a diferencia de como ocurría al principio de la oscilación de Bølling, las variaciones abruptas en este caso no van acompañadas por inestabilidades en el tiempo entre años sucesivos de medida, tal y como se puede ver en la Figura 20. Se decidió trabajar con el intervalo 11 750,7 - 12 751,5 años para los análisis posteriores.

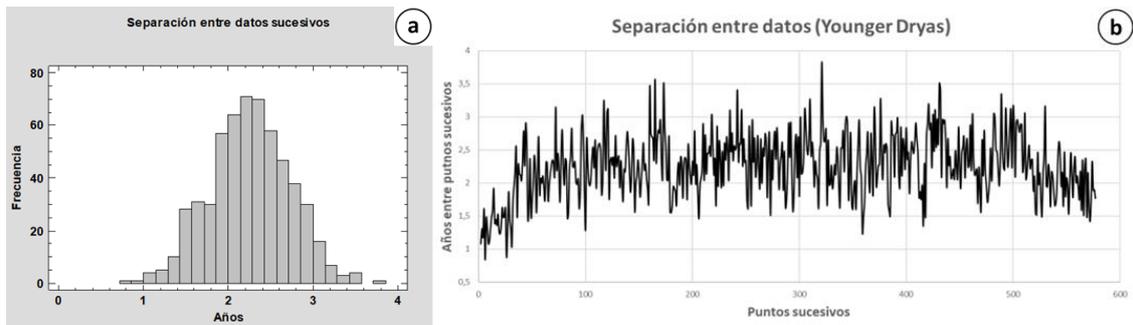


Figura 11: separación de datos isotópicos sucesivos en el tiempo. La distribución de estos se ha representado mediante un histograma (Figura 11a). En la Figura 11b se ha graficado dentro del propio Younger Dryas la separación entre datos sucesivos en función del tiempo.

3.4.1. $\delta^{18}O$

Para esta serie temporal, decidimos interpolar la tendencia con un polinomio cuadrático. Al ajustar la oscilación sin tendencia a varios grupos de cosenoidales, obtuvimos que r^2 se maximiza para pulsos de período 46, 68, 76, 88, 112, 129, 152, 204, 258 y 555 años.

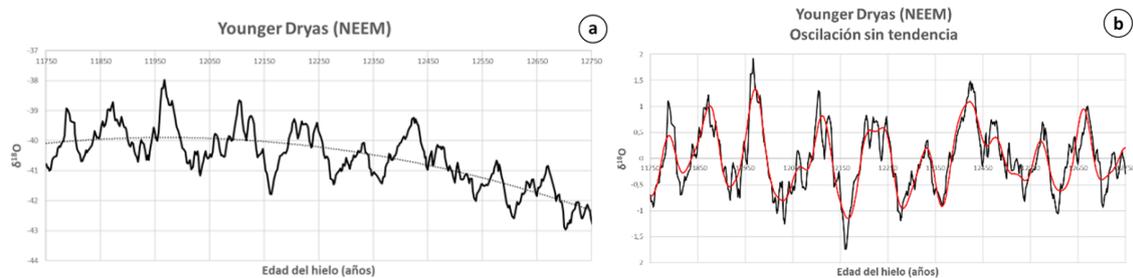


Figura 12: a) Estadal Younger Dryas (intervalo acotado por extremos) en serie temporal de $\delta^{18}O$. Se ha graficado también el polinomio por el cual se ha interpolado la tendencia para los ajustes sinusoidales y la búsqueda de periodicidades intrínsecas. El polinomio de tendencia es $y = -3,969 \cdot 10^{-6} x^2 + 0,0950 x - 608,462$, y se ajusta a la oscilación isotópica con un $r^2 = 0,567$. B) Estadal Younger Dryas (en intervalo reducido) al que se le ha restado la tendencia obtenida por el polinomio interpolador. Se ha graficado también el ajuste sinusoidal obtenido para la

oscilación intrínseca del intervalo. La función de ajuste fue construida como el parámetro independiente $-0,0337 +$ cosenoidales (tabuladas más adelante).

3.4.2. Exceso de deuterio

Para esta serie temporal, decidimos interpolar la tendencia por un polinomio de grado tres. Al ajustar la oscilación sin tendencia a varios grupos de cosenoidales, obtuvimos que r^2 se maximiza para pulsos de período 49, 54, 70, 81, 100, 123, 176, 243 y 500 años.

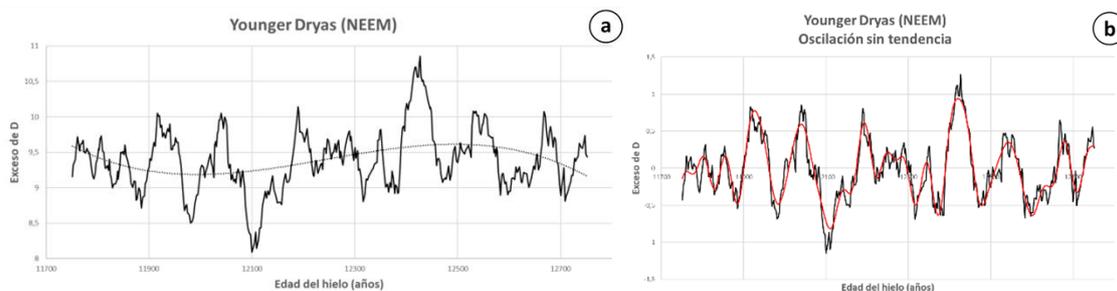


Figura 13: a) Estadial Younger Dryas (en intervalo reducido) en serie temporal de exceso de deuterio (d). Se ha graficado también el polinomio por el cual se ha interpolado la tendencia para los ajustes sinusoidales y la búsqueda de periodicidades intrínsecas. El polinomio de tendencia es $y = -6,805 \cdot 10^{-9} x^3 + 0,000250 x^2 - 3,059 x + 12485,461$, y se ajusta a la oscilación isotópica con un $r^2 = 0,115$. b) Intervalo restringido del estadal Younger Dryas al que se le ha restado la tendencia obtenida por el polinomio interpolador. Se ha graficado también el ajuste sinusoidal obtenido para la oscilación intrínseca del intervalo. La función de ajuste fue construida como el parámetro independiente $-0,0102 +$ cosenoidales (tabuladas más adelante).

3.5. Holoceno temprano

El Holoceno temprano ha sido acotado en nuestra serie de datos al intervalo 10 000,2 - 11 350,6 años, en donde se han suprimido los primeros siglos de interglacial para evitar la anomalía 11,4 kys. En esta franja temporal los datos isotópicos se ajustan a una distribución de media 1,129 años y desviación estándar 0,217. Nótese que, dado que las precipitaciones fueron mucho más abundantes en este intervalo temporal que en los anteriores (véase *Curvas profundidad-edad*), la separación entre datos sucesivos es mucho menor y, además, muestra una clara tendencia descendente con el tiempo. Por esta razón nuestras series de datos en este intervalo serán tratadas mediante medias móviles centradas en un entorno de 25 puntos, con objeto de que sigan representando aproximadamente un promedio isotópico de treinta años (al igual que en los tres intervalos ya tratados).

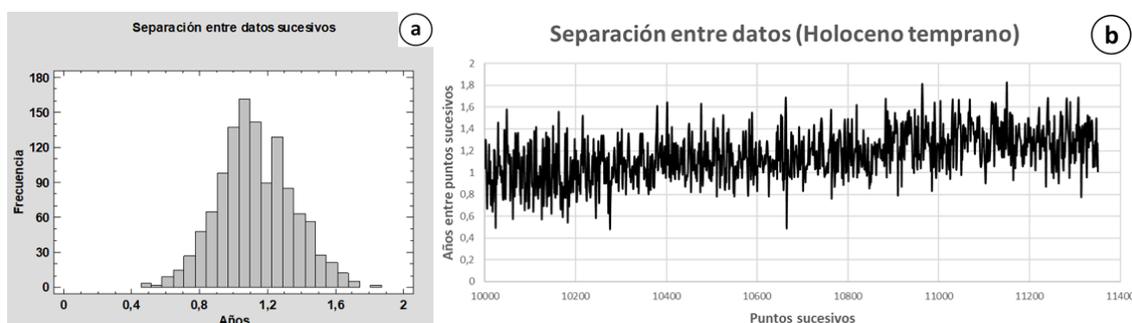


Figura 14: separación de datos isotópicos sucesivos en el tiempo. La distribución de estos se ha representado mediante un histograma (Figura 14a). En la Figura 14b se ha graficado dentro del propio Holoceno temprano la separación entre datos sucesivos en función del tiempo.

3.5.1. $\delta^{18}O$

Para esta serie temporal obtuvimos que, tras interpolar la tendencia por una línea recta, el ajuste que se maximiza para pulsos de periodicidad 49, 59, 70, 83, 92, 123, 136, 168, 207, 242, 304 y 495 años.

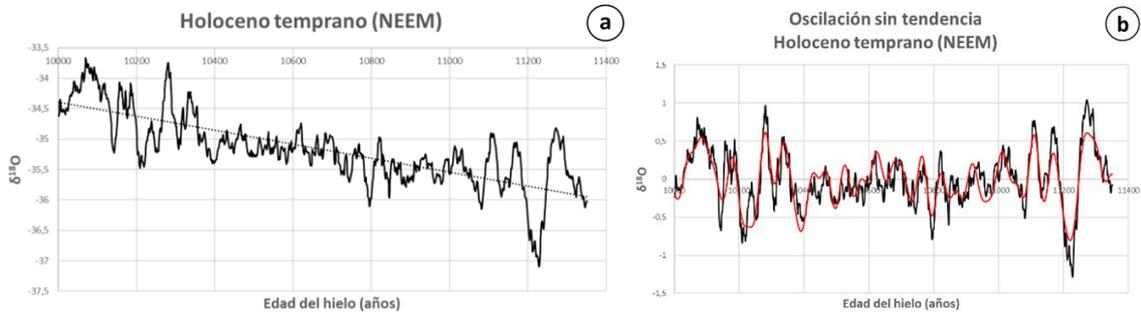


Figura 15: a) Holoceno temprano (en intervalo reducido) en serie temporal de $\delta^{18}O$. Se ha graficado también el polinomio por el cual se ha interpolado la tendencia para los ajustes sinusoidales y la búsqueda de periodicidades intrínsecas. El polinomio de tendencia es $y = -0,00115x - 22,860$, y se ajusta a la oscilación isotópica con un $r^2 = 0,600$. b) Intervalo restringido del Holoceno temprano al que se le ha restado la tendencia obtenida por el polinomio interpolador. Se ha graficado también el ajuste sinusoidal obtenido para la oscilación intrínseca del intervalo. La función de ajuste fue construida como el parámetro independiente $-0,0312 + \text{cosenoidales}$ (tabuladas más adelante).

3.5.2. Exceso de deuterio

Para esta serie temporal obtuvimos que, tras interpolar la tendencia por una línea recta, el coeficiente de correlación de Pearson se maximiza para pulsos de período 54, 57, 62, 66, 71, 84, 94, 139, 167, 182, 256 y 662 años.

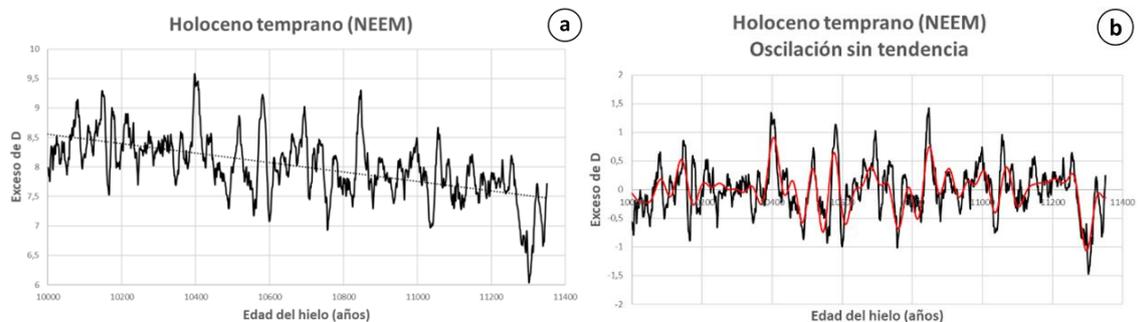


Figura 16: a) Holoceno temprano (en intervalo reducido) en serie temporal de exceso de deuterio. Se ha graficado también el polinomio por el cual se ha interpolado la tendencia para los ajustes sinusoidales y la búsqueda de periodicidades intrínsecas. El polinomio de tendencia es $y = -0,000798x + 16,530$, y se ajusta a la oscilación isotópica con un $r^2 = 0,348$. b) Intervalo restringido del Holoceno temprano al que se le ha restado la tendencia obtenida por el polinomio interpolador. Se ha graficado también el ajuste sinusoidal obtenido para la oscilación intrínseca del intervalo. La función de ajuste fue construida como el parámetro independiente $0,0126 + \text{cosenoidales}$ (tabuladas más adelante).

3.6. Glacial pleno

El Glacial pleno ha sido acotado al intervalo 14 720,7 - 16 002,6 años. A pesar de que anteriormente incluimos en Glacial pleno otros dos mil años de datos (hasta hace 18 000 años), hemos decidido reducirlo para este análisis con el objetivo de que todos los intervalos

analizados tengan una duración no mucho mayor a un milenio. También hemos retirado las primeras décadas (entre 14 700 y 14 720 años) para tratar de evitar las variaciones abruptas isotópicas asociadas al inicio de la oscilación de Bølling. En esta franja temporal los datos isotópicos se ajustan a una distribución de media 3,820 años y desviación estándar 0,602. Nótese que, dado que las precipitaciones fueron mucho más escasas en este intervalo temporal que en los anteriores (véase *Curvas profundidad-edad*), la separación entre datos sucesivos es mucho mayor. Por esta razón nuestras series de datos en este intervalo serán tratadas mediante medias móviles centradas en un entorno de 7 puntos, con objeto de que sigan representando aproximadamente un promedio isotópico de entre veinte y cuarenta años (al igual que en los intervalos tratados previamente).

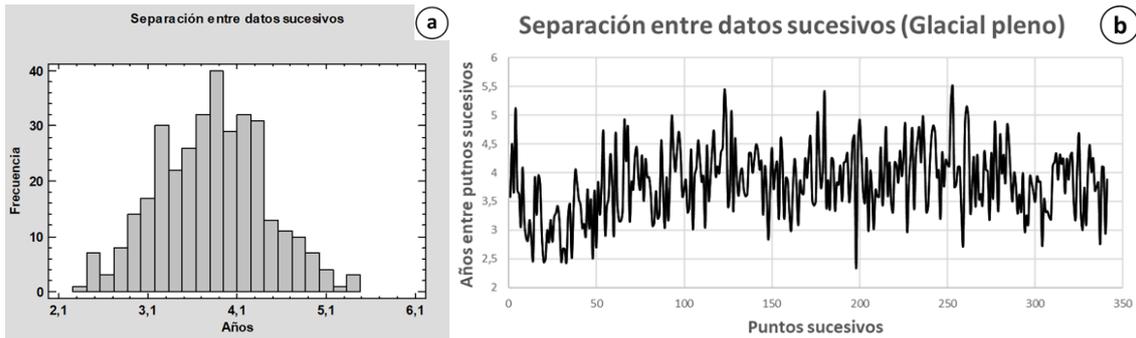


Figura 17: separación de datos isotópicos sucesivos en el tiempo. La distribución de estos se ha representado mediante un histograma (Figura 17a). En la Figura 17b se ha graficado dentro del propio Glacial pleno la separación entre datos sucesivos en función del tiempo.

3.6.1. $\delta^{18}O$

Para esta serie temporal obtuvimos que, tras interpolar la tendencia por una recta, el r^2 de nuestro ajuste a cosenoidales se maximizó para pulsos de período 40, 44, 49, 61, 68, 75, 85, 93, 114, 143, 154, 198, 254, 332 y 566 años.

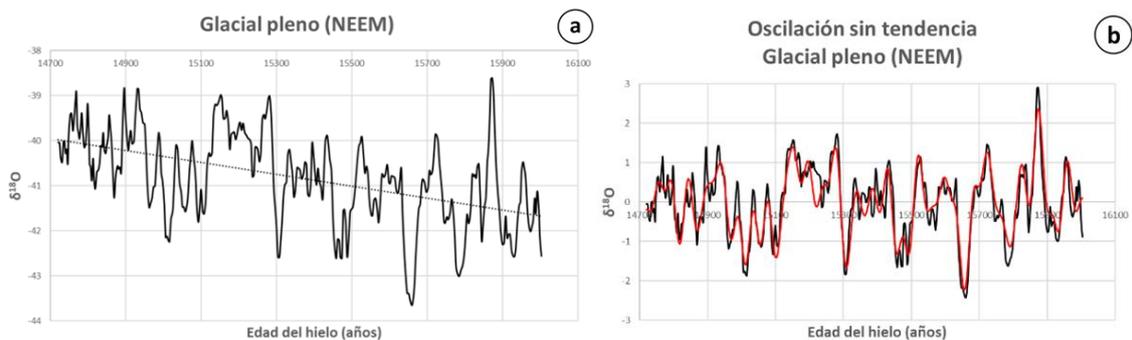


Figura 18: a) Glacial pleno (en intervalo reducido) en serie temporal de $\delta^{18}O$. Se ha graficado también el polinomio por el cual se ha interpolado la tendencia para los ajustes sinusoidales y la búsqueda de periodicidades intrínsecas. El polinomio de tendencia es $y = -0,00132x - 20,536$, y se ajusta a la oscilación isotópica con un $r^2 = 0,250$. b) Intervalo restringido del Glacial pleno al que se le ha restado la tendencia obtenida por el polinomio interpolador. Se ha graficado también el ajuste sinusoidal obtenido para la oscilación intrínseca del intervalo. La función de ajuste fue construida como el parámetro independiente $-0,0445$ + cosenoidales (tabuladas más adelante).

3.6.2. Exceso de deuterio

Al hacer nuestro ajuste obtuvimos que, tras interpolar la tendencia por un polinomio cuártico, r^2 se maximiza para pulsos de período 55, 67, 85, 118, 140, 163, 227, 300, 397 y 589 años.

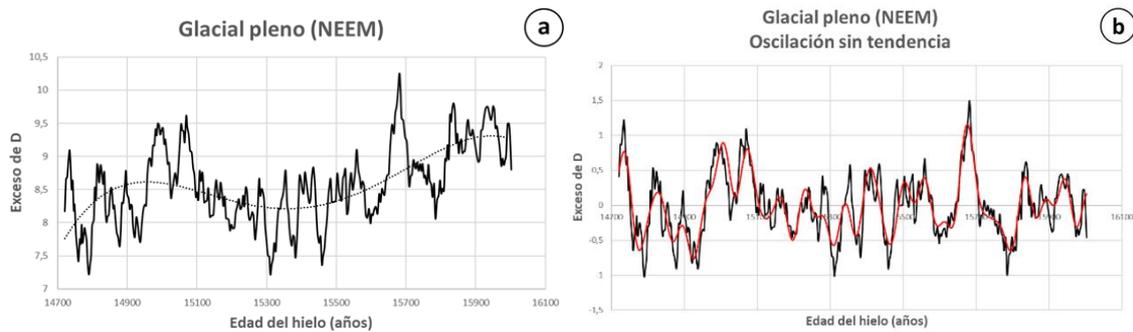


Figura 19: a) Glacial pleno (en intervalo reducido) en serie temporal de exceso de deuterio. Se ha graficado también el polinomio por el cual se ha interpolado la tendencia para los ajustes sinusoidales y la búsqueda de periodicidades intrínsecas. El polinomio de tendencia es $y = -1,184 \cdot 10^{-11} x^4 + 7,305 \cdot 10^{-7} x^3 - 0,0169 x^2 + 173,536 x - 668304,910$, y se ajusta a la oscilación isotópica con un $r^2 = 0,402$. b) Intervalo restringido del Glacial pleno al que se le ha restado la tendencia obtenida por el polinomio interpolador. Se ha graficado también el ajuste sinusoidal obtenido para la oscilación intrínseca del intervalo. La función de ajuste fue construida como el parámetro independiente $-0,00450 +$ cosenoidales (tabuladas más adelante).

3.7. Exposición de resultados

A continuación mostramos tabulados los períodos obtenidos para cada intervalo tanto en $\delta^{18}O$ como en exceso de deuterio (d):

Tabla 1: periodicidades encontradas para la serie de $\delta^{18}O$

$\delta^{18}O$	Ajuste múltiple			
Intervalo	Tipo de tendencia	r^2 de tendencia	r^2 de ajuste	Periodicidades obtenidas
Glacial pleno	Lineal	0,250	0,810	40, 44, 49, 61, 68, 75, 85, 93, 114, 143, 154, 198, 254, 332, 566
Oscilación de Bølling	Cúbica	0,492	0,827	59, 69, 92, 322
Oscilación de Allerød	Cuártica	0,449	0,791	91, 103, 124, 142, 176, 238, 285, 519
Younger Dryas	Cuadrática	0,567	0,806	46, 68, 76, 88, 112, 129, 152, 204, 258, 555
Holoceno temprano	Lineal	0,600	0,725	49, 59, 70, 83, 92, 123, 136, 168, 207, 242, 304, 495

Tabla 2: periodicidades encontradas para la serie de d

d	Ajuste múltiple			
Intervalo	Tipo de tendencia	r^2 de tendencia	r^2 de ajuste	Periodicidades obtenidas
Glacial pleno	Cuártica	0,402	0,735	55, 67, 85, 118, 140, 163, 227, 300, 397, 589
Oscilación de Bølling	Lineal	0,417	0,897	52, 58, 82, 114, 149, 160, 474
Oscilación de Allerød	Cúbica	0,358	0,782	54, 77, 92, 105, 124, 131, 176, 234, 460
Younger Dryas	Cúbica	0,115	0,861	49, 54, 70, 81, 100, 123, 176, 243, 500
Holoceno temprano	Lineal	0,348	0,532	54, 57, 62, 66, 71, 84, 94, 139, 167, 182, 256, 662

Evidentemente, los pulsos de periodicidad encontrados mediante nuestro ajuste multiparamétrico no tienen todos una misma importancia dentro de sus respectivos intervalos. Para cuantificar esto construimos las Tablas 3 y 4, en las que analizamos el impacto que tuvo cada uno de ellos. Definimos para ello la variable *peso* como la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de los coeficientes de las funciones seno y coseno de cada pulso, es decir, el módulo del vector (seno, coseno). Para poder sacar conclusiones de un modo más rápido, dividimos todos los pesos por el mayor dentro de su intervalo, obteniendo así el *peso relativo* de cada pulso en su intervalo. A mayores, calculamos también la contribución porcentual al peso total del ajuste para cada pulso dentro de su propio intervalo.

Por otro lado, también definimos para cada pulso una anchura de banda como la distancia en años existente entre los puntos límite del entorno del máximo de periodicidad

que cayesen dentro de un umbral. El umbral elegido para esto fue una reducción de 0,02 en el coeficiente de correlación, muy similar al criterio de mejora seleccionado previamente para tener en cuenta los propios pulsos. Hay que destacar también que algunas anchuras de banda fueron resaltadas en las subsiguientes tablas, debido a que para ciertos pulsos no fue posible cumplir el umbral de 0,02, bien por el solapamiento de otra banda próxima, bien por la poca intensidad del propio pulso.

Tabla 3: pesos y anchuras de banda para la serie de $\delta^{18}O$

$\delta^{18}O$		Ajuste múltiple								
Intervalo	Pulso de periodicidad	Coefficiente seno	Coefficiente coseno	Peso	Peso relativo	Desfase	Contribución	Inicio banda	Fin banda	Anchura de banda
Glacial pleno	40	-0,100	0,146	0,177	0,335	-0,602	3,933	40	40	0
Glacial pleno	44	-0,084	-0,182	0,200	0,379	0,435	4,446	44	44	0
Glacial pleno	49	-0,204	0,276	0,343	0,650	-0,637	7,618	49	49	0
Glacial pleno	61	0,189	-0,092	0,210	0,398	-1,117	4,667	59	62	3
Glacial pleno	68	-0,125	-0,186	0,224	0,423	0,591	4,967	66	70	4
Glacial pleno	75	-0,197	0,064	0,207	0,392	-1,257	4,601	73	77	4
Glacial pleno	85	-0,232	-0,205	0,310	0,586	0,846	6,870	83	86	3
Glacial pleno	93	-0,165	0,274	0,320	0,606	-0,541	7,106	91	95	4
Glacial pleno	114	-0,069	0,387	0,393	0,743	-0,176	8,714	112	117	5
Glacial pleno	143	-0,020	0,409	0,410	0,775	-0,050	9,088	137	153	16
Glacial pleno	154	-0,174	0,499	0,529	1,000	-0,335	11,728	146	159	13
Glacial pleno	198	-0,141	-0,239	0,278	0,525	0,533	6,160	186	215	29
Glacial pleno	254	-0,203	-0,052	0,210	0,397	1,318	4,661	225	330	105
Glacial pleno	332	-0,353	0,156	0,386	0,731	-1,155	8,571	304	355	51
Glacial pleno	566	-0,114	0,288	0,310	0,586	-0,379	6,870	485	755	270
Oscilación de Bølling	59	0,053	-0,330	0,334	0,710	-0,159	20,106	59	60	1
Oscilación de Bølling	69	-0,379	0,083	0,388	0,826	-1,356	23,394	69	70	1
Oscilación de Bølling	92	-0,060	-0,464	0,468	0,995	0,130	28,184	90	93	3
Oscilación de Bølling	322	0,358	0,304	0,470	1,000	0,867	28,316	294	351	57
Oscilación de Allerød	91	0,112	0,237	0,262	0,477	0,441	10,425	89	92	3
Oscilación de Allerød	103	-0,295	0,242	0,382	0,696	-0,885	15,219	102	105	3
Oscilación de Allerød	124	0,021	-0,201	0,202	0,369	-0,104	8,062	118	132	14
Oscilación de Allerød	142	0,211	-0,181	0,278	0,506	-0,861	11,065	136	148	12
Oscilación de Allerød	176	-0,085	0,233	0,248	0,452	-0,350	9,892	167	186	19
Oscilación de Allerød	238	-0,257	-0,043	0,260	0,474	1,407	10,370	217	281	64
Oscilación de Allerød	285	-0,302	-0,130	0,329	0,599	1,165	13,094	255	312	57
Oscilación de Allerød	519	-0,520	0,176	0,549	1,000	-1,244	21,872	486	561	75
Younger Dryas	46	0,122	-0,016	0,123	0,279	-1,442	4,993	44	48	4
Younger Dryas	68	0,130	-0,003	0,130	0,296	-1,545	5,296	62	70	8
Younger Dryas	76	0,136	-0,131	0,189	0,428	-0,803	7,669	75	77	2
Younger Dryas	88	-0,087	0,320	0,331	0,752	-0,264	13,467	87	89	2
Younger Dryas	112	0,102	0,429	0,441	1,000	0,235	17,911	111	113	2
Younger Dryas	129	-0,222	0,074	0,234	0,531	-1,250	9,510	124	135	11
Younger Dryas	152	-0,246	-0,178	0,304	0,690	0,943	12,359	146	158	12
Younger Dryas	204	0,034	0,217	0,219	0,497	0,155	8,910	189	228	39
Younger Dryas	258	0,246	0,127	0,277	0,628	1,096	11,254	231	283	52
Younger Dryas	555	0,060	-0,204	0,212	0,482	-0,288	8,632	456	708	252
Holoceno temprano	49	-0,101	0,012	0,102	0,566	-1,453	6,965	49	49	0
Holoceno temprano	59	0,085	-0,062	0,105	0,585	-0,943	7,205	58	59	1
Holoceno temprano	70	-0,101	-0,010	0,102	0,566	1,474	6,969	69	72	3
Holoceno temprano	83	-0,176	-0,038	0,180	1,000	1,359	12,315	83	84	1
Holoceno temprano	92	-0,064	-0,091	0,111	0,619	0,610	7,619	89	94	5
Holoceno temprano	123	-0,118	-0,011	0,118	0,657	1,481	8,092	118	130	12
Holoceno temprano	136	-0,055	0,114	0,127	0,705	-0,453	8,682	129	140	11
Holoceno temprano	168	0,107	-0,035	0,113	0,628	-1,254	7,730	160	178	18
Holoceno temprano	207	-0,141	-0,065	0,156	0,866	1,137	10,667	196	223	27
Holoceno temprano	242	-0,133	-0,046	0,140	0,780	1,239	9,604	223	266	43
Holoceno temprano	304	0,074	0,088	0,115	0,639	0,698	7,866	270	335	65
Holoceno temprano	495	0,014	-0,091	0,092	0,510	-0,158	6,284	410	601	191

Cabe destacar en la Tabla 3 la gran cantidad de pulsos (15) presentes en el período Glacial pleno, así como el hecho de que las oscilaciones intrínsecas del intervalo de Bølling fueron reproducidas de un modo más que aceptable haciendo uso únicamente de cuatro pulsos de periodicidad. Por otro lado, las bandas del intervalo Glacial pleno de 40 y 44 años no cumplieron el umbral por la presencia de dos bandas más tenues (que no lograron siquiera una mejora de 0,02 en el del r^2 del ajuste y, por tanto, no aparecen) en 42 y 46 años. A mayores, la banda del intervalo Younger Dryas de 44 años tampoco cumplió el umbral, debido una vez más a la presencia de dos bandas tenues en 42 y 49 años.

Tabla 4: pesos y anchuras de banda para la serie de $\delta^{18}O$

d	Ajuste múltiple									
	Intervalo	Pulso de periodicidad	Coficiente seno	Coficiente coseno	Peso	Peso relativo	Desfase	Contribución	Inicio banda	Fin banda
Glacial pleno	55	-0,073	0,099	0,123	0,502	-0,638	7,410	55	56	1
Glacial pleno	67	0,091	0,100	0,135	0,551	0,737	8,135	65	68	3
Glacial pleno	85	0,189	-0,156	0,245	1,000	-0,880	14,764	85	86	1
Glacial pleno	118	-0,081	0,012	0,082	0,334	-1,420	4,928	108	132	24
Glacial pleno	140	0,032	0,231	0,233	0,954	0,140	14,078	137	144	7
Glacial pleno	163	0,170	-0,031	0,173	0,706	-1,388	10,428	156	169	13
Glacial pleno	227	0,121	0,125	0,174	0,712	0,769	10,508	215	243	28
Glacial pleno	300	0,150	0,106	0,184	0,751	0,958	11,090	279	340	61
Glacial pleno	397	-0,026	0,132	0,134	0,549	-0,193	8,102	335	498	163
Glacial pleno	589	-0,064	-0,163	0,175	0,715	0,374	10,556	454	699	245
Oscilación de Bølling	52	0,099	-0,035	0,105	0,151	-1,232	5,243	50	56	6
Oscilación de Bølling	58	-0,061	0,110	0,126	0,182	-0,511	6,302	54	60	6
Oscilación de Bølling	82	0,081	-0,166	0,185	0,267	-0,456	9,264	79	87	8
Oscilación de Bølling	114	0,087	-0,053	0,102	0,148	-1,021	5,119	82	149	67
Oscilación de Bølling	149	-0,077	0,548	0,554	0,801	-0,139	27,756	131	175	44
Oscilación de Bølling	160	-0,166	0,671	0,691	1,000	-0,242	34,640	149	179	30
Oscilación de Bølling	474	-0,088	-0,216	0,233	0,337	0,388	11,675	394	579	185
Oscilación de Allerød	54	-0,083	0,105	0,134	0,289	-0,666	6,674	53	55	2
Oscilación de Allerød	77	0,095	-0,048	0,107	0,231	-1,100	5,322	74	79	5
Oscilación de Allerød	92	0,174	0,124	0,214	0,462	0,950	10,654	91	93	2
Oscilación de Allerød	105	0,094	0,125	0,156	0,338	0,649	7,800	101	110	9
Oscilación de Allerød	124	0,224	0,045	0,228	0,493	1,374	11,382	119	130	11
Oscilación de Allerød	131	-0,028	0,216	0,218	0,470	-0,131	10,853	124	140	16
Oscilación de Allerød	176	0,039	-0,228	0,231	0,499	-0,168	11,519	170	182	12
Oscilación de Allerød	234	0,216	-0,136	0,255	0,551	-1,010	12,711	223	249	26
Oscilación de Allerød	460	-0,368	-0,280	0,463	1,000	0,920	23,084	435	486	51
Younger Dryas	49	-0,054	0,069	0,088	0,249	-0,660	5,520	48	50	2
Younger Dryas	54	-0,110	-0,036	0,116	0,329	1,252	7,315	53	54	1
Younger Dryas	70	0,119	-0,055	0,131	0,371	-1,134	8,244	69	72	3
Younger Dryas	81	0,053	-0,149	0,159	0,449	-0,340	9,973	79	82	3
Younger Dryas	100	0,116	-0,091	0,147	0,417	-0,905	9,263	97	103	6
Younger Dryas	123	-0,045	0,350	0,353	1,000	-0,128	22,211	122	125	3
Younger Dryas	176	-0,209	-0,100	0,231	0,655	1,125	14,549	168	179	11
Younger Dryas	243	0,231	-0,047	0,236	0,669	-1,370	14,850	232	256	24
Younger Dryas	500	-0,124	0,033	0,128	0,364	-1,312	8,074	416	690	274
Holoceno temprano	54	-0,167	0,058	0,177	1,000	-1,234	10,965	53	54	1
Holoceno temprano	57	0,062	-0,106	0,123	0,694	-0,525	7,604	56	58	2
Holoceno temprano	62	-0,109	-0,047	0,119	0,672	1,166	7,370	61	63	2
Holoceno temprano	66	0,046	-0,125	0,134	0,754	-0,355	8,264	64	67	3
Holoceno temprano	71	-0,059	0,096	0,113	0,638	-0,553	6,999	69	72	3
Holoceno temprano	84	-0,042	0,112	0,119	0,673	-0,361	7,377	81	87	6
Holoceno temprano	94	-0,102	-0,044	0,112	0,629	1,164	6,902	90	98	8
Holoceno temprano	139	-0,058	0,149	0,160	0,901	-0,370	9,880	134	144	10
Holoceno temprano	167	0,160	0,075	0,177	0,999	1,133	10,956	159	180	21
Holoceno temprano	182	0,000	-0,130	0,130	0,734	-0,001	8,045	167	195	28
Holoceno temprano	256	-0,120	-0,116	0,167	0,941	0,799	10,320	244	274	30
Holoceno temprano	662	-0,039	-0,077	0,086	0,485	0,473	5,318	500	940	440

Cabe destacar en la Tabla 4 que la banda del intervalo Glacial pleno de 118 años no cumplió el umbral por su baja intensidad y el solapamiento con la banda de 140 años. Por otro lado, en el intervalo oscilación de Bølling, las bandas de 52 y 160 años no cumplieron el umbral debido al solapamiento respectivamente con la banda tenue de 46 años, la banda de 58 años y la banda de 149 años. Aparte, la banda de 114 años no cumple el umbral por su lento desvanecimiento, baja intensidad y solapamiento con las bandas de 82 y 149 años. En el intervalo Younger Dryas las bandas de 77, 124 y 131 años tampoco cumplen el umbral por el solapamiento respectivo con la banda tenue de 71 años o las bandas de 131 y 124 años. Finalmente, la banda de 662 años del intervalo Holoceno temprano no cumple el umbral por su lento desvanecimiento y poca intensidad.

3.8. Comentarios e interpretaciones

A continuación interpretaremos los resultados anteriormente expuestos y trataremos de explicar sus posibles causas o efectos. Para este análisis procederemos a estudiar y caracterizar las bandas de periodicidad de nuestro sistema, reconstruyéndolas a partir de su máximo y anchura y agrupándolas en varios conjuntos.

Distinguiremos tres tipos de bandas en base a nuestro análisis. Por un lado tenemos las bandas normales, que son aquellas que pueden incluirse adecuadamente en alguno de los

conjuntos definidos. Por otro lado se encuentran las bandas anómalas, que son aquellas que por su anchura aberrante no tienen cabida en el conjunto que les correspondería en función de su máximo de periodicidad. Finalmente tenemos las bandas tenues, que son aquellas que no logran mejorar el coeficiente de correlación de Pearson de nuestro ajuste múltiple en al menos un 0,02 y, por ende, no son consideradas en nuestros análisis.

3.8.1. Tendencias observadas

Cabe destacar, con tan solo observar las tablas anteriormente presentadas, que conforme tratamos pulsos de mayor periodicidad sus bandas asociadas parecen ir presentando paulatinamente una mayor anchura. Sin embargo, dado que no hemos tomado una definición de banda de periodicidad relativa, es decir, que las hemos definido como una caída absoluta de 0,02 en el coeficiente de correlación global, no tiene demasiado sentido indagar más en este asunto.

Sí que recordamos, no obstante, que aquellas bandas cuya anchura es muy distinta a la del resto de bandas asociadas a máximos cercanos fueron denominadas bandas anómalas.

3.8.2. Espectros de frecuencias por intervalo

Antes de hacer una caracterización de las bandas encontradas y de llevar a cabo un posterior análisis de las implicaciones de nuestro estudio, mostramos los espectros de frecuencia encontrados para los cinco intervalos estudiados en ambas variables, $\delta^{18}\text{O}$ y d. Esto nos permitirá entender las tablas previamente expuestas de un modo mucho más visual y directo.

Es importante mencionar que para esta representación no se ha tenido en cuenta la morfología interna de cada banda de periodicidad, sino que simplemente estas se han representado mediante gaussianas y funciones afines. De este modo, los únicos parámetros que verdaderamente podemos inferir de estos diagramas son la anchura de banda y la posición e intensidad del máximo de cada pulso de periodicidad. A pesar de ello, estos espectros de frecuencia simplificados siguen siendo de gran ayuda para realizar una rápida inspección de nuestros datos y resultados, así como para construir las caracterizaciones en grupos de bandas presentadas más adelante.

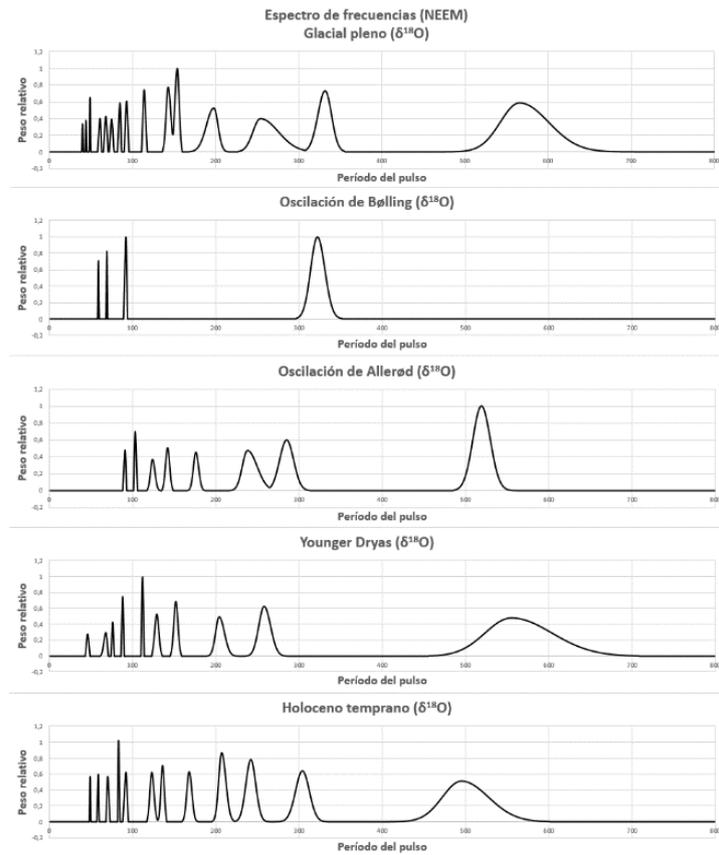


Figura 20: espectro de frecuencias para $\delta^{18}O$, reconstruido en base a nuestro modelo de análisis.

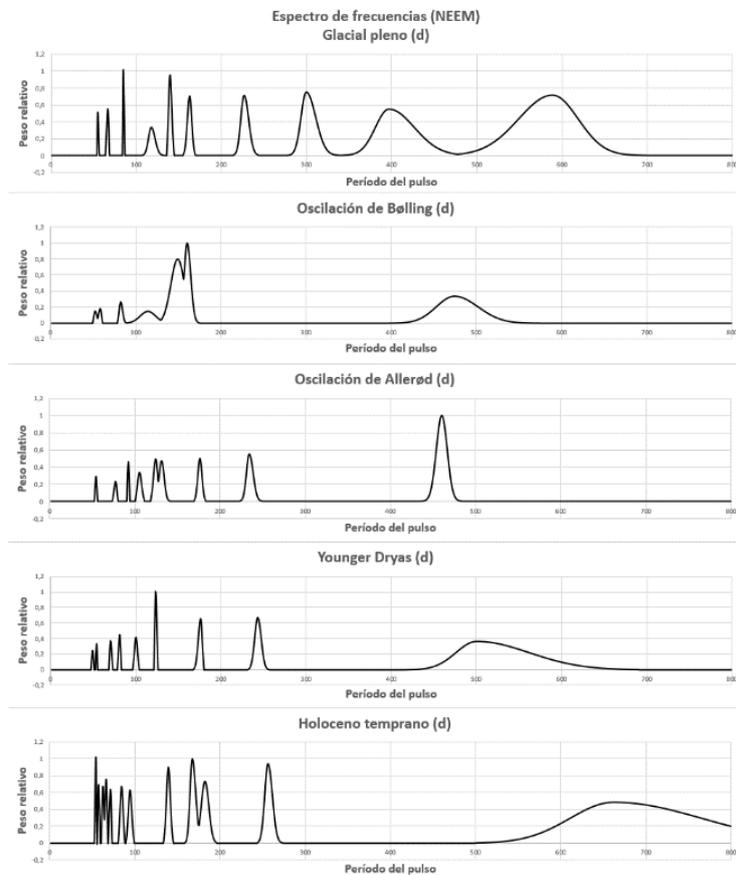


Figura 21: espectro de frecuencias para exceso de deuterio (d), reconstruido en base a nuestro modelo de análisis.

3.8.3. Caracterización de bandas en $\delta^{18}O$

Haciendo una rápida inspección de datos, pueden clasificarse nuestras bandas en los siguientes conjuntos:

-Grupo de 45: sus bandas están caracterizadas por un máximo ubicado entre los 35 y 55 años y una anchura de 0 o 1 año, que perfectamente puede aproximarse por una delta de Dirac. Tienen una especial importancia durante el intervalo Glacial pleno (contribución de cerca del 15 %), aunque también vuelven a aparecer tímidamente durante el Younger Dryas y el Holoceno temprano. Están ausentes en la oscilación de Allerød, y la banda de máximo 59 años durante la oscilación de Bølling tal vez pudiese incluirse en este grupo. De aplicarse esto último, el grupo de 45 tendría también un gran impacto durante este intervalo.

-Grupo de 90: sus bandas están caracterizadas por un máximo ubicado entre los 60 y 120 años y una anchura de entre 1 y 8 años. Aparecen cinco de estos pulsos durante el Glacial pleno, lo que le permiten a este grupo ser dominante junto al de 140 años. Posteriormente durante la oscilación de Bølling se convierte en el grupo dominante en solitario, consiguiendo un mayor peso en el ajuste que el resto de bandas combinadas. Para este intervalo, el pulso de 59 años bien podría incluirse en este grupo o en el de 45. Durante el Younger Dryas este grupo vuelve a convertirse en dominante, con cuatro pulsos atribuibles, entre los que destaca el de periodicidad 112 años, que es con diferencia el más importante de todo el intervalo. Finalmente, durante el Holoceno temprano el grupo sigue siendo dominante, con tres pulsos atribuibles, entre los que vuelve a encontrarse el de mayor peso, en este caso de 83 años. Una vez más, dentro de este último intervalo el pulso de 59 años también podría atribuirse a este grupo o al de 45 (se incluyó en el de 90 para los posteriores análisis).

-Grupo de 140: sus bandas están caracterizadas por un máximo ubicado entre 120 y 180 años, así como anchura de banda de entre 10 y 20 años. Durante el Glacial pleno este es el segundo grupo en importancia, con dos pulsos atribuibles. Posteriormente, desaparece durante la oscilación de Bølling y vuelve a presentarse mediante dos pulsos durante el intervalo de Allerød. En el Younger Dryas sus dos pulsos adquieren algo más de importancia, así como durante el Holoceno temprano, en el que aparece representado por 3 bandas, aunque, no obstante, el grupo nunca volverá a recuperar el impacto que tenía durante el Glacial pleno.

-Grupo de 200: sus bandas están caracterizadas por un máximo entre 190 y 210 años y anchuras de bandas de entre 25 y 40 años. Este grupo es poco importante, y tan solo presenta un pulso tenue en los intervalos Glacial pleno, oscilación de Allerød, Younger Dryas y Holoceno temprano.

-Grupo anómalo de 250: sus bandas están caracterizadas por un máximo ubicado entre los 230 y 260 años. Aunque podría parecer que sus anchuras de bandas deberían ser de en torno a 50 años, varios de sus pulsos no se adhieren a este patrón, de ahí la denominación de *Grupo anómalo*. Una vez más este grupo es poco importante, pues aparece representado por bandas únicas en todos los intervalos excepto en la oscilación de Bølling, pero nunca llega a contribuir más de un 15 % al ajuste.

-Grupo de 300: sus bandas están caracterizadas por máximos de entre 280 y 340 años y anchuras de bandas de entre 50 y 70 años. Este grupo aparece en el Glacial pleno, donde ya presenta un pulso de relativa importancia, y consigue un gran impacto durante la posterior oscilación de Bølling. Vuelve a aparecer nuevamente durante el intervalo Allerød y el Holoceno temprano, pero ya relegado a un segundo plano. En el Younger Dryas no obstante no aparece.

-Grupo de 500: sus bandas están caracterizadas por máximos de entre 480 y 570 años, y sus anchuras de bandas son grandes, de entre 190 y 280 años. Tanto el grupo de 300 como el de 500 son los únicos conjuntos de bandas con un impacto general importante que siempre aparecen representados por un único pulso por intervalo. El grupo de 500 ya está presente, aunque de manera poco intensa, durante el Glacial pleno. Posteriormente desaparece durante la oscilación de Bølling, aunque durante el Allerød se convertirá en el grupo dominante. No obstante, el pulso de este último intervalo debe ser calificado como anómalo, pues presenta una anchura de banda anormalmente pequeña. El grupo vuelve a aparecer tímidamente durante el Younger Dryas y Holoceno temprano.

3.8.4. Pesos de grupos de bandas en $\delta^{18}O$

En la Figura 22 mostramos la contribución de cada uno de estos grupos de bandas de periodicidad a nuestro ajuste, lo que nos mostrará el peso relativo que tuvo cada conjunto de pulsos en su intervalo de estudio.

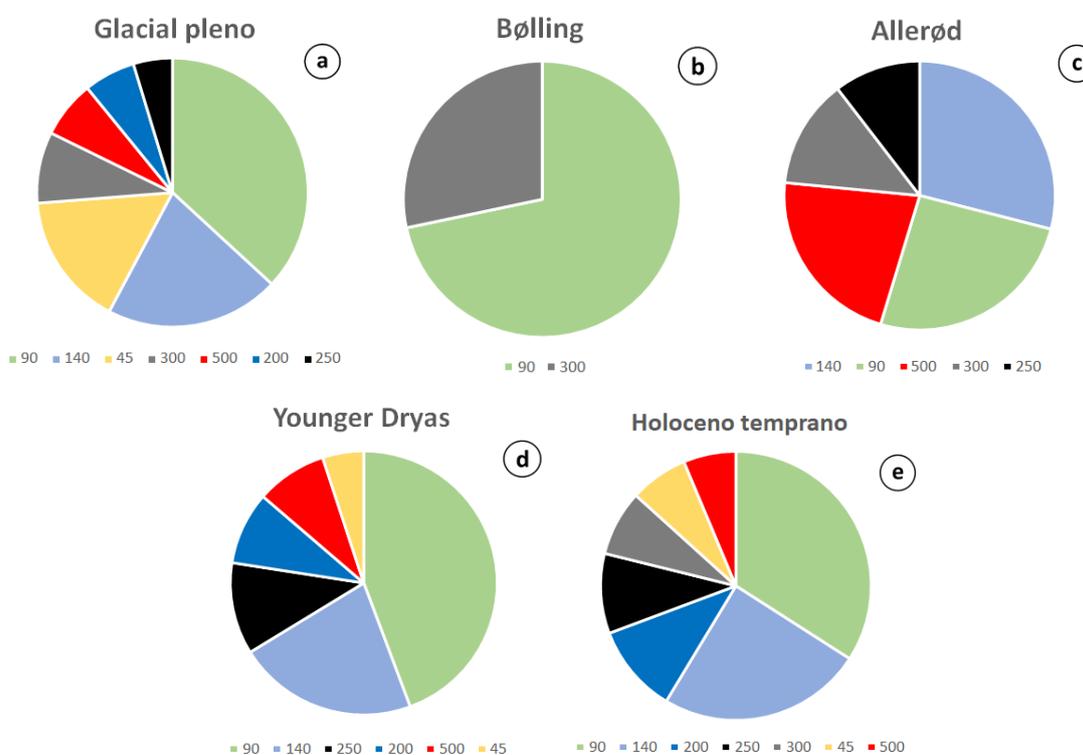


Figura 22: contribución de cada grupo de bandas en $\delta^{18}O$ a nuestro ajuste para cada intervalo considerado.

3.8.5. Caracterización de bandas en exceso de deuterio

Haciendo una rápida inspección de datos, pueden clasificarse nuestras bandas en los siguientes conjuntos:

-Grupos anómalos inferiores: para bandas con máximos menores de 180 años no pudieron establecerse límites definidos entre más conjuntos de pulsos que nos subdividan esta gran agrupación. Esto es debido a que, en los intervalos que *a priori* presentan un menor

número de anomalías en anchuras de banda (Glacial pleno, Younger Dryas y Holoceno temprano), la propia anchura de banda parece aumentar de forma progresiva y sin saltos según se consideran pulsos de mayor período. Para el Glacial pleno, los pulsos de mayor impacto están centrados en 85, 140 y 163 años. Posteriormente, durante la oscilación de Bølling, los pulsos de 149 y 160 años se reparten buena parte de la contribución de las oscilaciones intrínsecas (más del 60 %). En el Allerød hay contribuciones importantes para los pulsos de 124, 131 y 176 años, y durante el Younger Dryas entre las bandas de 123 y 176 años vuelven a mostrar una aparente dominancia. Finalmente, durante el Holoceno temprano la contribución general está mucho más repartida entre diversos pulsos de este grupo, aunque cobran especial importancia los de 54, 139 y 167 años.

-Grupo de 220: aquí encontramos bandas con máximos entre 180 y 260 años y anchuras de banda de entre 24 y 30 años. El grupo es relativamente importante en el Glacial pleno, desaparece durante la oscilación de Bølling, y va aumentando progresivamente en importancia a lo largo del Allerød y Younger Dryas, pero acabará perdiendo intensidad durante el Holoceno temprano.

-Banda de 300: esta banda únicamente aparece durante el Glacial pleno, donde presenta una relativa importancia. Tal vez pudiese tratarse de un pulso anómalo del grupo de 220, aunque su anchura de banda no termina de encajar con esta suposición.

-Banda de 397: esta banda únicamente aparece durante el Glacial pleno y quizá pudiese tratarse de un pulso anómalo del grupo de 500, tal y como parece sugerir su anchura de banda. No obstante, tanto esta banda como la anterior fueron consideradas como independientes y exclusivas del Glacial pleno.

-Grupo de 500: sus pulsos están caracterizados por máximos de entre 450 y 700 años, con anchuras de banda grandes, de entre 180 y 280 años. Está presente durante todos los intervalos y viene representado por una única banda. Su impacto es bajo en el Glacial pleno, Bølling, Younger Dryas y Holoceno temprano. No obstante, durante la oscilación de Allerød este pulso cobra una importancia mayúscula. Hay que destacar sin embargo que, durante el Allerød, cuando tiene una mayor contribución a nuestro ajuste, la banda que lo representa tiene una anchura muy baja y, por lo tanto, es considerada como anómala. Esto mismo ocurría también con el pulso del grupo de 500 para el Allerød en $\delta^{18}\text{O}$, lo que parece sugerir importantes conexiones entre estos grupos para ambas variables.

3.8.6. Pesos de grupos de bandas en exceso de deuterio

En la Figura 23 mostramos también la contribución de cada uno de estos grupos de bandas de periodicidad a nuestro ajuste. Cabe destacar no obstante que, únicamente con la pretensión de agrupar un poco más las bandas para estas variables, se dividieron los grupos anómalos inferiores en dos contribuciones. En una de ellas solo fueron considerados los pulsos con máximos entre 0 y 100 años, mientras que en la segunda se tuvieron en cuenta aquellos ubicados entre 101 y 200 años de período.

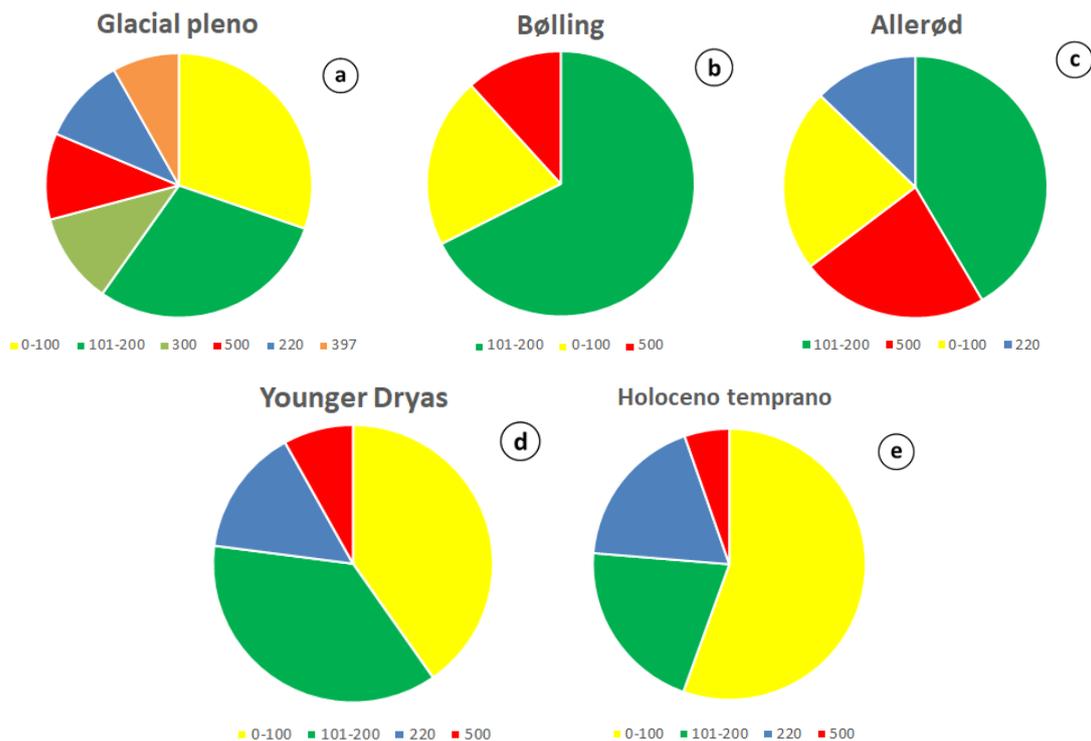


Figura 23: contribución de cada grupo de bandas en exceso de deuterio (d) a nuestro ajuste para cada intervalo considerado.

3.8.7. Interpretación e impacto en el final del período glacial

Una vez expuestos todos los datos referentes a nuestro análisis por intervalo, que pueden resumirse de manera visual por los diagramas de sectores y espectros de frecuencias ya presentados, procedemos a realizar ya una interpretación climática de nuestros resultados.

En primer lugar, cabe destacar que las transiciones más bruscas en nuestras series de datos ocurrieron tanto al principio como al final de la oscilación de Bølling.

Respecto al $\delta^{18}\text{O}$, las pequeñas oscilaciones presentes durante el intervalo Glacial pleno pueden explicarse como la contribución de varios conjuntos de bandas, donde el denominado grupo de 90 adquiere una especial importancia. No obstante, durante la oscilación de Bølling buena parte de las contribuciones anteriores desaparecen por completo, quedándonos tan solo los grupos de 90 y 300, en los que el primero se convierte en claramente dominante. Dado que podemos relacionar la variable $\delta^{18}\text{O}$ con la temperatura en superficie sobre el punto de extracción NEEM, concluimos que buena parte de los mecanismos climáticos asociados a la temperatura que regulaban la situación de cuasi-equilibrio durante el Glacial pleno desaparecen durante la oscilación de Bølling. De este modo, diversos mecanismos de regulación climática asociados a periodicidades de en torno a 45, 140, 200, 250 y 500 años dejan de existir durante el breve intervalo del Bølling. No obstante, con la llegada de la posterior oscilación de Allerød vuelven a aparecer muchos de estos mecanismos asociados al cuasi-equilibrio del intervalo. En estos momentos el grupo de 90, que previamente había sido dominante, pasa a un segundo plano, quedando eclipsado en cierto modo por la contribución del grupo de 140. También vuelven a presentarse los grupos de 200 y 300, así como el grupo de 500, que durante este intervalo adquiere una importancia muy grande. Todo parece indicar que el cambio de régimen climático asociado al Bølling tuvo un

gran impacto sobre muchos de los mecanismos encargados de regular y estabilizar las temperaturas.

Respecto al exceso de deuterio, aunque la agrupación de bandas en conjuntos ya no es tan clara como en el caso anterior, también llegamos a la conclusión de que el cuasi-equilibrio existente durante la oscilación de Bølling fue diferente al resto, aunque no de un modo tan claro como ocurría para el caso previo. Aquí, por ejemplo, las contribuciones de bandas entre 101 y 200 años de período parecen ser las más importantes, algo diferente a lo que ocurría con el $\delta^{18}\text{O}$, donde estas tenían un impacto similar al de aquellas ubicadas entre 0 y 101 años (véase espectros de frecuencia). El grupo de 220, que está presente en el resto de intervalos y siempre parece mostrar una contribución de entre el 10 y el 20 %, desaparece del Bølling. A mayores, muchas de las bandas presentes en el Glacial pleno para exceso de deuterio que desaparecen durante la oscilación de Bølling no vuelven a aparecer, como es el caso de las bandas de 300 y 397 años, las cuales posiblemente estén asociadas a mecanismos reguladores climáticos típicamente glaciales que se desactivaron con el aumento de las temperaturas del intervalo y no consiguieron volver a manifestarse ni siquiera durante la caída térmica del Younger Dryas. Hemos relacionado la variable d con la humedad relativa y temperatura en superficie de las aguas del Atlántico Norte, por lo que los mecanismos a los que estos hacen referencia posiblemente sean de índole atmosférica y/u oceánica, tal vez oscilaciones a gran escala de fenómenos similares a El Niño o los monzones.

Otra conclusión importante que podemos obtener es la referente a la omnipresencia del grupo de bandas de 500, el cual parece ser común a nuestras dos variables analizadas. Tanto en $\delta^{18}\text{O}$ como en d , este grupo parece tener una especial importancia durante la oscilación de Allerød, aunque en ningún caso llega a ser dominante.

Cabe destacar también la gran similitud existente tanto en espectros de frecuencia como en gráficos de sectores entre los intervalos Glacial pleno y Holoceno temprano para $\delta^{18}\text{O}$. Una visión general de esto da a entender que los mecanismos climáticos que regularon los cuasi-equilibrios de ambos períodos fueron prácticamente idénticos y que, por tanto, en lo que a la evolución de temperaturas se refiere, las oscilaciones del final del período glacial (interestadial Bølling-Allerød y stadial Younger Dryas) pueden entenderse según nuestro modelo de análisis climático como meras perturbaciones (aunque con amplios cuasi-equilibrios intermedios). Esto es algo no obstante que no ocurre para el exceso de deuterio, pues, principalmente, existen bandas exclusivas del intervalo Glacial pleno y durante el Holoceno temprano parece haber una especie de acumulación de importantes pulsos de periodicidad de entre 50 y 100 años. No obstante hay que tener en cuenta que el ajuste para el Holoceno temprano en exceso de deuterio no es excesivamente bueno ($r^2 < 0,6$), por lo que posiblemente haya importantes contribuciones de otros pulsos fuera de nuestro rango de análisis (40-700 años). La visión general de todo esto por tanto nos dice que, en lo que a mecanismos de regulación climática considerados por nuestro modelo se refiere, las diferencias entre el Holoceno temprano y el Glacial pleno, es decir, entre el final del período glacial y el principio del actual interglacial, estuvieron ligadas a la variable exceso de deuterio. En otras palabras, esto nos indica que la diferencia sustancial en mecanismos climáticos cuasi-periódicos entre ambos intervalos temporales está asociada a mecanismos oceánico-atmosféricos, como posibles desplazamientos latitudinales del cinturón de lluvias tropical de índole periódica³.

Por último, cabe destacar que los resultados fruto de nuestro modelo de análisis climático parecen darles al stadial Younger Dryas una menor importancia de la que *a priori* le parecería corresponder si únicamente nos fijásemos en las tendencias de $\delta^{18}\text{O}$ y d . Según

³ De esto último a día de hoy no hay ninguna evidencia. Tan solo pretendemos mostrar un ejemplo de un posible mecanismo climático que encajaría en esta descripción.

nuestro modelo, el origen de este episodio frío únicamente parece poder relacionarse con la pérdida de importancia del grupo de 500, tanto en $\delta^{18}\text{O}$ como en d . Por otro lado, el abrupto final del estadal, que a su vez marca también el fin del último período glacial, tan solo puede relacionarse con la aparición de nuevas bandas en el intervalo 200-300 años para el $\delta^{18}\text{O}$ y en el aumento en importancia de los pulsos rápidos de 50-100 años de período. En resumen, en ningún caso las variaciones abruptas en tendencias de temperatura y/o humedad asociadas al Younger Dryas pueden atribuirse a bruscos cambios en el espectro de frecuencias de periodicidades intrínsecas, tal y como sí que ocurría por ejemplo con la oscilación de Bølling. Esto seguramente sea debido a que la causa del Younger Dryas no esté asociada apenas a los mecanismos de regulación climáticos que trata nuestro modelo, sino a variaciones más bruscas y/o no correlacionables con mecanismos de índole periódica. Una de las propuestas más sólidas para explicar esto sería la variación del conjunto de corrientes del Atlántico Norte conocido como AMOC (Barker, 2010; Cheng, 2014), pues una caída repentina de este no tendría por qué estar asociado a ciclos de cuasi-periodicidad, sino que, en su lugar, su colapso actuaría directamente sobre la tendencia de las variables $\delta^{18}\text{O}$ y exceso de deuterio. Realizar un análisis más profundo de todo esto ya se sale de nuestros objetivos para este trabajo.

3.8.8. Comparación con la Antártida

A continuación compararemos muy brevemente y de manera únicamente visual las tendencias de nuestras series de datos de $\delta^{18}\text{O}$ de la Antártida y Groenlandia. Cabe destacar que podría hacerse un análisis de ajuste similar al realizado para el punto de extracción NEEM también para la Antártida, lo cual nos podría mostrar si las bandas ya encontradas para el Atlántico Norte pueden correlacionarse con pulsos de periodicidad meridionales. No obstante, debido a la poca precisión de los datos de la Antártida, las conclusiones de este análisis podrían no ser excesivamente robustas.



Figura 24: serie temporal de $\delta^{18}\text{O}$ para el punto de extracción EPICA dome C, en la Antártida. Se han resaltado, de derecha a izquierda, los intervalos de Bølling, Allerød y Younger Dryas.

Lo que primero nos debería llamar la atención de esta serie de datos al compararla con la de Groenlandia es el conocido como *Bipolar Seesaw*, el cual ya ha sido introducido anteriormente en este trabajo. De este modo, aquellos intervalos que en el Hemisferio Norte estaban asociados a temperaturas anormalmente frías, en el Hemisferio Sur fueron anormalmente cálidos y viceversa.

Para poder comprobar esto se han destacado en la Figura 24 los tres intervalos principales fruto de nuestro análisis en Groenlandia: de más antiguo a más reciente, oscilación de Bølling, oscilación de Allerød y Younger Dryas. Justamente durante el intervalo groenlandés de Bølling parece revertirse la tendencia de aumento de las temperaturas que parecía caracterizar hasta entonces el final del período glacial antártico. Posteriormente, en el Allerød, las temperaturas parecen estabilizarse, pero más adelante, durante el Younger Dryas, estas vuelven a aumentar de manera más que apreciable. Cabe destacar que durante este último intervalo (de frío intenso para Groenlandia) no es que se dé un nuevo casi-equilibrio para temperaturas más altas, sino que estas van aumentando de manera progresiva, como si se estuviese acumulando calor en el polo Sur por aquellos momentos. Esto suele relacionarse con el colapso del conjunto de corrientes marinas conocido como AMOC, el cual funciona como una especie de gran cinta transportadora de calor desde el Atlántico meridional y ecuatorial hasta el Atlántico Norte, por lo que un colapso o pérdida de intensidad de este iría asociado directamente con un período de frío en el Norte y una progresiva acumulación de calor en el Sur. Junto a diversos cambios de índole oceánico-atmosférica, el colapso del AMOC muchas veces suele utilizarse como explicación del propio estadal Younger Dryas.

3.8.9. Propuestas de mejora para el modelo

A lo largo de nuestro análisis hemos utilizado por sencillez diversos métodos de trabajo o definiciones que, siendo estrictos, podrían mejorarse sustancialmente.

En primer lugar, a la hora de obtener los pulsos de periodicidad para cada intervalo definido, estaría más justificado realizar un análisis previo del coeficiente de correlación de Pearson para un ajuste cosenoidal único en función de un período variable. Esto nos debería dar un resultado similar al que podríamos obtener aplicando a nuestras series directamente la función de autocorrelación (en el caso de datos equiespaciados), y nos indicaría directamente dónde se encuentran los máximos de cada pulso de periodicidad, por lo que no sería necesario recurrir a métodos iterativos para poder encontrarlos. Además, este análisis nos ofrecería una visión fiable de la morfología interna de las bandas de periodicidad, las cuales hemos aproximado en nuestro espectro de frecuencias por gaussianas, pero no parecen ajustarse a este tipo de distribuciones.

En segundo lugar, otro punto a mejorar sería el de la propia definición de anchura de banda. Esta se hizo siguiendo un criterio absoluto, una caída del coeficiente de Pearson del ajuste de 0,02, pero sería mucho más apropiado tomar una definición relativa que tuviese en cuenta el propio peso de cada pulso en el ajuste global, pues en algunos casos los límites de las bandas poco intensas no parecen quedar del todo bien definidos.

Por último, una vez aplicados los dos criterios de mejora anteriores, proponemos una nueva definición de banda anómala, lo cual, además, podría reestructurar ligeramente la división de bandas en grupos que se ha introducido previamente. Se ha constatado que el logaritmo neperiano de la anchura de banda parece ser lineal con el propio logaritmo neperiano del período de cada pulso y, además, aquellos puntos que se alejan sustancialmente de la recta de ajuste son justamente los atribuibles a bandas anómalas. Por lo tanto, las bandas anómalas se definirían ya siguiendo un criterio analítico y no únicamente visual, en el que la desviación respecto a la tendencia lineal sería lo que dictaminara su carácter anómalo. El tratamiento de datos mediante logaritmos neperianos nos permite llegar a una distribución tanto en períodos como en anchuras de banda prácticamente equiespaciada, sin embargo no hemos indagado en mayor medida en todo este asunto a falta de una correcta definición de anchura de banda para nuestro propósito, tal y como se detalló en el punto anterior.

4. Conclusiones

Tras nuestro complejo análisis, hemos llegado a conclusiones muy importantes acerca de las anomalías climáticas del final del último período glacial, es decir, de la mera existencia del interestadial Bølling-Allerød y del estadal Younger Dryas en territorio groenlandés.

En primer lugar, destacamos que varios de estos intervalos temporales pueden ser correctamente acotados mediante la inspección de variaciones abruptas coincidentes de las variables $\delta^{18}\text{O}$ y d , donde toma una especial importancia la existente al comienzo de la oscilación de Bølling. Por otro lado, tanto el comienzo como el final del estadal Younger Dryas también se encuentran bien acotados por variaciones abruptas.

También llegamos a la conclusión de que, en base a una detallada inspección de las *curvas profundidad-edad*, las tasas de acumulación de nieve fueron relativamente estables en tres períodos claramente diferenciables en el entorno del final del último período glacial. De este modo, la tasa fue baja para el denominado Glacial pleno, media para los posteriores interestadial y estadal del final del glacial, y más alta aún para el principio del Holoceno. Todo esto nos permitió poder diferenciar regiones temporales para nuestro estudio con aún más criterio.

Finalmente, tras un complejo análisis correlativo y de ajustes, pudimos reconstruir los espectros de frecuencia asociados a las oscilaciones intrínsecas de cada uno de nuestros intervalos considerados. Para ello hicimos uso de un modelo de análisis climático basado en las pequeñas oscilaciones intrínsecas a nuestras series de datos.

Las conclusiones más importantes que extrajimos de este último análisis fueron las siguientes:

-En lo que a mecanismos reguladores asociados a oscilaciones cuasi-periódicas se refiere, tanto el Glacial pleno como el Holoceno temprano parecen mostrar una morfología general muy similar para la variable $\delta^{18}\text{O}$, lo que nos permite entender los intervalos de Bølling, Allerød y Younger Dryas como meras perturbaciones de un equilibrio más estable. No obstante, esto no ocurre para la variable d (exceso de deuterio), para la cual existen diferencias más que sustanciales entre ambos períodos. Esto nos muestra que los mecanismos climáticos activados y/o desactivados a lo largo del final del último glacial parecen ser de índole oceánico-atmosférica.

-La oscilación de Bølling parece mostrar las variaciones más abruptas y las mayores diferencias en los espectros de frecuencias al compararse tanto al anterior Glacial pleno como a la posterior oscilación de Allerød, especialmente en la variable $\delta^{18}\text{O}$. Los radicales cambios en diversas bandas transcurridos durante este corto intervalo de tiempo nos permiten proponer que, tal vez, el propio período cálido de Bølling pueda ser debido en buena parte a la desaparición de muchos de estos mecanismos de regulación climática de índole cuasi-periódica.

-Por otro lado el Younger Dryas, que *a priori* parece ser también uno de los intervalos con variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ y d más bruscas para su inicio y final, no parece poder explicarse por la aparición o desaparición de algunos de estos mecanismos cuasi-periódicos, pues los espectros de frecuencia no muestran cambios sustanciales con respecto al intervalo anterior ni posterior. Proponemos que este estadal debe estar relacionado con el impacto de variaciones climáticas bruscas de índole no cuasi-periódica, es decir, que únicamente afecten a la tendencia de nuestras variables y no a las propias oscilaciones intrínsecas.

-Finalmente, cabe destacar la omnipresencia del conjunto de bandas de 500 años, asociado a pulsos de periodicidad cercanos a estos valores y gran anchura de banda. Este conjunto está presente en prácticamente todos los intervalos y para ambas variables, con lo que posiblemente esté asociado a un mecanismo climático importante durante las últimas decenas de miles de años para el Atlántico Norte. Además, parece mostrar siempre un mayor impacto durante la oscilación de Allerød, donde está representado en ambas variables por una banda anómala. Poder relacionar este conjunto de bandas con algún mecanismo cíclico conocido sin duda podría ayudarnos a comprender mejor las complejas interacciones entre la atmósfera, hidrosfera y criosfera en esta parte del planeta.

5. Referencias

Barker S., Knorr G., Vautravers M., Diz P. et Skinner L. (2010) Extreme deepening of the Atlantic overturning circulation during deglaciation. *Nature Geoscience*, 3(8), 567–571

Cohen K., Finney S., Gibbard P. et Fan J. (2013) The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes* 36: 199-204

Cheng J., Liu Z., He F., Otto-Bliesner B., Brady E. et Lynch-Stieglitz J. (2014) Model-proxy comparison for overshoot phenomenon of Atlantic thermohaline circulation at Bølling-Allerød. *Chinese Science Bulletin*, 59(33), 4510–4515

Craig H. (1961) Isotopic variations in meteoric waters. *Science* 133 (3465): pp. 1702-1703

Cuffey K., Clow G., Alley R., Stuiver M., Waddington E. et Saltus R. (1995) Large Arctic Temperature Change at the Wisconsin-Holocene Glacial Transition. *Science*. 270. 455-458

Gildor H. et Tziperman E. (2003) Sea-ice switches and abrupt climate change. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical Physical and Engineering Sciences*. 2003 Sep 15;361(1810):1935-42; discussion 1942-4

Gkinis V., Dahl-Jensen D., Steffensen J., Vinther B., Landais A., Jouzel J., Masson-Delmotte V., Cattani O., Minster B., Grisart A., Hörhold M., Stenni B. et Selmo E. (2021) Oxygen-18 isotope ratios from the EPICA Dome C ice core at 11 cm resolution. *PANGAEA*

Gkinis V., Vinther B., Quistgaard T., Popp T., Faber A., Holme C., Jensen C., Lanzky M., Lütt A., Mandrakis V., Ørum N., Pedersen A., Vaxevani N., Weng Y., Capron E., Dahl-Jensen D., Hörhold M., Jones T., Jouzel J., Landais A., Masson-Delmotte V., Oerter H., Rasmussen S., Christian H., Steffensen J., Sveinbjörnsdóttir A., Vaughn B. et White J. (2020) NEEM ice core High Resolution (0.05m) Water Isotope Ratios ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $2\text{H}/1\text{H}$) covering 8-129 ky b2k. *PANGAEA*

Gkinis V., Vinther B., Popp T. et al. (2021) A 120,000-year long climate record from a NW-Greenland deep ice core at ultra-high resolution. *Sci Data* 8, 141 (2021). Gregory A. Zielinski, Paul A. Mayewski, L. David Meeker, S. Whitlow, Mark S. Twickler, A 110,000-Yr Record of Explosive Volcanism from the GISP2 (Greenland) Ice Core, *Quaternary Research*, Volume 45, Issue 2, 1996

Hemming S. (2004) Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics*, 42, RG1005

Herron S. et Langway C. (1980) Firn densification: an empirical mode. *Journal of Glaciology*. 25, 373-386

Hornberger G. (1995) New manuscript guidelines for the reporting of stable hydrogen, carbon, and oxygen isotope ratio data. *Water Resources. Res.*, 31(12), 2895– 2895

Hays J., Imbrie J. et Shackleton J. (1976) Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Journal Article*, 1976, *Science*

Jouzel J., Masson-Delmotte V., Stiévenard M., Landais A., Vimeux F., Sigfus J., Arny E. et White J. (2005) Rapid deuterium-excess changes in Greenland ice cores: a link between the ocean and the atmosphere, *Comptes Rendus Geoscience*, Volume 337, 2005, ISSN 1631-0713

Sigfús J., Dahl-Jensen D., Niels S., Jørgen P., Henrik C., Heinz M., Masson-Delmotte V., Árný E. et 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, 2001

Keigwin L., Curry W., Lehman S. et al. (1994) The role of the deep ocean in North Atlantic climate change between 70 and 130 kyr ago. *Nature* 371, 1994

Koyama T. et Stroeve J. (2018). Greenland monthly precipitation analysis from the Arctic System Reanalysis (ASR): 2000–2012. *Polar Science*

Laskar J., Joutel F. et Boudin F. (1993). Orbital, precessional, and insolation quantities for the earth from -20 Myr to +10 Myr. *Astronomy and Astrophysics* 270, 522–533

Luz B. et Barkan E. (2010). Variations of $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ in meteoric waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 74. 6276-6286

Pedro J., van Ommen T., Rasmussen S., Morgan V., Chappellaz J., Moy A., Masson-Delmotte V. et Delmotte M. (2011). The last deglaciation: Timing the bipolar seesaw. *Climate of the Past Discussions*

Pfahl S. et Sodemann H. (2013) What controls deuterium excess in global precipitation? *Climate of the Past Discussions*

Steffensen J., Andersen K., Bigler M., Clausen H., Dahl-Jensen D., Fischer H., Goto-A., Hansson M., Johnsen S., Jouzel J., Masson-Delmotte V., Popp T., Rasmussen S., Roethlisberger R., Ruth U., Stauffer B., Siggaard-Andersen M., Sveinbjornsdottir A., Svensson A. et White J. (2008) High-resolution Greenland Ice Core data show abrupt climate change happens in few years. *Science*, 321, 2008

Steig E., Jones T., Schauer A., Kahle E., Morris V., Vaughn B., Davidge L. et White J. (2021) Continuous-Flow Analysis of $\delta^{17}\text{O}$, $\delta^{18}\text{O}$, and δD of H_2O on an Ice Core from the South Pole. *Frontiers in Earth Science*

Rasmussen S., Bigler M., Blockley S., Blunier T., Buchardt S., Clausen H., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W., Lowe J., Pedro J., Popp T., Seierstad I., Steffensen J., Svensson A., Vallelonga P., Vinther B., Walker M., Wheatley J. et 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*, Volume 106, 2014

Süfke F. (2019) $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ records from the northwestern Atlantic covering the period since Heinrich Stadial 2 until today. *PANGAEA*

Uchida T., Horiuchi K., Yasudomi Y., Sugawara A., Matsuzaki H., Motoyama H, Shibata Y. et Minoura K. (2007) Be10 Variations in Dome Fuji Ice Core During the Last Deglaciation. AGU Fall Meeting Abstracts.

Willeit M., Ganopolski A., Calov R. et Brovkin V. (2019) Mid-Pleistocene transition in glacial cycles explained by declining CO₂ and regolith removal. Science Advance. 2019 Apr 3;5(4):eaav7337

Zielinski G., Mayewski P., Meeker D., Whitlow S. et Twickler M. (1996) A 110,000-Yr Record of Explosive Volcanism from the GISP2 (Greenland) Ice Core. Quaternary Research, Volume 45, Issue 2, 1996