

**VARIABILIDAD CLIMÁTICA Y OCEANOGRÁFICA EN
EL ATLÁNTICO NORTE SUBPOLAR DURANTE EL
PLEISTOCENO (1.050.000 - 400.000 AÑOS)**

**CLIMATIC AND OCEANOGRAPHIC VARIABILITY
IN THE SUBPOLAR NORTH ATLANTIC DURING
THE PLEISTOCENE (1.050.000 - 400.000 AÑOS)**

TESIS DOCTORAL

Marta Martínez Sánchez
Salamanca, 2017



Grupo de Geociencias Océánicas



**VNIVERSIDAD
SALAMANCA**

CAMPUS DE EXCELENCIA INTERNACIONAL



VNiVERSiDAD
D SALAMANCA

CAMPUS DE EXCELENCIA INTERNACIONAL

Facultad de Ciencias

Departamento de Geología- Área de Paleontología

VARIABILIDAD CLIMÁTICA Y OCEANOGRÁFICA EN EL
ATLÁNTICO NORTE SUBPOLAR DURANTE EL
PLEISTOCENO (1.050.000-403.000 AÑOS)

Marta Martínez Sánchez

TESIS DOCTORAL

Salamanca, julio de 2017



VNiVERSiDAD
D SALAMANCA

CAMPUS DE EXCELENCIA INTERNACIONAL

VARIABILIDAD CLIMÁTICA Y OCEANOGRÁFICA EN EL
ATLÁNTICO NORTE SUBPOLAR DURANTE EL
PLEISTOCENO (1.050.000-403.000 AÑOS)

**Memoria presentada por Marta Martínez Sánchez para optar al grado de
Doctora en Geología por la Universidad de Salamanca con Mención
*“Doctor Internacional”***

Esta Tesis Doctoral se ha realizado bajo la dirección de los profesores:

Dr. D. José Abel Flores Villarejo

Dr. D. Francisco Javier Sierro Sánchez

Los Doctores **D. José Abel Flores Villarejo** y **D. Francisco Javier Sierro Sánchez**, profesores del Área de Paleontología en el Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias (Universidad de Salamanca)

CERTIFICAN que:

Marta Martínez Sánchez ha realizado en el Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca y bajo nuestra dirección, el trabajo:

Variabilidad climática y oceanográfica en el Atlántico Norte subpolar durante el pleistoceno (1.050.000-403.000 años)

Y para que así conste, firmamos el presente certificado en Salamanca, en julio de 2017.

Los directores:

Dr. José-Abel Flores Villarejo

Dr. Francisco Javier Sierro Sánchez

La doctoranda:

Marta Martínez Sánchez



A mis padres



La realización de esta Tesis Doctoral ha sido posible gracias a la beca de Formación de Personal Investigador (FPI) del Ministerio de Educación y Ciencia BES2010_042085 asociada al proyecto: CLG2009-08651 concedida a la autora y a los fondos de la Junta de Castilla y León (Grupo de excelencia-GR34).

Agradecemos también al Programa IODP (*Integrated Ocean Drilling Program*) por las muestras suministradas del testigo IODP U1314 (IODP Site U1314) de la Expedición 306 También agradecemos a los datos de la Dra. Montserrat Alonso-García y Dr. Iván Hernández-Almeida por datos del Site U1314 que ellos generaron previamente y se han usado para completar este estudio.



The realization of this Doctoral Thesis has been made possible by the Researcher Training Program (FPI) of the Spanish Ministry of Education and Science BES2010_042085 associated to the project: CLG2009-08651 granted to the author and to the funds of the Junta Castilla y León (Group of excellence GR34).

We are also grateful to the IODP Program (Integrated Ocean Drilling Program) for the IODP Site U1314 samples from Expedition 306 samples supplied. We also thank the data of Dra. Montserrat Alonso-García and Dr. Iván Hernández-Almeida for data from the Site U1314 that they previously generated and have been used to complete the studies of this work.



RESUMEN

La presente Tesis es un estudio micropaleontológico de alta resolución del testigo U1314 (IODP *Site* U1314), recuperado durante la Expedición 306, en la formación *Gardar Drift* (sur de Islandia), en el Atlántico Norte subpolar. El objeto principal de esta Tesis es el estudio de las variaciones climáticas a diferentes escalas temporales (orbital y suborbital), así como entender la evolución de los patrones de circulación superficial en el Atlántico Norte a través de los cambios en las asociaciones de cocolitofóridos que tuvieron lugar durante el período comprendido entre 1.050.000 a 400.000 años (MIS 30-11); conocido como *Transición del Pleistoceno Medio*. La razón de estudiar las variaciones en las asociaciones de cocolitofóridos se debe a que conforman uno de los principales componentes del fitoplancton en los océanos actuales. Estos organismos secretan placas calcificadas (cocolitos) que, tras su sedimentación en los fondos marinos, pueden preservarse en el registro fósil. La abundancia y diversidad de los cocolitofóridos están altamente influenciadas por las condiciones ambientales en las que proliferan, por lo que el estudio de los cocolitos preservados en el registro sedimentario aporta información útil para la realización de reconstrucciones paleoambientales.

En esta Tesis Doctoral se ha analizado un registro de nanofósiles calcáreos en el intervalo de estudio comprendido entre los MIS 11 a 30; además de análisis estadísticos y matemáticos de la asociación de nanofósiles calcáreos, destacando especialmente los análisis espectrales y el análisis de retardos entre diferentes variables, con el objetivo de conocer el tiempo de respuesta (LAG) entre dos sistemas (testigos) afectados por el mismo efecto climático. También hemos realizado un estudio comparado con el testigo MD03-2699 situado más al sur, con el objetivo de reconstruir cómo la NAC (corriente del Atlántico Norte) pudo variar en el intervalo MIS 11-14.

La importancia de este estudio, enclavado en el Atlántico Norte, se debe a la sensibilidad de la zona a los cambios climáticos y oceanográficos. El régimen oceanográfico superficial está fuertemente influenciado por el giro subpolar, específicamente por la NAC que alimenta a la corriente de Irminger; que, al llegar a altas latitudes, se hunden generando masas de aguas profundas. Los cambios oceanográficos en profundidad son importantes en esta zona debido a que en ella se forman aguas profundas (en Mar del Labrador y el Mar de Noruega-Groenlandia), que son el motor de la circulación termohalina y que afectan a la circulación global.

Las asociaciones de nanofósiles calcáreos nos muestran cambios importantes entre la asociación predominante en periodos cálidos, donde la abundancia total de especies es mayor y dominan las especies asociadas a la corriente de Irminger y la asociación de periodos fríos donde la abundancia total es muy baja y las especies asociadas a aguas de la corriente de Irminger disminuyen abruptamente. Estos cambios bruscos se deben a la variación en la alternancia de las aguas de las aguas de la NAC y las aguas frías procedentes de latitudes más al norte, que en última instancia determinan la posición y variación de las aguas de la corriente de Irminger. Esta variación en la posición de las aguas a lo largo del intervalo de estudio nos permite reconstruir cuatro escenarios de circulación superficial del agua: Alta advección de aguas de la corriente de Irminger, baja advección de aguas de la corriente de Irminger, advección de aguas procedentes del polo y terminaciones.

El análisis de la periodicidad de los diferentes registros elaborados en esta Tesis nos ha mostrado que las asociaciones de nanofósiles han sido afectadas por los tres parámetros orbitales: excentricidad, oblicuidad y precesión; permitiendo observar un progresivo aumento en la importancia de la precesión en los ciclos climáticos, lo que pudo afectar a la insolación sobre la superficie marina, que, en última instancia, influenciaron la posición de las corrientes marinas.

ABSTRACT

This Thesis is a high resolution micropaleontological study of the IODP Site U1314, recovered during the IODP 306 Expedition, in the Gardar Drift formation (southern Iceland), in the subpolar North Atlantic. The main purpose of this Thesis is the study of climatic variations at different time scales (orbital and suborbital) and the evolution of surface circulation patterns in the North Atlantic through changes in the associations of coccolithophorids that occurred during the interval between 1,050,000 and 400,000 years (MIS 30-11); known as the *Middle Pleistocene Transition*. The reason for studying the coccolithophorids assemblages' variations is due to the fact that they conform one of the main components of the phytoplankton in the current oceans. These organisms secrete calcified plaques (coccoliths) that, after sedimentation in the seabed, can be preserved in the fossil record. Coccolithophore abundance and diversity are highly influenced by the environmental conditions that prevailed at time these organisms inhabited the ocean. Hence, the study of coccoliths preserved in the sedimentary record provides useful information to perform paleoenvironmental reconstructions.

In this Doctoral Thesis, a record of calcareous nanofossils has been analyzed in the interval from MIS 11 to 30. In addition, statistical and mathematical analyses of the calcareous nanofossils assemblage, especially the spectral analysis and the analysis of delays between different variables (LAG), have been made in order to know the response-time between two systems (or sites) affected by the same climatic effect. We have also compare our study with site MD03-2699 (southern of site U1314), with the aim of reconstructing how and when the NAC (North Atlantic Current) could vary in the MIS 11-14 interval.

The importance of this study, located in the North Atlantic and specifically the subpolar North Atlantic, is related to the sensitivity of the area to climatic and oceanographic changes. The surface oceanographic regime is strongly imprinted by the Subpolar gyre, specifically by the NAC, which feeds the IC (Irminger Current). When the NAC and the IC arrive at high latitudes, they will sink generating deep waters masses. Oceanographic changes at deep waters are important in this area because it is a deepwater formation zone (Labrador Sea and Norwegian Sea-Greenland), which is the motor of the thermohaline circulation and affect the global circulation.

The calcareous nanofossils assemblages showed abrupt changes between the warm interval assemblage, where the total abundance of species is greater and dominated by the species associated to the IC and the cold interval assemblage where the total abundance is low and the species associated with waters of the IC abruptly decline. These abrupt changes are due to the latitudinal variation of the NAC waters and the cold waters from farther north, which ultimately determine the position and variation of the IC waters. This variation of the waters throughout the study interval allows us to reconstruct four scenarios of surface water circulation: High advection of the Irminger waters, low advection of the Irminger water, advection of polar water and terminations.

The analysis of the cyclicity of the different records elaborated in this Thesis has shown that the associations of nanofossils have been affected by the three orbital parameters: eccentricity, obliquity and precession, which have allowed to observe a progressive increase in the importance of the precession in the climate cycles, which could affect the insolation on the sea surface, which ultimately affected the position of the ocean currents.

INTRODUCCIÓN Y JUSTIFICACIÓN

El estudio de los eventos climáticos abruptos y de los mecanismos implicados representan uno de los mayores retos a los que se enfrenta la investigación climática hoy en día. La identificación de los mecanismos de retroalimentación entre los sistemas océano- atmósfera-criosfera son de vital importancia para la comprensión de la variabilidad climática presente en registros sedimentarios del fondo oceánico. Entender cómo y por qué ocurrieron los cambios climáticos del pasado nos puede ayudar a predecir futuros escenarios relacionados con cambios climáticos. En esta Tesis se aportan nuevos datos y enfoques sobre los cambios climáticos y oceanográficos que se registraron entre aproximadamente 1,050,000 y 400,000 mil años en las latitudes altas del Atlántico Norte y que se relacionan con el clima y la circulación oceánica global.

El Atlántico Norte subpolar está considerado como una de las regiones climáticas más sensibles de la Tierra y es la llave fundamental para la comprensión de la de la circulación de retorno (AMOC) en el Atlántico (Kohfeld and Chase, 2011). Las variaciones de los parámetros superficiales influyen en la circulación y en la formación de masas de agua profundas (Clark et al., 2006; Broecker et al., 1990), explicando por qué las variaciones entre periodos glaciares e interglaciares afectan a la formación de agua profunda, a cómo el calor se distribuye en el océano (Boyle & Keigwin, 1987), y a la distribución vertical de nutrientes que afectan a las comunidades planctónicas (Marino et al., 2008).

El intervalo de tiempo estudiado en esta Tesis Doctoral está caracterizado por la asimetría en los ciclos climáticos y contiene la llamada “*transición del Pleistoceno medio*”, entre los 1.1 y 0.6 Ma, caracterizados por una reorganización climática que se ha registrado en sedimentos marinos y continentales y se caracteriza por cambios a nivel global, entre los cuáles se incluyen cambios en temperatura del mar, nivel del mar y masas de hielo (Clark et al., 2006) y afectó a la distribución y evolución de la vida en la Tierra, incluyendo a los ancestros de los seres humanos modernos.

Durante la primera parte del intervalo de estudio, predominan los ciclos de ~100 ky que habían surgido entre los 950-900 ka mostrando un aumento progresivo en la intensidad de los periodos glaciales, produciéndose grandes acumulaciones de hielo en el hemisferio

norte. Sin embargo, no es hasta aproximadamente los 400 ka (durante el periodo llamando “*Evento Mid-Brunhes*”) cuando los ciclos de ~100 ka adquieren su mayor amplitud, caracterizándose por periodos glaciales muy fríos e interglaciales muy cálidos. Dada la estrecha relación entre hidrosfera y criosfera, esta reconfiguración del volumen de hielo global tuvo gran repercusión en los patrones de circulación oceánica superficial y profunda a nivel global y muy especialmente en la región del Atlántico Norte. Establecer cuáles son los mecanismos de retroalimentación implicados en esta reconfiguración del sistema climático a escala orbital y suborbital representa uno de los grandes retos de la paleoclimatología moderna que se trataran en esta Tesis.

El trabajo aquí presentado se basa en el análisis de una secuencia sedimentaria del sondeo marino profundo U1314, perforado en la formación Gardar Drift (sur de Islandia), durante la Expedición 306 del Integrated Ocean Drilling Program (IODP) en el Atlántico Norte subpolar. El material recuperado proporciona un registro de alta resolución del intervalo comprendido entre 1.050.000 y 400.000 años.

Esta Tesis Doctoral opta al grado de “*Doctor Internacional*” y por tanto como la tesis se presentará en castellano, una parte de la misma deberá redactarse y presentarse en alguna de las lenguas oficiales de la Unión Europea distinta a cualquiera de las lenguas oficiales en España. Para cumplir esta disposición, los Capítulos 5, 6 y 7 han sido redactados en inglés. Estos capítulos aparecen estructurados en forma de artículos científicos, algunos en revisión y otros en espera de ser enviados para su publicación. Se ha considerado pertinente incluir al principio de cada uno de estos capítulos un resumen en castellano. Dado el interés del Capítulo 8 ha sido traducido íntegramente al inglés. Además, como la ciencia hoy en día se escribe mayoritariamente en inglés, muchas palabras de difícil traducción se han incluido entre paréntesis y cursiva para el término en inglés en el texto en castellano; de la misma manera que para los acrónimos. Todas estas palabras y acrónimos se han incluido en el Anexo II. En la medida de lo posible se han traducido todas las figuras en los capítulos en castellano al castellano, citando la figura original de la cuál ha sido modificada.

Las referencias bibliográficas aparecen como un apartado independiente al final de cada capítulo, a fin de facilitar su lectura.

HIPÓTESIS DE TRABAJO

Los cocolitos preservados en los sedimentos oceánicos proporcionan información acerca de la productividad primaria de la región y de las condiciones ambientales en las que vivieron estos organismos. El estudio combinado de estos registros con los de otros indicadores paleoambientales son de gran utilidad para evaluar la variabilidad climática y oceanográfica que controla o influye sobre la productividad de los cocolitóforos.

ESTRUCTURA

La presente Tesis Doctoral se divide en ocho capítulos y ocho anexos:

En el **Capítulo 1** se hace una introducción al período de estudio, el Pleistoceno Inferior y Medio, su definición y la identificación de los principales cambios ambientales asociados a la reorganización climática que tuvo lugar en ese período observado en el registro geológico global. En este capítulo también se hace referencia a los cambios climáticos a diferentes escalas de tiempo; orbital, suborbital, y oscilaciones climáticas abruptas en el Atlántico Norte. También se realiza una descripción del contexto geológico y una introducción a las dinámicas oceánica y atmosférica de la zona de estudio y se explican los aspectos más relevantes de las mismas. Se describen la circulación superficial, intermedia y profunda del Atlántico Norte.

En el **Capítulo 2** se realiza una introducción a los cocolitóforos, principal objeto de estudio en esta Tesis Doctoral. En el mismo se explican y describen sus principales características, tipos y ciclos de vida, así como la ecología, distribución espacial y sistemática de las especies consideradas.

En el **Capítulo 3** se describen los materiales empleados y las técnicas y métodos aplicados. También se detallan las características geológicas e información relativa al testigo sedimentario estudiado, así como su cronoestratigrafía. Respecto a los métodos, se describen los empleados en los análisis micropaleontológicos de las asociaciones cocolitoforales y en el tratamiento estadístico y matemático de los datos.

En el **Capítulo 4** se estudia la evolución de los nanofósiles calcáreos a lo largo de todo el intervalo de estudio y los cambios de periodicidad. También se ha incluido una breve descripción de los modelos de edad.

Los **Capítulos 5, 6 y 7**, escritos en inglés, son artículos científicos derivados de la Tesis. En ellos se exponen los resultados y las conclusiones obtenidas a partir del análisis de los diferentes datos obtenidos durante la realización de la Tesis.

El **Capítulo 5** comprende un estudio en el cuál se reconstruye la dinámica superficial de las masas de agua en el intervalo que va de los 400,000 a los 780,000 años.

Marta Martínez-Sánchez, José-Abel Flores, Francisco-Javier Sierro, Montserrat Alonso-García. Productivity and North Atlantic Subpolar dynamics at orbital-to-suborbital scales during middle Pleistocene Marine Isotope Stages 19-11. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. (En revisión).

El **Capítulo 6** estudia la variación de la dinámica superficial del Atlántico Norte entre el testigo U1314 y otro testigo situado más al sur MD03-2699 con el objetivo de estudiar la cronología de los movimientos de la corriente del Atlántico Norte y si se da de manera sincrónica o no en ambos sitios.

Marta Martínez-Sánchez, José-Abel Flores, Eliana Palumbo, Montserrat Alonso-García¹, Francisco-Javier Sierro, Filomena Ornella Amore. Reconstruction of surface water dynamics in the North Atlantic during the Mid-Pleistocene (~540-400 ka) inferred by coccolithophores and plankton foraminifera, comparing two North Atlantic sites. *Marine Micropaleontology*. (En preparación)

El **Capítulo 7** comprende un estudio que es la continuación temporal del **Capítulo 5** en el cuál se reconstruye la dinámica superficial de las masas de agua en el intervalo que va de los 780,000 a los 1,050,000 años.

Marta Martínez-Sánchez, José-Abel Flores, Francisco-Javier Sierro, Iván Hernández-Almeida. Paleoceanographic dynamics in the North Atlantic Ocean during middle Pleistocene Marine Isotope Stages 30-19 as inferred from paleoproductivity changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. (En preparación).

El **Capítulo 8** resume las conclusiones principales obtenidas en los capítulos anteriores. Este capítulo presenta una versión en castellano y otra en inglés.

Los Anexos son ocho e incluyen láminas fotográficas, acrónimos y abreviaturas, listado taxonómico de todas las especies aparecidas en el estudio, sinonimia entre las especies, la tabla cronoestratigráfica global de los últimos 2.7 Ma, un listado del Software usado en el estudio, un listado de figuras y un listado de tablas.

OBJETIVOS

Objetivos generales:

1. Obtener registros a alta resolución de la productividad de cocolitóforos del Atlántico Norte subpolar a lo largo del Pleistoceno Inferior y Medio entre 1,050,000 y 400,000 años.
2. Identificar cambios regionales a escala orbital y suborbital con el objetivo de reconstruir la variabilidad oceanográfica y ambiental del Atlántico Norte a lo largo del Pleistoceno Inferior y Medio entre 1,050,000 y 400,000 años.
3. Contextualizar dicha variabilidad dentro de cambios globales conocidos para comprender posibles procesos de teleconexión entre diferentes latitudes.
4. Estudiar los cambios en la ciclicidad a lo largo del intervalo de estudio y sus posibles causas.

Objetivos específicos:

- 1.1. Caracterizar las asociaciones de cocolitóforos del testigo sedimentario IODP U1314 en el Atlántico Norte.
- 2.1. Identificar los principales cambios climáticos que acontecieron en la región del Atlántico Norte subpolar durante la *Transición del Pleistoceno Medio*, y su relación con otras evidencias paleoclimáticas presentes en el registro geológico global para ese mismo período
- 2.2. Estudiar los cambios ocurridos en las asociaciones de cocolitofóridos en la zona de estudio en relación con las variaciones en la circulación del agua superficial, y determinar qué factores controlan los cambios en la productividad primaria en el Atlántico Norte.
- 3.1. Comparar los registros del testigo IODP U1314 con otros registros de diferente naturaleza procedentes de zonas próximas a nuestro testigo.
- 3.2. Comparar, a alta resolución los registros de IODP U1314 con el testigo MD03-2699 situado en el Margen Ibérico con el objetivo de comprender la relación entre ellos a través de las masas de agua comunes que los afectan.
- 3.3. Identificar y describir los posibles patrones de teleconexión entre las regiones del Atlántico norte.
- 4.1. Evaluar las técnicas estadísticas y matemáticas para identificar la periodicidad.
- 4.2. Realizar análisis espectrales de las series temporales obtenidas, utilizando el método de Blackman-Tuckey, filtros Gaussianos, y análisis espectral de tipo *wavelet* y *cross wavelet*.

OBJECTIVES:

General objectives:

1. Obtain high resolution coccolithophores productivity records of the subpolar North Atlantic throughout the Lower and Middle Pleistocene between 1,050,000 and 400,000 years.
2. Identify regional changes at orbital and suborbital scales with the objective of reconstructing oceanographic and environmental variability of the North Atlantic along the Lower and Middle Pleistocene between 1,050,000 and 400,000 years.
3. Contextualize variability within known global changes to understand the possible teleconnection processes between different latitudes.
4. Study the changes in cyclicity throughout the study interval and its possible causes.

Specific objectives:

- 1.1. To characterize the coccolithophore assemblages of the IODP U1314 site in the North Atlantic.
- 2.1. Identify the main climatic changes that occurred in the subpolar North Atlantic region during the Middle Pleistocene Transition and its relationship with other paleoclimatic evidence present in the global geological record for the same period
- 2.2. To study changes in coccolithophore assemblages in the study area in relation to variations in surface water circulation and to determine which factors control changes in primary productivity in the North Atlantic.
- 3.1. Compare the records of the IODP U1314 to other records of different nature from areas near U1314 site.
- 3.2. To compare at high resolution the IODP U1314 with the MD03-2699 records located in the Iberian Margin in order to understand the relationship between them through the common water bodies that affect them.
- 3.3. Identify and describe the possible teleconnection patterns between the North Atlantic regions.
- 4.1. Evaluate statistical and mathematical techniques to identify the cyclicity.
- 4.2. To perform spectral analyses of the time series obtained, using the Blackman-Tukey method, Gaussian filters, and *wavelet* and *cross wavelet* spectral analysis.

Referencias

- Boyle, E. A. and Keigwin, L. 1987. North-Atlantic thermohaline circulation during the past 20,000 years linked to high-latitude surface-temperature. *Nature* 330(6143): 35-40.
- Broecker, Wallace S; Bond, Gerard C; Klas, Mieczyslawa; Bonani, Georges; Wolfli, Willy. 1990. A Salt Oscillator in the Glacial Atlantic? 1. The Concept. *Paleoceanography* 5(4): 469-477.
- Clark, P.U., Archer, D., Pollard, D., Blum, J.D., Rial, J.A., Brovkin, V., Mix, A.C., Pisias, N.G., Roy, M., 2006. The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO₂. *Quat. Sci. Rev.* 25, 3150–3184. doi:10.1016/j.quascirev.2006.07.008
- Kohfeld, K. E. and Chase, Z. 2011. Controls on deglacial changes in biogenic fluxes in the North Pacific Ocean. *Quaternary Science Reviews* 30(23–24): 3350-3363.
- Marino, M., Maiorano, P., Lirer, F., 2008. Changes in calcareous nannofossil assemblages during the Mid-Pleistocene Revolution. *Mar. Micropaleontol.* 69, 70–90. doi:10.1016/j.marmicro.2007.11.010

TABLA DE CONTENIDO

RESUMEN	i
ABSTRACT.....	iii
INTRODUCCIÓN Y JUSTIFICACIÓN	v
HIPÓTESIS DE TRABAJO	vii
ESTRUCTURA	vii
OBJETIVOS	ix
Objetivos generales:.....	ix
Objetivos específicos:	ix
OBJECTIVES:.....	x
General objectives:.....	x
Specific objectives:	x
Referencias.....	xi
TABLA DE CONTENIDO.....	xii
1. INTRODUCCIÓN	20
1.1. El océano y el clima.....	20
1.2. Paleoclima y astronomía	22
1.2.1. Variaciones climáticas orbitales: los ciclos Milankovitch.....	22
1.2.2. Variaciones climáticas suborbitales: eventos Heinrich y oscilaciones Dansgaard/Oeschger	27
1.3. Evolución climática durante el Pleistoceno (desde 400 a 1050 ka).....	31
1.4. Circulación Atmosférica	39
1.5. Batimetría en el área de estudio	40
1.6. Circulación Oceánica	42
1.6.1. Circulación oceánica superficial	42
1.6.2. Circulación de aguas intermedias y profundas.....	45
1.6.3. Circulación termohalina en zona de estudio: la circulación de retorno del Atlántico Norte (AMOC – Atlantic Meridional Overturning Circulation).....	48
1.6.4. Interacción atmósfera-océano: la Oscilación del Atlántico Norte (NAO- North Atlantic Oscillation).....	50
1.6.5. Efecto del hielo en la zona de estudio.....	54
Referencias.....	59
2. COCOLITOFÓRIDOS	74
2.1.- Introducción.....	75
2.2.- Reseña histórica.....	77
2.3.- Biología y bioquímica de los cocolitofóridos.....	78
2.4.- Producción y tipos de cocolitofóridos	80
2.5.- Ciclo de vida de los cocolitofóridos	83
2.6. Biogeografía y paleoceanografía	84
2.7. Función de los cocolitos.....	91
2.8. Transporte, sedimentación y preservación de los cocolitofóridos.....	92
2.9. Importancia ambiental de los cocolitofóridos: la sedimentación del carbonato biogénico y la producción de CO ₂	93
2.10. Los cocolitofóridos como indicadores paleoceanográficos y paleoambientales. ...	96
2.10.1. Blooms de cocolitofóridos	100
2.10.1.1. Bloom de <i>Gephyrocapsa caribbeanica</i>	100
2.11. Características y preferencias ecológicas de los diferentes taxones estudiados.	101
2.12. Sistemática de los taxones estudiados	109

Referencias.....	111
3.1.1. IODP Site U1314	127
3.1.1.1. Antecedentes	130
3.2. METODOLOGÍA	131
3.2.1. Técnicas de preparación.....	131
3.2.1.1. Frotis	131
3.2.1.2. Técnicas de decantación	132
3.2.2. Técnicas de observación y recuento.....	135
3.2.2.1. Observación y recuento con microscopio óptico	135
3.2.2.2. Estimación del grado de preservación	136
3.2.3. Técnicas cuantitativas	137
3.2.3.1. Cálculo de abundancias absolutas.....	137
3.2.3.2. Cálculo de las tasas de acumulación.....	137
3.2.4. Técnicas estadísticas	138
3.2.4.1. Coeficiente de correlación lineal de Pearson	138
3.2.5. Análisis de series temporales	138
3.2.5.1. Interpolación de series temporales desiguales	139
3.2.5.2. Análisis REDFIT	140
3.2.5.3. Análisis Wavelet	141
3.2.5.4. Análisis Cross Wavelet (Análisis de Correlación Cruzada) ...	143
3.2.5.5. Smoothing o suavizado de series temporales.....	144
3.2.5.6. Polynomial regression curve (Regresión polinómica).....	145
Referencias.....	146
4.BIOESTRATIGRAFÍA Y EVOLUCIÓN DE LOS NANOFÓSILES CALCÁREOS DESDE 400 A 1050 KA. MODELOS DE EDAD.....	151
4.1. Bioestratigrafía de los nanofósiles calcáreos desde 400 1050 ka	151
4.2. Modelos de edad usados en el estudio.....	153
4.3. Evolución de los nanofósiles calcáreos desde 400 1,050 ka.....	155
4.4.- Evolución de la periodicidad de los nanofósiles calcáreos y otros organismos para el testigo IODP U1314 desde 400 a 1,050 ka	161
4.5.- Evolución de la paleoproductividad de los nanofósiles calcáreos desde 400 a 1050 ka.....	163
RESUMEN	169
5. PRODUCTIVITY AND NORTH ATLANTIC SUBPOLAR DYNAMICS AT ORBITAL-TO-SUBORBITAL SCALES DURING MIDDLE PLEISTOCENE MARINE ISOTOPE STAGES 19-11.....	171
5.1.- Introduction	171
5.2.- Site location and modern oceanographic settings	173
5.3.- Material and Methods.....	174
5.3.1.- Chronological framework.....	175
5.3.2.- Coccolith slide preparation, counting methods and preservation.....	176
5.3.3.- Taxonomy and ecological remarks	177
5.4.- Results	178
5.4.1.-Coccolithophore assemblages.....	178
5.4.2.- Coccolithophores versus planktonic foraminifera	179
5.5.- Discussion.....	179
5.5.1.- High advection of the Irminger Current (HAIC).....	180
5.5.2.- Low advection of the Irminger Current (LAIC)	182
5.5.3.- Advection of Polar waters (APW).....	183
5.5.4.-Terminations (T).....	184

5.6.- Conclusions	187
Appendix A – Taxonomic Appendix	188
References	189
Resumen.....	199
Abstract.....	200
6. RECONSTRUCTION OF SURFACE WATER DYNAMICS IN THE NORTH ATLANTIC DURING THE MID-PLEISTOCENE (~540-400 KA) INFERRED BY COCCOLITHOPHORES AND PLANKTON FORAMINIFERA, COMPARING TWO NORTH ATLANTIC SITES.	201
6.1.- Introduction	201
6.2.- Material and Methods.....	202
6.2.1.- Modern surface oceanography of the North Atlantic	202
6.2.2.- Age models	204
6.2.3.- Paleoproductivity proxy.....	205
6.2.4.- Irminger Current water tracer	205
6.2.5.- Sea Surface Temperature proxy.....	206
6.2.6.- Time-series analysis.....	206
6.3.- Coccoliths assemblages	209
6.4.- Results	210
6.4.1.-Coccolithophore assemblages.....	210
6.4.2.- Time-series analyses results	211
6.4.- Discussion.....	211
6.4.1. Surface ocean dynamics evolution at U1314 at glacial/interglacial timescales	211
6.4.2. The North Atlantic current (NAC) migrations over the North Atlantic Ocean	213
6.4.3.1.1. Surface ocean dynamics evolution	216
6.5.- Conclusions	220
<i>Appendix A – Taxonomic Appendix</i>	221
Referencias.....	222
Resumen.....	231
Abstract.....	232
7. PALEOCEANOGRAPHIC DYNAMICS IN THE NORTH ATLANTIC OCEAN DURING MIDDLE PLEISTOCENE MARINE ISOTOPE STAGES 30-19 AS INFERRED FROM PALEOPRODUCTIVITY CHANGES.	233
7.1.- Introduction	233
7.2.- Modern hydrographic settings.....	234
7.3.- Material and Methods.....	236
7.3.1.- Chronological framework.....	236
7.3.2.- Coccolith slide preparation, counting methods and preservation	237
7.3.3.- Taxonomy and ecological remarks.....	238
7.4.- Results	241
7.4.1.-Coccolithophore assemblages	241
7.4.2.- Coccolithophores versus planktonic foraminifera	241
7.5.- Discussion.....	242
7.5.1.- High advection of the Irminger Current (HAIC).....	242
7.5.2.- Low advection of the Irminger Current (LAIC)	244
7.5.3.- Advection of Polar waters (APW)	247
7.5.4.-Terminations (T).....	249
7.6.- Conclusions	249

Appendix A – Taxonomic Appendix.....	251
References.....	253
8.1. CONCLUSIONES	265
8.1.1.- Cronología de las masas de agua superficiales.....	265
8.1.2.- Variabilidad climática en latitudes medias y altas del hemisferio norte.	267
8.1.3.- Variabilidad temporal de la tasa de acumulación de nanofósiles calcáreos a lo largo del intervalo de estudio.	268
8.1. CONCLUSIONS	271
8.1.1.- Surface Water masses chronology	271
8.1.2.- Climate variability of the mid- and high-latitudes of the Northern Hemisphere .	273
8.1.3.- Time-variability of the nannofossils accumulation rate across the studied interval	274
ANEXOS	276
ANEXO I.	276
Listado de los taxones más relevantes aparecidos en el estudio.....	276
ANEXO II: Glosario de términos y abreviaturas.....	280
Referencias.....	293
ANEXO III. Listado taxonómico de todas las especies aparecidas en el estudio.....	294
Referencias.....	295
ANEXO IV. Sinonimia de las especies	297
Referencias.....	298
ANEXO V: Tabla cronoestratigráfica global para los últimos 2.7 ma.	300
ANEXO VI:	302
Listado de software usado en la realización del estudio.....	302
ANEXO VII: Listado de figuras	305
ANEXO VIII: Listado de tablas	314
AGRADECIMIENTOS	316

Introducción



- 1.1. El océano y el clima
- 1.2. Paleoclima y astronomía
 - 1.2.1. Variaciones climáticas orbitales: los ciclos Milankovitch
 - 1.2.2. Variaciones climáticas suborbitales: eventos Heinrich y oscilaciones Dansgaard/Oeschger
- 1.3. Evolución climática durante el Pleistoceno (desde 400 a 1,050 ka)
- 1.4. Circulación atmosférica
- 1.5. Batimetría en el área de estudio
- 1.6. Circulación oceánica
 - 1.6.1. Circulación oceánica superficial
 - 1.6.2. Circulación de aguas intermedias y profundas
 - 1.6.3. Circulación termohalina en zona de estudio: la circulación de retorno del Atlántico Norte (AMOC – *Atlantic Meridional Overturning Circulation*).
 - 1.6.4. Interacción atmósfera-océano: la Oscilación del Atlántico Norte (NAO- *North Atlantic Oscillation*)
 - 1.6.5. Efecto del hielo en la zona de estudio

Referencias

1. INTRODUCCIÓN

1.1. El océano y el clima

Los océanos son una parte integral del sistema climático terrestre y están implicados en el sistema climático fundamentalmente porque almacenan calor, agua y dióxido de carbono que intercambian con el resto de elementos por el hecho de estar en movimiento. A parte de su conexión con la atmósfera, los océanos están conectados con diferentes elementos y compartimentos implicados en el clima [Fig. 1.1].

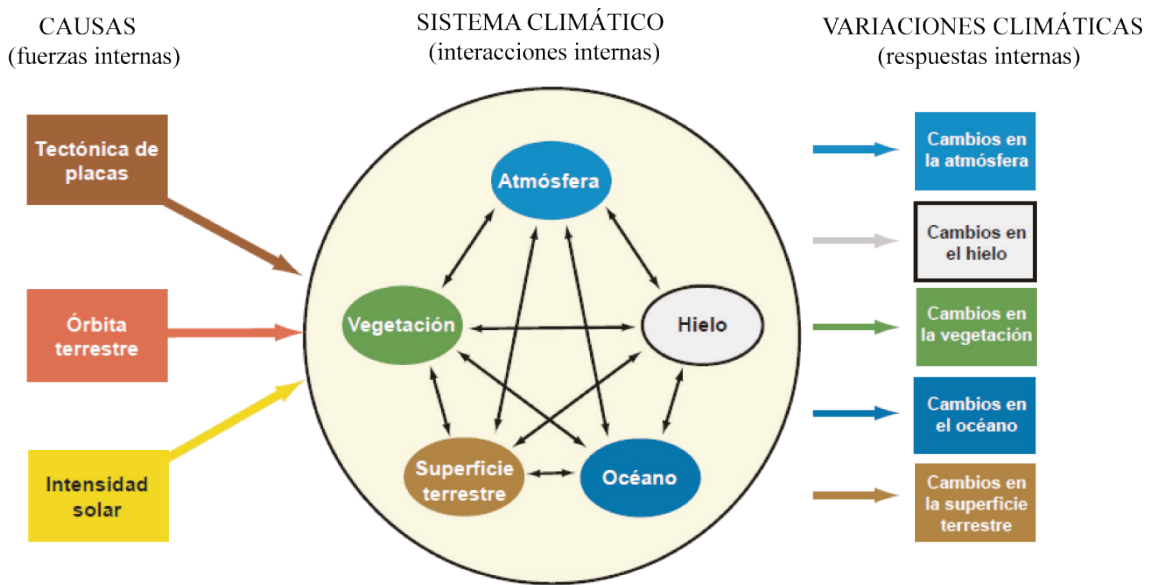


Figura 1.1. Representación, relación y posible respuesta entre los componentes del sistema climático terrestre. La respuesta son las variaciones conocidas como respuestas climáticas. Modificado de Ruddiman (2008).

Durante la década pasada se incrementó el estudio científico encaminado a comprender el papel del océano en el cambio climático. En la mayoría de los casos, estos estudios han concluido que los océanos son unos de los sistemas más vulnerables a los efectos del cambio climático global. La comprensión de las fuerzas que originan los cambios climáticos y el estudio de cómo responden los componentes del sistema climático a estas fuerzas, interacciones y mecanismos de retroalimentación entre los mismos, puede ayudarnos a anticipar, solventar y/o mitigar futuras consecuencias derivadas de la situación climática actual.

Los registros climáticos del pasado, análogos al escenario actual, reconstruyen cómo el clima de la Tierra ha variado de forma natural en el pasado; para ello surge la ciencia dedicada al estudio de procesos climáticos en el pasado o paleoclimatología, siendo esta

el vehículo para reconstruir estos cambios a través de iniciativas científicas como el *Climate: Long Range Interpretation Mapping and Prediction (CLIMAP)*, *Greenland Ice-Core Project (GRIP)* o el *Integrated Ocean Drilling Program (IODP)*, que han producido un gran número de registros fiables, ayudando a reconstruir la variabilidad climática en el pasado y las relaciones existentes en los diferentes componentes del clima que se ilustra en la Figura 1.1.

La creciente sensibilidad hacia los cambios medioambientales, su estudio y su repercusión en nuestra sociedad (IPCC, 2001), han demostrado que el calentamiento global es una tendencia demostrada, frente al escepticismo que argumenta que es una variabilidad climática "natural"; en ese sentido, el informe del *Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC)* hace esfuerzos por evaluar el estado climático de la Tierra cada cinco años. En la Figura 1.2, el color naranja indica que la superficie de la tierra ha sido, en promedio, más cálida para los últimos 20 años en comparación a los 20 años anteriores. Las áreas azules muestran grandes áreas del Atlántico Norte subpolar y del Pacífico Norte que son más frías y se dan principalmente en los océanos; demostrando que el calentamiento no se da de la misma manera en todas partes.

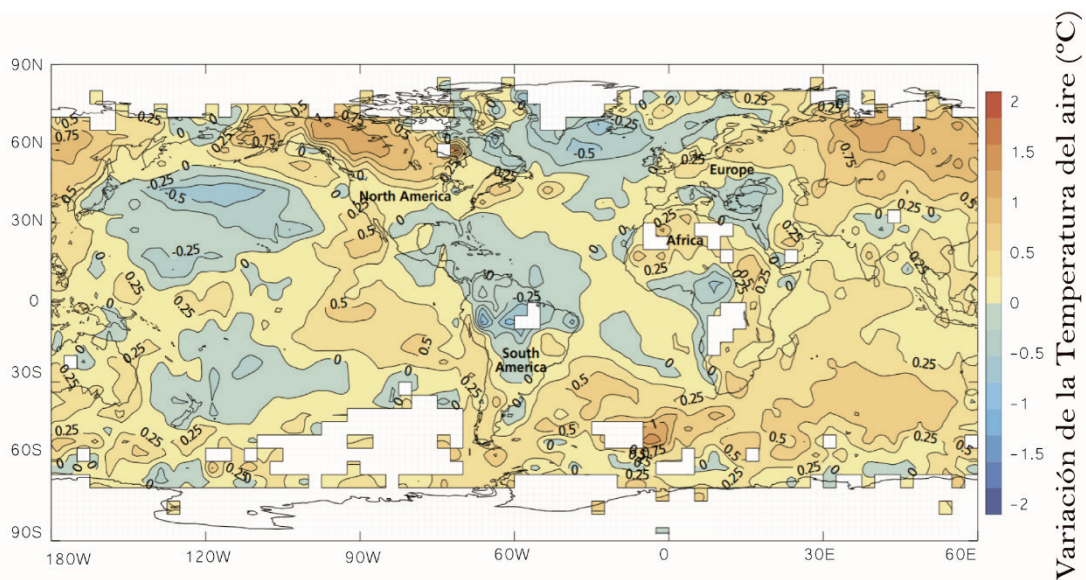


Figura 1.2. Cambio de la temperatura superficial anual en grados centígrados para el periodo 1975-1994 relativo a 1955-1974. IPCC, 1996

Un ejemplo de acoplamiento océano-atmósfera es la *Oscilación del Atlántico Norte* o NAO (*NAO- North Atlantic Oscillation*), donde ambos se influyen a través de la

variabilidad en los cambios en la intensidad y localización de los centros de presión y gradientes de presión, que provocan el cambio de la trayectoria de las tormentas, y también, de las distribuciones asociadas de temperatura en la superficie del mar (Hurrell, 1996).

1.2. Paleoclima y astronomía

Las variaciones del clima se dan a diferentes escalas de tiempo y el conocimiento de los mecanismos que gobiernan el cambio climático en sus distintas escalas es fundamental en el establecimiento de modelos que permitan pronosticar aspectos del clima futuro. Así, a escala orbital, es aceptada la *Teoría Astronómica de Milankovitch*, por la que se explica que la sucesión de épocas glaciales e interglaciales (a lo largo del cuaternario) mediante las variaciones en tres parámetros orbitales: precesión, oblicuidad y excentricidad. La variabilidad de estos parámetros son los que controlan el clima, ya que, a su vez, son los que controlan la insolación que recibe la Tierra.

A pesar de que la *Teoría Astronómica de Milankovitch* explica bien las variaciones del clima, los cambios climáticos abruptos que se han observado durante el último estadio glacial y el Holoceno, los *Dansgaard-Oescheger* y los *eventos Heinrich*, no tienen cabida en esta teoría. Todos estos ciclos suponen variaciones muy significativas en las condiciones de temperatura y humedad en la Tierra que se desencadenan muy rápidamente (decenas de años) y que tienen una periodicidad que no es explicable por la *Teoría de Milankovitch* (Bond et al., 1997)

La respuesta de la Tierra a la periodicidad natural del clima se encuentra inscrita en los sedimentos marinos. Los mecanismos que rigen los cambios climáticos a escala orbital, milenaria y multi-decadal no se comprenden totalmente en la actualidad, como tampoco se conoce del todo el origen, ritmo y estabilidad de los ciclos. El origen de la periodicidad climática puede ser natural (como son: interacciones internas entre la atmósfera-océano-continente o efecto externo de la radioactividad tal como la irradiancia solar y la actividad volcánica) y/o antropogénica. Además, no podemos descartar una posible alternativa de resonancia estocástica.

1.2.1. Variaciones climáticas orbitales: los ciclos Milankovitch

La *Teoría Orbital* fue postulada por Joseph Adhemar en 1842 y posteriormente por James Croll, pero no fue tomada en cuenta hasta que Milutin Milankovitch la impulsó.

Pese a los esfuerzos de este último, no fue aceptada hasta que Hays et al (1976) la aplicó a las variaciones de temperatura registradas en sedimentos marinos de aguas profundas en los últimos 450 mil años. Estos autores identificaron series que presentaban periodicidad en la señal de temperatura, las cuales, de manera paralela a la variación orbital, indicaban el retroceso y el avance del volumen del hielo sobre inmensas superficies.

La *Teoría de Milankovitch* (1941) calcula la radiación solar recibida por la Tierra de acuerdo con las estaciones, la latitud y su influencia sobre la expansión y la retracción de los hielos. El registro geológico mundial ofrece evidencias claras de la existencia de movimientos episódicos de avance y retroceso de las masas de hielo continentales durante del último millón de años, las cuales se corresponden con saltos del sistema climático global entre glaciales (con aumento de las masas de hielo) e interglaciales (con un clima similar o incluso más cálido al actual). Milankovitch calculó las variaciones temporales de la excentricidad, la oblicuidad y la precesión (Maslin et al., 2001) [Fig. 1.3]. De los tres parámetros orbitales descritos por Milankovitch, la excentricidad es el único que afecta a la insolación neta anual sobre el planeta, los otros dos solo afectan a la distribución latitudinal y estacional de la radiación.

Los sucesivos ciclos glaciales-interglaciales han ocurrido siguiendo una cuasi-periodicidad de 400,000 y 100,000 años, superimpuesta a ciclos de menor amplitud, pero con mayor frecuencia de aproximadamente 41,000 y 21,000 años,

Los parámetros orbitales son:

La **excentricidad** (e) [Fig. 1.3-A]: es un parámetro que define la desviación de la órbita de la Tierra alrededor del Sol, respecto a un círculo. Se calcula mediante el cociente entre la distancia del centro a uno de los focos (c) y el semieje mayor de la elipse (a), con la relación: $e=c/a$ [Fig. 1.3-D]. Una órbita más excéntrica presenta valores próximos a 1, mientras que una órbita circular presenta valores $e=0$ (Paillard, 1996).

Los cambios en la excentricidad cambian la distancia que separa la Tierra del Sol, y con ello, el calor recibido por la Tierra. Cuando la órbita es más excéntrica, la radiación

Unidades temporales— Las edades absolutas vienen dadas como “Ga”, “Ma”, y “ka”, que son leídas como “billones de años atrás”, “millones de años atrás”, y “mil años atrás”, respectivamente. Por ejemplo: “El límite Pérmico-Triásico ha sido datado en ~252 Ma” Las duraciones de tiempo, incluyen tasas y flujos, y son dadas en “Gyr”, “Myr”, y “kyr”, y son leídas como “billones de años”, “millones de años” y “mil años”, respectivamente. Por ejemplo: “La etapa indica del Triásico temprano duró ~1 Myr” o “La tasa de sedimentación en el estudio van desde 12 a 16 m Myr⁻¹”.

solar que recibe la Tierra es mayor en el perihelio (entre un 20 % a 30 %) que en el afelio (cuando la Tierra está más alejada del Sol; Lutgens & Tarbuck, 1995; Maslin et al., 2001).

El control de la excentricidad de la órbita se hace notable a través de la modulación que produce en la amplitud de la precesión (Maslin & Ridgwell, 2005). La excentricidad varía en ciclos de aproximadamente 100 kyr (generalmente entre 95 y 125 kyr) y 400 kyr. Sin embargo, los cambios en la excentricidad son tan sutiles que su efecto en la insolación anual total que recibe la Tierra es menor al 0,2 % (Berger, 1988; Imbrie et al., 1993).

La **oblicuidad** (ϵ) es la inclinación del eje de rotación de la Tierra respecto al plano de la eclíptica (plano que contiene la órbita elíptica alrededor del Sol; Fig. 1.3-B). En la actualidad la inclinación es de 23.44° , oscila entre 21.8° y 24.4° . Su periodicidad es próxima a los 41 kyr, aunque existe un ciclo de mayor amplitud de ~ 125 kyr (Shackleton et al., 1999). Cuanto mayor es la oblicuidad mayor es la estacionalidad, y, por lo tanto, las diferencias entre la insolación recibida en verano e invierno a altas latitudes también son mayores y por ello, el efecto de la oblicuidad es mayor en las regiones polares (Maslin et al., 2001).

El eje rotacional de la Tierra describe un círculo alrededor de la vertical sobre la eclíptica, y esto es lo que se conoce como la precesión de los equinoccios, la cual puede asemejarse a los giros de una peonza alrededor de la vertical. La precesión se produce por el momento de fuerza ejercido por la atracción gravitatoria combinada de los objetos que forman el sistema solar. La precesión tiene dos componentes, la precesión axial y la precesión elíptica. La precesión axial ocurre debido al torque (momento de fuerza) establecido entre Sol y los planetas en el área ecuatorial, causando la rotación del eje. La precesión elíptica ocurre cuando la órbita elíptica cambia y con ella la fecha del perihelio. La combinación de estos parámetros da lugar a periodicidades de 19-23 kyr. La unidad de estos dos componentes hace que el perihelio coincida con la estación de verano en cada hemisferio aproximadamente cada 21,7 ka, dando lugar a la precesión de los equinoccios (Maslin et al., 2001). Un ciclo completo de precesión incluye que cada hemisferio pase por varias etapas: 1) verano intermedio/invierno intermedio; 2) verano corto y muy cálido/invierno largo y frío; 3) verano intermedio/invierno intermedio; y 4) verano largo y cálido/invierno corto y muy frío. El efecto de la precesión es mayor en los trópicos, no obstante,

en altas latitudes también es el parámetro que más influye en la insolación recibida (Berger & Loutre, 1991).

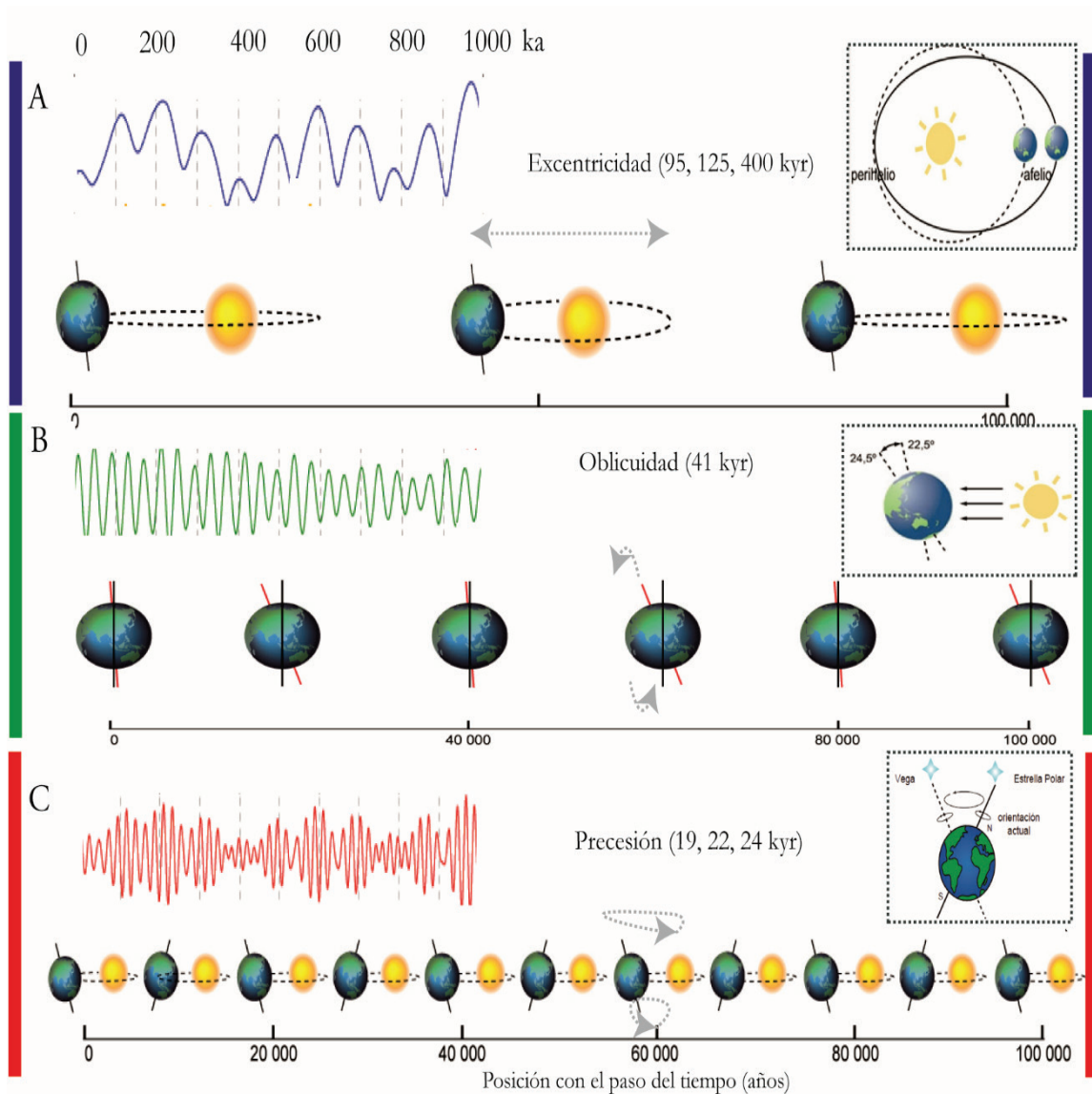


Figura 1.3A, B, C. Variables astronómicas que han influido en los cambios de la órbita de la Tierra. A) Excentricidad (barra azul) B) Oblicuidad (barra verde). Los valores de 24.5° y 22.5° representan los valores máximo y mínimo de variación, C) Precesión de la Tierra (barra roja). Adaptado de Ruddiman (2008). En la derecha aparece el registro de cada parámetro orbital a lo largo del último 1 Ma (1000 ka) según Laskar (1990), calculado a través del programa *Analyseries 2.0* (Paillard et al., 1996).

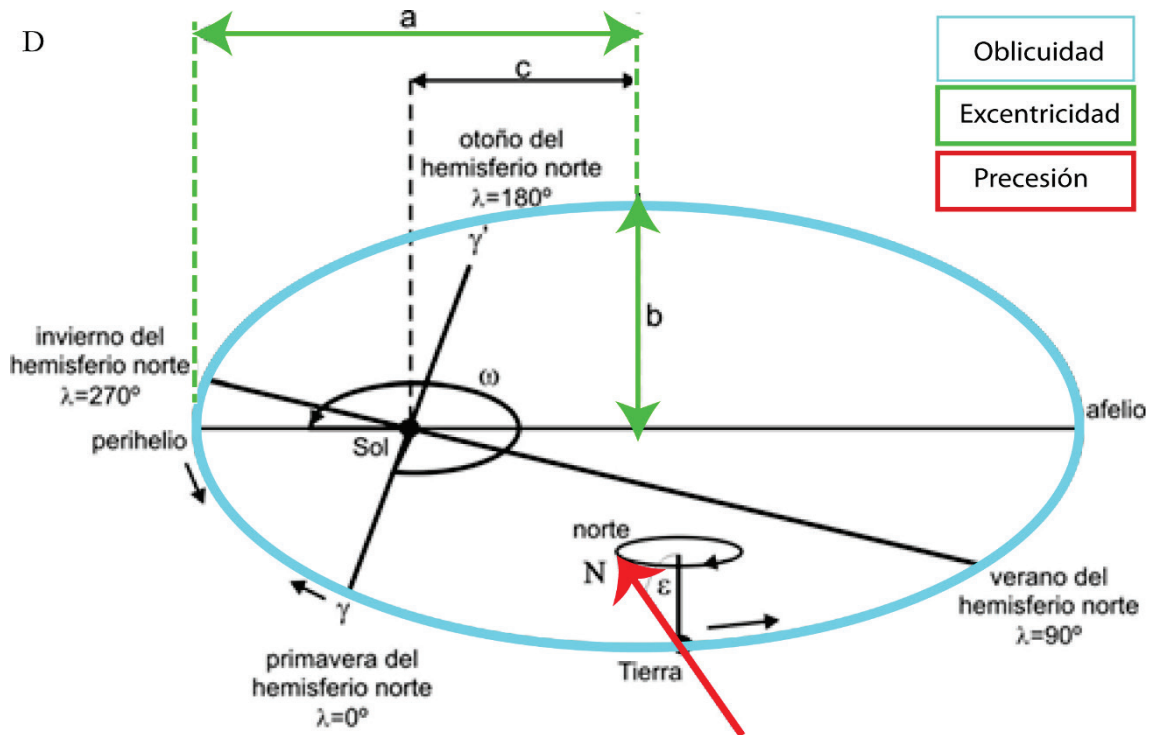


Figura 1.3D. Variables astronómicas que han influido en los cambios de la órbita de la Tierra (continuación). d) La excentricidad (“e”) está definida como: $e = c/a$, donde “a” es el semieje mayor y “c” es la distancia entre el foco y el centro de la elipse. El semieje menor “b” está definido por el teorema de Pitágoras ($a^2 = b^2 + c^2$). El valor de la excentricidad actual es $e = 0.0167$. El ángulo actual de la oblicuidad es $\epsilon = 23.44^\circ$, indicando el ángulo que se forma en la intersección del plano ecuatorial de la Tierra con el plano de la eclíptica: la intersección está definida por la línea “g-g” y la posición de los equinoccios y solsticios. La configuración actual hace que la Tierra esté más cercana al Sol (perihelio) ~3 de enero, unas pocas semanas después del comienzo del invierno en el hemisferio norte (o solsticio de invierno, $\lambda = 270^\circ$, 21 de diciembre). Esta posición, relativa a la primavera del hemisferio norte (o equinoccio vernal “g”, $\lambda = 0^\circ$) está medida por el ángulo “w”. “g”, tiene un período de 25,8 kyr, mientras que el perihelio varía con períodos de 100 kyr o 400 kyr. Así, las variaciones del “g” y del perihelio generan un período de precesión que varía entre 23 kyr y 19 kyr. Modificada de Paillard (2001).

Si la Tierra recorriese una órbita circular alrededor del Sol la precesión no tendría efecto sobre el clima, el hecho de que se trate de una órbita elíptica, hace que la distancia al Sol y por tanto la radiación recibida, varíen a lo largo de todo el recorrido, tomando valores mínimos durante el afelio y máximos durante el perihelio [Fig. 1.3-D]. Así pues, la precesión hace que las diferentes estaciones del año reciban diferente radiación solar en función de la fase del ciclo de precesión en que se encuentren. En la actualidad, en el hemisferio norte (sur), el equinoccio de primavera (otoño) ocurre el 20 de marzo ($\lambda = 0^\circ$, longitud solar, posición en la órbita de traslación), el solsticio de verano (invierno) el 21 de junio ($\lambda = 90^\circ$), el equinoccio de otoño (primavera) el 22 de septiembre ($\lambda = 180^\circ$) y el solsticio de invierno (verano) el 21 de diciembre ($\lambda = 270^\circ$) [Fig. 1.3-D]. Actualmente, la Tierra pasa por el perihelio a principios de enero,

mientras que pasa por el afelio a principios de julio.

El parámetro de la precesión está acoplado directamente con la excentricidad, manifestándose esta última en la modulación de amplitud de la precesión que se puede apreciar claramente como una ondulación envolvente con una frecuencia próxima a los 100 kyr.

La combinación de los efectos de excentricidad, oblicuidad y precesión permite realizar el cálculo de insolación para cualquier latitud a lo largo del tiempo. Sin embargo, cada parámetro orbital tiene un efecto diferente según la latitud (Maslin et al., 2001).

En la última década, varios estudios han demostrado que los cambios climáticos a escala orbital que afectan a las zonas ecuatoriales y tropicales pueden haberse generado en altas latitudes (100 kyr y 41 kyr) pero también por procesos típicos de bajas latitudes como los monzones (ciclo de 21 kyr) (deMenocal, 1995; Tjallingil et al., 2008).

A pesar de la existencia de estas tres periodicidades orbitales, muchos trabajos realizados con multi-indicadores confirman las interacciones entre las tres (Charles et al., 2010; Martrat et al., 2004; Hernández-Almeida et al., 2012; deMenocal et al., 1995; Larrasoña et al., 2003).

1.2.2. Variaciones climáticas suborbitales: eventos Heinrich y oscilaciones

Dansgaard/Oeschger

Numerosas evidencias procedentes de archivos paleoclimáticos marinos y terrestres ponen de manifiesto la existencia de cambios climáticos con una periodicidad mayor a la orbital. Estos cambios climáticos denominados abruptos, tienen su mejor expresión en los eventos Dansgaard-Oeschger (D/O) y Heinrich (HE) (Dansgaard et al., 1993; Johnsen et al., 1992). Se trata de oscilaciones que reflejan condiciones extremas de temperatura, con variaciones en el Polo Norte de 10°C/100 años (EPICA project members, 2006; Rousseau et al., 2006). El patrón de periodicidad identificado inicialmente en el hielo glaciar se repite en los sedimentos del fondo oceánico de todo el Planeta (Bond et al., 1997; revisado por Voelker et al., 2002) [Figura 1.4]. Aunque inicialmente fue detectado en el MIS 3 (McManus et al., 1999; Schulz, 2002; Ganopolsky & Rahmstorf, 2002), se han encontrado también en los estadios estrictamente glaciales como los MIS 6, 8, 10, 12 (McManus et al., 1999; de Abreu et al., 2003; Siddall et al., 2007; Margani et al., 2010).

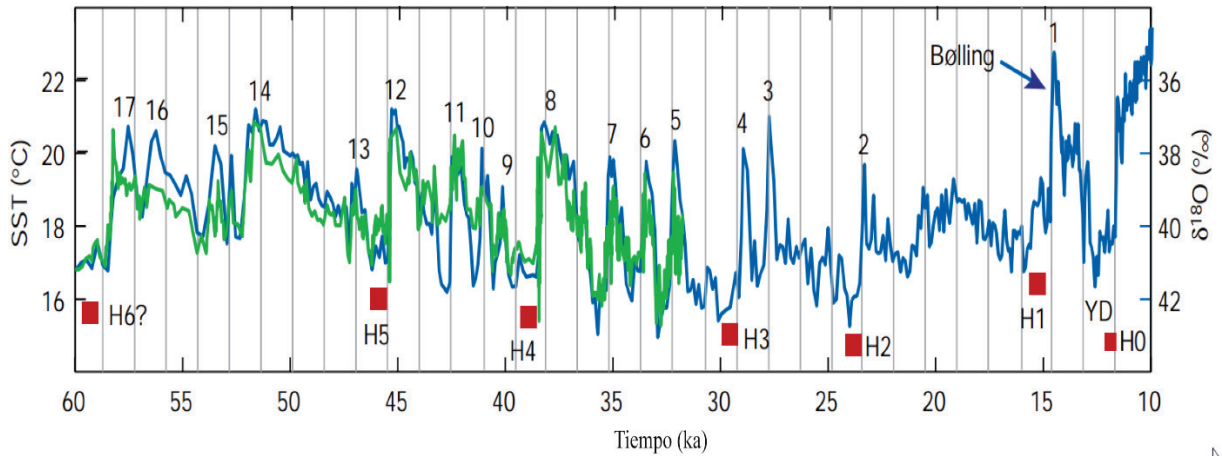


Figura 1.4. Datos de proxies del Atlántico subtropical de Sachs & Lehman (1999) (verde) y del core testigo GISP2 en Groenlandia (Grootes et al., 1993; azul) donde se observan numerosos eventos Dansgaard-Oeschger (D/O - numerados en la parte superior). La cronología de los eventos Heinrich están marcados en rojo (parte inferior). Las líneas grises muestran intervalos de 1,470 años que muestran la tendencia de los ciclos D/O. Extraído de Rahmstorf (2002).

Bond et al. (1993) observaron que las oscilaciones D/O siguieron un patrón de “diente de sierra” (“*saw-tooth pattern*”), llamado ciclo Bond, el cual contiene oscilaciones D/O sucesivas que incluyen interestadales que se van haciendo progresivamente más fríos [Figura 1.5]. Cada ciclo Bond finaliza con un evento Heinrich, después del cual sucedió un calentamiento rápido haciendo comenzar nuevamente el proceso.

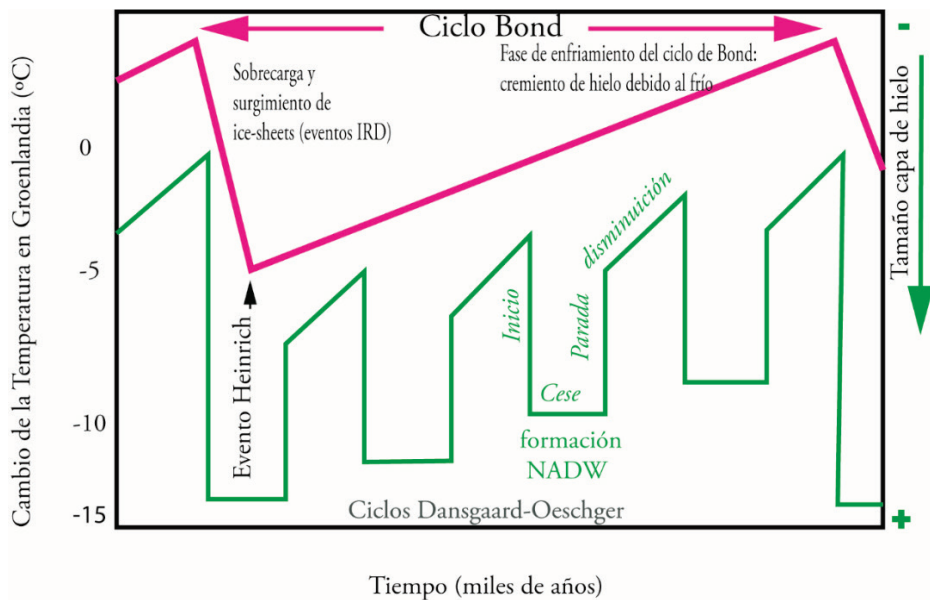


Figura 1.5. Las oscilaciones Dansgaard-Oeschger de 1500 años están relacionadas con el debilitamiento y parada de la formación de aguas profundas, como respuesta a la fusión de hielo que posteriormente se reanuda en respuesta a la acumulación de sal. Los sucesivos ciclos de Bond muestran calentamiento o enfriamiento en respuesta a los ciclos orbitales y su fase más fría está marcada por eventos Heinrich. NADW es el acrónimo de *North Atlantic Deep Water* o *Agua Nortatlántica de Fondo*. Modificado de Alley (1998)

Los D/O y HE son parte integral del balance térmico bipolar, que produce una respuesta asimétrica entre los dos hemisferios (Broecker, 1994; Blunier et al., 1998; Rahmstorf, 2002; Clark et al., 2007 – Figura 1.6). La mayoría de las modelizaciones que soportan esta hipótesis requieren una descarga súbita de agua helada procedente del deshielo de los glaciares del Atlántico Norte, que obliga a una reorganización de la circulación oceánica termohalina (AMOC en inglés, *Circulación Meridional de Retorno del Atlántico*) que oscila entre dos extremos desde el cese completo de su corriente en los HE hasta su restablecimiento en los estadios más cálidos (Sarnthein et al., 1995; Fanning & Weaver, 1997; Alley et al., 1999; Ganopolski & Rahmstorf, 2001). El cese de la formación de agua profunda en el Atlántico Norte (en los HE), evita que Groenlandia se enfríe en exceso, por lo que la Antártida se calienta y transfiere calor al Polo Norte (Clark et al., 2002; Alley et al., 2007; Stenni et al., 2010; Severinghaus, 2009). Los espesores de los detritos disminuyen de oeste a este, pasando de metros a centímetros. El origen de los eventos Heinrich es que el manto de hielo Laurentino crecía y se desequilibraba, provocando derrumbes, que en el mar se manifestaban como flotas de hielo a deriva (McAyeal, 1993).

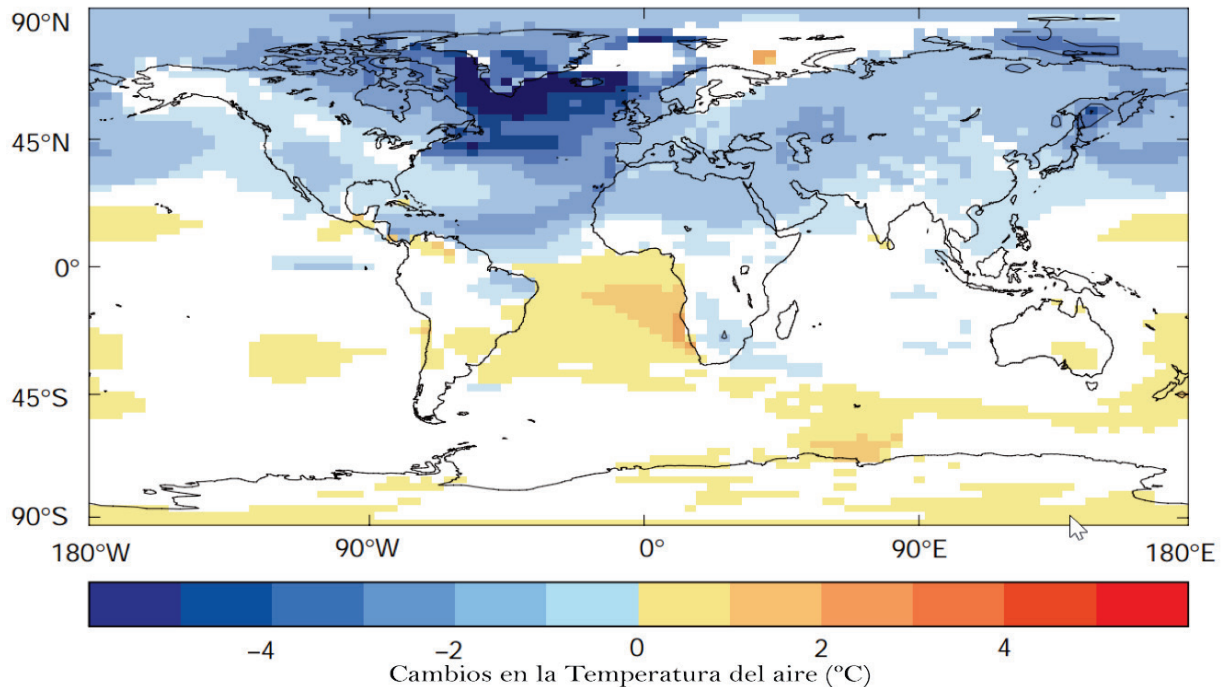


Figura 1.6. Balance de temperatura entre el hemisferio norte y el hemisferio sur. Mientras en el hemisferio norte se produce un enfriamiento, en el hemisferio sur se calienta. Extraído de Rahmstorf (2002).

La importancia de los eventos Heinrich en el clima a nivel global radica en la progresiva disminución de la salinidad del Atlántico Norte, provocando una disminución de la densidad y una disminución del movimiento convectivo en los mares del norte.

En lo que duró la Última Glaciación se dieron seis episodios Heinrich, que consisten en la deposición en el fondo del Atlántico de cantidades grandes de detritos rocosos transportados por icebergs (usualmente se conocen como *Ice Rafted Debris* – IRD) y que se concentran en la banda de 40°N y los 55°N, donde se producía la llegada de los témpanos de hielo procedentes del norte a aguas más cálidas y que traían materiales rocosos que habían arrancado al desplazarse por el sustrato rocoso antes de caer al mar (Heinrich, 1998) [Fig. 1.7].

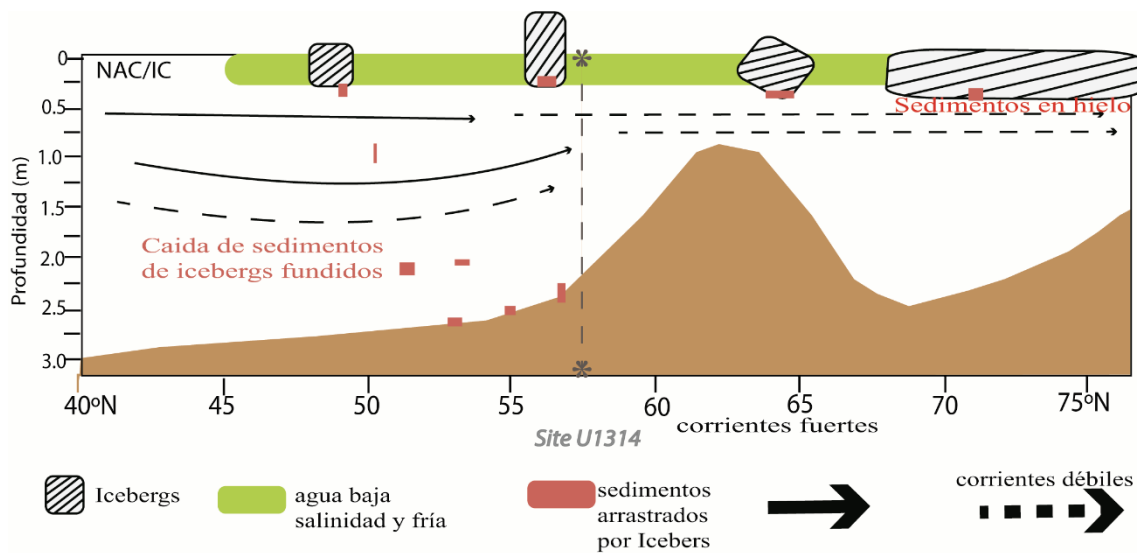


Figura 1.7. Circulación vertical para la Última Glaciación inferida a través del estudio de Rasmussen et al., 2004 en el Site DS97-2P (58.56° N, 30.29° W) que está próximo al Site IODP U1314 (nuestro estudio). Dónde: NAC es el acrónimo de *North Atlantic Water* o *Agua Noratlántica* e IC es el acrónimo de *Irminger Current* o *Corriente de Irminger*. Modificado de Rasmussen et al., 2004.

Los picos cálidos o D/O fueron 20 durante la Última Glaciación y consistieron en el aumento de la temperatura desde -19°C hasta 16°C en espacios cortos de tiempo, de aproximadamente una decena de años (Lang et al., 1999).

El origen de estas oscilaciones climáticas suborbitales no está claro del todo y entre los posibles mecanismos generadores de los D/O y HE se cuentan el transporte de calor oceánico a través del Ecuador, la sincronización hielo-océano debido a los cambios del nivel del mar, la inestabilidad de los márgenes continentales que sufrieron procesos de des(glaciación) y el calentamiento subsuperficial (Schmittner et al., 2007).

Los estudios de registros paleoclimáticos de alta resolución han demostrado que esta variabilidad milenaria no está circunscrita a períodos glaciales, ya que también son un rasgo común de periodos caracterizados por registrar temperaturas altas y estables, como el Holoceno o el último período interglaciario (Bond *et al.*, 2001; Bond *et al.*, 1997; deMenocal *et al.*, 2000; Mayewski *et al.*, 2004; Oppo *et al.*, 2001).

Aunque estos eventos se describieron inicialmente en el Atlántico Norte y parecían estar limitados a esta región, se ha demostrado con posterioridad que los efectos de esta variabilidad milenaria son claramente reconocidos en otras regiones del planeta (Burns *et al.*, 2003; Hemming, 2004; Leuschner & Sirocko, 2000; Overpeck & Cole, 2006; Schulz *et al.*, 1998), lo que ha permitido demostrar que existe teleconexión entre diferentes zonas del planeta.

En cuanto a su periodicidad, el ciclo de 1.47 ka (Grootes & Stuiver, 1997; Bond & Lotti, 1995; Mayewski *et al.*, 1997; Rahmstorf, 2003) es el más respaldado para los D/O durante el intervalo glacial de 110-10 ka. Los HE, que engloban varias parejas de D/O, ocurren cada 7 ka (Clark *et al.*, 2007), configurando los ciclos de Bond (Bond *et al.*, 1993) [Fig. 1.5], que no deben confundirse con las oscilaciones de similar periodo, pero mucho menor amplitud del Holoceno (Bond *et al.*, 1997).

Existe una colección enorme de trabajos que manifiesta y valida con registros de diferentes indicadores biogeoquímicos la existencia de eventos D/O y HE, en los sedimentos marinos (Bond *et al.*, 1993; Stein *et al.*, 2006; Hodell *et al.*, 2008; Jennings *et al.*, 2011; Alonso-García *et al.*, 2011a; Bigg *et al.*, 2011; Bailey *et al.*, 2012; Hernández-Almeida *et al.*, 2012b).

1.3. Evolución climática durante el Pleistoceno (desde 400 a 1050 ka)

El inicio de las glaciaciones en el hemisferio norte tuvo lugar hace aproximadamente 2.7 Ma dentro de un contexto de progresivo enfriamiento y aumento global del volumen de hielo que comenzó hace 3.6 Ma. La Transición del Pleistoceno medio e inferior (MPT – *Mid Pleistocene Transition*) también es conocida como “*mid Pleistocene revolution*” es un periodo de reorganización climática, que ocurre tanto en sedimentos marinos como continentales y a pesar de los amplios debates respecto a cuándo situarlo, se establece que está comprendido entre 1.2 Ma y 0.5 Ma (Pisias & Moore, 1981; Prell, 1982; Ruddiman *et al.*, 1989; Park & Maasch, 1993; Mudelsee &

Schulz, 1997; Rutherford & D'Hondt, 1999; Head & Gibbard, 2005; Clark et al., 2006; Head et al., 2008 – Fig.1.8).

La MPT es el nombre que se asigna al reemplazo progresivo de los ciclos de amplitud baja (41kyr) forzados por la oblicuidad en el Pleistoceno inferior a la dominancia de ciclos de amplitud alta (100 kyr) en el Pleistoceno tardío forzados por la excentricidad (Ruddiman, 2001; Ruddiman, 2006; Huybers, 2007). Estos cambios vinieron acompañados de un importante aumento del volumen global de hielo en torno a los 940 ka. Estas transformaciones climáticas, especialmente el incremento de la severidad y duración de los estadios fríos, tuvieron un efecto profundo en la biota y en el medio físico, especialmente en el hemisferio norte (Clark et al., 2006).

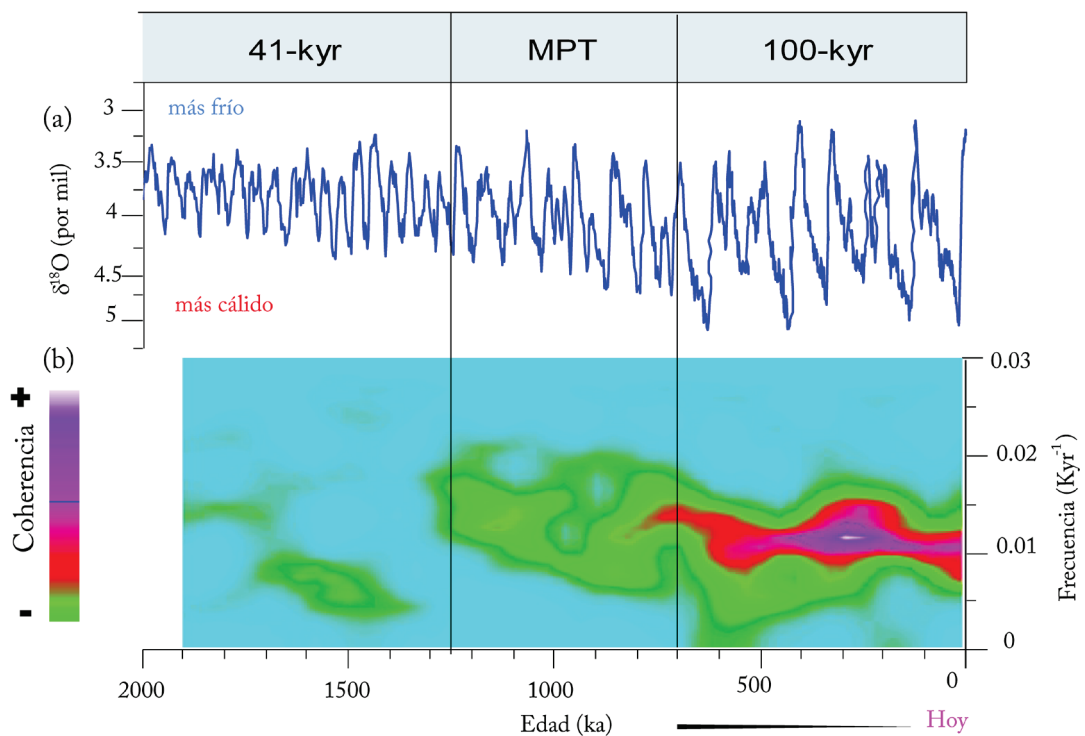


Figura 1.8. (a) Registro de $\delta^{18}O$ bentónico (Lisiecki & Raymo, 2005). (b) Espectrograma tiempo-frecuencia (transformada de Fourier de *ventana móvil*) mostrando la distribución de la potencia de baja frecuencia en la LR04 $\delta^{18}O_b$ filtrada a 100 kyr. Las barras verticales muestran la cronología de la MPT.

Este incremento gradual en el volumen de hielo se han relacionado con procesos tectónicos de larga duración, como el levantamiento y erosión del Himalaya (Raymo & Ruddiman, 1992; Raymo, 1994), o el cierre del Istmo de Panamá (Keigwin, 1982; Haug & Tiedemann, 1998), pero también con procesos oceánicos, como la somerización de la termoclina (Philander & Fedorov, 2003) o la estratificación en el Pacífico Norte (Haug et al., 1999) y con el aumento de amplitud de los ciclos de oblicuidad y precesión, que

en última instancia modulan la insolación recibida en altas latitudes (Haug & Tiedemann, 1998; Maslin et al., 1998).

Esta reconfiguración del sistema climático produjo asimetría en los ciclos climáticos (Lisiecki & Raymo, 2007), caracterizados por un periodo de lento incremento de volumen de hielo hacia condiciones de máximo glacial, interrumpidas por un rápido período de desglaciación y giro del sistema hacia condiciones más cálidas, acentuándose durante el Pleistoceno medio, cuando aumenta la duración e intensidad de los periodos glaciales [Fig. 1.9].

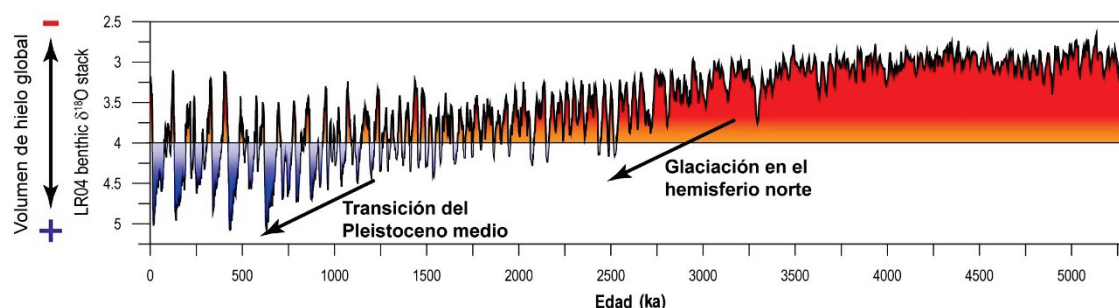


Figura 1.9. Enfriamiento progresivo del Plio-Pleistoceno observado en la curva de isótopos de oxígeno de foraminíferos bentónicos de Lisiecki & Raymo (2005). Se destaca la glaciación del hemisferio norte y la transición del Pleistoceno medio con flechas. Extraído de Alonso-García (2010) (Modificado de Muldessee & Shulz, 1997).

Aunque las consecuencias de la MPT están bien identificadas, la causa y/o origen que desencadenó este cambio climático no está tan clara. Se han propuesto diferentes hipótesis que apuntan a distintos mecanismos de retroalimentación interna del sistema climático terrestre como causantes del cambio; como es el caso de la reorganización del sistema climático, que se habría producido al sobrepasarse cierto umbral crítico durante la MPT.

Al contrario que en el inicio de las glaciaciones del hemisferio norte, durante la MPT no ocurrió ningún cambio significativo en los parámetros orbitales que pudieran generar cambios en el clima. Varios autores indican que el sistema climático terrestre pasó de tener una respuesta lineal a las variaciones de los parámetros orbitales a tener una respuesta fuertemente no lineal, en el cual los mecanismos internos de retroalimentación pasaron a controlar los ciclos climáticos (Mudelsee & Stattegger, 1997; Maslin & Ridgwell, 2005), desarrollando largos periodos de acumulación de hielo que finalizan en un decaimiento rápido durante las Terminaciones. Se han propuesto varios mecanismos internos como causas de la amplificación de los ciclos climáticos, entre ellos:

1. El enfriamiento a escala global a lo largo del Cenozoico pudo causar que el umbral de insolación necesario para producir la fusión se incrementase (Berger et al., 1999; Huybers, 2006), haciendo que el hielo perdurase más tiempo; entre 80 y 100 ka
2. El tamaño alcanzado por los casquetes de hielo también pudo ser un factor crítico que permitió establecer una respuesta no lineal respecto a los parámetros orbitales (Imbrie et al., 1993). Según Raymo et al. (2006), el asentamiento del casquete de hielo en la Antártida sobre la plataforma continental hace ~1 Ma pudo provocar que la ablación de verano se produjera a través de descargas de icebergs, apareciendo la señal de la precesión en el sistema climático y prolongando así los ciclos glacial-interglacial.
3. La concentración de dióxido de carbono atmosférico disminuyó, de tal manera que pudo alcanzar un umbral por debajo del cual el sistema empezó a responder de forma no lineal (Mudelsee & Schulz, 1997; Mudelsee & Stattegger, 1997; Raymo et al., 1997). Ruddiman (2006) calculó que después del MPT el control climático ejercido por el dióxido de carbono aumentó hasta el 75 %, mientras que antes del MPT era sólo de un 30 %. Algunos autores, entre los que figuran Toggweiler, (1999) y Sigman et al., (2010) argumentan que esta concentración de dióxido de carbono parecía estar controlada por los cambios de ventilación del océano Antártico, estableciendo así una relación entre la dinámica de dicho océano, la concentración de dióxido de carbono atmosférico y los cambios del clima.
4. Cambios batimétricos, como en el caso del levantamiento del promontorio submarino que va desde Groenlandia a Escocia, hace aproximadamente 950 ka (Denton, 2000). Esta variación en la formación de aguas profundas (en estas latitudes del NADW) tiene efectos en la circulación termohalina, así como en el transporte de calor y humedad, debido a que la zona de formación de aguas profundas migró al sur tras dicho levantamiento del promontorio (Broecker, 1991; Raymo et al., 1997) que se trasladó al NGS.

A nivel global, esta reorganización afectó a la circulación oceánica y atmosférica, así como a los casquetes de hielo y a la distribución y evolución de la vida en la Tierra, incluyendo a los ancestros de los seres humanos modernos.

Las evidencias imprimidas a lo largo de nuestro intervalo temporal estudiado son [Fig. 1.10]:

En el MIS 31 ocurrió un evento extremadamente cálido tanto en la Antártida como en Nueva Zelanda (Byrami et al., 2005). El MIS 24 (~910 ka) representa un paso hacia el incremento del volumen global de hielo que Mudelsee & Statterger (1997) determinaron entre 942 y 892 ka. En el Atlántico Norte se registra una fuerte reducción en la circulación termohalina con una clara influencia de AABW en el fondo oceánico (Ferretti et al., 2005), este estancamiento en la circulación de agua de fondo también se detectó en el Atlántico Sur (Schmieder et al., 2000). La transición del MIS 23-22 (900-880 ka) está caracterizada por la mayor ocurrencia de la *Reticulofenestra asanoi*, que es sincrónica a nivel global desde latitudes bajas a medias y podría estar relacionada con el enfriamiento severo durante el MIS 22 (Raffi, 2002; Reale & Monechi, 2005). El MIS 22 (880-870 ka) representa el primer periodo glacial intenso del Pleistoceno superior, durante el cual las condiciones climáticas en el norte de Eurasia fueron muy severas, como se ha demostrado a través de la existencia de depósitos de *loess* más gruesos y arenosos (Heslop et al., 2002), al igual que en el estadio MIS 24, donde también presenta una reducción en la circulación termohalina y una caída fuerte del nivel del mar debido al aumento de hielo durante esta glaciación (Ferretti et al., 2005). A partir del MIS 21 en el suroeste del Pacífico se redujeron las corrientes profundas (Haywood et al., 2005) y se dio un clima más frío y húmedo en Eurasia, con la propagación de grandes mamíferos (Palombo & Valli, 2005) y de homínidos (Dennell, 2003; Cuenca-Bescos et al., 2005; Petraglia, 2005).

El MIS 16 es el periodo glacial en el cual los mantos de hielo del hemisferio norte alcanzaron su máxima extensión y se produjeron las primeras grandes avenidas de icebergs del manto de Laurentia (Lisiecki & Raymo, 2005; Tzedakis et al., 2006; Hodell et al., 2008). Los IRD también aumentaron sustancialmente en el mar del Norte durante este periodo (Helmke et al., 2003). En el Atlántico Sur, los contrastes glaciales e interglaciales se hicieron más severos después de los 650 ka (Diekmann & Huhn, 2002). En el MIS 15 (620-550ka) la ralentización de las corrientes de fondo que provocó la reducción de la oxigenación fue marcado por la extinción global de los foraminíferos cilíndricos ("*Stilostomella*") (Hayward et al., 2005). Desde el MIS 15 al 13 se intensificaron de los monzones de verano en India y Asia (Guo et al., 2000; Sugauma et al., 2009) y en el Pacífico suroeste hubo un aumento en el aporte de nutrientes y un periodo de baja oxigenación y ventilación en las aguas profundas del Pacífico (Hayward

et al., 2005). A partir del MIS 15 los homínidos ocuparon Europa de modo continuo, aunque su máxima expansión se produjo en el MIS 11 (McNabb, 2005); durante el MIS 15 también se produjo el inicio de la aparición del *Gephyrocapsa caribbeanica*. En el MIS 13 varios eventos marcan lo que se ha considerado una fase terminal de la MPT, incluyendo el desarrollo de fases sedimentarias distintivas en el Atlántico Sur (540-525 ka), así como variaciones inusuales del $\delta^{18}\text{O}$ durante el MIS 13.2 y 13.3, y la presencia de capas de sapropeles anómalos en el mar Mediterráneo datadas en torno a 528-525 ka y unas anomalías magnéticas excepcionalmente altas en los depósitos de loess en China (Schmieder et al., 2000 y referencias dentro de este artículo). Además, también se da el ACME del foraminífero bentónico *Abditodentrix pseudothalmanni* entre el MIS 15 y el 12 (620-420 ka). Finalmente, en el MIS 12 se establecen los patrones climáticos de los últimos 450 ka, con periodos glaciales e interglaciales muy extremos.

Durante el Pleistoceno medio, en torno a 400-450 ka, ocurre otro evento importante a mitad del cron Brunhes (MBE - *Mid-Brunhes Event*). El MBE, es el cambio más pronunciado de los últimos 800,000 años (Jansen et al., 1986; Candy et al., 2010) y representa una transición climática que ocurre entre el MIS 13 y el 11 y separa dos modos climáticos: (1) interglaciales del Pleistoceno medio temprano (780-450 ka) que se caracterizan por un calor moderado y (2) interglaciales del Pleistoceno tardío (que ocurren después de 450 ka) que se caracterizan por calor alto, tanto o más que del Holoceno. Por tanto, el MBE representa un cambio en la intensidad del calentamiento interglacial que ocurre entre los MIS 13 y 11 (EPICA, 2004). Este cambio es importante para nuestra comprensión del calentamiento global en el pasado geológico y muestra cómo se pueden generar interglaciales con regímenes térmicos muy diferentes con un mismo patrón de insolación. Lang & Wolff (2011) discuten acerca de si el MBE es un evento global, por el contrario, Meckler et al., (2012), postulan que este evento no se expresa en bajas latitudes, mientras Yin & Berger (2012) sugieren que el MBE se expresa de manera muy aleatoria. La validación de estas ideas es problemática debido a que no hay suficiente resolución - temporal y espacial- de los registros sedimentarios para investigar la diversidad interglacial de los últimos 800,000 años (Lang & Wolff, 2011). Únicamente en el Atlántico Norte hay suficiente concentración de registros sedimentarios para investigar cómo los patrones interglaciales a lo largo del tiempo varían a diferentes latitudes (McManus et al., 2002; Lawrence et al., 2009). Los estudios arrojan que, desde la Terminación V, los periodos interglaciales se hicieron más intensos, provocando que

la cantidad de hielo acumulada en los continentes durante los cuatro últimos periodos interglaciales (y en la actualidad) fue menor que en los interglaciales anteriores al MBE, tal y cómo se puede observar en la Figura 1.8 y 1.9. Otros parámetros, como el dióxido de carbono, también aumentaron respecto a los anteriores periodos interglaciales (Petit et al., 1999; Siegenthaler et al., 2005; Luthi et al., 2008); estos cambios fueron tan relevantes en el clima que la simulación de Raynaud et al., (2003), sugiere que durante el MIS 11 pudo haber menos volumen de hielo que actualmente.

El MBE (*Mid-Brunhes Event* o Evento *Mid-Brunhes*) está centrado en el MIS 13 (Droxler et al., 2003) y ha sido objeto de estudio ya que a pesar de que los cambios en la insolación recibida a altas latitudes fueron relativamente pequeños durante la transición MIS 12/11, los mecanismos internos de retroalimentación provocaron una gran desglaciación que derivó en el primer interglacial extremadamente cálido. En nuestro estudio, este evento es importante ya que está asociado a variaciones en los mecanismos de retroalimentación que regulan el clima [Fig. 1.1]: variación de NADW, dióxido de carbono, cobertura vegetal y fundamentalmente a cambios isostáticos en las zonas donde tradicionalmente se asientan los mantos de hielo (Berger & Wefer, 2003). Asociado al *Mid-Brunhes* se ha descrito también un intervalo en el cual se acentuó la disolución, llamado MBDI (*Mid-Brunhes dissolution interval*, o Intervalo de Disolución del *Mid-Brunhes*) y que abarca desde ~600 a ~300 ka (Bassinot et al., 1994) y que podría estar ligado al establecimiento de los ciclos de ~100 kyr.

El MIS 11 es un evento interglacial único, porque además de su alta calidez, fue probablemente el más largo del último millón de años. Durante el MIS 11, el nivel del mar pudo estar entre 13 y 20 metros más alto que el actual (Hearty et al., 1999; Bowen, 2003; Ortlieb et al., 2003) lo que indicaría que el volumen de hielo en el hemisferio norte fue reducido a valores mínimos.

En cualquier caso, el MIS 11 es un rompecabezas que no ha podido ser explicado a través de la *Teoría de Milankovitch*, ya que corresponde a un intervalo caracterizado por un mínimo de excentricidad de la órbita de la Tierra y por un descenso fuerte de la insolación entre 60° N y 70° N (Droxler et al., 2003).

A pesar de todos los estudios encaminados a esclarecer las razones por las cuales se produjo este cambio en el clima terrestre, aún quedan cuestiones que esclarecer en torno al MPT y al MBE.

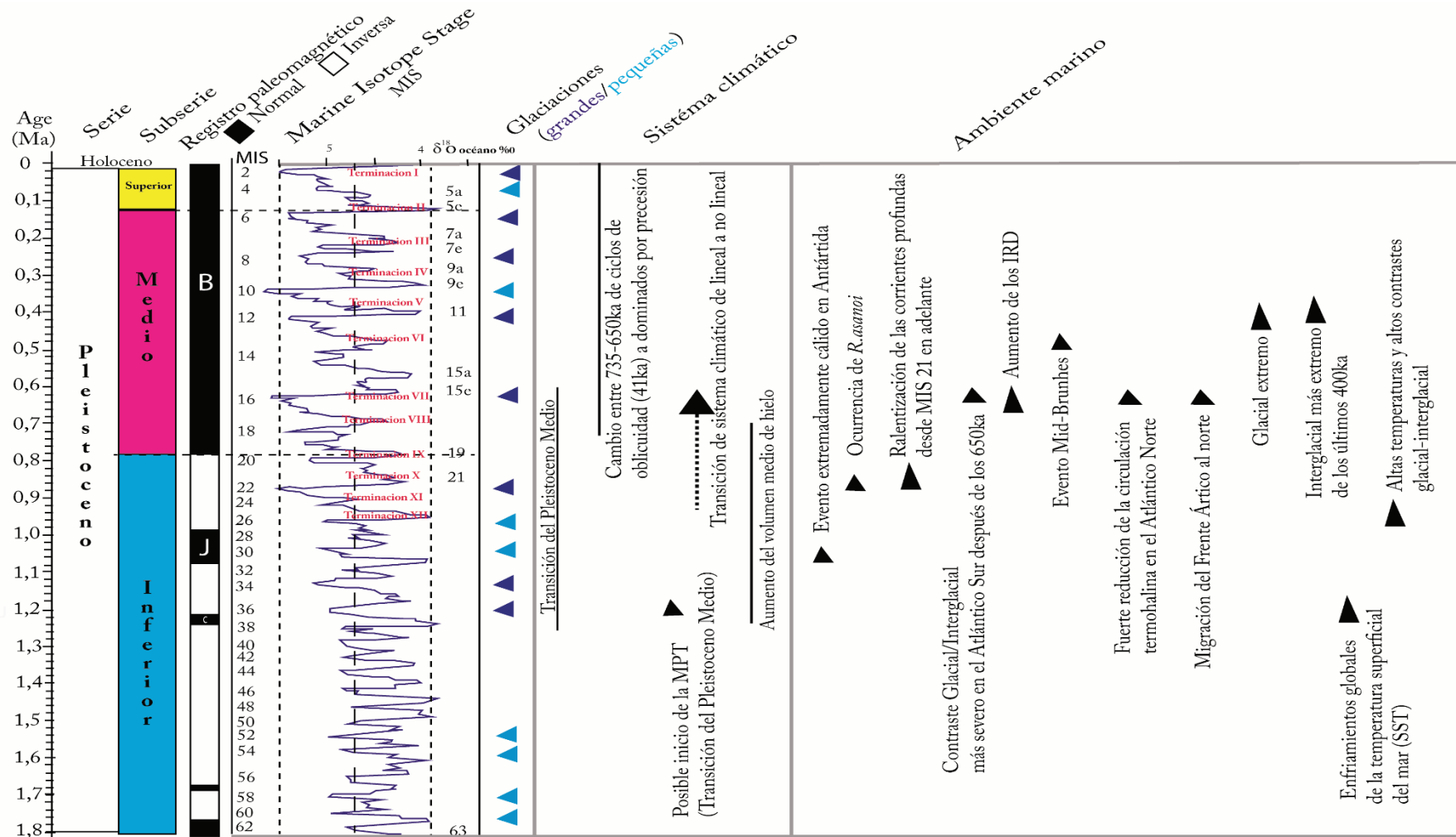


Figura 1.10. Correlación cronoestratigráfica global para los últimos 1,8 Ma. Isótopo de $\delta^{18}\text{O}$ bentónico basado en LR04 (Lisiecki & Raymo, 2005). Los eventos climáticos y marinos están basados en las referencias citadas en el texto de esta sección. Los eventos paleomagnéticos están basados en Cohen & Gibbard (2011). Glaciaciones grandes (triángulo azul oscuro) y pequeñas (triángulo azul celeste). Para más detalles sobre la cronoestratigrafía consultar el Anexo 5. Modificada de Head & Gibbard (2005)

1.4. Circulación Atmosférica

La circulación atmosférica es un fenómeno impulsado y sostenido por el calentamiento desigual entre Ecuador y los polos. Sin embargo, su configuración definitiva depende de otros factores de gran importancia como son el movimiento de rotación de la Tierra, la configuración de tierras y mares y las propiedades fisicoquímicas del aire. La circulación atmosférica posibilita un trasvase de energía que permite mantener el equilibrio calorífico del planeta.

A pesar de que la circulación atmosférica del Atlántico varía mucho en función de la estación, el Polo Norte se caracteriza por tener altas presiones atmosféricas durante todo el año [Fig. 1.11]. Durante los inviernos, el cinturón subtropical de altas presiones en el Atlántico Norte va desde Florida-Bermuda a las islas Canarias, las Azores, y continúa por el Sahara y el mar Mediterráneo (Tomczak & Godfrey, 1994); en esta estación el Atlántico Norte está dominado por las bajas presiones de Islandia que llevan asociados fuertes vientos del oeste, responsables de traer precipitaciones a Europa. En cambio, durante los veranos, el cinturón de altas presiones del Atlántico Norte se debilita quedando reducido a una célula de alta presión situada sobre las Azores que genera vientos moderados y tiempo anticiclónico en Europa. Esta configuración atmosférica de invierno o verano varía ligeramente dependiendo de la diferencia entre las altas presiones de las Azores y las bajas de Islandia, lo que se conoce como *oscilación del Atlántico Norte* (van Loon & Rogers, 1978; Hurrell, 2000; Wanner et al., 2001).

La *oscilación del Atlántico Norte* es el rasgo más característico de la circulación atmosférica del Atlántico Norte es el sistema de altas presiones en las islas Azores, que genera vientos de levante y una circulación oceánica superficial anticiclónica, y el sistema de bajas presiones de Islandia, que produce vientos de poniente y es el responsable del giro oceánico subpolar en el Atlántico Norte (Barry & Chorley, 2003). Este último sistema de bajas presiones funciona de forma permanente durante todo el año, aunque su localización e intensidad pueden variar estacionalmente, principalmente de invierno, cuando los vientos de poniente alcanzan su máxima intensidad; mientras que en verano registran menor actividad. Por todo ello, el clima del Atlántico Norte está fuertemente influenciado, especialmente en invierno, por la NAO (*North Atlantic Oscillation* u *Oscilación del Atlántico Norte*), que es un índice que se define como la diferencia en la presión atmosférica a nivel del mar entre los sistemas de presiones de

Islandia y Azores. Las variaciones de la NAO (positivas o negativas) tienen una marcada influencia en el clima desde Florida a Groenlandia y hasta en regiones más remotas como el norte de Asia o África (Visbeck *et al.*, 2001).

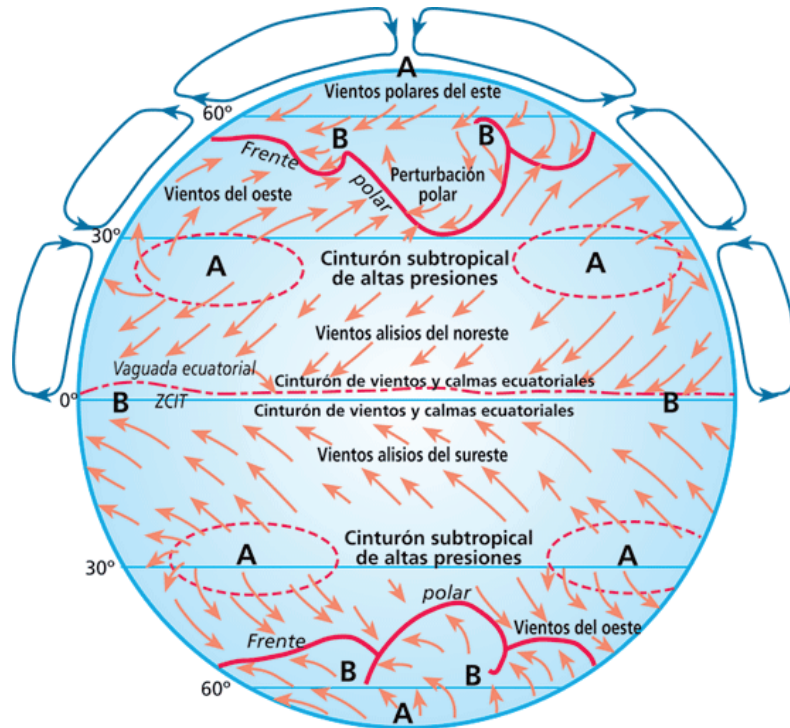


Figura 1.11. Circulación atmosférica global en la que se muestran los principales sistemas de vientos y células de presiones. En esta figura se muestran los cinturones de vientos y células de presiones teóricas. La circulación atmosférica varía ligeramente de año en año, al menos a escala detallada, pero la estructura básica permanece siempre constante. En el Atlántico Norte podemos observar la célula de altas presiones de las Azores en torno a 30° N y la célula de bajas presiones de Islandia en torno a 60°N. Extraído de: Wikipedia.

1.5. Batimetría en el área de estudio

El testigo IODP Site U1314 se encuentra situado en el Gardar Drift, que es un depósito de contornitas de aproximadamente 1.100 Km de longitud y ubicado en la dorsal de Reykjanes, en el margen occidental de la cuenca de Islandia y está caracterizada por ser una zona de alta acumulación de sedimentos (Dickson & Brown, 1994; Robinson *et al.*, 2011).

En la Figura 1.12 se muestra que el Site U1314 se encuentra situado en la cuenca de Irmiger (IB- *Irminger Basin*). La cuenca de Irminger se encuentra separada de la cuenca de Islandia (IsB - *Iceland Basin*) por la dorsal oceánica (también conocida como la cordillera de Reykjanes o *Reykjanes Ridge* - RR) y ésta, a su vez, está separada del canal de Rockall (*Rockall Channel*) por la meseta submarina de Rockall-Hatton (RHP-

Rockall-Hatton Plateau), estas tres últimas configurarían las cuencas que conforman el Atlántico subpolar.

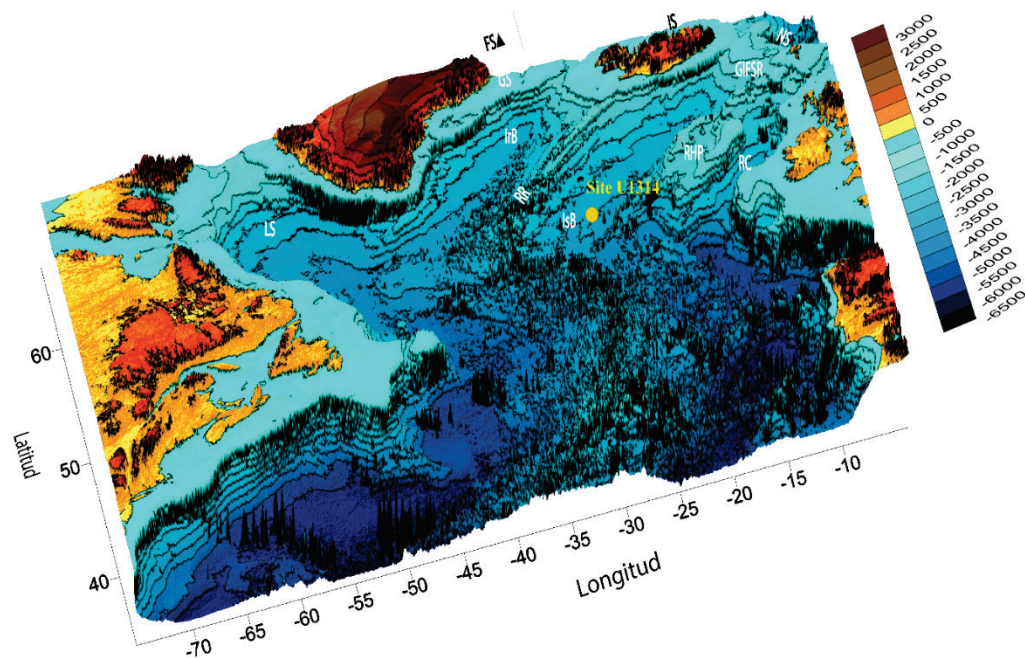


Figura 1.12. Principales cuencas en las que se dividen el Atlántico subpolar y el Mar de Noruega-Groenlandia sobre batimetría realizada con el *Golden software Surfer™* usando datos de *GEBCO*. Donde: IrB: Irminger Basin; ISB: Iceland Basin; RR: Reykjanes Ridge; RHP: Rockall-Hatton Plateau; GIFSR: Greenland-Iceland-Faroe-Scotland Ridge; FS: Fram Strait; BS: Barents Sea; GS: Greenland Sea; IS: Iceland Sea y NS: Norwegian Sea. Los colores de la leyenda indican la profundidad o altura de la zona circundante.

El área del testigo está próxima al mar de Noruega-Groenlandia que está separado del océano Atlántico por una cordillera submarina que va desde Groenlandia hasta Escocia pasando por Islandia y las Islas Feroe (*GIFSR- Greenland-Iceland-Faroe-Scotland Ridge*) y a su vez, también está próximo al océano Ártico del que se separa mediante el estrecho de Fram (*FS- Fram Strait*) (Hansen & Østerhus, 2000), dentro del cual se distinguen varios mares, el mar de Barents (*BS- Barents Sea*), el mar de Groenlandia (*Greenland Sea*), el mar de Islandia (*IS- Iceland Sea*) y el mar de Noruega (*NS- Norwegian Sea*).

1.6. Circulación Oceánica

El océano Atlántico es uno de los sistemas más estudiados desde que los vikingos y posteriormente los normandos -hace unos 3,000 años – instalasen una colonia en New Foundland y viajasen hasta Europa usando las corrientes del Atlántico Norte. Las primeras medidas de esta corriente datan de Cristobal Colón (1492-1494); posteriormente, en 1796, Benjamin Franklin y Timothy Folger realizaron la primera cartografía de la corriente del Golfo con fines comerciales. Actualmente este océano sigue siendo estudiado por sus numerosas implicaciones en el clima, ya que es un área clave para entender la interacción entre la atmósfera, océano y criosfera, de manera que, cualquier cambio en uno de estos reservorios tiene un fuerte impacto en la circulación oceánica superficial (Shackleton et al., 1983; McManus et al., 2002; Clark et al., 2006; Stolz y Baumann, 2010; Kohfeld & Chase, 2011). De hecho, factores como: cambios en las masas de hielo (Wright & Flower, 2002; Alonso-García et al., 2011a; Hernández-Almeida et al., 2013), cambios en los modos de oscilación de la NAO (Palumbo et al., 2013), en los vientos (Billups et al., 2006), en la Corriente del Atlántico Norte (NAC) o en la corriente del Golfo (GS) (Pelegrí et al., 1996; Häkkinen & Rhines, 2004; Frantantoni y McCartney, 2010) han sido propuestos como generadores de las variaciones en el sistema oceánico.

Tradicionalmente, el estudio de la circulación oceánica se ha descompuesto en superficial, intermedia y profunda con el fin de hacer más comprensible su dinámica, pero todas las masas de agua están interconectadas y así serán tratadas en el estudio de esta Tesis Doctoral.

1.6.1. Circulación oceánica superficial

Los cambios oceanográficos en el Atlántico Norte son el resultado indirecto de los desplazamientos latitudinales de la corriente del Golfo (GS – *Gulf Stream*) (Colebrook, 1976) y está caracterizada por dos grandes giros: el giro subpolar (SPG – *SubPolar Gyre*) y el giro subtropical (STG – *SubTropical Gyre*). La GS se origina en Florida y se desplaza hacia el norte siguiendo las costas orientales de Estados Unidos y Terranova. Después de atravesar la Cordillera Atlántica, entre 40°N y 30°W, se divide en tres ramas: al norte en el NAC (NAC - *North Atlantic Current*) y al sur con la corriente de Azores (AzC – *Azores Current*) y la corriente de Portugal (PC- *Portugal Current*) [Fig. 1.13].

En la actualidad, el norte del Atlántico Norte está fuertemente influenciado

por la rama norte del SPG, concretamente por el flujo hacia el norte de aguas cálidas y salinas del trópico que son transportadas por la NAC, que a su vez se bifurca en torno a los 53° N llevando agua hasta el mar de Noruega, donde se transforma en la corriente de Noruega (NC – *Norwegian Current*) y hacia al norte a través de la corriente de Irminger (IC – *Irminger Current*) que gira hacia el noroeste, donde se mezcla con aguas frías procedentes de la corriente del este de Groenlandia (EGC – *East Greenland Current*) y la del Labrador (LC – *Labrador Current*). La NAC, IC, EGC y LC forman el SPG [Fig. 1.13].

La fortaleza (*strenght*) del SPG está definida por las corrientes que lo alimentan desde norte y sur y por la interacción de estas corrientes entre sí, ya que un incremento del flujo de la EGC inhibe la expansión hacia el norte del flujo de la IC (Furevik & Nilsen, 2005; Lohman et al., 2009; Sarafanov, 2009; Häkkinen et al., 2011).

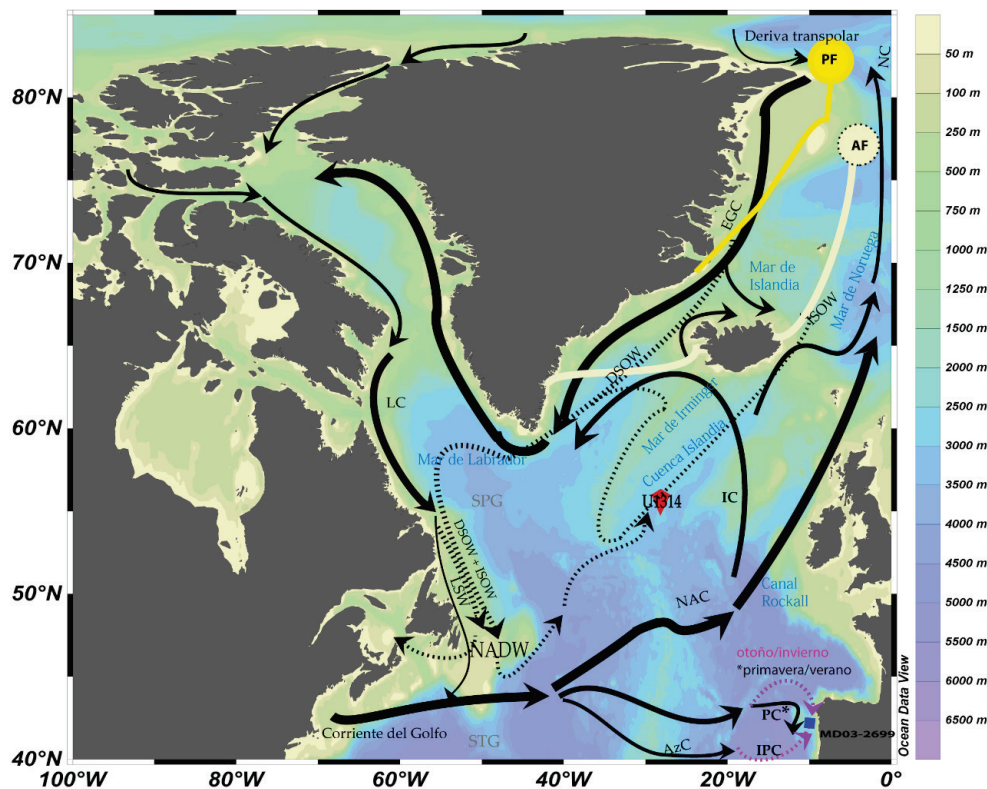


Figura 1.13. Mapa donde se muestra la situación del testigo estudiado en esta Tesis Doctoral (Site U1314) y el Site MD03-2699 con el que se compara en capítulos posteriores nuestro testigo. Circulación superficial (líneas continuas) y profunda (líneas discontinuas) según Hátún et al. (2005); Solignac et al (2006), Holliday et al., (2008); Frantantoni (2001), Rahmstorf (2002); Staines-Urías et al., (2013). También se muestra la posición actual de los frentes Ártico y Polar descritos en el Mar de Noruega-Groenlandia por Swift (1986). El mapa base se ha realizado con el software *Ocean Data View*™ y la base de datos batimétrica GEBCO. Acrónimos: LC (corriente del Labrador), EGC (corriente del este de Groenlandia), NAC (corriente del Atlántico Norte), NC (corriente de Noruega), IC (corriente de Irminger), DSOW (agua de salida del estrecho de Dinamarca), ISOW (agua de salida del estrecho de Islandia), LSW (agua del mar del Labrador), NADW (corriente del Atlántico Norte profunda), PC (corriente de Portugal), AzC (corriente de las Azores), AF (Frente Ártico), PF (Frente Polar), SPG (giro Subpolar) y STG (giro Subtropical).

La NAC tiene un papel determinante en la circulación a estas latitudes, ya que forma una zona de transición entre aguas cálidas y frías, separando el STG y el SPG (Tomczak & Godfrey, 1994; Brambilla et al., 2006). El primero, de sentido anticiclónico recircula las aguas cálidas de la NAC hacia el sur mezclándolas con las de PC. El giro subpolar, de sentido ciclónico, recircula las aguas cálidas a través de la IC por las costas de Groenlandia y Canadá mezclándose con las aguas frías de las corrientes EGC y LC.

Otro rasgo característico que afecta a la circulación superficial del Atlántico Norte es que está sometido a las oscilaciones estacionales de los frentes: el Frente Ártico (AF - *Arctic Front*), conforma el límite que separa las masas de aguas árticas de las atlánticas (correspondientes a la NC), delimitando la máxima extensión invernal hacia el sur del hielo marino (Swift & Aagaard, 1981) y el Frente Polar (PF - *Polar Front*), separa las aguas árticas de las aguas polares de la EGC, frías y de menor salinidad que además delimitarían la mínima extensión de la banquisa de hielo en verano (Swift & Aagaard, 1981) [Fig. 1.13]. Mientras que las aguas polares son frías y con baja salinidad y están cubiertas por hielo marino de forma permanente (Swift, 1986; Bond et al., 2001), las aguas árticas están altamente influenciadas por las aguas cálidas y de alta salinidad de la NAC (Tomczak & Godfrey, 1994).

Estas masas de agua también pueden ser caracterizadas en forma de nutrientes, mientras que la NAC es una corriente oligotrófica, la IC presenta un contenido en nutrientes mayor que la NAC (Stenfansson, 1968; Pelegrí & Csanady, 1991; Krauss, 1995). Esto puede ser validado mediante datos instrumentales obtenidos de clorofila-a mediante el satélite *MODIS-Aqua* con una resolución espacial de 9 km (NASA OB.DAAC, 2015), que muestra que las altas concentraciones de clorofila-a están relacionadas con la posición de la IC, mientras que la EGC se caracteriza por un alto contenido de nutrientes y temperaturas inferiores a 2°C (Hopkins, 1991).

El Margen Ibérico (IM – *Iberian Margin*) donde el testigo MD03-2699 está situado también será objeto de estudio en el “Capítulo 6” de esta Tesis Doctoral a través de una comparación con el testigo U1314. El testigo MD03-2699 está afectado por la ramificación hacia el sur de la GS y de sus ramificaciones representadas por el AzC, a través de la Corriente Polar Ibérica (IPC – *Iberian Poleward Current*) y la corriente de Portugal (PC- *Portugal Current*). Las AzC y PC convergen, ofreciendo la

oportunidad de documentar los cambios resultantes de la variabilidad de giro subpolar y subtropical (Voelker et al., 2010). Los estudios realizados con el objetivo de dilucidar la oceanografía superficial del IM han puesto de manifiesto que esta circulación superficial está relacionada con cambios de posición de las altas presiones de las Azores (AH - *Azores High*): durante primavera/verano la AH se mueve hacia el norte causando la intensificación de los vientos del oeste y la prevalencia de PC, con la consiguiente intensificación de las células de surgencia (*upwelling*). Durante el otoño/invierno, los vientos del oeste están reducidos o incluso inversamente relacionados con un desplazamiento hacia el sur de las AH y causando la prevalencia de la IPC en el IM (Coelho et al., 2002, Relvas et al., 2007, entre otros). Entender la dinámica de masas de agua existente en el área de estudio hoy en día es fundamental para poder hacer reconstrucciones de cómo pudieron ser las masas de agua en el Atlántico Norte durante el Pleistoceno.

1.6.2. Circulación de aguas intermedias y profundas

La formación de aguas profundas se produce por el aumento de densidad de las aguas superficiales, este aumento de densidad puede producirse por aumento en la salinidad, disminución de la temperatura, o por el efecto conjunto de ambas.

Las aguas profundas son las aguas árticas profundas (ABW - *Arctic Bottom Waters*) y el Agua Noratlántica Profunda (NADW- *North Atlantic Depth Water*).

El ABW, provienen del mar de Groenlandia y de las plataformas árticas. La formación de estas aguas profundas en el mar Groenlandia se forman por convección debido al fuerte enfriamiento que sufren en invierno y al enriquecimiento en sal que tiene lugar en las aguas superficiales al formarse la banquisa de hielo (Tomczak & Godfrey, 1994). La baja salinidad de las aguas procedentes de los ríos que se generan en las plataformas árticas facilita la formación de hielo. La formación de hielo expulsa la sal incrementando la salinidad de las aguas que están por debajo del hielo y con ello su densidad. A pesar de que estas dos masas de agua provenientes del mar de Groenlandia y de la plataforma se acaban hundiendo y formando aguas profundas. La DSOW (DSOW - *Denmark Strait Overflow Water*) y la ISOW (ISOW - *Iceland Scotland Overflow Water*) tienen características diferentes, fluyen en profundidad hacia el Atlántico subpolar a través del estrecho de Dinamarca y del estrecho de Islandia-Escocia uniéndose para generar una única masa de agua profunda, la NADW [Fig. 1.13; 1.14] y en la que se diferenciaron dos componentes [Fig. 1.14]: uno superior que

ocupa los primeros 2.500 m de columna de agua y con poco contenido en silicatos (U-NADW – *Upper North Atlantic Depth Water*) y uno inferior que fluye a más de 2.500 m de profundidad, caracterizado por un alto contenido en oxígeno disuelto (L-NADW – *Lower North Atlantic Depth Water*) (Kawase & Sarmiento, 1986). La U-NADW está formada por aguas que se mezclan con el agua que se crea en el mar de Labrador (LSW – *Labrador Sea Water*) junto con aguas intermedias que proceden del Mediterráneo y la Antártida hacia altas latitudes, mientras que la rama inferior (L-NADW) es una mezcla de aguas profundas originadas en los mares de Noruega y del Labrador junto con las aguas profundas procedentes de la Antártida.

Respecto a las aguas intermedias se producen en áreas abiertas del mar de Islandia y Groenlandia (Swift & Aagaard, 1981; Swift, 1986) desde donde fluyen por el estrecho de Dinamarca hasta el mar de Noruega (Blindheim, 1990). El hundimiento de estas masas de agua en el mar de Noruega forma una masa de agua intermedia que está asociada a el agua de salida (*overflow water*) entre Islandia y Escocia (Blindheim & Aalandsvik, 1995).

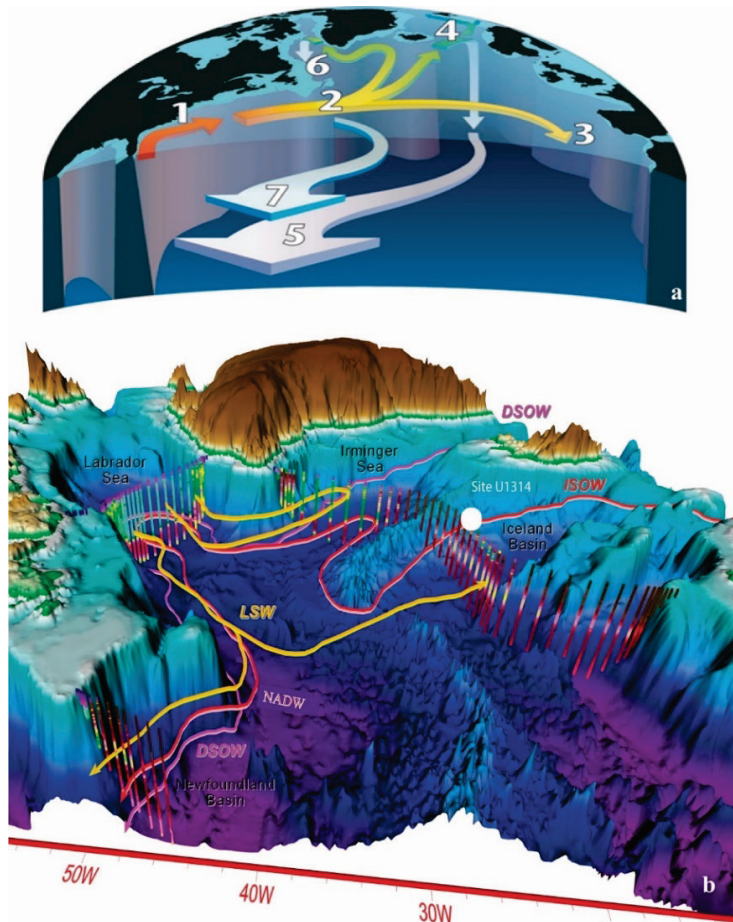


Figura 1.14. a) Esquema vertical simplificado del hundimiento de las masas de agua en el mar de Labrador (6) y en el mar de Groenlandia (4). La rama superior de la NADW (U-NADW) es el (7) y la rama inferior (L-NADW) es el (5). El (1) es la corriente del Golfo, (2) NAC, (3) corriente de las Azores. Obtenida de: http://www.noc.soton.ac.uk/rapid/images/thc_nadw.jpg. b) Esquema del Atlántico subpolar con sus masas de agua: LSW, NADW, DSOW e ISOW. LSW se produce en el mar de Labrador por convección profunda en los meses de invierno, DSOW es un agua fría procedente del estrecho de Dinamarca, ISOW es la más salina de las tres. El gráfico b) se ha extraído de los perfiles hidrográficos del AR7 en 1994 que corresponden a las líneas verticales coloreadas que miden salinidad (de baja a alta: magenta-azul-verde-amarilla-roja-rubí). El Site U1314 está representado por el círculo blanco. Modificado de Yashayaev (2007). Donde Labrador Sea es Mar de Labrador, Iceland Sea es el Mar de Islandia, Irminger Sea es mar de Irminger y Newfoundland Basin es la cuenca de Newfoundland.

1.6.3. Circulación termohalina en zona de estudio: la circulación de retorno del Atlántico Norte (AMOC – *Atlantic Meridional Overturning Circulation*).

Mientras que la circulación termohalina es el proceso que produce el movimiento de las masas de agua a través de variaciones en la temperatura (termo) y en la sal (halina), la AMOC o *circulación de retorno del Atlántico Norte* es el movimiento, que a través del proceso termohalino, ocupa el área geográfica que se estudia en esta Tesis Doctoral.

La utilización indistinta de estos términos en la literatura reciente precisa de la aclaración que se hace aquí, ya que actualmente la circulación termohalina se usa para referirnos a la circulación de gran escala de masas de agua en el Atlántico Norte, mientras que AMOC es la componente en el norte de la circulación termohalina en el Atlántico Norte y tiene implicaciones no sólo oceánicas, sino también atmosféricas.

El flujo de las aguas salinas y cálidas en superficie desde latitudes más bajas hacia las altas latitudes del hemisferio norte es parcialmente compensado con el flujo de aguas densas que retornan hacia el sur en profundidad. Las aguas de la parte superior de la columna de agua (citadas en la sección 1.6.1.) componen la parte superior de la AMOC (Andersen et al., 2004), mientras que la parte inferior de la AMOC está constituida por las aguas intermedias y profundas (citadas en el sección 1.6.2). La AMOC es el modo de circulación más importante del Atlántico y se caracteriza por el flujo hacia el norte de agua cálida y salina en la parte superior de la columna de agua y por un flujo hacia el sur de agua fría profunda procedente de la NADW y de la LSW [Fig. 1.13; 1.15].

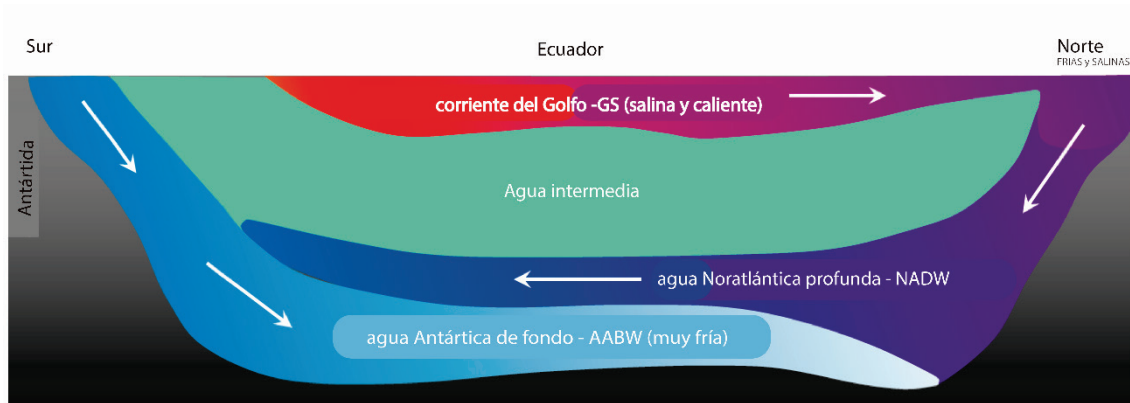


Figura 1.15. Corte vertical de las masas de agua a lo largo de todo el océano Atlántico en dónde se observa la posición aproximada y el movimiento de las masas de agua (con flechas).

La sensibilidad del Atlántico a los cambios climáticos tiene un impacto en la AMOC, por lo que cualquier fluctuación en los parámetros que la componen conllevaría cambios en el clima global (Broecker et al., 1990). La conexión entre las aguas superficiales y profundas ha sido demostrada en numerosos estudios, de manera que cambios en la producción de NADW está relacionada con la dinámica de las aguas en superficie y con cambios en aguas superficiales, que, en última instancia, provocan cambios en aguas profundas (Johannessen et al., 1994).

Respecto al mecanismo de la AMOC, la NADW es el motor principal de la circulación termohalina global y ha cambiado a lo largo del tiempo, de manera que, durante los periodos interglaciales (como el actual) la NAC transporta aguas cálidas y salinas desde la zona tropical hasta latitudes altas, donde se enfrían, cediendo su calor a la atmósfera, y se hunden para formar la NADW. El volumen de hundimiento de aguas tanto en el mar del Labrador como en el NGS es muy alto y genera una fuerte corriente de aguas profundas que se desplazan hacia el hemisferio sur [Fig. 1.15;1.16]. En cambio, durante los periodos glaciales [Fig. 1.17] la circulación termohalina estaba debilitada y, en consecuencia, la NAC transportaba menor cantidad de agua hacia altas latitudes. Las aguas que llegaban al Atlántico subpolar se hundían generando una corriente menos profunda, las aguas noratlánticas intermedias glaciales (GNAIW - *Glacial North Atlantic Intermediate Water*) y las aguas antárticas de fondo (AABW - *Antarctic Bottom Water*) reemplazaron a la NADW en el fondo del Atlántico (e.g. Hodell & Venz- Curtis, 2006). Ambas masas de agua -GNAIW y AABW - tienen unas características intrínsecas muy diferentes y por tanto se creó un gradiente muy fuerte entre 2,000 y 2,300 m de profundidad, donde se encontraba el límite entre las aguas de la GNAIW y la AABW (Oppo et al., 1995; Raymo et al., 1997; Venz et al., 1999; Venz & Hodell, 2002; Hodell et al., 2003; Kleiven et al., 2003; Raymo et al., 2004; Curry and Oppo, 2005). Este modo de circulación (“de condiciones glaciales”) produjo que el fondo del océano estuviera menos ventilado en periodos glaciales y en periodos fríos que durante los interglaciares. Puesto que la AABW es una masa de agua que se forma bajo la banquisa de hielo antártica y por tanto presenta menor ventilación, está caracterizado por un agotamiento del isótopo bentónico de carbono ($\delta^{13}\text{C}$), que es corrosivo con el carbonato (como el de los cocolitofóridos). La literatura científica pone de manifiesto que la AABW, que normalmente se encuentra más al sur, aparece en nuestra latitud cuando se produce el cese de la NADW (Curry and Oppo, 2005; Martrat et al., 2007) [Fig. 1.19].

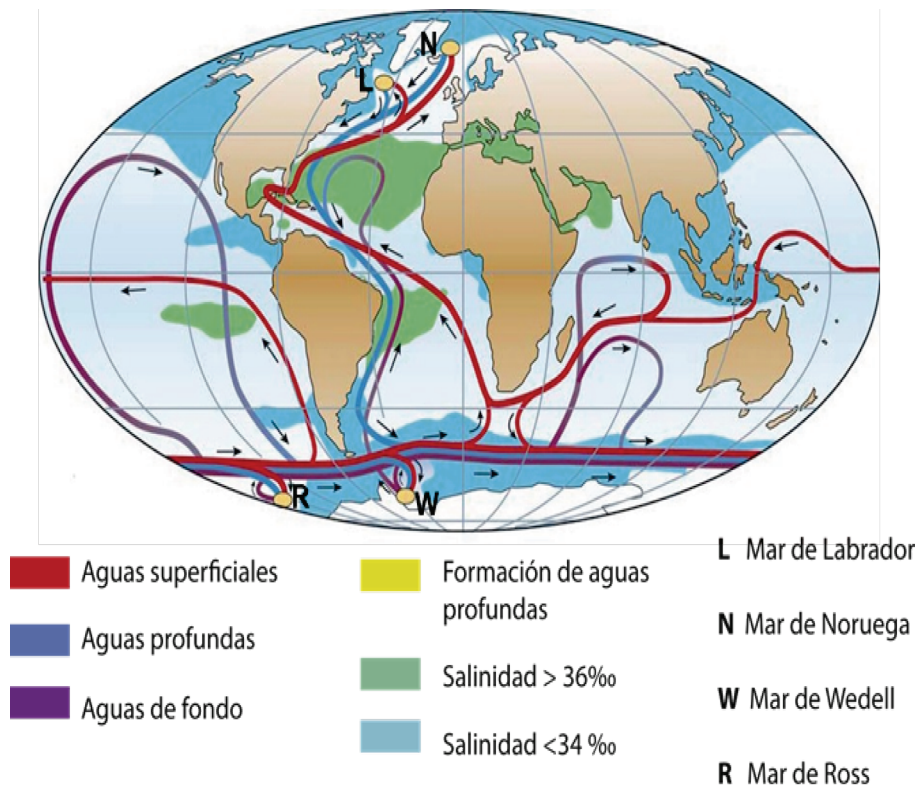


Figura 1.16. Esquema simplificado de la circulación termohalina del océano. Aguas cálidas (rojo) son transportadas superficialmente desde los trópicos a latitudes altas del Atlántico Norte, donde en contacto con masas de aire frías, se enfrían y ganan densidad suficiente para hundirse hacia el fondo del océano. Las aguas profundas (azul) recién formadas fluyen hacia el sur, rodean la Antártida y circulan por el fondo de todos los océanos, donde van mezclando hasta retornar de nuevo como una masa de agua cálida superficial a las zonas de hundimiento en el Atlántico Norte. Modificado de Rahmstorf (2002). Donde: ‰ es tanto por mil.

1.6.4. Interacción atmósfera-océano: la Oscilación del Atlántico Norte (NAO-*North Atlantic Oscillation*)

La interacción entre la atmósfera y el océano en el Atlántico Norte es la responsable del transporte de calor que mantiene la región nórdica y el noroeste de Europa entre 5 y 10°C más cálido que la media correspondiente a la misma latitud.

La NAO es la teleconexión más importante en el hemisferio norte (Hurrell, 1996) y es la oscilación atmosférica entre el anticiclón subtropical de las Azores y la región de bajas presiones situada cerca de Islandia (van Loon & Rogers, 1978). La diferencia de presión entre estas dos regiones es la que provoca cambios en los vientos del oeste (*westerlies*) en superficie. Presenta dos fases: NAO positiva (o NAO+) y NAO negativa

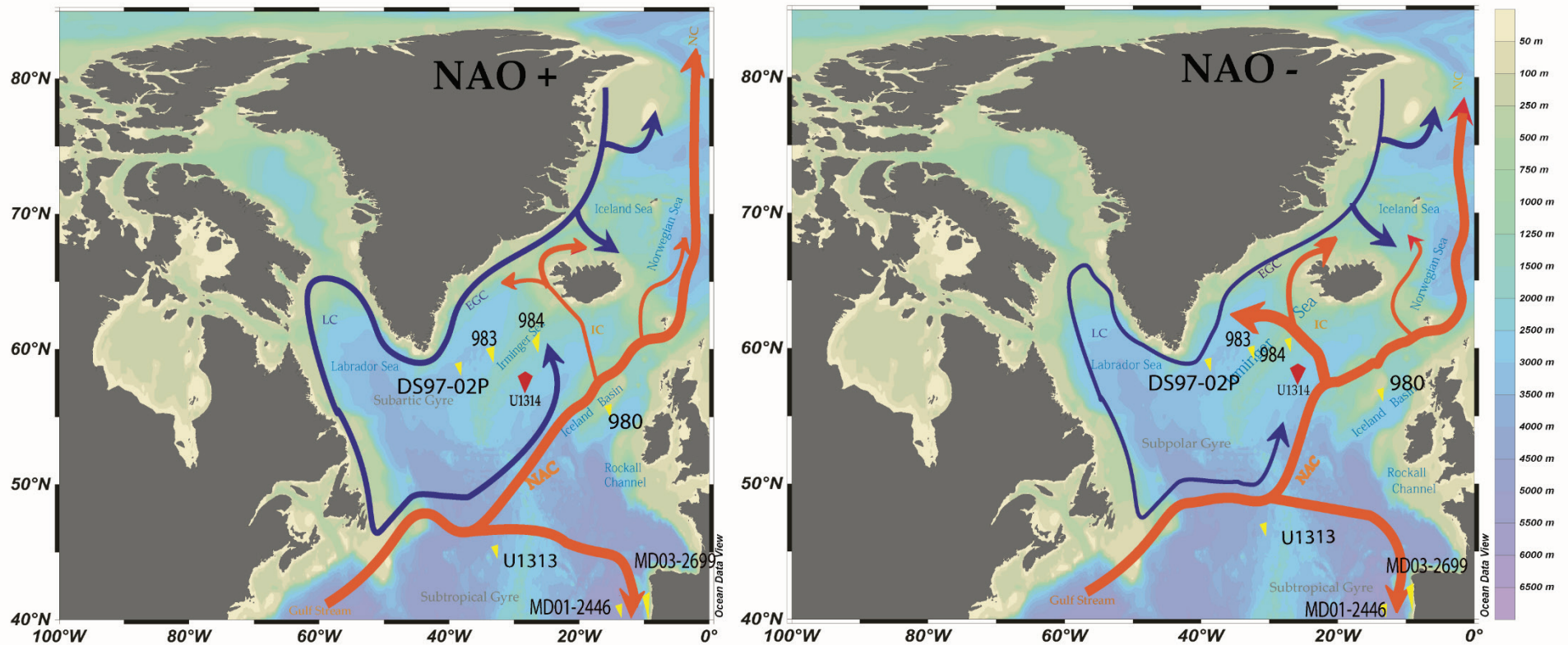


Figura 1.17. Esquemas de las fases positiva/NAO+ (izquierda) y negativa/NAO- (derecha) de la NAO (*Oscilación del Atlántico Norte* o *North Atlantic Oscillation*). Durante la fase positiva, los centros de presión están reforzados, provocando la expansión del SPG (Hátún et al., 2005 y Holliday et al., 2008) que a su vez retrae el STG (Lohman et al., 2009; Morley et al., 2014 y Nye et al., 2014) y se produce una reducción de la influencia de la corriente de Irminger (Holland et al., 2008; Ribergaard et al., 2008; Staines-Urias et al., 2013 y Tilstone et al., 2014). Para la fase negativa de la NAO, ocurre lo contrario. El punto rojo indica el testigo U1314 objeto de esta Tesis Doctoral y los amarillos indican otros testigos citados en el texto. Profundidad a la derecha de la imagen (en metros).

(o NAO-), que producen condiciones meteorológicas diferentes alrededor del Atlántico Norte. Durante la fase NAO+ [Figura 1.17] la diferencia de presión existente entre las Azores e Islandia es muy grande, de manera que en Islandia estará por debajo de la media y en las Azores por encima. Durante esta fase, la intensificación del flujo de los *westerlies* a través del Atlántico Norte transporta aire relativamente cálido (y húmedo) sobre Europa, a la vez que fuertes vientos del norte (*nothernlies*) transportan aire frío hacia Groenlandia y Canadá, disminuyendo las temperaturas en tierra y mar. Estos vientos fuertes provocan una pérdida del calor contenido en el agua, lo que promueve el avance y crecimiento del hielo hacia el sur (Furevik & Nilson, 2005; Benway et al., 2010; Schiller et al., 2011), disminuyendo la disponibilidad de nutrientes en superficie debido al aumento de la profundidad de la capa de mezcla (Bosmans et al., 2015; Lohman et al., 2009; Sarafanov, 2009; Sarafanov et al., 2010; Nye et al., 2014).

En la fase NAO- [Fig. 1.17] la diferencia de presión entre las regiones de Azores e Islandia es más pequeña, por lo que se producirá una reducción en los *westerlies*, que también migran hacia el sur. La fase NAO- promueve un aumento de la productividad en el Site U1314 en la actualidad, como se ha podido comprobar a través del satélite *SeaWiFS* (Tilstone et al., 2014)

En términos generales, la NAO- tendrá como resultado observaciones contrarias a la NAO+. Por tanto, los periodos de NAO+ (NAO-) resultan en una reducción (incremento) del flujo de la IC (Blindheim et al., 2001; Jennings et al., 2006; Myers et al., 2007), asociado a su vez con la extensión (contracción) del SPG (Hátún et al, 2005; Sarafanov et al., 2009) y *freshening-disminución de la salinidad (salinification- aumento de la salinidad)* del agua Atlántica de Fondo (NADW- North Atlantic Deep Water) (Holliday et al., 2008) [Fig. 1].

Otros estudios han demostrado que la región del SPG ha experimentado cambios relacionados con la alternancia de la NAO; de manera que la intensidad y la forma del SPG y STG, así como su interacción, se ve modificada por la fase de la NAO en la que se situó el sistema (Hátun et al., 2005; Holliday et al., 2008). Sarafanov (2009) examinó la modificación y la extensión a gran escala de estos giros y mostró que cuando el SPG se expande (contrae), provoca una expansión (contracción) de las aguas subtropicales; posteriormente; Hátún et al., (2005) constató que la modificación del SPG no sólo afecta a latitudes medias y bajas, sino que también tiene efectos en los mares del norte.

Häkkinen et al., (2011) puso de manifiesto que una tensión débil del viento sobre la zona generaba un debilitamiento y contracción del SPG, y a su vez un reforzamiento y

expansión del STG [Fig. 1.17]. La forma en la que varía el SPG no sólo afecta a la forma y extensión de las corrientes, sino también, a las fluctuaciones en temperatura, salinidad, mezcla vertical, patrones de circulación y formación de hielo del Atlántico Norte, lo cual afecta a la biología marina de distintas formas, así como a los niveles de fosfato y nitrato que se ven afectados por la advección de las diferentes masas de agua (Drinkwater et al., 2003; Sarafanov, 2009; Palumbo et al., 2013).

La simulación de la circulación superficial modela el desplazamiento al sur de la GS, STG y SPG bajo condiciones de mayor presencia de hielo (Otto-Bliesner et al., 2006) y muestran que los cambios en la superficie del océano a escala milenaria podrían reconstruirse basándonos en procesos similares a los generados por los cambios de patrones en la NAO (Schmidt et al., 2004; Brewer et al., 2007; Mann et al., 2009).

1.6.5. Efecto del hielo en la zona de estudio

El registro geológico marino ofrece numerosas evidencias de las constantes variaciones de la geometría de las masas de agua profundas en el Atlántico Norte. Uno de los principales desencadenantes de estas variaciones es el hielo. En la sección relacionada con la circulación termohalina, ya expusimos las variaciones de las masas de agua en periodos glaciales y estadiales, donde la interrupción de la rama inferior de la NADW se ve sustituida por la AABW [Fig. 1.17]

La disminución del hielo en el Ártico genera un descenso significativo de la velocidad de los *westerlies* y la intensidad de las tormentas desde los 45° hasta el polo, mientras que los efectos opuestos se observan cuando el hielo se expande (Herman & Johnson, 1978; Royer et al., 1990). Como consecuencia de la disminución de hielo, el sistema de bajas presiones en Islandia sobre el Atlántico Norte provoca un movimiento hacia el sur y una bajada de la presión (Raymo et al, 1990), así como un aumento de presión en las Azores desde el Atlántico Norte hacia el oeste de Europa y sobre Escandinavia junto con un fuerte aumento de presión sobre Norteamérica cuando el hielo Ártico disminuye (Thornalley et al., 2010). La presencia de hielo en el hemisferio norte causó un desplazamiento al sur de los *westerlies* (Carton, 2011).

El flujo oceánico de calor también se ve modificado por la presencia del hielo, por ejemplo, en el invierno de 2007/08 la presencia de grandes masas de hielo al oeste del mar de Labrador aisló el océano de la atmósfera y produjo una fuerte pérdida de calor, lo que provocó una disminución de la convección (Våge et al., 2009).

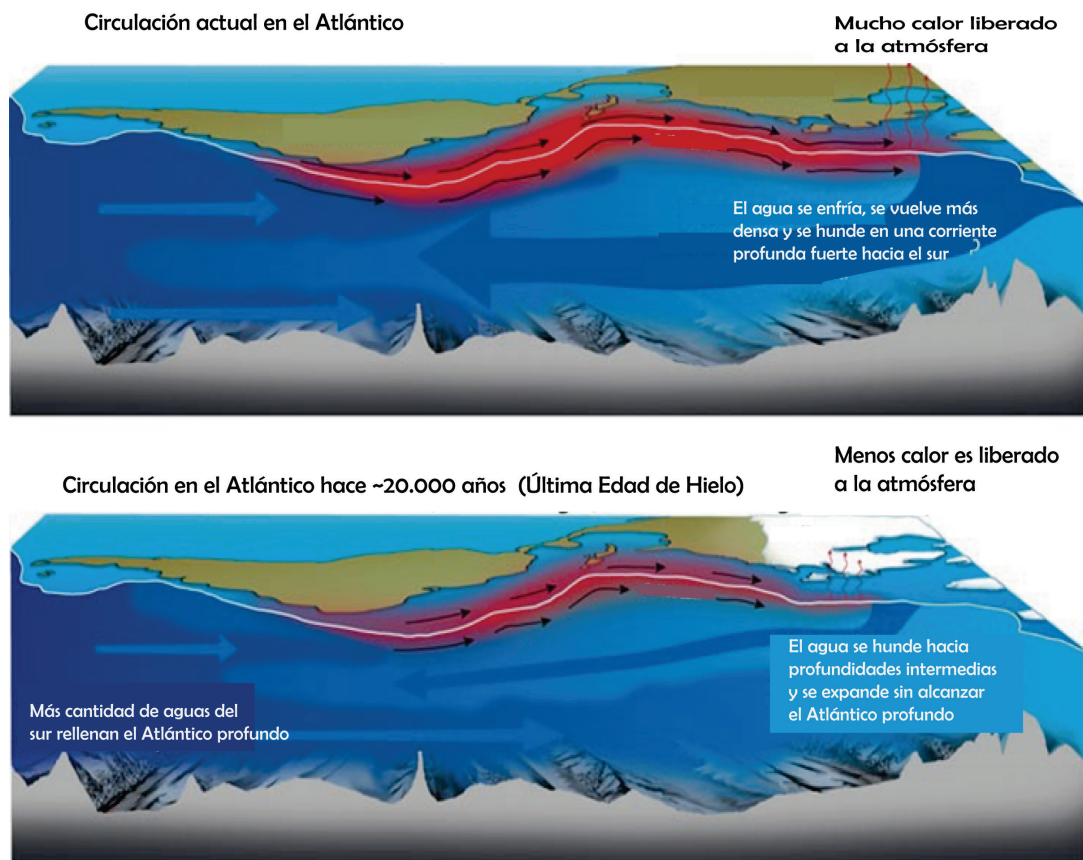


Fig. 1.17. Esquema del funcionamiento de la circulación termohalina y el transporte de calor asociado en el la actualidad (imagen superior) y el último máximo glacial (imagen inferior) hace unos 20 mil años. Ilustración de E. Paul Oberlander, *Woods Hole Oceanographic Institution* (<http://www.whoi.edu/page.do?pid=12455&tid=441&cid=33957&ct=61&article=17906>).

El efecto del hielo no sólo es importante por los efectos como cuerpo sólido sobre el área geográfica, también es importante a través de los efectos que genera su fusión. La fusión de hielo provoca el aporte de agua salobre (*freshwater*) a la columna de agua afectando a la convección. La convección se da cuando las aguas superficiales pierden calor hacia la atmósfera y esta agua se vuelve más densa y se hunde [Fig. 1.17]. El agua salobre presenta alta flotabilidad y ocupa la parte superficial de la columna de agua provocando una estratificación de la superficie de agua como la que se está dando en la actualidad (Sgubin et al., 2017); aparte de otros efectos como el descenso de temperatura superficial (Broecker & Denton, 1990; Sigman et al., 2010). Por otra parte, la flotabilidad positiva provocada por la baja salinidad y las aguas frías del norte obstruyó la propagación del NAC en su camino hacia el norte, como lo demostró Kandiano et al. (2017) para el MIS 11 (hace unos 412 ka).

Un estudio reciente llevado a cabo por Sgubin et al., (2017) muestra que el Atlántico subpolar es la única zona del océano que se está enfriando frente al calentamiento oceánico generalizado que se está produciendo en la actualidad. Este enfriamiento del Atlántico subpolar está provocando un enfriamiento severo en el SPG; el cuál, a la larga, podría generar un colapso de la convección profunda a nivel local, con el consiguiente efecto en la circulación global. El principal mecanismo que se explica para justificar este enfriamiento es la fusión del hielo continental del Ártico, que estratifica y cambia la circulación de la zona de estudio, donde la NADW se vería reducida afectando al clima global, ya que esta agua interconecta diferentes partes del mundo [Fig. 1.18]. A su vez, el debilitamiento de la NADW provoca una reducción en la AMOC (Sevellec & Fedorov, 2015), permitiendo la penetración del AABW que es corrosiva con el carbonato (Oppo y Lehman 1993, Raymo et al., 2004, Martrat et al., 2007, Voelker et al., 2010).

Actualmente, los estudios de Comiso (2005) han demostrado que desde 1979 el hielo del Ártico ha ido retrocediendo un 9 % por década, lo que ha ido agravando los efectos de enfriamiento y estratificación propuestos por Sigman et al., (2010) y Sgubin et al., (2017)

La combinación de todos estos factores reduce la disponibilidad de nutrientes que pueden ser utilizados por el nanoplancton calcáreo (Lohman et al., 2009, Stein et al., 2009; Stolz & Baumann, 2010; Amore et al., 2012; Maiorano et al., 2015), que finalmente disminuye el carbonato biogénico (Dickson et al., 2000, Cabedo-Sanz et al., 2016). Esta migración de aguas polares hacia el sur provoca la retracción del SPG (y el enfriamiento del área de estudio (Hátun et al., 2005, Holliday et al, 2008, Dickson et al., 2000, Curry y McCartney, 2001, Cabedo-Sanz et al. 2016, Kandiano et al., 2017)

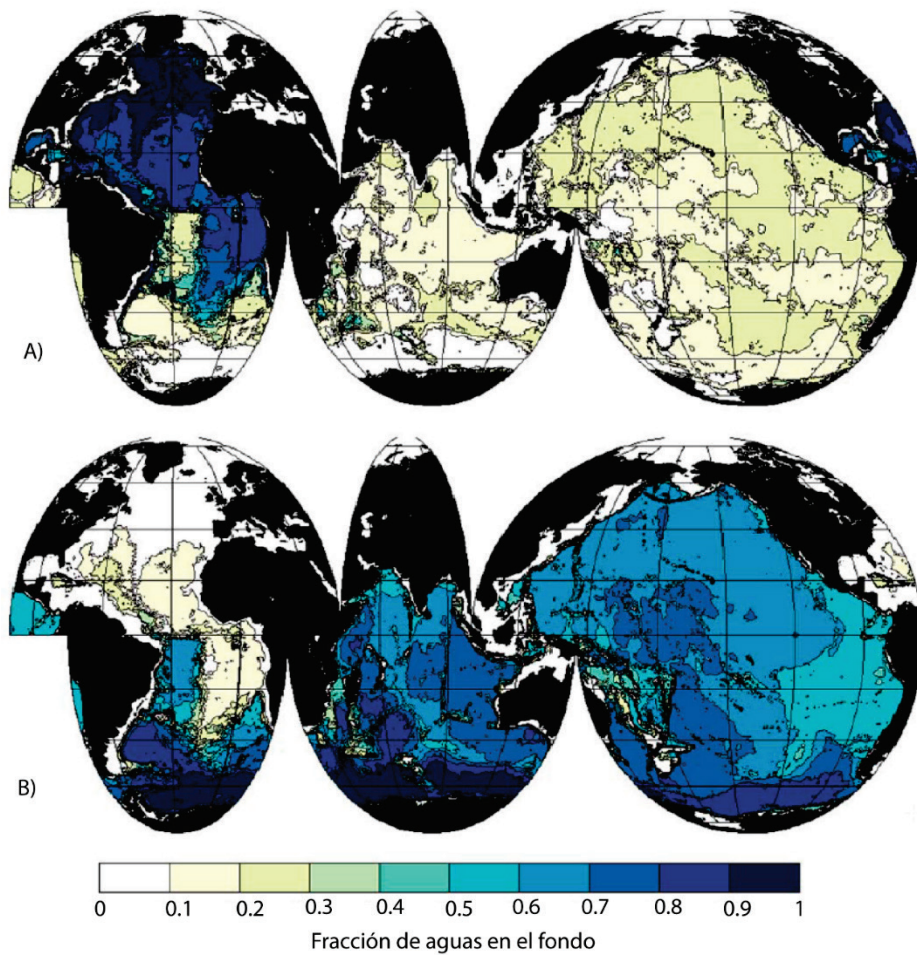


Figura 1.18. Fracción de agua en la muestra más profunda del estudio de Johnson (2008). En a) NADW incluyendo la U-NADW y L-NADW y b) AABW. Esta gráfica ilustra la importancia de la NADW en la circulación, ya que está presente en todo el océano Atlántico.

Referencias

- Alley, R. B. 2007. Wally was right: Predictive ability of the North Atlantic “conveyor belt” hypothesis for abrupt climate change, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 35(1), 241–272, doi:10.1146/annurev.earth.35.081006.131524.
- Alley, R.B., and Clark, P.U., 1999. The deglaciation of the Northern Hemisphere: A global perspective. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences* 27:149-182.
- Alley, R.B. 1998 Palaeoclimatology: Icing the North Atlantic. *Nature* 392, 335-337.
- Alonso-Garcia, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., 2011b. Arctic front shifts in the subpolar North Atlantic during the Mid-Pleistocene (800-400ka) and their implications for ocean circulation. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 311, 268–280. doi:10.1016/j.palaeo.2011.09.004
- Alonso-Garcia, M., Sierro, F.J., Kucera, M., Flores, J.A., Cacho, I., Andersen, N., 2011a. Ocean circulation, ice sheet growth and interhemispheric coupling of millennial climate variability during the mid-Pleistocene (ca 800-400ka). *Quat. Sci. Rev.* 30, 3234–3247. doi:10.1016/j.quascirev.2011.08.005
- Amore, F.O., Flores, J.A., Voelker, A.H.L., Lebreiro, S.M., Palumbo, E., Sierro, F.J., 2012. A Middle Pleistocene Northeast Atlantic coccolithophore record: Paleoclimatology and paleoproductivity aspects. *Mar. Micropaleontol.* 90–91, 44–59. doi:10.1016/j.marmicro.2012.03.006
- Andersen, C., Koç, N., Moros, M., 2004. A highly unstable Holocene climate in the subpolar North Atlantic: Evidence from diatoms. *Quat. Sci. Rev.* 23, 2155–2166. doi:10.1016/j.quascirev.2004.08.004
- Bailey, I., Foster, G.L., Wilson, P.A., Jovane, L., Storey, C.D., Trueman, C.N., Becker, J., 2012. Flux and provenance of ice-rafted debris in the earliest Pleistocene sub-polar North Atlantic Ocean comparable to the last glacial maximum. *Earth Planet. Sci. Lett.* 341–344, 222–233. doi:10.1016/j.epsl.2012.05.034
- Bassiot, F.C., Labeyrie, L.D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N.J., Lancelot, Y., 1994. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth Planet. Sci. Lett.* 126, 91–108. doi:10.1016/0012-821X(94)90244-5
- Barry, R. G., and Chorley, R. J., 2003. *Atmosphere Weather and Climate*, Eight Edition. Routledge Taylor and Francis Group London and New York, pp. 9-16, 139-158.
- Benway, H.M., McManus, J.F., Oppo, D.W., Cullen, J.L., 2010. Hydrographic changes in the eastern subpolar North Atlantic during the last deglaciation. *Quat. Sci. Rev.* 29, 3336–3345. doi:10.1016/j.quascirev.2010.08.013
- Berger, W.H., Wefer, G., 2003. On the Dynamics of the Ice Ages: Stage-11 Paradox, Mid-Brunhes Climate Shift, and 100-ky Cycle, In: Droxler, A.W., Poore, R.Z., Burkle, L.H. (Eds.), *Earth’s Climate and Orbital Eccentricity. The Marine Isotope Stage 11 Question. Geophysical Monograph*, 137. American Geophysical Union, Washington D.C., pp. 41-59.
- Berger, A., Li, X.S., Loutre, M.F., 1999. Modelling northern hemisphere ice volume over the last 3Ma. *Quat. Sci. Rev.* 18, 1–11. doi:10.1016/S0277-3791(98)00033-X
- Berger, A., Loutre, M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews* 10, 297-317.
- Berger, A., 1988. Milankovitch Theory and Climate. *Rev. Geophys.* 26, 624–657.
- Bigg, G.R., Levine, R.C., Green, C.L., 2011. Modelling abrupt glacial North Atlantic freshening: Rates of change and their implications for Heinrich events. *Glob. Planet. Change* 79, 176–192. doi:10.1016/j.gloplacha.2010.11.001

- Billups, K., Lindley, C., Fislér, J., Martin, P., 2006. Mid Pleistocene climate instability in the subtropical northwestern Atlantic. *Glob. Planet. Change* 54, 251–262. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.06.025
- Blindheim, J. 1990. Arctic intermediate water in the Norwegian Sea. *Deep-Sea Research*, 37, 1475-1489.
- Blindheim, J. and Aalandsvik, B. .1995. Episodic formation of intermediate water along the Greenland Sea Arctic Front. *ICES CM* 1995, 6, 11pp.
- Blunier, T., Chappellaz, J., Schwander, J., Dallenbach, A., Stauffer, B., Stocker, T.F., Raynaud, D., Jouzel, J., Clausen, H.B., Hammer, C.U., Johnsen, S.J., 1998. Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature* 394, 739-743.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonani, G., 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science* 294, 2130–2136. doi:10.1126/science.1065680
- Bond, G., 1997. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science* (80). 278, 1257–1266. doi:10.1126/science.278.5341.1257
- Bond, G.C., Lotti, R., 1995. Iceberg Discharges into the North Atlantic on Millennial Time Scales During the Last Glaciation. *Science* 267, 1005-1010.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., Bonani, G., 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature* 365, 143–147.
- Bosmans, J. H. C., Drijfhout, S. S., Tuenter, E., Hilgen, F. J., and Lourens, L. J.: Response of the North African summer monsoon to precession and obliquity forcings in the EC-Earth GCM, *Clim. Dynam.*, 44, 279–297, doi:10.1007/s00382-014-2260-z, 2015
- Bowen, D.Q. 2003. Uncertainty in Oxygen Isotope Stage 11 sea-level: an estimate of $\sim 13 \pm 2$ m from Great Britain. In: Droxler, A.W., Poore, R.Z., Burckle, L.H. (Eds.), *Earth's climate and orbital eccentricity. The Marine Isotope Stage 11 question*. American Geophysical Union. Washington D.C. pp. 131-144.
- Brambilla, E., Talley, L.D., 2006. Surface drifter exchange between the North Atlantic subtropical and subpolar gyres. *J. Geophys. Res. Ocean.* 111, 1–16. doi:10.1029/2005JC003146
- Brewer, S., Guiot, J., and Torre, F.: Mid-Holocene climate change in Europe: a data-model comparison, *Clim. Past*, 3, 499–512, 2007.
- Broecker, W.S. 1994. Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature* 372, 421-424.
- Broecker, W.S., 1991. The Great Ocean Conveyor. *Oceanography* 4, 79-89.
- Broecker, W.S., Bond, G., Klas, M., Bonani, G., Wolfli, W., 1990. A salt oscillator in the glacial Atlantic? 1. The concept. *Paleoceanography*. doi:10.1029/PA005i004p00469
- Broecker, W.S., Denton, G.H., 1990. The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Quat. Sci. Rev.* 9, 305–341. doi:10.1016/0277-3791(90)90026-7
- Burns, S.J., Fleitmann, D., Matter, A., Kramers, J. and Al-Subbary, A.A., 2003. Indian Ocean Climate and an Absolute Chronology over Dansgaard/Oeschger Events 9 to 13. *Science*, 301(5638): 1365-1367.
- Byrami, M.L., Newnham, R.M., Alloway, B.V., Pillans, B., Ogden, J., Westgate, J., Mildenhall, D.C., 2005. A late Early Pleistocene tephrochronological and pollen record from Auckland, New Zealand. *Geological Society, London, Special Publications* 247, 183-208.

- Cabedo-Sanz, P., Belt, S.T., Jennings, A.E., Andrews, J.T., Geirsdóttir, Á., 2016. Variability in drift ice export from the Arctic Ocean to the North Icelandic Shelf over the last 8000 years: A multi-proxy evaluation. *Quat. Sci. Rev.* 146, 99–115. doi:10.1016/j.quascirev.2016.06.012
- Candy, I., Coope, G.R., Lee, J.R., Parfitt, S.A., Preece, R.C., Rose, J., Schreve, D.C., 2010. Pronounced warmth during early Middle Pleistocene interglacials: Investigating the Mid-Brunhes Event in the British terrestrial sequence. *Earth-Science Rev.* 103, 183–196. doi:10.1016/j.earscirev.2010.09.007
- Carton, J.A., Chepurin, G.A., Reagan, J. and Hakkinen, S. 2011: Interannual to decadal variability of Atlantic Water in the Nordic and adJ.A.cent seas, *J. Geophys. Res.*, 116, C11035 DOI: 10.1029/2011JC007102.
- Charles, C.D., Pahnke, K., Zahn, R., Mortyn, P.G., Ninnemann, U., and Hodell, D.A. 2010. Millennial scale evolution of the Southern Ocean chemical divide. *Quaternary Science Reviews*, 29, 399–409.
- Clark, P.U., Archer, D., Pollard, D., Blum, J.D., Rial, J.A., Brovkin, V., Mix, A.C., Pisias, N.G., Roy, M., 2006. The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO₂. *Quat. Sci. Rev.* 25, 3150–3184. doi:10.1016/j.quascirev.2006.07.008
- Clark, P.U., Hostetler, S.W., Pisias, N.G., Schmittner, A., and Meissner, K.J. 2007. Mechanisms for an 7-kyr climate and sea-level oscillation during marine isotope stage 3. In: Schmittner, A., Chiang, J.C.H., Hemming, S.R. (eds.), *Ocean Circulation: Mechanisms and Impacts—Past and Future Changes of Meridional Overturning*, AGU Monograph, Vol. 173, American Geophysical Union, Washington DC, 392.
- Clark, P.U., Pisias, N.G., Stocker, T.F., and Weaver, A.J. 2002. The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature*, 415, 863–69.
- Coelho, H.S., Neves, R.J.J., White, M., Leitão, P.C., Santos, A.J., 2002. A model for ocean circulation on the Iberian coast. *Journal of Marine Systems* 32: 153– 179.
- Cohen K.M. & Gibbard, P. 2011 Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy), Cambridge, England.
- Colebrook, J.M. 1976. Trends in climate of the North Atlantic Ocean over the past century. *Nature* 263, 576-577.
- Comiso, J. 2002. A rapidly declining perennial sea ice cover in the Arctic. *Geophysical Research Letters*, 29;20 (esta en mendeley)
- Cuenca-Bescos, G., Rofes, J., Garcia-Pimienta, J., 2005. Environmental change across the Early- Middle Pleistocene transition: small mammalian evidence from the Trinchera Dolina cave, Atapuerca, Spain. *Geological Society, London, Special Publications* 247, 277-286.
- Curry, R. G., and McCartney M. S. 2001. Ocean gyre circulation changes associated with the North Atlantic Oscillation, *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 3374 –3400.
- Curry, W.B., Oppo, D.W., 2005. Glacial water mass geometry and the distribution of $\delta^{13}\text{C}$ of Sigma CO₂ in the western Atlantic Ocean. *Paleoceanography* 20, 1-12.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjornsdottir, A.E., Jouzel, J., Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364, 218–220.

- De Abreu, L., Shackleton, N.J., Schönfeld, J., Hall, M., Chapman, M., 2003. Millennial-scale oceanic climate variability off the Western Iberian margin during the last two glacial periods. *Mar. Geol.* 196, 1–20. doi:10.1016/S0025-3227(03)00046-X
- deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T. and Sarnthein, M., 2000. Coherent high- and low-latitude climate variability during the Holocene warm period. *Science*, 288(5474): 2198-2202.
- deMenocal, P.B., 1995. Plio-Pleistocene african climate. *Science*, 270(5233): 53-59.
- Dennell, R., 2003. Dispersal and colonisation, long and short chronologies: how continuous is the Early Pleistocene record for hominids outside East Africa? *Journal of Human Evolution* 45, 421-440.
- Denton, G.H., 2000. Does an asymmetric thermohaline-ice-sheet oscillator drive 100 000-yr glacial cycles? *Journal of Quaternary Science* 15, 301-318.
- Dickson, R.R., Brown, J., 1994. The production of North Atlantic Deep Water: Sources, rates, and pathways. *J. Geophys. Res.* 99, 12319. doi:10.1029/94JC00530
- Dickson, R.R., Osborn, T.J., Hurrell, J.W., Meinke, J., Blindheim, J., Adlandsvik, B., Vinje, T., Alekseev, G., Maslowski, W., 2000. The Arctic Ocean response to the North Atlantic Oscillation. *J. Clim.* 13, 2671–2696. doi:10.1175/1520-0442(2000)013<2671:TAORTT>2.0.CO;2
- Diekmann, B., Kuhn, G., 2002. Sedimentary record of the mid-Pleistocene climate transition in the southeastern South Atlantic (ODP Site 1090). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 182, 241-258.
- Drinkwater KF, Belgrano A, Borja A, Conversi A and 5 others (2003) The response of marine ecosystems to climate variability associated with the North Atlantic Oscillation. In: Hurrell JW, Kushnir Y, Ottersen G, Visbeck M (eds) *The North Atlantic Oscillation*. American Geophysical Union, Washington, DC, p 211–234
- Droxler, A.W., Poore, R.Z., Burkle, L.H., 2003. Earth's Climate and Orbital Eccentricity. *The Marine Isotope Stage 11 Question*. American Geophysical Union, Washington D.C.
- Dupont, L.M., Donner, B., Schneider, R., Wefer, G., 2001. Mid-Pleistocene environmental change in tropical Africa began as early as 1.05 Ma. *Geology* 29, 195-198.
- EPICA Community members, 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* 429, 623-628.
- EPICA Members., 2006. Methane and stable isotope record of ice core EDML from Dronning Maud Land, Antarctica. *Suppl. to Barban. One-to-one coupling glacial Clim. Var. Greenl. Antarct. Nature*, 444, 195-198, doi:10.1038/nature05301. doi:10.1594/PANGAEA.586834
- Ferretti, P., Shackleton, N.J., Rio, D., Hall, M.A., 2005. Early-Middle Pleistocene deep circulation in the western subtropical Atlantic: southern hemisphere modulation of the North Atlantic Ocean. *Geological Society, London, Special Publications* 247, 131-145.
- Fratantoni, D.M., 2001. North Atlantic surface circulation during the 1990's observed with satellite-tracked drifters. *J. Geophysical Res.* 106, 22067–22093.
- Fratantoni, P.S., McCartney, M.S., 2010. Freshwater export from the Labrador Current to the North Atlantic Current at the Tail of the Grand Banks of Newfoundland. *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 57, 258–283. doi:10.1016/j.dsr.2009.11.006
- Furevik, T., and J. E. Ø. Nilsen, 2005: Large-Scale atmospheric circulation variability and its Impacts on the Nordic Seas Ocean Climate - a Review. *The Nordic Seas: An Integrated Perspective*. AGU Geophys Monog. Series., 158,105-136 .

- Ganopolski, A. and Rahmstorf, S. 2002. Abrupt glacial climate change due to stochastic resonance. *Physical Review Letters*, 88 (3), 0385011– 0385014.
- Groote P.M., Stuiver M. 1997. 18O/16O variability in Greenland snow and ice with 10-3 to 105 year time resolution. *Journal of Geophysical Research* 102: PP 26.
- Groote, P. M., Stuiver, M., White, J. W. C., Johnsen, S. & Jouzel, J. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature* 366, 552–554 (1993).
- Guo, Z., Biscaye, P., Wei, L., Chen, X., Peng, S., Liu, T., 2000. Summer monsoon variations over the last 1.2 Ma from the weathering of loess‐soil sequences in China. *Geophys. Res. Lett.* 27, 1751-1754.
- Häkkinen, S., Rhines, P.B., Worthen, D.L., 2011. Warm and saline events embedded in the meridional circulation of the northern North Atlantic. *J. Geophys. Res. Ocean.* 116, 1–13. doi:10.1029/2010JC006275
- Häkkinen, S., Rhines, P.B., 2004. Decline of subpolar North Atlantic circulation during the 1990s. *Science* 304, 555–559. doi:10.1126/science.1094917
- Hansen, B., Østerhus, S., 2000. North Atlantic-Nordic Seas exchanges. *Progress In Oceanography* 45, 109-208.
- Hátún, H., Sandø, A.B., Drange, H., Hansen, B., Valdimarsson, H., 2005. Influence of the Atlantic subpolar gyre on the thermohaline circulation. *Science* 309, 1841–1844. doi:10.1126/science.1114777
- Haug, G.H., Sigman, D.M., Tiedemann, R., Pedersen, T.F., Sarnthein, M., 1999. Onset of permanent stratification in the subarctic Pacific Ocean. *Nature* 401, 779-782.
- Haug, G.H., Tiedemann, R., 1998. Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. *Nature* 393, 673-676.
- Hays, J.D., Imbrie, J. Shackleton, N.J. 1976. Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the Ice Ages. *Science* 194: 1121-1132.
- Hayward, B.W., Grenfell, H.R., Sabaa, A.T., Sikes, E., 2005. Deep-sea benthic foraminiferal record of the mid-Pleistocene transition in the SW Pacific. *Geological Society, London, Special Publications* 247, 85-115.
- Haywood, J. M., R. P. Allan, I. Culverwell, A. Slingo, S. Milton, J. Edwards, and N. Clerbaux (2005), Can desert dust explain the outgoing longwave radiation anomaly over the Sahara during July 2003?, *J. Geophys. Res.*, 110, D05105, doi:10.1029/2004JD005232
- Head, M.J., Pillans, B., Farquhar, S.A., 2008. The Early-Middle Pleistocene Transition: characterization and proposed guide for the defining boundary. *Episodes* 31, 255-259.
- Head, Martin J.; Gibbard, P., 2005. *Early-Middle Pleistocene Transitions*. London.
- Hearty, P.J., Kindler, P., Cheng, H., Edwards, R.L. 1999. A +20-m middle Pleistocene sea-level highstand (Bermuda and the Bahamas) due to partial collapse of Antarctic ice. *Geology* 27, 375-378.
- Helmke, J.P., Bauch, H.A. and Erlenkeuser, H., 2003. Development of glacial and interglacial conditions in the Nordic seas between 1.5 and 0.35 Ma. *Quaternary Science Reviews*, 22(15-17): 1717-1728.
- Hemming, S.R., 2004. Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Rev. Geophys.* 42, 1–43. doi:10.1029/2003RG000128.
- Henrich, R., 1998. Dynamics of Atlantic water advection to the Norwegian-Greenland Sea - A time-slice record of carbonate distribution in the last 300 ky. *Mar. Geol.* 145, 95–131. doi:10.1016/S0025-3227(97)00103-5

- Herman, G.F. and W.T. Johnson. 1978. The sensitivity of the general circulation to Arctic sea-ice boundaries: A numerical experiment. *Mon. Weather Rev.* 106: 1649-1664
- Hernández-Almeida, I., Sierro, F.J., Flores, J.A., Cacho, I., Filippelli, G.M., 2012a. Palaeoceanographic changes in the North Atlantic during the Mid-Pleistocene Transition (MIS 31-19) as inferred from planktonic foraminiferal and calcium carbonate records. *Boreas* 42, 140–159. doi:10.1111/j.1502-3885.2012.00283.x
- Hernández-Almeida, I., Sierro, F.J., Cacho, I., Flores, J.A., 2012b. Impact of suborbital climate changes in the North Atlantic on ice sheet dynamics at the Mid-Pleistocene Transition. *Paleoceanography* 27, n/a-n/a. doi:10.1029/2011PA002209
- Hernández-Almeida, I., Björklund, K.R., Sierro, F.J., Filippelli, G.M., Cacho, I., Flores, J.A., 2013. A high-resolution opal and radiolarian record from the subpolar North Atlantic during the Mid-Pleistocene Transition (1069-779ka): Palaeoceanographic implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 391, 49–70. doi:10.1016/j.palaeo.2011.05.049
- Heslop, D., et al., 2002. Timing and structure of the mid-Pleistocene transition: Records from the loess deposits of northern China, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 185, 133 –143, doi:10.1016/S0031-0182(02)00282-1.
- Hodell, D.A., Channeil, J.E.T., Curtis, J.H., Romero, O.E., Röhl, U., 2008. Onset of “Hudson Strait” Heinrich events in the eastern North Atlantic at the end of the middle Pleistocene transition (??640 ka)? *Paleoceanography* 23, 1–16. doi:10.1029/2008PA001591
- Hodell, D.A., Venz-Curtis, K.A., 2006. Late Neogene history of deepwater ventilation in the Southern Ocean. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 7, Q09001, doi:09010.01029/02005GC001211.
- Hodell, D.A., Venz, K.A., Charles, C.D., Ninnemann, U.S., 2003. Pleistocene vertical carbon isotope and carbonate gradients in the South Atlantic sector of the Southern Ocean. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 4, 1004, doi:1010.1029/2002GC000367.
- Holland, D.M., Thomas, R.H., de Young, B., Ribergaard, M.H. and Lyberth, B., 2008. Acceleration of Jakobshavn Isbrae triggered by warm subsurface ocean waters. *Nature Geosciences*, 1(10): 659-664.
- Holliday, N. P., Hughes, S. L., Bacon, S., Beszczynska-Moller, A., Hansen, B. and co-authors. 2008. Reversal of the 1960s to 1990s freshening trend in the northeast North Atlantic and Nordic Seas. *Geophys. Res. Lett.* 35, L03614, doi:10.1029/2007GL032675.
- Hopkins, M.A., Hibler, W.D., Flato, G.M., 1991. On the numerical simulation of the sea ice ridging process. *J. Geophys. Res.* 96, 4809. doi:10.1029/90JC02375
- Hurrell, J. W., Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 665–668, 1996.
- Huybers, P., 2006. Early Pleistocene Glacial Cycles and the Integrated Summer Insolation Forcing. *Science* 313, 508-511.
- Huybers, P., 2007. Glacial variability over the last two million years: an extended depth-derived age model, continuous obliquity pacing, and the Pleistocene progression. *Quaternary Science Reviews* 26, 37-55.
- Imbrie, J., Berger, A., Boyle, E.A., Clemens, S.C., Duffy, A., Howard, W.R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Molfino, B., Morley, J.J., Peterson, L.C., Pisias, N.G., Prell, W.L., Raymo, M.E., Shackleton, N.J., Toggweiler, J.R., 1993. On the structure and origin of major glaciation cycles 2. The 100,000-year cycle. *Paleoceanography* 8, 699–735. doi:10.1029/93PA02751

- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). 1996. Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories. Edited by: JT Houghton, LG Meira Filho, B Lim, K Treanton, I Mamaty, Y Bonduki, DJ Griggs and BA Callender. IPCC/OECD/IEA. UK Meteorological Office, Bracknell
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). 2001. Climate Change: The Scientific Basis. Cambridge University Press, Cambridge and New York.
- Jansen, J.H.F., Kuijpers, A., Troelstra, S.R., 1986. A mid-Brunhes climatic event: long-term changes in global atmospheric and ocean circulation. *Science* 232, 619–622.
- Jennings, A., Andrews, J., Wilson, L., 2011. Holocene environmental evolution of the SE Greenland Shelf North and South of the Denmark Strait: Irminger and East Greenland current interactions. *Quat. Sci. Rev.* 30, 980–998. doi:10.1016/j.quascirev.2011.01.016
- Jennings, A.E., Hald, M., Smith, M., Andrews, J.T., 2006. Freshwater forcing from the Greenland Ice Sheet during the Younger Dryas: Evidence from southeastern Greenland shelf cores. *Quat. Sci. Rev.* 25, 282–298. doi:10.1016/j.quascirev.2005.04.006
- Johannessen, T., Jansen, E., Flato, A., Ravelo, A.C., 1994. The relationship between surface water masses, oceanographic fronts and paleoclimatic proxies in surface sediments of the Greenland, Iceland, Norwegian seas, In: Zahn, R., Pederesen, T. F., Kaminski, M. A., Labeyrie, L (Ed.), *Carbon Cycling in the Glacial Ocean, NATO ASI Series I*. Springer Berlin. 580 pp
- Johnson, G.C., 2008. Quantifying Antarctic Bottom Water and North Atlantic Deep Water volumes. *J. Geophys. Res.* 113, C05027. doi:10.1029/2007JC004477
- Kawase, M. and Sarmiento, J.L., 1986. Circulation and nutrients in middepth Atlantic waters. *J. Geophys. Res.*, 91(C8): 9749-9770.
- Keigwin, L., 1982. Isotopic Paleooceanography of the Caribbean and East Pacific: Role of Panama Uplift in Late Neogene Time. *Science* 217, 350-353.
- Lang, C., Leuenberger, M., Schwander, J. and Johnsen, S. 1999. 16°C rapid temperature variation in Central Greenland 70,000 years ago, *Science*, 286, 934–937.
- Larrasoana, J.C., Roberts, A.P., Rohling, E.J., Winkhofer, M. and Wehausen, R., 2003. Three million years of monsoon variability over the northern Sahara. *Climate Dynamics*, 21(7): 689-698.
- Laskar, J. 1990. The chaotic motion of the Solar System: a numerical estimate of the size of the chaotic zones. *Icarus* 88: 266-291.
- Lawrence, K.T., Herbert, T.D., Brown, C.M., Raymo, M.E., Haywood, A.M., 2009. Highamplitude variations in North Atlantic sea surface temperature during the early Pliocene warm period. *Paleoceanography* 24, PA2218 doi:2210.1029/2008pa001669.
- Leuschner, D. C., Sirocko, F., 2000. The low-latitude monsoon climate during Dansgaard- Oeschger cycles and Heinrich events. *Quaternary Science Reviews* 19: 243–254.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2007. Plio-Pleistocene climate evolution: trends and transitions in glacial cycle dynamics. *Quat. Sci. Rev.* 26, 56–69. doi:10.1016/j.quascirev.2006.09.005
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography* 20, 1–17. doi:10.1029/2004PA001071
- Lohmann, K., Drange, H., Bentsen, M., 2009. A possible mechanism for the strong weakening of the North Atlantic subpolar gyre in the mid-1990s. *Geophys. Res. Lett.* 36, 2–6. doi:10.1029/2009GL039166

- Lutgens, F.K., Tarbuck, E.J. 1998. *The Atmosphere: an introduction to meteorology*. Seventh edition. Prentice Hall Inc. New Jersey, 434p.
- Luthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.-M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K., Stocker, T.F., 2008. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000-800,000 years before present. *Nature* 453, 379-382.
- Mann, M.E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R.S., Hughes, M.K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G., Ni, F., 2009. Global signatures and dynamical origins of the little ice age and medieval climate anomaly. *Science* 326: 1256-1260.
- Margari, V., Skinner, L.C., Tzedakis, P.C., Ganopolski, A., Vautravers, M., and Shackleton, N.J. 2010. The nature of millennial-scale climate variability during the past two glacial periods. *Nature Geoscience*, 3, 127 – 131.
- Marino, M., Maiorano, P., Tarantino, F., Voelker, A., Capotondi, L., Girone, A., Lirer, F., Flores, J.A., Naafs, B.D.A., 2014. Coccolithophores as proxy of seawater changes at orbital-to-millennial scale during middle Pleistocene Marine Isotope Stages 14-9 in North Atlantic core MD01-2446. *Paleoceanography* 29, 518–532. doi:10.1002/2013PA002574
- Martrat, B., Grimalt, J. O., Shackleton, N. J., de Abreu, L., Hutterli, M. A., Stocker T. F., 2007. Four Climate Cycles of Recurring Deep and Surface Water Destabilizations on the Iberian Margin, *Science*, 317(5837), 502-507.
- Martrat B., Grimalt J.O., Lopez-Martinez C., Cacho I., Sierro F.J., Flores J.A., Zahn R., Canals M., Curtis J.H., Hodell D.A., 2004. Abrupt temperature changes in the western Mediterranean during the past 250,000 years. *Science*, 306:1762-1765.
- Maslin, M.; Seidov, D.; Lowe, J. 2001. Synthesis of the nature and causes of rapid climate transitions during the Quaternary. *Geophysical Monographic Series*, American Geophysical Union, Washington D.C. 126: 9–52.
- Maslin, M.A., Li, X.S., Loutre, M.F., Berger, A., 1998. The contribution of orbital forcing to the progressive intensification of Northern Hemisphere glaciation. *Quaternary Science Reviews* 17, 411-426.
- Maslin, M.A., Ridgwell, A.J., 2005. Mid-Pleistocene revolution and the “eccentricity myth.” *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 247, 19–34. doi:10.1144/gsl.sp.2005.247.01.02
- Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Twickler, M.S., Whitlow, S., Yang, Q. Lyons, W.B., Prentice, M., 1997. Major features and forcing of high-latitude northern hemisphere atmospheric circulation using a 110,000-year-long glaciochemical series. *Journal of Geophysical Research* 102, 26,345–26,366.
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlen, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J., 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Res.* 62, 243e255.
- McAyeal, D.R. 1993. Binge-purge oscillations of the Laurentide ice sheet as a cause of the North Atlantic's Heinrich events. *Paleoceanography* 8, 775-784.
- McManus, J.F., 1999. A 0.5-Million-Year Record of Millennial-Scale Climate Variability in the North Atlantic. *Science* (80). 283, 971–975. doi:10.1126/science.283.5404.971
- McManus, J.F., Oppo, D.W., Keigwin, L.D., Cullen, J.L., Bond, G.C., 2002. Thermohaline circulation and prolonged interglacial warmth in the North Atlantic. *Quat. Res.* 58, 17–21. doi:10.1006/qres.2002.2367
- McNabb, J., 2005. Hominins and the Early-Middle Pleistocene transition: evolution, culture and climate in Africa and Europe. *Geological Society, London, Special Publications* 247, 287-304.

- Meckler, A.N., Clarkson, M.O., Cobb, K.M., Sodemann, H., Adkins, J.F., 2012. Interglacial Hydroclimate in the Tropical West Pacific Through the Late Pleistocene. *Science* 336, 1301–1304. doi:10.1126/science.1218340
- Milankovitch, M., 1941. Canon of insolation in the Ice-Age problem. (English translation by the Israel Program for scientific translation, Jerusalem, 1969). *R. Serbian Acad. Spec. Publ.* 132.
- Morley, A., Rosenthal, Y., DeMenocal, P., 2014. Ocean-atmosphere climate shift during the mid-to-late Holocene transition. *Earth Planet. Sci. Lett.* 388, 18–26. doi:10.1016/j.epsl.2013.11.039
- Mudelsee, M., Schulz, M., 1997. The Mid-Pleistocene climate transition: onset of 100 ka cycle lags ice volume build-up by 280 ka. *Earth and Planetary Science Letters* 151, 117-123.
- Mudelsee, M., Stattegger, K., 1997. Exploring the structure of the mid-Pleistocene revolution with advanced methods of time-series analysis. *Geologische Rundschau* 86, 499-511.
- Myers, P.G., Kulan, N., Ribergaard, M.H., 2007. Irminger Water variability in the West Greenland Current. *Geophys. Res. Lett.* 34, L17601. doi:10.1029/2007GL030419
- NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) Ocean Color Data; 2015 Reprocessing. NASA OB.DAAC, Greenbelt, MD, USA. doi: 10.5067/ORBVIEWS-2/SEAWIFS_OC.2015.0. Accessed on 05/01/2015
- Nye, J.A., Baker, M.R., Bell, R., Kenny, A., Kilbourne, K.H., Friedland, K.D., Martino, E., Stachura, M.M., Van Houtan, K.S., Wood, R., 2014. Ecosystem effects of the Atlantic Multidecadal Oscillation. *J. Mar. Syst.* 133, 103–116. doi:10.1016/j.jmarsys.2013.02.006
- Oppo, D.W., Keigwin, L.D., McManus, J.F. and Cullen, J.L., 2001. Persistent Suborbital Climate Variability in Marine Isotope Stage 5 and Termination II. *Paleoceanography*, 16(3): 280-292.
- Oppo, D.W., Lehman, S.J. 1993. Mid-depth circulation of the subpolar North Atlantic during the Last Glacial Maximum. *Science* 259, 1148–1152.
- Oppo, D.W., Raymo, M.E., Lohmann, G.P., Mix, A.C., Wright, J.D., Prell, W.L., 1995. A $\delta^{13}\text{C}$ Record of Upper North Atlantic Deep Water During the Past 2.6 Million Years. *Paleoceanography* 10, 373–394.
- Ortlieb, L., Guzmán, N., Marquardt, C. 2003. A longer-lasting and warmer interglacial episode during Isotopic Stage 11: Marine terrace evidence in tropical western Americas. In: Droxler, A.W., Poore, R.Z., Burckle, L.H. (Eds.), *Earth's climate and orbital eccentricity. The Marine Isotope Stage 11 question*. American Geophysical Union. Washington D.C. pp. 157-180.
- Otto-Bliesner, B. L., et al. (2006), Last Glacial Maximum and Holocene climate in CCSM3, *J. Clim.*, 19, 2567 – 2583
- Overpeck, J.T. and Cole, J.E., 2006. Abrupt change in Earth's climate system. *Annual review of environment and resources*, 31(1): 1-31.
- Paillard, D., L. Labeyrie, and P. Yiou (1996), Macintosh Program performs time-series analysis, *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, 77(39), 379, doi:10.1029/96EO00259.
- Paillard, D.L. 2001. Glacial cycles: towards a new paradigm. *Reviews of Geophysics*, 39: 325-346.
- Palombo, M.R., Valli, A.M.F., 2005. Highlighting the Early-Middle Pleistocene transition in Italian and French large-mammal faunas: similarities and faunal renewals. *Geological Society, London, Special Publications* 247, 263-276.

- Palumbo, E., Flores, J.A., Perugia, C., Petrillo, Z., Voelker, A.H.L., Amore, F.O., 2013. Millennial scale coccolithophore paleoproductivity and surface water changes between 445 and 360ka (Marine Isotope Stages 12/11) in the Northeast Atlantic. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 383–384, 27–41. doi:10.1016/j.palaeo.2013.04.024
- Park, J.; Maasch, K.A. 1993. Plio-Pleistocene time evolution of the 100-kyr cycle in marine paleoclimate records. *J. Geophys. Res.* 98, 447–461.
- Pelegri, J.L., Csanady, G.T., 1991. Nutrient Transport and Mixing in the Gulf Stream. *J. Geophys. Res.* 96, 2577–2583.
- Pelegri, J.L., Csanady, G.T., Martins, A., 1996. The North Atlantic nutrient stream. *J. Oceanogr.* 52, 275–299. doi:10.1007/BF02235924
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pepin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature* 399: 429–436.
- Petraglia, M.D., 2005. Hominin responses to Pleistocene environmental change in Arabia and South Asia. Geological Society, London, Special Publications 247, 305-319.
- Philander, S.G., Fedorov, A.V., 2003. Role of tropics in changing the response to Milankovich forcing some three million years ago. *Paleoceanography* 18, 1045, doi:10.1029/2002PA000837.
- Pisias, N.G., Moore Jr, T.C., 1981. The evolution of Pleistocene climate: A time series approach. *Earth Planet. Sci. Lett.* 52, 450–458. doi:10.1016/0012-821X(81)90197-7
- Prell, W.L., 1982. Oxygen and carbon isotope stratigraphy for the Quaternary of Hole 502B: evidence for two modes of isotopic variability. In: W.L. Prell and J.L. Gardner (Editors), Initial Reports. Deep Sea Drilling Project, pp. 455–464.
- Raffi, I., 2002. Revision of the early-middle pleistocene calcareous nannofossil biochronology (1.75-0.85 Ma). *Mar. Micropaleontol.* 45, 25–55. doi:10.1016/S0377-8398(01)00044-5
- Rahmstorf, S. 2002. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature* 419, 207-214
- Rahmstorf, S. 2003. Timing of abrupt climate change: A precise clock, *Geophysical Research Letters*, 30 (10), 1510, doi:10.1029/2003GL017115
- Railsback, L.B., Gibbard, P.L., Head, M.J., Voarintsoa, N.R.G., Toucanne, S., 2015. An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quat. Sci. Rev.* 111, 94–106. doi:10.1016/j.quascirev.2015.01.012
- Rasmussen, T.L., Thomsen, E., 2004. The role of the North Atlantic Drift in the millennial timescale glacial climate fluctuations. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 210, 101–116. doi:10.1016/j.palaeo.2004.04.005
- Raymo, M.E., 1997. The Timing of Major Climate Terminations. *Paleoceanography* 12, 577- 585.
- Raymo, M.E., 1994. The Initiation of Northern Hemisphere Glaciation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 22, 353.
- Raymo, M.E., Lisiecki, L.E., Nisancioglu, K.H., 2006. Plio-Pleistocene Ice Volume, Antarctic Climate, and the Global $\delta^{18}O$ Record. *Science* 313, 492-495.
- Raymo, M.E., Oppo, D.W., Flower, B.P., Hodell, D.A., McManus, J.F., Venz, K.A., Kleiven, H.F., McIntyre, K., 2004. Stability of North Atlantic water masses in face of pronounced climate variability during the Pleistocene. *Paleoceanography* 19, 10.1029/2003PA000921.

- Raymo, M.E., Ruddiman, W.F., 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature* 359, 117- 122.
- Raymo, M.E., Ruddiman, W.F., Rind, D. 1990. Climatic effects of reduced Arctic sea ice limits in the GISS-II GCM. *Paleoceanography* 5, 367–382.
- Reale, V., Monechi, S., 2005. Distribution of the calcareous nannofossil *Reticulofenestra asanoi* within the Early-Middle Pleistocene transition in the Mediterranean Sea and Atlantic Ocean: correlation with magneto- and oxygen isotope stratigraphy. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 247, 117–130. doi:10.1144/GSL.SP.2005.247.01.06
- Relvas, P., Barton, E.D., Dubert, J., Oliveira, P.B., Peliz, A., da Silva, J.C.B., Santos, A.M.P., 2007. Physical oceanography of the western Iberia ecosystem: latest views and challenges. *Progress in Oceanography*. 74, 149–173.
- Reynaud, S et al. (2003): Interacting effects of CO₂ partial pressure and temperature on photosynthesis and calcification in a scleractinian coral. *Global Change Biology*, 9(11), 1660-1668, doi:10.1046/j.1365-2486.2003.00678.x
- Ribergaard, M.H., Olsen, S.M., and Mortensen, J., 2008. Oceanographic Investigations off West Greenland 2007. NAFO Scientific Council Documents 07/003.
- Robinson, M.M., Valdes, P.J., Haywood, A.M., Dowsett, H.J., Hill, D.J., Jones, S.M., 2011. Bathymetric controls on Pliocene North Atlantic and Arctic sea surface temperature and deepwater production. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 309, 92–97. doi:10.1016/j.palaeo.2011.01.004
- Rousseau, D.D., Kukla, G., and McManus, J. 2006. What is what in the ice and the ocean? *Quaternary Science Reviews*, 25 (17–18), 2025–2030.
- Royer, J.F., Planton, S., Déqué, M., 1990. A sensitivity experiment for the removal of Arctic sea ice with the French spectral general circulation model. *Clim. Dyn.* 5, 1–17. doi:10.1007/BF00195850
- Ruddiman, W-F., Guo, Z; Zhou, X.,; Wu, H., Yu, Y. 2008. Early rice farming and anomalous methane trends. *Quaternary Science Review*, 27. 1291-1295
- Ruddiman, W.F., 2006. Orbital changes and climate. *Quaternary Science Reviews* 25, 3092- 3112.
- Ruddiman, W.F., 2001. *Earth's climate; past and future*. W. H. Freeman, New York 465 pp.
- Ruddiman, W.F., Raymo, M.E., Martinson, D.G., Clement, B.M. and Backman, J., 1989. Pleistocene evolution: Northern hemisphere ice sheets and North Atlantic Ocean. *Paleoceanography*, 4(4): 353-412.
- Rutherford, S., D'Hondt, S. and Prell, W., 1999. Environmental controls on the geographic distribution of zooplankton diversity. *Nature*, 400(6746): 749-753.
- Sarafanov, A., 2009. On the effect of the north Atlantic oscillation on temperature and salinity of the subpolar north Atlantic intermediate and deep waters. *ICES J. Mar. Sci.* 66, 1448–1454. doi:10.1093/icesjms/fsp094
- Sarafanov, A., Mercier, H., Falina, A., Sokov, A., Lherminier, P., 2010. Cessation and partial reversal of deep water freshening in the northern North Atlantic: Observation-based estimates and attribution. *Tellus, Ser. A Dyn. Meteorol. Oceanogr.* 62, 80–90. doi:10.1111/j.1600-0870.2009.00418.x
- Sarnthein, M., 1995. Variations in Atlantic surface ocean paleoceanography, 50°- 80°N: a time-slice record of the last 30 000 years. *Paleoceanography* 10, 1063–1094. doi:10.1029/95PA01453

- Schiller, R. V., V. H. Kourafalou, P. Hogan and Walker, N. D. 2011. The dynamics of the Mississippi River plume: Impact of topography, wind and offshore forcing on the fate of plume waters. *J. Geophys. Res. Oceans* 116: C06029, doi:10.1029/2010JC006883
- Schmidt, G.A., C.M. Bitz, U. Mikolajewicz, and L.-B. Tremblay, 2004: Ice-ocean boundary conditions for coupled models. *Ocean Model.*, 7, 59-74, doi:10.1016/S1463-5003(03)00030-1.
- Schmieder, F., Dobeneck, T. von, Bleil, U. 2000. The Mid-Pleistocene climate transition as documented in the deep South Atlantic Ocean: initiation, interim state and terminal event. *Earth and Planetary Science Letters* 179, 539–549.
- Schmittner, A., Chiang, J.C.H., and Hemming, S.R. 2007. *Ocean Circulation: Mechanisms and Impacts—Past and Future Changes of Meridional Overturning*, AGU Monograph, Vol. 173, American Geophysical Union, Washington DC, 392 pp.
- Schulz, H., von Rad, U. and Erlenkeuser, H., 1998. Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillations of the past 110,000 years. *Nature*, 393(6680): 54-57.
- Schulz, M., Mudelsee, M., 2002. REDFIT: Estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Comput. Geosci.* 28, 421–426. doi:10.1016/S0098-3004(01)00044-9
- Sévellec, F., Fedorov, A. V., 2015. Optimal excitation of AMOC decadal variability: Links to the subpolar ocean. *Prog. Oceanogr.* 132, 287–304. doi:10.1016/j.pocan.2014.02.006
- Severinghaus, J.P. 2009. Southern see-saw seen. *Nature*, 457, 1093-1094 (26 February 2009) | doi:10.1038/4571093a
- Sgubin, G., Swingedouw, D., Drijfhout, S., Mary, Y., Bennabi, A., 2017. Abrupt cooling over the North Atlantic in modern climate models. *Nat. Commun.* 8, 1–12. doi:10.1038/ncomms14375
- Shackleton, N.J., Crowhurst, S.J., Weedon, G.P., Laskar, J., 1999. Astronomical calibration of Oligocene-Miocene time. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 357, 1907-1929.
- Shackleton, N.J., Imbrie, J. and Hall, M.A., 1983. Oxygen and carbon isotope record of East Pacific core V19-30: implications for the formation of deep water in the late Pleistocene North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 65(2): 233-244.
- Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmelzer, I., Smeed, D.A., 2003. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature* 423, 853–858.
- Siegenthaler, U., Stocker, T.F., Monnin, E., Luthi, D., Schwander, J., Stauffer, B., Raynaud, D., Barnola, J.-M., Fischer, H., Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., 2005. Stable Carbon Cycle-Climate Relationship During the Late Pleistocene. *Science* 310, 1313-1317.
- Sigman, D.M., Hain, M.P., Haug, G.H., 2010. The polar ocean and glacial cycles in atmospheric CO₂ concentration. *Nature* 466, 47-55.
- Solignac, S., Giraudeau, J., de Vernal, A., 2006. Holocene sea surface conditions in the western North Atlantic: Spatial and temporal heterogeneities. *Paleoceanography* 21, 1–16. doi:10.1029/2005PA001175
- Staines-Urías, F., Kuijpers, A., Korte, C., 2013. Evolution of subpolar North Atlantic surface circulation since the early Holocene inferred from planktic foraminifera faunal and stable isotope records. *Quat. Sci. Rev.* 76, 66–81. doi:10.1016/j.quascirev.2013.06.016
- Stefánsson, U. 1968. Dissolved nutrients, oxygen and water masses in the northern Irminger Sea. *Deep-Sea Research.* 15. 541-575.
- Stein, R., Hefter, J., Grützner, J., Voelker, A., Naafs, B.D.A., 2009. Variability of surface water characteristics and Heinrich-like events in the Pleistocene midlatitude North Atlantic Ocean: Biomarker and XRD records from IODP Site U1313 (MIS 16-9). *Paleoceanography* 24, n/a-n/a. doi:10.1029/2008PA001639

- Stenni, B., Buiron, D., Frezzotti, M., Albani, S., Barbante, C., Bard, E., Barnola, J.M., Baroni, M., Baumgartner, M., Bonazza, M., Capron, E., Castellano, E., Chappellaz, J., Delmonte, B., Falourd, S., Genoni, L., Iacumin, P., Jouzel, J., Kipfstuhl, S., Landais, A., Lemieux-Dudon, B., Maggi, V., Masson-Delmotte, V., Mazzola, C., Minster, B., Montagnat, M., Mulvaney, R., Narcisi, B., Oerter, H., Parrenin, F., Petit, J.R., Ritz, C., Scarchilli, C., Schilt, A., Schüpbach, S., Schwander, J., Selmo, E., Severi, M., Stocker T.F., and Udisti, R. 2010. Expression of the bipolar see-saw in Antarctic climate records during the last deglaciation: *Nature Geoscience*, 4 (1), 46–49. doi:10.1038/ngeo382
- Stolz, K., Baumann, K.H., 2010. Changes in palaeoceanography and palaeoecology during Marine Isotope Stage (MIS) 5 in the eastern North Atlantic (ODP Site 980) deduced from calcareous nannoplankton observations. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 292, 295–305. doi:10.1016/j.palaeo.2010.04.002
- Suganuma, Y., Yamazaki, T., Kanamatsu, T., 2009. South Asian monsoon variability during the past 800 kyr revealed by rock magnetic proxies. *Quaternary Science Reviews* 28, 926–938.
- Swift, J., 1986. The Arctic Waters, In: Hurdle, B.G. (Ed.), *The Nordic Seas*. Springer, New York, pp. 129–151.
- Swift, J.H. and Aagaard, K., 1981. Seasonal transitions and water mass formation in the Iceland and Greenland seas. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 28(10): 1107–1129.
- Thornalley, D.J.R., McCave, I.N., Elderfield, H., 2010. Freshwater input and abrupt deglacial climate change in the North Atlantic. *Paleoceanography* 25, 1–16. doi:10.1029/2009PA001772
- Tilstone, G.H., Miller, P.I., Brewin, R.J.W., Priede, I.G., 2013. Enhancement of primary production in the North Atlantic outside of the spring bloom, identified by remote sensing of ocean colour and temperature. *Remote Sens. Environ.* 146, 77–86. doi:10.1016/j.rse.2013.04.021
- Tjallingii, R., Claussen, M., Stuut, J.-B., Fohlmeister, J., Jahn, A., Bickert, T., Lamy, F., and Rohl, U. 2008. Coherent high and low-latitude control of the northwest African hydrological balance. *Nature Geoscience*, 1, 670–675.
- Toggweiler, J., 1999. Variation of Atmospheric CO₂ by Ventilation of the Ocean's Deepest Water. *Paleoceanography* 14, 571–588.
- Tomczak, M., and J. S. Godfrey (1994), *Regional Oceanography: An Introduction*, 422 pp., Elsevier, New York.
- Tomczak, M., Godfrey, J.S., 1994. *Regional Oceanography: an introduction*. Pergamon, London.
- Tzedakis, P.C., Hooghiemstra, H., Pälike, H., 2006. The last 1.35 million years at Tenaghi Philippon: revised chronostratigraphy and long-term vegetation trends. *Quat. Sci. Rev.* 25, 3416–3430. doi:10.1016/j.quascirev.2006.09.002
- Våge, K., Pickart, R.S., Thierry, V., Reverdin, G., Lee, C.M., Petrie, B., Agnew, T. a., Wong, A., Ribergaard, M.H., 2009. Surprising return of deep convection to the subpolar North Atlantic Ocean in winter 2007–2008. *Nat. Geosci.* 2, 67–72. doi:10.1038/ngeo382
- van Loon, H., and Rogers, J.C., 1978. The Seesaw in Winter Temperatures Between Greenland and Northern Europe. Part I: General Description. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 296–310.
- Venz, K.A., Hodell, D.A., 2002. New evidence for changes in Plio-Pleistocene deep water circulation from Southern Ocean ODP Leg 177 Site 1090. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 182, 197–220.
- Venz, K.A., Hodell, D.A., Stanton, C., Warnke, D.A., 1999. A 1.0 Myr record of Glacial North Atlantic Intermediate Water variability from ODP site 982 in the northeast Atlantic. *Paleoceanography* 14, 42–52.

- Visbeck, M., Hurrell, J., Polvani, L., Cullen, H., 2001. The North Atlantic Oscillation, Present, Past and Future. *PNAS*, 98: 12876-12877.
- Voelker, A. H. L., Rodrigues, T., Billups, K., Oppo, D., McManus, J. K., Stein, R., Hefter, J., Grimalt, J. O., 2010. Variations in mid-latitude North Atlantic surface water properties during the mid-Brunhes (MIS 9–14) and their implications for the thermohaline circulation *Clim. Past*, 6, 531–552.
- Voelker, A.H.L. 2002. Global distribution of centennial-scale records for Marine Isotope Stage (MIS) 3: a database. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1185–212.
- Wanner, H., Brönnimann, S., Casty, C., Gyalistras, D., Luterbacher, J., Schmutz, C., Stephenson, D.B., Xoplaki, E., 2001. North Atlantic oscillation-concepts and studies. *Surveys in Geophysics* 22, 321-382.
- Wright, A.K., Flower, B.P., 2002. Surface and deep ocean circulation in the subpolar North Atlantic during the mid-Pleistocene revolution. *Paleoceanography* 17, 1068.
- Yashayaev, I., 2007. Changing freshwater content: Insights from the subpolar North Atlantic and new oceanographic challenges. *Prog. Oceanogr.* 73, 203–209. doi:10.1016/j.pocean.2007.04.014
- Yashayaev, I., 2007. Hydrographic changes in the Labrador Sea, 1960-2005. *Prog. Oceanogr.* 73, 242–276. doi:10.1016/j.pocean.2007.04.015
- Yin, Q.Z., Berger, A., 2010. Insolation and CO₂ contribution to the interglacial climate before and after the Mid-Brunhes Event. *Nat. Geosci* 3, 243–246.
- Young, J.R., Ziveri, P., 2000. Calculation of coccolith volume and its use in calibration of carbonate flux estimates. *Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 47, 1679–1700. doi:10.1016/S0967-0645(00)00003-5

RECURSOS ELECTRÓNICOS

Consultados el 4 de junio de 2017

<http://www.who.edu/page.do?pid=12455&tid=441&cid=33957&ct=61&article=17906>

http://www.noc.soton.ac.uk/rapid/images/thc_nadw.jpg

<http://wikipedia.es/>

Cocolitofóridos



- 2.1. Introducción
 - 2.2. Reseña histórica
 - 2.3. Biología y bioquímica de los cocolitofóridos
 - 2.4. Producción y tipos de cocolitofóridos
 - 2.5. Ciclo de vida de los cocolitofóridos
 - 2.6. Biogeografía y paleoceanografía
 - 2.7. Función de los cocolitos
 - 2.8. Transporte, sedimentación y preservación de los cocolitofóridos
 - 2.9. Importancia ambiental de los cocolitofóridos: la sedimentación del carbonato biogénico y la producción de CO₂
 - 2.10. Los cocolitofóridos como indicadores paleoceanográficos y paleoambientales.
 - 2.10.1. Blooms de cocolitofóridos.
 - 2.10.1.1. Bloom de *Gephyrocapsa caribbeanica*
 - 2.11. Características y preferencias ecológicas de los diferentes taxones estudiados
 - 2.12. Sistemática de los taxones que aparecen en el estudio
- Referencias

2.1.- Introducción

Los cocolitóforos son uno de los componentes principales del fitoplancton marino. Son algas unicelulares, marinas, autótrofas, de tamaño generalmente inferior a 30 μm y que se reproducen por división binaria o mitosis. Se clasifican dentro de la división *Haptophyta*, en la clase *Prymnesiophyceae* (Jordan & Green, 1994; Billard & Inouye, 2004). Incluyen todas las algas haptophytas que en algún momento de su ciclo de vida producen placas calcificadas con las que cubren su célula, llamadas cocolitos. Por su capacidad de producir una envuelta calcárea, son susceptibles de fosilizar y preservarse en el sedimento de los fondos oceánicos, llegando a ser parte del archivo sedimentario y convirtiéndose en indicadores estratigráficos clave (Lloyd et al., 2011), ya que almacenan información valiosa para la reconstrucción paleoceanográfica del ambiente en el cuál vivieron.

Están presentes en el registro sedimentario desde el Triásico superior (Bown et al., 2004; Edvardsen & Medlin, 2011), y habitan en la parte superior de la columna de agua. A pesar de tener un tamaño inferior a las 30 μm , llegan a alcanzar en la actualidad el 10 % de su biomasa total (Tyrrell et al., 2009).

El interés de estos organismos radica en el papel fundamental que desempeñan en los ciclos biogeoquímicos, como es el caso del ciclo del CO_2 en el cual transportan carbono orgánico y carbonato hacia el sedimento (Winter, 1996; Baumann, 2005). De esta manera influyen en el sistema climático terrestre a través de la retirada de CO_2 atmosférico y posterior enterramiento del mismo. También son importantes para el ciclo del azufre ya que son emisores de sulfuro de dimetilo (DMS) hacia la atmósfera, un componente esencial en la formación de nubes (Malin & Kirst, 1997; Burkill et al., 2002). También son productores de diversos compuestos orgánicos como las alquenonas, moléculas de carbono de cadena larga cuyas relaciones aritméticas (ratios) nos permiten calcular la temperatura superficial marina (Muller et al., 1998).

Debido a que los cocolitofóridos tienen ciclos de reproducción relativamente cortos, estos organismos tienen una respuesta rápida a los cambios ambientales, los cuales pueden ser observados a través de su alternancia en el registro fósil. Como hemos dicho antes, la investigación de cocolitofóridos puede ser realizada de formas muy diversas: ya sea el estudio de la asociación, el estudio de la parte orgánica (alquenonas) o de los componentes

inorgánicos (carbonato cálcico) de los cocolitofóridos (Stoll & Ziveri, 2004). La tabla que se muestra a continuación [Tabla 2.1] muestra proxies derivados del estudio de cocolitofóridos.

Componente asociada a los cocolitos	Proxy derivado	Información derivada del proxy	Ejemplo de aplicación
Asociación de cocolitos	Composición de la asociación	*Componente ecológica distintivo *Productividad primaria de cocolitos y temperatura superficial del agua *Estratigrafía	* Bown (1998) * Rogers (1994) * Wagreich et al. (2008)
Especie de cocolitos	Morfología y morfometría	*Preferencias ecológicas distintivas *Temperatura superficial del agua	* Bollmann et al. (2002) * Mattioli et al. (2004) * Hagino et al. (2005)
Carbonato de los cocolitos	ratio Mg/Ca	*Temperatura superficial del agua	* Stoll et al. (2000)
	ratio Sr/Ca	*Tasa de crecimiento de cocolitofóridos y productividad	* Stoll & Schag (2000) * Stoll & Bains (2003) * Langer et al. (2006)
	$\delta^{18}O$, ratio de isótopos estables de oxígeno	* $\delta^{18}O$ del agua superficial e indirectamente de la cobertura de hielo y temperatura superficial del agua *Correlación estratigráfica	* Dudley & Nelson (1989) * Beltran et al. (2007)
	$\delta^{13}C$, ratio de isótopos estables de carbono	*Productividad	* Rickaby et al. (2007)
Biomarcadores de cocolitofóridos (alquenonas)	U37k, ratio de saturación de las alquenonas	*Temperatura superficial del agua	* Steinke et al. (2001) * Huguet et al. (2006)
	$\delta^{13}C$, isótopos de carbono de las alquenonas	* pCO_2	* Benthien et al. (2005)

Tabla 2.1. Resumen de proxies basados en cocolitofóridos y su aplicación en estudios (paleo-) ambientales.

Los términos generales comúnmente utilizados para describir las algas haptofitas fueron revisados en la guía de la terminología de los nanofósiles calcáreos de Young et al., (1997) de la cuál extraemos los siguientes términos:

- **Nanoplancton:** hace referencia al plancton de talla entre 2 y 63 μm de diámetro, dentro del cual se incluye informalmente a los cocolitofóridos, dinoflagelados y crisofitas, pero se excluye el picoplancton bacterial.
- **Nanoplancton calcáreo:** nanoplancton que produce placas calcáreas
- **Nanofósil:** hace referencia a los fósiles de diámetro menor a 63 μm , excluyendo los fragmentos y los estadios juveniles de los fósiles de mayor talla.
- **Nanofósil calcáreo:** resto fósil del nanoplancton calcáreo.

- **Cocolitóforo:** sustantivo que hace referencia al organismo del nanoplancton calcáreo cuya talla está comprendida entre los 3µm y los 40µm (Brand, 1994), que pertenece a la división *Haptophyta* y que poseen placas calcificadas llamadas cocolitos en algún estadio del ciclo vital. Por ejemplo: *Umbilicosphaera sibogae*
- **Cocolitofórido:** adjetivo referido a algo perteneciente a los cocolitóforos. Por ejemplo: la pigmentación cocolitofórica.
- **Cocolito:** término establecido por Huxley en 1857 tras su observación al microscopio óptico y que literalmente significa “*piedra esférica*”. Cocolito es un término colectivo que incluye todas las placas calcíticas biomineralizadas producidas por las haptophytas actuales y extintas (de Vargas et al., 2007). Los cocolitos son morfológicamente muy diferentes, su rango de tallas comprende desde 2 µm hasta 25 µm, y su composición calcítica es generalmente homogénea.

El término “*especímenes retrabajados*” o “*retrabajados*” (*reworked specimens*) se empleará para designar individuos pertenecientes a niveles estratigráficos más antiguos que los estudiados. La presencia de estos organismos se debe a que han sido removilizados y posteriormente transportados por diferentes mecanismos desde su lugar de sedimentación original hasta el área que se está estudiando, donde sedimentaron de nuevo.

2.2.- Reseña histórica

En 1836, Christian Gottfried Ehrenberg fue el primero en observar los cocolitos fósiles en la isla de Rügen en el Mar Báltico (Ehrenberg, 1836). Él describió los cocolitos y los cocolitofóridos como “*curiosos cuerpos redondeados*”, encontrados en los lodos marinos del Atlántico Norte datan de la segunda mitad del siglo XIX y se realizaron por Thomas Henry Huxley (Huxley, 1868). Hoy en día sabemos que estos microfósiles tan peculiares son la cubierta calcárea de los cocolitofóridos.

En 1860, George Charles Wallich identificó agregados de cocolitos que formaban diminutas esferas, a las que denominó cocosferas. En el mismo año, Henry Clifton Sorby notó que los cocolitos eran cóncavos por un lado y convexos por el otro, por lo que planteó el posible origen inorgánico de estas formas. En el siglo XIX, Georges Murray y

colaboradores, determinaron su naturaleza algar, demostrando que las cocosferas eran esqueletos de minúsculas algas calcáreas.

En el siglo XX, Lohmann (1902) clasificó las cocosferas como algas Chysomonadales y acuña además el término de nanoplancton calcáreo, y es a partir de entonces cuando autores como el propio Lohmann, u Ostefeld, Arkhangelsky, Shiller entre otros, describen la gran mayoría del nanoplancton calcáreo, tanto vivo como fósil. En los años 50 y 60, con la mejora de las técnicas microscópicas, se contribuyó en gran medida al desarrollo de las investigaciones en nanoplancton.

Durante los años 70 y 80, las investigaciones en torno al nanoplancton calcáreo comenzaron a alcanzar un importante estado de madurez y actualmente tienen múltiples aplicaciones, entre las que destacan las reconstrucciones paleoclimáticas y paleoceanográficas, biocronología o isótopos estables entre otros [Tabla 2.1]

2.3.- Biología y bioquímica de los cocolitofóridos

La mayoría de los cocolitóforos son organismos unicelulares de forma cocoide, ya sean móviles o estáticos. Los cocolitofóridos están formados por el protoplasma y por una cubierta celular o periplasto, que generalmente está formada por una o varias capas de placas orgánicas. El periplasto, además de por placas orgánicas, está formado también por placas inorgánicas calcáreas, que reciben el nombre de cocolitos (Young, 1994) y de cuya síntesis se encarga el aparato de Golgi (Kiermayer & Romanovicz, 1981; Billard & Inouye, 2004). La esfera resultante que cubre la célula, formada por cocolitos, recibe el nombre de cocosferas y son visibles al microscopio óptico. En el protoplasto se encuentran las estructuras internas celulares más importantes como son: el núcleo, los cloroplastos, las mitocondrias y el aparato de Golgi [Figura 2.1].

Los cloroplastos, que pueden ser uno o dos, contienen clorofilas a, c1 y c2 entre los pigmentos fotosintéticos y carotenoides como la diadinoxantina o la fucoxantina, formando parte de los accesorios que le dan el color amarillo-pardo característico (Brand, 1994; Pienaar, 1994).

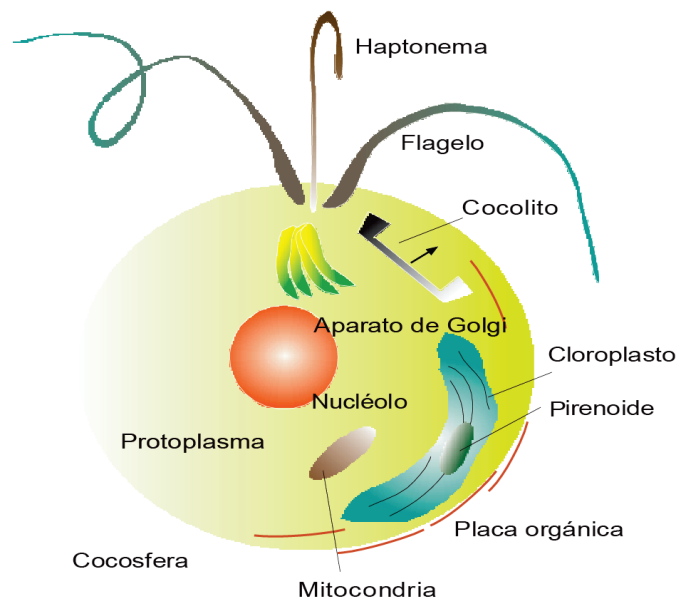


Figura 2.1. Representación esquemática de una célula genérica de cocolitóforos. Modificado de Flores & Sierro, (2007)

Un hecho que distingue a las algas haptofitas de otros grupos de fitoplancton es la presencia del haptonema en aquellas células con un estadio móvil. Los primeros estudios se refieren a él como un tercer flagelo central, hasta que Manton (1969) la reconoció como otra estructura. Se trata de un órgano multifuncional, de tamaño variable en función de la especie y capaz de doblarse, rotar o enrollarse. Está compuesto por un número variable de microtubos que aumenta hacia la base y está rodeado parcial o completamente por retículo endoplasmático (Billard & Inouye, 2004). Junto a los flagelos forma el aparato flagelar, si bien es cierto que algunos cocolitóforos presentan un haptonema muy reducido o incluso desaparece, en lo que se conoce como haptonema vestigial. La función del haptonema es poco conocida, pero puede ser responsable de la fijación al sustrato, podría ser un orgánulo táctil y sensorial, o posiblemente pueda servir para la captura de materia particulada en algunas *Prymnesiophyceae* (Pienaar, 1994). El aparato flagelar, lejos de ser una estructura simple, es considerado como una característica evolutiva y por tanto de importancia filogenética (Pienaar, 1994).

2.4.- Producción y tipos de cocolitofóridos

Como ya se ha comentado, un rasgo distintivo de los cocolitóforos es la presencia de una cubierta externa de cocolitos o cocosfera que rodea la célula. La producción de cocolitos es una característica bioquímica de los cocolitóforos y posiblemente este proceso pueda influir en la fotosíntesis (Young, 1994) o incluso en su ciclo biológico.

La morfología, estructura y ordenación de los cocolitos son exclusivas de cada especie por lo que dichas características se utilizan como principal criterio de clasificación. La orientación de las unidades cristalinas de cada cocolito, bajo la luz polarizada del microscopio óptico, produce una figura de interferencia que permite diferenciar los cocolitos a nivel de especie (Winter & Siesser, 1994; Thierstein et al., 2004). Los tipos morfológicos de cocolitos que se diferencian son: holococolitos, heterococolitos y nanolitos [Fig. 2.2]. Estos tipos no solo se diferencian por su forma, sino también por su modo de formación y por los estadios de los ciclos de vida durante los cuales se producen (Young & Bown, 1997; Cros & Fortuño, 2002; Young et al., 2003a; Flores & Sierro, 2007).

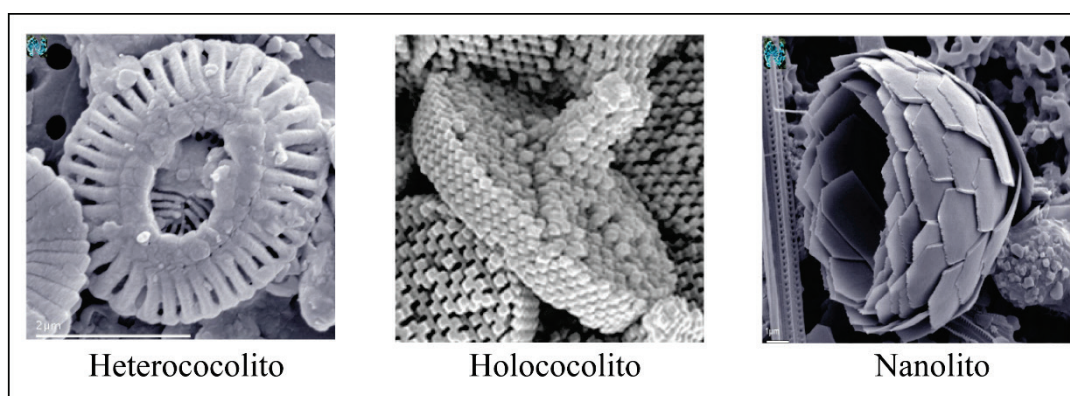
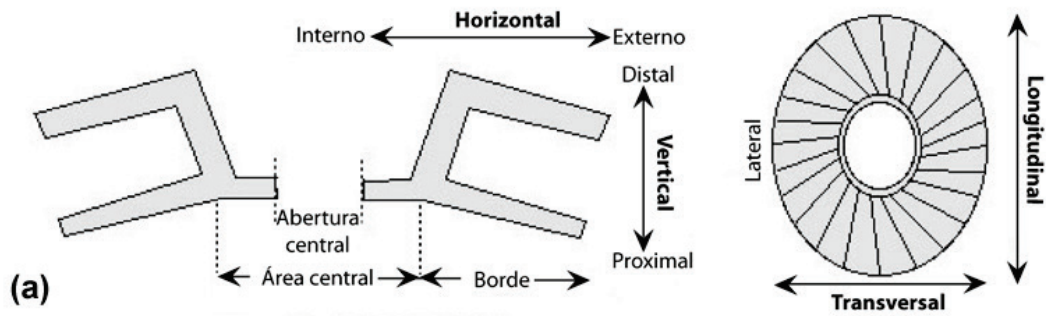


Figura 2.2. Tipos de cocolitos. La imagen de la izquierda (Heterococolito) corresponde a un cocolito de *Emiliania huxleyi*. La fotografía central (Holococolito) corresponde a una cocosfera de *Helicosphaera carteri*. Por último, la imagen de la derecha (Nanolito) pertenece a una cocosfera de *Florisphaera profunda*. Imágenes han sido extraídas de <http://nannotax.org>.

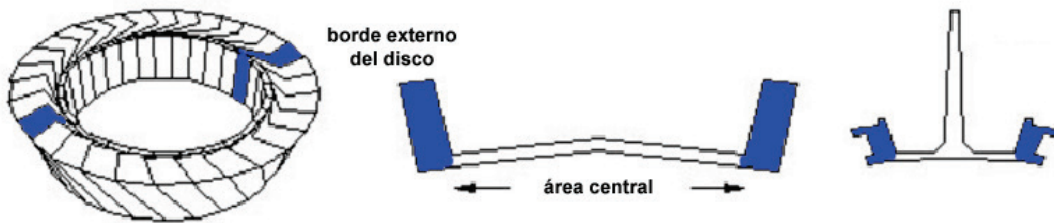
Los holococolitos están compuestos por un gran número de microcristales de igual forma y tamaño (Young, 1997b). Presentan una gran diversidad morfológica y su formación, aunque pueda iniciarse intracelularmente en el aparato de Golgi, parece que la calcificación se completa extracelularmente, durante la fase haploide (Rowson et al., 1986). No es común encontrarlos en el registro fósil, pues son muy susceptibles a la disolución (Siesser, 1994).

Los heterococolitos están formados por microcristales de diferente forma y tamaño que se unen y se ordenan radial y verticalmente, dando como resultado una placa ovalada. Son las formas más comunes en el registro fósil. La diferencia con los holococolitos es que su formación es intracelular durante la fase diploide (Pienaar, 1994; Westbroek et al., 1989), y son expulsados al exterior de la célula cuando están completamente calcificados. Morfológicamente constan de un borde y de un área central, que puede estar vacía o poseer elementos e incluso presentar estructuras complejas o espinas. Se pueden diferenciar tres grupos de heterococolitos [Fig. 2.3b] así como los términos empleados para describir los tres tipos de heterococolitos [Fig. 2.3a]:

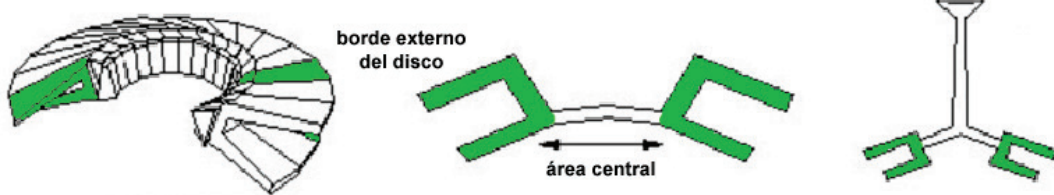
- *Murolitos*: se caracterizan por la presencia de un área central dilatada rodeada por una pared perpendicular de altura variable, que confiere al cocolito un aspecto de tazón.
- *Placolitos*: su borde está compuesto por dos escudos separados por un tubo, lo cual le confiere al cocolito forma de disco.
- *Planolito*: su borde y área central están en el mismo plano, por lo que el cocolito presenta forma de disco con un único escudo.



Murolito



Placolito



Planolito

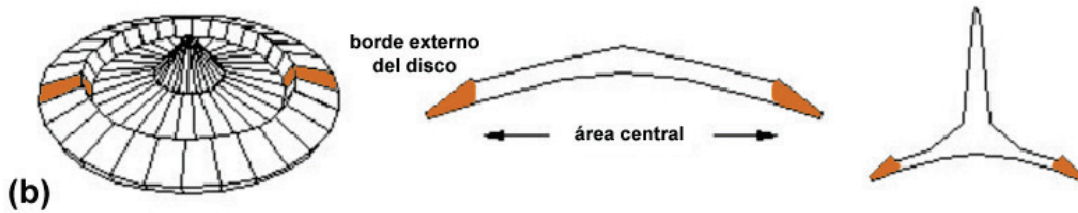


Figura 2.3. (a) Términos empleados para describir los tres tipos de heterococolitos: murolitos, placolitos y planolitos. Modificado de Young et al., (2003a). (b) Morfología y orientación de un heterococolito, en sección y en vista distal.

Modificado de: http://www.nhm.ac.uk/hosted_sites/ina/terminology/4ultrastructure.

Los nanolitos están constituidos por cristales simples, diferentes a los de los tipos anteriores, que se han formado por distintos procesos de biomineralización y que carecen de estructuras típicas de dinoflagelados, heterococolitos u holococolitos y que, por lo tanto, son de afinidad incierta (Cros & Fortuño, 2002; Young & Henriksen, 2003; Flores

& Sierro, 2007). El nombre de nanolito se aplica actualmente a una serie de taxones vivos cuyas estructuras calcáreas no son definitivamente homólogas a los heterococolitos u holococolitos, tales como los géneros *Florisphaera* (placas), *Ceratolithus* (ceratolitos) o *Braarudosphaera* (pentalitos) (Bown, 1998; Young, 1997a). No obstante, este mismo término rige para formas fósiles sin afinidad clara con los cocolitóforos.

2.5.- Ciclo de vida de los cocolitofóridos

Como es característico en la mayoría de las células eucariotas, las células de los cocolitóforos presentan una alternancia de fase haploide y diploide en su ciclo de vida. Las células diploides tienen dos copias de cada cromosoma ($2n$), mientras que las células haploides tienen solo una copia de cada cromosoma (n). A través de la meiosis, es decir, a través de la división de la célula, se pasa de una fase diploide a una fase haploide, mientras que el paso a una diploide se establece a través de la fusión binaria de dos células haploides [Fig. 2.4] (Young & Henriksen, 2003b).

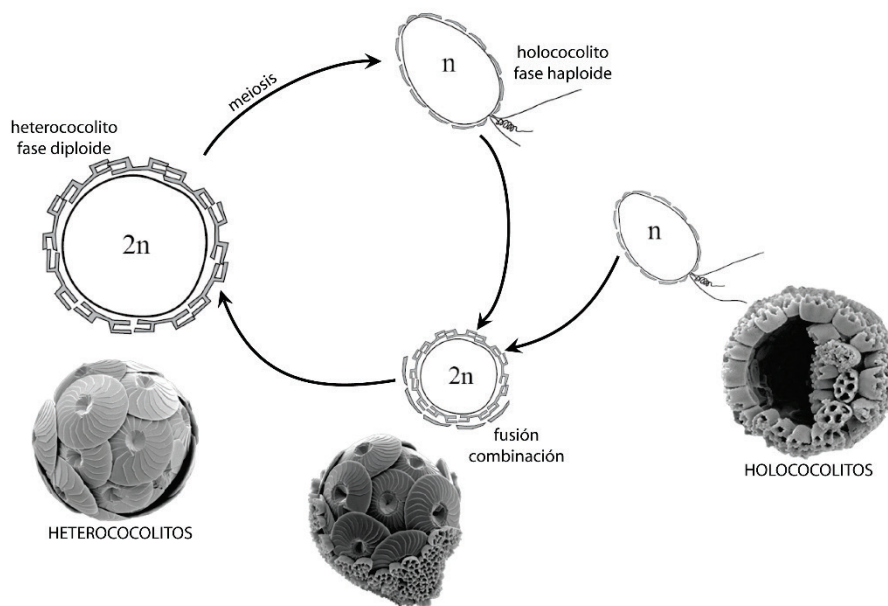


Figura 2.4. Modelo de ciclo de vida de un cocolitóforo con una fase haploide (n) caracterizada por la presencia de holococolitos, y una fase diploide ($2n$) con heterococolitos. Imágenes tomadas de <http://nannotax.org>. Extraído de Cabarcos (2014) y basado en Flores & Sierro (2007)

Ninguna de estas fases es necesariamente dominante ya que ambas tienen el mismo peso, y en ambas puede darse reproducción asexual por mitosis, aparentemente de

forma indefinida, hasta que algún factor ambiental desencadene la transición a la fase alterna del ciclo de vida (Young & Henriksen, 2003b).

Durante las fases diploides las haptofitas pueden ser móviles o estáticas. Si tiene lugar la calcificación se producen heterocolitos. En la fase haploide, las células son predominantemente móviles y se pueden cubrir por holococolitos (Young et al., 2005).

Tanto la fase haploide como la diploide reflejan diferentes modos de biomineralización en los cocolitos que cubren la célula. En algunos, la fase haploide está caracterizada por holococolitos y la fase diploide por heterococolitos (*Calcidiscus*, *Coccolithus*). Otros tienen una fase haploide con células “desnudas” y una fase diploide con heterococolitos (*Gephyrocapsa*) y otros parecen tener ciclos de vida en los que intervienen fases con heterococolitos y fases con nanolitos (*Ceratolithus*).

2.6. Biogeografía y paleoceanografía

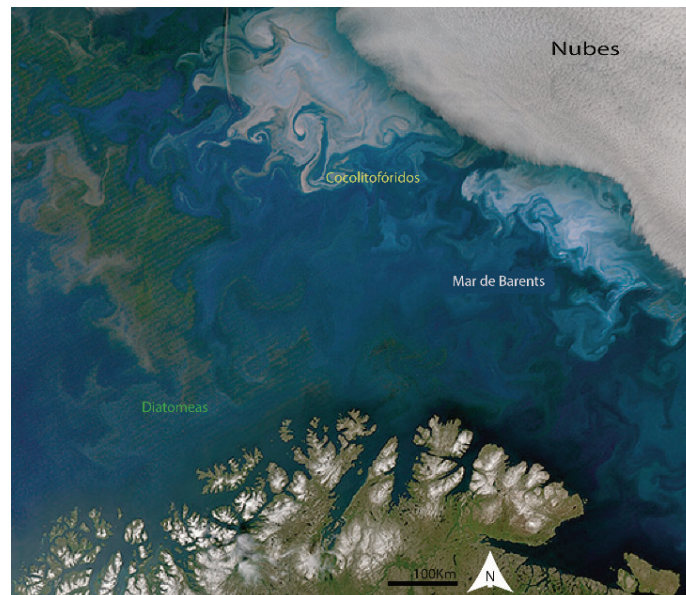


Figura 2.5. Bloom de fitoplancton en el mar de Barents, cercano a las costas de Noruega y Rusia, mostrados en color real a través del satélite Aqua de la NASA el 10 de julio de 2014. Sin tomar muestras de agua directamente es muy complicado conocer el tipo de fitoplancton implicado, pero análisis realizados para validar el satélite, determinaron que el Bloom verde pertenece a diatomeas y el blanco es de cocolitofóridos. Extraído de *NASA's Earth Observatory*

Como organismos autótrofos que son, los cocolitofóridos habitan la zona fótica, donde los niveles de luz son los suficientes para realizar la fotosíntesis. Por este motivo constituyen un componente abundante del fitoplancton en aguas templadas y tropicales,

llegando a alcanzar concentraciones de 2×10^6 células/L que equivaldrían a 4×10^8 cocolitos/L, lo cual es una concentración lo suficientemente densa para ser vista desde aviones [Fig. 2.5] (Marchant & Thomsen, 1994).

A pesar de vivir en la zona fótica, la disposición temporal y espacial de estos organismos puede responder a otros factores como la salinidad, temperatura, nutrientes, competencia con otros organismos, etc. (Winter et al., 1994a; Brand, 1994; Young, 1994a). Resulta complejo considerar cada uno de los factores por separado, pues éstos están interactuando continuamente entre ellos y con otras propiedades fisicoquímicas del medio, tales como estratificación, turbidez o surgencia, entre otros (Flores & Sierro, 2007). Sin embargo, el amplio rango de temperatura y salinidad que pueden soportar algunas especies (p.ej. *Emiliania huxleyi*), sugieren que la disponibilidad de nutrientes, unidos a otros factores como la temperatura y la intensidad de la luz, son los factores esenciales en la distribución de los cocolitóforos en las masas de agua superficiales (McIntyre et al., 1970).

Concretamente, la temperatura del agua es el factor más importante para el control de distribución de las especies a gran escala y por ello se usó para definir latitudinalmente las zonas biogeográficas [Fig. 2.6]. Hay que tener en cuenta que, al estar separadas por masas de agua en continuo movimiento, sus límites no corresponden exactamente a líneas rectas latitudinales (Winter et al., 1994; Ziveri et al., 2004). McIntyre y Bé (1967) establecieron cinco asociaciones de cocolitóforos en el Atlántico, de acuerdo a las asociaciones florísticas dominantes y la influencia de la zonación vertical de las especies: tropical, subtropical, transicional, subártica y subantártica. Okada y Honjo (1973) identificaron seis provincias biogeográficas en el Pacífico norte y tropical: central sur, ecuatorial norte, central norte, transicional y subártica. Posteriormente Winter et al. (2004) realizaron una integración para las provincias biogeográficas propuestas para el Atlántico y para el Pacífico; y Ziveri et al. (2004) presentaron una revisión de la distribución biogeográfica de cinco especies de cocolitofóridos en el océano Atlántico. Finalmente, Saavedra-Pellitero (2006) identificó cinco zonas biogeográficas de cocolitóforos en el Pacífico Suroriental y tropical: tropical norte, ecuatorial, tropical sur, subtropical, sur, subpolar, subtropical sur, subpolar transicional.

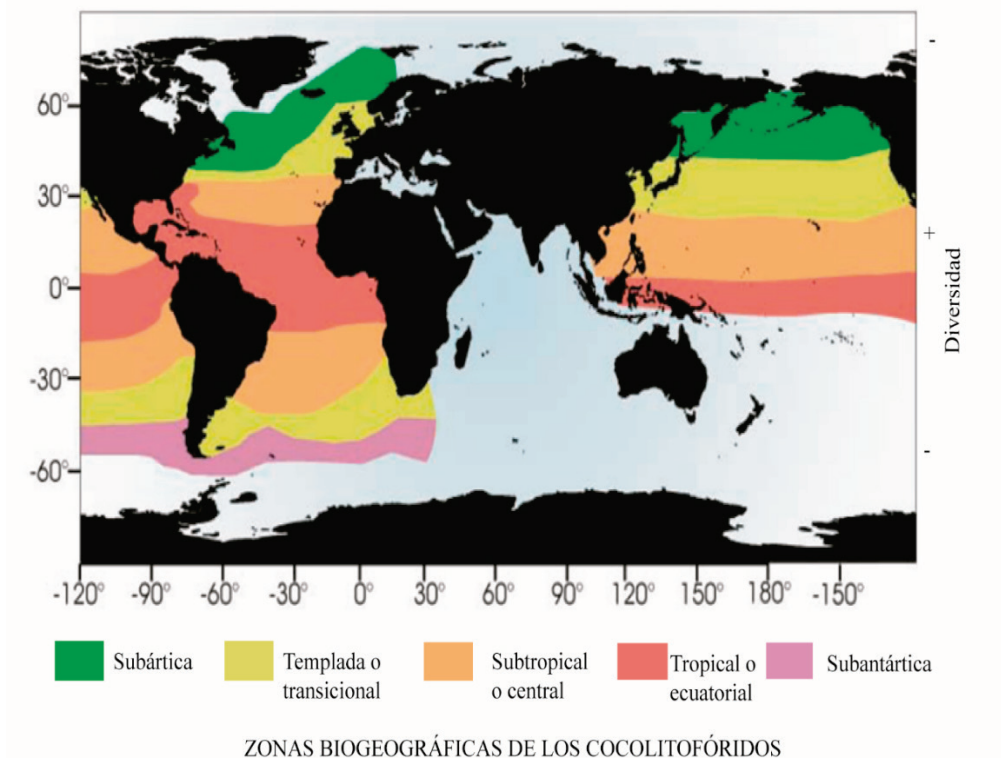
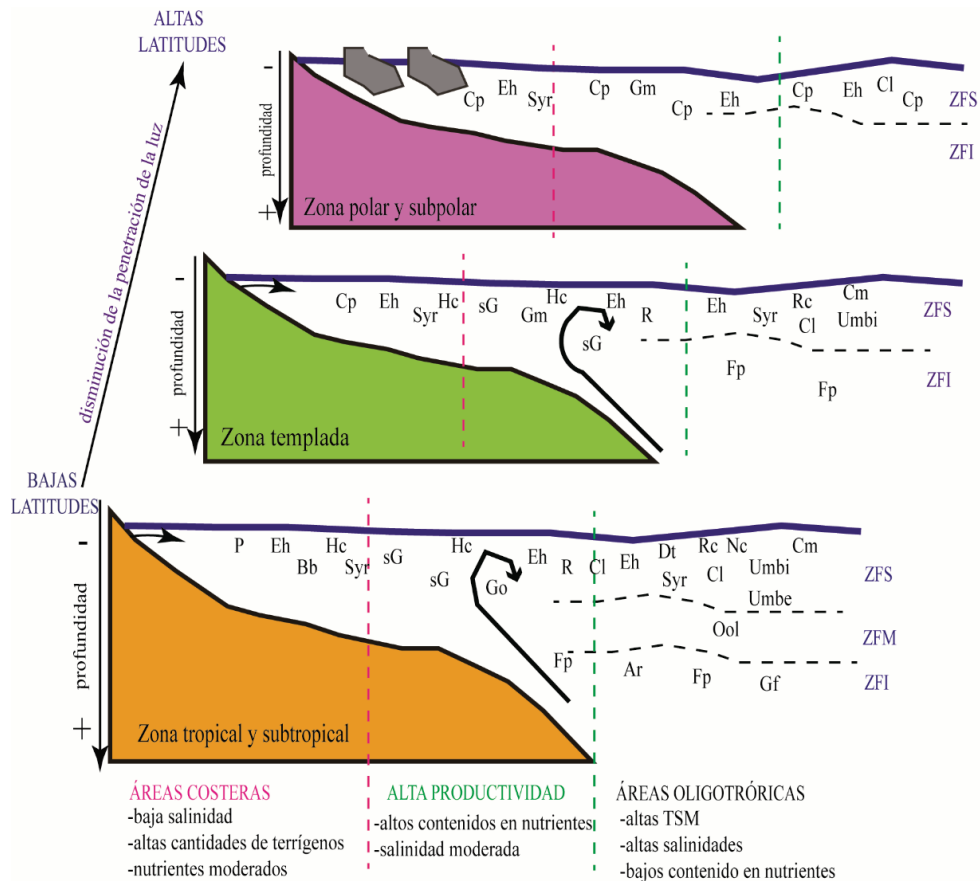


Figura 2.6. Distribución biogeográfica de cocolitóforos actuales de acuerdo con la terminología seguida por McIntyre y Bé (1967); Okada (1973); Winter et al. (1994a, b); Flores & Sierro (2007). Mapa de fondo adaptado de Saavedra-Pellitero (2006).

Las provincias biogeográficas descritas posteriormente a las de McIntyre y Bé (1967) se caracterizaron por presentar patrones similares a las del Atlántico, por lo tanto, son reconocibles en los hemisferios norte y sur de ambos océanos. Resaltar que no tienen en cuenta rasgos característicos como “eddies”, regiones de “*upwelling*” o cuencas cerradas.

De acuerdo con Winter et al. (1994b), las provincias biogeográficas de cocolitofóridos actuales se caracterizan de la manera contenida en la Figura 2.7.

En análisis más detallados de la asociación de cocolitofóridos en el norte del Atlántico Norte fueron realizados por Samtleben et al., (1995a; 1995b). La asociación de cocolitofóridos actual del norte del Atlántico Norte ha sido estudiada con trampas de sedimentación y muestras del sedimento superficial y han sido caracterizadas por una baja variedad de especies que disminuye su diversidad a medida que aumenta su latitud (Samtleben & Bickert, 1990; Knappertsbush & Brummer, 1995; Baumann et al., 2000; Ziveri et al., 2000; Balestra et al., 2004) [Fig. 2.8]



Ar: *Algirosphaera robusta*; Bb: *Braarudosphaera bigelowii*; Cm: *Calcioselenia murrayi* (*);
 Cp: *Coccolithus pelagicus*(*); Dt: *Discosphaera tubifera*; Eh: *Emiliania huxleyi*; Fp: *Florisphaera profunda*
 Gm: *Gephyrocapsa muellereae* (*); Go: *Gephyrocapsa oceanica* (*); sG: "small" *Gephyrocapsa* (*);
 Gf: *Gladiolithus flabellatus*; Hc: *Helicosphaera carteri* (*); Nc: *Neosphaera coccolithomorpha*;
 Ool: *Oolithotus* spp. (*) P: *Pontosphaera* spp. (*); R: *Reticulofestra* spp. (*); Rc: *Rhabdosphaera clavigera*(*);
 Syr: *Syracosphaera* spp. (*); Umbe: *Umbellosphaera* spp.; Umbi: *Umbilicosphaera* spp. (*); Cl: *Calcidiscus leptoporus* (*);

Figura 2.7. Esquema en el que se ha representado la distribución de los diferentes taxones de cocolitóforos en la columna de agua a diferentes profundidades y latitudes. En cada esquema se han diferenciado tres ambientes representativos, separados por líneas discontinuas verticales. La zona fótica ha sido dividida en inferior, media y superior (ZFI, ZFM y ZFS). Modificado de Colmenero-Hidalgo (2004).

Según los citados autores, en la actualidad, la especie de mayor dominancia en el plancton del Atlántico Norte es la *Emiliania huxleyi*, seguida por los gephyrocapsidos, *Calcidiscus* spp., syracospheridos y *Coccolithus pelagicus*.

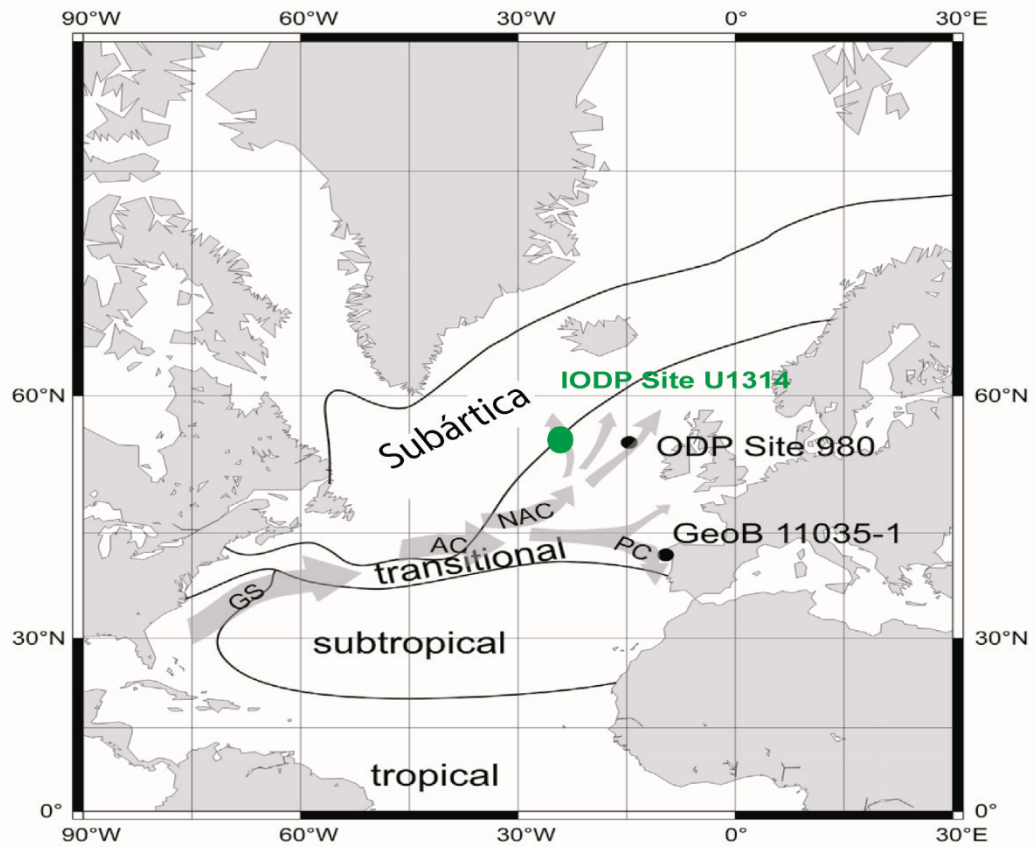


Figura 2.8. Zonación de las asociaciones de cocolitofóridos teniendo en cuenta las corrientes de agua cálidas en el Atlántico Norte. Modificado de McIntyre & Bé (1967) y Samtleben et al., (1995a). Abreviatura de aguas superficiales: GS: Corriente del golfo (GS- Gulf Stream), AC: Corriente de las Azores (AC – Azores Current), NAC: Corriente del Atlántico Norte (NAC – North Atlantic Current), PC-Corriente de Portugal (PC – Portugal Current).

Otros factores como son los nutrientes o la profundidad de la capa de mezcla entran en juego a la hora de definir la distribución vertical de los cocolitóforos. La disponibilidad de nutrientes biolimitantes, especialmente nitratos y fosfatos, son esenciales para el desarrollo del fitoplancton (Stefánsson, 1968; Stefánsson & Ólafsson, 1991). La comunidad fitoplanctónica responde a aumentos o descensos en la disponibilidad de nutrientes siguiendo la sucesión biológica propuesta por Margalef (1978).

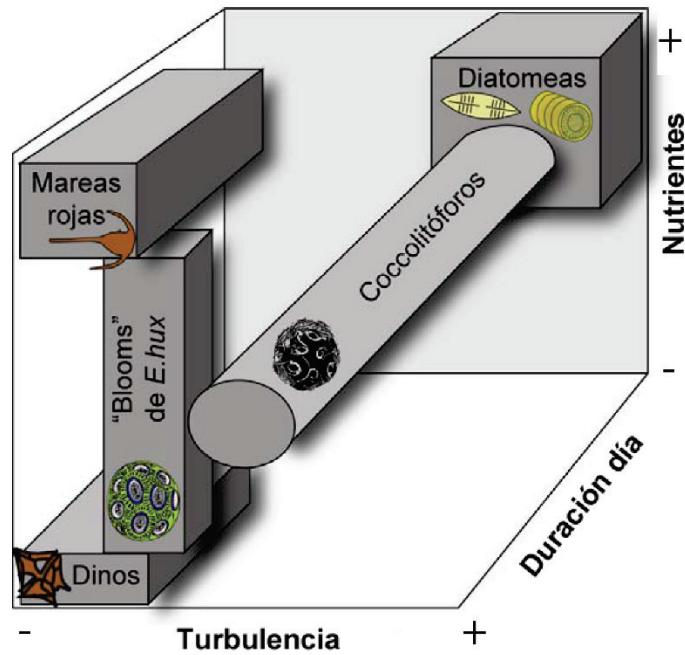


Figura 2.9. Esquema tridimensional en el que se ha añadido el eje de longitud del día al esquema original de Margalef (1978). También se han añadido los blooms de *Emiliania huxleyi*. La respuesta ecológica de *E. huxleyi* se ha separado del resto de los cocolitóforos puesto que su ecología fisiológica no es la misma que la de todas las especies cocolitofores (Young, 1994c; Balch, 2004; Saavedra-Pellitero, 2009).

En ambientes eutróficos, es decir, con una alta concentración en nutrientes, los cocolitóforos compiten con las diatomeas, lo cual limita el crecimiento de los primeros [Fig. 2.5 y Fig. 2.9]. En estas condiciones, algunas especies como *Gephyrocapsa* spp. o *Emiliania huxleyi* proliferan junto a las diatomeas [Fig. 2.5], por ser especies adaptadas a alta turbulencia y alto contenido en nutrientes, lo que se conoce como estrategias de la R (oportunistas y tasa de crecimiento alta). Por el contrario, en ambientes oligotróficos, es decir, baja turbulencia y bajo contenido en nutrientes, predominan los dinoflagelados. En condiciones mesotróficas o intermedias, los cocolitóforos alcanzan sus abundancias relativas más altas, desarrollando la estrategia ecológica de la K (especialistas).

Por último, la profundidad de la capa de mezcla también juega un papel fundamental en el control de las asociaciones de cocolitóforos. La profundidad de ésta controla la posición de la termoclina, que a su vez suele ir ligada a la posición de la nutriclina, la profundidad en la que el gradiente de concentración de nutrientes es máximo. Cuando la nutriclina está profunda, las aguas superficiales están empobrecidas

en nutrientes, por lo tanto, se reduce la producción de los taxones de la zona fótica superior, y se incrementa el peso las especies características de la zona fótica media e inferior (e.g. *Florispheara profunda* y *Oolithotus* spp.). En la zona fótica superior, aparecen los estrategias de la K y hay una mayor diversidad. Cuando la nutriclina es más somera, las aguas superficies se enriquecen en nutrientes y la abundancia relativa de las especies de la zona fótica media e inferior desciende (Molfino, 1990) a favor de los taxones de la zona fótica superior. Éstos últimos aumentan mucho en número, sobre todo los estrategias de la R, como los pequeños placolitos, y la diversidad es mucho menor.

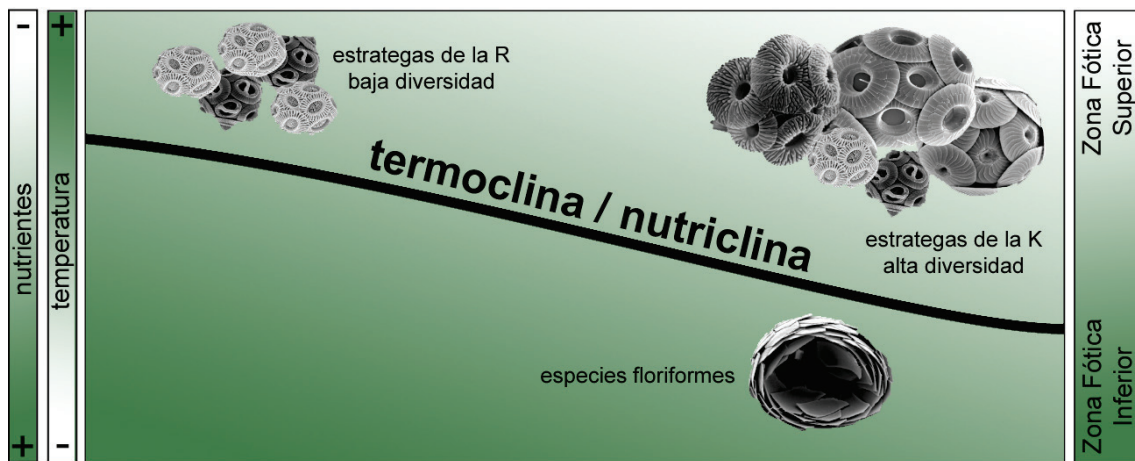


Figura 2.10. Distribución de los cocolitóforos en la columna de agua y su relación con las propiedades oceanográficas y físicas (Flores & Sierro, 2007). Tomado de Cabarcos (2014)

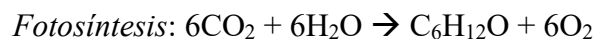
Por lo tanto, los taxones como *F. profunda* pueden ser buenos indicadores de la posición de la nutriclina (Beaufort et al., 2001; Beaufort et al., 1997; Flores et al., 2000) de esta manera, algunos trabajos han propuesto una relación entre productividad primaria y abundancia de *F. profunda* (Beaufort et al., 1997).

En esta Tesis Doctoral, el taxón *F. profunda* está ausente y *Oolithotus* spp. presenta valores bastante bajos (1 o 2 individuos por placa analizada al microscopio) y se da en algunos momentos concretos.

2.7. Función de los cocolitos

Aún hoy en día es tema de discusión la función que desempeñan las cocosferas, aunque seguramente las funciones sean varias, algunas de las más aceptadas podrían ser las siguientes:

- Cubierta celular. Los cocolitos separan el protoplasma del medio extracelular y proporcionan a la célula cohesión y protección. Un recubrimiento continuo puede proteger a la célula contra daños físicos o infecciones bacterianas (Young, 1994b), aunque esta función ha sido fuertemente cuestionada (Wilson et al., 2002).
- Protección contra la depredación. Las cocosferas pueden reducir la depredación y la presencia de espinas aumentan el tamaño aparente de la célula (Young, 1994). La eficiencia del rol protector de los cocolitos contra la depredación fue contradicha por Harris (1994).
- Función reguladora. La presencia de una cocosfera puede crear una zona que actúe como reguladora de la membrana celular y la toma de nutrientes (Young, 1994).
- Función bioquímica. La calcita es ventajosa frente a moléculas orgánicas, puesto que la calcificación confiere rigidez a la célula y/o porque resulta energicamente mucho más económica (Young, 1994). El CO₂ que se libera durante la calcificación es posteriormente empleado en la fotosíntesis, por lo que los dos procesos podrían estar ligados.



- Flotación. El número de cocolitos puede variar la flotabilidad de la célula. Este hecho, y la forma de la cocosfera pueden acelerar o frenar el hundimiento, según los requerimientos del organismo (Young, 1994).
- Regulación de la luz. Los cocolitos reflejan la luz para permitir al cocolitóforo vivir en la zona fótica superior, o pueden refractarla intracelularmente para permitir que algunas especies puedan vivir en la zona fótica inferior, donde la intensidad de la luz es mucho menor.

2.8. Transporte, sedimentación y preservación de los cocolitofóridos

Al morir la célula cocolitoforal, lo habitual es que la cacosfera se disgregue y los cocolitos se hundan libremente a lo largo de la columna de agua. La tasa de hundimiento de un cocolito libre debido a su geometría plana y a su bajo peso, es pequeñísima, del orden de 13.8 cm/día (Steinmetz, 1994). En su paso a través de la columna de agua y hasta que llega al fondo, puede sufrir diferentes procesos que determinen su preservación. La disolución, resuspensión o los procesos ocurridos en la zona bentónica pueden afectar al flujo de cocolitos a través de la columna de agua y su enterramiento. Para interpretar correctamente el registro fósil se debe tener en cuenta que estos procesos alteran la composición de la asociación de cocolitos y se debe tener en cuenta que lo que se puede encontrar en muestras de sedimento no es un registro totalmente completo de la comunidad original. En muchos casos los cocolitos delicados, incluyendo casi todos los holococolitos y varios heterococolitos se disuelven (Berger & Roth, 1975).

La mayoría de cocolitos que forman el sedimento alcanzan el fondo oceánico en agregados fecales (*pellets*) generados por los organismos heterótrofos. Estos agregados fecales pueden contener, cada uno, hasta 10^5 cocolitos, y aceleran la tasa de hundimiento de los cocolitos, además de protegerlos contra la disolución (Honjo, 1976; Roth & Berger, 1975). Las altas tasas de hundimiento de los agregados ayudan a minimizar el desplazamiento lateral causado por corrientes oceánicas y aseguran que la asociación existente en el sedimento oceánico tenga su origen en las comunidades fóticas superficiales (McIntyre & Bé, 1967; Okada & Honjo, 1973; Baumann et al., 2000; Kinkel et al., 2000)

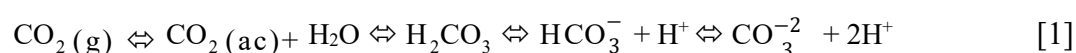
Otro mecanismo observado es el hundimiento como partículas amorfas que reciben el nombre de “*nieve marina*”, que pueden medir desde 0.5 mm hasta metros de diámetro (Steinmetz, 1994). La tasa de hundimiento mediante estos mecanismos aumenta considerablemente, pudiendo alcanzarse velocidades de hasta 160 m/día en el caso de los agregados fecales (Honjo, 1976). La sedimentación de las partículas al fondo oceánico es muy eficiente a través de los agregados fecales, pero en la práctica, la nieve marina domina este proceso (Shanks & Trent, 1980), como es el caso de la cuenca de Panamá (Asper, 1987)

2.9. Importancia ambiental de los cocolitóforos: la sedimentación del carbonato biogénico y la producción de CO₂.

Los cocolitofóridos tienen un gran efecto en la bomba orgánica e inorgánica de carbono [Fig. 2.11]. Aproximadamente el 90 % del carbono total se acumula en los sedimentos marinos en forma de carbonato (Marchant & Thomsen, 1994). Los cocolitóforos, foraminíferos, terópodos y dinoflagelados calcáreos son los organismos planctónicos más importantes, aportando carbonato en ambientes pelágicos. De todos ellos, los cocolitóforos y foraminíferos planctónicos son los que más aportan (Milliman, 1993). El contenido del carbonato en sedimentos profundos está controlado por la relación que existe entre la producción, la dilución por el efecto del material no carbonatado y la disolución (Dittert et al., 1999; Heinrich et al., 2004).

El exceso de CO₂ atmosférico puede ser neutralizado a través de varios procesos en los que interviene el océano. De forma pasiva, a través del intercambio de CO₂ entre el océano superficial y la atmósfera [Ecuación 1] y de forma activa, por la productividad primaria neta (fijación), por la respiración, por la producción (calcificación) y disolución de CaCO₃ así como por el intercambio de carbono entre las aguas superficiales y profundas a través de la circulación oceánica (Erez, 2003).

La presión del CO₂ atmosférico está en equilibrio dinámico con la presión del CO₂ en el agua, que, a su vez, está regulado por el equilibrio ácido carbónico-bicarbonato-carbonato del agua superficial (Ecuación 1; Feely et al., 2001):



La suma total de todas las especies (de carbono) es lo que se conoce como carbono inorgánico disuelto ("*dissolved inorganic carbon*", DIC; Ridgwell & Zeebe, 2005) y su equilibrio hace que los procesos que controlan el CO₂ desde las aguas superficiales a las profundas, regulen también el CO₂ desde la atmósfera hacia el océano (Feely et al., 2001; Fig. 2.11).

La fotosíntesis marina y la oxidación de materia orgánica están estrechamente vinculadas a la calcificación y la disolución, controlando el pH de los océanos y los niveles de CO₂ atmosférico (Erez, 2003):



[donde: CH₂O corresponde a una representación simplificada de la materia orgánica]

Como se ilustra en la Figura 2.11, los procesos de calcificación, fotosíntesis, respiración y parte de la oxidación de la materia orgánica ocurren en el océano superficial. El proceso de calcificación en el océano actual es prácticamente biogénico y su efecto sobre el pH marino puede liberar CO₂ a la atmósfera [Ecuación 2; Erez, 2003; van Cappellen, 2003]. Los productores primarios extraen el CO₂ del océano superficial mediante la fotosíntesis marina [Ecuación 2] y lo excretan en los procesos metabólicos de respiración [Ecuación 3; Ridgwell & Zeebe, 2005]; pero la descomposición de la materia orgánica vuelve a disolverlo en el agua profunda, en donde suele ocurrir la disolución del CaCO₃ [Ecuación 2; Brown et al., 1989; Erez, 2003]. El hecho de que las aguas profundas estén sobresaturadas en CO₂ en relación a la atmósfera también se debe a su aislamiento de la superficie y al aumento de la acumulación de CO₂ de origen respiratorio (Schlesinger, 2000). Por ello, la solubilidad del CaCO₃ aumenta con la profundidad: los sedimentos carbonatados son abundantes en las regiones más someras del fondo oceánico y está ausente en las llanuras abisales profundas. El CaCO₃ es más soluble en las masas de agua frías que en las cálidas y es más soluble a mayor que a menor presión (ya que los iones calcio y carbonato ocupan menos volumen cuando están disueltos que cuando están unidos en forma sólida; Brown et al., 1989).

El CO₂ liberado puede ser reabsorbido después de la disolución del CaCO₃ en profundidad y de la activación de las células de surgencia de aguas profundas. La escala de tiempo de este proceso es del orden de mil años (Erez, 2003).

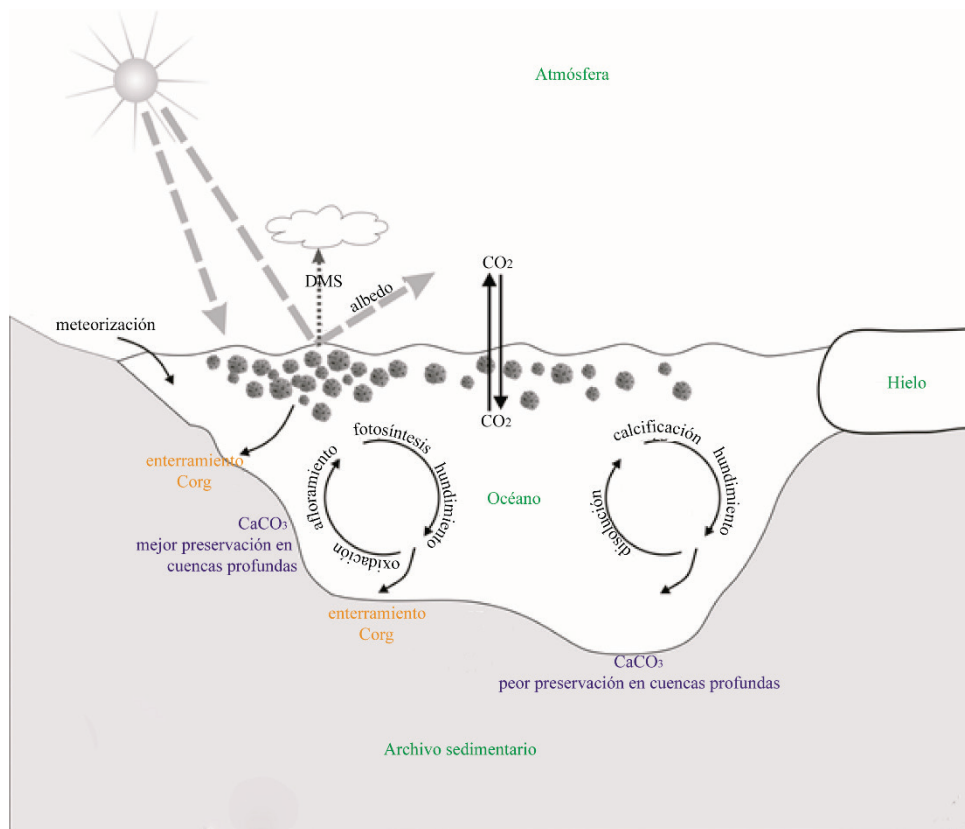


Figura 2.11. Representación esquemática del papel de los cocolitóforos en ciclo global del carbono. Modificada de Boeckel (2003).

El CO_2 también se incrementa en profundidad debido a la disolución de CO_2 atmosférico en las aguas frías de las altas latitudes, donde tienen su origen, una vez descienden al océano profundo tras incrementar su densidad (Brown et al., 1989).

La mayor parte del DIC en el agua marina está en forma de iones bicarbonato (Brown et al., 2005), cuando el DIC aumenta, dentro de los niveles normales del océano, el pH no tiene por qué variar. Si se aumenta uno de los compuestos a un lado de la ecuación, por causas externas al sistema, por ejemplo, el CO_2 , entonces desciende el pH y la relación de los iones bicarbonato/carbonato se incrementa y es más probable que el CaCO_3 se disuelva. Un descenso de la concentración de CO_2 , por causas externas, es decir un aumento considerable de la fotosíntesis, supone el proceso contrario, el aumento del pH. El equilibrio del CO_2 atmosférico y el CO_2 disuelto en el agua depende, entre otros factores, de la proporción relativa entre la fijación de CO_2 por parte de la fotosíntesis, la precipitación biogénica de carbonato y la respiración.

La relación CaCO_3 /carbono orgánico (“*rain ratio*”) de la materia que se sedimenta desde el océano superficial, se usa como indicador de la concentración de CO_2 . Cuando este cociente decrece (sea debido a una menor calcificación o a una mayor producción de carbono orgánico), se asocia a una menor presión del CO_2 en aguas superficiales, lo que indica una alcalinización del océano; el fenómeno opuesto supone una mayor concentración de CO_2 . Todo ello ha permitido que algunos autores sugieran que la precipitación del carbonato produce un incremento del CO_2 en el océano, y con ello un incremento en la concentración de CO_2 atmosférico; y de manera contraria, la disolución del CaCO_3 favorece un descenso del CO_2 (y, por lo tanto, del CO_2 atmosférico; Van Capellen, 2003; Ridgwell & Zeebe, 2005; Brown et al., 2005).

El nanoplancton calcáreo como productor primario y productor de carbonato cálcico influye en los ciclos biogeoquímicos y en el sistema climático global, desempeñando un papel importante en el ciclo del carbono: consume CO_2 durante la fotosíntesis e influye en la alcalinidad del océano al producir carbonato cálcico. Además, contribuye al transporte neto de carbono y alcalinidad hacia los sedimentos (Brand, 1994; Young, 1994; Flores & Sierro, 2007).

2.10. Los cocolitóforos como indicadores paleoceanográficos y paleoambientales.

Los nanofósiles calcáreos han mostrado gran abundancia y presencia de géneros o especies desde el Triásico hasta la actualidad, lo cual ha permitido que sean utilizados como herramientas bioestratigráficas muy útiles (Bown et al., 2004).

El carbonato cálcico de los cocolitos preservados en el sedimento aporta información paleoecológica, paleoceanográfica y paleoclimática. Para obtener esta información es necesario tener conocimiento previo de la ecología de los cocolitóforos y los procesos que interfieren en la transformación de las asociaciones vivas a las fósiles, las cuales acaban formando parte de los sedimentos del fondo del océano. Algunos estudios han analizado la distribución espacial del nanoplancton observado en los sedimentos superficiales del océano (McIntyre & Bé, 1967; Samtleben & Schröder, 1992; Baumann et al., 2000; Sprengel et al., 2002; Stoll et al., 2007), mientras que otros (Ziveri et al., 2000, 2004; Sprengel et al., 2002; Stoll et al., 2007) han estudiado la variabilidad temporal (incluso con resolución temporal de meses) de

la asociación de cocolitóforos actuales mediante el uso de trampas de sedimento localizadas a lo largo de la columna de agua. Esta técnica ha aportado información directa sobre la ecología de las formas actuales, permitiendo relacionar la dinámica oceanográfico-atmosférica que ha intervenido en la producción de los cocolitóforos hoy en día (Samtleben et al., 1995a) con el registro geológico, lo que les confiere gran potencial para los estudios paleoecológicos y paleoceanográficos (Balestra et al., 2004). El apartado 2.11 se explica el significado paleoecológico de las diferentes especies observadas en los sedimentos del Atlántico Norte estudiados en esta Tesis Doctoral.

Existen otras herramientas que han permitido precisar a alta resolución el significado paleoecológico del grupo, tales como las biometrías, el estudio de formas concretas dentro de la asociación, las estimaciones del carbonato aportado por este grupo de organismos, el análisis de las características geoquímicas a partir de las placas calcíticas y de biomarcadores producto de su actividad metabólica [Tabla 2.1].

Las diferencias biométricas de la especie *Coccolithus pelagicus* s.l., estudiadas tanto en sedimentos superficiales en testigos sedimentarios del Atlántico Norte, han sido utilizadas como un indicador paleoecológico y paleoceanográfico: el predominio en la abundancia del morfotipo pequeño (6-9 μm ; *C. pelagicus pelagicus*) indica la influencia de masas de agua atlánticas, el morfotipo intermedio (10-13 μm ; *C. pelagicus braarudii*) puede estar relacionado con cambios en la intensidad y/o posición del upwelling costero de Iberia, y el morfotipo más grande (14-15 μm , *C. pelagicus azorinus*) parece estar relacionado con la influencia del Frente de las Azores (Parente et al., 2004; Narciso et al., 2006). Igualmente, otros estudios biométricos se han dedicado a observar el comportamiento paleoecológico de otros taxones en sus diversos rangos morfométricos, tal como ha sido explicado para *Calcidiscus leptoporus*, *Helicosphaera carteri* (Knappertsbusch et al., 1997)

La variabilidad en la abundancia relativa de ciertas especies del género *Gephyrocapsa*, ha sido en la reconstrucción cualitativa de las temperaturas de las masas de agua superficiales del océano (Weaver & Pujol, 1988; Takahashi & Okada, 2000), y ha revelado un patrón glacial/interglacial, indicando el descenso de las temperaturas durante los episodios glaciales. Bollmann et al. (2002) posteriormente, propusieron

una calibración global de temperatura a través de una función de transferencia basada en la abundancia relativa de las especies del género *Gephyrocapsa*, la cual permitió inferir la migración de la célula de surgencia costera cercana al África Noroccidental durante el último máximo glacial y el Holoceno (Hendericks & Bollmann, 2004).

La técnica de estimación del carbonato aportado por los cocolitos (Young & Ziveri, 2000) ha sido utilizada en los sedimentos del Pleistoceno medio y tardío en diferentes células de surgencia, donde el carbonato de los cocolitos es el componente sedimentario dominante. Esta técnica fue posteriormente mejorada por Fuertes et al., (2014) donde se calcula el volumen de carbonato a través de un software. Los flujos de carbonato derivados de los cocolitos están asociados a un aumento de la paleoproduktividad y de la intensificación del régimen eutrófico en el océano global (Rickaby et al., 2007) durante el Evento del Brunhes medio ocurrido entre los estadios isotópicos marinos 15 a 8 (~600 Ka a ~200 Ka).

El carbonato aportado por los cocolitos también ha sido utilizado en estudios de geoquímica elemental de cocolitos, para el cálculo de las paleotemperaturas de las masas de agua en las que crecieron y para inferir la productividad a través de la acumulación de carbonato aportado por cocolitos. La geoquímica de los cocolitos se diferencia de la de los foraminíferos principalmente en que la producción de calcita en los cocolitos es intracelular y como resultado tiene un fuerte control celular (Geisen et al., 2002; Billard & Inouye, 2004;), lo cual indica que sobre la calcita de los cocolitos han intervenido procesos biológicos únicos durante el fraccionamiento isotópico. A pesar de ello, se ha demostrado que la técnica geoquímica puede ser utilizada como un buen indicador de la paleoproduktividad de los cocolitóforos (Sr/Ca), de las paleotemperaturas de crecimiento de estos organismos (Mg/Ca), de la concentración de CO₂ en el agua y en la atmósfera (isótopos de oxígeno) y en el estudio del ciclo del carbono entre el océano y otros reservorios (isótopos de carbono) (Stoll & Ziveri, 2004).

Algunos cocolitóforos también pueden aportar información paleoambiental a partir de sus restos orgánicos (fósiles moleculares o biomarcadores) incorporados en el sedimento. *Emiliana huxleyi* (Volkman et al., 1980; Marlowe et al., 1990) y *Gephyrocapsa oceanica* (Conte et al., 1994; Volkman et al., 1995) son los principales

organismos existentes biosintetizadores de un grupo de biomoléculas (de naturaleza lipídica) llamadas alquenonas. Se trata de etil- y metil-cetonas de 37 a 39 átomos de carbono con un número de insaturaciones con configuración *trans* que va de dos hasta cuatro (Boon et al., 1978; Marlowe et al., 1990). Se observó que en cultivos de ciertas especies de haptofitas, el grado de insaturación (contenido en dobles enlaces) de estas cetonas disminuía con la temperatura. Así se definieron dos índices, llamados U_{37}^k y $U_{37}^{k'}$ basados únicamente en las metil cetonas o alquenonas homólogas de 37 átomos de carbono. El índice de insaturación de las alquenonas preservadas en los sedimentos marinos permite estimar la paleotemperatura del agua del océano en la que crecieron las haptofitas productoras y su paleoproductividad. El índice de insaturación no está influenciado por la salinidad como ocurre en la composición isotópica del oxígeno en las conchas de los foraminíferos planctónicos. La amplia distribución de las alquenonas en todo el océano (Marlowe et al., 1990), la fuerte señal de la temperatura derivada de las alquenonas en los sedimentos (Grimalt et al., 2000), su continuidad a través del registro estratigráfico, su resistencia a la degradación aún en sedimentos afectados por la disolución del carbonato (Brassell et al., 1986; Brassell et al., 1987; Marlowe et al., 1990) hacen que las alquenonas sean una valiosa herramienta en estudios paleoceanográficos que pueden extenderse a lo largo de los últimos 45 Ma a través de la contribución de algún ancestro relacionado con los gephyrocapsidos (Marlowe et al., 1990).

Concretamente en nuestra área de estudio, el Atlántico Norte más septentrional los estudios de Samtleben & Bickert, (1990), Knappertsbush & Brummer, (1995); Baumann et al., (2000); Ziveri et al., (2000) y Balestra et al., (2004) se han aplicado a la reconstrucción de frentes oceánicos (Findlay & Flores, 2000; Findlay & Giraudeau, 2002) y a la monitorización de los cambios paleoambientales a corto y largo periodo (Hiramatsu & De Deckker, 1997; Bornemann et al., 2003; Colmenero-Hidalgo et al., 2004). Las asociaciones de coccolitofóridos han sido aplicadas sobre el material sedimentado para reconstruir el cambio climático y las migraciones de los frentes oceánicos en los mares del Norte, el margen este de Groenlandia, la costa de Portugal y partes del Atlántico noreste durante la terminación II, el LGM y el holoceno tardío (McIntyre et al., 1972; Andruseit & Baumann, 1998; Lototskaya et al., 1998; Balestra et al., 2004) y durante el pleistoceno (Palumbo et al., 2013; Maiorano et al., 2015; Maiorano et al., 2015).

2.10.1. Blooms de cocolitofóridos

A lo largo del registro geológico y desde su aparición, muchas especies/géneros de cocolitofóridos alcanzaron blooms importantes. Un bloom consiste en una distribución amplia de un género/especie en casi todo el océano. En nuestro periodo en particular, tenemos un bloom de *G.caribbeanica* durante el MIS 11.

2.10.1.1. Bloom de *Gephyrocapsa caribbeanica*

El bloom de *Gephyrocapsa caribbeanica* [Anexo I – Lámina II-24; Fig. 2.5] es el principal evento cocolitoforal registrado en nuestro intervalo de estudio, concretamente, durante el MBE y particularmente durante el MIS 11. Este bloom fue observado por primera vez por Bollman et al. (1998). La naturaleza de este bloom está aún en discusión.

G.caribbeanica pertenece a la familia *Noelaerhabdaceae*, a la cual también pertenecen la *Emiliana huxleyi*, *Retifulofenestra* y *Pseudoemiliana lacunosa*. *Reticulofenestra* es la que más temprano apareció, en el Eoceno, en el Plioceno, *G.caribbeanica* da lugar a la *Pseudoemiliana* y a la *Gephyrocapsa*; *Emiliana* es el último género evolucionado a partir de la *Gephyrocapsa* (Thierstein et al., 1977; Samtleben, 1980; Young, 1990b). Baumann et al. (2004) sugirió que *G.caribbeanica* parecía un buen equivalente a las nuevas especies cosmopolitas, como la especie *E.huxleyi*; esta asunción está basada fundamentalmente en su dominancia y su distribución global.

Una gran abundancia del género *Gephyrocapsa*, durante el MBE y MIS 11 también fue documentada por Flores et al., (2003), Amore et al., (2012) y Palumbo et al., (2013). Flores et al., (2003) argumentó que el alto contenido de CaCO_3 y el aumento de la abundancia de *Gephyrocapsa* eran contemporáneos al aumento de la disolución durante el Min-Brunhes en el Atlántico Sur. Baumann & Freitag (2004) presentaron un registro en el sur de África en el cual la acumulación de CaCO_3 se dobló durante el periodo 560-280 ka, debido al aumento en la abundancia de la *Gephyrocapsa caribbeanica*. Este aumento en la producción de carbonato podría haber sido parcialmente responsable del aumento de la disolución observada en las bajas latitudes de los Océanos Índico y Pacífico. Liu et al., (2008) consideró que el MBE también jugó un papel importante en la variación de la profundidad de la nutriclina en el sur de del mar de China. Durante MBE y MIS 11 registraron la abundancia más baja de *Florisphaera profunda*, coincidiendo con el Bloom de *G.caribbeanica*. Los bajos valores de las especies de la

zona fótica inferior sugieren un termo-nutriclina debido a la permanencia de aguas cálidas estratificadas.

2.11. Características y preferencias ecológicas de los diferentes taxones estudiados.

A continuación, se describen las principales características de los cocolitos de las diferentes especies de cocolitóforos que nos hemos encontrado a lo largo de esta Tesis Doctoral, describiendo además los requerimientos ecológicos de cada una de ellas.

Familia CALCIDISCACEAE Young y Bown, 1997b

Género *Calcidiscus* (Kampter, 1950)

El *Calcidiscus leptoporus* (Anexo I – Lámina II-19) presenta tres morfotipos (Knappertsbusch et al., 1997), aunque Geisen et al. (2002) los considera como tres subespecies y otros autores (Young et al., 2003a; Quinn et al., 2004) como tres especies diferentes. Estos tres morfotipos se distinguen por su tamaño y el número de elementos de su escudo distal. El morfotipo de mayor tamaño (7-11 μm) tiene entre 20 y 35 elementos, el morfotipo mediano (5-8 μm) tiene entre 15 y 30 elementos y el morfotipo pequeño (3-5 μm) presenta entre 10 y 20 elementos. Se trata de una especie robusta menos sensible a la disolución selectiva.

Ha sido considerada como una especie de distribución global (Giraudeau & Rogers, 1994); si bien es cierto que sus requerimientos ecológicos específicos son poco conocidos y su distribución es compleja (Ziveri et al., 2004). Ha sido relacionada con aguas cálidas (20-30 °C) (Okada & Honjo, 1973) y también frías (6 °C) (McIntyre et al., 1970), por lo que podría considerarse euriterma. Su hábitat también se encuentra en aguas superficiales de los giros oceánicas (Okada 1973; Okada & McIntyre 1977).

Respecto a los nutrientes, presentan afinidad a ambientes eutróficos (Roth & Berger, 1975; Andrulleit & Rogalla, 2002; Flores et al., 2003), así como a ambientes oligotróficos tropicales a subtropicales de la zona fótica superior y media (McIntyre & Bè, 1967; McIntyre et al., 1970; Okada & Honjo, 1973; Blasco et al., 1980; Klejine, 1993; Winter et al., 1994a; Flores et al., 1999; Baumann et al., 2004; Ziveri et al., 2004; Marino et al., 2008).

Sin embargo, el carácter paleoecológico de cada uno de estos morfotipos no es claro en los registros y además no se pudo diferenciar otro rasgo morfológico independiente del tamaño, así que se consideró más pertinente agrupar los tres morfotipos en una sola especie como *Calcidiscus leptoporus* s.l.

Género *Oolithotus* Reinhardt, 1968

Oolithotus fragilis presenta cocolitos grandes (5-9 μ m) y asimétricos con suturas dentadas (Anexo I – Lámina I-3). Generalmente se le considera como indicador de zonas oligotróficas (Brand, 1994) y suele ocupar la zona fótica inferior o la parte más profunda de la zona fótica superior (Young, 1994).

Género *Umbilicosphaera* Lohman, 1902

Los cocolitos de *Umbilicosphaera sibogae* (Anexo I – Lámina II-22) tienen forma circular y una gran abertura central. Su tamaño varía entre 3 y 7 μ m (Cros y Fortuño, 2002). La distribución de *U. sibogae* se restringe a latitudes subtropicales y tropicales y aguas templadas (> 15 °C) y pobres en nutrientes (Okada & McIntyre, 1979; Brand, 1994).

Familia SYRACOSPHAERACEAE (Lohmann, 1902) Lemmermann, 1908

Género *Syracosphaera* (Lohmann, 1902) (Anexo I – Lámina I-6)

Los cocolitos de este género suelen ser muralitos, con uno, dos o tres salientes en el borde. Se trata de uno de los géneros más diversificados de los cocolitóforos actuales (Okada y McIntyre, 1977), y en general no muestra un patrón biogeográfico bien definido (Okada & McIntyre, 1979). En general, las especies de este género son de muy difícil identificación.

La especie *Syracosphaera pulchra* (Anexo I – Lámina) es considerada como la más común del género *Syracosphaera*. Sus cocolitos presentan forma ovalada y un tamaño > 5 μ m. Su distribución abarca los 50°N y los 50°S (Ziveri et al., 1995; Ziveri et al., 2004) y no presenta una clara preferencia por una zona concreta de la capa fótica (Flores et al., 1999). Sus preferencias ecológicas no están bien definidas, aunque ha sido relacionada con aguas pobres en nutrientes (Ziveri et al.,

2004) o con aguas de baja salinidad (Buckry, 1973; Weaver & Pujol, 1988; Colmenero-Hidalgo et al., 2004).

Familia CALCIOSOLENIACEAE Kampter, 1927

Género *Calciosolenia* Gran, 1912; emend. Young et al., 2003a

Los cocolitos de la *Calciosolenia murrayi* (Anexo I – Lámina I-1) son murolitos rómbicos de 2 a 4µm de longitud de muy fácil identificación. Sin embargo, hay que tener en cuenta que puede llegar a extinguirse a la luz polarizada lineal del microscopio óptico, por lo que es recomendable rotar la platina del mismo.

Es una especie característica de aguas tropicales y subtropicales del Atlántico Norte y Pacífico (Okada & McIntyre, 1977), y suele incluirse en los taxones cálidos.

Familia RHABDOSPHAERACEAE Haeckel, 1894

Género *Rhabdosphaera* (Haeckel, 1894)

Los cocolitos de *Rhabdosphaera clavigera* (Anexo I – Lámina I-5) se caracterizan por presentar una espina muy desarrollada. Presenta un rango de temperaturas de 14 a 30°C, presentando máximas abundancias en masas de agua subtropicales. Se trata de una especie delicada, característica de masas de agua relativamente templadas, salinas y con bajo contenido en nutrientes (Roth, 1994), por lo que suele incluirse en los taxones cálidos y oligotróficos.

Familia PONTOSPHAERACEAE Lemmermann, 1908

(Anexo I – Lámina I-2) Es un género típico de zonas tropicales y subtropicales, aunque siempre en baja proporción (Okada & McIntyre, 1977; Shneidermann, 1977). Las máximas abundancias relativas de *Pontosphaera* spp. se han observado en determinadas regiones en condiciones de no afloramiento (Broerse et al., 2000), y suele incluirse dentro de los taxones cálidos y oligotróficos. Aparece siempre en un bajo porcentaje tanto en los océanos Pacífico y Atlántico (Winter & Siesser, 1994a).

Familia HELICOSPHAERACEAE Black, 1971

Género *Helicosphaera* (Kamptner, 1954)

Helicosphaera carteri (Anexo I – Lámina I-13) es la especie más común del género, con cocolitos de 6 a 12µm, con estructuras de flanco que terminan en un ala, y en el área central presenta normalmente dos pequeñas hendiduras. Presenta afinidad por aguas templadas (Brand, 1994; McIntyre & Bé, 1967) y por aguas con un contenido en nutrientes moderado o alto (Andrulleit & Rogalla, 2002; Findlay & Giraudeau, 2002). La han correlacionado con periodos altamente productivos en sedimentos del plio-pleistoceno (Pujos, 1992; Flores et al., 1995).

Esta especie igualmente fue separada de acuerdo a su morfometría en tres grupos (Knappertsbusch et al., 1997). Sin embargo, para el análisis de la señal paleoecológica, se ha creído más oportuno seguir el criterio clásico de considerar los tres morfotipos como una sola especie, *Helicosphaera carteri* s.l.

Familia COCCOLITHACEAE Poche, 1913; emend. Young & Bown, 1997a

Género *Coccolithus* (Schwarz, 1894)

Esta especie puede encontrarse en la literatura como un indicador clásico de aguas frías (McIntyre & Bé, 1967; Okada & McIntyre, 1979; Winter et al., 1994) pero también de regiones de afloramiento (Cachão & Moita, 2000). Sus preferencias ecológicas se definieron más adelante con la existencia de varias subespecies de *C. pelagicus* que pueden diferenciarse por sus ciclos de vida (Geisen et al., 2002), genética y el tamaño de sus placolitos (Parente et al., 2004).

Coccolithus pelagicus* spp. *pelagicus (Wallich, 1877) Schiller, 1930

Coccolithus pelagicus spp. *pelagicus* (Anexo I – Lámina I-7) presenta cocolitos de entre 7 y 10 µm de tamaño y gran robustez, lo que les confiere un mayor potencial de preservación en el registro fósil (Cachão & Moita, 2000). Es una forma característica de la región subártica (Geisen et al., 2002) y es utilizado como indicador de aguas frías (Narciso et al., 2006; Amore et al., 2012).

Coccolithus pelagicus* spp. *braarudii (Gaarder 1970) Geisen, 2002

Los cocolitos de *Coccolithus pelagicus* spp. *braarudii* (Anexo I – Lámina I-8) presentan un mayor tamaño que la subespecie *pelagicus* (10-14 μm) y ha sido relacionado con aguas más templadas de frentes moderados dirigidos por condiciones de afloramiento (Cachão & Moita, 2000; Amore et al., 2012).

Coccolithus pelagicus* spp. *azorinus (Parente & Cachão 2005)

Los cocolitos de *Coccolithus pelagicus* spp. *azorinus* (Anexo I – Lámina I-9) es un placólito grande (14-16 μm) de forma más o menos elíptica, con un escudo bicíclico proximal y una abertura central más pequeña rodeada lado distal por una banda delgada; sólo el disco proximal y la zona central son birrefringentes. Esta especie ha sido descubierta y descrita por Parente & Cachão (2005). La particularidad de esta especie es que cuando es observada en nicoles paralelos tanto su zona externa, como su zona central son visibles. En el aspecto ecológico, se relaciona con menores tasas de crecimiento como resultado de estar asociado con un ambiente oceánico con turbulencia (Azores) y la disponibilidad de nutrientes inferior cuando en comparación con la región subártica.

Familia NOELAERHABDACEAE Jerkovic, 1970; emend Young & Bown, 1997b

Género *Gephyrocapsa* Kamptner, 1943

Las especies pertenecientes a este género se caracterizan por cocolitos de tamaño pequeño o intermedio cuya área central es atravesada por un puente de calcita. Para la clasificación de las especies pertenecientes a este género se ha seguido la clasificación propuesta por Flores et al. (1997), modificada posteriormente por Colmenero-Hidalgo et al. (2004).

Gephyrocapsa oceanica Kamptner, 1943

La especie *Gephyrocapsa oceanica* (Anexo I – Lámina I-15) presenta cocolitos robustos, ligeramente redondeados y con un eje mayor normalmente superior a 3 μm . El puente forma un ángulo mayor a 50° con respecto al eje mayor del placolito. Presenta una afinidad clara por aguas eutróficas, ricas en nutrientes (Mithchell-Innes

& Winter, 1987). Es típica de zonas tropicales y subtropicales (Okada & McIntyre, 1979), en zonas de aguas templadas y mares marginales (McIntyre & Bé, 1967; Okada & Honjo, 1975). Las mayores abundancias de *G. oceanica* se dan en determinadas zonas de afloramiento (Geitzenauer et al., 1977; Smayda, 1966; Winter, 1982).

Gephyrocapsa muelleriae Bréhéret, 1978

Los cocolitos de la especie *Gephyrocapsa muelleriae* (Anexo I – Lámina I-10) presentan un eje mayor superior a 3 μm y muestran una forma ligeramente más ovalada y el puente forma un ángulo $< 25^\circ$ con el eje mayor del placolito y el área central es bastante pequeña. No suelen ser tan circulares y robustas como *G. oceanica*.

Presenta afinidad por aguas frías (Findlay & Giraudeau, 2000; Winter et al., 1994; Ziveri et al., 2004) y ricas en nutrientes (Bárcena et al., 2004; Hernández-Molina et al., 2011).

Gephyrocapsa caribbeanica Boudreaux & Hay, 1969

Los cocolitos de la especie *Gephyrocapsa caribbeanica* (Anexo I – Lámina I-12), robustos y ligeramente redondeados, presentan un eje mayor superior a 3 μm . Presentan el área central parcial o totalmente cerrada y su puente forma un ángulo $< 25^\circ$ con el eje mayor del cocolito. Esta especie caracteriza de manera especial el Evento “mid”-Brunhes por su altísima concentración en número de individuos y en el carbonato aportado por ella. Varios autores han sugerido que su máxima concentración durante el Evento “mid”-Brunhes se debe a un patrón paleoecológico indicador de aguas eutróficas (Álvarez, 2005; Liu et al., 2008) o de aguas oligotróficas (Bollman et al., 1998), mientras que otros han hecho referencia a un patrón evolutivo (Bollman et al., 1998; Flores et al., 1999).

Gephyrocapsa omega (Burky et al., 1973)

Gephyrocapsa omega (Anexo I – Lámina I-11) fue caracterizada como tropical, aunque también aparece en altas latitudes. En cualquier caso, en nuestra latitud (57°N) aparece en muy poca cantidad. También aparece en el Site 607 durante el Pleistoceno (Maiorano & Marino, 2004) en el que se identificó como un taxón de aguas cálidas, con grandes abundancias en aguas de baja salinidad y alta concentración de nutrientes.

Grupo small *Gephyrocapsa* (cocolitos de *Gephyrocapsa* < 3µm)

Probablemente este grupo incluya más de una especie (Anexo I – Lámina I-4) puesto que resulta complicada la diferenciación de las *Gephyrocapsa* de un tamaño menor a 3µm empleando microscopía óptica. Según la clasificación de Flores et al. (1997) este grupo estaría integrado por dos especies:

G. aperta Kamptner, 1963

G. ericsonii McIntyre y Bé, 1967

Los “small” *Noelaerhabdaceae* han sido considerados como unos excelentes indicadores de células de surgencia en el océano (Gartner, 1988; Takahashi & Okada, 2000), masas de agua ricas en nutrientes (Gartner et al., 1987; Gartner, 1988; Takahashi & Okada, 2000) y descensos en la temperatura de las masas de agua eutróficas (Gartner, 1988) y por ello se les ha incluido dentro del grupo de estrategias de la R (Gartner et al., 1987; Gartner, 1988), aunque en esta Tesis Doctoral, el incremento en sus abundancias no supuso un cambio en la diversidad.

La disolución selectiva de su puente, puede afectar a su puente, pudiendo llegar a confundirse con la reticulofenestras inferiores a 3µm (*R.minuta*). Sin embargo, este hecho no tiene mayores consecuencias para los estudios paleoecológicos, ya que este grupo tienen naturaleza igualmente oportunista, contemplándose todas ellas bajo el término “pequeños placolitos” (pequeños placolitos – small placoliths) y utilizándose como indicadores de aguas ricas en nutrientes o de alta productividad (Colmenero-Hidalgo et al., 2004; Maiorano et al., 2009; Amore et al., 2012).

Flores et al. (1999)		<i>G. oceanica</i>	<i>G. muellerae</i>	<i>G. caribbeanica</i>	"small" <i>Gephyrocapsa</i>	<i>G. omega</i>	<i>Gephyrocapsa</i> grande
ángulo del puente	> 50°	< 25°	< 25° área central cerrada	---	~90°		
diámetro máximo	> 3µm	> 3µm	> 3µm	< 3µm	> 3µm	> 5,5µm área central cerrada	
Autor							
Bucky, 1973	---	---	---	---	<i>G. omega</i>	---	---
Thierstein et al., 1977	---	<i>G. caribbeanica</i>	---	---	---	---	
Bréhéret, 1978	<i>G. oceanica</i>	<i>G. muellerae</i>	<i>G. caribbeanica</i>	<i>G. aperta</i> <i>G. ericsonii</i>	---	---	
Samtleben, 1980	<i>G. oceanica</i>	<i>G. muellerae</i>	<i>G. caribbeanica</i>	varias especies	---	---	
Matsuoka y Okada, 1990	<i>Gephyrocapsa</i> sp. D (grande)	<i>Gephyrocapsa</i> sp. D	<i>Gephyrocapsa</i> sp. D (pequeña)	<i>Gephyrocapsa</i> spp. (pequeña)	<i>Gephyrocapsa</i> sp. C	<i>Gephyrocapsa</i> sp. B	
Sato y Takayama, 1992					<i>G. paralela</i>	<i>Gephyrocapsa</i>	
Raffi et al., 1993	<i>Gephyrocapsa</i> mediana	<i>Gephyrocapsa</i> pequeña	<i>Gephyrocapsa</i> pequeña	<i>Gephyrocapsa</i> pequeña	<i>G. omega</i>	<i>Gephyrocapsa</i> grande	
Jordan et al., 1996	<i>G. oceanica</i>	<i>G. muellerae</i>		<i>G. aperta</i> <i>G. ericsonii</i>	---	---	
Bollmann, 1997	<i>Gephyrocapsa</i> grande+ecuatorial	<i>Gephyrocapsa</i> fría	<i>Gephyrocapsa</i> oligotrófica	<i>Gephyrocapsa</i> diminuta	---	---	

Tabla 2.2. Clasificación de las diferentes especies y variedades del género *Gephyrocapsa*. Comparación de los criterios de clasificación propuestos por Flores et al. (1999) con clasificaciones anteriores. Encima de la tabla, esquema de un cocolito donde se indican los parámetros utilizados para la clasificación (Flores et al., 1999; Colmenero-Hidalgo, 2004).

Género *Reticulofenestra* (Hay, Mohler y Wade, 1966)

La taxonomía de esta especie viene reflejada en la Tabla 2.3. Este género no aparece en gran cantidad en nuestro estudio, pero si es importante la especie *Reticulofenestra asanoi* con fines bioestratigráficos, como se indica en el apartado relacionado con la bioestratigrafía [Capítulo 4]. Algunas fotografías tomadas para las diferentes especies de este género están contenidas en el Anexo I – Lámina II-16, 17, 20 y 21.

Tamaño	Forma	Nombre	Especies equivalentes
≤ 3 μm	SUBCIRCULAR CIRCULAR	Reticulofenestridos muy pequeños (VSR)	<i>Reticulofenestra minuta</i> (*); <i>Dictyococcites productus</i> ; <i>pseudoemiliana lacunosa</i> (*)
3-5 μm	SUBCIRCULAR	Reticulofenestridos pequeños (SR)	<i>R.haqiii</i> ; <i>R.minutula</i> (*); <i>R.perplexa</i> = <i>D.antarcticus</i> <i>D.productus</i>
	CIRCULAR	<i>Pseudoemiliana lacunosa</i>	
5-7 μm	SUBCIRCULAR	Reticulofenestridos medianos (MR)	<i>R.haqiii</i> ; <i>R.minutula</i> (*); <i>R.perplexa</i> = <i>D.antarcticus</i>
	CIRCULAR	<i>Pseudoemiliana lacunosa</i> (*)	
6-8 μm	SUBCIRCULAR CIRCULAR	<i>Reticulofenestra asanoi</i> (*)	
>7 μm	SUBCIRCULAR	<i>Reticulofenestra pseudoumbilicus</i>	

Tabla 2.3. Taxonomía del género *Reticulofenestra*, basado en Flores et al., (1995). Las especies que tienen (*) aparecen en este estudio.

2.12. Sistemática de los taxones estudiados

El esquema de clasificación de los cocolitóforos utilizado en este trabajo está basado en Cavalier-Smith (1998), Edvarsen et al. (2000), Young & Bown (1997a, b) y Cros & Fortuño (2002), para las categorías superiores; y en la guía de la taxonomía de los cocolitóforos actuales de Young et al. (2003) para las categorías inferiores:

Reino **Cromista** Cavalier-Smith 1981 emend. Cavalier-Smith 1998
Subreino **Cromobiota** Cavalier-Smith 1991
Infrarreino **Haptophyta** Cavalier-Smith 1995

División **Haptophyta** Hibberd 1972 ex Edvardsen y Eikrem 2000
Clase **Prymnesiophyceae** Hibberd 1976 Hibberd 1976 emend. Cavalier-Smith 1996

Subclase **Prymnesiophycidae** Cavalier-Smith 1986 emend.
Cavalier-Smith 1996 en Cavalier- Smith et al., 1996

ORDEN Prinsiales	Young & Bown, 1997
Familia Noelaerhabdaceae	Jerkovic, 1970
Género <i>Gephyrocapsa</i>	Kamptner, 1943
Especie <i>Gephyrocapsa caribbeanica</i>	Boudreaux & Hay, 1967
Especie <i>Gephyrocapsa muellerae</i>	Brèhèret, 1978
Especie <i>Gephyrocapsa oceanica</i>	Kamptner, 1943
Especie <i>Gephyrocapsa omega</i>	Hay & Beaudry, 1973
Grupo small <i>Gephyrocapsa</i>	
<i>G. aperta</i>	Brèhèret, 1978
<i>G. ericsonii</i>	Brèhèret, 1978
Género <i>Pseudoemiliana</i>	Kamptner, 1963
Especie <i>Pseudoemiliana lacunosa</i>	Cohen, 1964
Género <i>Reticulofenestra</i>	Hay, Mohler & Wade, 1966
Especie <i>Reticulofenestra minuta</i>	Roth, 1970
Especie <i>Reticulofenestra minutula</i>	(Gartner, 1967) Haq & Berggren, 1978
Especie <i>Reticulofenestra asanoi</i>	Sato and Takayama, 1992
ORDEN Syracosphaerales	Hay, 1977; emend. Young et al., 2003
Familia Syracosphaeraceae	(Lohmann, 1902) Lemmermann, 1908
Especie <i>Syracosphaera pulchra</i>	Lohmann, 1902
Familia Calciosoleniaceae	Kamptner, 1927
Género <i>Calcioselenia</i>	Gran, 1912; emend. Young et al., 2003
Especie <i>Calcioselenia murrayi</i>	Gran, 1912
Familia Rhabdosphaeraceae	Haeckel, 1984
Género <i>Rhabdosphaera</i>	Haeckel, 1984
Especie <i>Rhabdosphaera clavigera</i>	Murray & Blackman, 1989
ORDEN Zygodiscales	Young & Bown, 1997
Familia Helicosphaeraceae	Black, 1971
Género <i>Helicosphaera</i>	Kamptner, 1954
Especie <i>Helicosphaera carteri</i>	(Wallich, 1877) Kamptner, 1954
Especie <i>Helicosphaera inversa</i>	(Gartner, 1980) Theodoridis, 1984
Familia Pontosphaeraceae	Lemmermann, 1908
Género <i>Pontosphaera</i>	Lohmann, 1902
Especie <i>Pontosphaera multipora</i>	(Roth, 1970) Kamptner, 1984
ORDEN Coccolithales	Schwar, 1932 sensu Jordan et al., 2004
Familia Calcidiscaceae	Young & Bown, 1997
Género <i>Calcidiscus</i>	Kamptner, 1950
Especie <i>Calcidiscus leptopus</i>	(Murray & Blackman, 1898) Loeblich & Tappan, 1978
Género <i>Oolithotus</i>	Reinhardt, 1968
Especie <i>Oolithotus fragilis</i>	(Lohmann, 1912) Martini & Müller, 1972
Género <i>Umbilicosphaera</i>	Lohmann, 1902
Especie <i>Umbilicosphaera sibogae</i>	(Weber-van Bosse, 1901) Gaarder, 1970
Familia Coccolithaceae	Poche, 1913; emend. Young & Bown, 1997
Género <i>Coccolithus</i>	Schward, 1894
Especie <i>Coccolithus pelagicus</i>	(Wallich, 1877) Schiller, 1930
Subespecie <i>Coccolithus pelagicus pelagicus</i>	(Wallich, 1877) Schiller, 1930
Subespecie <i>Coccolithus pelagicus braarudii</i>	(Wallich, 1877) Schiller, 1930
Subespecie <i>Coccolithus pelagicus azorinus</i>	Parente & Cachao, 2005

Referencias

- Álvarez, M.C. 2005. Reconstrucción paleoceanográfica del margen continental del Pacífico durante los últimos 800 ka mediante el análisis de asociaciones de coccolitóforos. Ph.D Thesis, Universidad de Salamanca, Salamanca, Spain, 151 pp.
- Amore, F. O. et al. 2012. A Middle Pleistocene Northeast Atlantic Coccolithophore Record: Paleoclimatology & Paleoproductivity Aspects. *Marine Micropaleontology* 90–91: 44–59.
- Andruleit, H., y U. Rogalla. 2002. Coccolithophores in surface sediments of the Arabian Sea in relation to environmental gradients in surface waters, *Marine Geology*, 186(3-4), 505-526.
- Andruleit, H.A. & Baumann, K.-H., 1998. History of the Last Deglaciation and Holocene in the Nordic seas as revealed by coccolithophore assemblages. *Marine Micropaleontology*, 35(3-4): 179-201.
- Asper, V.L. 1987. Measuring the flux and sinking speed of marine snow aggregates. *Deep-Sea Research* 34, 1-17.
- Balestra, B., Ziveri, P., Monechi, S., Troelstra, S. 2004. Coccolithophorids from the southeast Greenland margin (Northern North Atlantic): production, ecology and the surface sediment record. *Micropaleontology* 50, 23-24. doi: 10.2113/50. Suppl_1.23. Balch, W. W. (2004), Re-evaluation of the physiological ecology of coccolithophores, in *Coccolithophores: from molecular processes to global impact*, edited by H. R. Thierstein & J. R. Young, pp. 165-190, Springer, Berlin-Heidelberg.
- Bárcena, M. A. et al. 2004. Planktonic Response to Main Oceanographic Changes in the Alboran Sea (Western Mediterranean) as Documented in Sediment Traps and Surface Sediments. *Marine Micropaleontology* 53(3–4): 423–45.
- Baumann, K.-H., Andruleit, H., Böeckel, B., Geisen, M., Kinkel, H. 2005. The significance of extant coccolithophores as indicators of ocean water masses, surface water temperature, and paleoproductivity: a review. *Paläontologische Zeitschrift* 79, 93-112.
- Baumann, K.-H. & Freitag, T. 2004. Pleistocene fluctuations in the northern Benguela Current system as revealed by coccolith assemblages. *Marine Micropaleontology* 52, 195–215.
- Baumann, K.-H., Andruleit, H.A., Samtleben, C. 2000. Coccolithophores in the Nordic Seas: comparison of living communities with surface sediment assemblages. *Deep-Sea Research II* 47, 1743-1772.
- Beaufort, L., de Garidel-Thoron, A. C. Mix, & Pisias, N. G. 2001. ENSO-like forcing on oceanic primary production during the Late Pleistocene, *Science*, 293(5539), 2440-2444.
- Beaufort, L., Lancelot, Y. Camberlin, P., Cayre, O., Vincent, E., Bassinot, F., Labeyrie, L. 1997. Insolation cycles as a major control of Equatorial Indian Ocean primary production. *Science* 278, 1451- 1454.
- Beltran, C.; Rafélis, M.; Minoletti, F.; Renard, M.; Sicre, M-A; Ezat, U. 2007. Coccolith $\delta^{18}\text{O}$ and alkenone records in middle Pliocene orbitally controlled deposits:

High-frequency temperature and salinity variations of sea surface water. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(5): 1-15.

- Benthien, A.; Andersen, N.; Schulte, S.; Müller, P.-J.; Schneider, R.-R.; Wefer, G. 2005. The carbon isotopic record of the C_{37:2} alkenone in the South Atlantic: Last Glacial Maximum (LGM) vs. Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 221(1-2): 123-140.
- Berger, W. H., y P. H. Roth. 1975. Oceanic Micropaleontology: progress and Prospect., *Rev. Geophys.*, 13(doi: 10.1029/RG013i003p00561).
- Billard, C. & Inouye, I. 2004. What is new in coccolithophore biology? In: Thierstein, H.R., Young, Y.R. (Eds.), *Coccolithophores - From Molecular Processes to Global Impact*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 1-29.
- Black, M., 1971. Coccoliths of the Speeton Clay and Sutterby Marl. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 38: 381-424.
- Blasco, D., Estrada, M. Jones. B. 1980. Relationship between the phytoplankton distribution and composition and hydrography In the Northwest African upwelling region near Cabo Corbeiro. *Deep Sea Res.* 27: 799-8
- Boeckel, B., 2003. Present and past coccolith assemblages in the South Atlantic: implications for species ecology, carbonate contribution and palaeoceanographic applicability. Dissertation Thesis, Universität Bremen, Bremen (Germany), 157 pp.
- Bollmann, J., Henderiks, J., Brabec, B. 2002. Global calibration of *Gephyrocapsa* coccolith abundance in Holocene sediments for paleotemperature assessment. *Paleoceanography* 17, 1035.
- Bollmann, J., Baumann, K.-H., Thierstein, H. 1998. Global dominance of *Gephyrocapsa* coccoliths in the late Pleistocene: selective dissolution, evolution or global environmental change? *Paleoceanography* 13, 517-529
- Bollmann, J., 1997. Morphology and biogeography of *Gephyrocapsa* coccoliths in Holocene sediments. *Marine Micropaleontology*, 29(3-4): 319-350.
- Boon, J.J., van der Meer, F.W., Schuyf, J.W., de Leeuw, J.W., Schenck, P.A., Burlingame, A.L. 1978. Organic geochemical analyses of core samples from Site 362, Walvis Ridge, Proc. DSDP, Init. Repts., 40. Deep Sea Drilling Program. Government Printing Office, 627-637.
- Boudreaux, J. E. & Hay, W. W., 1969. Calcareous nannoplankton and biostratigraphy of the late Pliocene-Pleistocene sediments in Submarex cores. *Rev. Esp. Micropaleontol.*, 1:249-292.
- Bown, P.R., Lees, J.A., Young, J.R. 2004. Calcareous nannoplankton evolution and diversity through time. In: Thierstein, H.R., Young, Y.R. (Eds.), *Coccolithophores - From Molecular Processes to Global Impact*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 481-508.
- Bown, P.R., 1998. *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropalaeontological Society Publications Series. Chapman & Hall, London, 315 pp.

- Brand, L.E. 1994. Physiological ecology of marine coccolithophores. In: Winter, A., Siesser, W.G. (Eds.). *Coccolithophores*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 39-62.
- Brassell, S.C., Eglinton, G., Howell, V.J. 1987. Palaeoenvironmental assessment for marine organic-rich sediments using molecular organic geochemistry. In: Fleet, A.J., Brooks, J. (Eds.), *Marine Petroleum Source Rocks*. Blackwell, London, pp. 79-98.
- Brassell, S.C., Eglinton, G., Marlowe, I.T., Pflaumann, U., Sarnthein, M. 1986. Molecular stratigraphy: a new tool for climatic assessment. *Nature* 320, 129-133.
- Bréhéret, J.G. 1978. Formes nouvelles quaternaires et actuelles de la famille des *Gephyrocapsaceae* (Coccolithophorides). *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences. Paris. Série D - Sciences Naturelles*, 287: 447-449.
- Broerse, A.T.C., Ziveri, P., van Hinte, J.E. & Honjo, S., 2000. Coccolithophore export production, species composition, and coccolith-CaCO₃ fluxes in the NE Atlantic (34°N 21°W and 48°N 21°W). *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 47(9-11): 1877-1905.
- Brown, E., Colling, A., James, R., Park, D., Phillips, J., Rothery, D., Wright, J. 2005. *Marine Biogeochemical cycles*. Oxford (Pergamon Press). 130pp.
- Brown, J., Colling, A., Park, D., Phillips, J., Rothery, D., Wright, J. 1989. *Ocean chemistry and deep-sea sediments*. Oxford (Pergamon Press). 134 pp.
- Burkill, P.H. et al., 2002. Dimethyl sulphide biogeochemistry within a coccolithophore bloom (DISCO): an overview. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49: 2863- 2885
- Bukry, D., 1971. *Discoaster* evolutionary trends. *Micropaleontology*, 17: 43-52.
- Cabarcos E. 2013. Evolución de la productividad en el Pacífico y mar de Arabia durante la última deglaciación y el holoceno. Universidad de Salamanca. 281 pp.
- Cachão, M. & Moita, M.T., 2000. *Coccolithus pelagicus*, a productivity proxy related to moderate fronts off Western Iberia. *Marine Micropaleontology*, 39(1-4): 131.
- Cavalier-Smith, T. 1998. A revised six-kingdom system of life. *Biological Reviews of the Cambridge Philosophical Society*, 73: 203-266.
- Cavalier-Smith, T., M.T.E.P. Allsopp, M.M. Häuber, G. Gothe, E.E. Chao, J.A. Couch, and U.G. Maier. 1996. Chromobionte phylogeny: the enigmatic alga *Reticulosphaera japonensis* is an aberrant haptophyte, not a heterocont. *Eur. J. Phycol.*, 31: 255- 263.
- Cavalier-Smith T, Chao EE. 1996. Molecular phylogeny of the free-living archezoan *Trepomonas agilis* and the nature of the first eukaryote". *J Mol Evol* 43 (6): 551-62.
- Colmenero-Hidalgo, E. 2004. Respuesta de las Asociaciones de Cocolitofóridos a los Cambios Climáticos del Cuaternario Final. Reconstrucción de la dinámica superficial y climática del Mediterráneo occidental y del Mar de Arabia, 255 pp. Universidad de Salamanca, Salamanca.

- Conte, M.H., Volkmann, J.K., Eglinton, G. 1994. Lipid biomarkers of *Haptophyta*. In Green, J.C., Leadbeater, B.S.C. (Eds.), *The Haptophyte Algae 51, The Haptophyte Algae. Systematics Association Special Volume 51*. Clarendon Press, Oxford. pp. 351-377.
- Cros, L., Fortuño, J.-M. 2002. Atlas of Northwestern Mediterranean coccolithophores. *Scientia Marina* 66 (Suppl. 1). Institut de Ciències del Mar, CMIMA-CSIC Barcelona. pp. 1-194.
- de Vargas, C., Aubry, M.-P., Probert, I., Young, J. 2007. Origin and evolution of coccolithophores: From coastal hunters to oceanic farmers. In: Falkowski, P., Knoll, A., *Evolution of Primary Producers in the Sea*. ELSEVIER, Academic Press. Amsterdam, 251-285.
- Dittert, N., Baumann, K.H., Bickert, T., Heinrich, R., Huber, R., Kinkel, H., Meggers, H. 1999. Carbonate dissolution in the deep-sea: methods, quantification, and paleoceanographic application. In: Fischer, G., Wefer, G. (Eds.) *Use of proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Springer-Verlag, Berlin. p. 255-284.
- Dudley, W.C. & Nelson, C.S., 1989. Quaternary surface-water stable isotope next term signal from calcareous nannofossils at DSDP Site 593, southern Tasman Sea. *Marine Micropaleontology*, 13(4): 353-373.
- Edvardsen, B.; Eikrem, W.; Throndsen, J.; Sáez, A.-G.; Probert, I.; Medlin, L.-K. 2011. Ribosomal DNA phylogenies and a morphological revision provide the basis for a revised taxonomy of the *Prymnesiales (Haptophyta)*. *Eur J Phycol.* 2011 Aug 1;46(3):202–28.
- Edvardsen, B., Eikrem, W., Green, J.C., Andersen, R.A., Staay van der, S.Y.M., Medlin, L.K. 2000. Phylogenetic reconstructions of the *Haptophyta* inferred from 18S ribosomal DNA sequences and available morphological data. *Phycology*, 39, 19-35.
- Ehrenberg, C.G., 1836. Bemerkungen über feste mikroskopische anorganische Formen in den erdigen und derben Mineralien, Bericht. *Verh. K. Preuss. Akad. Wiss., Berlin*.
- Erez, J. 2003. The source of ions for biomineralization in foraminifera and their applications for paleoceanographic proxies. In Dove, P. M., de Yoreo, J. J., Weiner, S., *Biomineralization. Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 54, 115-149.
- Feely, R., Sabine, C., Takahashi, T., Wanninkhof, R. 2001. Uptake and storage of carbon dioxide in the ocean: the global CO₂ survey. *Oceanography* 14, 18 -32.
- Findlay, C.S. & Giraudeau, J., 2002. Movement of oceanic fronts south of Australia during the last 10 ka: interpretation of calcareous nannoplankton in surface sediments from the Southern Ocean. *Marine Micropaleontology*, 46(3-4): 431-444.
- Findlay, C.S. & Flores, J.A., 2000. Subtropical Front fluctuations south of Australia (45°09'S, 146°17'E) for the last 130 ka years based on calcareous nannoplankton. *Marine Micropaleontology*, 40(4): 403-416.
- Findlay, C.S. 1998., *Living and Fossil Calcareous Nannoplankton from the Australian Sector of the Southern Ocean: Implications for Paleoceanography*. PhD, University of Tasmania
- Flores, J.-A., Sierro, F.J. 2007. Coccoliths. In Scott, A.E., *Quaternary Science*, Elsevier, Academic Press, Amsterdam, pp. 1634-1646.

- Flores, J.-A.; Marino, M.; Sierro, F.-J.; Hodell, D.-A & Charles, C.-D. 2003. Calcareous plankton dissolution pattern and coccolithophore assemblages during the last 600 kyr at ODP Site 1089 (Cape Basin, South Atlantic): paleoceanographic implications, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 196(3-4), 409-426.
- Flores, J.A., Bárcena, M.A., Sierro, F.J. 2000. Ocean-surface and wind dynamics in the Atlantic Ocean off Northwest Africa during the last 140 000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 161, 459–478.
- Flores, J. A., R. Gersonde, & F. J. Sierro. 1999. Pleistocene fluctuations in the Agulhas Current Retroflexion based on the calcareous plankton record, *Marine Micropaleontology*, 37, 1-22.
- Flores, J.A., Sierro, F.J., Francés, G., Vázquez, A. & Zamarreño, I., 1997. The last 100,000 years in the western Mediterranean: sea surface water and frontal dynamics as revealed by coccolithophores. *Marine Micropaleontology*, 29(3-4): 351-366.
- Flores, J. A., F. J. Sierro & I. Raffi. 1995. Evolution of the calcareous nannofossil assemblage as a response to the paleoceanographic changes in the eastern equatorial Pacific Ocean from 4 to 2 Ma (Leg 138, Sites 849 and 852), in *Proc. ODP Sci. Results*, vol. 138, edited by N. G. Pisias et al., pp. 163–176, College Station, Tex equatorial Pacific from 4 to 2 Ma (Leg 138, Sites 849 and 852). *Proc. ODP Init. Rep.* 138, 163–176
- Fuertes, M-A, Flores, J-A & Sierro, F-J. 2014. The Use of Circularly Polarized Light for Biometry, Identification and Estimation of Mass of Coccoliths. *Marine Micropaleontology* 113: 44–55. Gaarder, K. R., 1970. Three new taxa of Coccolithineae. *Nytt. Mag. Bot.*, 17:113-126.
- Gartner, S. 1988. Paleooceanography of the Mid-Pleistocene. *Marine micropaleontology*, 13, 23-46. 1988.
- Gartner, J. V., JR., T. L. Hopkins, R. C. Baird, & D. M. Milliken. 1987. The lanternfishes (Pisces: *Myctophidae*) of the eastern Gulf of Mexico. *Fish. Bull.*, U.S. 85:81-98.
- Gartner, S., 1980. Validation of *Helicopontosphaera inversa*. *INA Newsletter*, 2: 35.
- Gartner, S., 1967. Calcareous nannofossils from Neogene of Trinidad, Jamaica, and Gulf of Mexico. *Paleontological Contributions*. University of Kansas, 29: 1-7.
- Geisen, M., Billard, C., Broerse, A.T.C., Cros, L., Probert, I., Young, J.R. 2002. Life-cycle associations involving pairs of holococcolithophorid species: Intraspecific variation or cryptic speciation? *European Journal of Phycology* 37, 531-550.
- Geitzenauer, K.R., Roche, M.B. & McIntyre, A., 1977. Coccolith Biogeography from North Atlantic and Pacific Surface Sediments. In: A.T.S. Ramsay (Editor), *Oceanic Micropalaeontology*, London, pp. 973-1008.
- Giraudeau, J. & Beaufort, L., 2007. Coccolithophores: From Extant Populations to Fossil Assemblages. In: Hillaire-Marcel, C. & De Vernal, A. (Editors), *Proxies in Late Cenozoic Paleooceanography*. *Developments in Marine Geology*. Elsevier, Amsterdam, Heidelberg, pp. 409- 439.

- Giraudeau, J., & Rogers, R. 1994. Phytoplankton biomass and sea-surface temperature estimates from sea-bed distribution of nannofossils and planktonic-foraminifera in the Benguela Upwelling System., *Micropaleontology*, 40(3), 275-285.
- Gran, H.H., 1912. Pelagic plant life. In: Murray, J. & Hjort, J. (Editors), *The Depths of the Ocean*. Macmillan, London, pp. 307-386.
- Grimalt, J.O., Rullkötter, J. Sicre, M.-A., Summons, R., Farrington, J., Harvey, H.R., Goñi, M., Sawada, K. 2000. Modifications of the C₃₇ alkenone and alkenoate composition in the water column and sediment: Possible implications for sea surface temperature estimates in paleoceanography. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 1.
- Haeckel, E. 1894. *Sistematische Phylogenie der Protisten und Pflanzen*. Reimer, Berlin
- Hagino, K.; Okada, H. & Matsuoka, H., 2005. Coccolithophore assemblages and morphotypes of *Emiliana huxleyi* in the boundary zone between the cold Oyashio and warm Kuroshio currents off the coast of Japan. *Marine Micropaleontology*, 55(1-2): 19.
- Haq, B. U. & Berggren, W. A., 1978. Late Neogene calcareous plankton biochronology of the Rio Grande Rise (South Atlantic Ocean). *J. Paleontol.*, 52:1167-1194.
- Harris, R. P. 1994. Zooplankton grazing on the coccolithophore *Emiliana huxleyi* and its role in inorganic carbon flux, *Marine Biology*, 119(3), 431-439.
- Heinrich, R., Baumann, K.H. Gerhardt., S., Gröger, M., Volbers, A. 2004. Carbonate preservation in deep and intermediate waters in the South Atlantic: evaluation and geologic record (a review). In: Wefer, G., Mulitza, S., Ratmeyer, V. (Eds.) *The South Atlantic in the Late Quaternary – Reconstruction of material budget and current systems*. Springer-Verlag, Berlin. p. 645-670.
- Hendericks, J., Bollmann, J. 2004. The *Gephyrocapsa* sea surface palaeothermometer put to the test: comparison with alkenone and foraminifera proxies off NW Africa. *Marine Micropaleontology* 50, 161-184.
- Hibberd, D.J. 1976. The ultrastructure and taxonomy of the *Chrysophyceae* (*Haptophyceae*): survey with some new observations on the ultrastructure of the *Chrysophyceae*. *Bot. J. Linn. Society* 72, 55- 80.
- Hibberd, D.J. 1972. *Chrysophyta*: definition and interpretation. *Br. Phycol. J.*, 7: 281.
- Hiramatsu, C. & De Deckker, P., 1997. The late Quaternary calcareous nannoplankton assemblages from three cores from the Tasman Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 131(3-4): 391-412.
- Honjo, S. 1976. Coccoliths: production, transportation and sedimentation. *Marine Micropaleontology* 1, 65- 79.
- Huguet, C., Kim, J.-H., Sinninghe Damsté, J.S. & Schouten, S., 2006. Reconstruction of sea surface temperature variations in the Arabian Sea over the last 23 kyr using organic proxies (TEX86 and U₃₇K'). *Paleoceanography*, 21: 1-13.

- Huxley, T.H., 1868. On some Organisms at Great Depths in the North Atlantic Ocean. Quarterly Journal of Microscopical Science, 8: 203-212.
- Jerkovic, L., 1970. *Noelaerhabdus* nov gen type d'une nouvelle famille de Coccolithporides fossils Noelaerhabdaceae du Miocene superieur de Yougoslavie. Academie des Sciences de Paris, Comptes Rendus, 270: 468–470.
- Jordan, R. W. & Ahl H. L. Chamberlain. 1997. Biodiversity among *Haptophyte* Algae. Biodiversity & Conservation 6(1): 131–52.
- Jordan, R.W. & Green, J.C., 1994. A check-list of the extant *Haptophyta* of the world. Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom, 74(1): 149-174.
- Kamptner, E. 1963. Coccolithineen-Skelettreste aus Tiefseeablagerungen des Pazifischen Ozeans. Naturh. Mus. Wien, Ann., 66: 139-204.
- Kamptner, E. 1954. Untersuchungen über den Feinbau der Coccolithen. Arch. Protistenk., 100:1-90
- Kamptner, E. 1950. Über den submikroskopischen Aufbau der Coccolithen. Akad. Wiss. Wien, Math. -Naturw. Kl., 87: 152- 158.
- Kamptner, E., 1943. Zur Revision der Coccolithineen-Spezies *Pontosphaera huxleyi* Lohm. Anz. Akad. Wiss Wien, Math. -Naturwiss. Kl., 80:43-49
- Kamptner, E. 1927. Beitrag zur Kenntnis adriatischer Coccolithophoriden. Arch. Protistenk., 58: 173-184.
- Kiermayer, O. & Romanovicz, D.K., 1981. Scale Formation in Flagellates. Cytomorphogenesis in Plants. Springer Vienna, 27-62.
- Kinkel, H., Baumann, K.-H., Čeppek, M. 2000. Coccolithophores in the equatorial Atlantic Ocean: response to seasonal and Late Quaternary surface water variability. Marine Micropaleontology 39, 87-112.
- Kleijne, A. 1993. Morphology, taxonomy and distribution of extant coccolithophores (calcareous nanoplankton), Vrije Universiteit, Amsterdam.
- Knappertsbusch, M., Cortes, M.Y., Thierstein, H.R. 1997. Morphologic variability of the coccolithophorid *Calcidiscus leptopus* in the plankton, surface sediments and from the Early Pleistocene. Marine Micropaleontology 30, 293–317.
- Knappertsbusch, M. & Brummer, G.-J.A., 1995. A sediment trap investigation of sinking coccolithophorids in the North Atlantic. Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 42(7): 1083-1109.
- Langer, G. et al., 2006. Coccolith strontium to calcium ratios in *Emiliania huxleyi*: The dependence on seawater strontium and calcium concentrations. Limnology and Oceanography, 51(1): 310-320.
- Liu, R., Liu, H., Zhang, C. X., Yang, S. Y., Liu, X. H., Zhang, K. Y. & Lai, R. (2008). *Sphingobacterium siyangense* sp. nov., isolated from farm soil. Int J Syst Evol Microbiol 58, 1458–1462.

- Lemmermann, E. – 1908. Flagellatae, Chlorophyceae, Cocosphaerales und Silicoflagellatae. In: K. Brandt & C. Apstein (eds.), Nordisches Plankton. Botanischer Teil, pp. 1-40. Lipsius & Tischer, Kiel.
- Lloyd, G.T., Smith, A.B. y Young, J.R., 2011. Quantifying the deep-sea rock and fossil record bias using coccolithophores. Geological Society, London, Special Publications 358: 167-177.
- Lohmann, H. 1902. Die Coccolithophoridae, eine Monographie der Coccolithen bildenden Flagellaten, Zugleich ein Beitrag zur Kenntnis des Mittelmeerauftriebs. Arch. Protistenk., 1: 89-165
- Lototskaya, A., Ziveri, P., Ganssen, G.M. & van Hinte, J.E., 1998. Calcareous nannofloral response to Termination II at 45°N, 25°W (northeast Atlantic). Marine Micropaleontology, 34 (1-2): 47.
- Maiorano, P. et al. 2015. Coccolithophore Variability from the Shackleton Site (IODP Site U1385) through MIS 16-10. Global and Planetary Change 133: 35–48.
- Maiorano, P; Maria M. & Flores, J-A. 2009. The Warm Interglacial Marine Isotope Stage 31: Evidences from the Calcareous Nannofossil Assemblages at Site 1090 (Southern Ocean). Marine Micropaleontology 71(3–4): 166–75.
- Maiorano, P. & Marino, M. 2004. Calcareous Nannofossil Bioevents and Environmental Control on Temporal and Spatial Patterns at the Early-Middle Pleistocene. Marine Micropaleontology 53(3–4): 405–22.
- Malin, G. & G.O. Kirst. 1997. Algal production of dimethyl sulfide and its atmospheric role. J. Phycol., 33: 889-896.
- Manton, I. & Leedale, G.F.. 1969. Observations on the microanatomy of *Coccolithus pelagicus* and *Cricosphaera carterae*, with special reference to the origin and nature of coccoliths and scales. J. mar. biol. Ass. U. K., 49: 1-16
- Marchant, H.J., Thomsen, H.A. 1994. Haptophytes in polar waters. In: Green, J.C., Leadbeater, B.S.C. (Eds.), The *Haptophyte* Algae. Systematics Association Special Volume 51. Clarendon Press, Oxford. pp. 187-208.
- Marino, M; Maiorano, P; Tarantino, F; Voelker, A; Capotondi, L.; Girone, A; Lirer, F.; Flores, J-A; Naafs, D .2014. Coccolithophores as Proxy of Seawater Changes at Orbital-to-Millennial Scale during Middle Pleistocene Marine Isotope Stages 14-9 in North Atlantic Core MD01-2446. Paleoceanography 29(6): 518–32.
- Marino, M; Maiorano, P. & Lirer, F. 2008. Changes in Calcareous Nannofossil Assemblages during the Mid-Pleistocene Revolution. Marine Micropaleontology 69(1): 70–90.
- Margalef, R. 1978. Life-forms of phytoplankton as survival alternatives in an unstable environment, Oceanologica Acta, 1(4), 493-509.
- Martini, E. & Müller, C.. 1972. Nannoplankton aus dem nordlichen Arabischen Meer. “Meteor” Forsch.-Ergeb., Reihe C, 10: 63-74.

- Marlowe, I.T., Brassell, S.C., Eglinton, G., Green, J.C. 1990. Long-chain alkenones and alkyl alkenoates and the fossil coccolith record of marine sediments. *Chemical Geology* 88, 349-375.
- Matsuoka, H., and Okada, H., 1989. Quantitative analysis of Quaternary nannoplankton in subtropical northwestern Pacific Ocean. *Mar. Micropaleontol*, 14:97-118
- Mattioli, E., Pittet, B., Young, J.R. and Bown, P.R., 2004. Biometric analysis of Pliensbachian- Toarcian (Lower Jurassic) coccoliths of the family *Biscutaceae*: intra- and interspecific variability versus palaeoenvironmental influence. *Marine Micropaleontology*, 52(1-4): 5-27.
- McIntyre, A. & Ruddiman, W.F., 1972. Northeast Atlantic post-Eemian paleoceanography: a predictive analog of the future. *Quaternary Research*, 2(3): 350-354.
- McIntyre, A.; Bé, A.; Roche, M. 1970. Modern Pacific *Coccolithophorida*: a palaeontological thermometer. *Transactions of the New York Academy of Science II* 32/6. pp. 720-731.
- McIntyre, A., Bé, A. 1967. Modern *coccolithophoraceae* of the Atlantic Ocean: I. Placoliths and cyrtoliths. *Deep-Sea Research I* 14, 561-597.
- Milliman, J.D. 1993. Production and accumulation of calcium carbonate in the ocean: budget of a non- steady state. *Global Biogeochemical Cycles* 7:927-957.
- Mitchell-Innes, B. A., & Winter, A. 1987. Coccolithophores: a major phytoplankton component in mature upwelled waters off the Cape Peninsula, South Africa in March, 1983, *Marine Biology*, 95(1), 25-30.
- Müller, P.J; Kirst G.; Ruhland, G.; von Storch, I.; Rosell-Melé; A. 1998. Calibration of the alkenone paleotemperature index U_{37K'} based on core-tops from the eastern South Atlantic and the global ocean (60°N-60°S). *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 62 (10), 1757-1772.
- Murray, G. & Blackman, V.H. 1898. On the nature of the coccospheres and rhabdospheres. *Phil. Trans. R. Soc. London (B)*, 190: 427-441
- Molfino, B., McIntyre, A. 1990. Nutricline variation in the equatorial Atlantic coinciding with the Younger Dryas. *Paleoceanography* 5, 997-1008
- Narciso, A., Cachão, M., de Abreu, L. 2006. *Coccolithus pelagicus* subsp. *pelagicus* versus *Coccolithus pelagicus* subsp. *braarudii* (*Coccolithophore*, *Haptophyta*): A proxy for surface subarctic Atlantic waters off Iberia during the last 200 kyr. *Marine Micropaleontology* 59, 15-34.
- Okada, H. & McIntyre, A., 1979. Seasonal Distribution of Modern Coccolithophores in the Western North Atlantic Ocean. *Marine Biology*, 54: 319-328.
- Okada, H. & McIntyre, A., 1977. Modern coccolithophores of the Pacific and North Atlantic Oceans. *Micropaleontology*, 23(1): 1-55.
- Okada, H., & S. Honjo. 1975. Distribution of coccolithophores in marginal seas along the western Pacific Ocean and in the Red Sea, *Marine Biology* 31, 271-285.

- Okada, H. & Honjo, S., 1973. The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 20(4): 355-364.
- Palumbo, E.; Flores, J-A.; Perugia, C.; Emanuele, D.; Petrillo, Z.; Rodrigues, T.; Voelker, A.; Amore, F-O. 2013. Abrupt Variability of the Last 24ka BP Recorded by Coccolithophore Assemblages off the Iberian Margin (Core MD03-2699). *Journal of Quaternary Science* 28(3): 320–28.
- Parente, A., Cachão, M., Baumann, K.-H., de Abreu, L., Ferreira, J. 2004. Morphometry of *Coccolithus pelagicus* s.l. (*Coccolithophore*, *Haptophyta*) from offshore Portugal, during the last 200 kyr. *Micropaleontology* 50 (supplement), 107-120.
- Pienaar, R. 1994. Ultrastructure and calcification of coccolithophores. In: Winter, A., Siesser, W.G. (Eds.). *Coccolithophores*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 13-37.
- Poche, F., 1913. Das System der Protozoa. *Archiv für Protistenkunde*, 30: 125-321.
- Pujos, 1992. Calcareous nannofossils of Plio-Pleistocene sediments from the northwestern margin of tropical Africa. In: *Upwelling Systems: Evolution Since the Early Miocene*. Ed. by: C.P. Summerhayes, W.L. Prell and K.C. Emeis. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 64:343-359.
- Quinn, P. S.; Sáez, A. G; Baumann, K.-H.; Steel, B. A.; Sprengel, C. & Medlin, L. K. 2004. Coccolithophorid biodiversity: evidence from the cosmopolitan species *Calcidiscus leptoporus*, in *Coccolithophores, from Molecular Processes to Global Impact*, edited by H. R. Thierstein and J. R. Young, pp. 299 - 326, Springer.
- Raffi, I.; Backman, J.; Rio, D. & Shackleton, N-J. 1993. Plio-Pleistocene Nannofossil Biostratigraphy and Calibration to Oxygen Isotope Stratigraphies from Deep Sea Drilling Project Site 607 and Ocean Drilling Program Site 677. *Paleoceanography* 8(3): 387–408.
- Rickaby; R.E.M; Bard, E.; Sonzogni, C.; Rostek, F.; Beaufort, L.; Barker, S.; Rees, G.; Schrag, D.P.2007. Coccolith chemistry reveals secular variations in the global ocean carbon cycle? *Earth and Planetary Science Letters*, 253: 83–95.
- Ridgwell, A. & Zeebe, R.E. 2005. The role of the global carbonate cycle in the regulation and evolution of the Earth system. *Earth and Planetary Science Letters* 234, 299-315.
- Roth, P.H., 1994. Distribution of coccoliths in oceanic sediments. In: A. Winter and W.G. Siesser (Editors), *Coccolithophores*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Roth, P. H., y W. H. Berger.1975. Dissolution of deep-sea Carbonates, in *Cushman Foundation for Foraminiferal Research Special Publication*, edited by W. V. Sliter, et al., pp. 87-113.
- Rowson, J. D.; Leadbeater, B.S.C & Green, J. C..1986. Calcium-carbonate deposition in the motile (*Crystallolithus*) phase of *Coccolithus-pelagicus* (Prymnesiphyceae), *British Phycological Journal*, 21(4), 359-370.
- Saavedra-Pellitero, M. 2009. Reconstrucción de las características ambientales de las masas de agua superficiales del Pacífico y Atlántico del último ciclo climático mediante el desarrollo de una función de análogos con cocolitos. Universidad de Salamanca.

- Saavedra-Pellitero, M. 2006. Distribución biogeográfica de las asociaciones de coccolitóforos en el Pacífico ecuatorial y suroriental. Tesina. Universidad de Salamanca, Salamanca, 137p.
- Samtleben, C. & Bickert, T., 1990. Coccoliths in sediment traps from the Norwegian Sea. *Marine Micropaleontology*, 16(1): 39-64.
- Samtleben, C. & Schröder, A. 1992. Living coccolithophore communities in the Norwegian-Greenland Sea and their record in sediments. *Marine Micropaleontology* 19, 333-354.
- Samtleben, C., Baumann, K.-H. & Schröder-Ritzrau, A., 1995a. Distribution, composition and seasonal variation of coccolithophore communities in the northern north Atlantic. In: J.A. Flores and F.J. Sierro (Editors), Fifth INA Conference Proceedings. University of Salamanca, Spain, pp. 219-235.
- Samtleben, C. et al., 1995b. Plankton in the Norwegian-Greenland Sea: from living communities to sediment assemblages - an actualistic approach. *Geologische Rundschau* (now *International Journal of Earth Sciences*), 84(1): 108-136.
- Samtleben, C., Die Evolution der Coccolithophoriden-Gattung *Gephyrocapsa* nach Befunden im Atlantik, *Palaeontol. Z.*, 54, 91-127, 1980.
- Sato, T. & Takayama, T. 1992. A stratigraphically significant new species of the calcareous nannofossil *Reticulofenestra asanoi*, in *Century of Japanese Micropalaeontology*, edited by R. K. Ishizaki and T. Sato, pp. 457-460, Terra Scientific, Tokyo.
- Schiller, J. 1930. Coccolithineae. In: L. Rabenhorst (ed.), *Kryptogamen-Flora von Deutschland, Österreich und der Schweiz*, 10, pp. 89-267. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig.
- Schneiderman, N. 1977. Selective dissolution of recent coccoliths in the Atlantic Ocean. In: *Ocean Micropaleontology*. Ed. by: A.T.S. Rammsay. Academic Press. London: pp.1009-1053.
- Schwarz, E.H.L., 1984. Coccoliths. *Ann. Mag.nat. Hist.*, Ser. 6, 14: 341-6.
- Schwartz, E. 1932. Beiträge zur Entwicklungsgeschichte der Protophyten. *Arch. Protistenk.*, 77: 434-462.
- Schlesinger, W. H. 2000. *Biogeoquímica. Un análisis del cambio global*. Ariel S.A. Barcelona, Spain, 593 pp.
- Shanks, A.L. & Trent, J.D. 1980. Marine snow: sinking rates and potential role in vertical flux. *Deep-Sea Research* 27, 137-143.
- Siesser, W. G. 1994. Composition and morphology of coccolithophore skeletons, in *Coccolithophores*, edited by E. A. Winter and W.G. Siesser, pp. 51-62, Cambridge University Press, Cambridge.
- Smayda, T-J. 1966. A quantitative analysis of the phytoplankton of the Gulf of Panama. III. General ecological conditions, and the phytoplankton dynamics at 845N, 7923W from November 1954 to May 1957. *Bull Inter-Am Trop Tuna Comm* 11:355- 612
- Sprengel, C., Baumann, K.-H., Henderiks, J., Henrich, R., Neuer, S. 2002. Modern coccolithophore and carbonate sedimentation along a productivity gradient in the

- Canary Islands region: seasonal export production and surface accumulation rates. *Deep-Sea Research II* 49, 3577-3598.
- Stefánsson, U. & Ólafsson, J. 1991. Nutrients and Fertility of Icelandic Waters. *Rit Fiskideildar*: 1–56.
- Stefánsson, U. 1968. Dissolved nutrients, oxygen, and water masses in northern Irminger Sea, *Deep-Sea Res.*, 15, 541–555.
- Steinmetz, J. C. 1994. Sedimentation of coccolithophores. In: Winter, A., Siesser, W. G. (Eds.). *Coccolithophores*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 179-197.
- Steinke, S., Kienast, M., Pflaumann, U., Weinelt, M. and Stattegger, K., 2001. A High-Resolution Sea-Surface Temperature Record from the Tropical South China Sea (16,500–3000 yr B.P.). *Quaternary Research*, 55(3): 352-362.
- Stoll, H.M., Arevalos, A., Burke, A., Ziveri, P., Mortyn, G., Shimizu, N., Unger, D. 2007. Seasonal cycles in biogenic production and export in Northern Bay of Bengal sediment traps. *Deep-Sea Research II* 54, 558-580.
- Stoll, H., Ziveri, P. 2004. Coccolithophorid-based geochemical paleoproxies. In: Thierstein, H.R., Young, Y.R. (Eds.), *Coccolithophores - From Molecular Processes to Global Impact*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 529-562.
- Stoll, H.M. and Bains, S., 2003. Coccolith Sr/Ca records of productivity during the Paleocene-Eocene thermal maximum from the Weddell Sea. *Paleoceanography*, 18(2).
- Stoll, H.M. and Schrag, D.P., 2000. Coccolith Sr/Ca as a new indicator of coccolithophorid calcification and growth rate. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1(5): 1-29.
- Takahashi, K., Okada, H. 2000. The paleoceanography for the last 30,000 years in the southeastern Indian Ocean by means of calcareous nannofossils. *Marine Micropaleontology* 40, 83-103.
- Theodoridis, S. 1984. Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Miocene and revision of the helicoliths and discoasters. *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, 32: 1-271.
- Thierstein, H. R.; Cortés, M. Y. & Haidar, A. T. 2004. Plankton community behavior on ecological and evolutionary time-scales, when models confront evidence, in *Coccolithophores: From Molecular Processes to Global Impact*, edited by H. R. Thierstein, and J. R. Young, pp. 455–479, Springer, Berlin.
- Thierstein, H.R., Geitzenauer, K.R., Molfino, B. and Shackleton, N.J., 1977. Global synchronicity of late Quaternary coccolith datum levels: Validation by oxygen isotopes. *Geology*, 5: 400-404.
- Tyrrell, T.; Young, JR & Steele JH. 2009. Coccolithophores. *Encyclopedia of Ocean Sciences* (Second Edition). Oxford: Academic Press, 606-614.
- Van Cappellen, P. 2003. Biomineralization and global biogeochemical cycles. In Dove, P. M., de Yoreo, J. J., Weiner, S., *Biomineralization. Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 54, 357-381.

- Volkman, J.K., Barrett, S.M., Blackburn, S.I., Sikes, E.L. 1995. Alkenones in *Gephyrocapsa oceanica*; implications for studies of paleoclimate. *Geochemica et Cosmochemica Acta* 59, 513-520.
- Volkman J. K., Eglinton G., Corner E. D. S., Forsberg T. E. V. 1980. Long-chain alkenes and alkenones in the marine coccolithophorid *Emiliana huxleyi*. *Phytochemistry* 19, 2619-2622.
- Wagreich, M., Bojar, A.-V., Sachsenhofer, R.F., Neuhuber, S. and Egger, H., 2008. Calcareous nannoplankton, planktonic foraminiferal, and carbonate carbon isotope stratigraphy of the Cenomanian–Turonian boundary section in the Ultrahelvetetic Zone (Eastern Alps, Upper Austria). *Cretaceous Research*, 29(5-6): 965-975.
- Wallich, G.C. 1877. Observations on the coccosphere. *Ann. Mag. Nat. Hist.*, (Ser. 4), 19: 342-350.
- Weaver, P.P.E. & Pujol, C. 1988. History of the last deglaciation in the Alboran Sea (western Mediterranean) and adjacent north Atlantic as revealed by coccolith floras. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 64: 35–46.
- Winter, A., Jordan, R. W., Roth, P.H. 1994. Biogeography of living coccolithophores in ocean waters. In:
- Weber-van Bosse, A. 1901. Études sur les algues de l'Archipel Malaisien. (III). *Annales du Jardin Botanique de Buitenzorg* 17: 126-141, pls XVII-XIX.
- Westbroek, P., J. R. Young, y K. Linschooten .1989. Coccolith production (biomineralization) in the marine alga *Emiliana huxleyi*, *Journal of Protozoology*, 36(4), 368-373.
- Wilson, W. H; Tarran, G. & Zubkov, M. V. 2002. Virus dynamics in a coccolithophore-dominated bloom in the North Sea, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49(15), 2951-2963.
- Winter, A., 1996. The Role of coccolithophores in the global carbon cycle, *International Symposium on CO₂ in the Oceans*. Caribbean Journal of Science, Mayaguez, Puerto Rico, pp. 302.
- Winter, A. & Siesser, W. G. 1994a. Atlas of living coccolithophores, in *Coccolithophores*, edited by A. Winter, Siesser, W. G., pp. 107-159, Cambridge University Press, Cambridge.
- Winter, A., Jordan, R. W., Roth, P.H. 1994b. Biogeography of living coccolithophores in ocean waters. In: Winter, A., Siesser, W.G. (Eds.). *Coccolithophores*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 161-177
- Winter, A. 1982. Paleoenvironmental interpretation of Quaternary coccolith assemblages from the Gulf of Aqaba (Elat), Red Sea., *Revista Española de Micropaleontología*, 14, 291-314.
- Young, J. R.; Probert, I.; Meier, S. & Feist-Burkhardt; S. 2005. Phytoplankton lifecycles and biomineralization, *Protist*, 156(1), 13-14.
- Young J.R & Thierstein, H.R. 2004. *Coccolithophores From Molecular Processes to Global Impact*. Springer. Berlin. 565 p.

- Young, J.; Geisen, M.; Cros, L.; Kleijne, A.; Sprengel, C; Probert, I.; Østergaard, J. 2003b. A guide to extant coccolithophore taxonomy. *Journal of Nannoplankton Research*, Special Issue 1, 125p.
- Young, J.R., Henriksen, K. 2003b. Biomineralization within vesicles: the calcite of coccoliths. In Dove, P. M., de Yoreo, J. J., Weiner, S., Biomineralization. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 54, 189-215.
- Young, J.R., Ziveri, P. 2000. Calculation of coccolith volume and its use in calibration of carbonate flux estimates. *Deep-Sea Research A* 47, 1679–1700.
- Young, J.R., Bergen, J.A., Bown, P.R., Burnett, J.A., Fiorentino, A., Jordan, R.W., Kleijne, A., Van Niel B.E., Romein, A.J.T., von Salis K. 1997a. Guidelines for coccolith and calcareous nannofossil terminology. *Palaeontology* 40, 875-912.
- Young, J.R., Bown. 1997b. Cenozoic calcareous nannoplankton classification. *Journal of Nannoplankton Research*, 19: 36-47.
- Young, J.R., P.R. Bown. 1997c. Higher classification of calcareous nannofossils. *Journal of Nannoplankton Research*, 19: 15-20.
- Young, J.R. 1994. Functions of coccoliths. In: Winter, A., Siesser, W.G. (Eds.). *Coccolithophores*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 63–82.
- Ziveri, P.; Baumann, K.-H.; Böeckel, B.; Bollmann, J.; Young, J.R. 2004. Biogeography of selected Holocene coccoliths in the Atlantic Ocean. In: Thierstein, H.R., Young, Y.R. (Eds.), *Coccolithophores - From Molecular Processes to Global Impact*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 403- 428.
- Ziveri, P., Rutten, A., de Lange, G.J., Thomson, J., Corselli, C. 2000. Present-day coccolith fluxes in central eastern Mediterranean sediment traps and surface sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 158, 175-195.
- Ziveri, P.; Thunell, R. C. & Rio, D. 1995. Export production of coccolithophores in an upwelling region: results from San Pedro Basin, Southern California Borderlands, *Marine Micropaleontology*, 24, 335– 358.

RECURSOS ELECTRÓNICOS:

Consultados 1 abril 2017

Nannotax <http://www.mikrotax.org/Nannotax3/index.php?dir=Coccolithophores>

NASA's Earth Observatory <https://earthobservatory.nasa.gov/>

Natural History Museum <http://www.nhm.ac.uk/>

Material y Métodos



3.1. MATERIALES

3.1.1. IODP Site U1314

3.1.1.1. Antecedentes

3.2. METODOLOGÍA

3.2.1. Técnicas de preparación

3.2.1.1. Frotis

3.2.1.2. Técnicas de decantación

3.2.2. Técnicas de observación y recuento

3.2.2.1. Observación y recuento con microscopio óptico

3.2.2.2. Estimación del grado de preservación

3.2.3. Técnicas cuantitativas

3.2.3.1. Cálculo de abundancias absolutas

3.2.3.2. Cálculo de las tasas de acumulación

3.2.4. Técnicas estadísticas

3.2.4.1. Coeficiente de correlación lineal de Pearson

3.2.5. Análisis de series temporales

3.2.5.1. Interpolación de series temporales desiguales

3.2.5.2. Análisis REDFIT

3.2.5.3. Análisis Wavelet

3.2.5.4. Análisis *Cross Wavelet* o análisis de *correlación cruzada*

3.2.5.5. *Smoothing* o suavizado de series temporales

3.2.5.6. *Polynomial regression curve* (Regresión polinómica)

Referencias

3.1. MATERIALES

3.1.1. IODP Site U1314

El Site U1314 forma parte de los sondeos realizados por el *Integrated Ocean Drilling Program* (IODP – *Programa de perforación del fondo oceánico*) está localizado al sur del Gardar Drift a una profundidad de 2,820 metros y fue recuperado a través del *D/V JOIDES Resolution* [Fig. 3.1] en la latitud 56.36°N y longitud 27.88° W. Este sondeo abarca la parte superior del Plioceno y el Pleistoceno.

La recogida se realizó durante la exploración 306 del IODP, en el año 2005. De este Site se extrajeron tres sondeos (*holes*): A, B y C, alcanzando una longitud máxima de 279.91 metros bajo el nivel del mar (*mbsf - meters below sea floor*) en el sondeo B. Para la extracción se utilizó un sacatestigos de pistón múltiple avanzado (*APC - multiple advanced piston corer*). Con el fin de obtener una secuencia sin interrupciones o deterioros en el sedimento, se realizan tres sondeos solapados parcialmente en profundidad. De esta manera, los participantes de la expedición pudieron elaborar un registro continuo, correlacionando intervalos parciales correspondientes a esos tres sondeos, denominados *splice*, y sobre el cuál nosotros trabajamos (Channel et al., 2006).

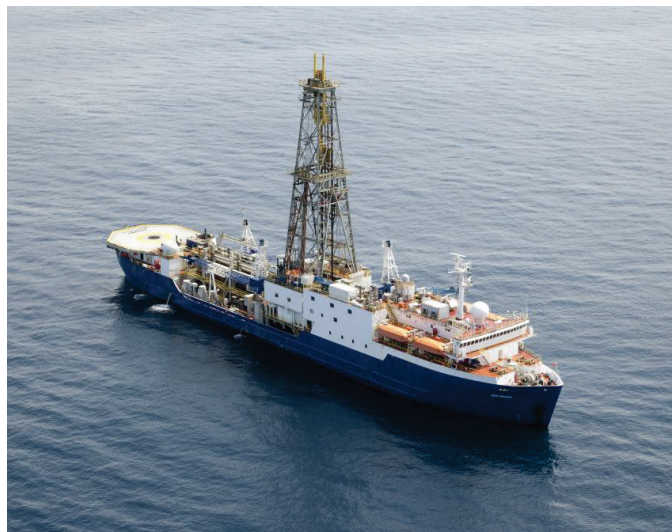


Figura 3.1. Imagen del buque de exploración oceanográfica D/V *JOIDES Resolution*. Imagen tomada en el puerto de Lisboa (Extraída de: <http://joidesresolution.org/>).

La localización del Site U1314 en la parte sur del Gardar Drift fue seleccionada siguiendo los siguientes objetivos:

1. Monitorizar la inestabilidad de la capa de hielo, registrando las capas detríticas tipo Heinrich, ya que está muy cerca del cinturón de IRD.

2. Realizar estudios de alta resolución (escala milenaria), debido a las elevadas tasas de sedimentación.
3. Buena preservación de foraminíferos, nanofósiles y diatomeas que permiten reconstruir mejor las variaciones de las masas de agua dónde habitan.
4. La situación oceanográfica permite monitorizar las variaciones de intensidad de la corriente del Atlántico Norte (NAC) en superficie y la intensidad de la circulación en profundidad (circulación termohalina).

Con anterioridad a la expedición 306 del IODP, dos campañas del *Ocean Drilling Program* (ODP) ya recuperaron testigos en zonas de alta acumulación de sedimentos en el sur de Islandia [Fig. 3.2]. En las campañas 162 y 172 se recuperaron los testigos 980, 982, 983 y 984, con el objetivo de describir la variabilidad climática milenaria en el Atlántico Norte subpolar (Raymo *et al.*, 1998; Flower *et al.*, 2000; Raymo *et al.*, 2004). La justificación para realizar el sondeo U1314, fue la necesidad de obtener un registro de la respuesta de las aguas superficiales a los eventos milenarios de descarga de IRD, así como la monitorización de los cambios en las masas de agua a profundidades entre 2,500 y 3,000 metros.

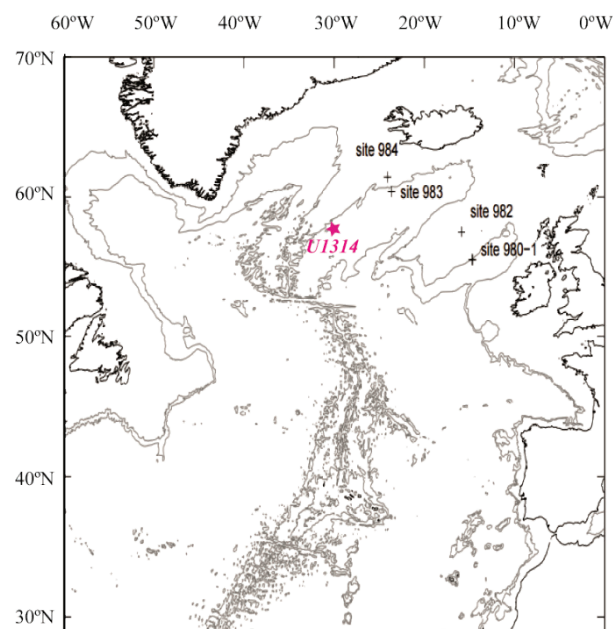


Figura 3.2. Localizaciones de los ODP Sites 980-984 y del Site U1314 (este estudio). Jansen & Raymo, 1996; Channel *et al.*, 2006.

La sección utilizada en el presente estudio es el tramo comprendido entre el metro 32.84 del *splice* o mcd (mcd – *meters composite depth*) y termina en el metro 82.5 mcd.

La secuencia sedimentaria recuperada por el testigo U1314 se caracteriza por tener un alto contenido en material biogénico carbonatado, principalmente nanofósiles y foraminíferos, con una porción minoritaria de sílice biogénica, representada por diatomeas, radiolarios, y en menor medida, silicoflagelados, así como contenido en terrígenos, mayoritariamente minerales arcillosos detríticos con proporciones variables de material de grano más grueso cuarcítico y volcánico. Los sedimentos son predominantemente gris verdoso, con variaciones de matiz en bandeados de unas pocas decenas de centímetros [Figura 3.2]. Estos cambios de color se deben a cambios en la proporción relativa de material biogénico carbonatado y minerales detríticos arcillosos en el sedimento (Channell et al., 2006).

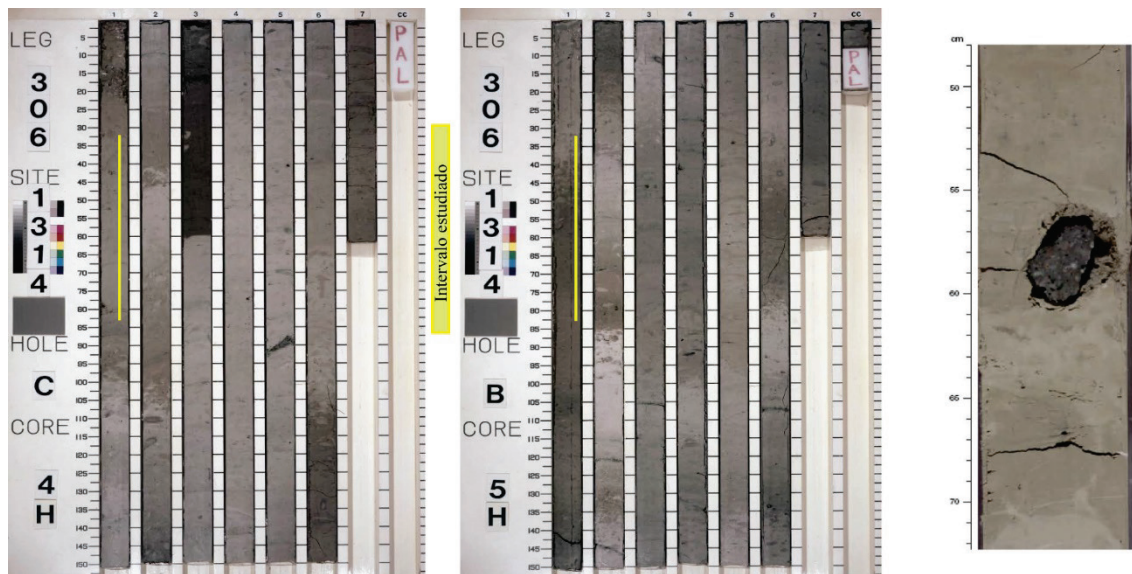


Figura 3.3. Imágenes de las secciones estudiadas del testigo U1314 en esta Tesis Doctoral. Se aprecian cambios en el color del sedimento; en la imagen de la derecha se muestra un IRD de gran tamaño. Obtenido de Channel *et al.*, 2006. En amarillo se indica la sección (sobre el total) que ha sido estudiada. Fuente: IODP (Integrated Ocean Drilling Program).

La sección comprendida entre el intervalo 32.84-82.5 mcd registra importantes eventos bioestratigráficos que se han contenido en el informe de los científicos de la Expedición 303/306 (Channel et al., 2006): La LO de *P. lacunosa* (0.440 Ma.), que define la parte alta de la zona NN19, que ocurre a 36.05 mcd (en la muestra 306-U1314C-4H-7). La inusual y esporádica ocurrencia de *H. inversa* hace imposible identificar la aparición final (*Final Occurrence* – FO) en éste testigo. La FO de la *G. parallela* (o *G. omega*) ocurre a

los 0.99 Ma. La LO de *R. asanoi* ocurre a los 0.905 Ma. Para precisar más estos bioeventos, se ha incluido el Capítulo 4 de esta Tesis Doctoral, que versa sobre la evolución y bioestratigrafía de los nanofósiles calcáreos en el intervalo de estudio.

3.1.1.1. Antecedentes

El testigo IODP U1314 ha sido estudiado previamente desde diferentes puntos de vista. Los resultados estratigráficos, bioestratigráficos, paleomagnéticos generales de este testigo están contenidos en el compendio de la campaña (Leg) 306, dónde se estudió el testigo IODP U1314 Channel et al., (2006).

Desde el punto de vista del estudio del sedimento, Kanamatsu et al., (2009) estudió las propiedades magnéticas de las rocas y la secuencia sedimentaria que afecta al Gardar Drift, infiriendo las corrientes de fondo a través de ellas. Grutzner et al., (2010) estudió la proveniencia de los sedimentos con la ratio de potasio y titanio para determinar qué tipo de corriente de fondo afectaba al fondo. Bailey et al., (2012), estudió la proveniencia de los IRD a través del tamaño de grano del sedimento y los isótopos de plomo.

Relativos al uso de organismos para estudiar condiciones (paleo)ambientales se han realizado estudios con ostrácodos como el caso de Zarikian et al., (2009a; b) donde se estudia la variabilidad glacial/interglacial a través de estos organismos. En Zarikian et al., (2011) se usan los ostrácodos para estudiar la variabilidad de las corrientes profundas en los últimos 300,000 años. Los radiolarios han sido utilizados por Hernández-Almeida et al., (2013) para reconstruir la variabilidad del Frente Ártico en el intervalo temporal comprendido entre 1069-779 mil años. Hatakeda et al., (2015) también usa los radiolarios, en concreto *Amphimelissa setosa*, como indicador de la migración latitudinal de los ambientes polares a lo largo del Cuaternario. Los foraminíferos también han sido estudiados para reconstruir las condiciones oceanográficas de la zona de estudio, así Alonso-García et al., (2011a, b) estudia las variaciones de la posición del Frente Ártico a través de diferentes proxies, en los que se encuentran los isótopos de carbono 13 e IRD en el intervalo de estudio comprendido entre los 800 y 400 mil años. También con foraminíferos, Hernández-Almeida et al., (2012a; b) estudia cambios en la dinámica del Frente Ártico, con registros de carbonato cálcico (CaCO_3); planteando la posibilidad de penetración de masas de agua más cálidas, hecho que demostró en Hernández-Almeida et al., (2015), añadiendo estudios de la ratio magnesio respecto calcio para calcular la temperatura.

Respecto a los nanofósiles calcáreos, no hay estudios previos al que se expone en esta Tesis Doctoral para el testigo IODP U1314, excepto los bioestratigráficos contenidos en Channel et al., (2006) y Hagino & Kulkanek (2008). Algunos estudios se sitúan en localizaciones más al sur, como es el caso de Emanuele et al., (2015) en el testigo U1313 o hacia el suroeste en el testigo 607 realizado por Marino et al., (2008) o en el testigo ODP 980/981 por Marino et al. (2011) o en el testigo IODP 1385 por Maiorano et al., (2014), todos estos estudios están realizados en el Pleistoceno, pero no cubren tanto intervalo temporal y en ningún caso, en una latitud tan alta como el testigo IODP U1314.

3.2. METODOLOGÍA

3.2.1. Técnicas de preparación

La elección de la técnica más adecuada depende del tipo de estudios que se desee realizar, del tiempo disponible y de la cantidad de material necesaria. Existen una gran cantidad de técnicas de preparación de muestras para el estudio de cocolitóforos para microscopía óptica. A continuación, se describen las técnicas usadas en este trabajo.

3.2.1.1. Frotis

El frotis (*smear slides*) es una técnica rápida, fácil y con la ventaja que necesita poca cantidad de sedimento para poder ser realizada (Backman & Shackleton, 1983). En nuestro estudio se ha usado con el objetivo de precisar diferentes eventos bioestratigráficos con más detalle.

La técnica consiste en lo siguiente:

- Sobre un porta se deposita una pequeña cantidad de sedimento (normalmente con un palillo)
- Añadir una pequeña cantidad de agua (una o dos gotas)
- Distribuir la solución (sedimento y agua) sobre la superficie del porta arrastrándola con el palillo hasta dejar una capa muy fina de sedimento. En este paso tenemos que lograr que sea lo más homogénea posible.
- Dejar secar la preparación.
- Colocar el porta sobre una placa eléctrica, añadir bálsamo de Canadá y tapar con un cubre (la placa eléctrica sirve para disminuir la viscosidad del bálsamo)
- Dejar secar y enfriar la preparación fuera de la placa eléctrica.

Esta técnica es ideal para la observación rápida de la muestra. En nuestro caso sólo se ha usado para mejorar la bioestratigrafía previa. Esta técnica tiene el inconveniente de que no permite calcular las abundancias absolutas, ya que no sabemos la cantidad de

sedimento que hemos usado, ni tampoco el volumen de agua. Para el cálculo de las abundancias absolutas, se usa la técnica que se explica a continuación.

3.2.1.2. Técnicas de decantación

Las técnicas de decantación sí proporcionan datos cuantitativos que permiten obtener el número de cocolitos por gramo de sedimento (abundancia absoluta) y posteriormente los flujos de cocolitos, datos que suponen la base de los estudios paleoecológicos y paleoceanográficos en nanoplancton calcáreo.

Las técnicas de preparación de láminas por decantación parten de una cantidad conocida de sedimento, que es diluida en un volumen también conocido de agua y posteriormente dejada a decantar en un recipiente que contiene un cubre en el fondo. Al evaporarse el líquido se extrae el cubre y se monta sobre un porta. La principal diferencia entre unas técnicas y otras es el espesor de la columna de líquido y el tipo de líquido en el que se produce la decantación. La técnica elegida en este trabajo ha sido la técnica de decantación de Flores y Sierro (1997), que consiste en lo siguiente [Fig. 3.4]:

- Pesar una determinada cantidad de sedimento seca (generalmente 0,05 o 0,1 gramos en nuestro caso, en función de la abundancia de cocolitos) en una balanza de precisión e introducirla en un vial de cristal de 10ml debidamente etiquetado [Fig. 3.5A]
- Rellenar el bote de una solución de agua destilada, tamponada previamente con carbonato de sodio (Na_2CO_3) y bicarbonato de sodio (NaHCO_3) para evitar así posibles disoluciones de CaCO_3 [Fig. 3.5C]
- Pasar la muestra por ultrasonidos durante unos 20–30 segundos para disgregar bien el sedimento.
- Numerar una placa Petri de diámetro conocido (en nuestro caso el diámetro es 49 mm) y colocar un cubre en su fondo [Fig. 3.5C].
- Rellenar la placa Petri con una mezcla de agua destilada tamponada y gelatina neutra. Esta gelatina evita que la tensión superficial del agua concentre más partículas en el borde de la placa [Fig. 3.5C].
- Agitar el vial con la muestra y dejar reposar unos segundos para, a continuación, extraer con una micropipeta un determinado volumen de solución de la parte media del bote de cristal. Se trata de evitar que los posibles agregados detríticos y/o foraminíferos no pasen a la siguiente etapa del proceso. El volumen extraído con la micropipeta en nuestro caso está entre 50

y 200 μm en función de si necesitamos diluir la cantidad de sedimento por la elevada abundancia de cocolitos. Esta cantidad se tiene en cuenta en la fórmula.

- Añadir el volumen de solución con sedimento extraído a la solución de agua y gelatina de la placa Petri y mezclarlos bombeando delicadamente con la micropipeta varias veces sin tocar la placa Petri ni el cubre, hasta que se alcance una distribución homogénea del sedimento [Fig. 3.5C]
- Dejar reposar la placa Petri en una superficie horizontal a unos 20°C de temperatura durante varias horas (12 horas según esta técnica). Normalmente lo dejamos por la noche para evitar que haya posibles derrames [Fig. 3.5C]
- Extraer el líquido sobrante por capilaridad con pequeñas tiritas de papel secante [Fig. 3.5C].



Figura 3.4. Esquema de la preparación de una muestra según la técnica de decantación de Flores y Sierro (1997). Extraído de Cabarcos (2003) y modificado de Colmenero-Hidalgo (2004).

- Dejar secar la placa Petri a temperatura ambiente.
- Extraer el cubre y colocarlo sobre una placa térmica calentada a unos 90°C [Fig. 3.5D]
- Colocar en el cubre una gota de bálsamo de Canadá disuelto al ~50% con xileno, y luego montar el porta sobre él.
- Colocar la preparación montada en la estufa a unos 40°C durante varias horas a fin de que el bálsamo solidifique [Fig. 3.5B].

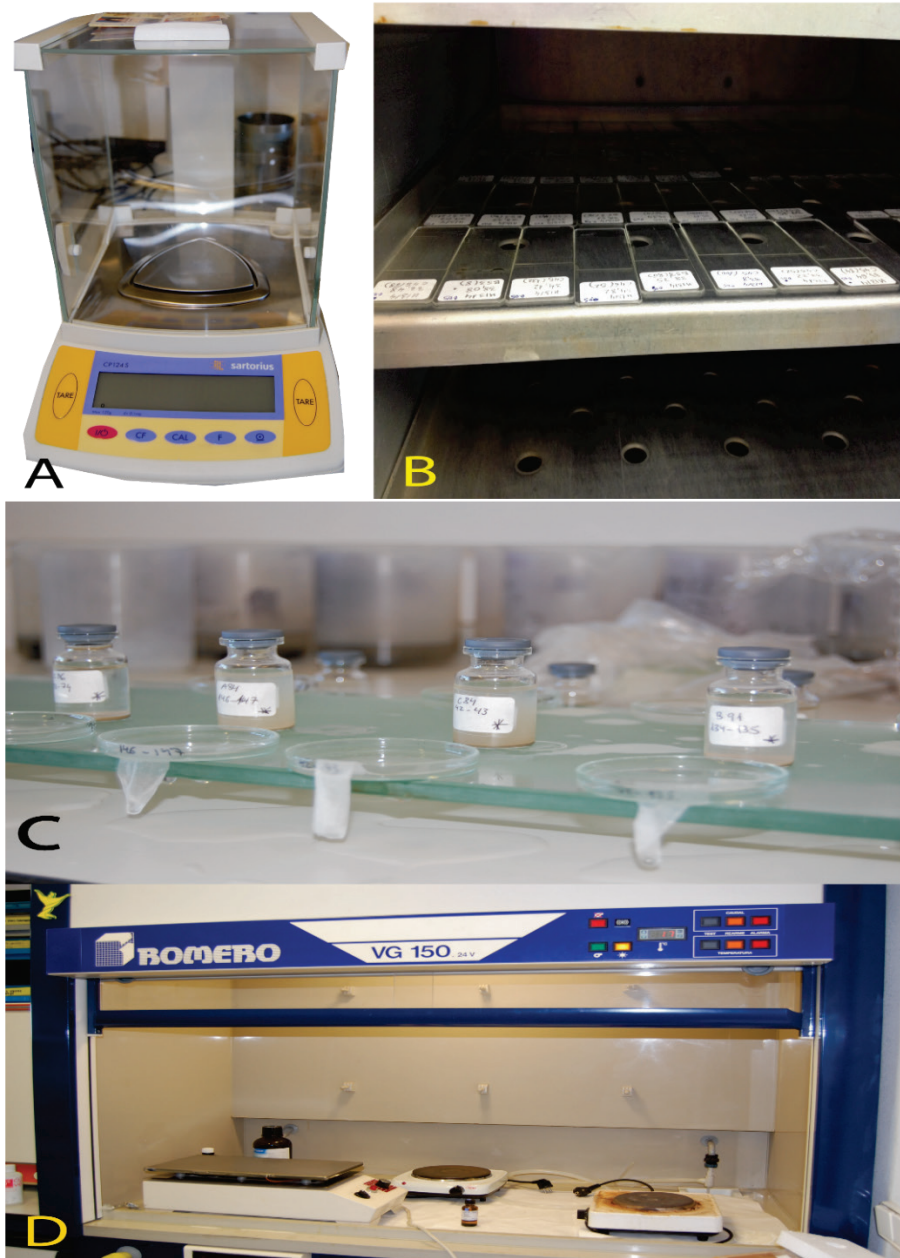


Figura 3.5. Proceso de secado de las muestras en la estufa para la solidificación del bálsamo.
Material propiedad del departamento de Paleontología. Universidad de Salamanca.

3.2.2. Técnicas de observación y recuento

La técnica empleada en la preparación de todas las muestras fue propuesta por Flores & Sierro (1997) con el objetivo de realizar el recuento de los especímenes en cada muestra y así establecer los análisis cuantitativos de cocolitos que se describirán más adelante. El análisis de las muestras preparadas con la técnica de decantación requiere del empleo del microscopio óptico con 1000x de magnificación, y para ello se utilizó el Microscopio Nikon *Eclipse 80i* en los Laboratorios de Micropaleontología de la Universidad de Salamanca [Fig. 3.6].

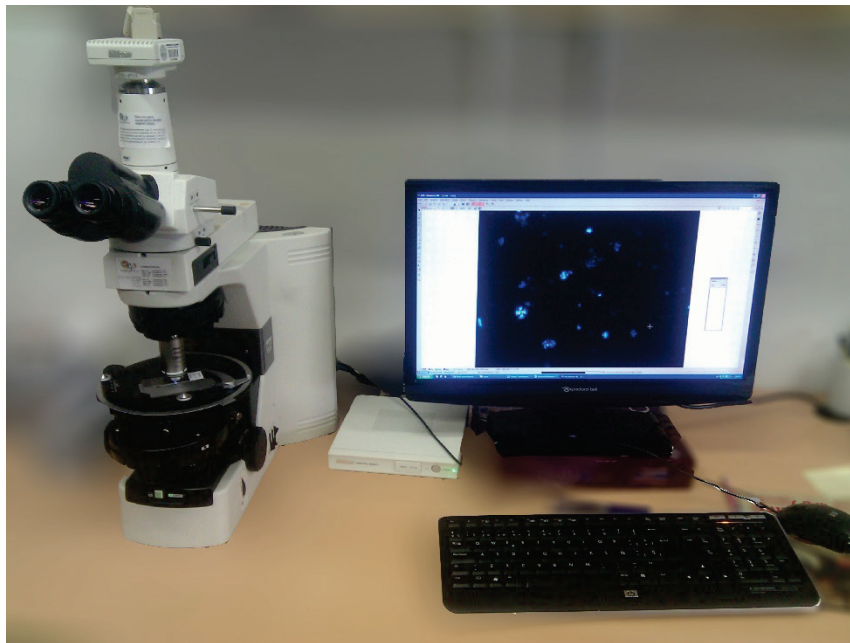


Figura 3.6. Microscopio *Nikon Eclipse 80i* acoplado a cámara. Foto propia.

3.2.2.1. Observación y recuento con microscopio óptico

Debido al escaso tamaño, relieve y falta de color, el estudio de los principales componentes de los cocolitóforos, los cocolitos, se hace casi imposible bajo luz natural, por lo que se hace necesario el uso de luz polarizada, es decir, con nícoles cruzados (los nícoles son polarizadores). El estudio y recuento de los cocolitos se realiza identificando las figuras interferencias de cada cocolito, ya que los cristales de calcita cristalizan de manera distinta en cada especie de cocolitóforo, dando como resultado diferentes figuras de interferencia para cada especie (Pienaar, 1994).

El recuento de cocolitos es la principal base sobre la que se asienta esta Tesis Doctoral. Se analizaron 441 muestras del testigo IODP Site U1314. En todos los casos se siguió el mismo protocolo: un primer recuento, en el que se identificaron y contaron un

mínimo de 500 cocolitos no retrabajados en cada muestra. Los cocolitos retrabajados o *reworked* (aquellos que se identifican porque no son autóctonos o contemporáneos a la edad que corresponde a la muestra) que fueron apareciendo, siempre de manera minoritaria, se anotaban aparte. El contar un mínimo de 500 especímenes por muestra nos asegura que todas las especies con una abundancia superior al 1% están representadas en nuestros recuentos. Este 1% está basado en los estudios de Dennison & Hay, (1967) y Fatela & Taborda, (2002) en los cuáles este valor indica qué especies son significativas paleontológicamente.

Posteriormente, se realizó un segundo recuento para calibrar las abundancias de los taxones minoritarios (que presentaban abundancias relativas en torno al 1 %). En este recuento, se barrió una gran parte de cada lámina en busca de los taxones minoritarios, teniendo en cuenta el número de campos visuales que se observaron y el número de veces que aparecieron dichos taxones.

3.2.2.2. Estimación del grado de preservación

Resulta conveniente realizar estudios cualitativos de la preservación de las asociaciones de cocolitóforos, puesto que la disolución y la recristalización pueden alterar la señal de los cocolitos en el sedimento. La escala propuesta por Roth y Thierstein (1972) que posteriormente fue modificada por Flores y Marino (2002) establece varios niveles de preservación que se numeran de 4 a 0 de mejor a peor preservación, siendo estos niveles: Bueno (G, *good* – *valor 4*) indica que se pueden distinguir todas las estructuras de los cocolitos; Moderada (M, *moderate* – *valor 3*) indica que se ha alterado por disolución y/o fragmentación alguna característica morfológica, pero todos los ejemplares pueden identificarse a nivel de especie; Pobre (P, *poor*- *valor 2*) indica una disolución y/o fragmentación severa y por ello no es posible la identificación a nivel de especie; y por último Estéril (B, *barren* – *valor 1*) indica que no hay registro de cocolitóforos. Además, las escalas de preservación Buena a Moderada, Moderada a Pobre y Pobre a Estéril, indican características de preservación intermedias y también tienen valores numéricos intermedios.

Puesto que la microscopía óptica fue la principal herramienta a lo largo de esta Tesis Doctoral, el grado de preservación fue establecido a partir de una estimación visual con el microscopio petrográfico.

Otra manera de estimar el grado de preservación, en este caso de forma cuantitativa, es la comparación de las abundancias de los taxones más resistentes, como el de Dittert et al. (1999) y que luego fue modificado por Böeckel y Baumann (2004), pero la ausencia de algunos de los taxones hace que no hayamos utilizado estos últimos.

3.2.3. Técnicas cuantitativas

Las técnicas cuantitativas son posibles gracias al uso combinado de las técnicas de decantación en las cuáles el área de observación ha sido controlada. Estos datos son anotados, ya que esenciales a la hora de realizar interpretaciones paleoceanográficas.

3.2.3.1. Cálculo de abundancias absolutas

La estimación de las abundancias absolutas de las distintas especies, así como del total de cocolitos, fueron calculadas a partir del método propuesto por Flores y Sierro (1997):

$$N = \frac{n * R^2 * V}{r^2 * g * v}$$

donde **N** es la abundancia absoluta (cocolitos/g), **n** es el número de cocolitos contados por campo visual, **R** es el radio de la placa Petri utilizada (mm), **V** es el volumen de agua de la disolución inicial (µl), **r** es el radio del campo visual del microscopio (mm), **g** es el peso seco del sedimento de la disolución (g) y **v** es el volumen de muestra en la micropipeta (µl). Indicar que los valores de **R**, **V** y **r** se mantienen constantes en nuestro estudio, ya que se usa siempre el mismo instrumental, siendo variables los otros tres parámetros.

3.2.3.2. Cálculo de las tasas de acumulación

A partir de las abundancias absolutas (apartado anterior) se puede calcular la cantidad de cocolitos acumulados por unidad de área (cm²) y tiempo (ka) (Flores y Sierro, 1997; Mayer et al., 1992), a través de la expresión:

$$NAR = N * d * s$$

siendo **NAR** (*Nannofossil Accumulation Rate*) el flujo o ratio (tasa) de acumulación de cocolitos (cocolitos*cm⁻²*ka⁻¹), **N** la abundancia absoluta (cocolitos/g), **d** la densidad de sedimento seco (g/cm³) y **s** la tasa de sedimentación lineal (cm/ka).

3.2.4. Técnicas estadísticas

3.2.4.1. Coeficiente de correlación lineal de Pearson

En estadística, la correlación indica la fuerza y la dirección de una relación lineal y proporcionalidad entre dos variables (Wechsler, 1997). El coeficiente de correlación de Pearson está pensado para variables cuantitativas y mide el grado de covariación entre distintas variables relacionadas linealmente. Si dos variables pueden estar fuertemente relacionadas, pero no de forma lineal, no podría aplicarse este índice de correlación. La ventaja de este índice es que su cálculo e interpretación es muy sencilla. Toma valores absolutos entre 0 y 1, aunque en realidad podría decirse que oscila entre +1 y -1. Una correlación de +1 indicaría que la relación es perfecta positiva, es decir, en la medida que aumenta una de las variables, lo hace también la otra. Por su parte, una correlación de -1 nos indica que la relación es perfecta negativa, es decir, en la medida que aumente una variable disminuye la otra. Estas correlaciones difícilmente se darán en la naturaleza.

Una correlación de 0 se interpreta como ausencia de correlación lineal entre las dos variables, es decir, las dos variables son independientes y el comportamiento de una no influye en el de la otra. Los valores entre 0 y 1 y entre 0 y -1, indican el grado en el que las variables están correlacionadas de manera positiva o negativa entre sí.

3.2.5. Análisis de series temporales

Cada vez es más habitual el uso del análisis de series temporales como herramienta en paleoclimatología e incluso, para la predicción de fenómenos climáticos que se producen en frecuencias regulares.

Para la elaboración de esta Tesis Doctoral se han usado diversos métodos de análisis de series temporales con el objetivo de estudiar la frecuencia dominante en cada intervalo del estudio. Esta cobra especial relevancia este estudio, cuyo registro sedimentario está enclavado en la *Transición del Pleistoceno Medio* (ver Capítulo 1 para más referencias sobre la *Transición del Pleistoceno Medio*). Los hallazgos derivados de estos análisis serán estudiados y discutidos en los Capítulos 4 y 6.

Una serie temporal, independientemente de dónde sea recogida, nos da información sobre el proceso que la genera. Su análisis nos permite entender el comportamiento de la variable a lo largo del tiempo. Para reconocer cuáles son estas altas y bajas frecuencias usamos la *frecuencia de Nyquist* y la *frecuencia fundamental* respectivamente. La estructura de la serie temporal de la que partimos puede presentar estos eventos de manera aleatoria, agrupada (suma de frecuencias de señales diferentes),

cíclica o caótica (Trauth, 2009), ya que la propio análisis de series temporales nos proporciona diferentes tipos de herramientas para entender estas estructuras.

En el caso del análisis de frecuencias, se ha de tener en cuenta la frecuencia más alta y la más baja a muestrear en nuestra serie temporal. La *frecuencia de Nyquist* de una serie discreta de datos es la mayor frecuencia sobre la que se puede obtener información. En el otro extremo del espectro, existe una frecuencia por debajo de la cual no tiene sentido tratar de obtener información a partir de un conjunto de datos dado. Ambas frecuencias se calculan en base a las expresiones matemáticas contenidas en el Figura 3.7, en la cual además se añaden ejemplos de uso para el caso concreto del Capítulo 4 de esta Tesis Doctoral. Como se aprecia en la Figura 3.7, las frecuencias que podemos considerar fidedignas se encuentran en el rango de 3.4 ka a 645.16 ka.

Frecuencia más alta - Nyquist	Frecuencia más baja- Fundamental
$f = 1/(2 \cdot Dt)$ <p>Donde: f = frecuencia Dt = resolución temporal</p>	$f = 1/(N \cdot Dt)$ <p>Donde: N = longitud de la serie Dt = resolución temporal</p>
<p>Ejemplo de datos del Capítulo 6 de esta Tesis Doctoral Longitud de la serie (N) = 375 muestras Resolución temporal (Dt) = 1.72 ka</p>	
$f = 1/(2 \cdot 1.72) = 0,294$ <p>Periodo= 1/0.294 = 3.4ka</p>	$f = 1/(375 \cdot 1.72) = 0.00155$ <p>Periodo= 1/0.00155 = 645.16ka</p>

Figura 3.7. Expresiones matemáticas para el cálculo de la frecuencia más alta (Nyquist) o más baja (frecuencia fundamental) aplicado a nuestra Tesis Doctoral y a los datos estudiados en el Capítulo 6. El cálculo de estas frecuencias nos permite conocer el rango fidedigno de aplicación de los análisis espectrales.

3.2.5.1. Interpolación de series temporales desiguales

En el caso de los sedimentos del océano profundo gran parte de las series geológicas no están espaciadas igualmente. Esta desigualdad es una consecuencia directa de los cambios en la sedimentación marina debido a las variaciones del nivel del mar que, principalmente, están relacionadas con los ciclos glaciales-interglaciales. La

interpolación de series temporales es necesaria para el análisis espectral. Para realizar un espaciado temporal constante se usan muchos métodos, aunque para estudios paleoceanográficos son dos las técnicas principales: interpolación lineal o cúbica. La elección del método de interpolación depende el tipo de señal que se está investigando en la serie temporal, que puede ser una señal de alta o baja frecuencia. En este estudio, la edad para cada muestra ha sido obtenida usando interpolación lineal de los puntos de control que se han definido en los modelos de edad (contenidos en esta Tesis Doctoral en la sección 4.2). Este tipo de interpolación predice un valor que desconocemos y que nos interesa calcular para una determinada variable, teniendo en cuenta los valores inmediatamente anteriores y posteriores de esa misma serie temporal, generando finalmente un valor entre ambos. La limitación de esta técnica es que asume que la diferencia entre un valor y otro es lineal (o cúbico en su caso), lo cual introduce un artefacto (la pérdida de componentes de alta frecuencia de la señal) y la modificación de los datos con respecto al registro original (Trauth, 2009)

Para interpolar los registros hemos usado la versión 3.14 del programa *PAST* (Hammer et al., 2001).

3.2.5.2. Análisis REDFIT

Cuando ya tenemos las muestras igualmente espaciadas, el contenido espectral de una serie temporal puede ser calculado con numerosos métodos. En investigaciones paleoclimáticas uno de los más usados es el método de Blackman-Tukey (Jenkins & Watts, 1968), que es una versión avanzada del periodograma de Lomb (Press et al., 1992). El método de Blackman-Tukey se realiza generando la autocovarianza de la serie, remuestreada a intervalos equidistantes, a la que posteriormente se le aplica una ventana espectral a la que se le aplica la Transformada de Fourier para obtener el espectro de frecuencias y con el cual se obtienen las frecuencias dominantes para todo el intervalo de estudio. Este tipo de análisis nos proporciona un periodograma, que es un gráfico que muestra la fuerza (*power*) de las frecuencias contenidas dentro de una señal pero no proporciona ninguna información de la distribución de frecuencias a lo largo del tiempo (Trauth, 2009) [Figura 3.8].

En este estudio, el análisis del contenido espectral se hace mediante el procedimiento REDFIT basado en Shulz y Mudelsee (2002) usando la versión 3.14 del software *PAST* (Hammer et al., 2001). El análisis REDFIT incluye una opción llamada “solapado de las ventanas por el método de Welch” (*Welch overlapped segment averaging*), que está basada en la división de la serie temporal en un número determinado de segmentos,

superponiéndose en un 50% y promediando su espectro para reducir el ruido de la señal, hecho que también reduce la resolución espectral. Además, la serie temporal está ajustada a un modelo autorregresivo de primer orden AR (1) a modo de hipótesis nula en un contraste de hipótesis (o test de significación), para representar el espectro correspondiente al ruido de fondo rojo (*red noise*). De manera similar, también calcula las llamadas líneas de “falsa alarma” (*false alarm lines*) basadas en aproximaciones paramétricas (χ^2) y Monte Carlo, en este caso para los niveles de confianza al 95% y al 99 % [Figura 3.8].

El análisis espectral REDFIT se realizó con la versión 3.14 del *software* PAST (Hammer et al., 2001).

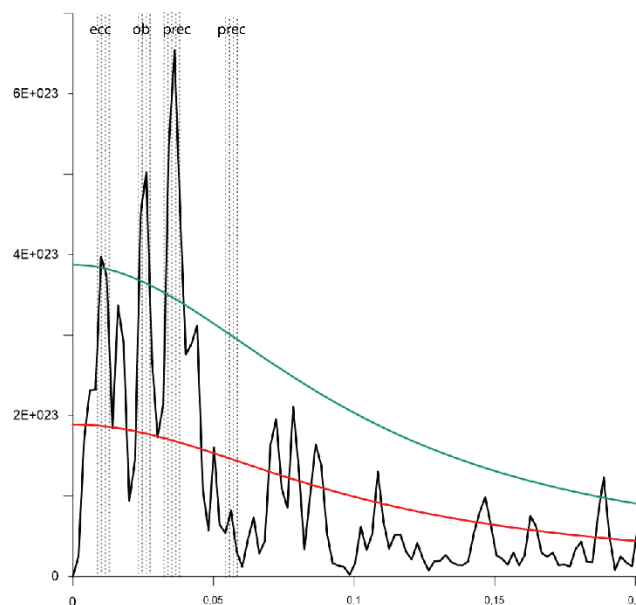


Figura 3.8: Ejemplo de periodograma para la Total N (acumulación de todas las especies de cocolitofóridos para el intervalo MIS 11-19, obtenido mediante análisis espectral REDFIT. Las líneas verdes representan el límite inferior a partir del cual los picos resultan significativos al 95 % y al 99 %. La línea roja representa el límite superior bajo el cual la señal es considerada ruido rojo. Las bandas grises indican los ciclos significativos a un nivel de confianza del 99 %. Las líneas verticales corresponden a oblicuidad (o), precesión (p) y excentricidad (e).

3.2.5.3. Análisis Wavelet

Como se ha explicado en el apartado anterior, el uso de la Transformada de Fourier para el análisis de las frecuencias hace que la información relativa al tiempo se pierda. Cuando observamos la Transformada de Fourier (o el análisis REDFIT), es imposible discernir en qué momento del intervalo de estudio está dándose esa señal en el caso de una señal estacionaria (que no varía mucho a lo largo del tiempo) este inconveniente no es importante como en el caso de que la señal sea no-estacionaria.

Para dar solución a este conflicto, Gabor (1946) adaptó la Transformada de Fourier para poder analizar una pequeña sección de la señal a la vez (comúnmente llamada ventanas o *windowing*). La adaptación de Gabor se llamó STFT (Short-Time Fourier Transform); esta adaptación analiza una señal en una función bidimensional de tiempo y frecuencia. De esta manera, la STFT representa una relación entre tiempo y frecuencia, proporcionando información sobre qué y cuándo esas frecuencias se producen y la precisión que obtenemos sobre el qué y el cuándo está determinada por la ventana (The MathWorks, 2008). Si bien la relación entre el tiempo y la frecuencia en la STFT puede ser útil, la desventaja es que, una vez elegido el tamaño para la ventana temporal, es la misma para todas las frecuencias. Esto es una desventaja porque muchas señales requieren una aproximación más flexible, donde se pueda variar el tamaño de la ventana para determinar más exactamente el momento en el que ocurre o la frecuencia a la cuál ocurre.

En este sentido, el *análisis wavelet* representa el siguiente paso lógico: una técnica donde las ventanas tienen un tamaño variable, por lo que este tipo de análisis permite el uso de intervalos largos de tiempo donde buscamos información de baja frecuencia más precisa e intervalos cortos de tiempo donde buscamos información de alta frecuencia. El análisis wavelet no utiliza una región de tiempo-frecuencia, sino más bien una región de escala de tiempo.

Matemáticamente, el proceso de análisis está representado por la Transformada de Fourier, cuyos resultados son los *Coficientes de Fourier*, que cuando se multiplican por una frecuencia sinusoidal, muestran la componente de la señal original.

El resultado de esta técnica es una gráfica como la que se muestra en la Figura 3.9 en la cual el eje horizontal representa el tiempo y el eje vertical representa la frecuencia predominante. Además, como se trabaja con series finitas, los mayores errores de cálculo se generan al principio y al final de la serie de datos, ya que no hay suficientes datos (o muestras estudiadas) para cubrir toda la ventana de estudio. Para identificar el posible error que pudiera producirse en los extremos de la serie estudiada se usa el cono de influencia (*cone of influence*), que es la región del espectro en la cual los efectos de la ausencia de muestras en un extremo de la ventana son significativos. Como ejemplo, en la Figura 3.9, vemos una línea negra en la parte inferior de la figura que es lo que llamamos cono de influencia, y por tanto, los valores bajo esa línea, no se tendrán en cuenta para la interpretación de nuestros resultados.

Este tipo de análisis nos permite ver cómo las frecuencias dominantes van variando a lo largo del tiempo.

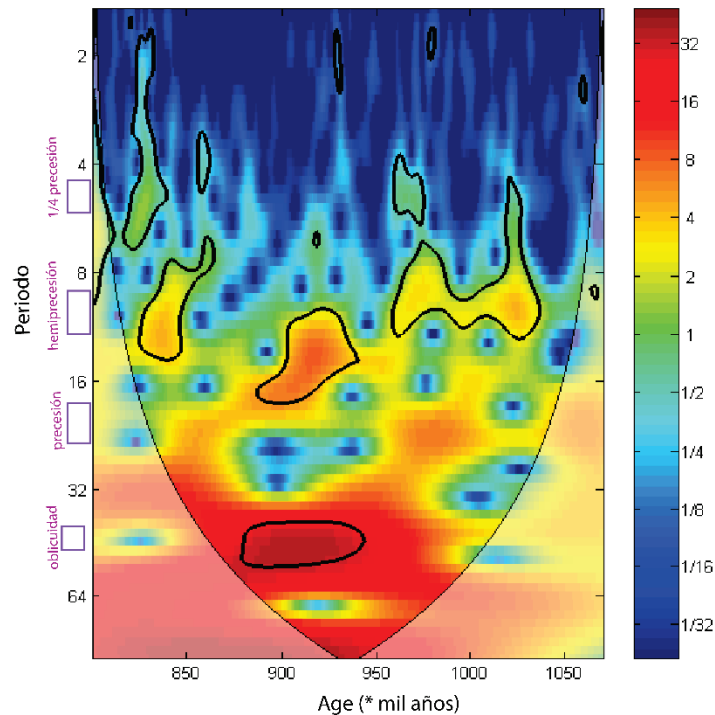


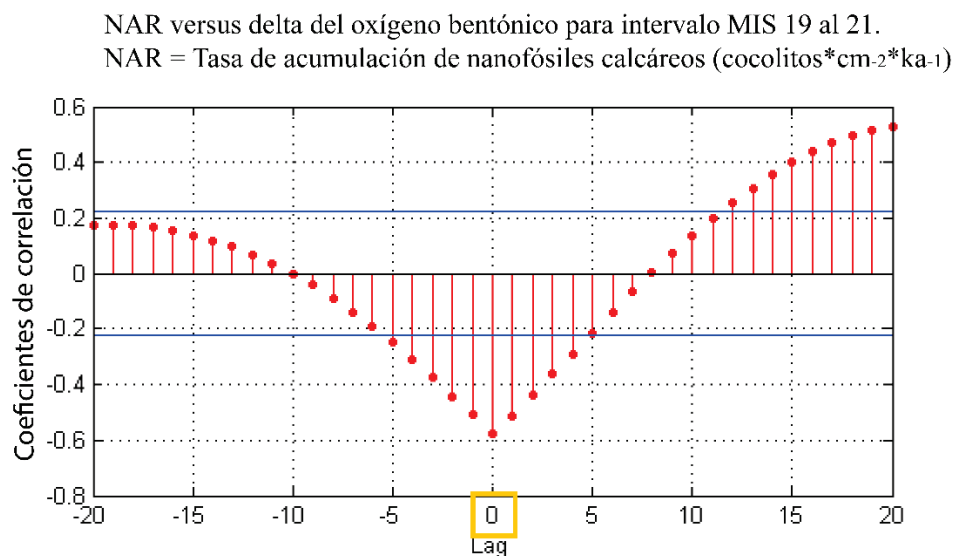
Figura 3.9. Análisis Wavelet de Morlet sobre la serie de datos que va desde los 780.000 años (MIS 19) a los 1.070.000 años (MIS 31) para el isótopo de oxígeno 18 bentónico (obtenido para foraminíferos planctónicos del registro de Hernández-Almeida et al., 2012a). La varianza de la intensidad espectral (escala de colores) se muestra en función tanto del tiempo como del periodo. Los colores amarillos y rojos indican un mayor grado de varianza, y las líneas de contorno negras muestran regiones de varianza que exceden el intervalo de confianza del 99,98 %. Los cuadrados de color púrpura indican la banda en la que se encuentran la oblicuidad, precesión, hemiprecesión y $\frac{1}{4}$ de precesión. Realizado con Matlab con el paquete Wavelet.

<https://www.mathworks.com/products/wavelet.html>

3.2.5.4. Análisis Cross Wavelet (Análisis de Correlación Cruzada)

La correlación cruzada es uno de los análisis más útiles en los estudios paleoceanográficos y paleoclimáticos y estudia la relación entre dos series igualmente espaciadas en el tiempo. La correlación cuantifica la fuerza de una relación lineal entre dos variables, cuando no hay tendencia, los valores de una variable no aumentan ni disminuyen con los de la segunda variable (The MathWorks, 2008). Los resultados de los análisis de la correlación cruzada se representan con un gráfico llamado correlograma. El eje x representa el LAG (*retardo*), que es el resultado del offset (*desfase*) entre dos series temporales que son funciones de periodo de muestreo. El LAG positivo o negativo indica, respectivamente el desfase (*offset*) positivo o negativo entre las series temporales. El eje y muestra los coeficientes de correlación que van desde +1 a -1: cuando los coeficientes están cercanos a 1, se da una fuerte correlación

entre las dos series temporales, mientras que los valores cercanos a 0 indican una baja correlación. Además, los coeficientes positivos indican que las dos series están correlacionadas positivamente, mientras que los coeficientes negativos indican una relación opuesta (The MATHworks, 2008). Esta técnica ha sido aplicada a las asociaciones de cocolitofóridos con el objetivo de evaluar las relaciones recíprocas entre diferentes taxones, así como con respecto a foraminíferos aportados para el intervalo de estudio extraídos de Alonso-García et al. (2011a; b) y Hernández-Almeida et al. (2012a; b), así como factores ambientales como la temperatura superficial del mar (SST – Alonso-García et al., 2011b). Para la realización de esta técnica se ha usado el software Matlab.



Cuando lag <0 la variable “móvil” sigue a la variable “fija”
 Cuando lag >0 la variable “fija” sigue a la variable “dependiente”

Lag *intervalo de muestreo = Retraso entre las dos variables

Lag=0 y el intervalo de muestreo es 800 años para el intervalo que va desde el MIS 19 al MIS 21.

Retraso = 0 * 800 años = no hay retardo entre la NAR y el oxígeno bentónico

Figura 3.10: Análisis de correlaciones cruzadas (Cross Wavelet) comentado para los datos de esta Tesis Doctoral.

3.2.5.5. *Smoothing* o suavizado de series temporales

En esta Tesis Doctoral se usa la técnica de suavizado con el objetivo de obtener oscilaciones en largos periodos de tiempo y así poder entender el comportamiento de los cocolitofóridos y evaluar sus cambios en las repuestas climáticas.

En los estudios paleoclimáticos a menudo es útil manipular una señal para minimizar los efectos del ruido; por una parte, para corregir todos esos tipos de señales que distorsionan

la señal principal y, por otra parte, para separar varios componentes que forman parte de esa señal única y que puedan ser de interés (Trauth, 2009). De esta manera y tras ser sometidas al proceso de *smoothing* (suavizado) consiguen destacar la importancia de la tendencia media de la serie temporal. Su uso en estadística y/o en técnicas de procesamiento de imagen, se recomienda para crear una función aproximada que intente capturar los patrones más importantes en los datos, mientras que deja fuera de ese suavizado el ruido y/o estructuras de pequeña escala. Para suavizar los registros hemos usado la versión 3.14 del programa *PAST* (Hammer et al., 2001). Esta técnica se ha usado para el Capítulo 6, dónde se pueden encontrar gráficos al respecto.

3.2.5.6. Polynomial regression curve (Regresión polinómica)

En estadística, la regresión polinómica es una forma de análisis de regresión en la que la relación entre la variable independiente X y la variable dependiente Y es modelada como un polinomio de grado n en X , que cumple con la siguiente ecuación:

$$Y = a + b_1X + b_2X^2 + b_3X^3 + \dots + b_nX^n \quad [\text{Ec.1}]$$

De manera que el ajuste de los datos a una función mejorará cuando más términos de orden superior se agreguen (en la ecuación nos referimos a los términos b_1, b_2, \dots, b_n). En nuestro caso hemos utilizado el software *PAST*, usando un polinomio de grado quinto basado en el criterio de mínimos cuadrados y una descomposición de valores singulares con estandarización de media y varianza para mejorar la estabilidad numérica (Press et al., 1992)

Este ajuste es similar a un a una regresión lineal, donde se observa que la relación entre la variable independiente X y la variable dependiente Y siguen una línea recta. Sin embargo, cuando la relación entre las variables X e Y sigue una línea curva, la mejor opción es aplicar una regresión polinómica (*Polynomial regression curve*).

En resumen, cuando los datos de un estudio describen una línea curva, es posible encontrar una ecuación que se ajusta a los puntos de los datos (Ec.1).

Esta técnica se ha usado para el Capítulo 6, dónde se puede encontrar la interpretación de gráficos con mayor profundidad.

Referencias

- Alonso-García, M., Sierro, F.J., Kucera, M., Flores, J.A., Cacho, I., Andersen, N., 2011a. Ocean circulation, ice sheet growth and interhemispheric coupling of millennial climate variability during the mid-Pleistocene (ca 800-400ka). *Quat. Sci. Rev.* 30, 3234–3247. doi:10.1016/j.quascirev.2011.08.005
- Alonso-García, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., 2011b. Arctic front shifts in the subpolar North Atlantic during the Mid-Pleistocene (800-400ka) and their implications for ocean circulation. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 311, 268–280. doi:10.1016/j.palaeo.2011.09.004
- Álvarez Zarikian, C. a, 2009a. Data report: late Quaternary ostracodes at IODP Site U1314 (North Atlantic Ocean). *Proc. Integr. Ocean Drill. Progr.* 303, 1–22. doi:10.2204/iodp.proc.303306.213.2009
- Álvarez Zarikian, C.A., Stepanova, A.Y., Grütznert, J., 2009b. Glacial-interglacial variability in deep sea ostracod assemblage composition at IODP Site U1314 in the subpolar North Atlantic. *Mar. Geol.* 258, 69–87. doi:10.1016/j.margeo.2008.11.009
- Álvarez Zarikian, C.A., Ulincy, A.J., Stepanova, A.Y., Grütznert, J., 2011. Deep sea ostracods from the subpolar North Atlantic (IODP site U1314) during the last 300,000 years. *Joannea - Geol. und Palaontologie* 17, 15–17. doi:10.1029/2004PA001021.16
- Backman, J., and Shackleton, N. J., 1983. Quantitative biochronology of Pliocene and early Pleistocene calcareous nannofossils from the Atlantic, Indian and Pacific oceans. *Mar. Micropaleontol.*, 8: 141-170
- Bailey, I., Foster, G.L., Wilson, P.A., Jovane, L., Storey, C.D., Trueman, C.N., Becker, J., 2012. Flux and provenance of ice-rafted debris in the earliest Pleistocene sub-polar North Atlantic Ocean comparable to the last glacial maximum. *Earth Planet. Sci. Lett.* 341–344, 222–233. doi:10.1016/j.epsl.2012.05.034
- Boeckel, B., Baumann, K.H., 2004. Distribution of coccoliths in surface sediments of the south-eastern South Atlantic Ocean: Ecology, preservation and carbonate contribution. *Mar. Micropaleontol.* 51, 301–320. doi:10.1016/j.marmicro.2004.01.001
- Cabarcos, Eloy. 2013. Evolución de la productividad en el Pacífico y mar de Arabia durante la última deglaciación y el Holoceno. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca. 281 pp.
- Channell, J.E.T. *et al.*, 2006. Site U1314 summary. In: J.E.T. Channell *et al.* (Editors), *Proc. IODP, 303/306*. College Station TX (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.).
- Colmenero-Hidalgo, E., Flores, J.A., Sierro, J., Barcena, M.A., Lowemark, L., Schonfeld, J., Grimalt, J.O., 2004. Ocean-surface water response to short-term climate changes revealed by coccolithophores from the Gulf of Cadiz (NE Atlantic) and Alboran Sea (W Mediterranean). *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* 205: 317–336.
- Dennison, J.M., and Hay, W.W. 1967. Estimating the needed sampling area for subaquatic ecologic studies. *Journal of Paleontology*, 41: 706-708
- Dittert, N., Baumann, K. H., Bickert, R., Henrich, R., Huber, R., Kinkel, H., Meggers, H., 1999. Carbonate dissolution in the deep-sea: methods, quantification and paleoceanographic application. In: Fischer, G., Wefer, G. (Eds.), *Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 255–284.
- Emanuele, D., Ferretti, P., Palumbo, E., Amore, F.O., 2015. Sea-surface dynamics and palaeoenvironmental changes in the North Atlantic Ocean (IODP Site U1313) during Marine Isotope Stage 19 inferred from coccolithophore assemblages. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 430, 104–117. doi:10.1016/j.palaeo.2015.04.014
- Fatela, F., Taborda, R., 2002. Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages. *Mar. Micropaleontol.* 45, 169–174. doi:10.1016/S0377-8398(02)00021-X
- Flores, José-Abel; Sierro, F.-J., 1997. Revised technique for calculation of calcareous nannofossil accumulation rates. *Micropaleontology* 43, 321–324.
- Flores, J.A., Marino, M., 2002. Pleistocene calcareous nannofossil stratigraphy for ODP Leg 177

- (Atlantic sector of the Southern Ocean). *Mar. Micropaleontol.* 45, 191–224. doi:10.1016/S0377-8398(02)00030-0
- Flower, B.P., Oppo, D.W., McManus, J.F., Venz, K.A., Hodell, D.A., Cullen, J.L., 2000. North Atlantic intermediate to deep water circulation and chemical stratification during the past 1 Myr. *Paleoceanography* 15, 388–403.
- Gabor, D., 1946. Theory of communication. *Journal of Inst. Elect. Eng.* 93(3): 429–457.
- Grützner, J. and Higgins, S.M., 2010. Threshold behaviour of millennial scale variability in deep water hydrography inferred from a 1.1 Ma long record of sediment provenance at the southern Gardar Drift. *Paleoceanography*, 25(4): PA4204.
- Hagino, K., Kulhanek, D.K., 2008. Data report: calcareous nannofossils from upper Pliocene and Pleistocene, Expedition 306 Sites U1313 and U1314. *Proc. Integr. Ocean Drill. Program*, Vol. 303/306 303, 1314. doi:10.2204/iodp.proc.303306.206.2009
- Hammer, Ř., Harper, D.A.T., Ryan, P.D. 2001. PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica* 4(1): 9pp
- Hatakeda, K., Kruglikova, S.B., Matul, A.G., 2015. a stratigraphic and paleoecological marker of migrating polar environments in the northern hemisphere during the Quaternary 12, 23–37.
- Hernández-Almeida, I., Sierro, F.J., Flores, J.A., Cacho, I., Filippelli, G.M., 2012a. Palaeoceanographic changes in the North Atlantic during the Mid-Pleistocene Transition (MIS 31-19) as inferred from planktonic foraminiferal and calcium carbonate records. *Boreas* 42, 140–159. doi:10.1111/j.1502-3885.2012.00283.x
- Hernández-Almeida, I., Sierro, F.J., Cacho, I., Flores, J.A., 2012b. Impact of suborbital climate changes in the North Atlantic on ice sheet dynamics at the Mid-Pleistocene Transition. *Paleoceanography* 27, n/a-n/a. doi:10.1029/2011PA002209
- Hernández-Almeida, I., Björklund, K.R., Sierro, F.J., Filippelli, G.M., Cacho, I., Flores, J.A., 2013. A high resolution opal and radiolarian record from the subpolar North Atlantic during the Mid-Pleistocene Transition (1069-779ka): Palaeoceanographic implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 391, 49–70. doi:10.1016/j.palaeo.2011.05.049
- Hernández-Almeida, I., Sierro, F.J., Cacho, I., Flores, J.A., 2015. Subsurface North Atlantic warming as a trigger of rapid cooling events: Evidence from the early Pleistocene (MIS 31-19). *Clim. Past* 11, 687–696. doi:10.5194/cp-11-687-2015
- Jansen, E., Raymo, M.E., 1996. Leg 162: new frontiers on past climates. In: Jansen, E., Raymo, M.E., Blum, P., et al., *Proc. ODP, Init. Repts*, vol. 162. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 5 – 20
- Jenkins, G.M., Watt, D.G., 1968. *Spectral Analysis and its Application*. Holden Day, pp. 410., Oakland.
- Kanamatsu, T., Ohno, M., Acton, G., Evans, H., Guyodo, Y., 2009. Rock magnetic properties of the Gardar Drift sedimentary sequence, Site IODP U1314, North Atlantic: Implications for bottom current change through the mid-Pleistocene. *Mar. Geol.* 265, 31–39. doi:10.1016/j.margeo.2009.06.012
- Maiorano, P., Marino, M., Balestra, B., Flores, J.A., Hodell, D.A., Rodrigues, T., 2015. Coccolithophore variability from the Shackleton Site (IODP Site U1385) through MIS 16-10. *Glob. Planet. Change* 133, 35–48. doi:10.1016/j.gloplacha.2015.07.009
- Marino, M., Maiorano, P., Flower, B.P., 2011. Calcareous nannofossil changes during the Mid-Pleistocene Revolution: Paleoecologic and paleoceanographic evidence from North Atlantic Site 980/981. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 306, 58–69. doi:10.1016/j.palaeo.2011.03.028
- Marino, M., Maiorano, P., Lirer, F., 2008. Changes in calcareous nannofossil assemblages during the Mid-Pleistocene Revolution. *Mar. Micropaleontol.* 69, 70–90. doi:10.1016/j.marmicro.2007.11.010
- Mayer, L. A., et al., *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Initial Reports*, vol. 138, Ocean Drill.

- Program, College Station, Tex., 1992.
- Pienaar, R.N. 1994. Ultrastructure and calcification of coccolithophores. – In: Winter, A. & Siesser, W.G., eds., *Coccolithophore*: 13–37, Cambridge (Cambridge University Press).
- Press WH, Teukolsky SA, Vetterling WT y Flannery BP. (1992) *Numerical Recipes in C*. Cambridge University Press
- Raymo, M.E., Ganley, K., Carter, S., Oppo, D.W. and McManus, J., 1998. Millennial-scale climate instability during the early Pleistocene epoch. *Nature*, 392(6677): 699-702.
- Raymo, M.E., Oppo, D.W., Flower, B.P., Hodell, D.A., McManus, J.F., Venz, K.A., Kleiven, K.F., McIntyre, K., 2004. Stability of North Atlantic water masses in face of pronounced climate variability during the Pleistocene. *Paleoceanography* 19, 1–13. doi:10.1029/2003PA000921
- Roth, P.H. and Thierstein, H.R. 1972. Calcareous nannoplankton: Leg 14 of the Deep-Sea Drilling Project. In: Hayes, D.E. and Pimm, A.C. (Editors), *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*. U.S. Government Printing Office, Washington, pp. 546-559.
- Schulz, M., and Mudelsee, M., 2002. REDFIT: estimating spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computer and Geosciences* 28: 421-426.
- The MathWorks, 2008. *Signal Processing Toolbox and Wavelet Toolbox User's Guide- For the use with Matlab®*. The Mathworks, Natick, MA.
- Trauth, M. H., 2009. *Matlab Recipes for earth Sciences*, 2nd Edition. Springer Eds, 288 p.
- Wechsler, S., 1997. *Statistics at Square One*. Ninth Edition, revised by M. J. Campbell, T. D. V. Swinscow, BMJ Publ. Group, London, 1996. No. of pages: 140. ISBN 0-7279-0916-9. *Stat. Med.* 16, 2629–2630. doi:10.1002/(SICI)10970258(19971130)16:22<2629: AID-SIM698>3.0.CO;2-Z

RECURSOS ELECTRÓNICOS

Consultado el 16 de junio de 2017

<http://joidesresolution.org/>

Paquete Wavelet de Matlab

<https://www.mathworks.com/products/wavelet.html>

Bioestratigrafía, evolución y periodicidad de los nanofósiles calcáreos desde 400 a 1050 ka. Modelos de edad.



- 4.1. Bioestratigrafía de los nanofósiles calcáreos desde 400 a 1,050 ka
- 4.2. Modelos de edad usado en el estudio.
- 4.3. Evolución de los nanofósiles calcáreos desde 400 a 1,050 ka
- 4.4.- Evolución de la periodicidad de los nanofósiles calcáreos y otros organismos para el testigo IODP U1314 desde 400 a 1,050 ka
- 4.5.- Evolución de la paleoproduktividad de los nanofósiles calcáreos desde 400 a 1,050 ka

4. BIOESTRATIGRAFÍA Y EVOLUCIÓN DE LOS NANOFÓSILES CALCÁREOS DESDE 400 A 1050 KA. MODELOS DE EDAD.

4.1. Bioestratigrafía de los nanofósiles calcáreos desde 400 1050 ka

Los eventos bioestratigráficos relativos a los nanofósiles calcáreos para el Site U1314 están contenidos en la Figura 4.1 e incluidos de forma numérica en la Figura 4.2.

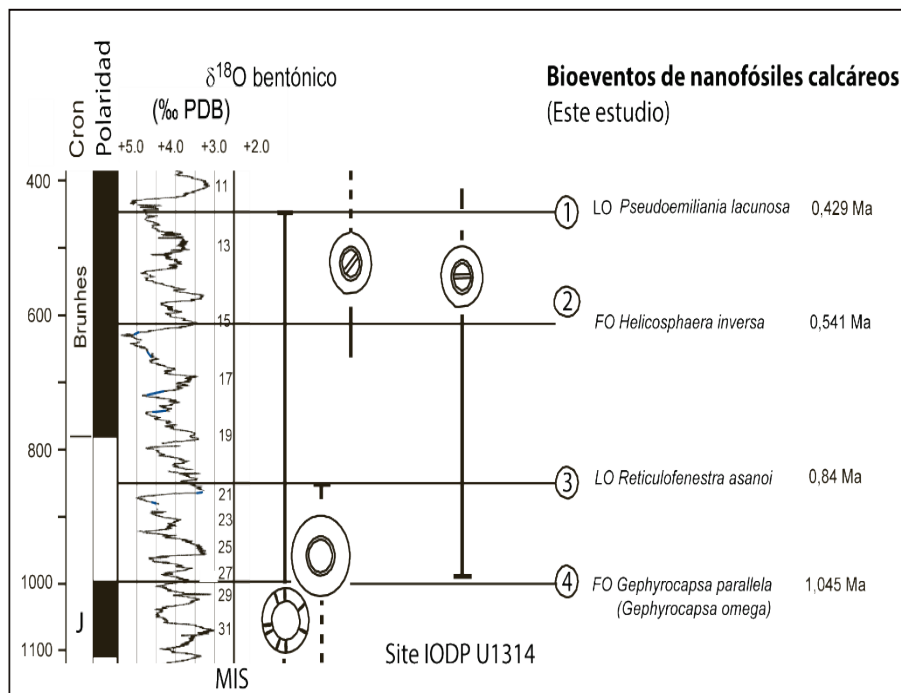


Figura 4.1. Se pueden identificar los eventos paleomagnéticos (Sato,2009). U1314 Acrónimos: PDB = Peedee belemnite, J = Jaramillo, FO = primera aparición (FO – First Occurrence), LO = última aparición (LO- Last Occurrence).

Los resultados bioestratigráficos obtenidos en esta Tesis Doctoral han sido similares a los del testigo U1314 realizados por Channel et al. (2006) así como en otros testigos situados en diferentes localizaciones del océano [Figura 4.2].

Con respecto a *Pseudoemiliana lacunosa* (Anexo I – Lámina II-18), su última ocurrencia ha sido previamente datada en 0.41 Ma por Thierstein et al. (1977), Wei (1993) y Channel et al., (2006) entre 0.436 Ma y 0.467 Ma (para el Atlántico Sur y el Mediterráneo occidental respectivamente) en Raffi (2006).

Número Figura 8.1	Profundidad (mcd)	Evento	Edad (Ma) Channel <i>et al.</i> , 2006	MIS	Referencias	Este estudio Edad(Ma)	Este estudio Edad (mcd)
1	35,15	LO <i>Pseudoemiliania lacunosa</i>	0.41	12	Channel <i>et al.</i> , 2006	0,429	35,54
2	44,65	FO <i>Helicosphaera inversa</i>	0.51	14	Channel <i>et al.</i> , 2006	0,541	43,57
3	63,65	LO <i>Reticulofenestra asanoi</i>	0.85	21	Channel <i>et al.</i> , 2006	0,84	66,17
4	73,15	FO <i>Gephyrocapsa paralela</i> (<i>G.omega</i>)	0.95	27	Channel <i>et al.</i> , 2006	1,045	82,38

Figura 4.2. Comparación de eventos para IODP Site U1314 respecto a los realizados en la campaña donde se extrajeron estos sedimentos Channell *et al.*, (2006) y este estudio. Los eventos paleomagnéticos para Channell *et al.*, (2006) están basados en Sato, 2009. Para este estudio (Site IODP U1314) la cronoestratigrafía está basada en los modelos de edad de Alonso-García (2011a) y Hernández-Almeida *et al.*, (2012a). Acrónimos: FO = primera aparición (FO – First Occurrence), LO = última aparición (LO- Last Occurrence), MIS (Estadio Isotópico Marino - Marine Isotope Stage), mcd (profundidad marina compuesta - marine composite depth)

La *Helicosphaera inversa* (Anexo I – Lámina I-14), presenta su primera ocurrencia en torno a 0.51 Ma por Channell *et al.*, (2006) y Maiorano *et al.*, (2013) que además añade que ocurre más tarde en el Pacífico (MIS 19) que en el Atlántico (MIS 13). La de *Reticulofenestra asanoi* (Anexo I – Lámina II-17), presenta diferentes edades de última ocurrencia: en torno a 0.9 Ma por Raffi *et al.*, (2005) en su estudio realizado con sedimentos en diferentes puntos del océano y 1.078 Ma en el Mediterráneo occidental (Raffi *et al.*, 2006) y en 1.05 Ma por Reale & Monechi (2005) en tres puntos del Mediterráneo y Atlántico y en 1.17 Ma por Wei (1993) donde se estudian secciones de sedimentos en el Índico, Pacífico y mayoritariamente en el Atlántico; de estos tres estudios, el que más testigos incluye es el de Raffi *et al.*, (2005). En el caso de *Gephyrocapsa omega* o *Gephyrocapsa paralela* (Anexo I – Lámina I-11 y sinonimia entre especies en el Anexo 4), estudios de Raffi (2002) y Raffi *et al.*, (2006) datan la primera ocurrencia en 1.078 Ma.

Para todas las especies aparecidas en el párrafo anterior, nuestros resultados están contenidos en la Figura 4.1 y Figura 4.2.

4.2. Modelos de edad usados en el estudio

Todos los datos relativos a edad están basados en los modelos de edad de Hernández-Almeida et al., (2012) y Alonso-García (2011a).

El intervalo temporal comprendido entre 400 y 800 ka está basado en el modelo de edad establecido en Alonso-García et al., (2011a) y ha sido correlacionado con el registro de isótopos bentónicos de Lisiecki & Raymo (2005; LR04) para el intervalo temporal 32.50-59.98 mcd. La tasa de sedimentación media de este intervalo son 7.31 cm/ka y los 38 “*tie points*” (*tie points* – puntos de correlación) que se correlacionaran con el LR04 para este intervalo son los contenidos en la Figura 4.3a.

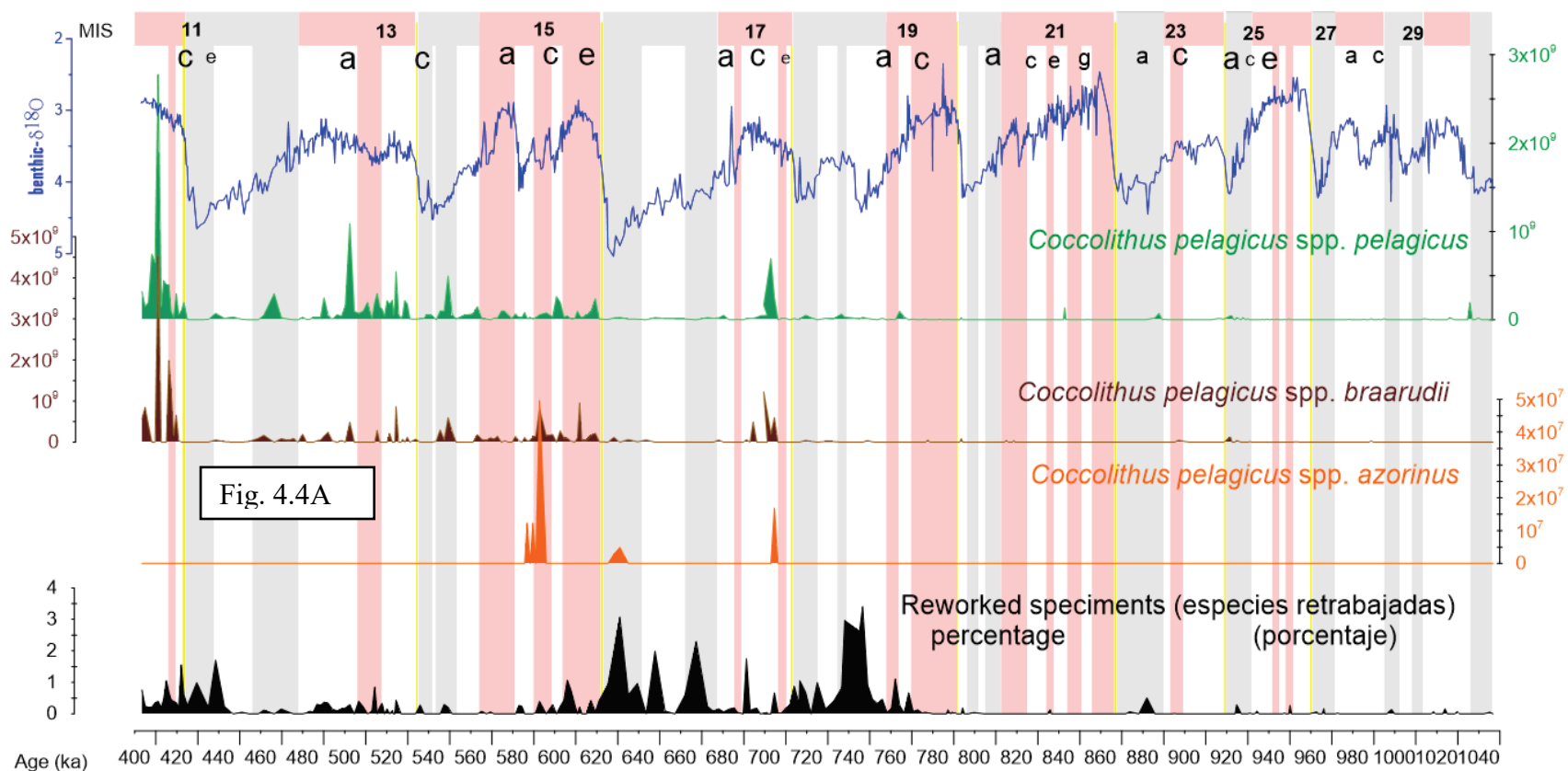
Para el intervalo temporal comprendido entre los 800 y 1,050 ka y correspondiente a (60.06-82.5 mcd) el modelo de edad ha sido propuesto por Hernández-Almeida et al., (2012) y también ha sido correlacionado con el registro de LR04 basándose en los 13 *tie points* contenidos en la Figura 4.3b. Este modelo de edad proporciona una resolución temporal de 500 años. Ambos registros han sido *tuneados orbitalmente* (*orbitally tuned*) con el programa *AnalySeries 2.0* (Paillard, 1996). Añadir, además, que entre los *tie points* se asume que la tasa de sedimentación se calcula por la interpolación lineal.

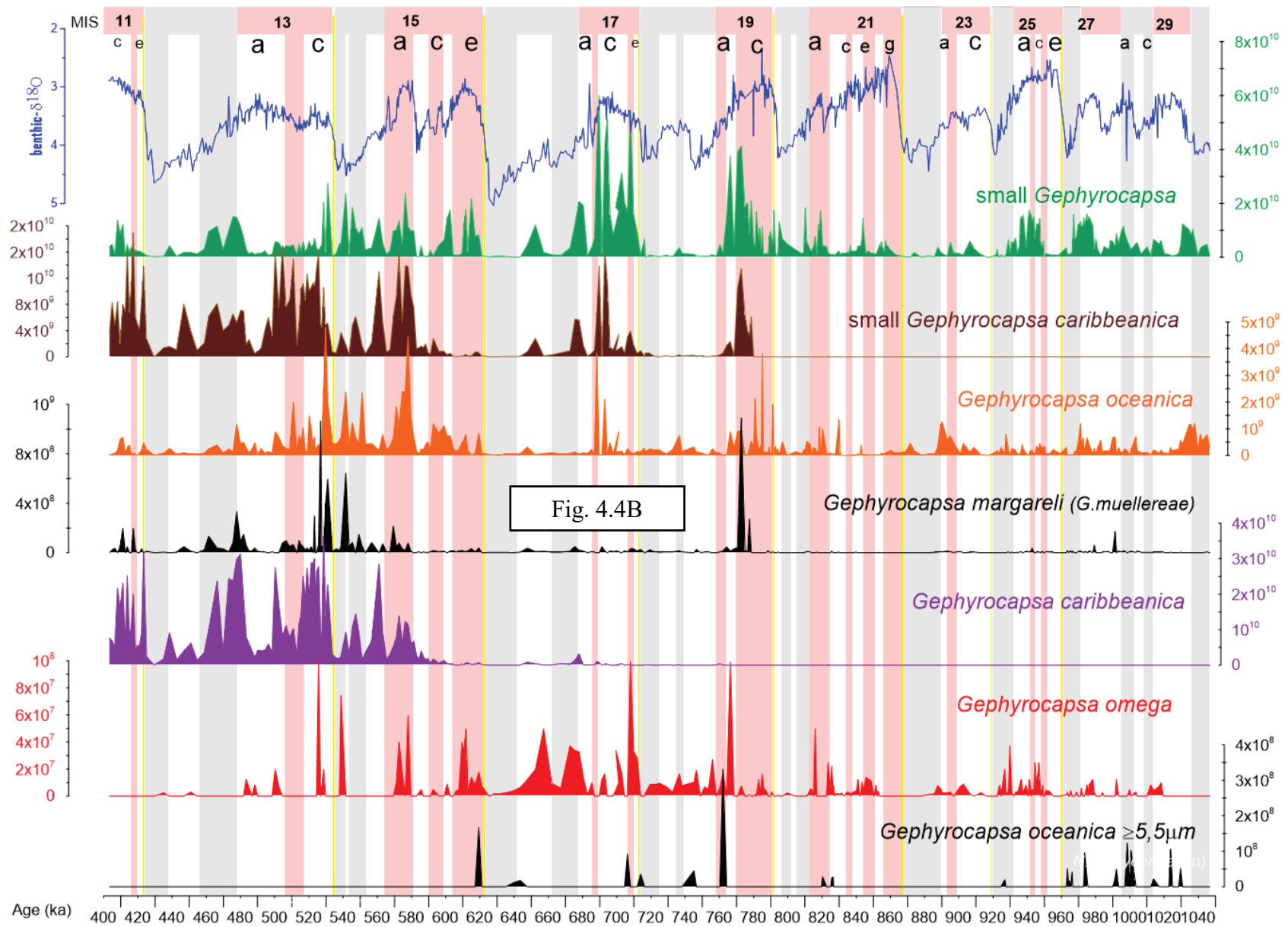
(A) Site U1314		(B) Site U1314	
depth (mcd)	LR04 time (ka)	depth (mcd)	LR04 time (ka)
33.72	412	60.10	780.619
35.3	424	61.79	795.244
35.46	426	62.16	807.358
35.62	433	63.12	817.649
36.77	463	68.55	858.636
37.29	474	68.92	872.225
37.81	481	70.99	921.458
38.75	491	71.88	929.571
40.41	513	75.01	951.451
42.77	531	75.50	962.858
43.01	535	77.60	987.871
44.53	553	79.41	1.004.220
44.83	561	83.37	1.058.727
45.35	568		
45.97	575		
46.73	583		
47.09	586		
47.79	592		
48.15	599		
49.13	610		
49.73	614		
50.79	628		
51.11	636		
51.35	640		
52.09	662		
52.45	674		
53.23	686		
53.71	690		
55.4	708		
55.86	714		
56.46	724		
57.12	740		
57.4	746		
58.08	756		
58.32	760		
58.7	764		
59.98	774.8		

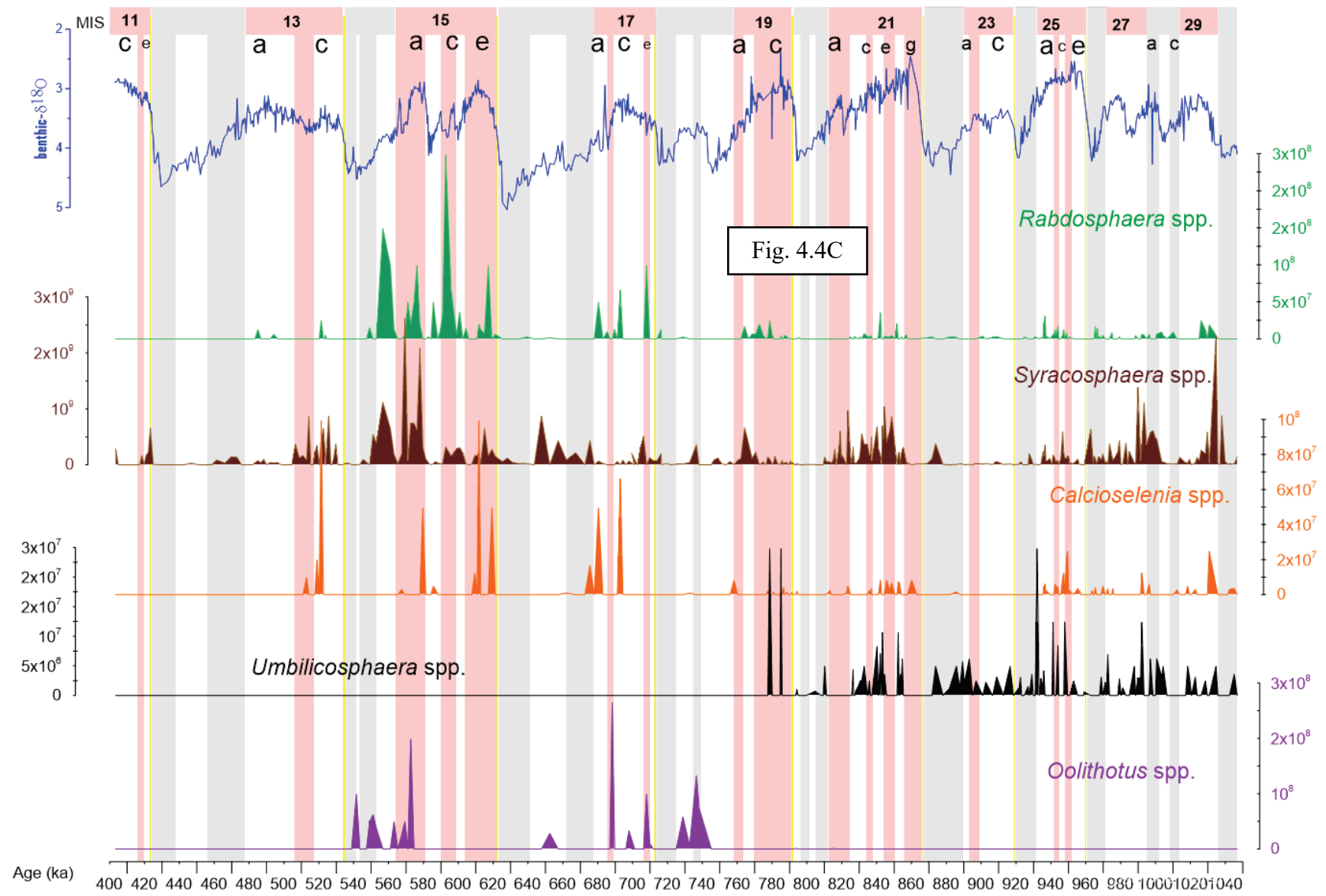
Figura 4.3 (a, b) “*Tie points*” o puntos de correlación entre el $\delta^{18}\text{O}$ bentónico entre el testigo IODP 1314 y el registro bentónico de $\delta^{18}\text{O}$ de LR04. Entre los “*tie points*” las edades han sido calculadas por interpolación lineal.

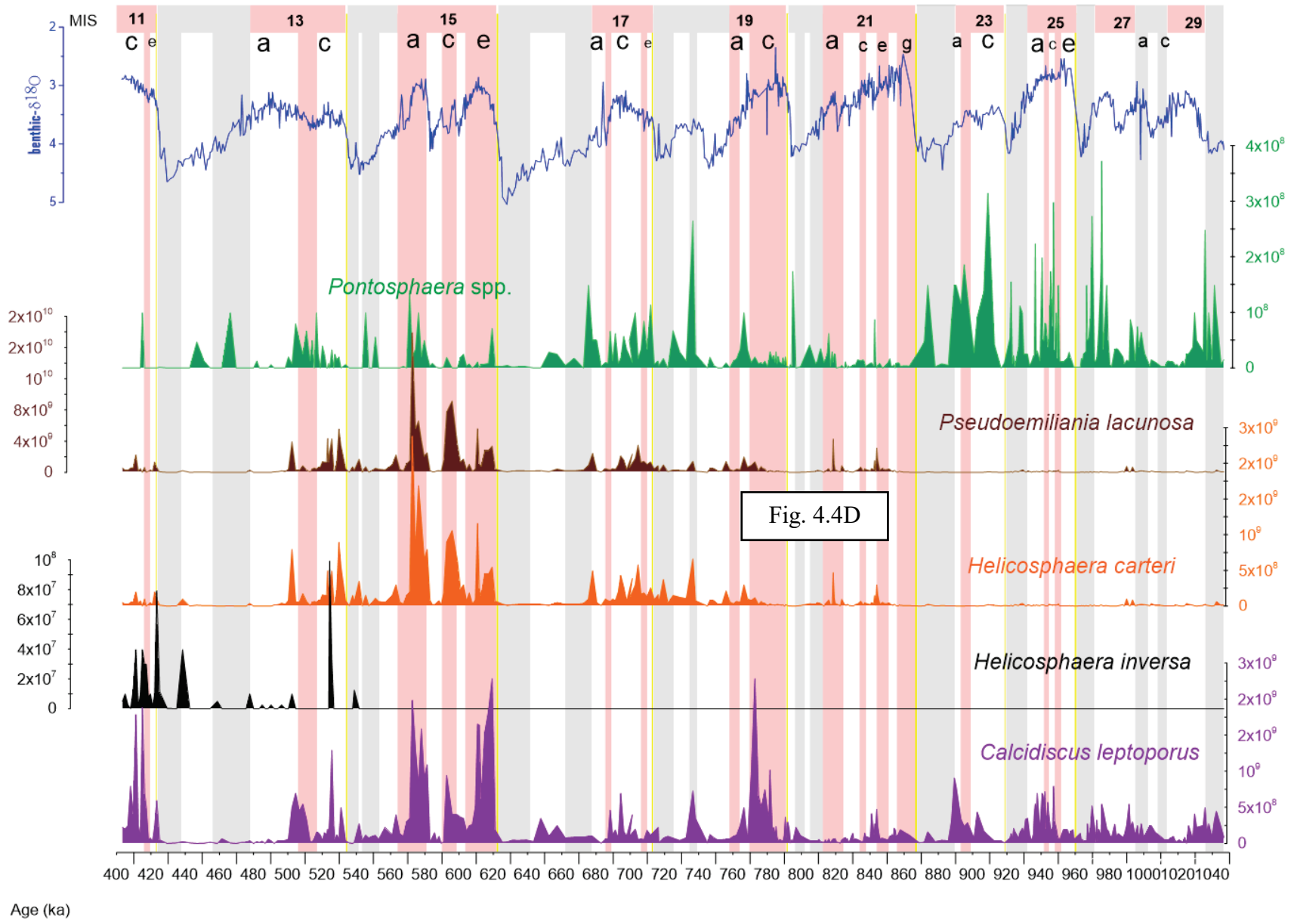
4.3. Evolución de los nanofósiles calcáreos desde 400 1,050 ka

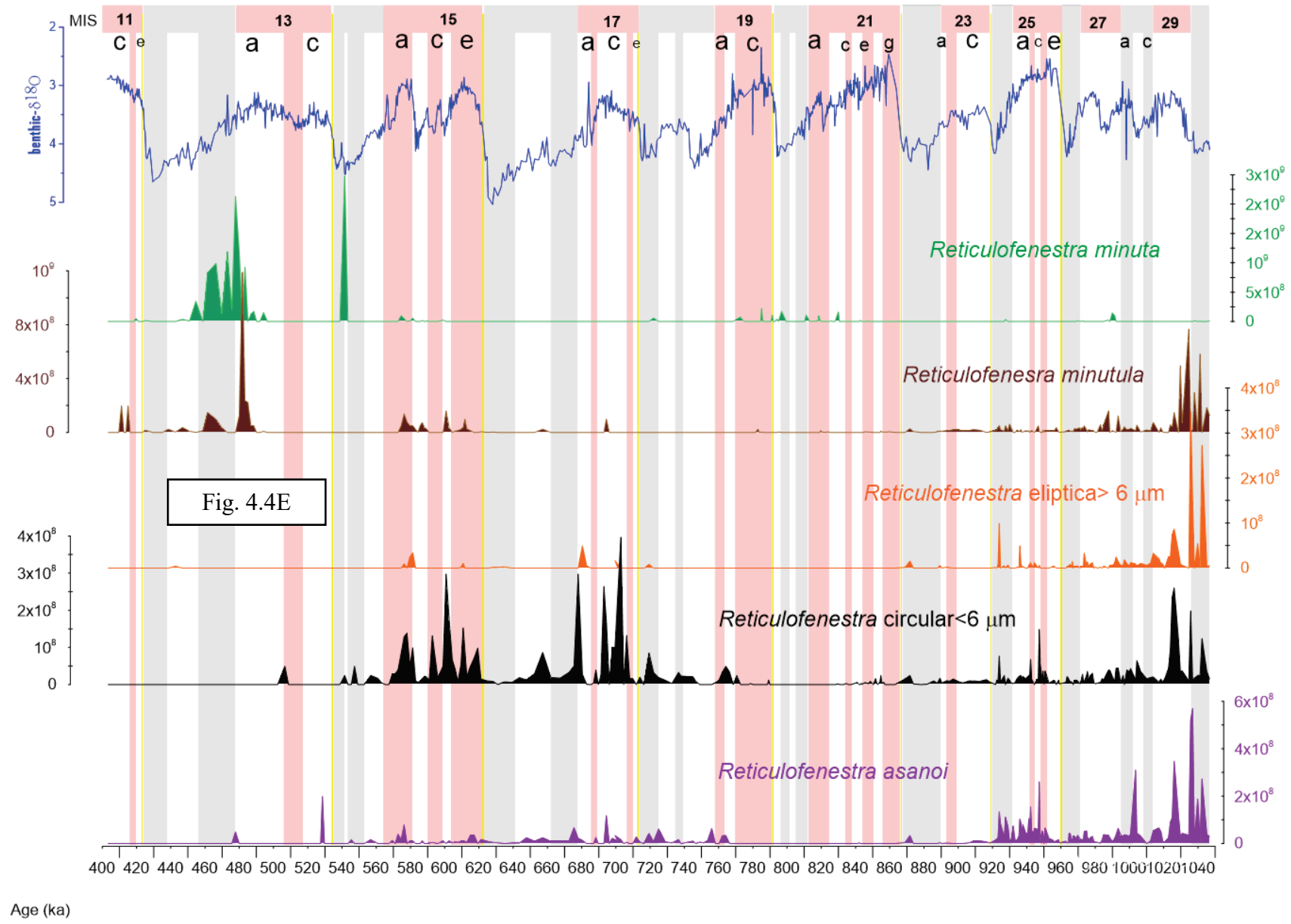
Todos los taxones y especies encontradas en el intervalo de estudio están contenidas en el Anexo 3 y su distribución a lo largo del tiempo en la Figura 4.4 A, B, C, D, E y F. Los intervalos pintados en colores grises y rojos son MIS (MIS- *Marine Isotopic Stages – Estadios isotópicos marinos*) de acuerdo con la clasificación de Railsback et al., (2015). El isótopo de oxígeno bentónico está extraído del modelo de edad propuesto por Alonso-García et al., 2011a y está basado en la correlación con el modelo global de isótopo de oxígeno bentónico de Lisiecki y Raymo (2005; LR04).











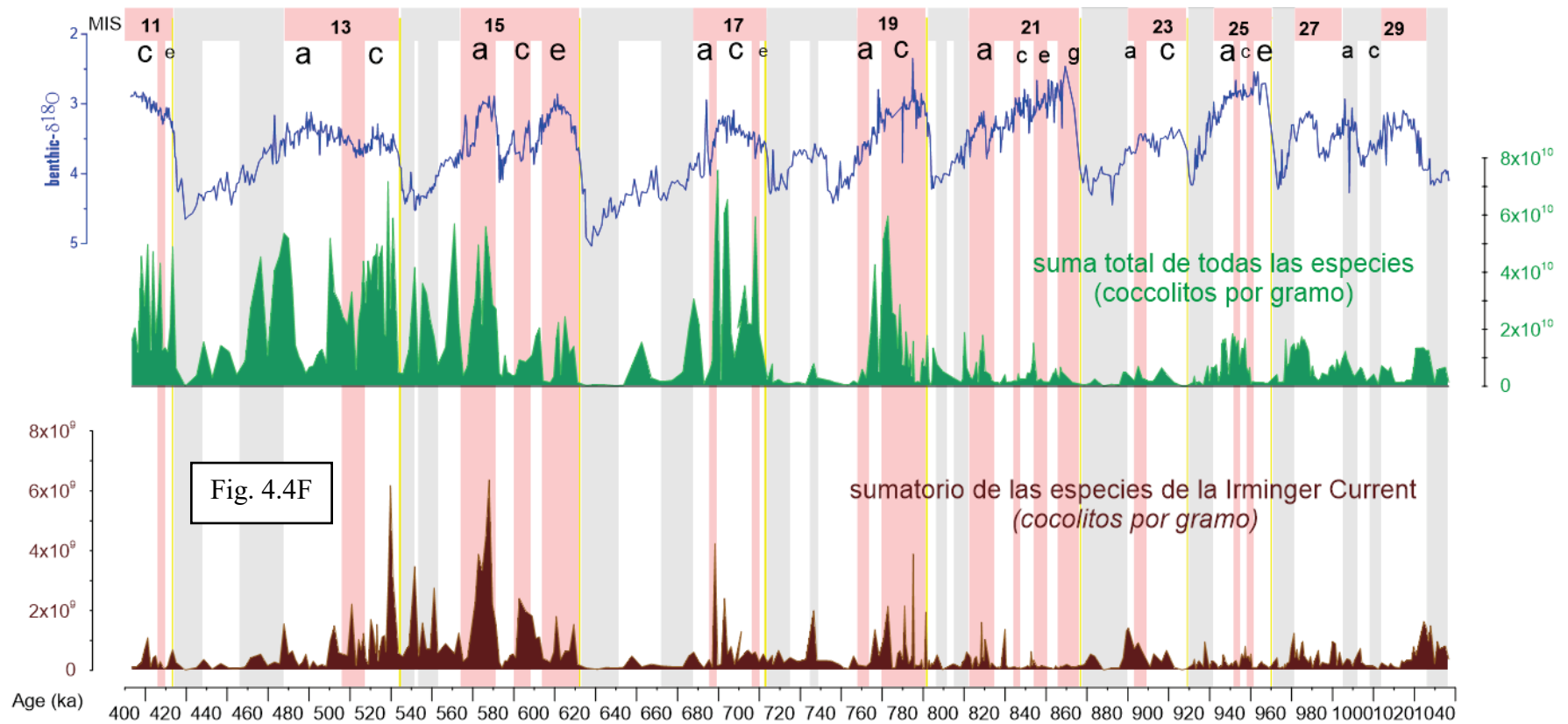


Figura 4.4F. Suma de todas las especies que se dan en el estudio (gráfica verde) medidos en cocolitos por gramo. En marrón se muestra el sumatorio de las especies que habitan en la corriente de Irminger basándose en el estudio de Balestra et al., (2010) y que son: *Gephyrocapsa oceanica*, *Helicosphaera* spp., *Syracosphaera* spp., *Rhabdosphaera* sp., *Pontosphaera* spp., *Umbilicosphaera* spp.

4.4.- Evolución de la periodicidad de los nanofósiles calcáreos y otros organismos para el testigo IODP U1314 desde 400 a 1,050 ka

En esta sección tratamos de entender qué implicación tienen los parámetros orbitales: excentricidad, oblicuidad o precesión en la evolución de la paleoproductividad en el sistema.

En primer lugar, analizaremos si determinadas especies han sido influenciadas por esos ciclos (Fig. 4.5) y en qué momento (Fig. 4.6)

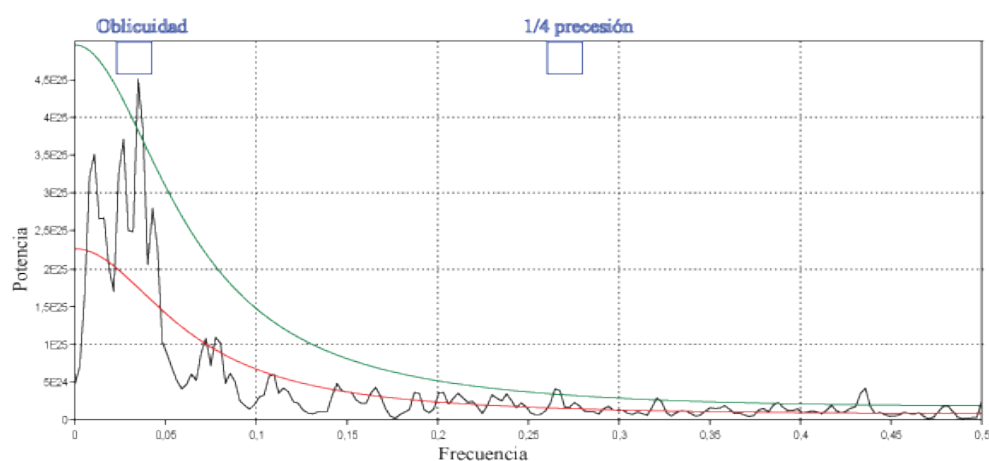


Figura. 4.5. Periodograma para la Total NAR. Las líneas verdes representan el límite superior a partir del cual los picos resultan significativos al 95 %. La línea roja representa el límite inferior bajo el cual la señal es considerada ruido rojo. Los cuadrados azules indican los ciclos significativos a un nivel de confianza del 95 % y en letra el parámetro orbital al cual corresponden.

Con el análisis anterior (Fig. 4.5), podemos ver que los principales ciclos influenciando la tasa de acumulación de nanofósiles calcáreos son la oblicuidad y $1/4$ de la precesión.

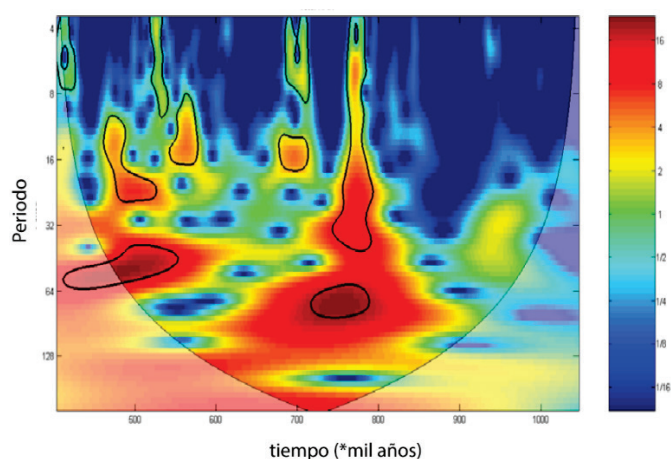


Figura 4.6. Análisis Wavelet de Morlet sobre la serie datos que va desde los 780,000 años (MIS 19) a los 1.070.000 años (MIS 31) para la tasa de acumulación de nanofósiles calcáreos. La varianza de la intensidad espectral (escala de colores) se muestra en función tanto del tiempo como del periodo. Los colores amarillos y rojos indican un mayor grado de varianza, y las líneas de contorno negras muestran regiones de varianza que exceden el intervalo de confianza del 99.98 %.

En la Figura 4.6 se observa que la oblicuidad es la periodicidad predominante en el intervalo que corresponde al intervalo entre ~600 kyr a los ~400 kyr y de ~800 kyr a los ~600 kyr presenta control por $\frac{1}{4}$ de la precesión; el intervalo comprendido entre ~800 a 1,050 kyr no presenta señal característica clara.

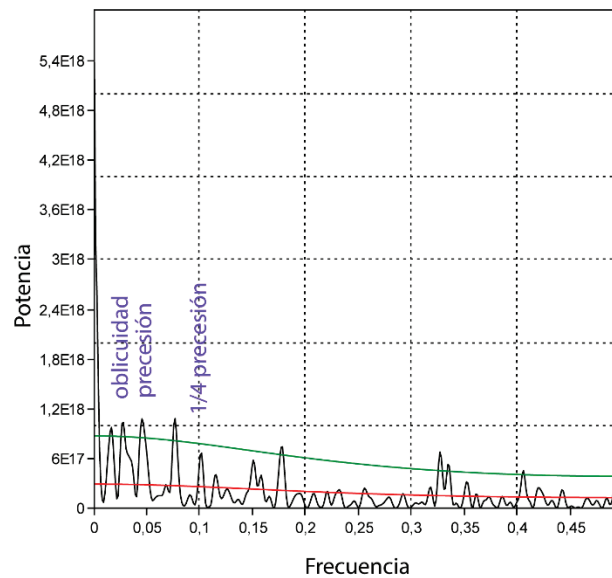


Figura 4.7. Periodograma para las especies que indican la presencia de las masas de agua de la corriente de Irminger. Las líneas verdes representan el límite superior a partir del cual los picos resultan significativos al 95 %. La línea roja representa el límite inferior bajo el cual la señal es considerada ruido rojo. Los cuadrados azules indican los ciclos significativos a un nivel de confianza del 95 % y en letra el parámetro orbital al cual corresponden.

Analizando los mismos parámetros para las especies indicadoras de las aguas que marcan la presencia de las aguas de la corriente de Irminger, podemos ver que la asociación que indica la presencia de masas de agua de Irminger está controlada por la oblicuidad, la precesión y $\frac{1}{4}$ de la precesión. Analizando como las frecuencias afectan en el tiempo tenemos la Figura 4.8.

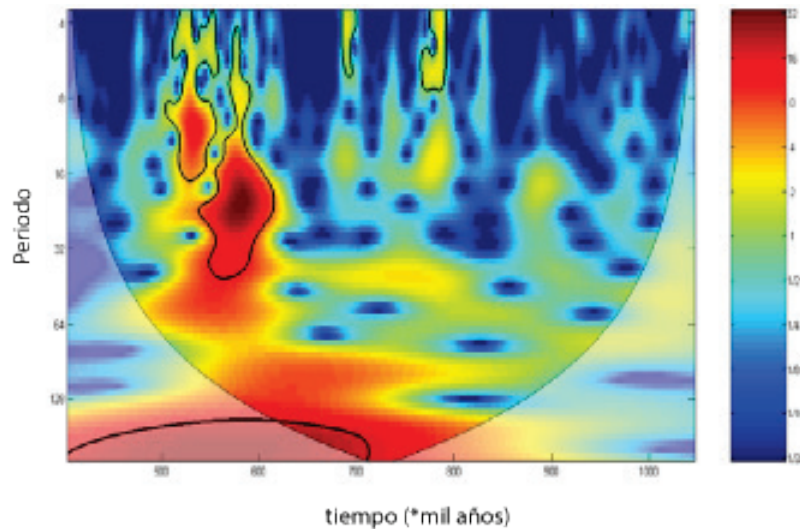


Figura 4. 8. Análisis Wavelet de Morlet sobre la serie datos que va desde los 780.000 años (MIS 19) a los 1.070.000 años (MIS 31) para las especies de cocolitofóridos que indican la presencia de las masas de agua de la corriente de Irminger (Balestra et al., 2010). La varianza de la intensidad espectral (escala en función tanto del tiempo como del periodo. Los colores amarillos y rojos indican un mayor grado de varianza, y las líneas de contorno negras muestran regiones de varianza que exceden el intervalo de confianza del 99.98 %.

En la Figura 4.8 se observa que la oblicuidad y la precesión a la vez es la periodicidad predominante en el intervalo que corresponde al intervalo entre ~600 kyr a los ~400 kyr y de ~800 kyr a los ~ 600 kyr presenta control por $\frac{1}{4}$ de la precesión, al igual que la Figura 4.6; el intervalo comprendido entre ~800 a 1,050 kyr no presenta señal característica clara.

Como resumen, el intervalo comprendido entre los ~600 kyr a los ~400 kyr está dominado en ambos casos por la oblicuidad (también la precesión en el caso de los trazadores de las masas de la corriente de Irminger), de ~800 kyr a los ~ 600 kyr presentan control por $\frac{1}{4}$ de la precesión y entre ~800 a 1,050 kyr no presenta señal característica clara.

4.5.- Evolución de la paleoproductividad de los nanofósiles calcáreos desde 400 a 1050 ka

Podemos identificar tres intervalos en el estudio de acuerdo a la Figura 4.4.F (Sección 4.5 de ese volumen):

- Desde ~400 kyr a los ~600 kyr (desde MIS 30 al MIS 20), donde hay una baja tasa de acumulación de cocolitofóridos y de cocolitofóridos indicadores de la corriente de Irminger (IC), además este periodo está dominado por la oblicuidad. Como veremos en los capítulos posteriores, la corriente de Irminger se manifiesta

levemente en la zona, manifestando que tanto en periodos glaciares y estadiales los sedimentos objeto de estudio se encuentran situados al norte de las aguas frías polares que inhiben el crecimiento de coccolitofóridos, mientras que en periodos interglaciares y interestadiales, las aguas polares se retraen hacia el norte y permiten la penetración de aguas cálidas (vía corriente de Irminger) a la zona.

- De los ~ 600 kyr a los ~800 kyr (desde el MIS 19 al MIS 15c) presentan control por $\frac{1}{4}$ de la precesión. En este intervalo, la tasa de acumulación de nanofósiles calcáreos y de las especies indicadoras de la corriente de Irminger son altas en periodos interglaciares y cercanos a cero en periodos glaciares. Esto pone de manifiesto que el testigo U1314 se sitúa cerca del límite geográfico que lo separa de las aguas polares frías, de manera que en periodos glaciares y estadiales el crecimiento de coccolitofóridos se ve inhibido por las bajas temperaturas y en periodos interglaciares e interestadiales la corriente de Irminger baña la zona con mayor intensidad que en el periodo anterior.
- Entre ~800 a 1,050 kyr (desde el MIS 15b a MIS 11c) no presenta señal orbital característica clara. La alta tasa de acumulación de nanofósiles calcáreos indica la presencia de la corriente de Irminger, que continúa afectando a la zona incluso en periodos fríos severos. Esto indica que los sedimentos objeto de estudio se encuentran al sur de las aguas frías polares durante todo este intervalo de estudio.

Referencias

- Alonso-García M, Sierro FJ, Kucera M, Flores JA, Cacho I, Andersen N. 2011a. Ocean circulation, ice sheet growth and interhemispheric coupling of millennial climate variability during the mid-Pleistocene (ca 800-400ka). *Quat Sci Rev* 30(23–24):3234–47.
- Balestra, B., Ziveri, P., Baumann, K.H., Troelstra, S., Monechi, S., 2010. Surface water dynamics in the Reykjanes Ridge area during the Holocene as revealed by coccolith assemblages. *Mar. Micropaleontol.* 76, 1–10. doi:10.1016/j.marmicro.2010.03.002
- Channell, J.E.T., Kanamatsu, T., Sato, T., Stein, R., Alvarez Zarikian, C.A., Malone, M.J., and the Expedition Scientists, 2006. 303/306 Expedition reports, North Atlantic Climate, Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program, College Station TX (Integrated Ocean Drilling Program Management International).
- Hernández-Almeida, I., Sierro, F.J., Cacho, Flores, J.A., 2012. Palaeoceanographic changes in the North Atlantic during the Mid-Pleistocene Transition (MIS 31-19) as inferred from planktonic foraminiferal and calcium carbonate records. *Palaeoceanography*, 27, PA3214. doi:10.1029/2011PA002209, 2012
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography* 20, 1–17. doi:10.1029/2004PA001071
- Maiorano, P.; Tarantino, F.; Marino, M. & Girone, A., 2013. A paleoecological and paleobiogeographic evaluation of *Helicosphaera*.
- Paillard, D.L., L. Yiou, P., 1996. Macintosh program performs time-series analysis. *Eos Trans. AGU*, 77: 379.
- Raffi I, Backman J, Fornaciari E, Pälike H, Rio D, Lourens L, 2006. A review of calcareous nannofossil astrobiochronology encompassing the past 25 million years. *Quat Sci Rev.* 25(23–24):3113–37.
- Raffi I, Backman J, Pälike H. 2005 Changes in calcareous nannofossil assemblages across the Paleocene/Eocene transition from the paleo-equatorial Pacific Ocean. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol.* 226(1–2):93–126.
- Raffi I. 2002. Revision of the early-middle pleistocene calcareous nannofossil biochronology (1.75-0.85 Ma). *Mar Micropaleontol.* 45(1):25–55.
- Railsback, L.B., Gibbard, P.L., Head, M.J., Voarintsoa, N.R.G., Toucanne, S., 2015. An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quat. Sci. Rev.* 111, 94–106. doi:10.1016/j.quascirev.2015.01.012
- Reale V, Monechi S. 2005. Distribution of the calcareous nannofossil *Reticulofenestra asanoi* within the Early-Middle Pleistocene transition in the Mediterranean Sea and Atlantic Ocean: correlation with magneto- and oxygen isotope stratigraphy. *Geol Soc London, Spec Publ.* 247(1):117–30.

- Sato T, Chiyonobu S, Hodell D. 2009. Data report: Quaternary calcareous nannofossil datums and biochronology in the North Atlantic Ocean, IODP Site U1308. *Proc Integr Ocean Drill Program*, Vol 303/306. 303:1–9.
- Thierstein, H.R., Geitzenauer, K.R., Molfino, B. and Shackleton, N.J., 1977. Global synchronicity of late Quaternary coccolith datum levels: Validation by oxygen isotopes. *Geology*, 5: 400-404.
- Wei W. Calibration of Upper Pliocene-Lower Pleistocene Nannofossil Events with Oxygen Isotope Stratigraphy. *Paleoceanography* [Internet]. 1993 Feb 4 [cited 2017 Feb 10];8(1):85–99.

Productivity and North Atlantic subpolar dynamics at orbital-to-suborbital scales during middle Pleistocene Marine Isotopic Stages (19-11)



- 1.- Introduction
 - 2.- Site location and modern oceanographic settings
 - 3.- Material and Methods
 - 3.1.- Chronological framework
 - 3.2.- Coccolith slide preparation, counting methods and preservation
 - 3.3.- Taxonomy and ecological remarks
 - 4.- Results
 - 4.1.-Coccolithophore assemblages
 - 4.2.- Coccolithophores *versus* planktonic foraminifera
 - 5.- Discussion
 - 5.1.- High advection of the Irminger Current (HAIC)
 - 5.2.- Low advection of the Irminger Current (LAIC)
 - 5.3.- Advection of Polar waters (APW)
 - 5.4.-Terminations (T)
 - 6.- Conclusions
- Appendix A – Taxonomic Appendix
- References

RESUMEN

Se han realizado análisis cuantitativos de coccolitóforos en los sedimentos del testigo IODP U1314, localizado en el Atlántico Norte subpolar para reconstruir las condiciones del agua de marina superficial a lo largo de los estadios isotópicos marinos (MIS) 19c a 11c. Los datos se comparan con otros proxies paleoambientales, algunos disponibles para el mismo sitio y otros registros cercanos situados en el Atlántico Norte que apoyan los registros proporcionados por los coccolitóforos a escalas glaciales-interglaciales y milenarias. La abundancia absoluta total de coccolitóforos aumenta durante interglaciales e interstadiales, pero cae abruptamente durante las fases glacial y estadiales más frías, indicando cambios en la productividad. Las asociaciones de coccolitofóridos en periodos interglaciales indican baja productividad durante MIS 19c, 19a, 17c, MIS 15e temprano, 15c, MIS 13e temprano, MIS 13b temprano, MIS 13a medio, MIS 11e temprano, 11d y 11c. Nosotros hemos asociado estos intervalos de menor productividad de coccolitofóridos a una menor influencia de la corriente de Irminger sobre el área de estudio. En los MIS 18, 16 y 12b y 12a, las abundancias absolutas de coccolitóforos son cercanas a cero, acompañadas de un aumento de proxies de agua fría que marcan la presencia de aguas polares en la zona, cuando aumentó la fusión de icebergs. Todas las Terminaciones muestran un fuerte incremento de productividad debido a la reactivación de la corriente Irminger vinculada a la migración del frente subpolar hacia las latitudes situadas más al norte. Los cambios abruptos en la productividad a escala suborbital están relacionados con los eventos de avenida de *flotillas de hielo* (IRD – Ice Rafted Debris). Durante la fase estadial, los valores de productividad son bajos y se dan a la vez que los incrementos en los foraminíferos polares que indican la presencia de agua fría y de baja salinidad en la región, mientras que, durante los interestadiales, la productividad aumenta rápidamente siguiendo el aumento de la temperatura superficial del mar

Palabras clave: Océano Atlántico Norte; Pleistoceno medio; Variabilidad a escala orbital y milenial; corriente de Irminger; coccolitofórido

Capítulo basado en: Productivity and North Atlantic Subpolar dynamics at orbital-to-suborbital scales during middle Pleistocene Marine Isotope Stages 19-11.

Marta Martínez-Sánchez, José-Abel Flores, Francisco-Javier Sierro, Montserrat Alonso-García.

En revisión en **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**

ABSTRACT

Quantitative coccolithophore analyses were performed on sediments from Site IODP U1314, located in the subpolar North Atlantic, to reconstruct sea surface water conditions throughout Marine Isotope Stages (MIS) 19c to 11c. The data are compared to available paleoenvironmental proxies from the same site as well as to other nearby North Atlantic records that support the coccolithophore signature at glacial-interglacial and millennial scales. Total coccolithophore absolute abundance increases during interglacials and interstadials but abruptly drops during the colder glacial and stadial phases, indicating clear changes in productivity. Coccolithophore interglacial assemblages indicate low productivity during MIS 19c, 19a, 17c, early MIS 15e, 15c, middle MIS 13e, early MIS 13b, middle MIS 13a, early MIS 11e, 11d and 11c. We associated these intervals of lower productivity to a reduced influence of the Irminger Current over the study area. At MIS 18, 16 and 12b and 12a the coccolithophore absolute abundances are close to zero and the distinctive increase of cold-water proxies from other studies marked the presence of polar waters in the area, when iceberg melting was significantly enhanced. All the Terminations show a sharp increase of productivity due to the reactivation of the Irminger Current linked to the migration of the subpolar front to northern latitudes. Suborbital-scale abrupt changes in productivity are related to ice-rafting events and the subsequent interstadials. During the stadial phase productivity values are low and concomitant with increases in the polar foraminifera indicating the presence of cold and low salinity water in the region, whereas during the interstadial substages productivity rises rapidly following the sea surface temperature shift (e.g. the onset of MIS 12).

Keywords: North Atlantic Ocean; Mid-Pleistocene; Orbital-millennial scale variability; Irminger Current; Coccolithophore

Chapter based on: Productivity and North Atlantic Subpolar dynamics at orbital-to-suborbital scales during middle Pleistocene Marine Isotope Stages 19-11.

Marta Martínez-Sánchez, José-Abel Flores, Francisco-Javier Sierro, Montserrat Alonso-García.

In revisión in **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**

5. PRODUCTIVITY AND NORTH ATLANTIC SUBPOLAR DYNAMICS AT ORBITAL-TO-SUBORBITAL SCALES DURING MIDDLE PLEISTOCENE MARINE ISOTOPE STAGES 19-11.

5.1.- Introduction

The North Atlantic is a key area that enables understanding the interaction between atmosphere, ocean and cryosphere. Changes in North Atlantic surface circulation have a strong impact on the climate evolution and the thermohaline circulation system (Shackleton et al., 1983; McManus et al., 2002; Clark et al., 2006; Stolz and Baumann, 2010; Kohfeld and Chase, 2011). Several studies have explained the complex pattern of interactions among North Atlantic surface ocean currents. Changes in the Gulf Stream (GS) affect low latitude climate and oceanography and this climatic signal may be transferred to mid-high latitudes at glacial-interglacial and millennial time scales (Fratantoni et al., 2001; Staines-Urías et al., 2013; Morley et al., 2014; Emanuele et al., 2015). High latitude North Atlantic circulation may be modified by changes in the ice-sheets (Wright and Flower, 2002; Alonso-Garcia et al., 2011a; b; Hernández-Almeida et al., 2013), North Atlantic Oscillation (NAO) modes (Palumbo et al., 2013), changes in the wind patterns (Billups et al., 2006) and GS/North Atlantic Current (NAC) latitudinal variations (Pelegrí et al., 1996; Häkkinen and Rhines, 2004; Frantantoni and McCartney, 2010). Recently, multiple studies are focused on a better knowledge of the Subpolar Gyre (SPG) dynamics and the mechanisms that drive changes in this system (e.g. Andersen et al., 2004; Hatún et al., 2005; 2009; Sgubin et al., 2017). The study of oceanographic changes in this region is essential because of the link between surface and deep-water circulation through the production of North Atlantic Deep Water (NADW).

In view of future climate changes, millennial-scale climate variability during Pleistocene interglacial intervals has received a great deal of attention in the past years because of its potential to provide analogues for the Holocene climate and predict future climate scenarios (Maiorano et al., 2015; Palumbo et al., 2013; Emanuele et al., 2015). During the Mid-Pleistocene transition, a crucial time of global climatic reorganization, glacial-interglacial periodicity switched from 41 kyr to 100 kyr cycles (Berger and Jansen, 1994) affecting the surface and deep circulation dynamics. Sea level is higher during Interglacial phases starting from MIS 11 (Jansen et al., 1986; Lisiecki and Raymo, 2005) and the amplitude of the glacial terminations is greater since 450 ka (Lang and Wolff,

2011). The glacial MIS 12 is indeed known to be the strongest glacial period of the last 800 ka in agreement with an array of proxy evidence from marine, ice core and terrestrial archives (Lang and Wolff, 2011). On the other hand, MIS 14 was a particularly weak glacial (Lüthi et al., 2008) with reduced global ice sheet volume (Bintanja and van de Wal, 2008). According to Bintanja and van de Wal, (2008) and Elderfield et al (2012) during MIS 13 ice volume was significantly higher than during other interglacials of the past 800 ka (particularly during MIS 13a). Furthermore, MIS 16 and 18 have been widely documented on the occurrence of ice-rafting events with strong discharges of iceberg and related ice-rafted detritus (IRD) from the middle to high latitudes (Stein et al., 2009; Naafs et al., 2013; Alonso-Garcia et al., 2011b).

Coccolithophores are a major group of marine, unicellular calcareous phytoplankton and were used as a proxy for the reconstruction of surface water conditions in the North Atlantic (Samtleben and Bicker, 1990; Baumann et al., 2000; Giraudeau et al., 2004). They are primary producers living in the photic zone of the oceans and respond to changes in the properties of the water column (Brand, 1994; Rahman and de Vernal, 1994; Winter and Siesser, 1994). Coccolithophores can be affected by conditions in the upper part of the water column, such as temperature, salinity, and macro-and micro-nutrient availability (Bé and McIntyre, 1967; Samtleben and Schröder-Ritzrau, 1992; Giraudeau, 1992; Tesoriero and Pankow, 1996). Coccoliths are individual plates of calcium carbonate produced by coccolithophores. Their biogeographic distribution and diversity through time varied depending on surface water features that are related to latitudinal zonation and oceanic frontal boundary dynamics as well as to climate variability (Findlay and Giraudeau, 2002; Boeckel and Baumann, 2008).

Here we present new data on coccolithophore assemblages from IODP Site U1314 covering the time interval from 774 to 403 ka (MIS 19 to 11). Our study aims to reconstruct changes in the surface water dynamics at orbital (glacial-interglacial) and suborbital scales. More precisely, we investigated productivity changes using coccolithophore assemblages as a proxy, and found that productivity in this region may be linked to the influence of the strength and extension of the Irminger Current and the Subpolar Gyre. In fact, this location allows us to detect lateral changes in SPG configuration. The investigated area is located at the boundary between two coccolithophore biogeographic zones, the Transitional and the Subpolar zones (McIntyre and Bè, 1967). Abundance and distribution of coccolithophores in the area are related to

the Subpolar Gyre, characterized by expansion and contraction of its circulation (Girone et al., 2013; Emanuele et al., 2015). We also show the first results on coccolithophore assemblages from the subpolar region encompassing MIS 11 to 19.

5.2.- Site location and modern oceanographic settings

The Site U1314 was taken at 56°21'N, 27°53'W, 2,820 m of water depth, south of Gardar Drift in the IODP Expedition 306. The surface regime is strongly marked by the Subpolar Gyre (SPG), specifically by the North Atlantic Current (NAC) which feeds the Irminger Current (IC). The SPG is formed by the NAC (North Atlantic Current), EGC (East Greenland Current), LC (Labrador Current) and IC (Irminger Current) currents which form a cyclonic (anticlockwise) gyre (Fig. 1). The strength of the SPG is defined by the wind component (Chaudhuri et al., 2011), but mainly by its feeding currents, the northward-flowing warm water of the NAC and IC and the southward-flowing polar water of the EGC and LC. In this way, the enhancement of the EGC flux inhibits deep convection in the gyre and that precludes the IC influx (Furevik and Nilsen, 2005; Lohmann et al., 2009; Sarafanov, 2009; Häkkinen et al., 2011). The IC, a subpolar-western current (Frantantoni, 2001; Malmberg, 1982) is characterized by relatively saline and warm waters (between 6-9 °C) with high content of nutrients (Stenfånssson, 1968; Krauss, 1995). In terms of chlorophyll-a this is confirmed by observational data from the MODIS-Aqua 9km satellite (NASA OB.DAAC, 2015) which shows that the concentrations of chlorophyll-a are related to the IC position. The EGC is characterized by high-nutrient content and temperatures below 2 °C (Hopkins, 1991).

All these water masses contribute to the upper part of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) (Andersen et al., 2004). The AMOC is characterized by a northward flow of warm, salty water in the upper layers of the Atlantic, and a southward flow of cold water in the deep Atlantic. The southward component of the AMOC is characterized by deep-water generated in the Nordic Seas and the Labrador Sea through deep convection. The Iceland-Scotland Overflow Water (ISOW), which is an important source of the North Atlantic Deep Water (NADW), is formed in the Nordic Seas and flows along Site U1314 location with saline, low nutrient and oxygenated water. In the geological past, incursions of the deep nutrient-rich, poorly ventilated and carbonate corrosive benthic $\delta^{13}\text{C}$ -depleted Antarctic Bottom Water (AABW) are documented during glacials and short-term cooling stages of interglacials (Raymo et al.,

1997; Flower et al., 2000; Alonso-García et al., 2011a; Hernández-Almeida et al., 2013) when NADW production decreased or ceased.

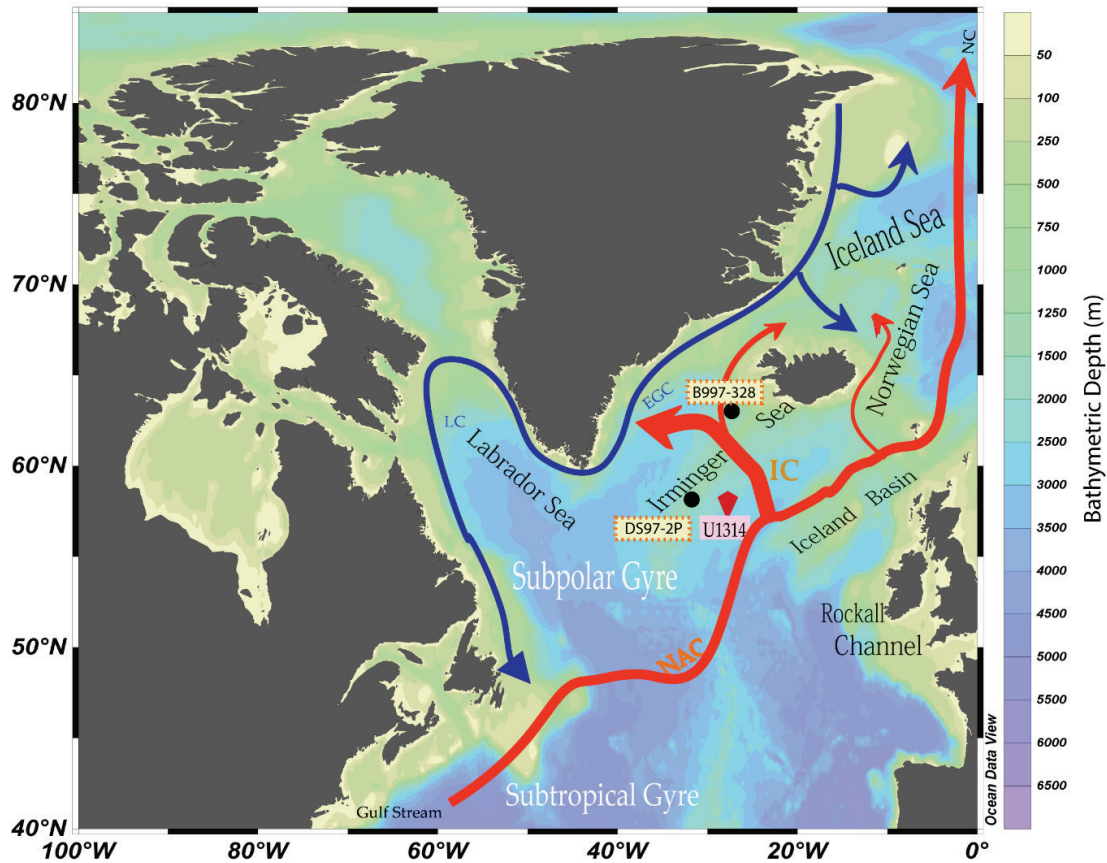


Figure 5.1. Current surface ocean circulation in the subpolar North Atlantic. IODP Site U1314 is the red point. Black points mark other study sites where the Irminger Current effect were studied. Site DS97-2P by Balestra et al., (2010) and B997-328 by Andrews and Giraudeau (2003). Water masses bodies: The North Atlantic Current (NAC), the Irminger Current (IC), the East Greenland Current (EGC), Labrador Current (LC), Subpolar Gyre (SPG) and Subtropical Gyre (STP). Water position are given by Hátún et al. (2005); Solignac et al (2006), Holliday et al., (2008); Frantantoni (2001), Staines-Urías et al., (2013)

5.3.- Material and Methods

Integrated Ocean Drilling Program (IODP) Site U1314 was cored by the scientific drillship JOIDES Resolution at the southern Gardar Drift during IODP Expedition 306 (Fig. 1). The Gardar Drift is an elongated contourite deposited along the eastern flank of the Reykjanes Ridge. Sediments mainly consist of calcareous nannofossils and clay and minor proportions of foraminifers, ice rafted debris (IRD), diatoms and radiolarians. The

high sedimentation rate of the Gardar Drift makes this site suitable for a high-resolution study of glacial-interglacial and millennial-scale climate shifts (Channell et al., 2006)

5.3.1.- Chronological framework

The adopted chronology follows Alonso-García et al., (2011a) and is based on a correlation of the benthic $\delta^{18}\text{O}$ record provided for Site U1314 with the global benthic oxygen isotope stack from Lisiecki and Raymo (2005; LR04). The interval studied in this work, between 32.80 and 59.98 mcd (mcd- meters of composite depth), encompasses from ca. 400 to 800 ka (Fig. 2).

The mean sedimentation rate in this interval is 7.31 cm kyr^{-1} (Alonso-García et al., 2011a), which is similar to the rate calculated with the preliminary data of the expedition (Channell et al., 2006). The studied period is involved in the Middle Pleistocene Transition (MPT), when climatic cyclicality shifted from the 41 kyr-dominated cycles of the Early Pleistocene to the 100 kyr-dominated cycles of the Late Pleistocene (Imbrie et al., 1993; Berger and Jansen, 1994; Muldesee and Stattegger, 1997).

In the studied interval, we observed one of the most characteristic biostratigraphic events of the Middle Pleistocene in coccolithophores, the shift from the Acme zone of small *Gephyrocapsa* to *G. caribbeanica* Acme zone (Fig. 2). This event is recognized world-wide (Hine and Weaver, 1998)

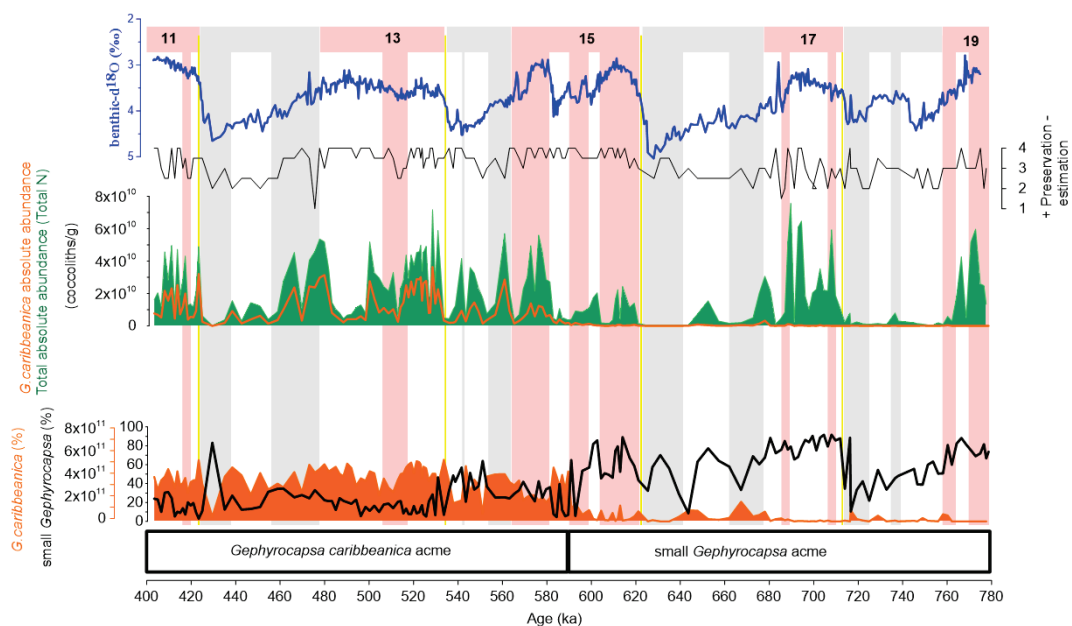


Figure 5.2. Benthic oxygen isotope record from Alonso-García et al., (2011a). Preservation based on the estimation of Flores and Marino (2002). Total N of *G. caribbeanica* plotted on total N (total coccolith production). Acme zones from Hine and Weaver (1998). MIS (Marine Isotopic

Stages) intervals from Railsback et al., (2015) where grey bars indicate stadials, red bar indicate interstadials and yellow lines indicate terminations.

5.3.2.- Coccolith slide preparation, counting methods and preservation

A total of 174 samples from Site U1314 were analyzed. Samples were selected every 8cm corresponding to an average sample resolution of about 800 years. Samples were prepared following the settling technique of Flores and Sierro (1997). A minimum number of 500 specimens per samples were counted and identified using a Nikon Eclipse 80-i petrographic microscope with a phase contrast device at 1000x magnification. A second count of 20 fields of view was performed in order to accurately estimate the abundance of rare species (those whose relative abundance was less than 1 per cent in the first count). This number provides an error probability of 0.005 for species with relative abundance greater than 1 % (Fatela and Taborda, 2002). The relative abundance (%) and absolute abundance (number of coccolith g^{-1}) of each species were calculated in each core as the sum of the absolute abundances of the all taxa in each sample except reworked specimens. Total N is the sum of all specimens in each sample and is interpreted as an indicator of coccolithophore productivity. Relative abundances of the different species are good indicator of changes in the assemblages, recording changes in the ecosystem. Absolute (Total N) and relative abundances (%) of all the taxa in each sample were calculated for all samples.

In order to evaluate coccoliths preservation we followed the scale proposed by Roth and Thierstein (1972) and modified by Flores and Marino (2002), which distinguishes four categories (Fig. 2): Good (4), for samples which show little or no evidence of dissolution and/ or secondary overgrowth of calcite, and have fully preserved diagnostic characters; Moderate (3), for samples which show dissolution and/or secondary overgrowth with partially altered primary morphological characteristics, despite this, nearly all specimens can be identified at the species level; Poor (2), for samples which show severe dissolution, fragmentation, and/or secondary overgrowths, primary features are destroyed, and many specimens cannot be identified at the species or the generic level; Barren (0), for samples which show absence of coccoliths. Three additional categories between good and moderate, moderate and poor, and poor and barren, i.e., with intermediate features, were introduced to refine the pattern.

5.3.3.- Taxonomy and ecological remarks

Regarding taxonomy, small placoliths (mainly *Gephyrocapsa aperta* and *Gephyrocapsa ericsonii*) with an open or closed central area and smaller than 3 μm were classified together in the group of small *Gephyrocapsa*. Other small placoliths between 2.5-3.0 μm but a closed central area was included in the small *Noelaerhabdaceae* as small Reticulofenests. *Gephyrocapsa* species larger than 3 μm were counted separately following the taxonomic concept of Raffi (1993) and Flores et al., (1999, 2000) for the medium-sized *Gephyrocapsa*, such as *Gephyrocapsa oceanica*, *Gephyrocapsa margareli* and *Gephyrocapsa caribbeanica*. Usually *Gephyrocapsa* $\geq 3 \mu\text{m}$ with a quasi-vertical bridge species is recognized as *Gephyrocapsa margereli*.

Appendix A contains all the list of the 25 taxa that are recognized in the study while the adopted coccolithophore proxies of surface water conditions are reported below.

Attending to the modern distribution of coccolithophorids in the North Atlantic we use the zonation performed by McIntyre and Bé (1967) and summarized and revised by Winter et al., 1994.

On the basis of the available literature, the proxies that are used in this study are: Productivity Proxy (PP – Total N), where the total of all species (listed on the Appendix A) represents the carbonate accumulated in our Site. The number of coccoliths/g of sediment (or N) is considered a proxy of paleoproductivity in different locations and periods, as well as in the North Atlantic Ocean along the Pleistocene (Amore et al., 2012; Palumbo et al., 2013; Maiorano et al., 2015; Emanuele et al., 2015; Maiorano et al., 2015). Polar water masses proxies (PW) is represented by the low accumulation of Productivity proxy (PP). This proxy is supported by the existing records of the foraminifer specie *Neogloboquadrina pachyderma* (sin) and IRD flux (Ice Rafted Debris) from Alonso-García et al., 2011b. These indicators, together or separately, have been widely used to indicate the presence of polar waters (Bohrmann et al., 1989; McManus et al., 1999; Wright and Flower, 2002). Irminger Current tracers (ICt) is composed by the sum of different species of coccoliths: *Gephyrocapsa oceanica*, *H. carteri*, *Syracosphaera* spp., *R. clavigera*, *Pontosphaera* spp., *Umbilicosphaera* spp., *G. margaleri* and *Oolithotus* spp. (Fig. 3). Some of these species contained in the summation have been previously used by Andrews and Giraudeau (2003)

during the Holocene in the North of Iceland (Site B997-330- Fig. 1) as a tracer of the “North Atlantic drift water” which is characterized by temperate and nutrients-rich waters from the south, also Samtleben et al., (1995) in the North Atlantic used the taxa *Gephyrocapsa oceanica*, *H. carteri*, *Syracosphaera* spp., *R. clavigera*, *Pontosphaera* spp., *Umbilicosphaera* spp., *G. muellereae*, *Oolithotus* spp. and *Pontosphaera* spp. as a tracer of surface water from the Irminger Current. Near our Site, Balestra et al., (2010) proposed for Site DS97-02P (Fig. 1) the sum of *Gephyrocapsa oceanica*, *H. carteri*, *Syracosphaera* spp., *R. clavigera*, *Pontosphaera* spp. and *Umbilicosphaera* spp. as a proxy for reconstructs the Irminger Current surface water. In fact, the correlation between ICt and the proxy in Balestra et al., (2012) is 0.99 (Table 1).

Table 5.1: Correlation values between different proxies

	ICt	IRD flux	NPs	SST
Total N	0.445	-0.331	-0.364	0.382
PP				

Acronyms: Total N (or PP): Total N (or Paleoproductivity) is the sum of all coccolithophore species. IRD flux: Ice Rafted Debris flux, SST (Sea Surface Temperature) and NPs (*N. pachyderma* sin. in percentages) obtained from Alonso-García et al., 2011a. P-value = 0.01.

5.4.- Results

5.4.1.-Coccolithophore assemblages

The preservation values of the coccolithophore assemblages is good to moderate in the interval, indicating little or no evidence of dissolution; diagnostic features fully preserved (Fig. 2) Specifically, the preservation is higher in interglacial or interstadials interval (ranging from good to moderate) and lower in glacial or stadial intervals (mainly moderate). The minimum preservation value is reached at 475.8 ka, which corresponds to the MIS 13/12 transition.

The productivity (PP) proxy varies between 1.62×10^{10} and 2.9×10^{10} coccoliths/g of sediment (Fig. 3). The interval from MIS 11c (400 ka) to MIS 15a (586 ka) shows higher values than the interval from the MIS 15b to MIS 19c interval. In fact, the average value of productivity for MIS 11c to MIS 15a is 2.6×10^{10} coccoliths/g of sediment while for MIS 15b to MIS 19c interval is 2.1×10^8 coccoliths/g of sediment. Irminger Current

water masses tracer (ICt) varies between 6.29×10^9 coccoliths/g of sediment and 1.5×10^7 coccoliths/g of sediment (Fig. 3) and it follows the same pattern than Total N curve, increasing at interglacial and decreasing at glacial periods (Fig. 2). Values between MIS 11c to MIS 15a are higher than values from MIS 15b to MIS 19c. The average for interval from MIS 11c to MIS 15a is 7.7×10^{10} coccoliths/g of sediment and values from MIS 15b to MIS 19c is 6.6×10^{10} coccoliths/g of sediment. Throughout MIS 13, ICt values show less amplitude than the other interglacial intervals. Polar water (PW) proxy is higher at glacial MIS 18, 16, 12 and shows less amplitude during MIS 14 (Fig. 3). At interglacial intervals, the PW decreases except at MIS 11e, late MIS 13a, MIS 15b, 17a, 17b, 19a. *G. caribbeanica* and small *Gephyrocapsa* are the dominant taxa through the record (Fig. 2). Small *Gephyrocapsa* prevails in the lower part of the record from MIS 19 to MIS 13 reaching percentages even higher than 74 %, whereas *G. caribbeanica* ($\geq 3 \mu\text{m}$) gradually increases from MIS 15 (589 ka) and dominates from MIS 14 (565 ka) onwards. Subordinate taxa are not shown here as an individual taxon but they are included into the Total N.

5.4.2.- Coccolithophores versus planktonic foraminifera

To measure the correlation between coccolithophores and planktonic foraminifera we calculated the Pearson correlation coefficient. Correlation values between paleoproductivity (or Total N) and Irminger Current tracers (ICt), IRD flux, *Neogloboquadrina pachyderma* (sin) percentage and Sea Surface Temperature (SST) obtained from foraminifera are contained in Table 1. Paleoproductivity shows positive correlation with ICt and SST and a negative with IRD flux and % *N. pachyderma* (sin) percentages. Furthermore, correlation between the ICt used in this study and the tracers proposed by Balestra et al., (2010) as indicator of Irminger Current surface water-masses (Section 3.3) show a high correlation $r = 0.99$; $p\text{-value} = 0.001$; $n = 174$ samples. The proxies addressed here are plotted in Figure 3.

5.5.- Discussion

Although there is a wide diversity among glacial and interglacial periods, we found, that according to the proxies previously defined, 4 modes of circulation in the subpolar gyre region alternated during the interval from 800 to 400 ka, including the Terminations. Figure 4 shows the chronology of the inferred modes of SPG surface water dynamics based on Site U1314 proxies:

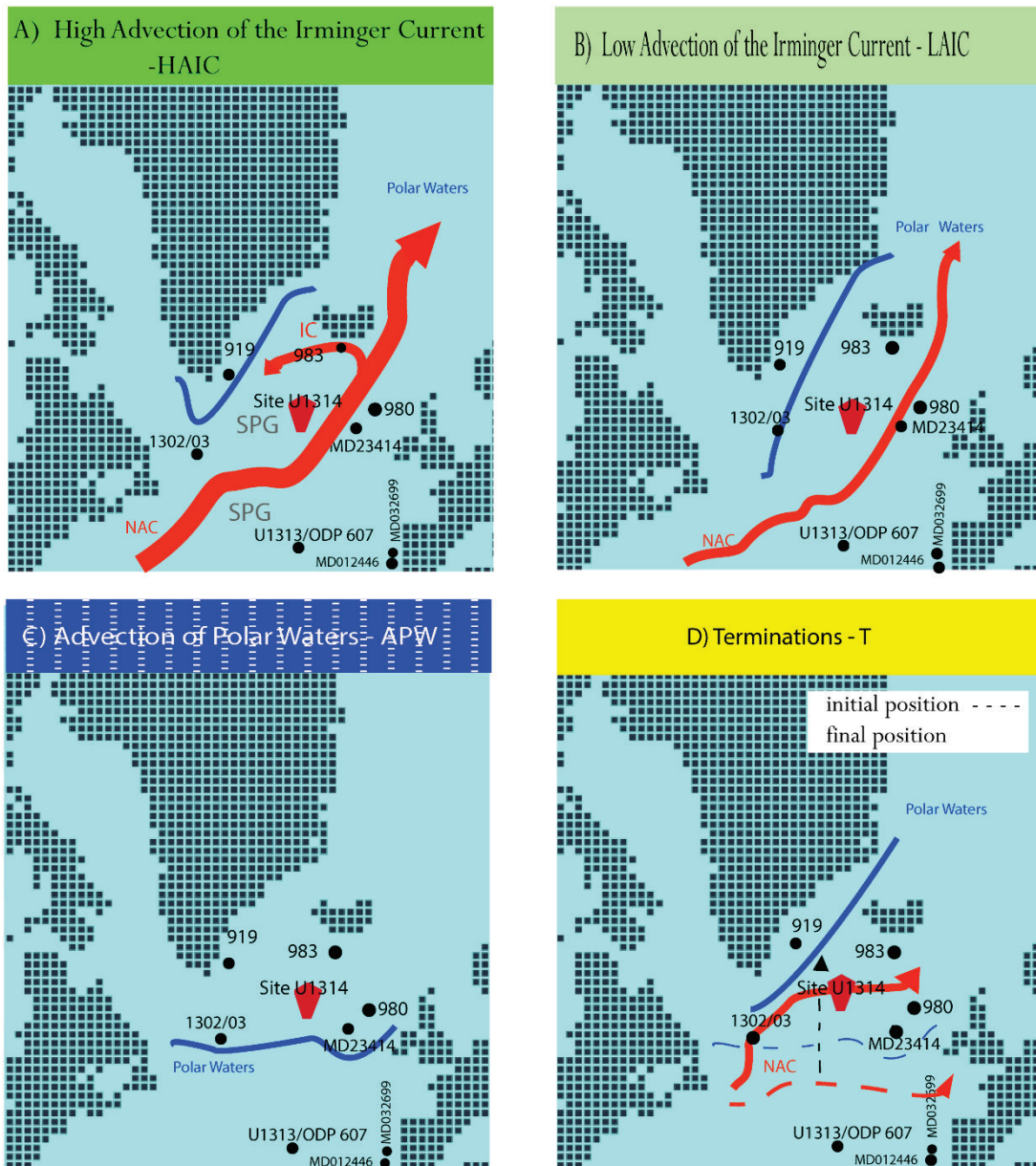


Figure 5.4A, B, C and D. Inferred subpolar gyre circulation mode for each phase documented in this study. Red arrow marks Site U1314 and black point marks other study sites referred in the text.

5.5.1.- High advection of the Irminger Current (HAIC)

HAIC (Figure 3 and 4A) conditions occurred during most interglacial substages, at early MIS 19c (780-773 ka), MIS 19b, MIS 17e, late 17c (710-702 ka), middle (694 ka) and late MIS 17b (688 ka), middle and late MIS 15a (581-569 ka), most part of MIS 13c, late 13b, early (506-502 ka) and late MIS 13a (484-475.7 ka) and some spots at MIS 11c (at 415.7, 409 and 399 ka). Also during the glacial substages at early and middle MIS 14d (565-556 ka), 14c (550.8-545 ka), MIS 14b, late MIS 12c (from 484 to 472 and from 467 to 458 ka)

Coccolithophore assemblages found at Site U1314 are similar to current assemblages at this site, according to other studies (Shamtleben et al., 1995; Bauman et al., 2000). Likewise, planktic foraminifer assemblages during these intervals (Alonso-Garcia et al., 2011b) resemble present assemblages according to the planktic foraminifer dataset of MARGO (Kucera et al., 2005). Calcareous nannofossil assemblages indicate that the IC was bathing the area (Fig. 4A) and high productivity was sustained, in fact, numerically, these two variables are highly correlated (Table 1). The high production of coccoliths could be related to the advection of warm saline water through the NAC and its branch the IC, which brings nutrients to the shallow photic layers, promoting high nutrient utilization, as it was observed in the Reykjanes Ridge region during hydrographic surveys (Stefánsson, 1986; Pelegri and Csanady, 1991; Holliday et al., 2006). The presence of a vigorous IC is supported by the low abundance of the PW proxy and the high planktonic foraminifer-based Sea Surface Temperatures (SST) inferred by Alonso-Garcia et al., (2011a; b – Fig. 3). These authors indicated the presence of a vigorous NAC which reached the Norwegian-Greenland Seas (NGS), keeping polar waters close to Greenland and in the Labrador Sea. The strong-northward advection of these waters is related to enhanced deep-water formation in the NGS, as indicated by the high North Atlantic benthic $\delta^{13}\text{C}$ values (Wright and Flower, 2002; Alonso-Garcia et al., 2011b) (Ruddiman and McIntyre, 1979; McManus et al., 2002). The high values of K/Ti ratio also point out to a well-developed ISOW (Grützner and Higgins, 2010). Surface water circulation showed a similar situation as the present AMOC. Similar trends and relative abundances of coccoliths are also reported for MIS 19c at Site U1313 (Emanuele et al., 2013) which also argue that the increase of the coccoliths accumulation in this interval could be related to “the arrival at the site of warmer *North Atlantic transitional water* (NATW)”.

We suggest that the advection of warm and high salinity water in the region increases the nutrient input in the shallow layers and therefore high productivity is observed with coccolithophore assemblages. Marino et al. (2008) at Site 607 (at a southern position) found an increase of the warm-water species during MIS 17, which was related to the NAC and supports this hypothesis. Moreover, the high diatom recovery at ODP Sites 983 and 919 (Koç and Flower, 1998; Koç et al., 1999) and the foraminifera results from IODP Site U1314 by Alonso-Garcia et al., (2011a; b) suggest that the polar water was further north on both sites due to a vigorous NAC.

5.5.2.- Low advection of the Irminger Current (LAIC)

LAIC conditions (Fig. 3 and 4B) have been recognized in our study at late MIS 19c (773-769 ka), 19a (764.5-759 ka), MIS 17c (700.5-691 ka), MIS 15c (605-591 ka), early MIS 15e (621-610 ka), middle MIS 13e (527 ka), early MIS 13b (514 ka), middle MIS 13a (597-486 ka), earliest MIS 11d, 11e and 11c (408-403 ka) and during the glacial stages MIS 16b (658-647 ka) and earliest MIS 12c (473-468 ka), MIS 12b (454-448 ka), MIS 12a (440-436 ka).

According to the decrease in the ICt and PP proxy during those intervals the IC still bathed the area but weakened with respect to the HAIC conditions. The slight increment in the PW proxy and annual sea surface temperature decrease may be associated with the increase in ice export through the East Greenland Current (EGC), reflected in the higher presence of IRD at Site U1314 (Fig. 3). Planktic foraminifera relative abundances of *N. pachyderma* (sin) and/or *T. quinqueloba* slightly increased at Site U1314 (Alonso-García et al., 2011a), suggesting that although the assemblage was predominantly transitional-subpolar the influence of polar water was greater than during HAIC. At Site 980, there was also a small increase in *N. pachyderma* (sin) and *T. quinqueloba* relative abundances (Wright and Flower, 2002). Enhanced IRD in the sediments are related to the progressive southward migration of cold and low salinity polar waters into the SPG. Consequently, convection in the Labrador Sea may have been reduced during those periods, acting as a feedback which promoted further cooling and freshening of the SPG (Hakkinen and Rhines, 2004; Hátún et al., 2005; Born et al., 2009; 2010; Alonso-Garcia et al., 2017) and reduced the IC influx in the subpolar region, changing the characteristics of SPG water masses. Therefore, the lower input of warm saline IC reduced nutrient input in the Reykjanes Ridge region. The reduction of NAC and the deep-water formation is supported by the decrease in benthic $\delta^{13}\text{C}$ values (Wright and Flower, 2002; Alonso-Garcia et al., 2011b) accompanied by the decrease in K/Ti values ratios, which pointed out to a weaker ISOW (Grützner and Higgins, 2010) due the presence of cold and low salinity water in the western North Atlantic (Hátún et al., 2005; 2009).

Emanuele et al (2015) also showed nannofossils assemblages associated with milder conditions at MIS 19c, related to the weakening of the NATW - as he defined - transitional waters, that in our study we define as NAC-IC- related waters. During MIS 13, PP values are high and sustained over time which is coherent with SST based on planktic foraminifer assemblages. Despite the slightly higher ice volume of MIS 13

compared to other interglacials in the last million years, the surface conditions in the subpolar Atlantic were rather warm as indicated by the transitional-subpolar planktic foraminifer species (Alonso-Garcia et al., 2011a; b). Several studies demonstrated that the enhanced sea-ice transport through the EGC affects the SPG, where the presence of cold low salinity water reduces regional convection and deep-water formation in the Labrador Sea (Kandiano et al., 2016; 2017; Thibodeau et al., 2017), promoting a reorganization of North Atlantic surface circulation (Hátún et al., 2005; 2009; Jennings et al., 2011, Sigman et al., 2004).

5.5.3.- Advection of Polar waters (APW)

APW conditions (Fig. 3 and 4C) happens particularly during the glacials MIS 18, 16, 14, 12 and some spells during interglacials like early MIS 11c (412 ka), late MIS 13a (475.8 ka), late MIS 15a (564.2 ka), 15b (586.4 ka), late MIS 15e (606.6 ka) and late MIS 17a (685.8 ka).

The abrupt decrease in PP and the ICt concomitant with the sharp increase in the PW proxies, specially *N. pachyderma* (sin) in all of the subpolar North Atlantic sites, mark the onset of full glacial conditions (Fig. 4C). This planktic foraminifer species is anticorrelated with PP or ICt (Table 1) and indicates that Polar waters spread southwards. Unfavorable conditions for coccolithophore growth due to the severe cold temperatures during glacial periods are related to the expansion of polar waters in the subpolar region, shifting the penetration of water from the IC and moving all the surface circulation system to the south. Benthic $\delta^{13}\text{C}$ -depleted values typical of AABW are documented at Site U1314 and southwards during these intervals (Alonso-Garcia et al., 2011a; b; Wright and Flower, 2002; Raymo et al., 1997) when NADW (via ISOW) production decreased or ceased as also showed by K/Ti ratios (Grützner and Higgins, 2010) (Fig. 3).

Marino et al., (2011) also documented a northward penetration of the more corrosive southern origin deep waters during periods of low coccolithophore production during the Mid-Pleistocene at Site 980/981 (Fig. 4). The increased input of cold and fresh polar waters in the SPG is linked to the reduction of deep water production due to the weakening of the AMOC, as it has been suggested by Sevellec and Fedorov (2015) with ocean circulation models. During MIS 14 and 12, the low or absent accumulation of nannofossils assemblages at Site ODP 980 (Marino et al., 2011) and Site U1385 (Maiorano et al., 2015) demonstrated that cold conditions established in the North

Atlantic due to the southward migration of the polar waters. Further south, at MD01-2446, Voelker et al., (2010) also demonstrated the presence of cold waters at the Iberian Margin, and Emanuele et al., (2015) suggested the existence of cold conditions at the onset of MIS 18 at Site U1313 due to the southward migration of the subpolar front.

Some interglacial marine isotopes stages such as early MIS 11e also present APW conditions, as previously reported Kandiano et al., (2017) for Site M23414. Colder conditions and lower productivity have also been reported for this interval at Site MD03-2699 and MD01-2446 (Rodrigues et al., 2011; Maiorano et al., 2015).

The presence of polar waters caused the displacement of the glacial ice sheets to be transported and to move to the southernmost area by the EGC (Giraudeau et al., 2000; Cabedo-Sanz et al., 2016) which causes the freshening by the input of low salinity waters into the surface waters led to a positive buoyancy that prevented deep water formation and the northward advection of the NAC, (Falkowski and Raven, 2007; Sigman et al., 2004; Kandiano et al., 2017), reducing the SST and availability of nutrients that can be used by calcareous nannoplankton (Follows et al., 2001; Lohmann et al., 2009; Stein et al., 2009; Stolz and Baumann, 2010; Amore et al., 2012; Maiorano et al., 2015), which ultimately decreases the biogenic carbonate (Marino et al., 2011). This migration of polar waters towards the south, causes the retraction of the SPG just as it has been demonstrated during the Pleistocene (Kandiano et al., 2017). Respect to foraminifers at Site U1314, the high relative abundance of *N. pachyderma* (sin) suggests that sea surface temperatures drops considerably (Alonso-Garcia et al., 2011a; b), demonstrating that cold -arctic water was below Iceland and Ice-rafting events increased, as well as at Site 980 (McManus et al., 1999). Also, the diatom records of Sites 983 and 919 suggested that sea ice perennially covered these areas during most of the glacial period (Koç and Flower, 1998; Koç et al., 1999) and, hence the Polar waters were probably located southwards of these sites (Fig. 4C).

5.5.4.-Terminations (T)

Prior to all terminations (T. V, T.VI, T.VII and T.VIII – Fig. 3 and Fig. 4D) the IC was not over the site, according to near to zero PP and ICt. A rapid migration of the IC to the north happened in a few thousand years during Terminations, as indicated by the sharp increase in the ICt and PP, accompanied by a drop of the PW proxy. The assemblages underwent a strong change and this suggests an abrupt switch from APW conditions to HAIC or LAIC conditions, resuming the IC influx to the studied region. This is supported by the shift in PW proxy, namely in the relative abundance of *N.*

pachyderma (sin), as well as in the abrupt changes in carbon isotopes and K/Ti ratio (Fig. 3). Furthermore, nannofossils assemblages from lower latitudes also show similar abrupt changes during T. V and T.VI (Site U1385, Maiorano et al., (2015) and at T.VII and T.VIII (ODP Site 607, Marino et al., (2008)).

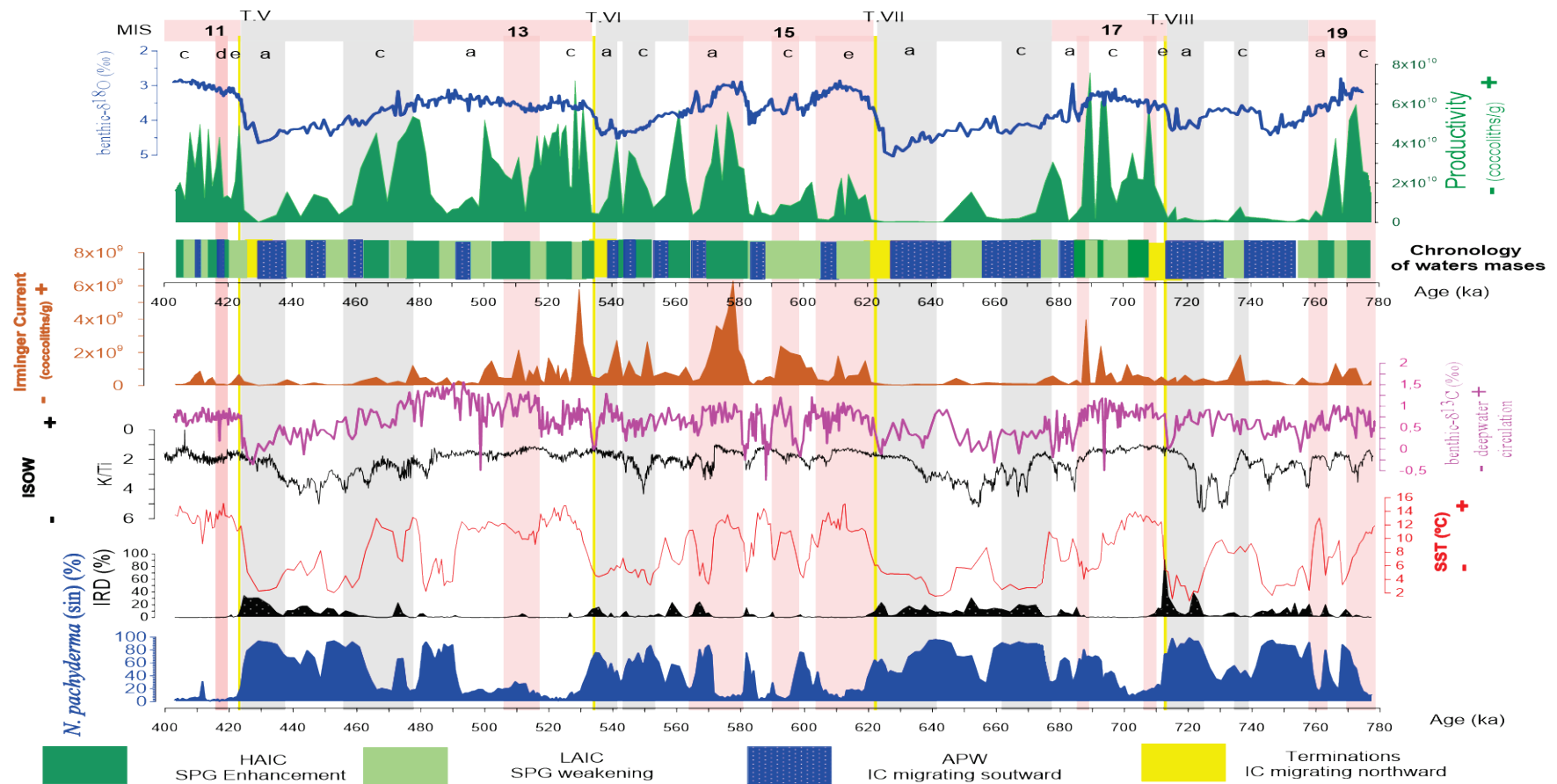


Figure 5.3. Benthic oxygen isotope records, Sea Surface Temperature (SST), *N. pachyderma* (sin) and IRD flux from Alonso-Garcia et al. (2011a). Benthic carbon isotope records from Alonso-Garcia et al., (2011b). The K/Ti record (Grützner and Higgins, 2010) shows the strong and positive correlation between the presence of the Irminger Current and the strength of the ISOW (Iceland-Scotland Overflow Water) represented by K/Ti ratios. Total coccolith production (PP), Irminger Current (IC) -this study. All proxies are record for Site U1314. MIS intervals are obtained from Railsback et al., (2015) where grey bars indicate stadials, red bar indicate interstadials, yellow lines indicate terminations and letters indicates substages. **Chronology of waters masses** show the representation of different surface water masses reconstructed in this study. Different colours show different water masses

5.6.- Conclusions

The combination of the coccolithophore records with other paleoenvironmental proxies led us to identify four modes of sea surface water circulation at site U1314 between 800 and 400 ka: HAIC (High Advection of the Irminger Current) conditions occurred at early MIS 19c (780-773 ka), MIS 19b, MIS 17e, late 17c (710-702 ka), middle (694 ka) and late MIS 17b (688 ka), middle and late MIS 15a (581-569 ka), most part of MIS 13c, late 13b, early (506-502 ka) and late MIS 13a (484-475.7 ka) and some spots at MIS 11c (at 415.7, 409 and 399 ka). Also during the stadials at early and middle MIS 14d (565-556 ka), 14c (550.8-545 ka), MIS 14b, late MIS 12c (from 484 to 472 and from 467 to 458 ka). In HAIC conditions calcareous nannofossils assemblages indicate that a vigorous Irminger Current was bathing the area. LAIC (Low Advection of the Irminger Current) have been recognized in our study at late MIS 19c (773-769 ka), 19a (764.5-759 ka), MIS 17c (700.5-691 ka), MIS 15c (605-591 ka), early MIS 15e (621-610 ka), middle MIS 13e (527 ka), early MIS 13b (514 ka), middle MIS 13a (597-486 ka), earlies MIS 11d, e and early MIS 11c (408-403 ka) and the stadials MIS 16b (658-647 ka) and earlies MIS 12 c (473-468 ka), 12 b (454-448 ka), 12a (440-436 ka), in LAIC conditions the Irminger Current bathed the area but, weakened with respect to the HAIC conditions. APW (Advection of Polar Waters) conditions happens particularly during the glacials MIS 18, 16, 14, 12 and some spot at interglacials like early MIS 11c (412 ka), late MIS 13a (475.8 ka), late MIS 15a (564.2 ka), 15b (586.4 ka), late MIS 15e (606.6 ka) and late MIS 17a (685.8 ka), the severe cold climate blocked the penetration of water from the Irminger Current. During all the T (Terminations) (T. V, T.VI; T.VII and T.VIII) the Irminger Current was not over the site, but a rapid migration of the Irminger Current is inferred. Related to glacial – interglacial and suborbital timescales, total coccolithophore absolute abundance increases during interglacials and interstadials substages but abruptly drops during the colder glacial and stadial phases, indicating changes in productivity. Coccolithophore interglacial assemblages indicate low productivity during MIS 17a, MIS 15e, b, a, late MIS 13a and MIS 11c; these intervals of lower productivity are associated to a reduced influence of the Irminger Current over the study area. Abrupt changes in productivity are related to ice-rafting events and the subsequent interstadials substages and indicates the presence of cold and low salinity water in the region, whereas during the interstadials substages productivity rises rapidly due to the Irminger Current presence.

Appendix A – Taxonomic Appendix

The list below includes the taxa of calcareous nannoplankton in alphabetical order identified and counted in this study. Some taxa were lumped together as described in the text.

Calcidiscus leptoporus (Murray and Blackman, 1898)

Calciosolenia murrayi Gran, 1912

Coccolithus pelagicus (Wallich, 1871) Schiller, 1930

Coccolithus pelagicus (Wallich, 1877) Schiller 1930 ssp. *pelagicus*

Coccolithus pelagicus ssp. *braarudii* (Gaarder 1962) Geisen et al., 2002

Coccolithus pelagicus ssp. *azorinus* (Parente and Cachão, 2005)

Gephyrocapsa spp. Kamptner, 1943

Gephyrocapsa ericsonii McIntyre and Bé, 1967

Gephyrocapsa aperta Kamptner, 1963

Gephyrocapsa caribbeanica Boudreaux and Hay, 1967

Gephyrocapsa oceanica Kamptner, 1943

Gephyrocapsa muelleriae Bréhéret, 1978

Gephyrocapsa omega Burky, 1973

Helicosphaera spp., (mainly *H. carteri* (Wallich 1877))

Helicosphaera inversa (Gartner, 1980) Theodoridis, 1984

Pontosphaera multipora Lohmann, 1902

Pseudoemiliana lacunosa (Kamptner, 1963) Gartner, 1969

Rhabdosphaera clavigera Murray and Blackman, 1898

Reticulofenestra spp. Hay et al., 1966

Reticulofenestra minuta Roth, 1970

Reticulofenestra minutula (Gartner, 1967) Haq and Berggren, 1978

Reticulofenestra asanoi Sato and Takayama, 1992

Syracosphaera pulchra Lohmann, 1902

Umbilicosphaera sibogae (Weber-van Bosse, 1901) Gaarder, 1970 var. *sibogae*

References

- Alonso-Garcia, M., Kleiven, H., McManus, J.F., Moffa-Sanchez, P., Broecker, W.S., Flower, B.P., 2017. Freshening of the Labrador Sea as a trigger for Little Ice Age development. *Clim. Past* 13, 317–331. doi:10.5194/cp-13-317-2017
- Alonso-Garcia, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., 2011a. Arctic front shifts in the subpolar North Atlantic during the Mid-Pleistocene (800–400ka) and their implications for ocean circulation. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 311, 268–280. doi:10.1016/j.palaeo.2011.09.004
- Alonso-Garcia, M., Sierro, F.J., Kucera, M., Flores, J.A., Cacho, I., Andersen, N., 2011b. Ocean circulation, ice sheet growth and interhemispheric coupling of millennial climate variability during the mid-Pleistocene (ca 800–400ka). *Quat. Sci. Rev.* 30, 3234–3247. doi:10.1016/j.quascirev.2011.08.005
- Amore, F.O., Flores, J.A., Voelker, A.H.L., Lebreiro, S.M., Palumbo, E., Sierro, F.J., 2012. A Middle Pleistocene Northeast Atlantic coccolithophore record: Paleoclimatology and paleoproductivity aspects. *Mar. Micropaleontol.* 90–91, 44–59. doi:10.1016/j.marmicro.2012.03.006
- Andersen, C., Koç, N., Moros, M., 2004. A highly unstable Holocene climate in the subpolar North Atlantic: Evidence from diatoms. *Quat. Sci. Rev.* 23, 2155–2166. doi:10.1016/j.quascirev.2004.08.004
- Andrews, J.T., Giraudeau, J., 2003. Multi-proxy records showing significant Holocene environmental variability: The inner N. Iceland shelf. *Quat. Sci. Rev.* 22, 175–193. doi:10.1016/S0277-3791(02)00035-5
- Balestra, B., Ziveri, P., Baumann, K.H., Troelstra, S., Monechi, S., 2010. Surface water dynamics in the Reykjanes Ridge area during the Holocene as revealed by coccolith assemblages. *Mar. Micropaleontol.* 76, 1–10. doi:10.1016/j.marmicro.2010.03.002
- Baumann, K.H., Andruleit, H., Samtleben, C., 2000. Coccolithophores in the Nordic Seas: Comparison of living communities with surface sediment assemblages. *Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 47, 1743–1772. doi:10.1016/S0967-0645(00)00005-9
- Berger, W.H., Jansen, E., 1994. Mid-Pleistocene climate shift - The Nansen connection. *Polar Ocean. Their Role Shap. Glob. Environ.* 85, 295–311. doi:10.1029/GM085p0295
- Billups, K., Lindley, C., Fisler, J., Martin, P., 2006. Mid Pleistocene climate instability in the subtropical northwestern Atlantic. *Glob. Planet. Change* 54, 251–262. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.06.025
- Bintanja, R., van de Wal, R.S.W., 2008. North American ice-sheet dynamics and the onset of 100,000-year glacial cycles. *Nature* 454, 869–872. doi:10.1038/nature07158
- Boeckel, B., Baumann, K.-H., 2008. Vertical and lateral variations in coccolithophore community structure across the subtropical frontal zone in the South Atlantic Ocean. *Mar. Micropaleontol.* 67, 255–273. doi:10.1016/j.marmicro.2008.01.014
- Bohrmann, G., Stein, R., 1989. Biogenic silica at ODP Site 647 in the southern Labrador Sea: occurrence, diagenesis, and paleoceanographic implications. *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results*, 105, 155–170. doi:10.2973/odp.proc.sr.105.121.1989
- Born, A., Levermann, A., Mignot, J., 2009. Sensitivity of the Atlantic Ocean circulation to a hydraulic overflow parameterisation in a coarse resolution model: Response of the subpolar gyre. *Ocean Model.* 27, 130–142. doi:10.1016/j.ocemod.2008.11.006

- Born, A., Nisancioglu, K.H., Braconnot, P., 2010. Sea ice induced changes in ocean circulation during the Eemian. *Clim. Dyn.* 35, 1361–1371. doi:10.1007/s00382-009-0709-2
- Brand, L.E. 1994. Physiological ecology of marine coccolithophores. In: Winter A y Siesser WG (eds) *Coccolithophores*. Cambridge: Cambridge University Press, 33–49.
- Broecker, W.S., 1998. Paleocean circulation during the Last Deglaciation: A bipolar seesaw? *Paleoceanography* 13, 119–121. doi:10.1029/97PA03707
- Channell, J.E.T., Kanamatsu, T., Sato, T., Stein, R., Alvarez Zarikian, C.A., Malone, M.J., and the Expedition 303/306 Scientists, 2006. Proc. IODP, 303/306: College Station TX (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.). doi:10.2204/iodp.proc.303306.2006
- Cabedo-Sanz, P., Belt, S.T., Jennings, A.E., Andrews, J.T., Geirsdóttir, Á., 2016. Variability in drift ice export from the Arctic Ocean to the North Icelandic Shelf over the last 8000 years: A multi-proxy evaluation. *Quat. Sci. Rev.* 146, 99–115. doi:10.1016/j.quascirev.2016.06.012
- Chaudhuri, A.H., Gangopadhyay, A., Bisagni, J.J., 2011. Response of the Gulf Stream transport to characteristic high and low phases of the North Atlantic Oscillation. *Ocean Model.* 39, 220–232. doi:10.1016/j.ocemod.2011.04.005
- Clark, P.U., Archer, D., Pollard, D., Blum, J.D., Rial, J.A., Brovkin, V., Mix, A.C., Pisias, N.G., Roy, M., 2006. The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO₂. *Quat. Sci. Rev.* 25, 3150–3184. doi:10.1016/j.quascirev.2006.07.008
- Elderfield, H., Ferretti, P., Greaves, M., Crowhurst, S.J., McCave, I.N., Hodell, D. A., Piotrowski, A.M., 2012. Evolution of Ocean Temperature and Ice Volume Through the Mid-Pleistocene Climate Transition. *Science* (80). 337, 704–709. doi:10.1594/PANGAEA.786205
- Emanuele, D., Ferretti, P., Palumbo, E., Amore, F.O., 2015. Sea-surface dynamics and palaeoenvironmental changes in the North Atlantic Ocean (IODP Site U1313) during Marine Isotope Stage 19 inferred from coccolithophore assemblages. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 430, 104–117. doi:10.1016/j.palaeo.2015.04.014
- Fatela, F., Taborada, R., 2002. Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages. *Mar. Micropaleontol.* 45, 169–174. doi:10.1016/S0377-8398(02)00021-X
- Findlay, C.S., Giraudeau, J., 2002. Movement of oceanic fronts south of Australia during the last 10 ka: Interpretation of calcareous nannoplankton in surface sediments from the Southern Ocean. *Mar. Micropaleontol.* 46, 431–444. doi:10.1016/S0377-8398(02)00084-1
- Furevik, T., and J. E. Ø. Nilsen, 2005: Large-Scale atmospheric circulation variability and its Impacts on the Nordic Seas Ocean Climate - a Review. *The Nordic Seas: An Integrated Perspective*. AGU Geophy Monog. Series., 158, 105–136 doi: 10.1029/158GM09
- Flower, Benjamin P.; Oppo, D., 2000. North Atlantic intermediate to deep water circulation and chemical stratification during the last 1 Myr. *Paleoceanography* 15, 388–403.
- Flores, José-Abel; Sierro, F.-J., 1997. Revised technique for calculation of calcareous nannofossil accumulation rates. *Micropaleontology* 43, 321–324. doi: 10.2307/1485832
- Flores, J.A., Bárcena, M.A., Sierro, F.J., 2000. Ocean-surface and wind dynamics in the Atlantic Ocean off Northwest Africa during the last 140 000 years. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 161, 459–478. doi:10.1016/S0031-0182(00)00099-7
- Flores, J.A., Gersonde, R., Sierro, F.J., 1999. Pleistocene fluctuations in the Agulhas Current Retroflexion based on the calcareous plankton record. *Mar. Micropaleontol.* 37, 1–22. doi:10.1016/S0377-8398(99)00012-2

- Flores, J.A., Marino, M., 2002. Pleistocene calcareous nannofossil stratigraphy for ODP Leg 177 (Atlantic sector of the Southern Ocean). *Mar. Micropaleontol.* 45, 191–224. doi:10.1016/S0377-8398(02)00030-0
- Follows, M., Dutkiewicz, S., 2001. Meteorological modulation of the North Atlantic spring bloom. *Deep. Res. II* 49, 321–344. doi: 10.1016/S0967-0645(01)00105-9
- Fratantoni, D.M., 2001. North Atlantic surface circulation during the 1990's observed with satellite-tracked drifters. *J. Geophysical Res.* 106, 22067–22093. doi: 10.1007/s00382-009-0709-2
- Fratantoni, P.S., McCartney, M.S., 2010. Freshwater export from the Labrador Current to the North Atlantic Current at the Tail of the Grand Banks of Newfoundland. *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 57, 258–283. doi:10.1016/j.dsr.2009.11.006
- Giraudeau, J., Jennings, A.E., Andrews, J.T., 2004. Timing and mechanisms of surface and intermediate water circulation changes in the Nordic Seas over the last 10,000 cal years: A view from the North Iceland shelf. *Quat. Sci. Rev.* 23, 2127–2139. doi:10.1016/j.quascirev.2004.08.011
- Giraudeau, J. 1992. Distribution of Recent nannofossils beneath the Benguela system: Southwest African continental margin. *Marine Geology* 108: 219-237. doi: 10.1016/j.quascirev.2004.08.011
- Girone, A., Maiorano, P., Marino, M., Kucera, M., 2013. Calcareous plankton response to orbital and millennial-scale climate changes across the Middle Pleistocene in the western Mediterranean. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 392, 105–116. doi:10.1016/j.palaeo.2013.09.005
- Grutzner, J., Higgins, S.M., 2010. Threshold behavior of millennial scale variability in deep water hydrography inferred from a 1.1 Ma long record of sediment provenance at the southern Gardar Drift. *Paleoceanography* 25, 1–17. doi:10.1029/2009PA001873
- Häkkinen, S., Rhines, P.B., 2004. Decline of subpolar North Atlantic circulation during the 1990s. *Science* 304, 555–559. doi:10.1126/science.1094917
- Häkkinen, S., Rhines, P.B., Worthen, D.L., 2011. Warm and saline events embedded in the meridional circulation of the northern North Atlantic. *J. Geophys. Res. Ocean.* 116, 1–13. doi:10.1029/2010JC006275
- Hátún, H., Payne, M.R., Jacobsen, J.A., 2009. The North Atlantic subpolar gyre regulates the spawning distribution of blue whiting (*Micromesistius poutassou*). *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 66, 759–770. doi:10.1139/F09-037
- Hátún, H., Sandø, A.B., Drange, H., Hansen, B., Valdimarsson, H., 2005. Influence of the Atlantic subpolar gyre on the thermohaline circulation. *Science* 309, 1841–1844. doi:10.1126/science.1114777
- Hernández-Almeida, I., Sierro, F.J., Flores, J.A., Cacho, I., Filippelli, G.M., 2013. Palaeoceanographic changes in the North Atlantic during the Mid-Pleistocene Transition (MIS 31-19) as inferred from planktonic foraminiferal and calcium carbonate records. *Boreas* 42, 140–159. doi:10.1111/j.1502-3885.2012.00283.x
- Hine, N.M., Weaver, P.P.E., 1998. Quaternary. In: Brown, P.R. (Ed.), *Calcareous nannofossil biostratigraphy*. British Micropalaeontology Society Series, Chapman & Hall, London, pp. 266–283
- Holliday, N. P., Hughes, S. L., Bacon, S., Beszczynska-Moller, A., Hansen, B. and co-authors. 2008. Reversal of the 1960s to 1990s freshening trend in the northeast North Atlantic and Nordic Seas. *Geophys. Res. Lett.* 35, L03614, doi:10.1029/2007GL032675.
- Hopkins, M.A., Hibler, W.D., Flato, G.M., 1991. On the numerical simulation of the sea ice ridging process. *J. Geophys. Res.* 96, 4809. doi:10.1029/90JC02375

- Imbrie, J., Berger, A., Boyle, E.A., Clemens, S.C., Duffy, A., Howard, W.R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Molfino, B., Morley, J.J., Peterson, L.C., Pisias, N.G., Prell, W.L., Raymo, M.E., Shackleton, N.J., Toggweiler, J.R., 1993. On the structure and origin of major glaciation cycles 2. The 100,000-year cycle. *Paleoceanography* 8, 699–735. doi:10.1029/93PA02751
- Jansen, J.H.F., Kuijpers, A., Troelstra, S.R., 1986. A Mid-Brunhes climatic event: long term changes in global atmosphere and ocean circulation. *Science* 232, 619-622.
- Jennings, A., Andrews, J., Wilson, L., 2011. Holocene environmental evolution of the SE Greenland Shelf North and South of the Denmark Strait: Irminger and East Greenland current interactions. *Quat. Sci. Rev.* 30, 980–998. doi:10.1016/j.quascirev.2011.01.016
- Johannessen, T., Jansen, E., Flatøy, A., Ravelo, A.C., 1994. The relationship between surface water masses, oceanographic fronts and paleoclimatic proxies in surface sediments of the Greenland, Iceland, Norwegian seas. In: Zahn, R., et al. (Ed.), *Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Ocean's Role in Global Change.*: NATO ASI Ser. I, vol. 117. Springer, Berlin, pp. 61–86.
- Kandiano, E.S., van der Meer, M.T.J., Bauch, H.A., Helmke, J., Damst, J.S.S., Schouten, S., 2016. A cold and fresh ocean surface in the Nordic Seas during MIS 11: Significance for the future ocean. *Geophys. Res. Lett.* 43, 10,929-10,937. doi:10.1002/2016GL070294
- Kandiano, E.S., van der Meer, M.T.J., Schouten, S., Fahl, K., Sinninghe Damsté, J.S., Bauch, H.A., 2017. Response of the North Atlantic surface and intermediate ocean structure to climate warming of MIS 11. *Sci. Rep.* 7, 46192. doi:10.1038/srep46192
- Koç, N., Flower, B.P., 1998. High-resolution Pleistocene diatom biostratigraphy and paleoceanography of Site 919 from the Irminger Basin. *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results*, 152 152, 209–219. doi:10.2973/odp.proc.sr.152.218.1998
- Koc, N., Hodell, D. a, Kleiven, H., Labeyrie, L., 1999. High-resolution Pleistocene diatom biostratigraphy of Site 983 and correlations with isotope stratigraphy. *Proc. Ocean Drill. Progr. Sci. Results* 162, 51–62. doi:10.2973/odp.proc.sr.152.218.1998
- Kohfeld, K.E., Chase, Z., 2011. Controls on deglacial changes in biogenic fluxes in the North Pacific Ocean. *Quat. Sci. Rev.* 30, 3350–3363. doi:10.1016/j.quascirev.2011.08.007
- Krauss, W., 1995. Currents and mixing in the Irminger Sea and in the Iceland Basin. *J. Geophys. Res.* 100, 10851. doi:10.1029/95JC00423
- Kucera, M., Weinelt, M., Kiefer, T., Pflaumann, U., Hayes, A., Weinelt, M., Chen, M. Te, Mix, A.C., Barrows, T.T., Cortijo, E., Duprat, J., Juggins, S., Waelbroeck, C., 2005. Reconstruction of sea-surface temperatures from assemblages of planktonic foraminifera: Multi-technique approach based on geographically constrained calibration data sets and its application to glacial Atlantic and Pacific Oceans. *Quat. Sci. Rev.* 24, 951–998. doi:10.1016/j.quascirev.2004.07.014
- Lang, N., and Wolff, E.W. 2011. Interglacial and glacial variability from the last 800 ka in marine, ice and terrestrial archives, *Clim. Past*, 7, 361–380, doi:10.5194/cp-7-361-2011.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography* 20, 1–17. doi:10.1029/2004PA001071
- Lohmann, K., Drange, H., Bentsen, M., 2009. A possible mechanism for the strong weakening of the North Atlantic subpolar gyre in the mid-1990s. *Geophys. Res. Lett.* 36, 2–6. doi:10.1029/2009GL039166

- Loubere, P., Mekik, F., Francois, R., Pichat, S., 2004. Export fluxes of calcite in the eastern equatorial Pacific from the Last Glacial Maximum to present. *Paleoceanography* 19, n/a-n/a. doi:10.1029/2003PA000986
- Luthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.-M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K., Stocker, T.F., 2008. High resolution carbon dioxide concentration record 650,000-800,000 years before present. *Nature* 453, 379-382. doi:10.1038/nature06949
- Maiorano, P., Marino, M., Balestra, B., Flores, J.A., Hodell, D.A., Rodrigues, T., 2015. Coccolithophore variability from the Shackleton Site (IODP Site U1385) through MIS 16-10. *Glob. Planet. Change* 133, 35-48. doi:10.1016/j.gloplacha.2015.07.009
- Malmberg, S.A. and Magnússon, G. 1982. Sea Surface Temperature and Salinity in South Icelandic Waters in the period 1868-1965. *Rit Fiskideildar* 6(3): 1-31.
- Marino, M., Maiorano, P., Flower, B.P., 2011. Calcareous nannofossil changes during the Mid-Pleistocene Revolution: Paleoecologic and paleoceanographic evidence from North Atlantic Site 980/981. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 306, 58-69. doi:10.1016/j.palaeo.2011.03.028
- Marino, M., Maiorano, P., Lirer, F., 2008. Changes in calcareous nannofossil assemblages during the Mid-Pleistocene Revolution. *Mar. Micropaleontol.* 69, 70-90. doi:10.1016/j.marmicro.2007.11.010
- Marino, M., Maiorano, P., Tarantino, F., Voelker, A., Capotondi, L., Girone, A., Lirer, F., Flores, J.A., Naafs, B.D.A., 2014. Coccolithophores as proxy of seawater changes at orbital-to-millennial scale during middle Pleistocene Marine Isotope Stages 14-9 in North Atlantic core MD01-2446. *Paleoceanography* 29, 518-532. doi:10.1002/2013PA002574
- McManus, J.F., Oppo, D.W., Keigwin, L.D., Cullen, J.L., Bond, G.C., 2002. Thermohaline Circulation and Prolonged Interglacial Warmth in the North Atlantic. *Quaternary Research* 58, 17-21.
- Mudelsee, M., Stategger, K., 1997. Exploring the structure of the mid-Pleistocene revolution with advanced methods of time-series analysis. *Geologische Rundschau* 86, 499-511.
- McIntyre, A., Bé, A.W.H., 1967. Modern coccolithophoridae of the atlantic ocean—I. Placoliths and cyrtoliths. *Deep Sea Res. Oceanogr. Abstr.* 14, 561-597. doi:10.1016/0011-7471(67)90065-4
- McManus, J.F., 1999. A 0.5-Million-Year Record of Millennial-Scale Climate Variability in the North Atlantic. *Science*. 283, 971-975. doi:10.1126/science.283.5404.971
- McManus, J.F., Oppo, D.W., Keigwin, L.D., Cullen, J.L., Bond, G.C., 2002. Thermohaline circulation and prolonged interglacial warmth in the North Atlantic. *Quat. Res.* 58, 17-21. doi:10.1006/qres.2002.2367
- Morley, A., Rosenthal, Y., DeMenocal, P., 2014. Ocean-atmosphere climate shift during the mid-to-late Holocene transition. *Earth Planet. Sci. Lett.* 388, 18-26. doi:10.1016/j.epsl.2013.11.039
- Naafs, B.D.A., Hefter, J. and Stein, R. 2013. Millennial-scale ice rafting events and Hudson Strait Heinrich(-like) Events during the late Pliocene and Pleistocene: a review, *Quat. Sci. Rev.*, 80, 1-28, doi: 10.1016/j.quascirev.2013.08.014
- NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) Ocean Color Data; 2015 Reprocessing. NASA OB.DAAC, Greenbelt, MD, USA. doi: 10.5067/ORBVIEWS-2/SEAWIFS_OC.2015.0. Accessed on 05/01/2015
- Oppo, D.W., Lehman, S.J., 1993. Mid-depth circulation of the subpolar North Atlantic during the last glacial maximum. *Science* 259, 1148-1152. doi:10.1126/science.259.5098.1148

- Palumbo, E., Flores, J.A., Perugia, C., Petrillo, Z., Voelker, A.H.L., Amore, F.O., 2013. Millennial scale coccolithophore paleoproductivity and surface water changes between 445 and 360ka (Marine Isotope Stages 12/11) in the Northeast Atlantic. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 383–384, 27–41. doi:10.1016/j.palaeo.2013.04.024
- Pelegri, J.L., Csanady, G.T., 1991. Nutrient Transport and Mixing in the Gulf Stream. *J. Geophys. Res.* 96, 2577–2583. doi: 10.1029/90JC02535
- Pelegri, J.L., Csanady, G.T., Martins, A., 1996. The North Atlantic nutrient stream. *J. Oceanogr.* 52, 275–299. doi:10.1007/BF02235924
- Raffi, I., Backman, J., Rio, D., Shackleton, N.J., 1993. Plio-Pleistocene Nannofossil Biostratigraphy and Calibration to Oxygen Isotope Stratigraphies from Deep Sea Drilling Project Site 607 and Ocean Drilling Program Site 677. *Paleoceanography* 8, 387–408. doi:10.1029/93PA00755
- Rahman, A., de Vernal, A., 1994. Surface oceanographic changes in the eastern Labrador Sea: Nannofossil record of the last 31,000 years. *Mar. Geol.* 121, 247–263. doi:10.1016/0025-3227(94)90034-5
- Railsback, L.B., Gibbard, P.L., Head, M.J., Voarintsoa, N.R.G., Toucanne, S., 2015. An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quat. Sci. Rev.* 111, 94–106. doi:10.1016/j.quascirev.2015.01.012
- Raymo, M.E., Oppo, D.W., Flower, B.P., Hodell, D.A., McManus, J.F., Venz, K.A., Kleiven, K.F., McIntyre, K., 2004. Stability of North Atlantic water masses in face of pronounced climate variability during the Pleistocene. *Paleoceanography* 19, 1–13. doi:10.1029/2003PA000921
- Raymo, M.E., Oppo, D.W., Curry, W.B., 1997. The mid-Pleistocene climate transition: A deep sea carbon isotopic perspective. *Paleoceanography* 12, 546–559. doi: 10.1029/97PA01019
- Rodrigues, T., Voelker, A.H.L., Grimalt, J.O., Abrantes, F., Naughton, F., 2011. Iberian Margin sea surface temperature during MIS 15 to 9 (580–300 ka): Glacial suborbital variability versus interglacial stability. *Paleoceanography* 26, 1–16. doi:10.1029/2010PA001927
- Roth, P.H., Thierstein, H., 1972. Calcareous nannoplankton: Leg 14 of the Deep Sea Drilling Project. In: Hayes, D.E., Pimm, A.C. et al., (eds.). *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*, 14, 421–485.
- Ruddiman, W.F., McIntyre, A., 1979. Warmth of the subpolar North Atlantic Ocean during northern hemisphere ice-sheet growth. *Science* 204, 173–175. doi:10.1126/science.204.4389.173
- Samtleben, C., Bickert, T., 1990. Coccoliths in sediment traps from the Norwegian Sea. *Mar. Micropaleontol.* 16, 39–64. doi:10.1016/0377-8398(90)90028-K
- Samtleben, C., and Schröder, A. 1992. Living coccolithophore communities in the Norwegian-Greenland Sea and their record in sediments, *Mar. Micropaleontol.*, 19(4), 333–354, doi:10.1016/0377-8398(92)90037-K.
- Samtleben, C., Schäfer, P., Andruleit, H., Baumann, A., Baumann, K.H., Kohly, A., Matthiessen, J., Schröder-Ritzrau, A., 1995. Plankton in the Norwegian-Greenland Sea: from living communities to sediment assemblages -an actualistic approach. *Geol. Rundschau* 84, 108–136. doi:10.1007/BF00192245
- Sarafanov, A., 2009. On the effect of the North Atlantic oscillation on temperature and salinity of the subpolar North Atlantic intermediate and deep waters. *ICES J. Mar. Sci.* 66, 1448–1454. doi:10.1093/icesjms/fsp094
- Sévellec, F., Fedorov, A. V., 2015. Optimal excitation of AMOC decadal variability: Links to the subpolar ocean. *Prog. Oceanogr.* 132, 287–304. doi:10.1016/j.pocean.2014.02.006

- Sgubin, G., Swingedouw, D., Drijfhout, S., Mary, Y., Bennabi, A., 2017. Abrupt cooling over the North Atlantic in modern climate models. *Nat. Commun.* 8, 1–12. doi:10.1038/ncomms14375
- Shackleton, N.J., Imbrie, J., Hall, M.A., 1983. Oxygen and carbon isotope record of East Pacific core V 19-30: implications for deep water in the late Pleistocene North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters* 65, 233–244. doi: 10.1016/0012-821X(83)90162-0
- Sigman, D.M., Hain, M.P., Haug, G.H., 2010. The polar ocean and glacial cycles in atmospheric CO₂ concentration. *Nature* 466, 47–55. doi:10.1038/nature09149
- Sigman, D.M., Jaccard, S.L., Haug, G.H., 2004. Polar ocean stratification in a cold climate. *Nature* 428, 59–63. doi:10.1038/nature02378.1.
- Solignac, S., Giraudeau, J., de Vernal, A., 2006. Holocene sea surface conditions in the western North Atlantic: Spatial and temporal heterogeneities. *Paleoceanography* 21, 1–16. doi:10.1029/2005PA001175
- Staines-Urías, F., Kuijpers, A., Korte, C., 2013. Evolution of subpolar North Atlantic surface circulation since the early Holocene inferred from planktic foraminifera faunal and stable isotope records. *Quat. Sci. Rev.* 76, 66–81. doi:10.1016/j.quascirev.2013.06.016
- Stefáansson, U. 1968. Dissolved nutrients, oxygen and water masses in the northern Irminger Sea. *Deep-Sea Research*. 15. 541-575.
- Stein, R., Hefter, J., Grützner, J., Voelker, A., David A Naafs, B., 2009. Variability of surface water characteristics and Heinrich-like events in the Pleistocene midlatitude North Atlantic Ocean: biomarker and XRD records from IODP site U1313 (MIS 16-9). *Paleoceanography* 24, 1–13. doi:10.1029/2008PA001639
- Stolz, K., Baumann, K.H., 2010. Changes in palaeoceanography and palaeoecology during Marine Isotope Stage (MIS) 5 in the eastern North Atlantic (ODP Site 980) deduced from calcareous nannoplankton observations. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 292, 295–305. doi:10.1016/j.palaeo.2010.04.002
- Tesoriero, A. J., and Pankow, J.F., 1996., Solid solution partitioning of Sr⁺², Ba⁺², and Cd⁺² to calcite, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 1053–1063. doi: 10.1016/0016-7037(95)00449-1
- Thibodeau, B., Bauch, H.A., Pedersen, T.F., 2017. Stratification-induced variations in nutrient utilization in the Polar North Atlantic during past interglacials. *Earth Planet. Sci. Lett.* 457, 127–135. doi:10.1016/j.epsl.2016.09.060
- Voelker, A.H.L., Rodrigues, T., Billups, K., Oppo, D., McManus, J., Stein, R., Hefter, J., Grimalt, J.O., 2010. Variations in mid-latitude North Atlantic surface water properties during the mid-Brunhes (MIS 9-14) and their implications for the thermohaline circulation. *Clim. Past* 6, 531–552. doi:10.5194/cp-6-531-2010
- Winter, A., Jordan, R.W and Roth, P.H. (1994), *Biogeography of living Coccolithophores in ocean waters*, in *Coccolithophores*, edited by A. Winter, and W.G. Siesser, pp. 161-178, Cambridge University Press, London.
- Wright, A.K., Flower, B.P., 2002. Surface and deep ocean circulation in the subpolar North Atlantic during the mid-Pleistocene revolution. *Paleoceanography* 17, 1068. doi:10.1029/2002PA000782
- Young, J.R., Ziveri, P., 2000. Calculation of coccolith volume and its use in calibration of carbonate flux estimates. *Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 47, 1679–1700. doi:10.1016/S0967-0645(00)00003-5

Reconstruction of surface water dynamics in the North Atlantic during the Mid-Pleistocene (~540-400 ka) inferred by coccolithophores and plankton foraminifera, comparing two North Atlantic sites.



6.1. Introduction

6.2. Material and Methods

6.2.1. Modern surface oceanography of the North Atlantic

6.2.2. Age models

6.2.3. Coccoliths assemblages

6.2.4. Paleoproductivity proxy

6.2.5. Irminger Current water tracer

6.2.6. Sea Surface Temperature proxy

6.2.7. Time-series analysis

6.3.- Results

6.3.1. Coccolithophore assemblages

6.3.2. Time-series analyses results

6.4.- Discussion

6.4.1. Surface ocean dynamics evolution at U1314 at glacial/interglacial timescales

6.4.2. The North Atlantic current (NAC) migrations over the North Atlantic Ocean

6.4.3. Surface ocean dynamics evolution

6.4.4. Abrupt variability related to Heinrich-type events during MIS12/11

6.5.- Conclusions

Appendix A – Taxonomic Appendix

References

Resumen

Se han analizado nuevos datos de asociaciones de nanofósiles calcáreos para sedimentos del testigo IODP U1314 (57° N) durante los estadios isotópicos marinos (MIS – Marine Isotopic Stages) del 14 al 11 (entre 540 y 400 mil años). El estudio se realizó a alta resolución (800 años), con el objetivo de reconstruir la dinámica de la superficie del mar en términos de paleoproduktividad y SST (SST – Temperatura superficial del agua). La dinámica superficial se reconstruye a través de los proxies paleoambientales disponibles del mismo testigo, así como de otros testigos cercanos. La baja abundancia absoluta de pequeños geofitocapsidos aumenta durante interglaciares e interstadales, pero cae abruptamente durante las fases glacial y estadales más frías, indicando cambios muy claros en productividad. Los cambios globales de la Corriente del Atlántico Norte (NAC) que afectan a sus ramificaciones (Corriente de Portugal, PC y Corriente de Irminger, IC) mostraron que habían sido afectados por oscilaciones comunes, demostrando la vinculación entre las masas de agua que bañan los sitios U1314 y MD03-2699. El principal *forzamiento* orbital que actúa sobre las asociaciones de coccolitóforidos es la excentricidad, afectando a los cambios en la superficie oceánica a escala de tiempo glacial/interglacial y que además controló la alternancia de la migración del Frente Polar (PF) y la NAC. Sobreponiéndose a la variabilidad glacial/interglacial, la escala de tiempo precesional se ha relacionado con las intensificaciones de NAC en ambas latitudes estudiadas. El aumento del volumen de agua para la NAC causó un fortalecimiento de las aguas de la IC (que bañaron el testigo U1314) a 57° N y de las aguas de la PC (bañando el testigo MD03-2699) a 39 °N. Durante el MIS 12, la expansión del PF provocó la migración más al sur de la NAC. La presencia de aguas polares fue reconstruida usando valores bajos de paleoproduktividad, demostrando que las aguas subpolares alcanzaron ambos sitios con un retardo de ~ 3 ky. Por último, el estudio a alta resolución permitió investigar la variabilidad abrupta y la hipótesis de si después de la Terminación VI, el evento Heinrich 4 (durante la Terminación V), fue el evento más extremo relacionado con un flujo masivo de aguas de fusión iceberg de latitudes altas a medias.

Capítulo basado en: Reconstruction of surface water dynamics in the North Atlantic during the Mid-Pleistocene (~540-400 ka) inferred by coccolithophores and plankton foraminifera, comparing two North Atlantic sites.

Autores: Marta Martínez-Sánchez, José-Abel Flores, Eliana Palumbo, Montserrat Alonso-García, Francisco-Javier Sierro, Filomena Ornella Amore

En revisión en: *Marine Micropaleontology*. (En preparación)

Abstract

New quantitative data of calcareous nannofossil assemblages from IODP Site U1314 (57° N) sediments during Marine Isotope Stages (MIS) 14-11 (between 540 and 400 ka) were provided. The study was carried out at high resolution (800 years), to reconstruct the sea surface dynamic in terms of paleoproductivity and SST. The surface dynamic is inferred through available paleoenvironmental proxies from the same site as well as other nearby. Small geophycocaps absolute abundance increases during interglacials and interstadials but abruptly drops during the colder glacial and stadial phases, indicating clear changes in productivity. Global changes of the North Atlantic Current (NAC) which affects to its ramifications (Portugal Current; PC and Irminger Current; IC) showed that had been affected by common oscillations, demonstrating the linkage between site U1314 and MD03-2699. The main orbital forcing acting on coccolithophore assemblages was related to eccentricity, which affected surface changes at glacial/interglacial timescale and controlled the alternating migration of the Polar Front (PF) and the NAC. Overimposed on glacial/interglacial variability, precessional time scale were related to NAC intensifications at both studied latitudes. High transport of water volume for the NAC caused a strengthening of the IC waters (which bathed Site U1314) at 57° N and of PC waters (with bathed MD03-2699) at 39° N. During MIS 12, a southward movement of the NAC, due to PF expansion, was reconstructed by low values of paleoproductivity testifying that subpolar waters reached both sites, with an offset of ~3 ky. Finally, the high resolution allowed to investigate abrupt variability and hypothesizing that, surpassing Termination VI, the Heinrich-type (Ht) 4 during Termination V, was the most extreme event, related to a massive iceberg melting waters discharge from high to mid-latitudes.

Chapter based on: Reconstruction of surface water dynamics in the North Atlantic during the Mid-Pleistocene (~540-400 ka) inferred by coccolithophores and plankton foraminifera, comparing two North Atlantic sites.

Authors: Marta Martínez-Sánchez, José-Abel Flores, Eliana Palumbo, Montserrat Alonso-García, Francisco-Javier Sierro, Filomena Ornella Amore

In revisión in: *Marine Micropaleontology*. (En preparación)

6. RECONSTRUCTION OF SURFACE WATER DYNAMICS IN THE NORTH ATLANTIC DURING THE MID-PLEISTOCENE (~540-400 KA) INFERRED BY COCCOLITHOPHORES AND PLANKTON FORAMINIFERA, COMPARING TWO NORTH ATLANTIC SITES.

6.1.- Introduction

The North Atlantic is a key area where changes on the climate evolution have caused a strong impact on the surface circulation system (Shackleton et al., 1983; McManus et al., 2002; Clark et al., 2006; Stolz and Baumann, 2010). The Gulf Stream (GS) feeds the North Atlantic Ocean through the North Atlantic Current (NAC), and its variability affect and transfer the climatic signal at glacial-interglacial and millennial time scales at mid-high latitudes throughout the latitudinal gradients (Häkkinen and Rhines, 2004), which are manifested by ice-sheet changes (Alonso-Garcia et al., 2011a; b; Hernandez-Almeida et al., 2012), NAO oscillations modes (Palumbo et al., 2013), wind pattern (Billups et al., 2006) and GS/NAC latitudinal variations (Häkkinen and Rhines, 2004; Frantantoni and McCartney, 2009).

The temporal context is the Mid-Pleistocene Transition (MPT) which is an important transition where glacial-interglacial periodicity switching from 41kyr to 100kyr (Berger and Jansen, 1994) caused changes in the insolation received by the Earth (Clark et al., 2006; Ivanova et al., 2012; Abe-Ouchi, 2013 and the Mid-Brunhes Event (MBE), centered between Marine Isotope Stage (MIS) 13 and MIS 11 at around 400 ka. MBE separates two climatic modes (Candy et al., 2010): early Middle Pleistocene interglacial periods (780–450 ka) characterized by only moderate warmth, Middle and Late Pleistocene interglacials (occurring after 450 ka) characterized by greater warmth (EPICA members, 2004; Candy et al., 2010). In addition, at about 400 ka, Earth entered in an eccentricity minimum stage affecting to long-term changes in the insolation amplitudes (Loutre and Berger, 2003).

Coccolithophores were used as a proxy to reconstruct the surface water conditions in the North Atlantic (Samtleben and Bicker, 1990; Baumann et al., 2000; Giraudeau et al., 2004). They are primary producers living in the photic zone of the oceans and respond to changes in the properties of the water column (Brand, 1994; Winter and Siesser, 1994).

Coccoliths are individual plates of calcium carbonate produced by coccolithophores that can be affected by destruction or dissolution associated to conditions in the upper part of

the water column, such temperature, salinity, and macro-and micro-nutrient availability (Bé and McIntyre, 1967; Tesoriero and Pankow, 1996). Their biogeography and diversity through time varied depending on surface waters features that are related to latitudinal zonation and oceanic frontal boundary dynamics (Findkay and Giraudeau, 2000; Boeckel and Baumann, 2008) as well as to climate variability (Knoll, 2003).

Here we present new data on coccolithophore assemblages from IODP Site U1314 from 540 to 403 ka (MIS 14 to 11). Our study aims to reconstruct surface dynamics at the studied site in terms of paleoproductivity and sea surface temperatures (SST) changes at orbital (glacial-interglacial), suborbital and abrupt scales integrating reconstructions provided by previous study (Alonso-Garcia et al., 2011a; b). In addition, our aim is also to relate our reconstructions to more global mechanisms through the comparisons and integration with data from MD03-2699 (Amore et al, 2012; Palumbo et al., 2013). More precisely, we investigate the position and latitudinal migrations of the NAC through productivity changes in both areas linked to the influence of the IC at IODP Site U1314 (at 57 °N) and to the PC at site MD03-2699 (at 39 °N).

6.2.- Material and Methods

We analyzed two cores in the North Atlantic Ocean: the IODP Site U1314 (56°21.8', 27°53.3', taken at 2820 m) and the piston core MD03-2699 (39°02.20' N, 10°39.63' W, at 1895 m). 134 slides have been analyzed at Site U1314 versus 149 samples at MD03-2699. The high sedimentation rate of both areas makes this site suitable for a high-resolution study of glacial-interglacial climate shift.

6.2.1.- Modern surface oceanography of the North Atlantic

The Gulf Stream waters (GS) are responsible for the northward export of the heat and salinity which is vital for the dense NADW (NADW- North Atlantic Deep Waters) formation (Broecker, 1991; Rasmussen et al., 1996). The GS latitudinal displacement promotes oceanographic changes in the North Atlantic (Colebrook, 1976; Taylor and Stephen, 1980). The GS originates at the tip of Florida, following the eastern coastlines of United States and Newfoundland, suffering the northward acceleration off the east coast on North America related to the western boundary currents intensification (Stommel, 1948) (Fig. 1). After it crosses the Mid-Atlantic Ridge, over 40° N and 30° W, it splits in three branches: to the north in the North Atlantic Current (NAC), and to the

south in the Azores Current (AzC) and the Portugal Current (PC) (Fig. 1). On its way north, the NAC forms a transitional zone between the cold and productive regime of the Subpolar gyre at higher latitudes and the warm and oligotrophic waters of the Subtropical gyre at medium lower latitudes (Fratantoni et al., 2001; Brambilla et al., 2006). Although in the literature polar and arctic water mass have been used interchangeably, polar waters are cold, low salinity and permanently covered by sea-ice and arctic water is highly influenced by the warm and high salinity water of the NAC (Swift, 1986; Bond et al., 2001). Nowadays, the northern ramification of the GS is represented by the NAC, and bathed the IODP Site U1314 (56°21.8' N, 27°53.3'W, 2820 m), which is influenced by the Irminger Current (IC) (Fig. 1). The NAC transports warm-saline and oligotrophic waters into the Nordic Seas (McCartney and Talley, 1984, Kroopnick, 1985) and, between 53° N and 60° N, it splits into the IC, which is characterized by relative saline-warm waters and high content of nutrients (Stenfánsson, 1986; Krauss, 1995). The IC water masses have more nutrient content than the NAC, promoting the grow of the primary producers (Sténfansson, 1968; Pelegrí and Csanady, 1991). Southward ramifications of the GS affect site MD03-2699 (39°02.20'N, 10°39.63'W) off the Iberian Margin (IM) with its ramifications represented by the AzC, through the IPC (IPC - Iberian Poleward Current) and PC. At Site MD03-2699, the AzC and the PC converges, offering the opportunity to document changes resulting from both subpolar and subtropical gyre variability (Voelker et al., 2010). As widely documented, IM surface oceanography experienced seasonal variability related to changes in position of the Azores High (AH): during spring/summer the AH moves northward causing the intensification of westerly winds and the prevalence of PC, with consequent intensification of upwelling; during autumn/winter, the westerlies are reduced or even reverse related to a southward displacement of AH and causing the prevalence off IM of IPC (Coelho et al., 2002; Relvas et al., 2007; among others). The two main currents affecting the two studied sites and causing productive conditions are represented by the PC and IC. As explained above, PC is more intense during spring/summer. Between 40°-55°N and 40°-20° W, the NAC shows the maximum transport in April-May while the minimum in October-November (Yaremchuk et al., 2001). The maximum transport of IC is observed in March (Daniault et al., 2011) and in the northern part of IC during late spring and summer (Jónsson and Valdimarsson, 2005). Thus, main changes in NAC are responsible of main changes in the intensification of both IC and PC, during common seasons.

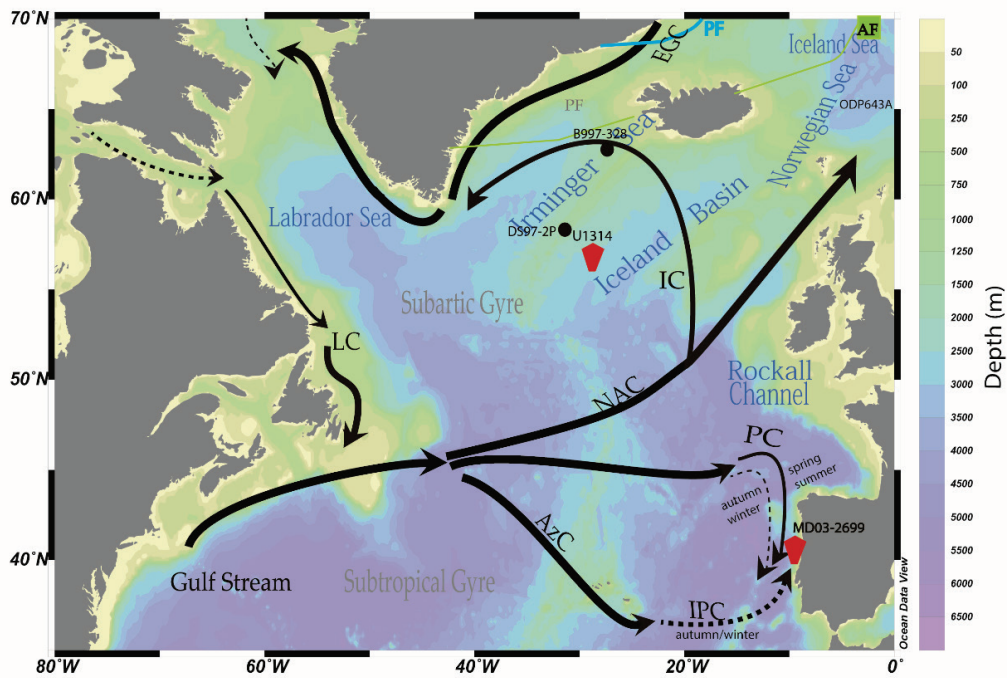


Figure 6.1. Surface oceanography of the North Atlantic. Black points mark other study sites where the Irminger Current effect were studied: Site DS97-2P by Balestra et al., (2010) and B997-328 by Andrews and Giraudeau (2003). Acronyms: EGC (East Greenland Current), LC (Labrador Current), NAC (North Atlantic Current), AzC (Azores Current), IC (Irminger Current), IPC (Iberian Poleward Current) and PC (Portugal Current), PF (Polar Front), AF (Arctic Front). Dotted line represents non-permanent current.

6.2.2.- Age models

The age model for Site U1314 (Alonso-Garcia et al. 2011a) is based on the correlation of the benthic $\delta^{18}\text{O}$ record with the global benthic oxygen isotope stack from Lisiecki and Raymo (2005; LR04). Here we analyzed the interval between 32.84 and 43.33 meters of composite depth that, according to the age model, encompasses from ~ 403 to 541 ka with a mean sedimentation rate of $10.02 \text{ cm kyr}^{-1}$ (Fig. 2).

The age model of core MD03-2699 (Voelker et al., 2010) is based on the correlation of the benthic oxygen isotope record with the $\delta^{18}\text{O}$ record of ODP Site 980 calibrated with Flower et al., (2000) and Raymo et al., (2004). ODP Site 980 was chosen as a reference curve over the LR04 stack (Lisiecki and Raymo, 2005). The age model is also supported by biostratigraphic events (Amore et al., 2012). The interval between 400-540 ka shows a mean sedimentation rate of $\sim 7 \text{ cm kyr}^{-1}$ (Fig. 2).

In addition, age models were validated by the Last Occurrence (LO) at $\sim 453\text{ka}$ of *Pseudoemiliana lacunosa* and First Occurrence (FO) of *Helicosphaera inversa* is recognized at about 532 ka at IODP U1314 and match with the age model (Fig. 2)

6.2.3.- Paleoproductivity proxy

Coccolithophores productivity is estimated using nannofossils absolute abundance (Steinmetz, 1994; Baumann et al., 2004) and has been used as a proxy for Pleistocene and Holocene for changes in paleoproductivity at MD03-2699 site (Amore et al., 2012; Palumbo et al., 2013), IODP Site 1385 (Maiorano et al., 2015) or ODP Site 980/981 (Marino et al., 2008). Small *Gephyrocapsa* and small *Reticulofenestra* inhabit in areas of high productivity and upwelling (Brand, 1994) marking eutrophic waters (Okada and McIntyre, 1977; Takahashi and Okada, 2000, 2001; Maiorano et al., 2009; Amore et al., 2012; Palumbo et al., 2013). Site U1314 samples are dominated by small *Gephyrocapsa*, representing the major contributor to total nannofossils absolute abundance. Thus, in this study, small *Gephyrocapsa* absolute abundance was used as paleoproductivity proxy for both sites (Fig. 3). In fact, absolute abundances of small *Gephyrocapsa* were used as indicators of PC by Palumbo et al. (2013). The total accumulation of all species in coccoliths/g of sediment (listed on the *Appendix A*) also represents the paleoproductivity as biogenic carbonate accumulated in our site as previously have been reported in the North Atlantic Ocean along the Pleistocene (Amore et al., 2012; Palumbo et al., 2013; Marino et al., 2014; Emanuele et al., 2015; Maiorano et al., 2015) and we named it Total N.

6.2.4.- Irminger Current water tracer

The Irminger Current tracer (ICt) is composed by the sum of different species of coccoliths: *Gephyrocapsa oceanica*, *Helicosphaera carteri*, *Syracosphaera* spp., *Rhabdosphaera clavigera*, *Pontosphaera* spp, *Umbilicosphaera* spp, *Gephyrocapsa margareli* and *Oolithotus* spp and *Pontosphaera* spp (Fig. 3; 6), the summation of all these species was proposed by Balestra et al., (2010) at Site DS97-02P (near our site). Some of these species contained in the summation have been previously used by Andrews and Giraudeau (2003) during the Holocene in the North of Iceland (Site B997-330- Fig. 1) as a tracer of the “North Atlantic drift water” which is characterized by temperate and nutrients-rich waters from the south, also Samtleben et al., (1995) in the North Atlantic used the taxa *Gephyrocapsa oceanica*, *H.carteri*, *Syracosphaera* spp., *R.clavigera*, *Pontosphaera* spp, *Umbilicosphaera* spp, *G.muellereae* y *Oolithotus* spp. and *Pontosphaera* spp as a tracer of Surface water from the Irminger Current.

6.2.5.- Sea Surface Temperature proxy

At Site U1314, within coccolithophore assemblages, the main species indicating surface water temperatures are represented by *Gephyrocapsa margareri* and *C. pelagicus* spp *pelagicus* (Fig. 3). *Gephyrocapsa margareri* prefers cool and transitional cool surface waters with a temperature tolerance ranging between 5-18 °C and an optimum around 14 °C (Br  h  ret, 1978; Nowaczyk and Baumann, 1992; Winter et al., 1994; Samtleben et al., 1995; Bollman, 1997; Wells and Okada, 1997; Flores et al., 1999; Findlay and Flores, 2000; Ziveri et al., 2004; Amore et al., 2012; Schwab et al., 2012; Palumbo et al., 2013; among others). *C. pelagicus* spp *pelagicus* shows maxima abundance in correspondence of North Atlantic areas with SST < 10 °C (Ziveri et al., 2004); it is considered a useful indicator of arctic and cold surface waters (Baumann et al., 2000; Narciso et al., 2006; Amore et al., 2012). In this study, cold coccolithophores species are supported with available data from plankton foraminifera data of Site U1314 (Alonso-Garcia et al., 2011a; b) of which, *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral percentages are used as indicators of PF-related waters; *Turborotalita quinqueloba* is used as proxy for AF-related waters; *Globigerina bulloides* and *Neogloboquadrina pachyderma* dextral percentages are used as indicators of transitional to polar waters.

As previously discussed in Amore et al. (2012) and Palumbo et al. (2013), *C.pelagicus* spp *pelagicus* is used as arctic surface waters proxy for MD03-2399 site and *Umbilicosphaera sibogae* as indicator of the warm water from the Iberian Poleward Current (IPC).

6.2.6.- Time-series analysis

In order to evaluate phase relationships between the time series studied we performed a *cross correlation* which allows us to estimate the phase relationships between two-time series through the correlation coefficients. Positive values (tending to +1) indicate both series are in phase and negative (tending to -1) indicate an opposite phase relationship (Table 1). In addition, this tool allows us to estimate the offset between the analyzed time series, multiplying the sample period per the LAG that when <0 (>0) indicates that one series leads (lags) the other one (Table 1).

Variables	Corr Coeffs	LAG	Offset (ka)	Significance boundary
Total nannofossils absolute abundance vs. <i>N. pachyderma</i> (sin) percentages (both IODP Site U1314)	-0.7	+1	1.3	±0.29
<i>N. pachyderma</i> (sin) percentages (IODP Site U1314) vs. <i>C. pelagicus pelagicus</i> percentages (MD03-2699) *	+0.54	+3	3	±0.28

Table 6.1. Cross Correlations between selected proxies. 95% significance levels are referred as significance boundaries. Offset obtained by multiplying the LAG per the sample period. *Correlation applied for only the MIS 12.

The periodicity of the studied time series (Fig. 4) was investigated using the REDFIT package (Schulz and Mudelsee, 2002) implemented in *PAST software* (Hammer et al., 2001). With this tool, we obtain different spectra resolution in selecting different numbers of segments and or oversamples than the default ones. The oversamples are referred to the frequency oversampling values that control the number of points along the frequency axis (Hammer et al., 2001). The number of segments controls the noise that will be reduced when the segments number is increased (Hammer et al., 2001). In addition, the program is useful in analyzing data not equally time-spaced providing “critical” false-alarm levels for a first order autoregressive (AR1) noise (Shulz and Mudelsee, 2002), here fixed at 90% and 95% (Fig. 4). All the signals reaching or higher than 95% critical levels are strongly significant from a paleoclimatic point of view.

In order to better observe also the contribution of secondary periodical signals, a five-order polynomial regression curve was applied using the software PAST (Hammer et al., 2001). This tool is based on an original algorithm provided by Press et al., (1992) and based on a least-squares criterion and singular value decomposition (Fig. 3; Fig. 5).

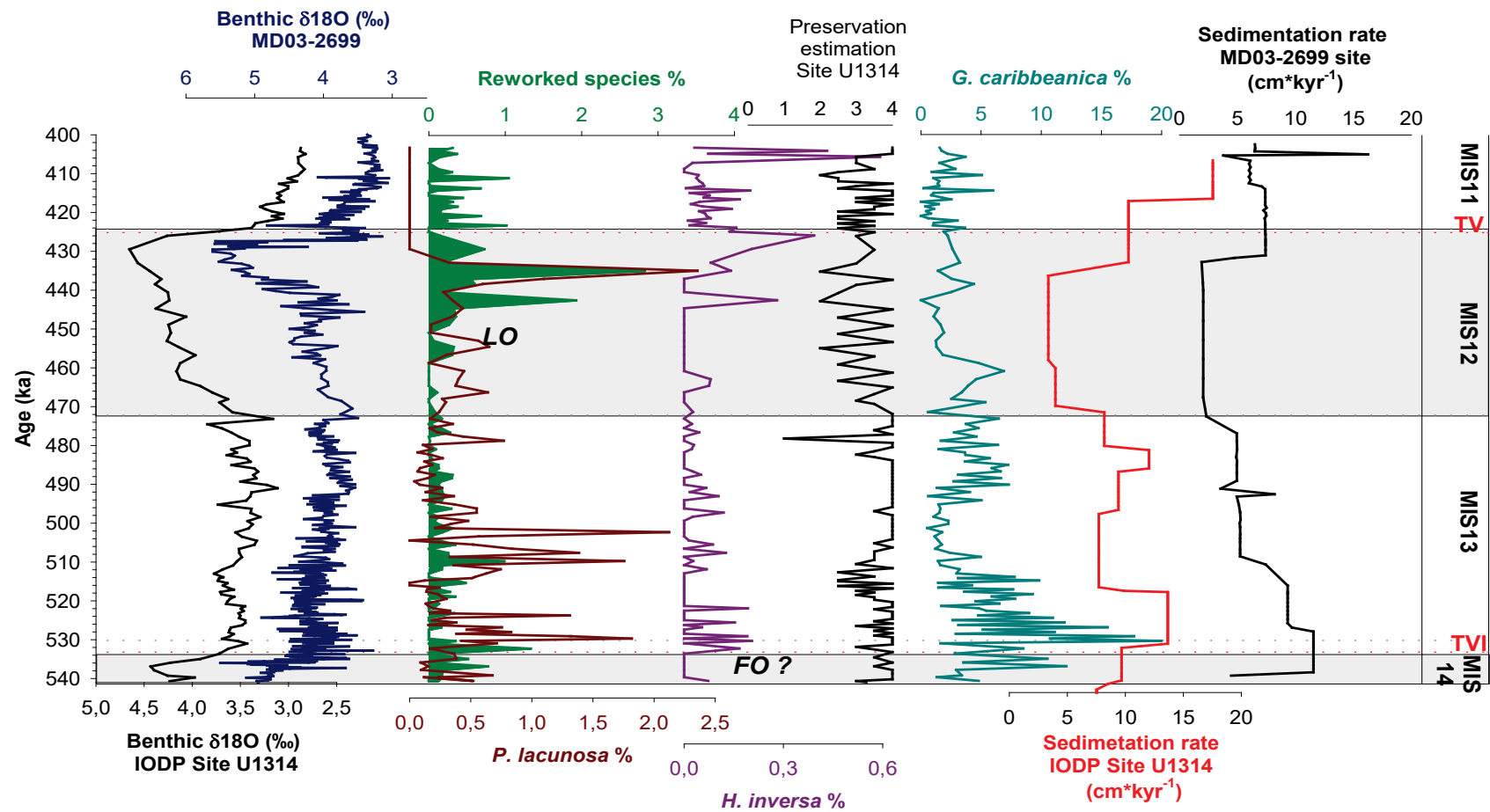


Figure 6.2: Benthic $\delta^{18}\text{O}$ and sedimentation rate for site U1314 and Site MD03-2699. Relative abundance of *P. lacunosa*, *H. inversa* and *C. caribbeanica* for site U1314. Reworked abundance and Preservation estimation (based on Flores and Marino, 2002) is also included.

6.3.- Coccoliths assemblages

Slides of both sites were prepared following the decantation technique proposed by Flores and Sierro (1997) in order to obtain comparable quantitative analyses that is absolute (coccoliths per gram of sediment) and relative (percentages) abundances (Fig. 3).

The sediment at Site U1314 is mostly composed of clay rich in calcareous nannofossils (Channell et al., 2006) and a total of 136 samples were analyzed every 8 cm, corresponding to a sample resolution of about 800 years. Coccolith counting was performed in two steps using a polarized light microscope Nikon Eclipse 80i with a 1000x magnification. In the first counting, a minimum number of 500 individuals were counted in a random number of visual fields. In the second counting, all the species, showing a ratio lower than 1 % in the first counting, were recounted in order to recalibrate their abundance. The 1 % is the rate at which that species is paleontologically significant. This number provides an error probability of 0.005 for species with relative abundance greater than 1 % (Dennison and Hay, 1967). Small placoliths (mainly *Gephyrocapsa aperta* and *Gephyrocapsa ericsonii* plus small *Reticulofenestra*) with an open or closed central area and smaller than 3µm were classified together in the group of small *Gephyrocapsa*. *Gephyrocapsa* species larger than 3 µm were counted separately, among them species ≥ 4 µm with a quasi-vertical bridge were classified as *Gephyrocapsa margareli*. Usually *Gephyrocapsa* species with these features are recognized as *Gephyrocapsa margereli* and *Gephyrocapsa muelleriae*. The latter evolved from *G. margereli* at around 200 ka in the Atlantic (Nowaczyk and Baumann, 1992) but because their chronology, we referred this taxa as *Gephyrocapsa margareli*. *Coccolithus pelagicus* was recognized at sub-specific level considering the three subspecies *C. pelagicus* spp. *pelagicus*, *C. pelagicus* spp. *braarudii* and *C. pelagicus* spp. *azorinus* (Cachão and Moita, 2000). Coccoliths preservation (Fig. 2) was estimated on the basis of the scale proposed by Roth and Thierstein (1972) and Flores and Marino (2002), which provides various levels of preservation ranging which distinguishes four categories: Good (4), for samples which show little or no evidence of dissolution and/ or secondary overgrowth of calcite, and have fully preserved diagnostic characters; Moderate (3), for samples which show dissolution and/or secondary overgrowth with partially altered primary morphological characteristics, despite this, nearly all specimens can be identified at the species level; Poor (2), for samples which show severe dissolution, fragmentation, and/or secondary

overgrowths, primary features are destroyed, and many specimens cannot be identified at the species or the generic level; Barren (0), for samples which show absence of coccoliths. Three additional categories between good and moderate, moderate and poor, and poor and barren, i.e., with intermediate features, were introduced to refine the pattern.

The counting, taxonomy and preservation information for MD03-2699 coccolith data were provided by Amore et al. (2012) and Palumbo et al. (2013).

6.4.- Results

6.4.1.-Coccolithophore assemblages

The preservation values of the coccolithophore assemblages is good to moderate in the interval, indicating little or no evidence of dissolution; diagnostic features fully preserved (Fig. 2). Specifically, the preservation is higher in interglacial or interstadial interval (ranging from good to moderate) and lower in glacial or stadial intervals (mainly moderate). The minimum preservation value is reached at 475.8 ka, which corresponds to the MIS 13/12 transition.

The productivity proxy (PP), varies between 4.14×10^9 and 5×10^7 coccoliths/g of sediment (Fig. 3), reaching minimum values from 468 to 426 ka and from 421 to 403 ka, The Irminger current tracer (ICt) varies between 6×10^9 and 1.24×10^7 coccoliths/g of sediment. ICt and PP proxies increased at interglacial and decreasing at glacial periods (Fig. 3).

The Sea Surface Temperature (SST) indicated by *G. margareli* and *C. pelagicus* spp *pelagicus*, reached values from zero to 2.78×10^9 coccolith/g of sediments for *C. pelagicus* spp *pelagicus*. and from zero to 1.4×10^9 coccoliths/g of sediments for *G. margareli*. Concretely, *C. pelagicus* spp *pelagicus* experimented some abrupt increases at 532, 517, 503 ka, 492 ka, 467 ka, 445 ka, 421 ka, 411 ka and from 413 ka to 403 ka. *G. margareli* increased predominantly at glacial marine isotopic stages like MIS 14 and MIS 12, showing low values at MIS 13 and some abrupt increases at 415 ka and from 409-to 404 ka. *G. caribbeanica* and small *Gephyrocapsa* are the dominant taxa through the record (Fig. 2; 3). Small *Gephyrocapsa* reached percentages of 65% and *G. caribbeanica* (≥ 3 μm) reached the 69 % of the total species.

Results for Site MD03-2699 are contained in Amore et al., (2012) and Palumbo et al., (2013). Foraminifera assemblage's results are included in Alonso-García et al (2011a; b)

6.4.2.- Time-series analyses results

Periodograms for both sites are contained in Figure 4, where for site U1314, small *Gephyrocapsa* absolute abundance and *N. pachyderma* percentages showed significance at eccentricity, precession and half precession periodicities, while *Gephyrocapsa margareli* percentages showed significance to eccentricity. For site MD03-2699, new analysis has been realized, and small *Gephyrocapsa* absolute abundance showed significance at eccentricity, precession and half precession periodicities (Fig. 4).

Correlations values (Table 1) between the Total accumulation of nannofossils and *N. pachyderma* (sin) for site 1314 show an anticorrelation of -0.7 and with an offset of 1.3 ka and correlation values between *N. pachyderma* (sin) for site 1314 and *C. pelagicus* spp *pelagicus* for site MD03-2699 show a positive correlation of 0.54, whit an offset of 3 ka.

6.4.- Discussion

6.4.1. Surface ocean dynamics evolution at U1314 at glacial/interglacial timescales

The influence of the eccentricity, precession and suborbital time-scale are acting on surface paleoceanographic dynamic over the North Atlantic (Fig. 4), in fact, the polynomial regression curve of paleoproductivity of *Gephyrocapsa margareli* and *N. pachyderma* (sin) also shows these time variability (Fig. 3). For that reason, variations in paleoproductivity could be caused by orbital parameters, which in the last term could cause the oscillation of the NAC and PF system. The polynomial regression curve of paleoproductivity at Site U1314 shows low amplitude values between 539-528 ka (at T.VI) (Fig. 3) when the polynomial regression curve of *G. margareli* shows high amplitude values accompanied by a long-term decline of primary paleoproductivity and low ICt. The combination of all these proxies, shows that the IC was more likely generally low during MIS 14. The polynomial regression curve, reconstructed in this study of *N. pachyderma* (sin) percentages show decreasing amplitude values, while *T. quinqueloba* reached high percentage just before T.VI (Alonso-Garcia et al., 2011). During MIS13, between 530-516 ka, low values of paleoproductivity accompanied by an increase of ICt and *G. bulloides* percentages (Alonso-Garcia et al., 2011a) followed, between 510-490 ka, by the increase of *C. pelagicus* spp *pelagicus* (Fig. 3), showing that during this period, the area close to 57 °N was bathed before (539-530ka) by cold-polar waters located southern the AF and successively by the IC between 530-490 ka (Fig. 3; Fig. 5); the polynomial regression curve of paleoproductivity and ICt also shows a gradual increase

of its amplitude, indicating a gradual increase of the IC persistence on the site. At ~474 ka, quite in correspondence of the glacial inception, *G. margareli* starts to increase again (Fig. 3) while paleoproductivity polynomial regression curve starts to decrease reaching the minimum and ICt decreased abruptly while maxima values of the polynomial regression curve of *N. pachyderma* (sin) are observed (457-425 ka), indicating the presence of cold-polar water at the site. During MIS 12, *C. pelagicus* spp *pelagicus* percentages show two increases at ~469 ka and ~447 ka accompanied by a decrease in the preservation estimation (Fig. 3). In addition, at the transition MIS13-MIS12, a drop in the paleoproductivity and ICt proxies, accompanied by an increase of *N. pachyderma* (dex) percentages was recorded at the studied site (Alonso-Garcia et al., 2011a). The structure of the floral and faunal plankton community suggests that during the glacial, the IC was less intense and, in accordance to Alonso-Garcia et al. (2011a) for the same site, the PF started to migrate southward, demonstrating that the site was affected before by cold waters and successively by the IC waters located southern the AF (between 458-453 ka – Fig. 6). At 430 ka paleoproductivity and ICt suffered the strongest decline, indicating the arrival of polar waters to the site as previously has been demonstrated (Alonso-Garcia et al. 2011a). However, the drastic decline of total coccoliths production (total N) occurred before ~1.3 ka the arrival at the site of polar waters, as suggested by the cross correlation between total N versus *N. pachyderma* (sin) percentages (Table 1). Thus, our hypothesis is that the waters bordering the polar waters were cold enough to prevent coccolithophores growth. The transition from MIS12 to MIS11 (Fig. 3; Fig. 5) was characterized by a persistence of low values of paleoproductivity polynomial regression curve, low ICt and progressive increase of *G. margareli*, that are also related with the weak prevalence on Site U1314 of the IC. *G. margareli* decrease while the polynomial regression curve of *N. pachyderma* (sin) shows decreasing values accompanied by high paleoproductivity and weak ICt. In this moment, the PF system started to migrate northward demonstrating that the site was bathed, during the first phase of early interglacial, by cold-polar waters that progressively was substituting by a progressive IC (Fig. 5), matching with the studies of Alonso-Garcia et al., (2011a; b)

C. pelagicus spp *pelagicus* reached the highest values just after T. V, suggesting that the persistence of the polar waters was in this moment more intense than during the T.VI. In fact, the ending of Termination VI was characterized by low paleoproductivity values and the prevalence of more cold conditions as suggested by the percentages of *G. margareli*,

also documented by *G. bulloides* (Alonso-Garcia et al., 2011a). Thus, the integration of plankton foraminifera data with coccolithophore assemblages record allows to hypothesize that T. V was followed by a rapid and abrupt northward migration of PF system reached during the first phase of early interglacial MIS11.

6.4.2. The North Atlantic current (NAC) migrations over the North Atlantic Ocean

The intensification of IC and the migrations of PF system at U1314 can be related, in a more global scenario, to changes in the NAC position over time. In fact, integrating our data with available data from Amore et al., 2012 and Palumbo et al., 2013 for MD03-2699 site could provide a reconstruction of the NAC changes from 39° to 57° N surface dynamics.

During the transition from T.VI, a pattern with low values of paleoproductivity according with the long-term changes given by the polynomial regression curve is also observed at MD03-2699 site, similarly to Site U1314 (Fig. 3; Fig. 5). Off Iberian Margin, at MD03-2699 site, the presence of the polar to subarctic specie *C. pelagicus* spp *pelagicus* was recorded with a peak reached at ~535 ka (Amore et al., 2012) suggesting a possible advection of cold-polar waters southward and reaching 39°N.

The polynomial regression curves of paleoproductivity both at 57°N and 39°N suggest, a low influence of the NAC, more likely related to a south latitudinal position because of southward shift of PF system (Fig. 5). So that, the IC and PC influences were weaker causing a general decline of primary paleoproductivity in the North Atlantic.

During the interglacial MIS 13 the NAC started slightly to move northward, causing a first long-term prevalence of PC between 526-495 ka, as shown by the polynomial regression curve of paleoproductivity at MD03-2699. However, its position, at that time, was so north to induce a general intensification of the IC at 57°N during some spots which occurred in a bigger way later, between 482-478 ka, at the ending of MIS 13, as showed by the polynomial regression curve of paleoproductivity at Site U1314 (Fig. 3; Fig. 5). The northward moving of NAC can be related to a general gradual northward migration of PF system, as previously had been shown during MIS 13 at Site MD01-2446 (Girone et al., 2013), located eastern of MD03-2699.

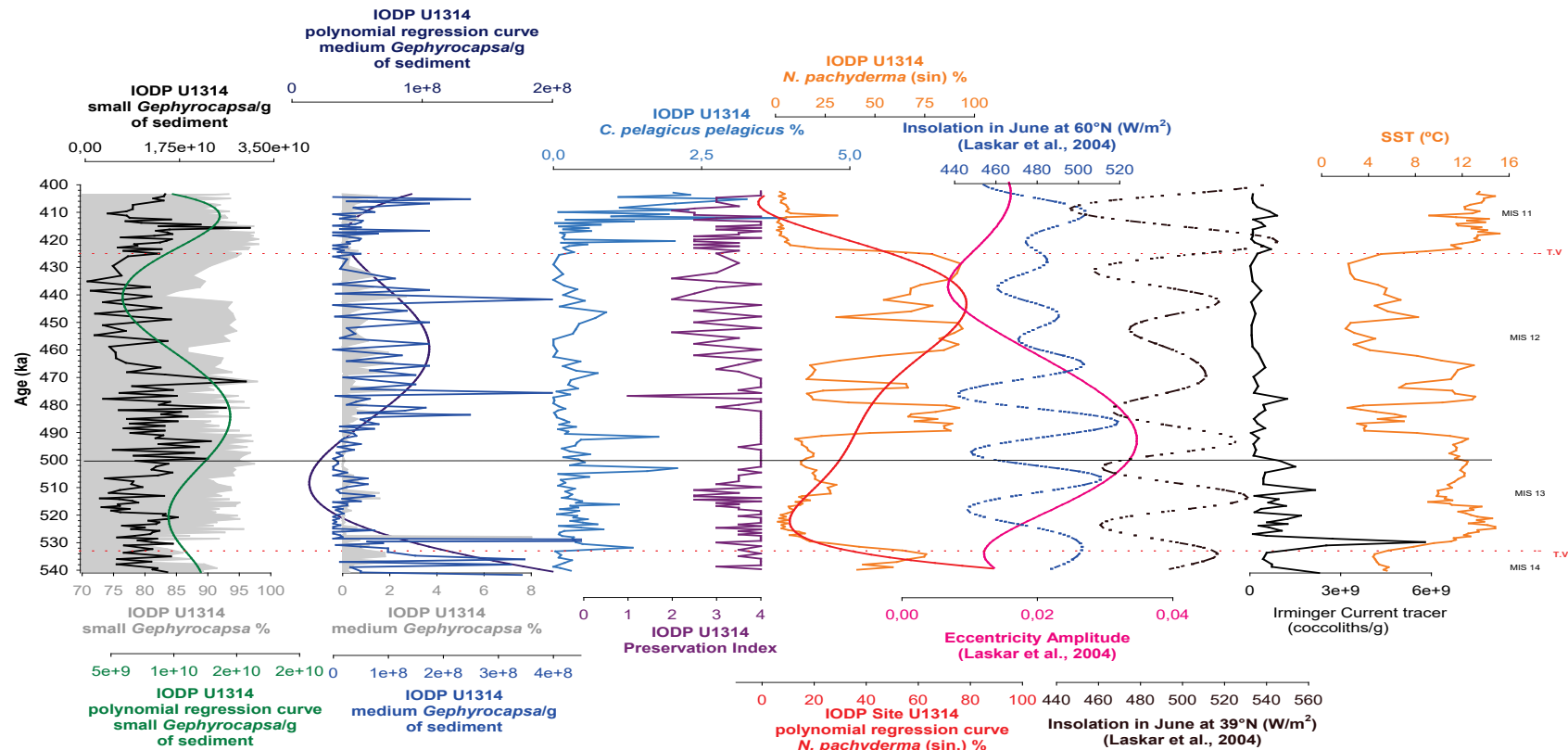


Figure 6.3. Absolute abundance (N) and relative abundance (%) of different proxies at Site U1314. Data of *N. pachyderma* (sin) are provided by Alonso-García et al., 2011a, 2011b. From left to right: Absolute abundance of small *Gephyrocapsa* for Site U1314 with eccentricity filter and sinusoidal regression curve. *Gephyrocapsa margareli* % and eccentricity filtered curve. *C. p. pelagicus* % for Site U1314. Preservation estimation for Site U1314 based on Flores and Marino (2002). *N. pachyderma* (sin) % for Site U1314 and polynomial regression curve. Eccentricity, precession and June insolation for 60 °N and for 40°N based on Laskar (2004). Irmingier Current water proxies calculated by the index proposed by Balestra et al., (2010). Sea Surface Temperature in centigrade degrees (SST) for Site U1314 from Alonso-Garcia et al., (2011a).

The transition to the glacial MIS 12 is marked by a reverse in the direction of NAC migration, which started to move southward causing at first, between 472-457 ka, a new general increase in the persistence of PC off Iberian Margin, as indicated by the polynomial regression curve of paleoproductivity at MD03-2699 (Fig. 3; Fig. 5). During late MIS12 (457-425 ka), the decrease of the IC proxies and the small *Gephyrocapsa* and the coeval presence of *C. pelagicus* spp *pelagicus* at 39°N and *N. pachyderma* (sin) highest amplitudes suggest that the cold-polar waters spread to mid-latitudes during its southernmost migration (Fig. 3). During MIS 12 an irregular southward movement of the northern edge of GS/NAC was also observed at 32°N on the Blake-Bahama Outer Ridge suggesting that GS could transmits signal to high latitudes (Chaisson et al., 2002). In the North Atlantic, eastern the Iberian Margin, at MD01-2446, cold conditions are also documented (Pierre et al., 1999; Gironne et al., 2013). As suggested by the cross correlation between *N. pachyderma* (sin) percentages at Site U1314 and *C. pelagicus pelagicus* percentages at MD03-2699 site for the interval 475-425 ka (MIS12), the arrivals of polar waters at 39°N occurred after ~3 ka the southernmost expansion of PF at the arrivals of polar waters at 57°N (Table 1).

The lower MIS 11, from 425-400 ka, is characterized by an increase in the amplitude of paleoproductivity polynomial regression curve at U1314 and MD03-2699; showing that in this interval, the NAC started to migrate northward because of PF system contraction, causing a general increase in the persistence of PC at 39°N, more rapid and intense than the one observed at beginning of MIS 13 (Fig. 5). So that, both PF and NAC northward migrations were more rapid and prominent after Termination V than after Termination VI. In fact, also Voelker et al. (2010) reported an abrupt warming at the beginning of MIS 11 off Iberian Margin.

The changes in the orbital parameters could be influencing the changes in the assemblages through variations in the insolation at global scale (Berger, 1992; Berger and Jansen., 1994; Ivanova et al., 2012) due to changes in mean amplitude of early summer (June) insolation at 60° and 40°N which promoted changes in interhemispheric thermal gradients, which at the same time, displaced the ITCZ to the south in cold periods and to the north in warm periods (Broccoli et al., 2006; Tisserand et al., 2009). The comparison of our data with the mean amplitude insolation at 60° and 40°N allow us to infer the influence of the variation of the insolation at both sites.

At MIS 14-MIS 13 transition, the low early summer insolation at 60°N (Fig. 3), modulated by low eccentricity, caused a southern shift of polar waters whose arrivals was recorded down to 39 °N. During MIS 13 the global increase of early summer insolation amplitude at mid (40°N) latitudes and at high ones (60°N; Fig. 3; Fig. 5) caused the northward movement of NAC and PF system and, consequently, first the intensification of PC (~512 ka) and successively the enhancement of the IC (~507 ka). A consecutive decrease of global early summer insolation amplitude, modulated by low eccentricity amplitude, from high to mid-latitudes, during MIS 12, caused a southward movement of NAC with the southernmost position between 452-454 ka related to high latitudes lowest early summer insolation (Fig. 3; Fig. 5). Finally, a new increase of mid-latitudes early summer insolation caused a new northward movement of NAC with consequent long-term prevalence of PC off Iberian Margin (Fig. 3). However, the transition between MIS14 to MIS13 occurred when eccentricity passed to a maximum while MIS12-MIS11 transition occurred when Earth was entering in an eccentricity minimum. The different Earth's orbit shape could cause different surface dynamics evolution during the two transitions.

6.4.3.1.1. Surface ocean dynamics evolution

Overimposed on glacial/interglacial cycles driven by eccentricity, precessional-scale variability was also observed in controlling oscillations of North Atlantic surface dynamics. As previously discussed, a possible role of precession on orbital/sub-orbital variability of PC was recognized off Iberian Margin (Amore et al., 2012; Palumbo et al., 2013). However, no clear evidence was previously documented for Site U1314. The periodograms of paleoproductivity indicators at both sites show a significant signal close to half (10-11 kyr; Berger et al., 2006) precession cycles; while only at 39°N full precession (19-23 kyr) cycles seem to be more influent on paleoproductivity variability (Fig. 4).

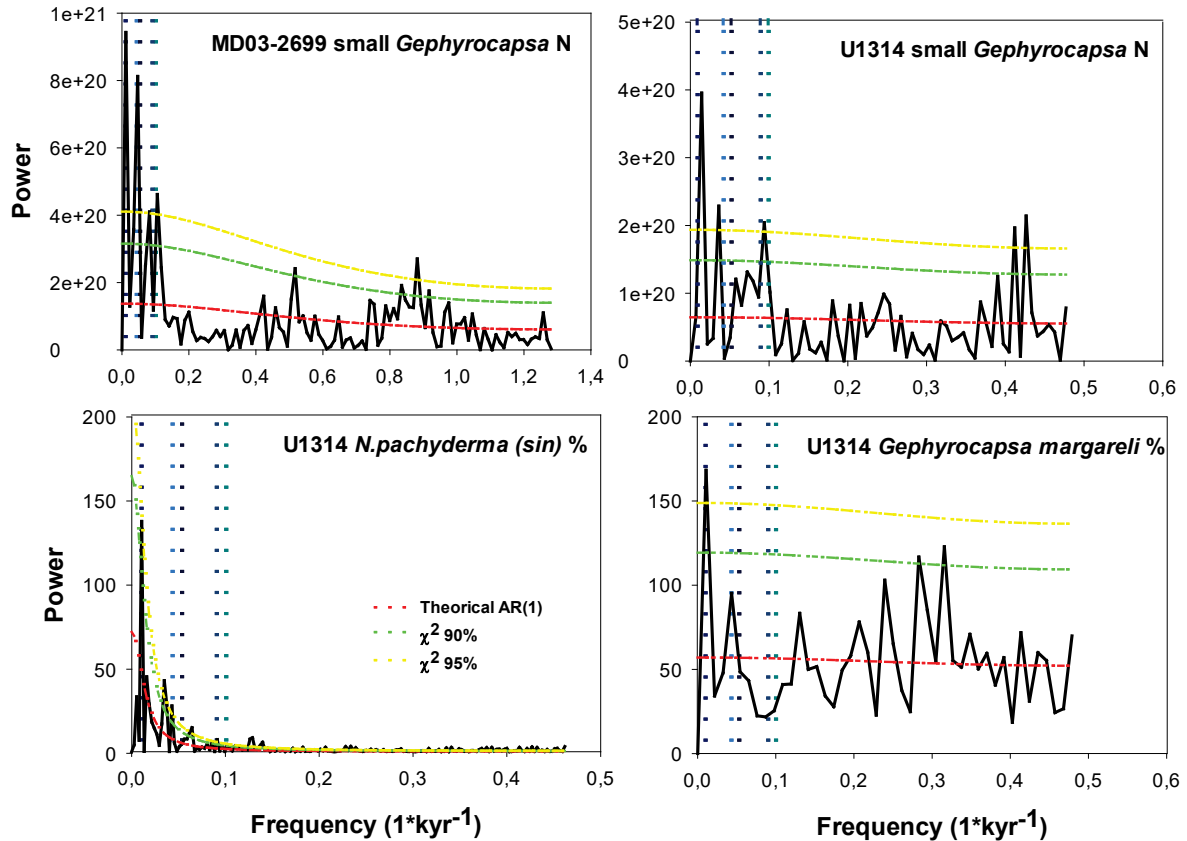


Figure 6.4: Periodograms of investigated taxa obtained using REDFIT. In the periodograms, dotted red lines indicate red noise (Theor AR (1)), green and yellow dotted lines represent 90% and 95% significance levels, respectively. Bottom x-axis refers to frequency scale, top x-axis to periodicity scale. Vertical bars highlight blue -eccentricity periodicities and green-precession periodicities.

At 57°N full precession cycles seem to drive changes of PF as testified by peak in the periodogram of *N. pachyderma* (sin) percentages close to 23 kyr cycles (Fig. 4). So that, NAC continuously experienced pulsations in its intensification, overlapped on the positions acquired by its southward or northward migration at eccentricity time-scale. Our hypothesis is that also at precessional time scale, the inception of MIS 13 was characterized by different surface dynamics than those established at the beginning of MIS 11. In addition, the paleoproductivity curves at 39°N seems to follow, during this interval, the early summer insolation at 60 °N (Fig. 3; Fig. 5) suggesting a possible role of northern latitudes climatic modes on NAC pulsations. Starting by around 500 ka paleoproductivity proxies show continuous common oscillations driven by precession cycles, with a decreasing offset (Table 1). NAC changes drives increases in the prevalence of the IC at 57 °N and PC at 39 °N, with consequent increases in paleoproductivity.

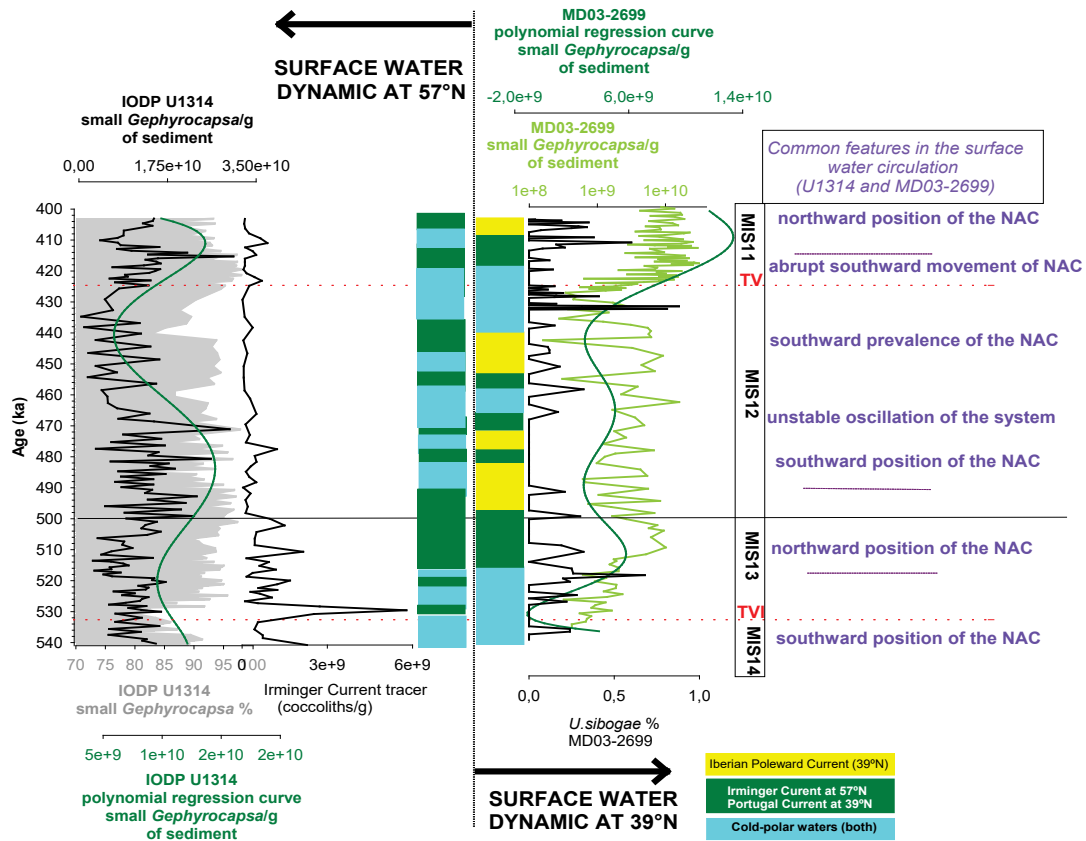


Figure 6.5. Absolute abundance (N) and relative abundance (%) of small *Gephyrocapsa* different proxies at Site U1314 and MD03-2699. Data of Site MD03-2699 are provided by Amore et al., 2012 and Palumbo et al., 2013. Iringer Current Water proxies calculated by the index proposed by Balestra et al., (2010). *U. sibogae* % for MD03-2699 are unpublished data. Absolute abundance of small *Gephyrocapsa* for Site MD03-2699 with eccentricity filter and polynomial regression curve. Medium part of the Figure is represented by the common waters that mainly affect to the sites (follow the guide of colours below) and the relative position of the North Atlantic Current.

The more intense was the NAC, the more prevalent were the productive surface currents over the two investigated sites. According with the assemblages of coccolithophores, at 57°N (Site U1314), the IC was substituted by cold-polar waters during weak intensifications of NAC causing a decrease of paleoproductivity. In addition, as previously also showed by Amore et al. (2012), when PC was less intense off Iberian Margin, more likely due to a weak NAC and reversal or weak westerly winds, the MD03-2699 site was bathed by the warm IPC, as testified by the subtropical species *U. sibogae* increases (Fig. 5). During MIS 12 and the beginning of MIS 11, mid-latitudes (40 °N) early summer insolation seems to be the more influential force on the surface of North Atlantic dynamics. In fact, the paleoproductivity at both sites start to follow early summer insolation at 39°N by around 460 ka. Because half precession component seems to have influenced both paleoproductivity indicators, a possible role of Equatorial insolation on

mid-to-high latitudes surface ocean dynamic can be hypothesized. In fact, these cycles were predicted

in the Equatorial Insolation (Berger et al., 2006) and recognized to play an important role also in the North Atlantic marine Pleistocene records (Ferretti et al., 2010; Amore et al., 2012; Palumbo et al., 2013). Probably its role started to become more prevalent, at the studied latitudes, during MIS 12 when NAC variability was more likely triggered by mid-latitudes early summer insolation. In fact, a strong influence of half precession cycles was also found during MIS 12 and MIS 11 by Palumbo et al. (2013) off Iberian Margin.

6.4.4. Abrupt variability related to Heinrich-type events during MIS12/11

The arrivals of IRD at 57 and 39 °N, occurred during MIS12, between 473-425 ka, and they are related to the iceberg melting waters (Voelker et al., 2010; Alonso-Garcia et al., 2011; Rodrigues et al., 2011). These events were not synchronous and the surface waters which transported iceberg melting waters reached before 57 °N and after a variable offset of maximum 4 to a minimum of 1 ka, arrived at 39 °N (Table 1). However, at both sites, the most prominent event was recorded between 429-427 ka as also shown in other studies (Voelker et al., 2010; Alonso-Garcia et al., 2011; Rodrigues et al., 2011) during the MIS12/11 transition. Site U1314 experienced low values of paleoproductivity and ICt while the Iberian Margin recorded an important peak of *C. pelagicus* spp *pelagicus* (Amore et al., 2012). At these times, both paleoproductivity indicators of 57°N and 39°N, suggesting that the arrival of iceberg melting waters was so strong to prevent the growth of small geophycocapsids, which were able to grow during the other Hts (Fig. 3; Fig. 5). So, even previously studies (Amore et al., 2012; Palumbo et al., 2013) suggest that the general coccolithophores production was prevented during these abrupt events, our data suggest a more tolerance of small geophycocapsids to survive in more extreme conditions than the remaining part of coccolithophores community (Fig. 3; Fig. 5). During MIS12, the icebergs drifted through Fram Strait into the Nordic Seas possibly reached the North Atlantic (Darby et al., 2002; Billups et al., 2006). Moreover, an increase of westerly winds during MIS12 Hts was suggested for the Atlantic and Mediterranean areas (Toggweiler et al., 2006; Girone et al. 2013) showing a tangible connection between upper ocean and lower atmosphere in the Mid-Pleistocene. Thus, the inflow during Ht4 of iceberg melting waters southward from 57 °N to 39 °N could be driven by similar mechanisms so that early summer insolation influenced the northward penetration of NAC, which caused the melting of icebergs, and a southward arrival of these waters was driven by the

strengthened westerly winds (Budikova et al., 2009). In fact, this relationship had been demonstrated for Iberian Margin, where a strengthening of westerly winds was supposed to occur during interstadial-type event 4 (at around 443 ka) of MIS 12 (Palumbo et al., 2013). Previous studies suggested a possible role of positive NAO modes during Greenland stadials (Moreno et al., 2005; Bout-Roumazielles et al., 2007; Penaud et al., 2011) and Heinrich events (Hs; Naughton et al., 2007) and similar mechanisms were hypothesized to trig MIS 12 stadials off IM (Palumbo et al., 2013). A possible role of similar modes could be the responsible of Ht4, similarly to late Pleistocene Hs.

6.5.- Conclusions

Our data offers an orbital, suborbital and abrupt reconstruction of the productivity and surface ocean circulation dynamics in the northern North Atlantic, in the interval 540-403 ka. High productivities were related to the influence of IC at IODP Site U1314; low productive conditions were related to cold-polar waters, which were more intense over the area during cold stages.

The main orbital force over the surface water was eccentricity, which acted at glacial/interglacial timescale affecting the NAC and Polar Front migration.

During MIS 14 and MIS 12, a southern migration of Polar Front (PF) and NAC system caused a drastic decline of Portugal Current (PC) and Irminger Current (IC) because of subpolar waters moved from high to mid-latitudes covering a time offset of about 3 ka between 57 °N and 39 °N. During MIS 13 and MIS 11 the northern prevalence of the PF and NAC caused the prevalence of the IC at 57 °N and the PC at 39 °N.

Subordinated changes in NAC acted as responsible of the main changes in the intensification of both IC and PC at precessional time scale. So that, the intensification of the NAC, generates the intensification of the IC and PC. Precessional changes during MIS 14 and MIS 13 were related to early summer insolation at 60 °N and affecting the NAC migration, while during MIS 12 and MIS 11, NAC migrations were more likely induced by early summer insolation at 40°N.

Regarding the abrupt variability, the most extreme event affecting the North Atlantic was related to the occurrence of Ht4. This event caused the most drastic decline of paleoproductivity more likely related the most massive iceberg melting waters discharge from high to mid-latitudes.

Appendix A – Taxonomic Appendix

- Calcidiscus leptoporus* (Murray and Blackman, 1898) Loeblich and Tappan, 1978
- Calciosolenia murrayi* Gran, 1912
- Coccolithus pelagicus* (Wallich, 1871) Schiller, 1930
- Coccolithus pelagicus* (Wallich, 1877) Schiller 1930 *ssp. pelagicus*
- Coccolithus pelagicus ssp. braarudii* (Gaarder 1962) Geisen et al., 2002
- Coccolithus pelagicus ssp. azorinus* (Parente and Cachão, 2005)
- Gephyrocapsa* spp. Kamptner, 1943
- Gephyrocapsa ericsonii* McIntyre and Bé, 1967
- Gephyrocapsa aperta* Kamptner, 1963
- Gephyrocapsa caribbeanica* Boudreaux and Hay, 1967
- Gephyrocapsa oceanica* Kamptner, 1943
- Gephyrocapsa muelleriae* Bréhéret, 1978
- Gephyrocapsa omega* Burky, 1973
- Helicosphaera* spp. Kamptner, 1954
- Helicosphaera carteri* (Wallich, 1877) Kamptner, 1954 var. *carteri*
- Helicosphaera carteri* var. *hyalina* (Gaarder, 1970) Jordan and Young, 1990
- Helicosphaera carteri* var. *wallichii* (Lohmann, 1902) Theodoridis, 1984
- Helicosphaera inversa* (Gartner, 1980) Theodoridis, 1984
- Pontosphaera multipora* Lohmann, 1902
- Pseudoemiliana lacunosa* (Kamptner, 1963) Gartner, 1969
- Rhabdosphaera clavigera* Murray and Blackman, 1898 var. *clavigera*
- Reticulofenestra* spp. Hay et al., 1966
- Reticulofenestra minuta* Roth, 1970
- Reticulofenestra minutula* (Gartner, 1967) Haq and Berggren, 1978
- Reticulofenestra asanoi* Sato and Takayama, 1992
- Syracosphaera pulchra* Lohmann, 1902
- Umblicosphaera sibogae* (Weber-van Bosse, 1901) Gaarder, 1970 var. *sibogae*

Referencias

- Abe-Ouchi, A., Saito, F., Kawamura, K., Raymo, M.E., Okuno, J., Takahashi, K., Blatter, H., 2013. Insolation-driven 100,000-year glacial cycles and hysteresis of ice-sheet volume. *Nature* 500, 190–193.
- Alonso-García, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., 2011a. Arctic front shifts in the subpolar North Atlantic during the Mid-Pleistocene (800–400ka) and their implications for ocean circulation. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 311, 268–280. doi:10.1016/j.palaeo.2011.09.004
- Alonso-García, M., Sierro, F.J., Kucera, M., Flores, J.A., Cacho, I., Andersen, N., 2011b. Ocean circulation, ice sheet growth and interhemispheric coupling of millennial climate variability during the mid-Pleistocene (ca 800–400ka). *Quat. Sci. Rev.* 30, 3234–3247. doi:10.1016/j.quascirev.2011.08.005
- Amore, F.O., Flores, J.A., Voelker, A.H.L., Lebreiro, S.M., Palumbo, E., Sierro, F.J., 2012. A Middle Pleistocene Northeast Atlantic coccolithophore record: Paleoclimatology and paleoproductivity aspects. *Mar. Micropaleontol.* 90–91, 44–59. doi:10.1016/j.marmicro.2012.03.006
- Andrews, J.T., Giraudeau, J., 2003. Multi-proxy records showing significant Holocene environmental variability: The inner N. Iceland shelf (H??nafl??i). *Quat. Sci. Rev.* 22, 175–193. doi:10.1016/S0277-3791(02)00035-5
- Andrews, J.T., Giraudeau, J., 2003. Multi-proxy records showing significant Holocene environmental variability: The inner N. Iceland shelf. *Quat. Sci. Rev.* 22, 175–193. doi:10.1016/S0277-3791(02)00035-5
- Balestra, B., Ziveri, P., Baumann, K.H., Troelstra, S., Monechi, S., 2010. Surface water dynamics in the Reykjanes Ridge area during the Holocene as revealed by coccolith assemblages. *Mar. Micropaleontol.* 76, 1–10. doi:10.1016/j.marmicro.2010.03.002
- Baumann, K.H., Andrulleit, H., Samtleben, C., 2000. Coccolithophores in the Nordic Seas: Comparison of living communities with surface sediment assemblages. *Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 47, 1743–1772. doi:10.1016/S0967-0645(00)00005-9
- Baumann, K.H., Freitag, T., 2004. Pleistocene fluctuations in the northern Benguela Current system as revealed by coccolith assemblages. *Mar. Micropaleontol.* 52, 195–215. doi:10.1016/j.marmicro.2004.04.011
- Berger, A., Loutre, M.F., Mélice, J.L., 2006. Equatorial insolation: from precession harmonics to eccentricity frequencies. *Climate of the Past* 2, 131–136. <http://dx.doi.org/10.5194/cp-2-131-2006>.
- Berger, A.L., 1992. Astronomical theory of Paleoclimates and the last glacial-interglacial cycle. *Quat. Sci. Rev.* 11, 571–581. doi:10.1016/0277-3791(92)90014-Y
- Berger, W.H., Jansen, E., 1994. Mid-Pleistocene climate shift - The Nansen connection. *Polar Ocean. Their Role Shap. Glob. Environ.* 85, 295–311. doi:10.1029/GM085p0295
- Berger, W.H., Jansen, E., 1994. Mid-Pleistocene climate shift - The Nansen connection. *Polar Ocean. Their Role Shap. Glob. Environ.* 85, 295–311. doi:10.1029/GM085p0295
- Berger, W.H., Jansen, E., 1994. Mid-Pleistocene climate shift - The Nansen connection. *Polar Ocean. Their Role Shap. Glob. Environ.* 85, 295–311. doi:10.1029/GM085p0295
- Billups, K., Lindley, C., Fislér, J., Martin, P., 2006. Mid Pleistocene climate instability in the subtropical northwestern Atlantic. *Glob. Planet. Change* 54, 251–262. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.06.025

- Boeckel, B., Baumann, K.-H., 2008. Vertical and lateral variations in coccolithophore community structure across the subtropical frontal zone in the South Atlantic Ocean. *Mar. Micropaleontol.* 67, 255–273. doi:10.1016/j.marmicro.2008.01.014
- Bollmann, J., Bollmann, J., 1997. Morphology and biogeography of *Gephyrocapsa* coccoliths in holocene sediments. *Science* (80-.). 29, 319–350. doi:10.1016/S0377-8398(96)00028-X
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonani, G., 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science* 294, 2130–2136. doi:10.1126/science.1065680
- Bout-Roumazielles, V., Nebout, N.C., Peyron, O., Cortijo, E., Landais, A. and Masson-Delmotte, V. (2007) Connection between South Mediterranean climate and North African atmospheric circulation during the last 50,000 yr BP North Atlantic cold events. *Quaternary Science Reviews*, 26: 3197-3215.
- Brambilla, E., Talley, L.D., 2006. Surface drifter exchange between the North Atlantic subtropical and subpolar gyres. *J. Geophys. Res. Ocean.* 111, 1–16. doi:10.1029/2005JC003146
- Brand, L.E. 1994. Physiological ecology of marine coccolithophores. In: Winter A y Siesser WG (eds) *Coccolithophores*. Cambridge: Cambridge University Press, 33-49.
- Bréhéret, J.G. 1978. Formes nouvelles quaternaires et actuelles de la famille des *Gephyrocapsaceae* (Coccolithophorides). *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences. Paris. Série D - Sciences Naturelles*, 287: 447-449.
- Broccoli, A.J., Dahl, K.A., Stouffer, R.J., 2006. Response of the ITCZ to Northern Hemisphere cooling. *Geophys. Res. Lett.* 33, n/a-n/a. doi:10.1029/2005GL024546
- Broecker, W.S., 1991. The Great Ocean Conveyor. *Oceanography* 4, 79-89.
- Budikova, D., 2009. Role of Arctic sea ice in global atmospheric circulation: A review. *Glob. Planet. Change* 68, 149–163. doi:10.1016/j.gloplacha.2009.04.001
- Cachão, M., Moita, M.T., 2000. *Coccolithus pelagicus*, a productivity proxy related to moderate fronts off Western Iberia. *Mar. Micropaleontol.* 39, 131–155. doi:10.1016/S0377-8398(00)00018-9
- Candy, I., Coope, G.R., Lee, J.R., Parfitt, S.A., Preece, R.C., Rose, J., Schreve, D.C., 2010. Pronounced warmth during early Middle Pleistocene interglacials: Investigating the Mid-Brunhes Event in the British terrestrial sequence. *Earth-Science Rev.* 103, 183–196. doi:10.1016/j.earscirev.2010.09.007
- Chaisson, W.P., Poli, M.S., Thunell, R.C., 2002. Gulf Stream and Western Boundary Undercurrent variations during MIS 10-12 at site 1056, Blake-Bahama Outer Ridge. *Mar. Geol.* 189, 79–105. doi:10.1016/S0025-3227(02)00324-9
- Channell, J.E.T., Kanamatsu, T., Sato, T., Stein, R., Alvarez Zarikian, C.A., Malone, M.J., Scientists, T.E., 2006. 303/306 Expedition Reports, North Atlantic Climate, Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program. Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc., College Station TX.
- Clark, P.U., Archer, D., Pollard, D., Blum, J.D., Rial, J.A., Brovkin, V., Mix, A.C., Pisias, N.G., Roy, M., 2006. The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO₂. *Quat. Sci. Rev.* 25, 3150–3184. doi:10.1016/j.quascirev.2006.07.008
- Coelho, H.S., Neves, R.J.J., White, M., Leitão, P.C., Santos, A.J., 2002. A model for ocean circulation on the Iberian coast. *Journal of Marine Systems* 32: 153– 179.

- Colebrook, J.M. 1976. Trends in climate of the North Atlantic Ocean over the past century. *Nature* 263, 576-577.
- Daniault, N., Lherminier, P., Mercier, H., 2011. Circulation and Transport at the Southeast Tip of Greenland. *J. Phys. Oceanogr.* 41, 437–457. doi:10.1175/2010JPO4428.1
- Darby, D. a., Bischof, J.F., Spielhagen, R.F., Marshall, S.A., Herman, S.W., 2002. Arctic ice export events and their potential impact on global climate during the late Pleistocene. *Paleoceanography* 17, 15-1-15–17. doi:10.1029/2001PA000639
- Dennison, J.M., and Hay, W.W. 1967. Estimating the needed sampling area for subaquatic ecologic studies. *Journal of Paleontology*, 41: 706-708
- Emanuele, D., Ferretti, P., Palumbo, E., Amore, F.O., 2015. Sea-surface dynamics and palaeoenvironmental changes in the North Atlantic Ocean (IODP Site U1313) during Marine Isotope Stage 19 inferred from coccolithophore assemblages. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 430, 104–117. doi:10.1016/j.palaeo.2015.04.014
- EPICA Community members, 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* 429, 623-628.
- Ferretti, P., Crowhurst, S.J., Hall, M.A., Cacho, I., 2010. North Atlantic millennial-scale climate variability 910 to 790ka and the role of the equatorial insolation forcing. *Earth Planet. Sci. Lett.* 293, 28–41. doi:10.1016/j.epsl.2010.02.016
- Findlay, C.S., Giraudeau, J., 2002. Movement of oceanic fronts south of Australia during the last 10 ka: Interpretation of calcareous nannoplankton in surface sediments from the Southern Ocean. *Mar. Micropaleontol.* 46, 431–444. doi:10.1016/S0377-8398(02)00084-1
- Flores, J.A., Gersonde, R., Sierro, F.J., 1999. Pleistocene fluctuations in the Agulhas Current Retroflexion based on the calcareous plankton record. *Mar. Micropaleontol.* 37, 1–22. doi:10.1016/S0377-8398(99)00012-2
- Flores, J.A., Marino, M., 2002. Pleistocene calcareous nannofossil stratigraphy for ODP Leg 177 (Atlantic sector of the Southern Ocean). *Mar. Micropaleontol.* 45, 191–224. doi:10.1016/S0377-8398(02)00030-0
- Flores, José-Abel; Sierro, F.-J., 1997. Revised technique for calculation of calcareous nannofossil accumulation rates. *Micropaleontology* 43, 321–324.
- Flower, B.P., Oppo, D.W., McManus, J.F., Venz, K.A., Hodell, D.A., Cullen, J.L., 2000. North Atlantic Intermediate to Deep Water circulation and chemical stratification during the past 1 Myr. *Paleoceanography* 15, 388–403. doi:10.1029/1999PA000430
- Fratantoni, D.M., 2001. North Atlantic surface circulation during the 1990's observed with satellite-tracked drifters. *J. Geophysical Res.* 106, 22067–22093.
- Fratantoni, P.S., McCartney, M.S., 2010. Freshwater export from the Labrador Current to the North Atlantic Current at the Tail of the Grand Banks of Newfoundland. *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 57, 258–283. doi:10.1016/j.dsr.2009.11.006
- Giraudeau, J., Jennings, A.E., Andrews, J.T., 2004. Timing and mechanisms of surface and intermediate water circulation changes in the Nordic Seas over the last 10,000 cal years: A view from the North Iceland shelf. *Quat. Sci. Rev.* 23, 2127–2139. doi:10.1016/j.quascirev.2004.08.011
- Girone, A., Maiorano, P., Marino, M., Kucera, M., 2013. Calcareous plankton response to orbital and millennial-scale climate changes across the Middle Pleistocene in the western Mediterranean. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 392, 105–116. doi:10.1016/j.palaeo.2013.09.005

- Häkkinen, S., Rhines, P.B., 2004. Decline of subpolar North Atlantic circulation during the 1990s. *Science* 304, 555–559. doi:10.1126/science.1094917
- Hammer, Ě., Harper, D.A.T., Ryan, P.D. 2001. PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica* 4(1): 9pp
- Hernández-Almeida, I., Sierro, F.J., Cacho, I., Flores, J.A., 2012. Impact of suborbital climate changes in the North Atlantic on ice sheet dynamics at the Mid-Pleistocene Transition. *Paleoceanography* 27, n/a-n/a. doi:10.1029/2011PA002209
- Ivanova, E. V., Beaufort, L., Vidal, L., Kucera, M., 2012. Precession forcing of productivity in the Eastern Equatorial Pacific during the last glacial cycle. *Quat. Sci. Rev.* 40, 64–77. doi:10.1016/j.quascirev.2012.02.020
- Jónsson, S., Valdimarsson, H., 2005. The flow of Atlantic water to the North Icelandic Shelf and its relation to the drift of cod larvae. *ICES J. Mar. Sci.* 62, 1350–1359. doi:10.1016/j.icesjms.2005.05.003
- Knoll, A.H., 2003. The geological consequences of evolution. *Geobiology* 1, 3–14. doi:10.1046/j.1472-4669.2003.00002.x
- Krauss, W., 1995. Currents and mixing in the Irminger Sea and in the Iceland Basin. *J. Geophys. Res.* 100, 10851. doi:10.1029/95JC00423
- Kroopnick, P.M., 1985. The distribution of ^{13}C of $^{14}\text{CO}_2$ in the world oceans. *Deep Sea Res. Part A, Oceanogr. Res. Pap.* 32, 57–84. doi:10.1016/0198-0149(85)90017-2
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, a. C.M., Levrard, B., 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astron. Astrophys.* 428, 261–285. doi:10.1051/0004-6361:20041335
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic ^{18}O records. *Paleoceanography* 20, 1–17. doi:10.1029/2004PA001071
- Loutré, M. F. and Berger, A: Marine Isotope Stage 11 as an analogue for the present interglacial, *Global Planet. Change*, 36,209–217, doi:10.1016/S0921-8181(02)00186-8, 2003.
- Maiorano, P., Marino, M., Balestra, B., Flores, J.A., Hodell, D.A., Rodrigues, T., 2015. Coccolithophore variability from the Shackleton Site (IODP Site U1385) through MIS 16-10. *Glob. Planet. Change* 133, 35–48. doi:10.1016/j.gloplacha.2015.07.009
- Maiorano, P., Marino, M., Flores, J.A., 2009. The warm interglacial Marine Isotope Stage 31: Evidences from the calcareous nannofossil assemblages at Site 1090 (Southern Ocean). *Mar. Micropaleontol.* 71, 166–175. doi:10.1016/j.marmicro.2009.03.002
- Marino, M., Maiorano, P., Lirer, F., 2008. Changes in calcareous nannofossil assemblages during the Mid-Pleistocene Revolution. *Mar. Micropaleontol.* 69, 70–90. doi:10.1016/j.marmicro.2007.11.010
- Marino, M., Maiorano, P., Tarantino, F., Voelker, A., Capotondi, L., Girone, A., Lirer, F., Flores, J.A., Naafs, B.D.A., 2014. Coccolithophores as proxy of seawater changes at orbital-to-millennial scale during middle Pleistocene Marine Isotope Stages 14-9 in North Atlantic core MD01-2446. *Paleoceanography* 29, 518–532. doi:10.1002/2013PA002574
- McCartney, M.S., Talley, L.D., 1984. Warm-to-Cold Water Conversion in the Northern North Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.* doi:10.1175/1520-0485(1984)014<0922:WTCWCI>2.0.CO;2
- McIntyre, A., Bé, A.W.H., 1967. Modern coccolithophoridae of the atlantic ocean—I. Placoliths and cyrtoliths. *Deep Sea Res. Oceanogr. Abstr.* 14, 561–597. doi:10.1016/0011-7471(67)90065-4

- McManus, J.F., Oppo, D.W., Keigwin, L.D., Cullen, J.L., Bond, G.C., 2002. Thermohaline circulation and prolonged interglacial warmth in the North Atlantic. *Quat. Res.* 58, 17–21. doi:10.1006/qres.2002.2367
- Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J.O., Sanchez-Goni, M.F., Shackleton, N., Sierro, F.J., 2005. Links between marine and atmospheric processes oscillating on a millennial time-scale. A multi-proxy study of the last 50,000 yr from the Alboran Sea (Western Mediterranean Sea). *Quaternary Science Reviews* 24 (14–15), 1623–1636. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.06.018>.
- Mucci A. (1987) Influence of temperature on the composition of magnesian calcite overgrowths precipitated from seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51(7), 1977–1984.
- Narciso, A., Cachão, M., De Abreu, L., 2006. *Coccolithus pelagicus* subsp. *pelagicus* versus *Coccolithus pelagicus* subsp. *braarudii* (Coccolithophore, Haptophyta): A proxy for surface subarctic Atlantic waters off Iberia during the last 200 kyr. *Mar. Micropaleontol.* 59, 15–34. doi:10.1016/j.marmicro.2005.12.001
- Naughton, F., Sánchez Goñi, M.F., Desprat, S., Turon, J.L., Duprat, J., Malaizé, B., Joly, C., Cortijo, E.T.D., Freitas, M.C., 2007. Present-day and past (last 25 000 years) marine pollen signal off western Iberia. *Marine Micropaleontology* 62 (2), 91–114. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marmicro.2006.07.006>.
- Nowaczyk, Norbert R; Baumann, Marion (1992): Combined high-resolution magnetostratigraphy and nannofossil biostratigraphy for late Quaternary Arctic Ocean sediments. *Deep-Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 39(2), 567-601, doi:10.1016/S0198-0149(06)80021-X
- Okada, H. & McIntyre, A., 1977. Modern coccolithophores of the Pacific and North Atlantic Oceans. *Micropaleontology*, 23(1): 1-55.
- Palumbo, E., Flores, J.A., Perugia, C., Petrillo, Z., Voelker, A.H.L., Amore, F.O., 2013. Millennial scale coccolithophore paleoproductivity and surface water changes between 445 and 360ka (Marine Isotope Stages 12/11) in the Northeast Atlantic. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 383–384, 27–41. doi:10.1016/j.palaeo.2013.04.024
- Pelegri, J.L., Csanady, G.T., 1991. Nutrient Transport and Mixing in the Gulf Stream. *J. Geophys. Res.* 96, 2577–2583.
- Penaud, A., Eynaud, F., Sánchez-Goñi, M.F., Malaizé, B., Turon, J.L., Rossignol, L., 2011. Contrasting sea-surface responses between the western Mediterranean Sea and eastern subtropical latitudes of the North Atlantic during abrupt climatic events of MIS 3. *Marine Micropaleontology* 80 (1–2), 1–17. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marmicro.2011.03.002>.
- Pierre, C., C. Vergnaud-Grazzini, D. Thunron, and J. F. Saliege, Compositions isotopiques de l'oxygene et du carbone des masses d'eau en Mediterranee, *Mem. Soc. Geol. It.*, 36, 165–174, 1986.
- Press WH, Teukolsky SA, Vetterling WT y Flannery BP. (1992) *Numerical Recipes in C*. Cambridge. University Press
- Rasmussen, TL et al. (1996): Rapid changes in surface and deep water conditions at the Faeroe margin during the last 58,000 years. *Paleoceanography*, 11(6), 757-771, doi:10.1029/96PA02618
- Raymo, M.E., Oppo, D.W., Flower, B.P., Hodell, D.A., McManus, J.F., Venz, K.A., Kleiven, K.F., McIntyre, K., 2004. Stability of North Atlantic water masses in face of pronounced climate variability during the Pleistocene. *Paleoceanography* 19, 1–13. doi:10.1029/2003PA000921

- Relvas, P., Barton, E.D., Dubert, J., Oliveira, P.B., Peliz, A., da Silva, J.C.B., Santos, A.M.P., 2007. Physical oceanography of the western Iberia ecosystem: latest views and challenges. *Progress in Oceanography*. 74, 149–173.
- Rodrigues, T., Voelker, A.H.L., Grimalt, J.O., Abrantes, F., Naughton, F., 2011. Iberian Margin sea surface temperature during MIS 15 to 9 (580–300 ka): Glacial suborbital variability versus interglacial stability. *Paleoceanography* 26, 1–16. doi:10.1029/2010PA001927
- Roth, P.H., Thierstein, H., 1972. Calcareous nannoplankton: Leg 14 of the Deep Sea Drilling Project. In: Hayes, D.E., Pimm, A.C. et al., (eds.). *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*, 14, 421–485.
- Samtleben, C., Bickert, T., 1990. Coccoliths in sediment traps from the Norwegian Sea. *Mar. Micropaleontol.* 16, 39–64. doi:10.1016/0377-8398(90)90028-K
- Samtleben, C., Schäfer, P., Andruleit, H., Baumann, A., Baumann, K.H., Kohly, A., Matthiessen, J., Schröder-Ritzrau, A., 1995. Plankton in the Norwegian-Greenland Sea: from living communities to sediment assemblages -an actualistic approach. *Geol. Rundschau* 84, 108–136. doi:10.1007/BF00192245
- Schulz, M., Mudelsee, M., 2002. REDFIT: Estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Comput. Geosci.* 28, 421–426. doi:10.1016/S0098-3004(01)00044-9
- Schwab, C., Kinkel, H., Weinelt, M., Repschlger, J., 2012. Coccolithophore paleoproductivity and ecology response to deglacial and Holocene changes in the Azores Current System. *Paleoceanography* 27, 1–18. doi:10.1029/2012PA002281
- Shackleton, N.J., Imbrie, J., Hall, M.A., 1983. Oxygen and carbon isotope record of East Pacific core V 19-30: implications for deep water in the late Pleistocene North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters* 65, 233–244
- southeastern Indian Ocean by means of calcareous nannofossil. *Marine Micropaleontology* 40 (1–2), 83–103.
- Stefánsson, U. 1968. Dissolved nutrients, oxygen and water masses in the northern Irminger Sea. *Deep-Sea Research*. 15. 541-575.
- Steinmetz, J. C. 1994. Sedimentation of coccolithophores. In: Winter, A., Siesser, W. G. (Eds.). *Coccolithophores*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 179-197.
- Stolz, K., Baumann, K.H., 2010. Changes in palaeoceanography and palaeoecology during Marine Isotope Stage (MIS) 5 in the eastern North Atlantic (ODP Site 980) deduced from calcareous nannoplankton observations. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 292, 295–305. doi:10.1016/j.palaeo.2010.04.002
- Stommel, H., 1948. The westward intensification of wind-driven ocean currents. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*. doi:10.1029/TR029i002p00202
- Swift, J., 1986. The Arctic Waters, In: Hurdle, B.G. (Ed.), *The Nordic Seas*. Springer, New York, pp. 129–151.
- Takahashi, K., Okada, H. 2000. The paleoceanography for the last 30,000 years in the southeastern Indian Ocean by means of calcareous nannofossils. *Marine Micropaleontology* 40, 83-103.
- Takahashi, K., Okada, H., 2000. The paleoceanography for the last 30 000 years in the
- Taylor, A H., Stephens, J. a, 1980. Latitudinal displacements of the Gulf Stream 1966-1977 and their relation to changes. *Oceanol.acta.* 3, 145–149.

- Tesoriero, A. J., and Pankow, J.F., 1996., Solid solution partitioning of Sr + 2, Ba + 2, and Cd + 2 to calcite, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 1053–1063.
- Tisserand, A et al. (2009): African monsoon enhancement during the penultimate glacial period (MIS 6.5 ~170 ka) and its atmospheric impact. *Paleoceanography*, 24(2), PA2220, doi:10.1029/2008PA001630
- Toggweiler, J.R., Russell, J.L., Carson, S.R., 2006. Midlatitude westerlies, atmospheric CO₂, and climate change during the ice ages. *Paleoceanography* 21, 400–413. doi:10.1029/2005PA001154
- Voelker, A.H.L., Rodrigues, T., Billups, K., Oppo, D., McManus, J., Stein, R., Hefter, J., Grimalt, J.O., 2010. Variations in mid-latitude North Atlantic surface water properties during the mid-Brunhes (MIS 9-14) and their implications for the thermohaline circulation. *Clim. Past* 6, 531–552. doi:10.5194/cp-6-531-2010
- Wells, P., Okada, H., 1997. Response of nannoplankton to major changes in sea-surface temperature and movements of hydrological fronts over Site DSDP 594 (south Chatham Rise, southeastern New Zealand), during the last 130 ka. *Marine Micropaleontology* 32 (3–4), 341–363. [http://dx.doi.org/10.1016/S0377-8398\(97\)00025-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0377-8398(97)00025-X).
- Winter, A., Jordan, R. W., Roth, P.H. 1994. Biogeography of living coccolithophores in ocean waters. In: Winter, A., Siesser, W.G. (Eds.). *Coccolithophores*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 161-177
- Winter, A., Jordan, R. W., Roth, P.H. 1994b. Biogeography of living coccolithophores in ocean waters. In: Winter, A., Siesser, W.G. (Eds.). *Coccolithophores*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 161-177
- Yaremchuk, M.I., Nechaev, D.A., Thompson, K.R., 2001. Seasonal variation of the North Atlantic Current. *J. Geophys. Res. Ocean.* 106, 6835–6851. doi:10.1029/2000JC900166
- Ziveri, P.; Baumann, K.-H.; Böeckel, B.; Bollmann, J.; Young, J.R. 2004. Biogeography of selected Holocene coccoliths in the Atlantic Ocean. In: Thierstein, H.R., Young, Y.R. (Eds.), *Coccolithophores - From Molecular Processes to Global Impact*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 403- 428.

Paleoceanographic dynamics in the North Atlantic Ocean during middle Pleistocene Marine Isotope Stages 30-19 as inferred from paleoproductivity changes.



1.- Introduction

2.- Modern hydrographic settings

3.- Material and Methods

3.1.- Chronological framework

3.2.- Coccolith slide preparation, counting methods and preservation

3.3.- Taxonomy and ecological remarks

4.- Results

4.1.-Coccolithophore assemblages

4.2.- Coccolithophores *versus* planktonic foraminifera

5.- Discussion

5.1.- High advection of the Irminger Current (HAIC)

5.2.- Low advection of the Irminger Current (LAIC)

5.3.- Advection of Polar waters (APW)

5.4.-Terminations (T)

6.- Conclusions

Referencias

Resumen

Se han analizado coccolitóforos en sedimentos del testigo IODP U1314 localizado en el Atlántico Norte subpolar con el objetivo de reconstruir la dinámica marina de los estadios isotópicos marinos (MIS) del 30 a 19c. Los datos se comparan con proxies paleoambientales del mismo sitio, así como de otros registros cercanos del Atlántico Norte a escalas glaciales-interglaciales y milenarias. La abundancia absoluta total de coccolitóforos aumenta durante interglaciales e interstadales, pero cae abruptamente durante las fases glaciaria y estadal más frías, lo que refleja cambios en la productividad. Las asociaciones de coccolitofóridos en interglaciales indican baja productividad durante el MIS 29 medio, el MIS 27 medio, el MIS 25a tardío, el MIS 21a medio y el MIS 19c temprano; estos intervalos de menor productividad están asociados a una influencia reducida de la corriente de Irminger sobre la zona de estudio. Asociamos estos intervalos de menor productividad a una reducción de la influencia de la corriente de Irminger en el área de estudio. En MIS 30, 28, 26, 24, 22, 20 y 18 y MIS 29 medio (1028-1018 ka), MIS 27 medio (983-979.7 ka), dos puntos en MIS 25 (938.5-933.8 ka), tres puntos en el MIS 21 (de 828 a 827 ka, 814 y 808.7 ka) y al inicio del MIS 19c (786.5 ka), las abundancias absolutas de coccolitóforos son cercanas a cero y ocurren a la vez que el aumento de proxies asociados a la presencia de agua fría de otros estudios marcando la presencia de aguas polares en el área, cuando aumentó la fusión de hielo. Todas las Terminaciones muestran un fuerte incremento de productividad debido a la reactivación de la corriente de Irminger vinculada a la migración del frente subpolar hacia latitudes más al norte. Los cambios abruptos de la productividad a escala suborbital están relacionados con los eventos de transporte de hielo (Heinrich Events) y los subsiguientes interstadales. Durante la fase estadal, los valores de productividad son bajos y concomitantes con aumentos de los foraminíferos polares, que indican la presencia de agua fría y de baja salinidad en la región, mientras que durante los interstadales la productividad aumenta rápidamente siguiendo el aumento de la SST.

Basado en: Paleooceanographic dynamics in the North Atlantic Ocean during middle Pleistocene Marine Isotope Stages 30-19 as inferred from paleoproductivity changes.

Authors: Marta Martínez-Sánchez, José-Abel Flores, Iván Hernández-Almeida, Francisco-Javier Sierro

In preparation in: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.

Abstract

Quantitative coccolithophore analyses were performed on sediments from Site IODP U1314, located in the subpolar North Atlantic, to reconstruct sea surface water conditions throughout Marine Isotope Stages (MIS) 30 to 19c. The data are compared to available paleoenvironmental proxies from the same site as well as to other nearby North Atlantic records that support the coccolithophore signature at glacial-interglacial and millennial scales. Total coccolithophore absolute abundance increases during interglacials and interstadials but abruptly drops during the colder glacial and stadial phases, indicating clear changes in productivity. Coccolithophore interglacial assemblages indicate low productivity during assemblages indicate low productivity during middle MIS 29, middle MIS 27, late MIS 25a, middle MIS 21a and early MIS 19c, these intervals of lower productivity are associated to a reduced influence of the Irminger Current over the study area. We associated these intervals of lower productivity to a reduced influence of the Irminger Current over the study area. At MIS 30, 28, 26, 24, 22, 20 and 18 and middle MIS 29 (1028-1018 ka), middle MIS 27 (983-979.7 ka), two spots at MIS 25 (938.5-933.8 ka), three spots at MIS 21 (from 828 to 827 ka, 814 and 808.7 ka) and at early MIS 19c (786.5 ka), coccolithophore absolute abundances are close to zero and the distinctive increase of cold-water proxies from other studies marked the presence of polar waters in the area, when iceberg melting was significantly enhanced. All the Terminations show a sharp increase of productivity due to the reactivation of the Irminger Current linked to the migration of the subpolar front to northern latitudes. Suborbital-scale abrupt changes in productivity are related to ice-rafting events and the subsequent interstadials. During the stadial phase productivity values are low and concomitant with increases in the polar foraminifera indicating the presence of cold and low salinity water in the region, whereas during the interstadial substages productivity rises rapidly following the sea surface temperature shift (e.g. the onset of all the glacial stadials).

Based on: Paleoceanographic dynamics in the North Atlantic Ocean during middle Pleistocene Marine Isotope Stages 30-19 as inferred from paleoproductivity changes.

Keywords: Coccolithophores, North Atlantic Ocean, Mid-Pleistocene, Orbital-millennial scale variability, Irminger Current.

Authors: Marta Martínez-Sánchez, José-Abel Flores, Iván Hernández-Almeida, Francisco-Javier Sierro

In preparation in: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.

7. PALEOCEANOGRAPHIC DYNAMICS IN THE NORTH ATLANTIC OCEAN DURING MIDDLE PLEISTOCENE MARINE ISOTOPE STAGES 30-19 AS INFERRED FROM PALEOPRODUCTIVITY CHANGES.

7.1.- Introduction

The subpolar North Atlantic Ocean have been the subject of many paleoceanographic studies due to the important role of this region in modulating the global climate (Heinrich, 1988; Bond et al., 1992). Changes in North Atlantic surface circulation have a strong impact on the climate evolution and the thermohaline circulation system (Shackleton et al., 1983; McManus et al., 2002; Clark et al., 2006; Stolz and Baumann, 2010; Kohfeld and Chase, 2011). The variations in the surface parameters of the North Atlantic such ice-sheets, NAO or winds (Wright and Flower, 2002; Palumbo et al., 2013; Billups et al., 2006; respectively) could modify the North Atlantic circulation, so the study of oceanographic changes in this region are essential because of the link between surface and deep-water circulation through the production of North Atlantic Deep Water (NADW) thorough the variations in thermohaline circulation (Ruddiman et al., 1980; Shackleton et al., 1983) related to extreme cooling of surface waters and enormous amounts of drifting ice (Bond al., 1992).

The environmental changes brought large variations in surface and deep habitats in the ocean, which consequently affected planktonic and benthic communities. Therefore, temporal evolution of fossil assemblages in the sedimentary record provides detailed paleoecological information necessary to reconstruct past climate and hydrographic conditions. Several microfossil groups have been used in paleoceanographic studies in North Atlantic sediments, such as planktonic and benthic foraminifera (Venz et al., 1999; Wright and Flower, 2002), diatoms (Koç and Schrader, 1990; Koç et al., 1993), foraminifera (Alonso-García et al., 2011a; b; Hernández-Almeida et al., 2012a; b) We focus here in coccolithophores for reconstruction of the paleoceanographic conditions in the North Atlantic Ocean.

Coccolithophores are haptophyte algae with calcified scales (coccoliths). Living forms are one of the major oceanic primary producers, and they are strongly influenced by nutrient availability, dissolved CO₂ concentrations in sea water and sea-surface temperature (SST), among others (Thierstein and Young, 2004). Thus, fossil forms of coccoliths reserved in deep-sea sediments are commonly used as a widespread proxy to reconstruct some of these variables as well as productivity (Baumann and Freitag, 2004; Colmenero-Hidalgo

et al., 2004; Flores et al., 1999, 2000; Giraudeau, 1992). Their biogeographic distribution and diversity through time varied depending on surface water features that are related to latitudinal zonation and oceanic frontal boundary dynamics as well as to climate variability (Findlay and Giraudeau, 2002; Boeckel and Baumann, 2008).

Here we present new data on coccolithophore assemblages from IODP Site U1314 covering the time interval from 778 to 1,050 ka (MIS 19 to 30). Our study aims to reconstruct changes in the surface water dynamics at orbital (glacial-interglacial) and suborbital scales. More precisely, we investigated productivity changes using coccolithophore assemblages as a proxy, and found that productivity in this region may be linked to the influence of the strength and extension of the Irminger Current and the Subpolar Gyre. In fact, this location allows us to detect lateral changes in SPG configuration. The investigated area is located at the boundary between two coccolithophore biogeographic zones, the Transitional and the Subpolar zones (McIntyre and Bè, 1967). Abundance and distribution of coccolithophores in the area are related to the Subpolar Gyre, characterized by expansion and contraction of its circulation (Girone et al., 2013; Emanuele et al., 2015). We also show the first results on coccolithophore assemblages from the subpolar region encompassing MIS 19 to 30.

7.2.- Modern hydrographic settings

The Site U1314 was taken at 56°21'N, 27°53'W, 2.820m of water depth, south of Gardar Drift in the IODP Expedition 303/306. The surface regime is strongly marked by the northern branch of the Subpolar Gyre (SPG) specifically by the North Atlantic Current (NAC) which feeds the Irminger Current (IC). The SPG is formed by the NAC (North Atlantic Current), EGC (East Greenland Current), LC (Labrador Current) and IC (Irminger Current) currents (Fig. 1). The strength of the SPG is defined by its feeding currents, the northward-flowing warm water of the NAC and IC and the southward-flowing polar water of the EGC and LC. In this way, the enhanced of the EGC flux inhibit the northward expansion of the IC flux (Furevik and Nilsen, 2005; Lohman et al., 2009; Sarafanov, 2009; Häkkinen et al., 2011). Affecting to our site, the IC and the EGC. The IC, a subpolar-western current (Frantantoni, 2001; Malmberg, 1982) is characterized by relative saline-warm waters (between 6-9 °C) and high content of nutrients (Stenfånssson, 1968; Krauss, 1995). In terms of chlorophyll-a this is confirmed by observational data from the MODIS-Aqua 9km satellite (NASA OB.DAAC, 2015) which shows that the

concentrations of chlorophyll-a are related to the IC position. The EGC is characterized by high-nutrients content and temperatures below 2°C (Hopkins, 1991).

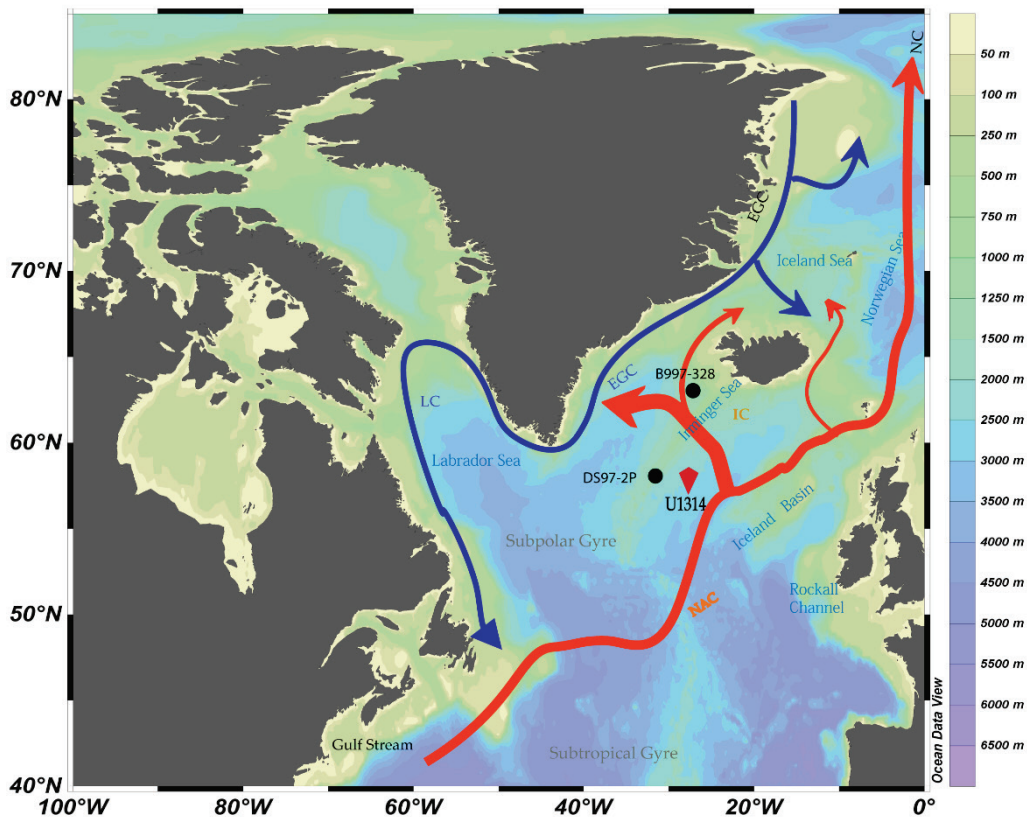


Figure 7.1. Current surface ocean circulation in the subpolar North Atlantic. IODP Site U1314 is the red point. Black points mark other study sites where the Irminger Current effect were studied. Site DS97-2P by Balestra et al., (2010) and B997-328 by Andrews and Giraudeau (2003)

Water masses bodies: The North Atlantic Current (NAC), the Irminger Current (IC), the East Greenland Current (EGC), Labrador Current (LC), Subpolar Gyre (SPG) and Subtropical Gyre (STP). Water position are given by Hátún et al. (2005); Solignac et al (2006), Holliday et al., (2008); Frantantoni (2001), Staines-Urías et al., (2013).

All these water masses form the upper part of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) (Andersen et al., 2004). The AMOC is a major current in the Atlantic Ocean, characterized by a northward flow of warm, salty water in the upper layers of the Atlantic, and a southward flow of colder water in the deep Atlantic. Regarding the southward component of the AMOC, characterized by deep-water circulation, the ISOW (Iceland-Scotland Overflow Water) which is an important source of the North Atlantic Deep Water (NADW), bathes the site location with saline, low nutrient- and oxygenated water. In the geological past, incursions of the deeper nutrient-rich, poorly ventilated and carbonate corrosive benthic $\delta^{13}\text{C}$ -depleted Antarctic Bottom

Water (AABW) are documented during glacials and short-term cooling stages of interglacials (Curry and Oppo, 2005; Martrat et al., 2007) when NADW production decreased or ceased.

7.3.- Material and Methods

Integrated Ocean Drilling Program (IODP) Site U1314 was cored by the scientific drillship JOIDES Resolution on the southern Gardar Drift during IODP Expedition 306 [Fig. 1]. The Gardar Drift is an elongated contourite deposited along the eastern flank of the Reykjanes Ridge. Sediments mainly consist of calcareous nannofossils and clay and minor proportions of foraminifers, ice rafted debris (IRD), diatoms and radiolarians. The high sedimentation rate of the Gardar Drift makes this site suitable for a high-resolution study of glacial-interglacial climate shift (Channell et al., 2006).

7.3.1.- Chronological framework

The adopted chronology follows Alonso-García et al., (2011a) and is based on a correlation of the benthic $\delta^{18}\text{O}$ record provided for Site U1314 with the global benthic oxygen isotope stack from Lisiecki and Raymo (2005; LR04). The interval studied in this work, between 60.06 and 82.50 mcd (mcd- meters of composite depth), encompasses from ca.780.09 to 1046.79 ka (Fig. 2).

The mean sedimentation interval is $10.23 \text{ cm kyr}^{-1}$ (Hernández-Almeida et al., 2012a) which is similar to the rate described from preliminary data expedition (Channell et al., 2006). The studied period is involved in the Middle Pleistocene Transition (MPT), when climatic cyclicity shifted from the 41 kyr-dominated cycles of the Early Pleistocene to the 100 kyr-dominated cycles of the Late Pleistocene (Imbrie et al., 1993; Berger and Jansen, 1994; Muldesee and Statterger, 1997).

Two biostratigraphic events based on the occurrence of *Reticulofenestra asanoi* and *Gephyrocapsa omega* allow us to validate the previous age model constructed by Hernández-Almeida et al., (2012a) (Fig. 2). The LO of *R. asanoi* at 0.85 Ma and the FO (First Occurrence) of *G. omega* at 0.95 Ma matches with the ages documented in Channell et al., (2006) and, concretely for *R. asanoi* with Raffi et al., (2005; 2006) and Reale and Monechi (2005) and *G. omega* in Raffi (2002) and Raffi et al., (2006).

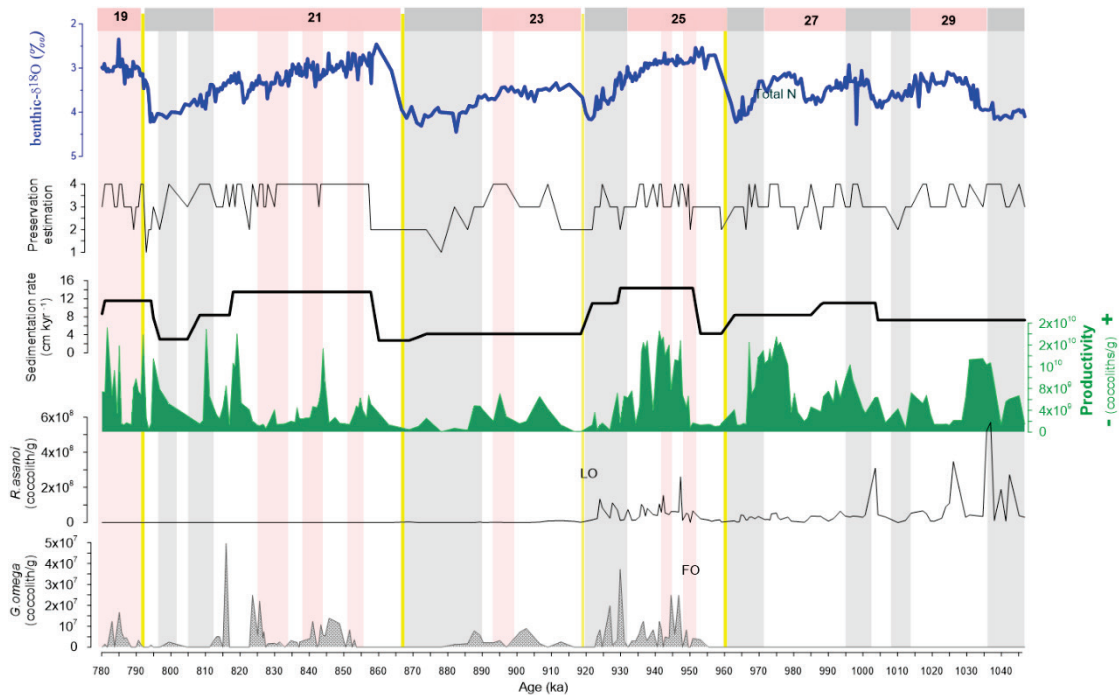


Figure 7.2. Benthic oxygen isotope record from Hernández-Almeida et al., (2012a). Preservation based on the estimation of Flores and Marino (2002). Preservation estimation based on Flores and Marino (2002). Sedimentation rate obtained from Hernández-Almeida et al., (2012a). Total N is the total coccolith production. *R. asanoi* and *G. omega* are measured in coccolith per gram, where LO is the Last Occurrence and FO is the First Occurrence. MIS (Marine Isotopic Stages) intervals from Railsback et al., (2015) where grey bars indicate stadials, red bar indicate interstadials and yellow lines indicate terminations.

7.3.2.- Coccolith slide preparation, counting methods and preservation

A total of 200 samples from Site U1314, every 8 cm corresponding to an average sample resolution of about 1000 years. Samples were prepared following the settling technique of Flores and Sierro (1997). A minimum number of 500 specimens per samples were counted and identified using a Nikon Eclipse 80-i petrographic microscope with a phase contrast device at 1000x magnification. A second count of 20 fields of view was performed in order to accurately estimate the abundance of rare species (those whose relative abundance was less 1 per cent the first count). This number provides an error probability of 0.005 for species with relative abundance greater than 1% (Fatela and Taborda, 2002). The relative abundance (%) and absolute abundance (number of coccolith g^{-1}) of each species were calculated in each core as the sum of the absolute abundances of the all taxa in each sample except reworked specimens. Total N is the sum of all specimens found in the study and was interpreted as an indicator of coccolithophore productivity. Relative abundances are recorded by the percentages, with are good

indicator of changes in the assemblages' structure, recording changes which occur in a sensible way. Absolute (Total N) and relative (%) abundances of all the taxa in each sample were calculated for all samples.

In order to evaluate effects on coccoliths preservation we followed the scale proposed by Roth and Thierstein (1972) and modified by Flores and Marino (2002), which distinguishes four categories (Fig. 2): Good (4), for samples which show little or no evidence of dissolution and/ or secondary overgrowth of calcite, and have fully preserved diagnostic characters; Moderate (3), for samples which show dissolution and/ or secondary overgrowth with partially altered primary morphological characteristics, despite this, nearly all specimens can be identified at the species level; Poor (2), for samples which show severe dissolution, fragmentation, and/ or secondary overgrowths, primary features are destroyed, and many specimens cannot be identified at the species or the generic level; Barren (0), for samples which show absence of coccoliths. Three additional categories between good and moderate, moderate and poor, and poor and barren, i.e., with intermediate features, were introduced to refine the pattern.

7.3.3.- Taxonomy and ecological remarks

Regarding taxonomy, small placoliths (mainly *Gephyrocapsa aperta* and *Gephyrocapsa ericsonii*) with an open or closed central area and smaller than 3 μ m were classified together in the group of small *Gephyrocapsa*. Other small placoliths between 2.5-3 μ m but a closed central area was included in the small *Noelaerhabdaceae* as small Reticulofenests. *Gephyrocapsa* species larger than 3 μ m were counted separately following the taxonomic concept of Raffi (1993) and Flores et al., (1999, 2000) for the medium-sized *Gephyrocapsa*, such as *Gephyrocapsa oceanica*, *Gephyrocapsa margareli* and *Gephyrocapsa caribbeanica*. Usually *Gephyrocapsa* \geq 3 μ m with a quasi-vertical bridge species is recognized as *Gephyrocapsa margereli*.

Appendix A contains all the list of the 26 taxa that are recognized in the study while the adopted coccolithophore proxies of surface water conditions are reported in the next epigraph.

Attending to the modern distribution of coccolithophorids in the North Atlantic we use the zonation performed by McIntyre and Bé (1967) and summarized and revised by Winter et al., 1994.

On the basis of the available literature, the proxies that are used in this study are:

-Productivity Proxie (PP – Total N). The total of all species (listed on the *Appendix A*) represents the carbonate accumulated in our Site. The number of coccoliths/g of sediment (or N) is considered a proxy of paleoproductivity in different locations and periods, as well as in the North Atlantic Ocean along the Pleistocene (Amore et al., 2012; Palumbo et al., 2013; Marino et al., 2014; Emanuele et al., 2015; Maiorano et al., 2015).

-Polar water masses proxie (PW), represented by the low accumulation of Productivity proxie (PP). This proxy is supported by the existing records of the foraminifer specie *Neogloboquadrina pachyderma* (sin) and IRD flux (Ice Rafted Debris) from Alonso-García et al., 2012a. These indicators, together or separately, have been widely used to indicate the presence of polar waters (Bohrmann et al., 1989; McManus et al., 1999; Wright and Flower, 2002).

-Irminger Current tracers (ICt). Composed by the sum of different species of coccoliths: *Gephyrocapsa oceanica*, *H. carteri*, *Syracosphaera* spp., *R. clavigera*, *Pontosphaera* spp, *Umbilicosphaera* spp, *G. margaleri* and *Oolithotus* spp. (Fig. 3).

Some of these species contained in the summation have been previously used by Andrews and Giraudeau (2003) during the Holocene in the North of Iceland (Site B997-330- Fig. 1) as a tracer of the “north atlantic drift water” which is characterized by temperate and nutrients-rich waters from the south, also Samtleben et al., (1995) in the North Atlantic used the taxa *Gephyrocapsa oceanica*, *H.carteri*, *Syracosphaera* spp., *R.clavigera*, *Pontosphaera* spp, *Umbilicosphaera* spp, *G.muellereae* y *Oolithotus* spp.y *Pontosphaera* spp as a tracer of Surface water from the Irminger Current. Near our Site, Balestra et al., (2010) proposed for Site DS97-02P [Fig. 1] the sum of *Gephyrocapsa oceanica*, *H. carteri*, *Syracosphaera* spp., *R. clavigera*, *Pontosphaera* spp. and *Umbilicosphaera* spp. as a proxie for reconstructs the Irminger Current surface water. In fact, the correlation between ICt and the proxie in Balestra et al., (2010) is 0,99 (p-value = 0.01 and number of samples: 200).

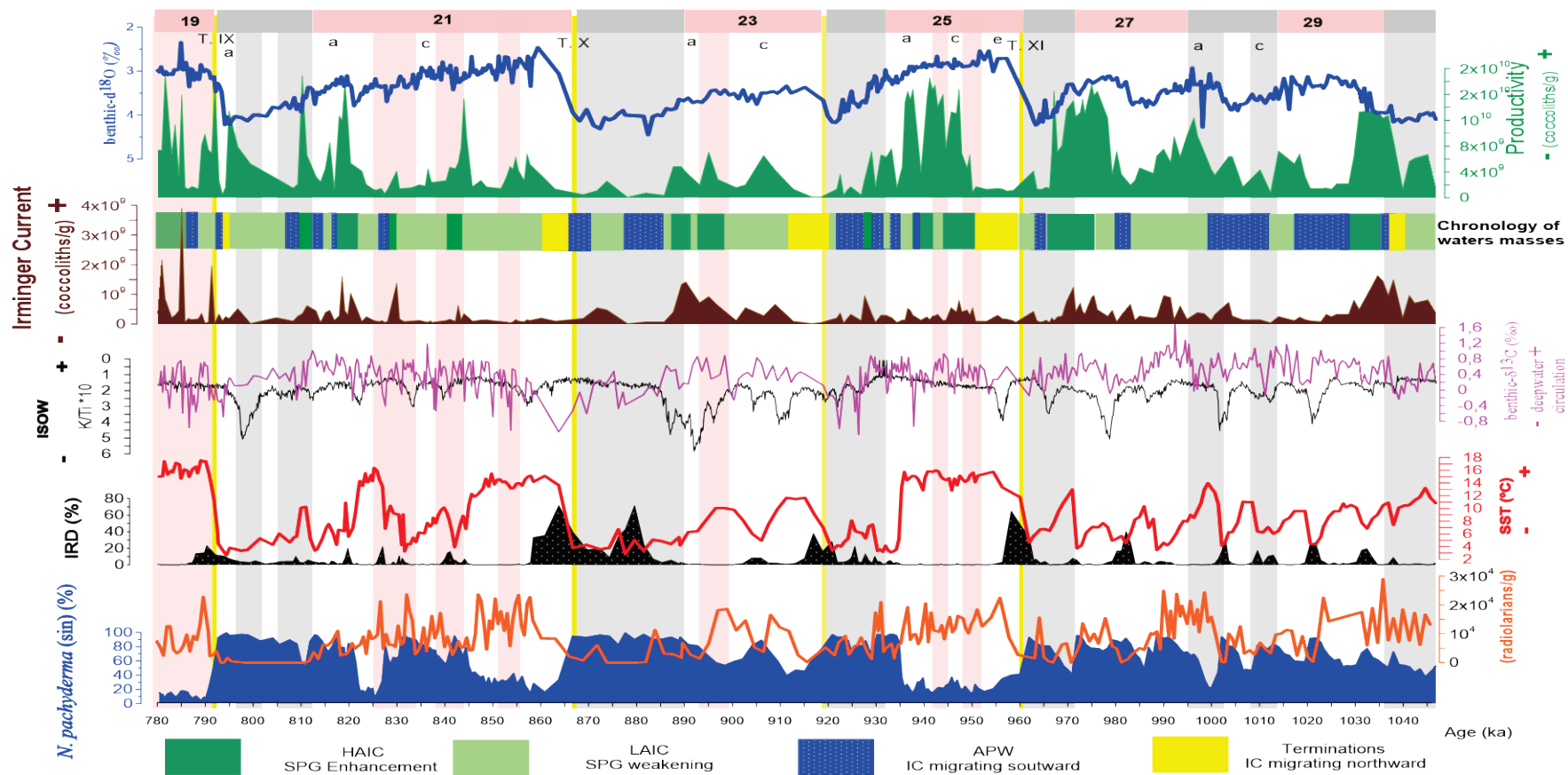


Figure 7.3. Benthic oxygen isotope records, Sea Surface Temperature (SST), *N. pachyderma* (sin), IRD percentage, radiolarian and benthic carbon isotope records from Hernández-Almeida et al. (2012a; b; 2015). The K/Ti record (Grützner and Higgins, 2010) shows the strong and positive correlation between the presence of the Irminger Current and the strength of the ISOW (represented by K/Ti ratios). Total coccolith production (PP), Irminger Current (IC) -this study. All proxies are record for Site U1314. MIS intervals are obtained from Railsback et al., (2015) where grey bars indicate stadials, red bar indicate interstadials and yellow lines indicate terminations. Chronology of water masses reconstruct different surface water masses. Different colours show different water masses (bottom).

7.4.- Results

7.4.1.-Coccolithophore assemblages

The preservation values of the coccolithophore assemblages is good to poor in the interval, indicating little or no evidence of dissolution; diagnostic features fully preserved (Fig. 2) Specifically, the preservation is higher in interglacial or interstadials interval (ranging from good to moderate) and lower in glacial or stadial intervals (mainly moderate). The minimum preservation values are reached at 792.7 ka, which corresponds to the Termination IX (T. IX) and at 878.7 ka at middle MIS 22.

The productivity (PP) proxy varies between 9×10^7 and 1.9×10^{10} coccoliths/g of sediment (Fig. 3). The interval from MIS 30 (MIS 30) to MIS 25a (925 ka) and from MIS 21(865 ka) to MIS 19c shows maintained values respect to the interval from the MIS 24 to MIS 22 interval, which shows low values at glacial and interglacial stages.

Irminger Current water masses tracer (ICt) varies between 9×10^7 coccoliths/g of sediment and 1.9×10^9 coccoliths/g of sediment (Fig. 3) and its follows the same pattern than Total N curve, increasing at interglacial and decreasing at glacial periods (Fig. 2). Values of ICt are more constant than Total N values. ICt maximum values are at the onset of MIS 29 (1035 ka), MIS 27 (991.6 ka and 971.4 ka), MIS 23b (890.8 ka), MIS 23a (896 ka), MIS 21b (830.6 ka), MIS 21a (818.4 ka) and MIS 19 (791 ka, 785.6 and 781.3 ka).

Polar water (PW) proxy is higher at glacial MIS 24, 22, 20 and shows less amplitude during MIS 28 and 26 (Fig. 3). At some glacial stages this proxy decrease, concretely at MIS 28a (998 ka), MIS 26 (971.8 ka) and MIS 20d (810.5 ka) at interglacial intervals, the PW decrease except at MIS 29 (1021.8 ka), MIS 27(990.9 ka), middle MIS 23c (905.9 ka), MIS 22 (879 ka), MIS 21d (842.9 ka) and MIS 21b (832.8ka).

Small *Gephyrocapsa* are the dominant taxa through the record reaching percentages from 3.3 (at 916.6 ka – transition MIS 24/23) to 98.4 % (at 789.9 ka - onset of MIS 19).

Subordinate taxa are not shown here as an individual taxon but they are included into the Total N.

7.4.2.- Coccolithophores versus planktonic foraminifera

We calculated the Pearson correlation coefficient to measure the correlation between coccolithophores and planktonic foraminifera. Correlation values between paleoproductivity (or Total N) and Irminger Current tracers (ICt), IRD flux, *Neogloboquadrina pachyderma* (sin) percentage and Sea Surface Temperature (SST)

obtained from foraminifers are contained in the Table 1. Paleoproductivity shows positive correlation with ICt and negative with IRD flux and % *N. pachyderma* (sin) percentages. Sea Surface Temperature (SST), doesn't show a significative correlation with paleoproductivity (Total N). Furthermore, correlation between the ICt used in this study and the tracers proposed by Balestra et al., (2010) as indicator of Irminger Current surface water-masses (Section 3.3) show a high correlation $r = 0.99$. The proxies addressed here are plotted in Figure 3.

Table 7.1 Correlation values between different proxies

	ICt	IRD %	NPs	SST
Total N	0.414	-0.176	-0.188	-0.19
PP				No correlation

Acronyms: Total N (or PP): Total N (or Paleoproductivity) is the sum of all coccolithophore species. IRD flux: Ice Rafted Debris flux, SST (Sea Surface Temperature) and NPs (*N. pachyderma* sin. in percentages) obtained from Alonso-García et al., 2011a. Numbers in bold indicates level of significance of p-value of 0.01. Number of samples compared are 200.

7.5.- Discussion

Although there is a wide diversity among glacial and interglacial periods, we found, that according to the proxies previously defined, 4 modes of circulation in the subpolar gyre region alternated during the interval from 800 to 400 ka, including the Terminations. Figure 4 shows the chronology of the inferred modes of SPG surface water dynamics based on Site U1314 proxies:

7.5.1.- High advection of the Irminger Current (HAIC)

HAIC (Figure 3 and 4A) conditions occurred during most interglacial substages, at late MIS 19c (780-787 ka), late MIS 27 (975.5-971 ka), MIS 25d, 25c, early MIS 25a (942-939 ka), MIS 23b, late MIS 23a, early MIS 21d (844-841 ka), middle MIS 21b (830.6 – 828 ka), middle MIS 21a (822.5-817 ka), middle MIS 19c (786.6-780 ka). Also during some glacial substages such as early MIS 28 (971-966.6 ka), early MIS 24 (930-927.6 ka), early MIS 22 (891-887.8 ka), early MIS 20d (811.8-810 ka)

Coccolithophore assemblages found at Site U1314 are similar to current assemblages at this site, according to other studies (Shamtleben et al., 1995; Bauman et

al., 2000). Likewise, planktic foraminifer assemblages during these intervals (Hernández-Almeida et al., 2012a; b) resemble present assemblages according to the planktic foraminifer dataset of MARGO (Kucera et al., 2005). Higher carbonate content during enhanced interglacial influx of the North Atlantic Current has been reported in the North Atlantic and Norwegian–Greenland Sea, associated with higher numbers of coccoliths (Baumann and Huber, 1999). Higher coccolith production has also been found in the northern Atlantic Ocean during interglacial phases (Huizhong and McCave, 1990; Manighetti and McCave, 1995; Thomas et al., 1995), when most coccolithophores, in the absence of sea-ice cover and depending on higher surface temperature, are more abundant. Calcareous nannofossil assemblages indicate that the IC was bathing the area (Fig. 4A) and high productivity was sustained, in fact, numerically, these two variables are highly correlated (Table 1). The high production of coccoliths could be related to the advection of warm saline water through the NAC and its branch the IC, which brings nutrients to the shallow photic layers, promoting high nutrient utilization, as it was observed in the Reykjanes Ridge region during hydrographic surveys (Stefánsson, 1968; Pelegri and Csanady, 1991; Holliday et al., 2006). The increase of the paleoproductivity should be related to the advection of the temperate IC waters but not directly with its temperature, according to the low correlation value between SST and PP proxy (Table 1). The presence of a vigorous IC is supported by the low abundance of the PW proxy and the high planktonic foraminifer-based Sea Surface Temperatures (SST) inferred by Hernández-Almeida et al., (2012b – Fig. 3). This author indicated the presence of a vigorous NAC during some spots of MIS 25, 21 and 19 which reached the Norwegian–Greenland Seas (NGS), keeping polar waters close to Greenland and in the Labrador Sea. The strong-northward advection of these waters is related to enhanced deep water formation in the NGS, as indicated by the high North Atlantic benthic $\delta^{13}\text{C}$ values (Ruddiman and McIntyre, 1979; McManus et al., 2002; Wright and Flower, 2002). The high values of K/Ti ratio also point out to a well-developed ISOW (Grützner and Higgins, 2010). The northward migration of the AF favoured coccolithophore bioproductivity and increased accumulation (Baumann and Huber, 1999; Marino et al., 2011), showed a similar situation as the present AMOC. Similar trends and relative abundances of coccoliths are also reported for MIS 19c at Site U1313 (Emanuele et al., 2013) which also argument that the increase of the coccoliths accumulation in this interval could be related to “the arrival at the site of warmer *North Atlantic transitional water* (NATW)”. During MIS 21, Marino et al., (2009), at Site 980/981 demonstrate that the persistent high

carbonate content (up to 70%) and temperature (up to 12–14 °C), no nannofossils reworking and not IRD input, also at Atlantic sites 607 and 1090 (Marino et al., 2008, 2009). Radiolarian accumulation increased during all interglacial stages of this interval (Fig. 3), indicating the northward position of the Arctic Front due to a stronger transport of the NAC (Hernández-Almeida et al., 2013). The radiolarian distribution in the global ocean shows a close affinity of radiolarian to food availability (Boltovskoy et al., 1996), asserting the fact that the increase of the PP is related to an increase of the IC by its content of nutrients, in fact Hernández-Almeida et al., (2013) demonstrate that in the same time-interval. Also, at some points 946, 902 and 849 ka, Hernández-Almeida et al., (2012a) demonstrate a strong interval of warm water advection according to the increase of radiolaria *G. inflata*, also at 815 ka (MIS 21a), from 860 to 845 ka and 946 ka (MIS 25d). During the late MIS 22 and early MIS 21, in the South Atlantic, Marino et al., (2009) found higher surface water temperature.

We suggest that the advection of warm and high salinity water in the region increases the nutrient input in the shallow layers and therefore high productivity is observed with coccolithophore assemblages. Maiorano et al. (2004) at Site 607 (at a southern position) found an increase of the warm-water species during interglacial MIS of this interval, which was related to the NAC and supports this hypothesis. Moreover, the high diatom recovery at ODP Sites 983 and 919 (Koç and Flower, 1998; Koç et al., 1999) and the foraminifera results from IODP Site U1314 by Hernández-Almeida et al., (2012a; b) and radiolarians (Hernández-Almeida et al., 2013) suggest that the polar water was further north on both sites due to a vigorous NAC.

7.5.2.- Low advection of the Irminger Current (LAIC)

LAIC conditions (Fig. 3 and 4B) have been recognized in our study at late MIS 30 (1047-1038.5 ka), the transition MIS 29/28 (1017.6-1011.7 ka), late MIS 28, most part of MIS 27 (from 995.5 to 984 ka and from 979.3 to 976.8 ka), late MIS 26 (964-960 ka), MIS 25b, two spots at MIS 25a (from 937 to 935.5 ka and from 934 to 931.7 ka), early MIS 23c (912-899 ka), early MIS 23a (892.5-891.7 ka), two events at MIS 22 (887.8-885.7 ka and from 877-870.8 ka), most part of MIS 21 (from 859-844 ka, 840-830 ka, 827.8-820.6 ka, 816-814 ka), late MIS 20d, MIS 20a, b, early MIS 19c (792-788.7 ka).

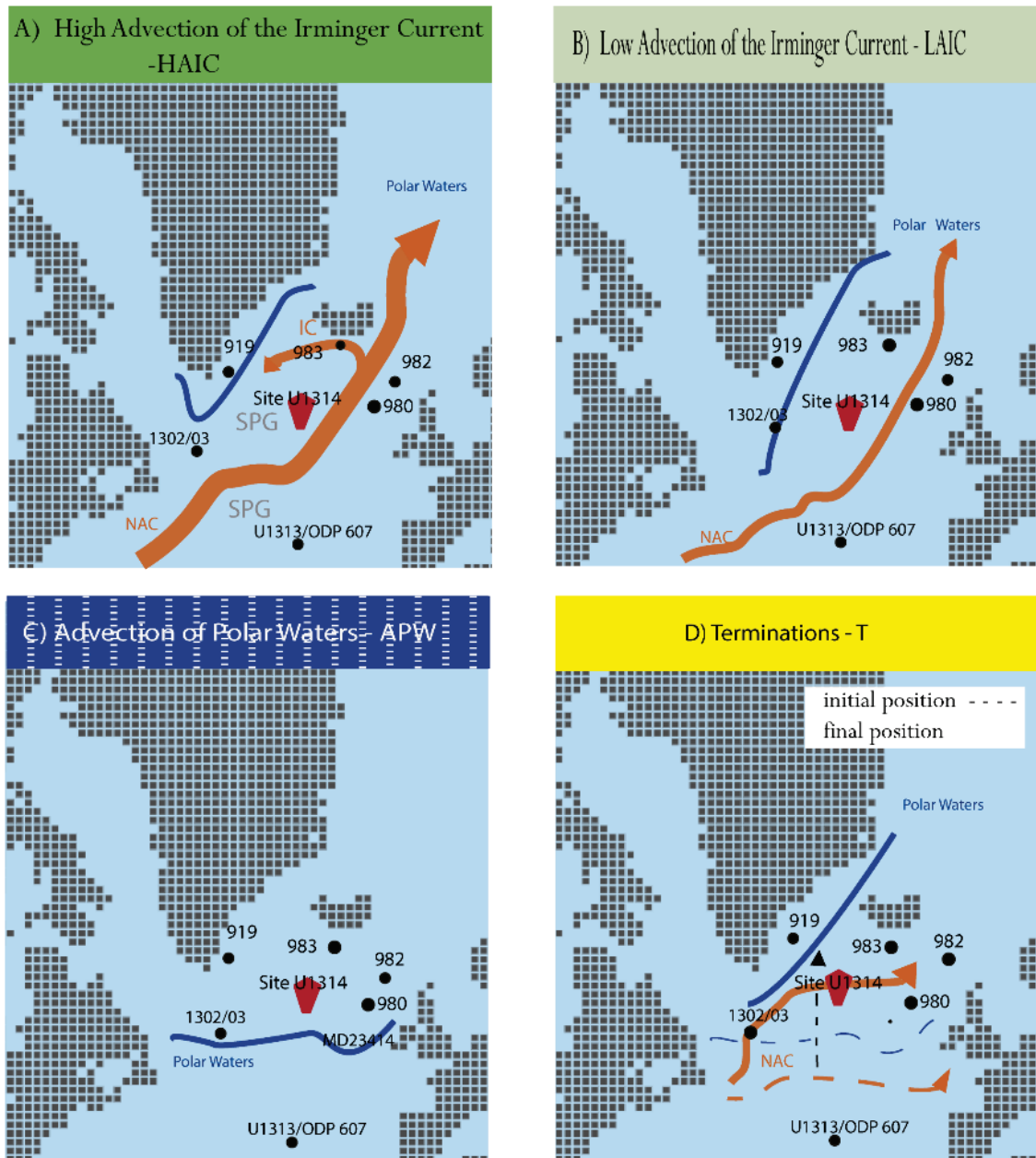


Figure 7.4A, B, C and D. Inferred subpolar gyre circulation mode for each phase documented in this study. Red arrow marks Site U1314 and black point marks other study sites referred in the text.

According to the decrease in the ICt and PP proxy during those intervals the IC still bathed the area but weakened with respect to the HAIC conditions. The slight increment in the PW proxy and summer sea surface temperature decrease may be associated with the increase in ice export through the East Greenland Current (EGC), reflected in the higher presence of IRD at Site U1314 (Fig. 3). Planktic foraminifera relative abundances of *N. pachyderma* (sin) and/or *T. quinqueloba* slightly increased at

Site U1314 (Hernández-Almeida et al., 2012a; b), suggesting that although the assemblage was predominantly transitional-subpolar the influence of polar water was greater than during HAIC. The decrease of the radiolarians accumulation also shows the decrease of the nutrient (Hernández-Almeida et al., 2013). At Site 980, there was also a small increase in *N. pachyderma* (sin) and *T. quinqueloba* relative abundances (Wright and Flower, 2002). Enhanced IRD in the sediments are related to the progressive southward migration of cold and low salinity polar waters into the SPG. Consequently, convection in the Labrador Sea may have been reduced during those periods, acting as a feedback which promoted further cooling and freshening of the SPG (Hakkinen and Rhines, 2004; Hátún et al., 2005; Born et al., 2009; 2010; Alonso-Garcia et al., 2017) and reduced the IC influx in the subpolar region, changing the characteristics of SPG water masses. Therefore, the lower input of warm saline IC reduced nutrient input in the Reykjanes Ridge region. The reduction of NAC and the deep-water formation is supported by the decrease in benthic $\delta^{13}\text{C}$ values (Wright and Flower, 2002; Alonso-Garcia et al., 2011b) accompanied by the decrease in K/Ti values ratios, which pointed out to a weaker ISOW (Grützner and Higgins, 2010) due the presence of cold and low salinity water in the western North Atlantic (Hátún et al., 2005; 2009).

Maioriano et al., (2004) also showed nannofossils assemblages associated with milder conditions at MIS 19c, related to the weakening of the NAC - as he defined - transitional waters, that in our study we define as NAC-IC- related waters.

Hernández-Almeida et al., (2012a), at 902 ka (MIS 23c) and 849 ka (early MIS 21e) documented a intermediate increase of the *G. inflata*, related to warm water advection over the site. During late MIS 24, Hernández-Almeida et al., (2013) also documented an increase of warm water advection.

During MIS 23, PP values are not as high at other interglacials which is coherent with (not high) SST based on planktic foraminifer assemblages. Despite the slightly higher ice volume of MIS 23 compared to other interglacials in the last million years, the surface conditions in the subpolar Atlantic were rather warm as indicated by the SST and planktic foraminifer species (Hernández-Almeida., 2012a; b) and a decrease of 10 % in the accumulation of the biogenic carbonate according Marino et al., (2009). Several studies demonstrated that the enhanced sea-ice transport through the EGC affects the SPG, where the presence of cold low salinity water reduces regional convection and deep-water formation in the Labrador Sea (Kandiano et al., 2016; 2017; Thibodeau et al., 2017),

promoting a reorganization of North Atlantic surface circulation (Hátún et al., 2005; 2009; Jennings et al., 2011, Sigman et al., 2004).

7.5.3.- Advection of Polar waters (APW)

APW conditions (Fig. 3 and 4C) happens particularly during the glacials, at early MIS 30 (1039-103.9 ka), MIS 28 (1011.7-1000.6 ka), MIS 26 (966-963.6 ka), mostly MIS 24, most of MIS 22 (from 887-878.5 ka and from 870.4-863.6 ka), late MIS 20a (795-792 ka) and some spells during interglacials like middle MIS 29 (1028-1018 ka), middle MIS 27 (983-979.7 ka), two spots at MIS 25 (938.5-933.8 ka), three spots at MIS 21 (from 828 to 827 ka, 814 and 808.7 ka) and at early MIS 19c (786.5 ka).

The abrupt decrease in PP and the ICt concomitant with the sharp increase in the PW proxies, specially *N. pachyderma* (sin) in all the subpolar North Atlantic sites, mark the onset of full glacial conditions (Fig. 4C). This planktic foraminifer species is anticorrelated with PP or ICt (Table 1) and indicates that Polar waters spread southwards. Unfavorable conditions for coccolithophore growth due to the severe cold temperatures during glacial periods are related to the expansion of polar waters in the subpolar region, shifting the penetration of water from the IC and moving all the surface circulation system to the south. Benthic $\delta^{13}\text{C}$ -depleted values typical of AABW are documented during these intervals (Wright and Flower, 2002; Raymo et al., 1997) and early at Site U1314 and southwards when NADW (via ISOW) production decreased or ceased as also showed by K/Ti ratios (Grützner and Higgins, 2010) (Fig. 3).

Schmicht et al., (2011) demonstrated that polar water prevents the growth of the small placoliths. Marino et al., (2011) also documented a northward penetration of the more corrosive southern origin deep waters during periods of low coccolithophore production during the Mid-Pleistocene at Site 980/981 (Fig. 4). The increased input of cold and fresh polar waters in the SPG is linked to the reduction of deep water production due to the weakening of the AMOC, as it has been suggested by Sevellec and Fedorov (2015) with ocean circulation models.

Our hypothesis is supported with what happened at site 980 because during MIS 24, the increase of the subarctic specie *C. pelagicus* spp *pelagicus* support a position of the Arctic Front south of the Feni Drift area, in agreement with the hypothesis of Wright and Flower (2002) and for Site U1314 according Hernández-Almeida et al. (2012a; b), which demonstrate a decrease of de biogenic carbonate of 2 % for MIS 28 and 26 and a decrease of 7.3 % for MIS 30. For site 980, Reworked nannofossil specimens have been found in

cold glacial phases MIS 22 and 18 and at the MIS 23/22 shift. Peaks of reworking are always coincident with IRD peaks while they do not mimic any species abundance pattern. The increase of the ice volume during MIS 22 created even more severe conditions, decreasing the thermohaline circulation (Muldeese and Statteger, 1997).

At 920 ka (late MIS 24) the sites 980 and 982 are affected by the polar water penetration (Venz et al., 1999; McClymont et al., 2008; Marino et al., 2008). Previous studies of Hernandez-Almeida et al., (2012a) for Site U1314 demonstrate that during MIS 22 and late MIS 21b (835-825 ka), the increase of *N. pachyderma* (sin) which reach 94 % due to the southwards migration of the polar waters and a decrease of the radiolarian and SST, reinforces this argument. Further south, Emanuele et al., (2015) suggested the existence of cold conditions at Site U1313 due to the southward migration of the subpolar front, in fact, as we exposed above, more southern of this site Marino et al., (2009) demonstrate a decrease of the of the percentage of biogenic carbonate. The presence of polar waters caused the displacement of the glacial ice sheets to be transported and to move to the southern by the EGC (Giraudeau et al., 2000; Cabedo-Sanz et al., 2016) which causes the freshening by the input of low salinity waters into the surface waters led to a positive buoyancy that prevented deep water formation and the northward advection of the NAC, (Falkowski and Raven, 2007; Sigman et al., 2004; Kandiano et al., 2017), reducing the SST and availability of nutrients that can be used by calcareous nannoplankton (Follows et al., 2001; Lohmann et al., 2009; Stein et al., 2009; Stolz and Baumann, 2010; Amore et al., 2012; Marino et al., 2014), which ultimately decreases the biogenic carbonate (Marino et al., 2011). This migration of polar waters towards the south, causes the retraction of the SPG just as it has been demonstrated during the Pleistocene for MIS 11 (Kandiano et al., 2017). Respect to foraminifers at Site U1314, the high relative abundance of *N. pachyderma* (sin) suggests that sea surface temperatures drops considerably (Hernández-Almeida et al., 2012a; b), demonstrating that cold -arctic water was below Iceland and Ice-rafting events increased, as well as at Site 980 (McManus et al., 1999). Also, the diatom records for Sites 983 and 919 and foraminifera for Site 983 suggested that sea ice perennially covered these areas during most of the glacial period (Koç and Flower, 1998; Koç et al., 1999; Kleiven et al., 2003) and, hence the polar waters were probably located southwards of these sites (Fig. 4C). Also, the abrupt decrease of the radiolarians also demonstrates that the warm waters (NAC) are southern of our site because of a reduction of the nutrients on the surface layer (Hernández-Almeida et al., 2013) that, in our study have been related to the reduction of the IC.

7.5.4.-Terminations (T)

Prior all terminations (T. XI, T. X, T. IX– Fig. 3 and Fig. 4D) and terminations between MIS 30/29, MIS 24/23 the IC was not over the site, according to near to zero PP and ICt. A rapid migration of the IC to the north happened in a few thousand years during Terminations, as indicated by the sharp increase in the ICt and PP, accompanied by a drop of the PW proxy. The assemblages underwent a strong change and this suggests an abrupt switch from APW conditions to HAIC or LAIC conditions, resuming the IC influx to the studied region. This is supported by the shift in PW proxy, namely in the relative abundance of *N. pachyderma* (sin), as well as in the abrupt changes in carbon isotopes and K/Ti ratio (Fig. 3). Hernández-Almeida et al., (2012a) demonstrate bad ventilation in these terminations according the low benthic $\delta^{13}\text{C}$, increase of IRD and a sharp increase of the SST (Fig. 3) and nannofossils assemblages from lower latitudes also show similar abrupt changes in terminations at site 980 (Marino et al., 2011).

7.6.- Conclusions

Coccolithophore records in combination with other paleoenvironmental proxies allow us to reconstruct primary productivity variations in the surface water. The comparison with proxies obtained from other subpolar North Atlantic sites revealed changes in different water masses and the lateral migrations of the Subpolar Gyre.

The combination of the coccolithophore records with other paleoenvironmental proxies led us to identify four modes of sea surface water circulation at site U1314 between 1.050.000 and 780 ka: HAIC (High Advection of the Irminger Current) conditions occurred at conditions occurred during most interglacial substages, at late MIS 19c (780-787 ka), late MIS 27 (975.5-971 ka), MIS 25d, 25c, early MIS 25a (942-939 ka), MIS 23b, late MIS 23a, early MIS 21d (844-841 ka), middle MIS 21b (830.6 – 828 ka), middle MIS 21a (822.5-817 ka), middle MIS 19c (786.6-780 ka). Also during some glacial substages such as early MIS 28 (971-966.6 ka), early MIS 24 (930-927.6 ka), early MIS 22 (891-887.8 ka), early MIS 20d (811.8-810 ka). In HAIC conditions calcareous nannofossils assemblages indicate that a vigorous Irminger Current was bathing the area. LAIC (Low Advection of the Irminger Current) have been recognized in our study at late MIS 30 (1047-1038.5 ka), the transition MIS 29/28 (1017.6-1011.7 ka), late MIS 28, most part of MIS 27 (from 995.5 to 984 ka and from 979.3 to 976.8 ka), late MIS 26 (964-960 ka), MIS 25b, two spots at MIS 25a (from 937 to 935.5 ka and from 934 to 931.7 ka), early MIS 23c (912-899 ka), early MIS 23a (892.5-891.7 ka), two events at MIS 22 (887.8-885.7 ka and from 877-870.8 ka), most part of MIS 21 (from 859-844 ka, 840-830

ka, 827.8-820.6 ka, 816-814 ka), late MIS 20d, MIS 20a, b, early MIS 19c (792-788.7 ka), in LAIC conditions the Irminger Current bathed the area but, weakened with respect to the HAIC conditions. APW (Advection of Polar Waters) conditions happens particularly during the glacials at early MIS 30 (1039-103.9 ka), MIS 28 (1011.7-1000.6 ka), MIS 26 (966-963.6 ka), mostly MIS 24, most of MIS 22 (from 887-878.5 ka and from 870.4-863.6 ka), late MIS 20a (795-792 ka) and some spells during interglacials like middle MIS 29 (1028-1018 ka), middle MIS 27 (983-979.7 ka), two spots at MIS 25 (938.5-933.8 ka), three spots at MIS 21 (from 828 to 827 ka, 814 and 808.7 ka) and at early MIS 19c (786.5 ka). During all the T (Terminations), T. XI, T. X, T. IX and terminations between MIS 30/29, MIS 24/23 the Irminger Current was not over the site, but a rapid migration of the Irminger Current is inferred. Related to glacial – interglacial and suborbital timescales, total coccolithophore absolute abundance increases during interglacials and interstadials substages but abruptly drops during the colder glacial and stadial phases, indicating changes in productivity. Coccolithophore interglacial assemblages indicate low productivity during middle MIS 29, middle MIS 27, late MIS 25a, middle MIS 21a and early MIS 19c, these intervals of lower productivity are associated to a reduced influence of the Irminger Current over the study area. Abrupt changes in productivity are related to ice-rafting events and the subsequent interstadials substages and indicates the presence of cold and low salinity water in the region, whereas during the interstadials substages productivity rises rapidly due to the Irminger Current presence. However, MIS 23 is the only interglacial that doesn't show any reduction of productivity, which indicates not reduction of the IC.

Appendix A – Taxonomic Appendix

The list below includes the taxa of calcareous nannoplankton in alphabetical order identified and counted in this study. Some taxa were lumped together as described in the text.

Calcidiscus leptoporus (Murray and Blackman, 1898) Loeblich and Tappan, 1978

Calciosolenia murrayi Gran, 1912

Coccolithus pelagicus (Wallich, 1871) Schiller, 1930

Coccolithus pelagicus (Wallich, 1877) Schiller 1930 *ssp. Pelagicus*

Coccolithus pelagicus ssp. braarudii (Gaarder 1962) Geisen et al., 2002

Coccolithus pelagicus ssp. azorinus (Parente and Cachão, 2005)

Gephyrocapsa spp. Kamptner, 1943

Gephyrocapsa ericsonii McIntyre and Bé, 1967

Gephyrocapsa aperta Kamptner, 1963

Gephyrocapsa oceanica Kamptner, 1943

Gephyrocapsa muelleriae Bréhéret, 1978

Gephyrocapsa omega Burky, 1973

Helicosphaera spp. Kamptner, 1954

Helicosphaera carteri (Wallich, 1877) Kamptner, 1954 var. *carteri*

Helicosphaera carteri var. *hyalina* (Gaarder, 1970) Jordan and Young, 1990

Helicosphaera carteri var. *wallichii* (Lohmann, 1902) Theodoridis, 1984

Helicosphaera inversa (Gartner, 1980) Theodoridis, 1984

Pontosphaera multipora Lohmann, 1902

Pseudoemiliana lacunosa (Kamptner, 1963) Gartner, 1969

Rhabdosphaera clavigera Murray and Blackman, 1898 var. *clavigera*

Reticulofenestra spp. Hay et al., 1966

Reticulofenestra minuta Roth, 1970

Reticulofenestra minutula (Gartner, 1967) Haq & Berggren, 1978

Reticulofenestra asanoi Sato and Takayama, 1992

Syracosphaera pulchra Lohmann, 1902

Umbilicosphaera sibogae (Weber-van Bosse, 1901) Gaarder, 1970 var. *sibogae*

References

- Alonso-Garcia, M., Kleiven, H., McManus, J.F., Moffa-Sanchez, P., Broecker, W.S., Flower, B.P., 2017. Freshening of the Labrador Sea as a trigger for Little Ice Age development. *Clim. Past* 13, 317–331. doi:10.5194/cp-13-317-2017
- Alonso-Garcia, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., 2011a. Arctic front shifts in the subpolar North Atlantic during the Mid-Pleistocene (800–400ka) and their implications for ocean circulation. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 311, 268–280. doi:10.1016/j.palaeo.2011.09.004
- Alonso-Garcia, M., Sierro, F.J., Kucera, M., Flores, J.A., Cacho, I., Andersen, N., 2011b. Ocean circulation, ice sheet growth and interhemispheric coupling of millennial climate variability during the mid-Pleistocene (ca 800–400ka). *Quat. Sci. Rev.* 30, 3234–3247. doi:10.1016/j.quascirev.2011.08.005
- Amore, F.O., Flores, J.A., Voelker, A.H.L., Lebreiro, S.M., Palumbo, E., Sierro, F.J., 2012. A Middle Pleistocene Northeast Atlantic coccolithophore record: Paleoclimatology and paleoproductivity aspects. *Mar. Micropaleontol.* 90–91, 44–59. doi:10.1016/j.marmicro.2012.03.006
- Andersen, C., Koç, N., Moros, M., 2004. A highly unstable Holocene climate in the subpolar North Atlantic: Evidence from diatoms. *Quat. Sci. Rev.* 23, 2155–2166. doi:10.1016/j.quascirev.2004.08.004
- Andrews, J.T., Giraudeau, J., 2003. Multi-proxy records showing significant Holocene environmental variability: The inner N. Iceland shelf. *Quat. Sci. Rev.* 22, 175–193. doi:10.1016/S0277-3791(02)00035-5
- Balestra, B., Ziveri, P., Baumann, K.H., Troelstra, S., Monechi, S., 2010. Surface water dynamics in the Reykjanes Ridge area during the Holocene as revealed by coccolith assemblages. *Mar. Micropaleontol.* 76, 1–10. doi:10.1016/j.marmicro.2010.03.002
- Baumann, K.-H. & Freitag, T. 2004. Pleistocene fluctuations in the northern Benguela Current system as revealed by coccolith assemblages. *Marine Micropaleontology* 52, 195–215.
- Baumann, K.-H. and Huber, R., 1999. Sea-surface gradients between the North Atlantic and the Norwegian Sea during the last 3.1 m.y.: comparison of Sites 982 and 985. In: M.E. Raymo, E. Jansen, P. Blum and T.D. Herbert (Editors), *Proc. ODP, Sci. Results*, 162. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 179–190.
- Baumann, K.H., Andruleit, H., Samtleben, C., 2000. Coccolithophores in the Nordic Seas: Comparison of living communities with surface sediment assemblages. *Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 47, 1743–1772. doi:10.1016/S0967-0645(00)00005-9
- Berger, W.H., Jansen, E., 1994. Mid-Pleistocene climate shift - The Nansen connection. *Polar Ocean. Their Role Shap. Glob. Environ.* 85, 295–311. doi:10.1029/GM085p0295

- Billups, K., Lindley, C., Fislér, J., Martin, P., 2006. Mid Pleistocene climate instability in the subtropical northwestern Atlantic. *Glob. Planet. Change* 54, 251–262. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.06.025
- Boeckel, B., Baumann, K.-H., 2008. Vertical and lateral variations in coccolithophore community structure across the subtropical frontal zone in the South Atlantic Ocean. *Mar. Micropaleontol.* 67, 255–273. doi:10.1016/j.marmicro.2008.01.014
- Bohrmann, G., Stein, R., 1989. Biogenic silica at ODP Site 647 in the southern Labrador Sea: occurrence, diagenesis, and paleoceanographic implications. *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results*, 105, 155–170. doi:10.2973/odp.proc.sr.105.121.1989
- Boltovskoy, D., Uliana, E. and Wefer, G., 1996. Seasonal variation in the flux of microplankton and radiolarian assemblage compositions in the Northeastern tropical Atlantic at 2,195 m. *Limnology and Oceanography*, 41(4): 615-635.
- Bond, G. et al., 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period. *Nature*, 360: 245-249.
- Born, A., Levermann, A., Mignot, J., 2009. Sensitivity of the Atlantic Ocean circulation to a hydraulic overflow parameterisation in a coarse resolution model: Response of the subpolar gyre. *Ocean Model.* 27, 130–142. doi:10.1016/j.ocemod.2008.11.006
- Born, A., Nisancioglu, K.H., Braconnot, P., 2010. Sea ice induced changes in ocean circulation during the Eemian. *Clim. Dyn.* 35, 1361–1371. doi:10.1007/s00382-009-0709-2
- Cabedo-Sanz, P., Belt, S.T., Jennings, A.E., Andrews, J.T., Geirsdóttir, Á., 2016. Variability in drift ice export from the Arctic Ocean to the North Icelandic Shelf over the last 8000 years: A multi-proxy evaluation. *Quat. Sci. Rev.* 146, 99–115. doi:10.1016/j.quascirev.2016.06.012
- Channell, J.E.T., Kanamatsu, T., Sato, T., Stein, R., Alvarez Zarikian, C.A., Malone, M.J., and the Expedition 303/306 Scientists, 2006. *Proc. IODP, 303/306: College Station TX (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.)*. doi:10.2204/iodp.proc.303306.2006
- Clark, P.U., Archer, D., Pollard, D., Blum, J.D., Rial, J.A., Brovkin, V., Mix, A.C., Pisias, N.G., Roy, M., 2006. The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO₂. *Quat. Sci. Rev.* 25, 3150–3184. doi:10.1016/j.quascirev.2006.07.008
- Colmenero-Hidalgo, E., Flores, J.A., Sierro, J., Barcena, M.A., Lowemark, L., Schonfeld, J., Grimalt, J.O., 2004. Ocean-surface water response to short-term climate changes revealed by coccolithophores from the Gulf of Cadiz (NE Atlantic) and Alboran Sea (W Mediterranean). *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* 205: 317–336.
- Curry, W.B., Oppo, D.W., 2005. Glacial water mass geometry and the distribution of $\delta^{13}\text{C}$ of Sigma CO₂ in the western Atlantic Ocean. *Paleoceanography* 20, 1-12. doi:10.1126/science.204.4389.173

- Emanuele, D., Ferretti, P., Palumbo, E., Amore, F.O., 2015. Sea-surface dynamics and palaeoenvironmental changes in the North Atlantic Ocean (IODP Site U1313) during Marine Isotope Stage 19 inferred from coccolithophore assemblages. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 430, 104–117. doi:10.1016/j.palaeo.2015.04.014
- Falkowski, P.G and Raven, J.A. 2007. *Aquatic Photosynthesis*. Second Edition. 488 pp. ISBN: 9780691115511
- Fatela, F., Taborda, R., 2002. Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages. *Mar. Micropaleontol.* 45, 169–174. doi:10.1016/S0377-8398(02)00021-X
- Findlay, C.S., Giraudeau, J., 2002. Movement of oceanic fronts south of Australia during the last 10 ka: Interpretation of calcareous nannoplankton in surface sediments from the Southern Ocean. *Mar. Micropaleontol.* 46, 431–444. doi:10.1016/S0377-8398(02)00084-1
- Flores, J.A., Bárcena, M.A., Sierro, F.J., 2000. Ocean-surface and wind dynamics in the Atlantic Ocean off Northwest Africa during the last 140 000 years. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 161, 459–478. doi:10.1016/S0031-0182(00)00099-7
- Flores, J.A., Gersonde, R., Sierro, F.J., 1999. Pleistocene fluctuations in the Agulhas Current Retroflexion based on the calcareous plankton record. *Mar. Micropaleontol.* 37, 1–22. doi:10.1016/S0377-8398(99)00012-2
- Flores, J.A., Marino, M., 2002. Pleistocene calcareous nannofossil stratigraphy for ODP Leg 177 (Atlantic sector of the Southern Ocean). *Mar. Micropaleontol.* 45, 191–224. doi:10.1016/S0377-8398(02)00030-0
- Flores, José-Abel; Sierro, F.-J., 1997. Revised technique for calculation of calcareous nannofossil accumulation rates. *Micropaleontology* 43, 321–324. doi: 10.2307/1485832
- Follows, M., Dutkiewicz, S., 2001. Meteorological modulation of the North Atlantic spring bloom. *Deep. Res. II* 49, 321–344. doi: 10.1016/S0967-0645(01)00105-9
- Fratantoni, D.M., 2001. North Atlantic surface circulation during the 1990's observed with satellite-tracked drifters. *J. Geophysical Res.* 106, 22067–22093. doi: 10.1007/s00382-009-0709-2
- Furevik, T., and J. E. Ø. Nilsen, 2005: Large-Scale atmospheric circulation variability and its Impacts on the Nordic Seas Ocean Climate - a Review. *The Nordic Seas: An Integrated Perspective*. AGU Geophy Monog. Series., 158,105-136 doi: 10.1029/158GM09
- Giraudeau, J. 1992. Distribution of Recent nannofossils beneath the Benguela system: Southwest African continental margin. *Marine Geology* 108: 219-237. doi: 10.1016/j.quascirev.2004.08.011
- Giraudeau, J., Cremer, M., Manthé, S., Labeyrie, L., Bond, G., 2000. Coccolith evidence for instabilities in surface circulation south of Iceland during Holocene times. *Earth Planet. Sci. Lett.* 179, 257–268. doi:10.1016/S0012-821X(00)00113-8

- Girone, A., Maiorano, P., Marino, M., Kucera, M., 2013. Calcareous plankton response to orbital and millennial-scale climate changes across the Middle Pleistocene in the western Mediterranean. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 392, 105–116. doi:10.1016/j.palaeo.2013.09.005
- Grutzner, J., Higgins, S.M., 2010. Threshold behavior of millennial scale variability in deep water hydrography inferred from a 1.1 Ma long record of sediment provenance at the southern Gardar Drift. *Paleoceanography* 25, 1–17. doi:10.1029/2009PA001873
- Häkkinen, S., Rhines, P.B., 2004. Decline of subpolar North Atlantic circulation during the 1990s. *Science* 304, 555–559. doi:10.1126/science.1094917
- Häkkinen, S., Rhines, P.B., Worthen, D.L., 2011. Warm and saline events embedded in the meridional circulation of the northern North Atlantic. *J. Geophys. Res. Ocean.* 116, 1–13. doi:10.1029/2010JC006275
- Hátún, H., Payne, M.R., Jacobsen, J.A., 2009. The North Atlantic subpolar gyre regulates the spawning distribution of blue whiting (*Micromesistius poutassou*). *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 66, 759–770. doi:10.1139/F09-037
- Hátún, H., Sandø, A.B., Drange, H., Hansen, B., Valdimarsson, H., 2005. Influence of the Atlantic subpolar gyre on the thermohaline circulation. *Science* 309, 1841–1844. doi:10.1126/science.1114777
- Heinrich, H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, 29(2): 142-152.
- Hernández-Almeida, I., Sierro, F.J., Cacho, I., Flores, J.A., 2012b. Impact of suborbital climate changes in the North Atlantic on ice sheet dynamics at the Mid-Pleistocene Transition. *Paleoceanography* 27, n/a-n/a. doi:10.1029/2011PA002209
- Hernández-Almeida, I., Sierro, F.J., Flores, J.A., Cacho, I., Filippelli, G.M., 2012a. Palaeoceanographic changes in the North Atlantic during the Mid-Pleistocene Transition (MIS 31-19) as inferred from planktonic foraminiferal and calcium carbonate records. *Boreas* 42, 140–159. doi:10.1111/j.1502-3885.2012.00283.x
- Hernández-Almeida, I., Sierro, F.J., Flores, J.A., Cacho, I., Filippelli, G.M., 2013. Palaeoceanographic changes in the North Atlantic during the Mid-Pleistocene Transition (MIS 31-19) as inferred from planktonic foraminiferal and calcium carbonate records. *Boreas* 42, 140–159. doi:10.1111/j.1502-3885.2012.00283.x
- Holliday, N. P., Hughes, S. L., Bacon, S., Beszczynska-Moller, A., Hansen, B. and co-authors. 2008. Reversal of the 1960s to 1990s freshening trend in the northeast North Atlantic and Nordic Seas. *Geophys. Res. Lett.* 35, L03614, doi:10.1029/2007GL032675.
- Hopkins, M.A., Hibler, W.D., Flato, G.M., 1991. On the numerical simulation of the sea ice ridging process. *J. Geophys. Res.* 96, 4809. doi:10.1029/90JC02375

- Huizhong, W. and McCave, I.N., 1990. Distinguishing climatic and current effects in mid-Pleistocene sediments of Hatton and Gardar Drifts, NE Atlantic. *Journal of the Geological Society*, 147(2): 373-383.
- Imbrie, J., Berger, A., Boyle, E.A., Clemens, S.C., Duffy, A., Howard, W.R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Molfino, B., Morley, J.J., Peterson, L.C., Pisias, N.G., Prell, W.L., Raymo, M.E., Shackleton, N.J., Toggweiler, J.R., 1993. On the structure and origin of major glaciation cycles 2. The 100,000-year cycle. *Paleoceanography* 8, 699–735. doi:10.1029/93PA02751
- Jennings, A., Andrews, J., Wilson, L., 2011. Holocene environmental evolution of the SE Greenland Shelf North and South of the Denmark Strait: Irminger and East Greenland current interactions. *Quat. Sci. Rev.* 30, 980–998. doi:10.1016/j.quascirev.2011.01.016
- Kandiano, E.S., van der Meer, M.T.J., Bauch, H.A., Helmke, J., Damst, J.S.S., Schouten, S., 2016. A cold and fresh ocean surface in the Nordic Seas during MIS 11: Significance for the future ocean. *Geophys. Res. Lett.* 43, 10,929-10,937. doi:10.1002/2016GL070294
- Kandiano, E.S., van der Meer, M.T.J., Schouten, S., Fahl, K., Sinninghe Damsté, J.S., Bauch, H.A., 2017. Response of the North Atlantic surface and intermediate ocean structure to climate warming of MIS 11. *Sci. Rep.* 7, 46192. doi:10.1038/srep46192
- Kleiven, H.F., Jansen, E., Curry, W.B., Hodell, D.A., Venz, K., 2003. Atlantic Ocean thermohaline circulation changes on orbital to suborbital timescales during the mid-Pleistocene. *Paleoceanography* 18, 1–13. doi:10.1029/2001PA000629
- Koç, N. and Schrader, H., 1990. Surface Sediment Diatom Distribution and Holocene
- Koç, N., Flower, B.P., 1998. High-resolution Pleistocene diatom biostratigraphy and paleoceanography of Site 919 from the Irminger Basin. *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results*, 152 152, 209–219. doi:10.2973/odp.proc.sr.152.218.1998
- Koc, N., Hodell, D. a, Kleiven, H., Labeyrie, L., 1999. High-resolution Pleistocene diatom biostratigraphy of Site 983 and correlations with isotope stratigraphy. *Proc. Ocean Drill. Progr. Sci. Results* 162, 51–62. doi:10.2973/odp.proc.sr.152.218.1998
- Koç, N., Jansen, E. and Haflidason, H., 1993. Paleoceanographic reconstructions of surface ocean conditions in the Greenland, Iceland and Norwegian seas through the last 14 ka based on diatoms. *Quaternary Science Reviews*, 12(2): 115-140.
- Kohfeld, K.E., Chase, Z., 2011. Controls on deglacial changes in biogenic fluxes in the North Pacific Ocean. *Quat. Sci. Rev.* 30, 3350–3363. doi:10.1016/j.quascirev.2011.08.007
- Krauss, W., 1995. Currents and mixing in the Irminger Sea and in the Iceland Basin. *J. Geophys. Res.* 100, 10851. doi:10.1029/95JC00423

- Kucera, M., Weinelt, M., Kiefer, T., Pflaumann, U., Hayes, A., Weinelt, M., Chen, M. Te, Mix, A.C., Barrows, T.T., Cortijo, E., Duprat, J., Juggins, S., Waelbroeck, C., 2005. Reconstruction of sea-surface temperatures from assemblages of planktonic foraminifera: Multi-technique approach based on geographically constrained calibration data sets and its application to glacial Atlantic and Pacific Oceans. *Quat. Sci. Rev.* 24, 951–998. doi:10.1016/j.quascirev.2004.07.014
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography* 20, 1–17. doi:10.1029/2004PA001071
- Lohmann, K., Drange, H., Bentsen, M., 2009. A possible mechanism for the strong weakening of the North Atlantic subpolar gyre in the mid-1990s. *Geophys. Res. Lett.* 36, 2–6. doi:10.1029/2009GL039166
- Maiorano, P. & Marino, M. 2004. Calcareous Nannofossil Bioevents and Environmental Control on Temporal and Spatial Patterns at the Early-Middle Pleistocene. *Marine Micropaleontology* 53(3–4): 405–22.
- Maiorano, P., Marino, M., 2004. Calcareous nannofossil bioevents and environmental control on temporal and spatial patterns at the early-middle Pleistocene. *Mar. Micropaleontol.* 53, 405–422. doi:10.1016/j.marmicro.2004.08.003
- Maiorano, P., Marino, M., Balestra, B., Flores, J.A., Hodell, D.A., Rodrigues, T., 2015. Coccolithophore variability from the Shackleton Site (IODP Site U1385) through MIS 16-10. *Glob. Planet. Change* 133, 35–48. doi:10.1016/j.gloplacha.2015.07.009
- Malmberg, S.A. and Magnússon, G. 1982. Sea Surface Temperature and Salinity in South Icelandic Waters in the period 1868-1965. *Rit Fiskideildar* 6(3): 1-31.
- Manighetti, B., McCave, I.N., Maslin, M., Shackleton, N.J., 1995. Chronology for climate change: Developing age models for the biogeochemical ocean flux study cores. *Paleoceanography* 10, 513–525. doi:10.1029/94PA03062
- Marino, M., Maiorano, P., Flower, B.P., 2011. Calcareous nannofossil changes during the Mid-Pleistocene Revolution: Paleoecologic and paleoceanographic evidence from North Atlantic Site 980/981. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 306, 58–69. doi:10.1016/j.palaeo.2011.03.028
- Marino, M., Maiorano, P., Lirer, F., 2008. Changes in calcareous nannofossil assemblages during the Mid-Pleistocene Revolution. *Mar. Micropaleontol.* 69, 70–90. doi:10.1016/j.marmicro.2007.11.010
- Marino, M., Maiorano, P., Lirer, F., Pelosi, N., 2009. Response of calcareous nannofossil assemblages to paleoenvironmental changes through the mid-Pleistocene revolution at Site 1090 (Southern Ocean). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 280, 333–349. doi:10.1016/j.palaeo.2009.06.019
- Marino, M., Maiorano, P., Tarantino, F., Voelker, A., Capotondi, L., Girone, A., Lirer, F., Flores, J.A., Naafs, B.D.A., 2014. Coccolithophores as proxy of seawater changes at orbital-to-millennial

- scale during middle Pleistocene Marine Isotope Stages 14-9 in North Atlantic core MD01-2446. *Paleoceanography* 29, 518–532. doi:10.1002/2013PA002574
- Martrat, B., Grimalt, J. O., Shackleton, N. J., de Abreu, L., Hutterli, M. A., Stocker T. F., 2007. Four Climate Cycles of Recurring Deep and Surface Water Destabilizations on the Iberian Margin, *Science*, 317(5837), 502-507.
- McClymont, E.L., Rosell-Melé, A., Haug, G.H., Lloyd, J.M., 2008. Expansion of subarctic water masses in the North Atlantic and Pacific oceans and implications for mid-Pleistocene ice sheet growth. *Paleoceanography* 23, 1–12. doi:10.1029/2008PA001622
- McIntyre, A., Bé, A.W.H., 1967. Modern coccolithophoridae of the atlantic ocean—I. Placoliths and cyrtoliths. *Deep Sea Res. Oceanogr. Abstr.* 14, 561–597. doi:10.1016/0011-7471(67)90065-4
- McManus, J.F., 1999. A 0.5-Million-Year Record of Millennial-Scale Climate Variability in the North Atlantic. *Science*. 283, 971–975. doi:10.1126/science.283.5404.971
- McManus, J.F., Oppo, D.W., Keigwin, L.D., Cullen, J.L., Bond, G.C., 2002. Thermohaline Circulation and Prolonged Interglacial Warmth in the North Atlantic. *Quaternary Research* 58, 17-21.
- Mudelsee, M., Stattgeger, K., 1997. Exploring the structure of the mid-Pleistocene revolution with advanced methods of time-series analysis. *Geologische Rundschau* 86, 499-511. *Paleoceanography*, 5(4): 557–580. Paleotemperature Variations in the Greenland, Iceland and Norwegian Sea.
- Palumbo, E., Flores, J.A., Perugia, C., Petrillo, Z., Voelker, A.H.L., Amore, F.O., 2013. Millennial scale coccolithophore paleoproductivity and surface water changes between 445 and 360ka (Marine Isotope Stages 12/11) in the Northeast Atlantic. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 383–384, 27–41. doi:10.1016/j.palaeo.2013.04.024
- Pelegri, J.L., Csanady, G.T., 1991. Nutrient Transport and Mixing in the Gulf Stream. *J. Geophys. Res.* 96, 2577–2583. doi: 10.1029/90JC02535
- Raffi I, Backman J, Fornaciari E, Pälike H, Rio D, Lourens L, 2006. A review of calcareous nannofossil astrobiochronology encompassing the past 25 million years. *Quat Sci Rev.* 25(23–24):3113–37.
- Raffi I, Backman J, Pälike H. 2005 Changes in calcareous nannofossil assemblages across the Paleocene/Eocene transition from the paleo-equatorial Pacific Ocean. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol.* 226(1–2):93–126.
- Raffi, I., 2002. Revision of the early-middle pleistocene calcareous nannofossil biochronology (1.75-0.85 Ma). *Mar. Micropaleontol.* 45, 25–55. doi:10.1016/S0377-8398(01)00044-5
- Raffi, I., Backman, J., Rio, D., Shackleton, N.J., 1993. Plio-Pleistocene Nannofossil Biostratigraphy and Calibration to Oxygen Isotope Stratigraphies from Deep Sea Drilling Project Site 607 and Ocean Drilling Program Site 677. *Paleoceanography* 8, 387–408. doi:10.1029/93PA00755

- Raymo, M.E., Oppo, D.W., Curry, W.B., 1997. The mid-Pleistocene climate transition: A deep sea carbon isotopic perspective. *Paleoceanography* 12, 546-559. doi: 10.1029/97PA01019
- Reale, V., Monechi, S., 2005. Distribution of the calcareous nannofossil *Reticulofenestra asanoi* within the Early-Middle Pleistocene transition in the Mediterranean Sea and Atlantic Ocean: correlation with magneto- and oxygen isotope stratigraphy. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 247, 117–130. doi:10.1144/GSL.SP.2005.247.01.06
- Roth, P.H., Thierstein, H., 1972. Calcareous nannoplankton: Leg 14 of the Deep-Sea Drilling Project. In: Hayes, D.E., Pimm, A.C. et al., (eds.). *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*, 14, 421-485.
- Ruddiman, W.F., McIntyre, A., 1979. Warmth of the subpolar North Atlantic Ocean during northern hemisphere ice-sheet growth. *Science* 204, 173-175.
- Ruddiman, W.F., McIntyre, A., Niebler-Hunt, V. and Durazzi, J.T., 1980. Oceanic evidence for the mechanism of rapid northern hemisphere glaciation. *Quaternary Research*, 13(1):33-64.
- Samtleben, C., Schäfer, P., Andruleit, H., Baumann, A., Baumann, K.H., Kohly, A., Matthiessen, J., Schröder-Ritzrau, A., 1995. Plankton in the Norwegian-Greenland Sea: from living communities to sediment assemblages -an actualistic approach. *Geol. Rundschau* 84, 108–136. doi:10.1007/BF00192245
- Sarafanov, A., 2009. On the effect of the North Atlantic oscillation on temperature and salinity of the subpolar North Atlantic intermediate and deep waters. *ICES J. Mar. Sci.* 66, 1448–1454. doi:10.1093/icesjms/fsp094
- Schmidt, G.A., J.H. Jungclaus, C.M. Ammann, E. Bard, P. Braconnot, T.J. Crowley, G. Delaygue, F. Joos, N.A. Krivova, R. Muscheler, B.L. Otto-Bliesner, J. Pongratz, D.T. Shindell, S.K. Solanki, F. Steinhilber, and L.E.A. Vieira, 2011: Climate forcing reconstructions for use in PMIP simulations of the last millennium (v1.0). *Geosci. Model Dev.*, 4, 33-45, doi:10.5194/gmd-4-33-2011.
- Sévellec, F., Fedorov, A. V., 2015. Optimal excitation of AMOC decadal variability: Links to the subpolar ocean. *Prog. Oceanogr.* 132, 287–304. doi:10.1016/j.pocean.2014.02.006
- Shackleton, N.J., Imbrie, J. and Hall, M.A., 1983. Oxygen and carbon isotope record of East Pacific core V19-30: implications for the formation of deep water in the late Pleistocene North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 65(2): 233-244.
- Sigman, D.M., Jaccard, S.L., Haug, G.H., 2004. Polar ocean stratification in a cold climate. *Nature* 428, 59–63. doi:10.1038/nature02378.1.
- Stefánsson, U. 1968. Dissolved nutrients, oxygen and water masses in the northern Irminger Sea. *Deep-Sea Research*. 15. 541-575.

- Stein, R., Hefter, J., Grützner, J., Voelker, A., David A Naafs, B., 2009. Variability of surface water characteristics and heinrich-iike events in the pleistocene midlatitude North Atlantic Ocean: biomarker and XRD records from iodp site U1313 (MIS 16-9). *Paleoceanography* 24, 1–13. doi:10.1029/2008PA001639
- Stolz, K., Baumann, K.H., 2010. Changes in palaeoceanography and palaeoecology during Marine Isotope Stage (MIS) 5 in the eastern North Atlantic (ODP Site 980) deduced from calcareous nannoplankton observations. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 292, 295–305. doi:10.1016/j.palaeo.2010.04.002
- Thibodeau, B., Bauch, H.A., Pedersen, T.F., 2017. Stratification-induced variations in nutrient utilization in the Polar North Atlantic during past interglacials. *Earth Planet. Sci. Lett.* 457, 127–135. doi:10.1016/j.epsl.2016.09.060
- Thierstein HR y Young JR (eds). 2004. *Coccolithophores: from molecular processes to global impact*. Springer Berlin Heidelberg, 403-428.
- Thomas, E., Booth, L., Maslin, M. and Shackleton, N.J., 1995. Northeastern Atlantic Benthic Foraminifera During the Last 45,000 Years: Changes in Productivity Seen from the Bottom Up. *Paleoceanography*, 10(3): 545-562.
- Venz, K.A., Hodell, D.A., Stanton, C., Warnke, D.A., 1999. A 1.0 Myr record of Glacial North Atlantic Intermediate Water variability from ODP site 982 in the northeast Atlantic. *Paleoceanography* 14, 42-52.
- Winter, A., Jordan, R.W and Roth, P.H. (1994), *Biogeography of living Coccolithophores in ocean waters*, in *Coccolithophores*, edited by A. Winter, and W.G. Siesser, pp. 161-178, Cambridge University Press, London.
- Wright, A.K., Flower, B.P., 2002. Surface and deep ocean circulation in the subpolar North Atlantic during the mid-Pleistocene revolution. *Paleoceanography* 17, 1068. doi:10.1029/2002PA000782

Conclusiones Conclusions



8.1. CONCLUSIONES

- 8.1.1.- Cronología de las masas de agua superficiales
- 8.1.2.- Variabilidad climática en latitudes medias y altas del hemisferio norte.
- 8.1.3.- Variabilidad temporal de la tasa de acumulación de nanofósiles calcáreos a lo largo del intervalo de estudio.

8.1. CONCLUSIONS

- 8.1.1.- Surface Water masses chronology
- 8.1.2.- Climate variability of the mid- and high-latitudes of the Northern Hemisphere
- 8.1.3.- Time-variability of the nannofossils accumulation rate across the studied interval

8.1. CONCLUSIONES

8.1.1.- Cronología de las masas de agua superficiales

El estudio de las asociaciones de cocolitóforos en el testigo U1314 situado en el Atlántico Norte nos permite reconstruir la variabilidad climática y las condiciones superficiales del mar durante los períodos glaciales a escalas suborbitales y orbitales entre 1,050 y 400 mil años (400,000 a 1,050,000 años). La corriente de Irminger en su trayectoria hacia el norte podría haber controlado la productividad primaria en el Atlántico norte subpolar. Las variaciones en la circulación superficial están relacionadas con cambios en la corriente de Irminger y su relación con diferentes componentes del sistema climático.

Los registros de cocolitofóridos, en combinación con otros proxies paleoambientales nos permiten reconstruir las variaciones de productividad primaria en el agua superficial. La comparación con proxies obtenidos de otros sitios del Atlántico Norte subpolar reveló cambios en las diferentes masas de agua y las migraciones laterales del Giro Subpolar.

La combinación de los cambios inferidos nos permitió identificar cuatro modos de circulación del agua superficial en el mar para el testigo U1314 entre 1,050 y 400 mil años:

- Las condiciones HAIC (*Alta advección de la corriente de Irminger*) se dan a finales del MIS 27 (975.5-971 mil años), MIS 25d, 25c, MIS 25a temprano (942-939 mil años), MIS 23b, MIS 23a tardío, MIS 21d temprano (844-841 mil años), MIS 21b intermedio – (828 mil años), MIS 21a medio (822.5 - 817 mil años), MIS 19c intermedio (786.6 - 773 mil años), MIS 19b, MIS 17e, 17c (710 - 702 mil años) y MIS 17b tardío (688 mil años), MIS 15a medio y tardío (581-569 mil años), la mayor parte de MIS 13c, finales 13b, principio del MIS 13b (506-502 mil años) y final MIS 13a (484-475.7 mil años) y algunos puntos en MIS 11c (415.7, 409 y 399 mil años). También durante estadiales en el MIS 14d temprano y medio (565-556 mil años), 14c (550.8-545 mil años), MIS 14b, MIS 12c tardío (de 484 a 472 y de 467 a 458 mil años).

También se dan durante algunos periodos glaciares, tales como MIS 28 temprano (971-966.6 mil años), MIS 24 temprano (930-927.6 mil años), MIS 22 temprano (891-887.8 mil años), MIS 20d temprano (811.8-810 mil años).

Durante las condiciones HAIC, los conjuntos de nanofósiles calcáreos indican que una corriente de Irminger intensa estaba bañando el área.

- Las condiciones LAIC (*baja advección de la corriente de Irminger*) se dan a finales del MIS 30 (1047 – 1038.5 mil años), transición MIS 29/28 (1017.6 – 1011.7 mil años), MIS 28 tardío, la mayor parte de MIS 27 (de 995.5 a 984 mil años y de 979.3 a 976.8 mil años), MIS 26 tardío (964-960 mil años), MIS 25b, dos puntos en MIS 25a (de 937 a 935.5 mil años y de 934 a 931.7 mil años), MIS 23c temprano (912-899 mil años), MIS 23a temprano (892.5-891.7 mil años), dos eventos en MIS 22 (887.8-885.7 mil años y de 877-870.8 mil años), la mayor parte de MIS 21 (de 859-844 mil años, 840-830 mil años, 827.8-820.6 mil años, 816-814 mil años), MIS 20d tardío, MIS 20a, 20b, MIS 19c (792-788.7 mil años), MIS 19c (773-769 mil años), 19a (764.5-759 mil años), MIS 17c (700.5-691 mil años), MIS 15c (605- 591 mil años), MIS 15e temprano (621-610 mil años), en la mitad del MIS 13e (527 mil años), MIS 13b temprano (514 mil años), MIS 13a medio (597-486 mil años), MIS 11d tardío, 11e tardío y MIS 11c temprano (408-403 mil años) y los estadiales MIS 16b (658-647 mil años) y MIS 12 c temprano (473-468 mil años), 12b (454-448 mil años), 12a (440-436 mil años).

Durante las condiciones del LAIC, la corriente de Irminger bañó el área, pero su intensidad fue menor que con respecto a las condiciones de HAIC.

- Las condiciones de APW (*advección de aguas polares*) se producen a principios de MIS 30 (1039-1033.9 mil años), MIS 28 (1011.7-1000.6 mil años), MIS 26 (966-963.6 mil años), en la mayor parte del MIS 24 y MIS 22 (de 887-878.5 mil años y de 870.4-863.6 mil años), MIS 20a tardío (795-792 mil años), MIS 18, 16, 14, 12 y algún intervalo de tiempo corto durante periodos interglaciales como MIS 29 medio (1028-1018 mil años), MIS 27 medio (983-979,7 mil años), dos puntos en MIS 25 (938.5-933.8 mil años), tres puntos en MIS 21 (de 828 a 827 mil años, 814 y 808,7 mil años), principios de MIS 19c (786.5 mil años), MIS 17a tardío (685.8 mil años), MIS 15e tardío (606.6 mil años), 15b (586.4 mil años), MIS 15a tardío (564.2 mil años), MIS 13a tardío (475.8 mil años) y MIS 11c temprano (412 mil años).

Durante la prevalencia de estas masas de agua frías originarias del norte, se produciría una reducción de la penetración de agua de la corriente de Irminger en el área de estudio.

- Durante las Terminaciones T. XI, T. X, T. IX, T. VIII, T.VII, T.VI y T.V. y entre MIS 30/29, MIS 24/23.

La corriente de Irminger que no estaba bañando el sitio, experimentó una rápida migración que afectó a la zona.

En relación a las escalas glaciales/interglaciales y suborbitales, la abundancia absoluta total de coccolitóforos aumenta durante los interglaciales e interestadiales, pero disminuye abruptamente durante las fases glacial y estadiales más frías, como se puede ver a través de cambios (muy claros) en la tasa de acumulación absoluta de nanofósiles calcáreos.

Las asociaciones interglaciales de coccolitofóridos indican baja productividad durante MIS 29 medio, MIS 27 medio, MIS 25a tardío, MIS 21a medio, MIS 19c temprano, MIS 17a, MIS 15e, b, a, MIS 13a tardío y MIS 11c. Asociamos estos intervalos de menor productividad a una influencia reducida de la corriente de Irminger sobre el área de estudio. Los cambios abruptos en la productividad se relacionan con eventos de llegada de *flotillas de hielo* (o IRDs – *Ice Rafted Debris*) y subsiguientes interestadiales, indicando la presencia de agua fría y de baja salinidad, mientras que, durante los interestadiales, la productividad aumenta rápidamente debido a la presencia de la corriente de Irminger.

8.1.2.- Variabilidad climática en latitudes medias y altas del hemisferio norte.

Se ha realizado un estudio con mayor resolución temporal en el intervalo 540-403 mil años. En este estudio se han incorporado datos de numerosos testigos. Nuestros datos ofrecen una reconstrucción orbital, suborbital y abrupta de la productividad y de la dinámica oceánica superficial en el Atlántico Norte. Las altas productividades se relacionaron con la influencia de la corriente de Irminger en el testigo IODP U1314, mientras que las bajas condiciones productivas se relacionaron con las aguas frías-polares, que fueron más intensas en la zona durante las etapas frías.

La excentricidad fue la principal componente que actuó a escala glacial/interglacial afectando la migración del Frente Polar y a la NAC (corriente del Atlántico Norte).

Durante el MIS 14 y el MIS 12, la migración hacia el sur del Frente Polar y de la NAC causó un descenso drástico de la corriente de Portugal y de la corriente de Irminger debido a la expansión de las aguas subpolares hacia latitudes medias, que se produjo con un retardo aproximado de 3 mil años entre 57 °N y los 39 °N. Durante el MIS 13 y el MIS

11, la posición del Frente Polar al norte de la NAC causó la prevalencia de la corriente de Irminger a 57 °N y de la corriente de Portugal a 39 °N.

La intensificación de la NAC desencadena la intensificación de la corriente de Irminger y de la corriente de Portugal. Los cambios en la precesión durante el MIS 14 y el MIS 13 se relacionaron con la insolación de verano a 60 °N y afectaron a la migración de la NAC; mientras que durante el MIS 12 y el MIS 11, las migraciones de la NAC probablemente fueron inducidas por la insolación de del verano a 40 °N. En cuanto a la variabilidad abrupta, el evento más extremo que afectó al Atlántico Norte estuvo relacionado con la aparición del evento tipo Heinrich Ht4. Este evento causó la disminución más drástica de la paleoproduktividad, que además ha sido relacionada con la descarga masiva de aguas de fusión del iceberg desde las latitudes altas a las medias.

8.1.3.- Variabilidad temporal de la tasa de acumulación de nanofósiles calcáreos a lo largo del intervalo de estudio.

Podemos identificar tres intervalos en el estudio de acuerdo a la Figura 4.4.F (Sección 4.5 de ese volumen):

- Desde ~400 kyr a los ~600 kyr (desde MIS 30 al MIS 20), donde hay una baja tasa de acumulación de cocolitofóridos y de cocolitofóridos indicadores de la corriente de Irminger (IC), además este periodo está dominado por la oblicuidad. La corriente de Irminger se manifiesta levemente en la zona, manifestando que en periodos glaciares y estadiales los sedimentos objeto de estudio se encuentran situados al norte de las aguas frías polares que inhiben el crecimiento de cocolitofóridos, mientras que en periodos interglaciares y interestadiales, las aguas polares se retraen hacia el norte y permiten la penetración de aguas cálidas (vía corriente de Irminger) a la zona.
- De los ~ 600 kyr a los ~800 kyr (desde el MIS 19 al MIS 15c) presentan control por $\frac{1}{4}$ de la precesión. En este intervalo, la tasa de acumulación de nanofósiles calcáreos y de las especies indicadoras de la corriente de Irminger son altas en periodos interglaciares y cercanos a cero en periodos glaciares. Esto pone de manifiesto que el testigo U1314 se sitúa cerca del límite geográfico que lo separa de las aguas polares frías, de manera que en periodos glaciares y estadiales el crecimiento de cocolitofóridos se ve inhibido por las bajas temperaturas y en periodos interglaciares e interestadiales la corriente de Irminger baña la zona con mayor intensidad que en el periodo anterior.

- Entre ~800 a 1,050 kyr (desde el MIS 15b a MIS 11c) no presenta señal orbital característica clara. La alta tasa de acumulación de nanofósiles calcáreos indica la presencia de la corriente de Irminger, que continúa afectando a la zona incluso en periodos fríos severos. Esto indica que los sedimentos objeto de estudio se encuentran al sur de las aguas frías polares durante todo este intervalo de estudio.

8.1. CONCLUSIONS

8.1.1.- Surface Water masses chronology

The study of coccolithophores assemblages from Site U1314 in the North Atlantic allow us to reconstruct climate variability and sea surface conditions during glacial periods at suborbital and orbital timescales between 1,050 to 400 ka. The Irminger Current on its way to the north, would have exerted primary control over productivity in the subpolar North Atlantic near Site U1314. Variations in the surface circulation of this study are all related to the Irminger Current changes in the surface circulation in the subpolar North Atlantic and its relationship with different components of the climate system.

Coccolithophore records in combination with other paleoenvironmental proxies allow us to reconstruct primary productivity variations in the surface water. The comparison with proxies obtained from other subpolar North Atlantic sites revealed changes in different water masses and the lateral migrations of the Subpolar Gyre.

Moreover, the combination of the inferred changes led us to identify four modes of sea surface water circulation at site U1314 between 1,050 and 400 kyr:

- HAIC (*High Advection of the Irminger Current*) conditions occurred at late MIS 27 (975.5-971 ka), MIS 25d, 25c, early MIS 25a (942-939 ka), MIS 23b, late MIS 23a, early MIS 21d (844-841 ka), middle MIS 21b (830.6 – 828 ka), middle MIS 21a (822.5-817 ka), middle MIS 19c (786.6-773 ka), MIS 19b, MIS 17e, late 17c (710-702 ka), middle (694 ka) and late MIS 17b (688 ka), middle and late MIS 15a (581-569 ka), most part of MIS 13c, late 13b, early (506-502 ka) and late MIS 13a (484-475,7 ka) and some spots at MIS 11c (at 415,7; 409 and 399 ka). Also during the stadials at early and middle MIS 14d (565-556 ka), 14c (550,8-545 ka), MIS 14b, late MIS 12c (from 484 to 472 and from 467 to 458 ka).

Also during some glacial substages such as early MIS 28 (971-966.6 ka), early MIS 24 (930-927.6 ka), early MIS 22 (891-887.8 ka), early MIS 20d (811.8-810 ka).

In HAIC conditions calcareous nannofossils assemblages indicate that a vigorous Irminger Current was bathing the area.

- LAIC (*Low Advection of the Irminger Current*) have been recognized in our study at late MIS 30 (1047-1038.5 ka), the transition MIS 29/28 (1017.6-1011.7 ka), late MIS 28,

most part of MIS 27 (from 995.5 to 984 ka and from 979.3 to 976.8 ka), late MIS 26 (964-960 ka), MIS 25b, two spots at MIS 25a (from 937 to 935.5 ka and from 934 to 931.7 ka), early MIS 23c (912-899 ka), early MIS 23a (892.5-891.7 ka), two events at MIS 22 (887.8-885.7 ka and from 877-870.8 ka), most part of MIS 21 (from 859-844 ka, 840-830 ka, 827.8-820.6 ka, 816-814 ka), late MIS 20d, MIS 20a, 20b, early MIS 19c (792-788.7 ka), late MIS 19c (773-769 ka) , 19a (764,5-759 ka), MIS 17c (700,5-691 ka), MIS 15c (605-591 ka), early MIS 15e (621-610 ka), middle MIS 13e (527 ka), early MIS 13b (514 ka), middle MIS 13a (597-486 ka), earliest MIS 11d, 11e and early MIS 11c (408-403 ka) and the stadials MIS 16b (658-647 ka) and earliest MIS 12 c (473-468 ka), 12b (454-448 ka), 12a (440-436 ka),

During LAIC conditions, the Irminger Current bathed the area but, weakened with respect to the HAIC conditions.

- APW (*Advection of Polar Waters*) conditions happens at early MIS 30 (1039-103.9 ka), MIS 28 (1011.7-1000.6 ka), MIS 26 (966-963.6 ka), mostly MIS 24, most of MIS 22 (from 887-878.5 ka and from 870.4-863.6 ka), late MIS 20a (795-792 ka), MIS 18, 16, 14, 12 and some spot at interglacials like middle MIS 29 (1028-1018 ka), middle MIS 27 (983-979.7 ka), two spots at MIS 25 (938.5-933.8 ka), three spots at MIS 21 (from 828 to 827 ka, 814 and 808.7 ka) and at early MIS 19c (786.5 ka), late MIS 17a (685,8 ka), late MIS 15e (606,6 ka), 15b (586,4 ka), late MIS 15a (564,2 ka), late MIS 13a (475,8 ka) and early MIS 11c (412 ka), when the severe cold climate blocked the penetration of water from the Irminger Current.

-During the T (*Terminations*) T. XI, T. X, T. IX, T. VIII, T.VII, T.VI and T.V. and between MIS 30/29, MIS 24/23 the Irminger Current was not over the site, but a rapid migration of the Irminger Current is inferred.

Related to glacial – interglacial and suborbital timescales, total coccolithophore absolute abundance increases during interglacials and interstadials substages but abruptly drops during the colder glacial and stadial phases, indicating clear changes in productivity.

Coccolithophore interglacial assemblages indicate low productivity during middle MIS 29, middle MIS 27, late MIS 25a, middle MIS 21a, early MIS 19c, MIS 17a, MIS 15e, b,

a, late MIS 13a and MIS 11c, these intervals of lower productivity are associated to a reduced influence of the Irminger Current over the study area. We associate these intervals of lower productivity to a reduced influence of the Irminger Current over the study area. Abrupt changes in productivity are related to ice-rafting events and the subsequent interstadials substages and indicates the presence of cold and low salinity water in the region, whereas during the interstadials substages productivity rises rapidly due to the Irminger Current presence.

8.1.2.- Climate variability of the mid- and high-latitudes of the Northern Hemisphere

In the interval to 540-403 ka our data offers an orbital, suborbital and abrupt reconstruction of the productivity and surface ocean circulation dynamics in the northern North Atlantic, in the interval 540-403 ka. High productivities were related to the influence of IC at IODP Site U1314; low productive conditions were related to cold-polar waters, which were more intense over the area during cold stages.

The main orbital force over the surface water was eccentricity, which acted at glacial/interglacial timescale affecting the NAC and Polar Front migration.

During MIS 14 and MIS 12, a southern migration of Polar Front (PF) and NAC system caused a drastic decline of Portugal Current (PC) and Irminger Current (IC) because of subpolar waters moved from high to mid-latitudes covering a time offset of about 3 ka between 57 °N and 39 °N. During MIS 13 and MIS 11 the northern prevalence of the PF and NAC caused the prevalence of the IC at 57 °N and the PC at 39 °N.

Subordinated changes in NAC acted as responsible of the main changes in the intensification of both IC and PC at precessional time scale. So that, the intensification of the NAC, generates the intensification of the IC and PC. Precessional changes during MIS 14 and MIS 13 were related to early summer insolation at 60 °N and affecting the NAC migration, while during MIS 12 and MIS 11, NAC migrations were more likely induced by early summer insolation at 40°N.

Regarding the abrupt variability, the most extreme event affecting the North Atlantic was related to the occurrence of Ht4. This event caused the most drastic decline of paleoproductivity more likely related the most massive iceberg melting waters discharge from high to mid-latitudes.

8.1.3.- Time-variability of the nannofossils accumulation rate across the studied interval

In this study we identify three intervals, where the accumulation rate varied over time (see Fig. 4.4F):

- From ~400 kyr a los ~600 kyr (MIS 30 to MIS 20).

Nannofossils acumulation rate and the Irminger current waters masses species are low. Obliquity component is the main orbital forcing in this time. We suggest that our sediments (IODP Site U1314) are bathed by cold-polar waters which does not allow the warm water masses of the IC (IC – Irminger Current) to reach the area.

- From ~ 600 kyr a los ~800 kyr (MIS 19 to MIS 15c).

Nannofossils acumulation rate and the Irminger current waters masses species are high at interglacials and interstadials stages and low at glacial and stadials stages. Fourth precession component is the main orbital forcing in this time. We suggest that our sediments (IODP Site U1314) are in the edge of the cold-polar waters at glacial and stadials stages, inhibiting the growth of calcareous nannofossils and at interglacials and interstadials the IC reached the area with more prevalence than in the previos period (from MIS 30 to MIS 20)

- From ~800 a 1,050 kyr (MIS 15b to MIS 11c).

Nannofossils acumulation rate and the Irminger current waters masses species are high in whole the interval. We don't identify any significative orbital component. Sediments of the study Site are southern of the cold-polaw waters and Irminger curren waters are bathed the area.

Anexos



Anexo 1. Láminas fotográficas

Anexo 2. Acrónimos y abreviaturas

Anexo 3. Listado taxonómico de todas las especies aparecidas en el estudio.

Anexo 4. Sinonimia entre especies.

Anexo 5. Tabla cronoestratigráfica global por los últimos 2,7Ma.

Anexo 6. Listado de Software usado en el estudio.

Anexo 7. Listado de Figuras

Anexo 8. Listado de Tablas

ANEXO I.

Listado de los taxones más relevantes aparecidos en el estudio.

Lámina I

Cada barra horizontal en color blanco equivale a 5µm

Las referencias taxonómicas están contenidas en la sección 2.12

1. *Calcioselenia murrayi*
2. *Pontosphaera* spp.
3. *Oolithotus fragilis*
4. Grupo “small” *Gephyrocapsa*
5. *Rhabdosphaera clavigera*
6. *Syracosphaera pulchra*
7. *Coccolithus pelagicus* subsp. *pelagicus*
8. *Coccolithus pelagicus* subsp. *braarudii*
9. *Coccolithus pelagicus* subsp. *azorinus*
10. *Gephyrocapsa muellereae*
11. *Gephyrocapsa paralella* (*Gephyrocapsa omega*)
12. *Gephyrocapsa caribbeanica*
13. *Helicosphaera carteri*
14. *Helicosphaera inversa*
15. *Gephyrocapsa oceanica*

Lámina I

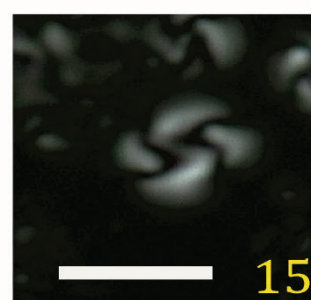
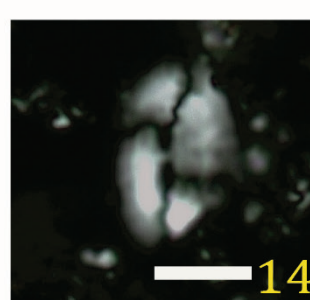
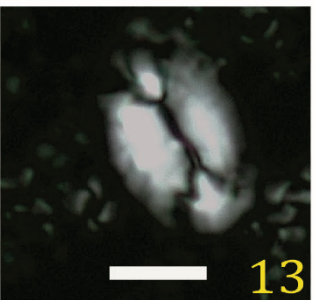
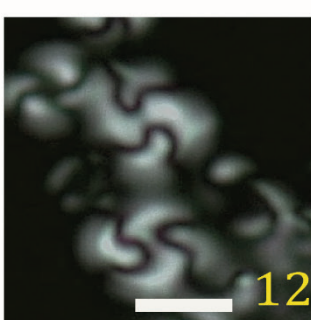
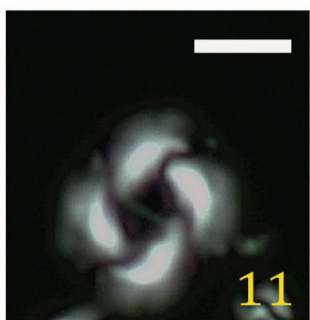
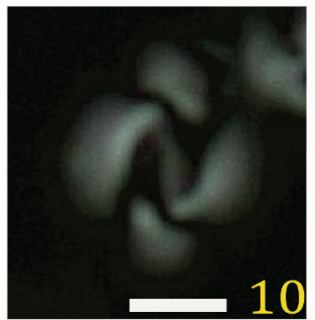
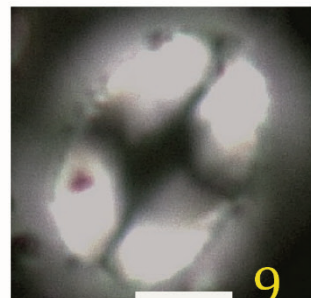
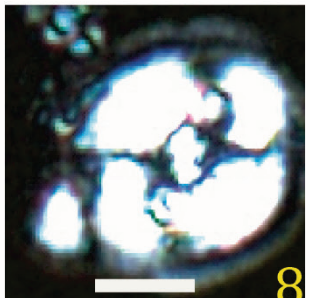
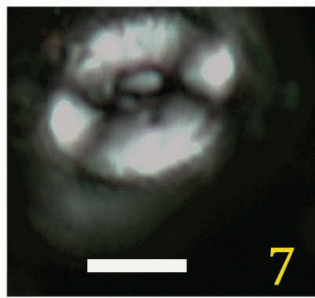
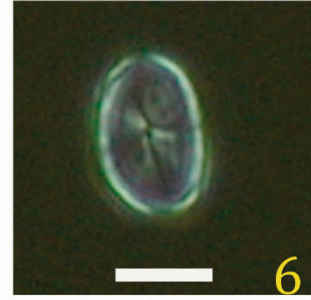
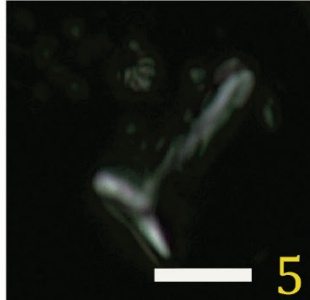
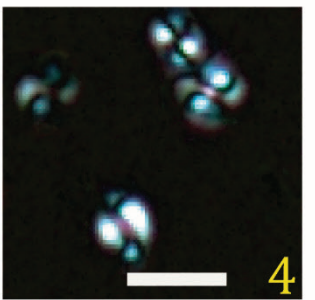
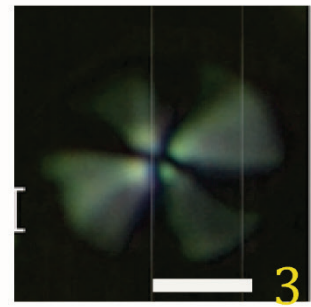
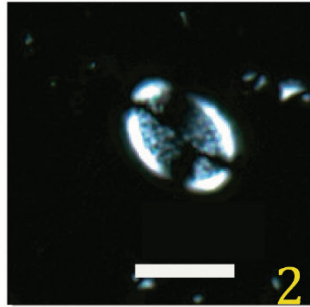
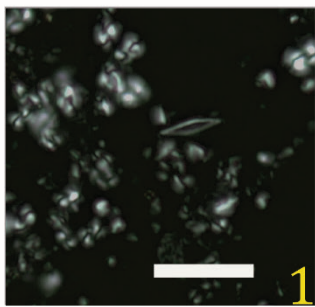


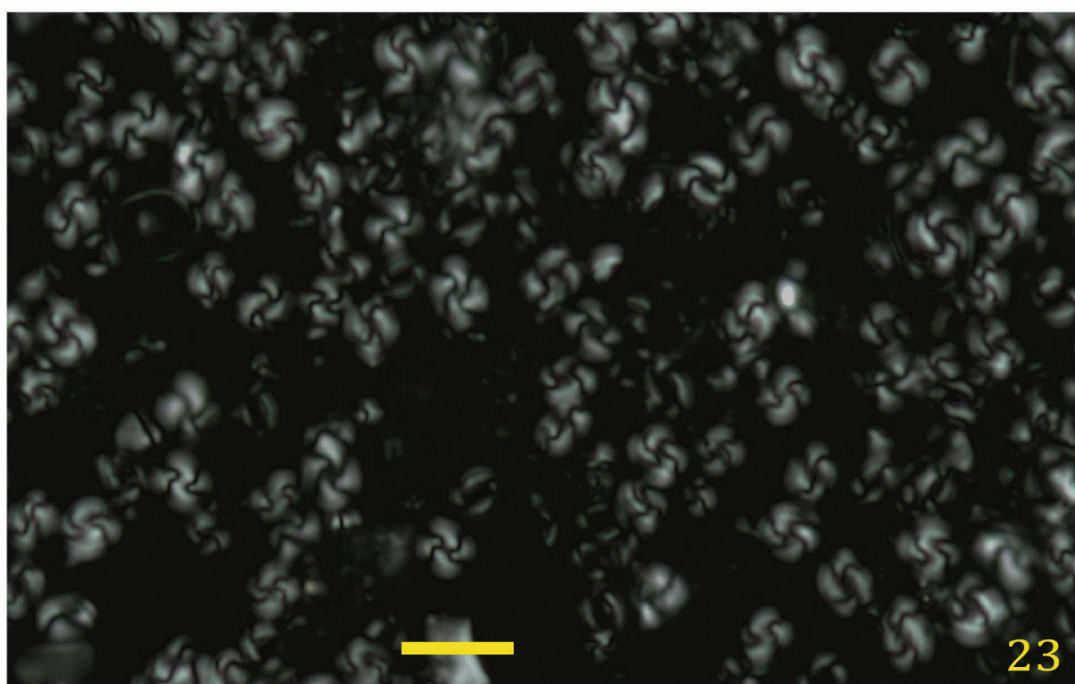
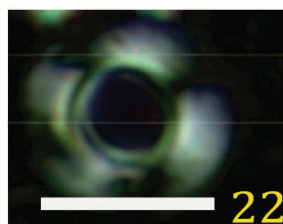
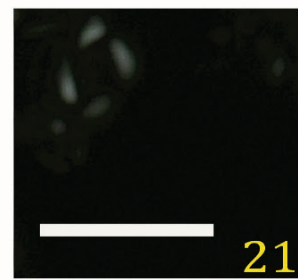
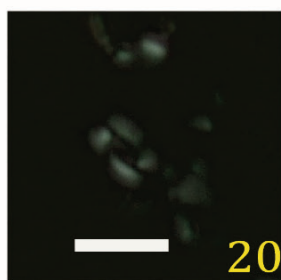
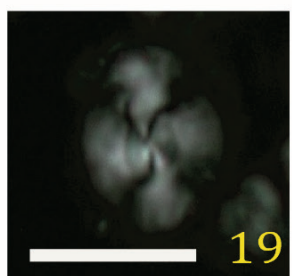
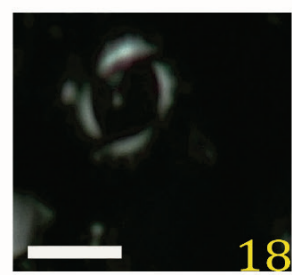
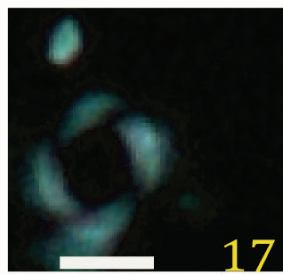
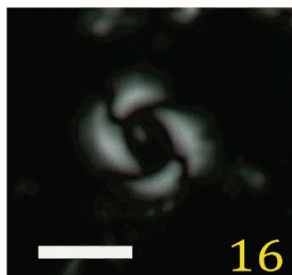
Lámina II

Cada barra horizontal en color blanco equivale a 5µm

Las referencias taxonómicas están contenidas en la sección 2.12

16. *Reticulofenestra circular* < 6,5 µm
17. *Reticulofenestra asanoi*
18. *Pseudoemiliana lacunosa*
19. *Calcidiscus leptoporus*
20. *Reticulofenestra minuta*
21. *Reticulofenestra minutula*
22. *Umbilicosphaera sibogae* var. *Sibogae*
23. Acumulación de cocolitos de la especie *Gephyrocapsa caribbeanica* durante su época de dominancia en las asociaciones de cocolitofóridos.
Edad: 491 ka (MIS 13a)

Lámina II



ANEXO II: Glosario de términos y abreviaturas

El nombre entre paréntesis indica la forma adicional que suele acompañar al término que se define, mientras que cuando aparece entre paréntesis y cursiva al mismo tiempo, indica el término en inglés.

% PDB: *Peedee belemnite*. Piedra caliza de la formación PeeDee en Carolina del Sur (derivada del fósil marino cretácico *Belemnitella* americana), cuyas proporciones de isótopos de carbono y oxígeno se utilizan como un estándar internacional de referencia.

µm- micrómetros (micras) (unidad de longitud)

AABW (*Antarctic Bottom Water*): Agua Antártica de Fondo

AAIW (*Antarctic Intermediate Water*): Agua Intermedia Antártica

Abrupto (cambio): Cambio intenso que no sigue paralelo al factor causante, sino que es más rápido en comparación a él (Rahmstorf, 2001).

ABW (*Antarctic Bottom Water*): Agua Antártica de Fondo.

ACME: máxima abundancia relativa de determinado taxón (Holtz et al., 2006)

ACP (*Advanced Hydraulic Piston Corer*): una de las técnicas empleadas para la extracción de testigos en las campañas del ODP

AF (*Arctic Front*): Frente Ártico, que separa las aguas árticas de las aguas polares y está influenciado por las aguas cálidas y de alta salinidad de la corriente del Atlántico Norte.

Afelio: es el punto más alejado de la órbita de un planeta alrededor del Sol.

Afloramiento: Movimientos verticales ascendentes de masas de agua frías y ricas en nutrientes (nitratos, fosfatos, silicatos, etc) desde el fondo marino hacia la superficie, producidos principalmente por vientos que soplan sobre la superficie, y responsables de mejorar la producción biológica.

AH (*Azores High*): Corresponde al área de altas presiones situados en las Azores. (véase el término anticiclón para más información).

Alquenonas (*alkenones*): grupo de lípidos de cadena muy larga (37 a 39 carbonos con 2, 3 ó 4 enlaces dobles) derivados de las cetonas. Han sido identificadas en numerosos sedimentos marinos y continentales desde el Cretácico hasta hoy. En la

actualidad, son sintetizadas mayoritariamente por *Emiliana huxleyi*, que las incorpora a su membrana celular. En la década de los 80 diferentes grupos de investigadores se dieron cuenta de que el grado de saturación de las alquenonas depende de la temperatura del medio en el que viven los coccolitofóridos, ya que éstos mantienen la fluidez de sus membranas cambiando el punto de fusión de los lípidos que las componen (cambiando la longitud de la cadena y el grado de saturación).

AMOC (*Atlantic Meridional Overturning Circulation*): Circulación de Retorno del Atlántico Norte (veáse el término THC)

Anoxia (*anoxia*): ausencia de oxígeno.

Anticiclónico: Un anticiclón es una zona atmosférica de alta presión, en la cual la presión atmosférica (corregida al nivel del mar) es superior a la del aire circundante.

APC (*multiple advanced piston corer*): Sacatestigos de pistón múltiple avanzado

AzC (*Azores Current*): Corriente de las Azores.

B-A (*Bølling-Allerød*): La *Oscilación de Allerød* es una oscilación climática (el clima se volvió templado) dentro de la tercera Glaciación wurmiense (Würm III), en el Paleolítico Superior, que se extendió aproximadamente del 12.000 al 10.000 a. C

Batimetría/batimétrico: es el estudio de las profundidades marinas. Un mapa o carta batimétrico normalmente muestra el relieve del fondo o terreno como isogramas.

Bentónico (s) (*benthic organisms*): organismos que viven sobre o en el interior del sustrato que forma el lecho marino. Éste puede consistir en sedimentos disgregados, roca o madera. Los organismos bentónicos se presentan en gran número en las zonas costeras y disminuyen a mayor profundidad.

Bioestratigrafía (*biostratigraphy*): estratigrafía basada en el contenido fósil de las rocas.

Bioevento (*bioevent*): acontecimiento biológico extraordinario detectado en el registro estratigráfico por cambios notables en los fósiles.

Biomarcador molecular (*molecular biomarker*): compuesto orgánico de pequeño a mediano peso molecular que forma parte de la materia orgánica preservada en los sedimentos. Suelen ser lípidos y provienen de biomoléculas sintetizadas por los organismos durante su metabolismo. Ha de conocerse el organismo que lo genera

(preferentemente una sola fuente) y ha de ser estable y resistente para ser preservado en el sedimento.

Biometría (*biometry*): bioestadística, aplicación de métodos estadísticos a la solución de problemas biológicos.

Biozona (*biozone*): zona abreviada y de uso común del término zona bioestratigráfica, que se aplica a cualquier tipo de unidad bioestratigráfica.

Bond (ciclo Bond): Los ciclos de Bond o ciclos climáticos de 1500 años son fluctuaciones del clima que han ocurrido periódicamente cada $\approx 1.470 \pm 500$ años durante el Holoceno. Se han identificado ocho de estos períodos, basándose principalmente en fluctuaciones en los detritos rocosos transportados por icebergs. Los ciclos de Bond pueden ser los equivalentes interglaciares de los ciclos de Dansgaard-Oeschger de la última glaciación.

BS (Barents Sea): Mar de Barents

Capa de mezcla (*mixed layer depth*): La capa de mezcla oceánica o limnológica, es una capa en donde hay activa turbulencia homogeneizando algunos rangos de profundidades. La capa de mezcla superficial es una capa donde esta turbulencia es generada por vientos, enfriamiento, o procesos como la evaporación, o la formación de hielo marino resultando en el incremento de la salinidad

CCD (*Calcite Compensation Depth*): profundidad de compensación de la calcita.

Ciclo: Repetición de cualquier fenómeno periódico, en el que, transcurrido cierto tiempo, el estado del sistema o algunas de sus magnitudes vuelven a una configuración anterior.

Ciclónico: es una zona atmosférica de baja presión, en la cual la presión atmosférica (corregida al nivel del mar) es inferior a la del aire circundante.

Circulación termohalina (*thermohaline circulation*): dinámica oceánica causada por las diferencias de densidad debido a los gradientes de salinidad y temperatura entre las masas de agua que forman los océanos del planeta.

Clima (*climate*): conjunto de las fluctuaciones en el aire, agua, hielo, vegetación y otras propiedades terrestres en una escala temporal superior a un año.

CLIMAP: acrónimo de *Long Range Interpretation Mapping and Prediction*

Cocolito (*coccolith*): estructura calcárea simple sintetizada por los cocolitofóridos.

Cocolitofórido (*coccolithophorid*): nanoplancton calcáreo perteneciente a la división Haptophyta

cocolitos/cm²·ka: cocolitos por centímetro cuadrado por kiloaño (unidad informal de flujo de cocolitos)

cocolitos/g: cocolitos por gramo (unidad informal de abundancia de cocolitos)

Cocosfera (*coccosphere*): esqueleto completo de un cocolitofórido, compuesto por cocolitos (no es necesariamente esférica).

Contornita (*contornite*): Sedimento depositado a pie de talud continental por corrientes paralelas a esta. Sedimento detrítico semejante a una turbidita, pero formado por la acción de las corrientes de contorno.

Corriente nefeloide (*nepheloid current*): masa de agua en una plataforma o en el océano abierto, normalmente cerca del fondo, que contiene una concentración relativamente alta de material suspendido.

Cosmopolita (*cosmopolitan*): organismo cuya distribución geográfica alcanza gran cantidad de provincias ecológicas distintas.

Cron: es una unidad de tiempo, la más corta usada en geocronología para referirse a periodos de tiempo geológicos. La duración de cada cron es variable. La extensión de un cron está frecuentemente ligada a inversiones del campo magnético terrestre que registran en la roca el comienzo y el final del periodo.

Desglaciación: reducción de la masa de hielo.

dex.: dextrorsa

DIC (*Dissolved Inorganic Carbon*): carbono inorgánico disuelto

Diversidad: La biodiversidad o diversidad biológica es, según el *Convenio Internacional sobre la Diversidad Biológica*, el término por el que se hace referencia a la amplia variedad de seres vivos sobre la Tierra y los patrones naturales que la conforman, resultado de miles de millones de años de evolución según procesos naturales.

DMS (*Dymethyl Sulfide*): Sulfuro de Dimetilo

DMS: sulfuro de dimetilo (de *Dimethyl Sulphide*)

DO: evento Dansgaard-Oeschger

D-O-D/O (*Dansgaard–Oeschger*): Son fluctuaciones climáticas rápidas que se produjeron 25 veces durante el último período glacial. Algunos científicos argumentan que los eventos ocurren casi periódicamente con un tiempo de recurrencia que es un múltiplo de 1.470 años. La periodicidad climática comparable durante el Holoceno se conoce como eventos de Bond.

DSOW (*Denmark Strait Overflow Water*): Agua de retorno del estrecho de Dinamarca.

e.g.: por ejemplo (del latín, *exempli gratia*)

Eddies: En la dinámica de fluidos, es el remolino de un fluido y la corriente inversa creada cuando el fluido está en un régimen de flujo turbulento.

EGC (*East Greenland Current*): Corriente del este de Groenlandia.

ENSO (*El Niño Southern Oscillation*): Oscilación sur El Niño. es un patrón climático que consiste en la oscilación de los parámetros meteorológicos del Pacífico ecuatorial cada cierto número de años.

EPICA (*European Project for Ice Coring in Antarctica*): Es un proyecto europeo para la perforación profunda de núcleos de hielo en la Antártida. Su principal objetivo es obtener documentación completa del registro climático y atmosférico archivado en el hielo antártico mediante la perforación y el análisis de dos núcleos de hielo y compararlos con sus homólogos de Groenlandia (GRIP y GISP).

Escudo distal (*distal shield*): estructura subhorizontal amplia que forma parte de determinados cocolitos y que se orienta hacia el exterior de la célula.

Espectral (análisis) **Análisis espectral** (*spectral analysis*): técnica matemática que permite detectar y cuantificar la distribución del comportamiento regular (periódico) en una señal compleja.

Estadio isotópico marino (véase *MIS*)

Estratificación de la columna de agua (*stratification in the seawater column*): es la aparición de dos o varias capas horizontales de agua en el mar como consecuencia de diferencias en la densidad (temperatura y salinidad).

et al.: y colaboradores (del latín, *et alter*)

Evento isotópico (*isotopic event*): cambio brusco en los valores registrados en las curvas de isótopos de oxígeno de foraminíferos. Puntos máximos o mínimos de determinados subestadios isotópicos.

Fig(s): figura(s)

Fitoplancton (phytoplankton): grupo de plantas flotantes, normalmente algas microscópicas. Son los organismos autótrofos que forman parte del plancton.

FO (*First Occurrence*): primera ocurrencia de una especie en el registro sedimentario.

Frente (front): o zona frontal. Es la superficie de contacto entre dos masas de agua que presentan propiedades diferentes.

Freshwater: es agua natural en capas de hielo, glaciares, glaciares, icebergs, y se caracteriza generalmente por tener concentraciones bajas de sales disueltas y otros sólidos disueltos totales. El término específicamente excluye agua de mar y agua salobre.

FS (Fram Strait): Estrecho de Fram

g/cm³- gramos por centímetro cúbico (unidad de densidad)

g: gramos (unidad de masa)

GIFSR (Greenland-Iceland-Faroe-Scotland Ridge): Groenlandia-Islandia-Faroe-Escocia Ridge

GISP2: proyecto de perforación en el casquete de Groenlandia (de *Greenland Ice Sheet Project 2*)

GNAIW (*Glacial North Atlantic Intermediate Water*): Agua intermedia glacial del Atlántico Norte.

GRIP: proyecto de perforación en el casquete de Groenlandia (de *Greenland Ice Core Project*)

GS (Greenland Sea): Mar de Groenlandia

GS (*Gulf Stream*): corriente del Golfo

HE (Heinrich Event): Son una serie de eventos o episodios que ocurrieron durante el período de la última glaciación (Wisconsin) y en los que oleadas de icebergs se desprendieron de los glaciares y atravesaron el Atlántico Norte. Los icebergs llevaban

rocas en masa erosionadas por los glaciares y cuando se fundieron en alta mar, cayeron al fondo como «detritos a la deriva del hielo» (ice rafted debris).

Hole(s): sondeo(s)

IC (*Irminger Current*): Corriente de Irminger

ICt (*Irminger Current tracers*):

IM (Iberian Margin): Margen Ibérico

IMAGES: Programa Internacional de Estudio de los Cambios Climáticos Globales en Sedimentos Marinos (de *International Marine Past Global Changes Study*)

Insolación (*insolation*): cantidad de radiación solar que alcanza la parte externa de la atmósfera terrestre. La insolación varía con la latitud, la estación, el momento del día y las condiciones atmosféricas.

Interglacial o interglacial: es un intervalo climático en el que se produce un atemperamiento global del clima y que generalmente separa dos periodos glaciares o glaciaciones.

Interpolación lineal: La interpolación lineal es un caso particular de la Interpolación general de Newton. Con el polinomio de interpolación de Newton se logra aproximar un valor de la función $f(x)$ en un valor desconocido de x .

IODP (véase ODP)

IPC (*Iberian Poleward Current*): Corriente Ibérica hacia el polo

IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*): Grupo Intergubernamental expertos en Cambio Climático. Este grupo fue creado en 1988 para que facilitara evaluaciones integrales del estado de los conocimientos científicos, técnicos y socioeconómicos sobre el cambio climático, sus causas, posibles repercusiones y estrategias de respuesta.

IrB (Irminger Basin): Cuenca de Irminger

IRD: detritus arrastrados por icebergs (de *Ice Rafted Detritus*)

IS (Iceland Sea): Mar de Islandia

IsB (Iceland Basin): Mar de Islandia

ISOW (*Iceland-Scotland Overflow Water*): Agua de retorno de Islandia-Escocia

ITCZ (Intertropical Convergence Zone): Zona de Convergencia Intertropical

JOIDES (*Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth Sampling*):

Ka: Mil años. Corresponde al sistema internacional de unidades que se recomienda utilizar en las publicaciones de las Ciencias de la Tierra. Esta unidad fue sugerida por el Grupo IUPAC-IUGS para referir el tiempo o la edad (Villa et al., 2009).

Kyr: Mil años, a diferencia de ka, los kyr se usa para cuando la edad de la que hablamos es una aproximación. Corresponde al sistema internacional de unidades que se recomienda utilizar en las publicaciones de las Ciencias de la Tierra. Esta unidad fue sugerida por el Grupo IUPAC-IUGS para referir el tiempo o la edad (Villa et al., 2009).

L: litros (unidad de volumen)

LAG: o retardo y se calcula multiplicando el Offset (véase Offset) por el tiempo de interpolado de la serie que estudiamos (algoritmo usado en Matlab).

LC (*Labrador Current*): COrriente de Labrador

LGM (*Last Glacial Maximum*): Último Máximo Glacial

L-NADW (*Lower North Atlantic Deep Water*): Agua Noratlántica Profunda inferior

LO (*Last Occurrence*): Última ocurrencia de una especie en el registro sedimentario.

Loess: sedimentos de tamaño arcilla y limo, sin estructura, depositados por el viento en ambientes periglaciales.

LR04: Stack de Lisiecki y Raymo (2005)

LSW (*Labrador Sea Water*): masa de agua del Labrador

m/s- metros por segundo (unidad de velocidad)

m: metro (unidad de longitud)

ma: Millón de años, ver Ka.

MBDI (*mid Brunhes Dissolution Interval*): Intervalo de disolución del Mid-Brunhes y representa un período prolongado de disolución del carbonato marino centrado alrededor

del MIS 11. El MBDI se ha observado en todas las cuencas oceánicas principales y en todas las profundidades del agua.

MBE (mid-Brunhes event): evento del Brunhes. Es un cambio climático que corresponde al aumento de amplitud de los ciclos glaciales e interglaciales. El MBE corresponde aproximadamente a la transición entre MIS 12 y MIS 11 (Terminación V) hace aproximadamente 430 kyr.

mbsf (meters below sea floor): metros por debajo de la superficie del mar

mcd (*meters composite depth*): metros de profundidad compuesta

Milenario (*millennial*): que ha durado uno o varios milenios.

MIS (Marine Isotopic Stage): Estadio Isotópico Marino. periodo de tiempo caracterizado por un volumen de hielo global determinado, definido a partir de curvas isotópicas de oxígeno de foraminíferos bentónicos profundos del Pacífico ecuatorial.

ml- mililitros (unidad de capacidad)

mm- milímetro (unidad de longitud)

Morfotipo (*morphotype*): grupo dentro de un taxón cuyos individuos son diferenciados de los demás integrantes del taxón por características morfológicas especiales.

MOW (Mediterranean Outflowing Water): Flujo de Salida Mediterráneo

MPR (*mid-Pleistocene Revolución*): Revolución del Pleistoceno medio

MPT (*mid-Pleistocene Transition*): Transición del Pleistoceno medio

MW (*Mediterranean Water*): Agua Mediterránea

N (*absolute abundance of coccoliths*): abundancia absoluta de cocolitos

NAC (*North Atlantic Current*): Corriente del Atlántico Norte

NADW (*North Atlantic Deep Water*): Agua Noratlántica Profunda

NAO (*North Atlantic Oscillation*): Oscilación del Atlántico Norte

NAR (*Nannofossil Accumulation Rate*): (tasa o flujo de acumulación de nanofósiles)

NC (*Norwegian Current*): Corriente de Noruega

NGRIP (*North Greenland Ice Core Project*): Proyecto de muestras de hielo del norte de Groenlandia, fue un proyecto de extracción de muestras de hielo inalteradas que se realizó en Groenlandia entre los años 1999 y 2003.

Northwesterlies: son los vientos que vienen del noroeste.

NS (*Norwegian Sea*): Mar de Noruega.

Nutriclina (*nutricline*): rango de profundidades en el que el gradiente de concentración de nutrientes es máximo.

°: grados (de longitud y latitud, unidad sexagesimal de medida de un ángulo)

ODP: (Ocean Drilling Program): Programa de perforación del fondo oceánico. Es una iniciativa financiada por la Fundación Nacional de Ciencias Americana (NSF) y 22 países colaboradores con el objetivo de investigar los fondos oceánicos. En 2004 el ODP se transforma en el Integrated Ocean Drilling Program (IODP).

ODV: Acrónimo de *Ocean Data View*, que es un software de interpretación de datos oceanográficos.

Offset (desfase): es el desfase temporal entre un mismo evento que hay entre dos series de datos que están interpoladas regularmente

Oligotrófico (*oligotrophic*): referido a baja productividad y contenido en nutrientes de las aguas.

Ooze: también conocido como fango pelágico, es el sedimento pelágico que consiste en, como mínimo, un 30 % de restos esqueléticos de organismos pelágicos, calcáreos o silíceos, siendo el resto minerales arcillosos.

Oportunista (*opportunist*): organismo que sigue la estrategia biológica de la “r”. Los taxones oportunistas se adaptan a los cambios de clima y de cantidad de nutrientes respondiendo a condiciones favorables mediante una alta tasa de reproducción. Además, colonizan continuamente hábitats efímeros.

Oxigen/¹⁸O ($\delta^{18}O$ *curve*): Los isótopos de oxígeno se obtienen del cálculo de la relación entre las dos formas isotópicas estables del oxígeno (¹⁸O y ¹⁶O) incluidas dentro de la composición química de los restos carbonatados biogénicos de los sedimentos. La relación $\delta^{18}O$ se halla mediante la expresión

Paleoceanografía (*Paleoceanography*): ciencia que estudia la evolución de las condiciones ambientales de los mares y océanos en el pasado, es decir, el cambio en los procesos físicos, químicos y biológicos que se producen en su seno y su interacción con las tierras emergidas.

Paleoclimatología (*Paleoclimatology*): estudio de los cambios climáticos sucedidos en el pasado geológico y de sus causas.

Paleoecología (*Paleoecology*): estudio de las interrelaciones entre los organismos fósiles y su medio.

PC (*Portugal Current*): Corriente de Portugal

Pellets fecales: agregados fecales. Pequeñas masas de excrementos de invertebrados, que, en general, no suelen ser mayores de 2 a 3 mm. de diámetro.

Perihelio: es el punto más cercano de la órbita de un planeta alrededor del Sol.

PF (*Polar Front*): es un frente separa las aguas permanentemente cubiertas de hielo de las aguas frías del frente ártico (Swift, 1986; Bond et al., 2001)

Picnoclina (*pycnocline*): horizonte de la columna de agua en el que se produce un incremento rápido de la densidad con la profundidad.

planctónicos (*planktonic organisms*): organismos que viven flotando en el mar o en aguas dulces y cuyo movimiento está sujeto principalmente al de las masas de agua en las que viven.

Polaridad: permita determinar la orientación original de una masa rocosa a través de la acumulación de cargas en puntos opuestos.

Productividad (*productivity*): cantidad de materia orgánica sintetizada por los organismos marinos a partir de partículas inorgánicas por unidad de área y por unidad de tiempo.

Productores primarios (*primary producers*): todos los organismos que son capaces de sintetizar materia orgánica a partir de compuestos inorgánicos sencillos. La fotosíntesis es el principal mecanismo de producción primaria.

Proxy/proxies: es una variable sustituta de otra. En el caso del clima, los proxies climáticos conservan las características físicas del pasado para medir condiciones

meteorológicas directas y permiten reconstruir las condiciones climáticas durante una fracción más larga de la historia de la Tierra.

Puente (*bridge*): en el grupo de *Gephyrocapsa*, barra elevada por encima del escudo distal que cruza el área central. El ángulo que forma con el eje mayor del cocolito sirve de criterio de clasificación.

Ratio: es una relación binaria que se expresa como una fracción o decimal y que sirva para expresar magnitudes.

RHP (*Rockall-Hatton Plateau*): Meseta de Rockall-Hatton

RR (*Reykjanes Ridge*): dorsal de Reykjanes

Ruido rojo (*red noise*): también conocido como ruido Browniano. Estrictamente, el movimiento browniano tiene una distribución de probabilidad gaussiana, pero el "ruido rojo" podría aplicarse a cualquier señal con el espectro de frecuencia $1/(\text{frecuencia})^2$

Salinification: La salinificación es un proceso de acumulación de sal, ya sea por la llegada a la zona de corrientes con más contenido en sal o debido a que el proceso de formación de hielo expulsa sal que es arrastrada hacia la columna de agua.

Sapropeles: lodo de color oscuro que se forma en los lechos oceánicos como consecuencia de la sedimentación de materia orgánica durante largos períodos anóxicos.

SPECMAP (*Mapping Spectral Variability in Global Climate Project*): acrónimo de Mapeo de la Variabilidad Espectral en el Proyecto Climático Global

SPG (*Subpolar Gyre*): Giro Subpolar

Splice: correlación de intervalos parciales

SSS (*Sea surface salinity*): Salinidad superficial del mar

SST (*Sea surface temperatura*): Temperatura superficial del agua de mar

STG (*Subtropical Gyre*): Giro Subtropical

Taxón (*taxon*): nivel o rango de las subdivisiones que se aplican en la sistemática biológica, desde la especie, que se toma como unidad, hasta el tronco o tipo de organización.

Teoría de Milankovitch (*Milankovitch Theory*): teoría de las glaciaciones, formulada en 1941 por el matemático yugoslavo Milutin Milankovitch, y que se basa en que los cambios climáticos son el resultado de fluctuaciones geográficas y temporales en la distribución de la insolación. Estas fluctuaciones están determinadas por las oscilaciones orbitales de la Tierra.

Terminación (*termination*): Intervalo de aproximadamente 10.000 años de derretimiento rápido de los casquetes de hielo con el que concluye un periodo más largo (aproximadamente, 90.000 años) de crecimiento lento de estos mismos casquetes.

Termoclina (*thermocline*): rango de profundidades por debajo de la superficie del agua en donde el gradiente de temperatura es máximo.

THC (*Thermohaline Circulation*): Circulación Termohalina, es la circulación de masas de agua desde latitudes bajas a latitudes altas debido al efecto de la temperatura y la salinidad. Es diferente al concepto de AMOC (véase AMOC)

Tie points (*puntos de control*): es un punto que se puede reconocer en dos gráficas a través de la cual podemos establecer una referencia para identificar, en este caso, una edad y poder dar una edad a una serie de datos.

Transporte Ekman (*Ekman transport*): en ciertas condiciones, dada una dirección de viento concreta, se produce como respuesta un transporte de las masas de agua más superficiales en ángulo recto al de la dirección del viento, causando divergencia en la superficie que es compensada por el ascenso de aguas profundas.

Tuneados orbitalmente (*tuned orbitally/ Orbital tuning*): se refiere al proceso de ajustar la escala de tiempo de un registro geológico o climático para que las fluctuaciones observadas correspondan a los ciclos de Milankovitch.

UNADW (Upper North Atlantic Deep Water): Agua Noratlántica Profunda de la capa superior

Upwelling (véase *afloramiento*)

Westerlies: vientos del oeste, también conocido como ponientes

WOA (*World Ocean Atlas*): Es una base de datos que recoge datos de variables oceanográficas.

YD (*Younger Dryas*): Es un período geológico que se produjo al final del Pleistoceno en el cual se produjo una disminución de la temperatura.

Zooplankton (*zooplankton*): término que agrupa a los organismos heterótrofos (herbívoros y predadores) que forman parte del plancton.

Referencias

Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Alsami, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., and Bonani, G. 2001. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene glacial climates, *Science*, 278, 1257–1266, 1997.

Holtz, Thomas R. Jr; Merck, John W. Jr. 2006. GEOL 331 Lectures 6-7: Biostratigraphy. GEOL 331: Principles of Paleontology. University of Maryland. Retrieved 2008-04-16.

Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography* 20, 1–17.
doi:10.1029/2004PA001071

Rahmstorf, S., 2002. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature* 419, 207–214.

Swift, JH. 1986. The Arctic waters. The Nordic Seas. (Hurdle BG, Ed.):129-153., New York: Springer-Verlag.

Villa, I., Holden, N., De Bièvre, P., and Renne, P., (2009) Convention on the use of units for time in Earth and planetary sciences: International Union of Pure and Applied Chemistry, 4p
http://media.iupac.org/reports/provisional/abstract09/villa_300609.html

ANEXO III. Listado taxonómico de todas las especies aparecidas en el estudio

- Calcidiscus leptoporus* (Murray & Blackman, 1898) Loeblich & Tappan, 1978
- Calciosolenia murrayi* Gran, 1912
- Coccolithus pelagicus* (Wallich, 1871) Schiller, 1930
- Coccolithus pelagicus* (Wallich, 1877) Schiller 1930 *ssp. pelagicus*
- Coccolithus pelagicus ssp. braarudii* (Gaarder 1962) Geisen et al., 2002
- Coccolithus pelagicus ssp. azorinus* (Parente & Cachão, 2005)
- Gephyrocapsa* spp. Kamptner, 1943
- Gephyrocapsa ericsonii* McIntyre & Bé, 1967
- Gephyrocapsa aperta* Kamptner, 1963
- Gephyrocapsa caribbeanica* Boudreaux & Hay, 1967
- Gephyrocapsa oceanica* Kamptner, 1943
- Gephyrocapsa muelleriae* Bréhéret, 1978
- Gephyrocapsa omega* Burky, 1973
- Helicosphaera* spp. Kamptner, 1954
- Helicosphaera carteri* (Wallich, 1877) Kamptner, 1954 var. *carteri*
- Helicosphaera carteri* var. *hyalina* (Gaarder, 1970) Jordan & Young, 1990
- Helicosphaera carteri* var. *wallichii* (Lohmann, 1902) Theodoridis, 1984
- Helicosphaera inversa* (Gartner, 1980) Theodoridis, 1984
- Oolithotus fragilis* (Lohmann, 1912) Martini & Müller, 1972
- Pontosphaera multipora* (Roth, 1970) Kamptner, 1984
- Pseudoemiliana lacunosa* (Kamptner, 1963) Gartner, 1967
- Rhabdosphaera clavigera* Murray & Blackman, 1898 var. *clavigera*
- Reticulofenestra* spp. Hay et al., 1966
- Reticulofenestra minuta* Roth, 1970
- Reticulofenestra minutula* (Gartner, 1967) Haq & Berggren, 1978
- Reticulofenestra asanoi* Sato & Takayama, 1992
- Syracosphaera pulchra* Lohmann, 1902
- Umbilicosphaera sibogae* (Weber-van Bosse, 1901) Gaarder, 1970 var. *sibogae*

Referencias

- Boudreaux, J. E., and Hay, W. W., 1969. Calcareous nannoplankton and biostratigraphy of the late Pliocene-Pleistocene sediments in Submarex cores. *Rev. Esp. Micropaleontol.*, 1:249-292.
- Bréhéret, J.G., (1978). Formes nouvelles quaternaries et actualles de la famille des *Gephyrocapsaceae* (Cocolithophorides). *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences. Paris. Série D - Sciences Naturelles*, 287: 447-449.
- Bukry, D., 1973. Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. In Edgar, N. T., Saunders, J. B., et al., *Init. Repts. DSDP*, 15: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 685-704
- Gartner, S., 1967. Calcareous nannofossils from Neogene of Trinidad, Jamaica, and Gulf of Mexico. *Paleontological Contributions. University of Kansas*, 29: 1-7.
- Geisen, M., Billard, C., Broerse, A.T.C., Cros, L., Probert, I., Young, J.R. 2002. Life-cycle associations involving pairs of holococcolithophorid species: Intraspecific variation or cryptic speciation? *European Journal of Phycology* 37, 531-550.
- Gran, H.H., 1912. Pelagic plant life. In: Murray, J. and Hjort, J. (Editors), *The Depths of the Ocean*. Macmillan, London, pp. 307-386.
- Haq, B. U., and Berggren, W. A., 1978. Late Neogene calcareous plankton biochronology of the Rio Grande Rise (South Atlantic Ocean). *J. Paleontol.*, 52:1167-1194.
- Kamptner, E. 1963. Coccolithineen-Skelettreste aus Tiefseeablagerungen des Pazifischen Ozeans. *Naturh. Mus. Wien, Ann.*, 66: 139-204.
- Kamptner, E. 1954. Untersuchungen über den Feinbau der Coccolithen. *Arch. Protistenk.*, 100:1-90
- Kamptner, E., 1943. Zur Revision der Coccolithineen-Spezies *Pontosphaera huxleyi* Lohm. *Anz. Akad. Wiss Wien, Math. -Naturwiss. Kl.*, 80:43-49
- Lohmann, H. 1902. Die Coccolithophoridae, eine Monographie der Coccolithen bildenden Flagellaten, zugleich ein Beitrag zur Kenntnis des Mittelmeerauftriebs. *Arch. Protistenk.*, 1: 89-165
- Martini, E. and C. Müller. – 1972. Nannoplankton aus dem nordlichen Arabischen Meer. "Meteor" *Forsch-Ergeb., Reihe C*, 10: 63-74.
- Murray, G. and V.H. Blackman. 1898. On the nature of the coccospheres and rhabdospheres. *Phil. Trans. R. Soc. London (B)*, 190: 427-44.
- Parente, A., Cachão, M., Baumann, K.-H., de Abreu, L., Ferreira, J. 2004. Morphometry of *Coccolithus pelagicus* s.l. (*Coccolithophore*, *Haptophyta*) from offshore Portugal, during the last 200 kyr. *Micropaleontology* 50 (supplement), 107-120.
- Sato, T., and Takayama, T. 1992. A stratigraphically significant new species of the calcareous nannofossil *Reticulofenestra asanoi*, in *Century of Japanese*

Micropalaeontology, edited by R. K. Ishizaki and T. Sato, pp. 457–460, Terra Scientific, Tokyo.

Schiller, J. 1930. Coccolithineae. In: L. Rabenhorst (ed.), Kryptogamen-Flora von Deutschland, Österreich und der Schweiz, 10, pp. 89-267. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig.

Theodoridis, S. 1984. Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Miocene and revision of the helicoliths and discoasters. Utrecht Micropaleontological Bulletin, 32: 1-271.

Wallich, G.C. 1877. Observations on the coccosphere. Ann. Mag. Nat. Hist., (Ser. 4), 19: 342-350.

Weber-van Bosse, A. 1901. Études sur les algues de l'Archipel Malaisien. (III). Annales du Jardin Botanique de Buitenzorg 17: 126-141, pls XVII-XIX.

ANEXO IV. Sinonimia de las especies

- ***Small Gephyrocapsa*** nombres como *Gephyrocapsa aperta* o *Gephyrocapsa ericsonii* han sido usados en el mismo sentido.

Gephyrocapsa ericsonii (McIntyre & Bé, 1967)
Gephyrocapsa aperta (Kamptner, 1963)

- ***Gephyrocapsa oceanica*** *Coccolithus oceanicus* (Kamptner, 1954)

- ***Gephyrocapsa omega***

Gephyrocapsa parallela (Hay & Beaudry, 1973)
Gephyrocapsa sp. C (Okada & Matsuoka, 1990)
Gephyrocapsa sp. 3 (Rio, 1982)

- ***Gephyrocapsa muellereae*** *medium Gephyrocapsa* (Bréhéret, 1978)

- ***Pontosphaera multipora***

Discolithus multiporus (Kamptner, 1948)
Discolithus multiporus (Kamptner ex Deflandre, 1959)
Discolithina multipora (Martini, 1965)
Pontosphaera multipora (Roth, 1970)
Pontosphaera turgida (Muller et al. 1974)
Cristallolithus multiporus (Akers, 1979)

- ***Pseudoemiliana lacunosa***

Emiliana annula (Cohen, 1964; Bukry, 1973)

- ***Syracosphaera pulchra***

Calyptosphaera pirus (Kamptner 1937)
Daktylethra pirus (Kamptner 1937; Norris 1985)

- **Grupo *Helicosphaera carteri***

Helicospondosphaera kamptneri (Hay and Mohler in Hay et al., 1967; Locker, 1973)

Variantes:

- *H. carteri* var. *hyalina*

Helicosphaera hyalina (Gaarder, 1970)
Helicopontosphaera hyalina (Perch-Nielsen, 1971)
Helicopontosphaera hyalina (Muller, 1972)
Helicosphaera carteri var. *hyalina* (Jordan & Young, 1990)

- ***Helicosphaera carteri* var. *wallichii***

Coccolithophora wallichi (Lohmann, 1902)
Coccosphaera wallichi (Lohmann, 1902)
Coccolithus wallichii (Schiller, 1930)
Helicosphaera wallichi (Boudreaux & Hay, 1969)
Helicosphaera wallichii (Okada & McIntyre, 1977)
Helicosphaera carteri var. *wallichii* (Theodoridis, 1984)

- ***Reticulofenestra minutula***

Coccoliths small (3-5µm) (Haq & Berggren, 1978)

- ***Reticulofenestra asanoi***

Coccoliths >6,5 µm, subcirculares o ligaradamente elípticos
(Sato & Takayama, 1992)

Referencias

- Boudreaux, J. E., and Hay, W. W., 1969. Calcareous nannoplankton and biostratigraphy of the late Pliocene-Pleistocene sediments in Submarex cores. *Rev. Esp. Micropaleontol.*, 1:249-292.
- Bréhéret, J.G., (1978). Formes nouvelles quaternaires et actuelles de la famille des *Gephyrocapsaceae* (Coccolithophoridae). *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences. Paris. Série D - Sciences Naturelles*, 287: 447-449.
- Bukry, D., 1973. Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. In Edgar, N. T., Saunders, J. B., et al., *Init. Repts. DSDP, 15: Washington (U.S. Govt. Printing Office)*, 685-704
- Gran, H.H., 1912. Pelagic plant life. In: Murray, J. and Hjort, J. (Editors), *The Depths of the Ocean*. Macmillan, London, pp. 307-386.
- Haq, B. U., and Berggren, W. A., 1978. Late Neogene calcareous plankton biochronology of the Rio Grande Rise (South Atlantic Ocean). *J. Paleontol.*, 52:1167-1194.
- Hay, W.W., Beaudry, F.M., 1973. Calcareous nanofossils-Leg 15. Deep Sea Drilling Project. In: Edgar, N.T., Saunders, J.B. (Eds.), *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project 15*, U.S. Government Printing Office, Washington, pp. 625-683.
- Kamptner, E.1963. Coccolithineen-Skelettreste aus Tiefseeablagerungen des Pazifischen Ozeans. *Naturh. Mus. Wien, Ann.*, 66: 139-204.

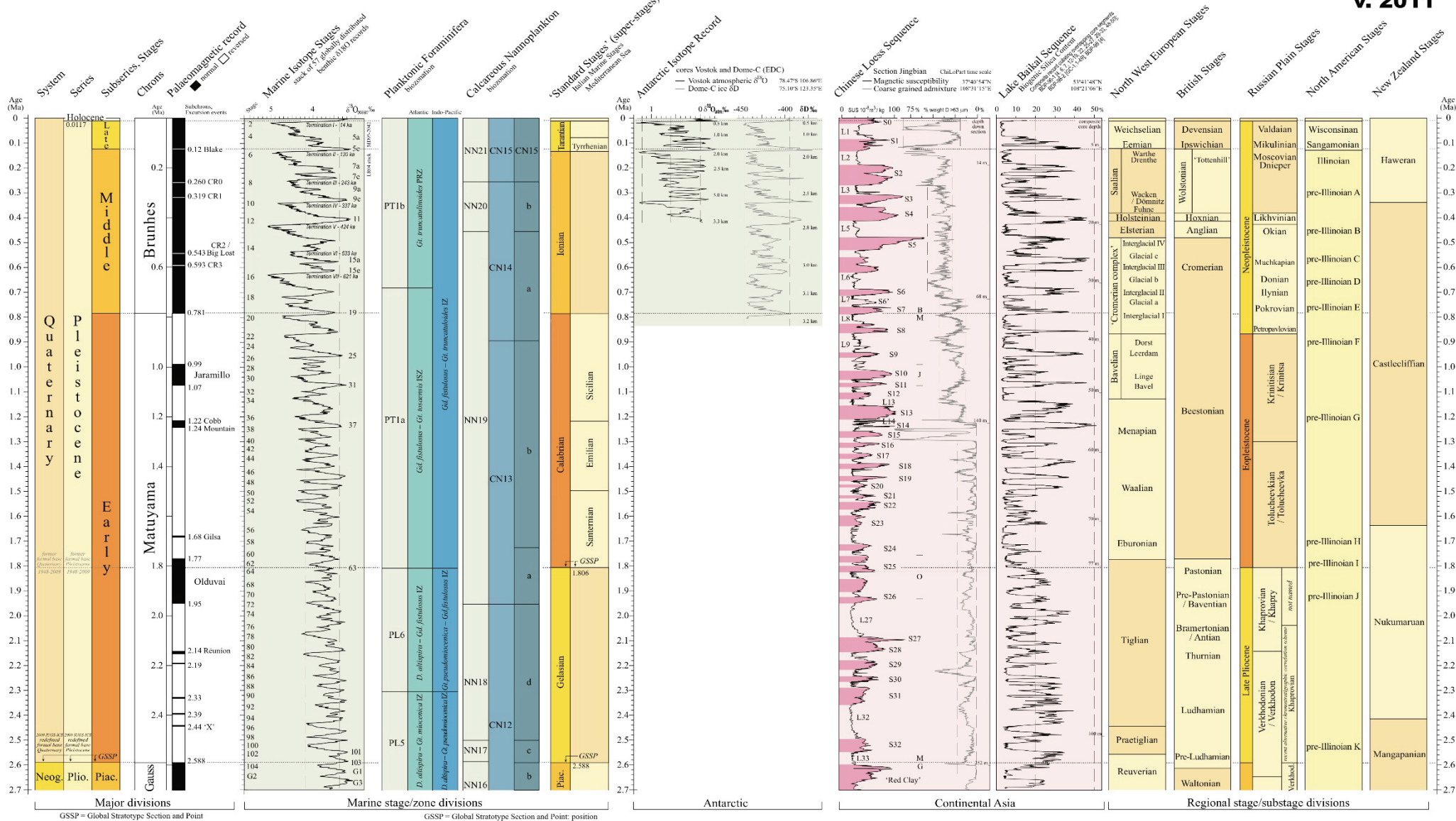
- Kamptner, E. 1954. Untersuchungen über den Feinbau der Coccolithen. Arch. Protistenk., 100:1-90
- Kamptner, E., 1943. Zur Revision der Coccolithineen-Spezies *Pontosphaera huxleyi* Lohm. Anz. Akad. Wiss Wien, Math. -Naturwiss. Kl., 80:43-49
- Lohmann, H. 1902. Die Coccolithophoridae, eine Monographie der Coccolithen bildenden Flagellaten, Zugleich ein Beitrag zur Kenntnis des Mittelmeeerauftriebs. Arch. Protistenk., 1: 89-165
- Martini, E. and C. Müller. 1965. Nannoplankton aus dem nordlichen Arabischen Meer. "Meteor" Forsch-Ergeb., Reihe C, 10: 63-74.
- McIntyre, A., Bé, A.W.H. 1967. Modern *coccolithophoraceae* of the Atlantic Ocean: I. Placoliths and cyrtoliths. Deep-Sea Research I 14, 561-597.
- Murray, G. and V.H. Blackman. 1898. On the nature of the coccospheres and rhabdospheres. Phil. Trans. R. Soc. London (B), 190: 427-44.
- Okada, H. and McIntyre, A., 1977. Modern coccolithophores of the Pacific and North Atlantic Oceans. Micropaleontology, 23(1): 1-55.
- Parente, A., Cachão, M., Baumann, K.-H., de Abreu, L., Ferreira, J. 2004. Morphometry of *Coccolithus pelagicus* s.l. (*Coccolithophore*, *Haptophyta*) from offshore Portugal, during the last 200 kyr. Micropaleontology 50 (supplement), 107-120.
- Rio, D., 1982. The fossil distribution of coccolithophore genus *Gephyrocapsa* Kamptner and related Plio-Pleistocene chronostratigraphic problems. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project 68. U.S. Government Printing Office, Washington, 325–343.
- Sato, T., and Takayama, T. 1992. A stratigraphically significant new species of the calcareous nannofossil *Reticulofenestra asanoi*, in Century of Japanese Micropalaeontology, edited by R. K. Ishizaki and T. Sato, pp. 457–460, Terra Scientific, Tokyo.
- Schiller, J. 1930. Coccolithineae. In: L. Rabenhorst (ed.), Kryptogamen-Flora von Deutschland, Österreich und der Schweiz, 10, pp. 89-267. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig.
- Theodoridis, S. 1984. Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Miocene and revision of the helicoliths and discoasters. Utrecht Micropaleontological Bulletin, 32: 1-271.
- Wallich, G.C. 1877. Observations on the coccosphere. Ann. Mag. Nat. Hist., (Ser. 4), 19: 342-350.
- Weber-van Bosse, A. 1901. Études sur les algues de l'Archipel Malaisien. (III). Annales du Jardin Botanique de Buitenzorg 17: 126-141, pls XVII-XIX.

ANEXO V: Tabla cronoestratigráfica global para los últimos 2.7 ma.

Basado en:

Cohen K.M. & Gibbard, P. 2011. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). Cambridge, England.

Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years v. 2011



ANEXO VI:

Listado de software usado en la realización del estudio.

- **Adobe Illustrator 2017** <http://www.adobe.com/products/illustrator.html>

Realización de gráficas

- **Adobe Photoshop CS6** <http://www.adobe.com/products/photoshop.html>

Modificar y mejorar gráficas

- **Analyseries 1.1** <http://www.lsce.ipsl.fr/Phocece/Page/index.php?id=3>

Realización de interpolaciones y descargar series de datos de insolación

- **GEBCO** (General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO)) <http://www.gebco.net/>

Descarga de datos batimétricos a diferentes resoluciones espaciales

- **Golden Software Didger 5** <http://www.goldensoftware.com/products/didger>

Digitalización de gráficas de las que no se proporcionan los datos.

- **Golden Software Grapher 12** <http://www.goldensoftware.com/products/grapher>

Representación gráfica de los datos

- **Golden Software Surfer 10** <http://www.goldensoftware.com/products/surfer>

Realización datos batimétricos (los datos de batimetría se descargan de GEBCO)

- **Matlab 2009b** <https://www.mathworks.com/products/matlab.html>

Análisis matemático: correlaciones cruzadas, análisis wavelet, filtrado y suavizado de series temporales

- **Ocean Data View 4** <https://odv.awi.de/>

Perfiles horizontales y verticales de variables oceanográficas (descargados de WOA)

- **PAST 3.14** <https://folk.uio.no/ohammer/past/>

Análisis espectral REDFIT

- **Paquete Microsoft Office** <https://www.office.com/>

Realizar documentos y tablas de datos.

- **Sigmaplot 11** <http://www.sigmaplot.co.uk/products/sigmaplot/sigmaplot-details.php>

Realizar estadísticos y gráficos con herramientas de suavizado

- **SPSS 19** <https://www.ibm.com/analytics/us/en/technology/spss/>

Estadísticos

- **WOA (World Ocean Atlas)** https://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA09F/pr_woa09f.html

Descarga de bases de datos de variables oceanográficas realizadas en diferentes campañas oceanográficas

ANEXO VII: Listado de figuras

Figura 1.1. Representación, relación y posible respuesta entre los componentes del sistema climático terrestre. La respuesta son las variaciones conocidas como respuestas climáticas. Modificado de Ruddiman (2008).

Figura 1.2. Cambio de la temperatura superficial anual en grados centígrados para el periodo 1975-1994 relativo a 1955-1974. IPCC, 1996

Figura 1.3A, B, C. Variables astronómicas que han influido en los cambios de la órbita de la Tierra. A) Excentricidad (barra azul) B) Oblicuidad (barra verde). Los valores de 24. 5° y 22. 5° representan los valores máximo y mínimo de variación, C) Precesión de la Tierra (barra roja). Adaptado de Ruddiman (2008). En la derecha aparece el registro de cada parámetro orbital a lo largo del último 1 Ma (1000ka) según Laskar (1990), calculado a través del programa *Analyseries 2.0* (Paillard et al., 1996).

Figura 1.3D. Variables astronómicas que han influido en los cambios de la órbita de la Tierra (continuación). d) La excentricidad (“e”) está definida como: $e = c/a$, donde “a” es el semieje mayor y “c” es la distancia entre el foco y el centro de la elipse. El semieje menor “b” está definido por el teorema de Pitágoras ($a^2 = b^2 + c^2$). El valor de la excentricidad actual es $e = 0.0167$. El ángulo actual de la oblicuidad es $e = 23.44^\circ$, indicando el ángulo que se forma en la intersección del plano ecuatorial de la Tierra con el plano de la eclíptica: la intersección está definida por la línea “g-g’ y la posición de los equinoccios y solsticios. La configuración actual hace que la Tierra esté más cercana al Sol (perihelio) ~3 de enero, unas pocas semanas después del comienzo del invierno en el hemisferio norte (o solsticio de invierno, $l = 270^\circ$, 21 de diciembre). Esta posición, relativa a la primavera del hemisferio norte (o equinoccio vernal “g”, $l = 0^\circ$) está medida por el ángulo “w”. “g”, tiene un período de 25,8 kyr, mientras que el perihelio varía con períodos de 100 kyr o 400 kyr. Así, las variaciones del “g” y del perihelio generan un período de precesión que varía entre 23 kyr y 19 kyr. Modificada de Paillard (2001).

Figura 1.4. Datos de proxies del Atlántico subtropical de Sachs & Lehman (1999) (verde) y del core testigo GISP2 en Groenlandia (Grootes et al., 1993; azul) donde se observan numerosos eventos Dansgaard–Oeschger (D/O - numerados en la parte superior). La cronología de los eventos Heinrich están marcados en rojo (parte inferior). Las líneas grises muestran intervalos de 1,470 años que muestran la tendencia de los ciclos D/O. Extraído de Rahmstorf (2002).

Figura 1.5. Las oscilaciones Dansgaard-Oeschger de 1500 años están relacionadas con el debilitamiento y parada de la formación de aguas profundas, como respuesta a la fusión de hielo que posteriormente se reanuda en respuesta a la acumulación de sal. Los sucesivos ciclos de Bond muestran calentamiento o enfriamiento en respuesta a los ciclos orbitales y su fase más fría está marcada por eventos Heinrich. NADW es el acrónimo de *North Atlantic Deep Water* o *Agua Nortatlántica de Fondo*. Modificado de Alley (1998)

Figura 1.6. Balance de temperatura entre el hemisferio norte y el hemisferio sur. Mientras en el hemisferio norte se produce un enfriamiento, en el hemisferio sur se calienta. Extraído de Rahmstorf (2002).

Figura 1.7. Circulación vertical para la Última Glaciación inferida a través del estudio de Rasmussen et al., 2004 en el Site DS97-2P (58.56 ° N, 30.29 ° W) que está próximo al Site IODP U1314 (nuestro estudio). Dónde: NAC es el acrónimo de *North Atlantic Water* o *Agua Noratlántica* e IC es el acrónimo de *Irminger Current* o *Corriente de Irminger*. Modificado de Rasmussen et al., 2004.

Figura 1.8. (a) Registro de $\delta^{18}\text{O}$ bentónico (Lisiecki & Raymo, 2005). **(b)** Espectrograma tiempo-frecuencia (transformada de Fourier de *ventana móvil*) mostrando la distribución de la potencia de baja frecuencia en la LR04 $\delta^{18}\text{O}_b$ filtrada a 100 kyr. Las barras verticales muestran la cronología de la MPT.

Figura 1.9. Enfriamiento progresivo del Plio-Pleistoceno observado en la curva de isótopos de oxígeno de foraminíferos bentónicos de Lisiecki & Raymo (2005). Se destaca la glaciación del hemisferio norte y la transición del Pleistoceno medio con flechas. Extraído de Alonso-García (2010) (Modificado de Muldesee & Shulz, 1997).

Figura 1.10. Correlación cronoestratigráfica global para los últimos 1,8 Ma. Isótopo de $\delta^{18}\text{O}$ bentónico basado en LR04 (Lisiecki & Raymo, 2005). Los eventos climáticos y marinos están basados en las referencias citadas en el texto de esta epigráfe. Los eventos paleomagnéticos están basados en Cohen & Gibbard (2011). Glaciaciones grandes (triángulo azul oscuro) y pequeñas (triángulo azul celeste). Para más detalles sobre la cronoestratigrafía consultar el Anexo 5. Modificada de Head & Gibbard (2005)

Figura 1.11. Circulación atmosférica global en la que se muestran los principales sistemas de vientos y células de presiones. En esta figura se muestran los cinturones de vientos y células de presiones teóricas. La circulación atmosférica varía ligeramente de año en año, al menos a escala detallada, pero la estructura básica permanece siempre constante. En el Atlántico Norte podemos observar la célula de altas presiones de las Azores en torno a 30° N y la célula de bajas presiones de Islandia en torno a 60°N. Extraído de: Wikipedia.

Figura 1.12. Principales cuencas en las que se dividen el Atlántico subpolar y el Mar de Noruega-Groenlandia sobre batimetría realizada con el *Golden software Surfer*TM usando datos de *GEBCO*. Donde: IrB: Irminger Basin; IsB: Iceland Basin; RR: Reykjanes Ridge; RHP: Rockall-Hatton Plateau; GIFSR: Greenland-Iceland-Faroe-Scotland Ridge; FS: Fram Strait; BS: Barents Sea; GS: Greenland Sea; IS: Iceland Sea y NS: Norwegian Sea. Los colores de la leyenda indican la profundidad o altura de la zona circundante.

Figura 1.13. Mapa donde se muestra la situación del testigo estudiado en esta Tesis Doctoral (Site U1314) y el Site MD03-2699 con el que se compara en capítulos posteriores nuestro testigo. Circulación superficial (líneas continuas) y profunda (líneas discontinuas) según Hátún et al. (2005); Solignac et al (2006), Holliday et al., (2008);

Frantantoni (2001), Rahmstorf (2002); Staines-Urías et al., (2013). También se muestra la posición actual de los frentes Ártico y Polar descritos en el Mar de Noruega-Groenlandia por Swift (1986). El mapa base se ha realizado con el software *Ocean Data View*™ y la base de datos batimétrica GEBCO. Acrónimos: LC (corriente del Labrador), EGC (corriente del este de Groenlandia), NAC (corriente del Atlántico Norte), NC (corriente de Noruega), IC (corriente de Irminger), DSOW (agua de salida del estrecho de Dinamarca), ISOW (agua de salida del estrecho de Islandia), LSW (agua del mar del Labrador), NADW (corriente del Atlántico Norte profunda), PC (corriente de Portugal), AzC (corriente de las Azores), AF (Frente Ártico), PF (Frente Polar), SPG (giro Subpolar) y STG (giro Subtropical).

Figura 1.14. a) Esquema vertical simplificado del hundimiento de las masas de agua en el mar de Labrador (6) y en el mar de Groenlandia (4). La rama superior de la NADW (U-NADW) es el (7) y la rama inferior (L-NADW) es el (5). El (1) es la corriente del Golfo, (2) NAC, (3) corriente de las Azores. Obtenida de: http://www.noc.soton.ac.uk/rapid/images/thc_nadw.jpg. b) Esquema del Atlántico subpolar con sus masas de agua: LSW, NADW, DSOW e ISOW. LSW se produce en el mar de Labrador por convección profunda en los meses de invierno, DSOW es un agua fría procedente del estrecho de Dinamarca, ISOW es la más salina de las tres. El gráfico b) se ha extraído de los perfiles hidrográficos del AR7 en 1994 que corresponden a las líneas verticales coloreadas que miden salinidad (de baja a alta: magenta-azul-verde-amarilla-roja-rubí). El Site U1314 está representado por el círculo blanco. Modificado de Yashayaev (2007). Donde Labrador Sea es Mar de Labrador, Iceland Sea es el Mar de Islandia, Irminger Sea es mar de Irminger y Newfoundland Basin es la cuenca de Newfoundland.

Figura 1.15. Corte vertical de las masas de agua a lo largo de todo el océano Atlántico en dónde se observa la posición aproximada y el movimiento de las masas de agua (con flechas).

Figura 1.16. Esquema simplificado de la circulación termohalina del océano. Aguas cálidas (rojo) son transportadas superficialmente desde los trópicos a latitudes altas del Atlántico Norte, donde en contacto con masas de aire frías, se enfrían y ganan densidad suficiente para hundirse hacia el fondo del océano. Las aguas profundas (azul) recién formadas fluyen hacia el sur, rodean la Antártida y circulan por el fondo de todos los océanos, donde van mezclando hasta retornar de nuevo como una masa de agua cálida superficial a las zonas de hundimiento en el Atlántico Norte. Modificado de Rahmstorf (2002). Donde: ‰ es tanto por mil.

Fig. 1.17. Esquema del funcionamiento de la circulación termohalina y el transporte de calor asociado en el la actualidad (imagen superior) y el último máximo glacial (imagen inferior) hace unos 20 mil años. Ilustración de E. Paul Oberlander, *Woods Hole Oceanographic Institution* (<http://www.whoi.edu/page.do?pid=12455&tid=441&cid=33957&ct=61&article=17906>).

Figura 1.18. Fracción de agua en la muestra más profunda del estudio de Johnson (2008). En a) NADW incluyendo la U-NADW y L-NADW y b) AABW. Esta gráfica ilustra la

importancia de la NADW en la circulación, ya que está presente en todo el océano Atlántico.

Figura 2.1. Representación esquemática de una célula genérica de cocolitóforidos. Modificado de Flores & Sierro, (2007)

Figura 2.2. Tipos de cocolitos. La imagen de la izquierda (Heterococolito) corresponde a un cocolito de *Emiliana huxleyi*. La fotografía central (Holococolito) corresponde a una cocoesfera de *Helicosphaera carteri*. Por último, la imagen de la derecha (Nanolito) pertenece a una cocoesfera de *Florisphaera profunda*. Imágenes han sido extraídas de <http://nannotax.org>.

Figura 2.3. (a) Términos empleados para describir los tres tipos de heterococolitos: muralitos, placolitos y planolitos. Modificado de Young et al., (2003). **(b)** Morfología y orientación de un heterococolito, en sección y en vista distal. Modificado de: http://www.nhm.ac.uk/hosted_sites/ina/terminology/4ultrastructure.

Figura 2.4. Modelo de ciclo de vida de un cocolitóforo con una fase haploide (n) caracterizada por la presencia de holococolitos, y una fase diploide ($2n$) con heterococolitos. Imágenes tomadas de <http://nannotax.org>. Extraído de Cabarcos (2014) y basado en Flores & Sierro (2007)

Figura 2.5. Bloom de fitoplancton en el mar de Barents, cercano a las costas de Noruega y Rusia, mostrados en color real a través del satélite Aqua de la NASA el 10 de julio de 2014. Sin tomar muestras de agua directamente es muy complicado conocer el tipo de fitoplancton implicado, pero análisis realizados para validar el satélite, determinaron que el Bloom verde pertenece a diatomeas y el blanco es de cocolitofóridos. Extraído de NASA's Earth Observatory

Figura 2.6. Distribución biogeográfica de cocolitofóridos actuales de acuerdo con la terminología seguida por McIntyre y Bé (1967); Okada (1973); Winter et al. (1994); Flores y Sierro (2007). Mapa de fondo adaptado de Saavedra-Pellitero (2006).

Figura 2.7. Esquema en el que se ha representado la distribución de los diferentes taxones de cocolitofóridos en la columna de agua a diferentes profundidades y latitudes. En cada esquema se han diferenciado tres ambientes representativos, separados por líneas discontinuas verticales. La zona fótica ha sido dividida en inferior, media y superior (ZFI, ZFM y ZFS). Tomado de Colmenero-Hidalgo (2004)

Figura 2.8. Zonación de las asociaciones de cocolitofóridos teniendo en cuenta las corrientes de agua cálidas en el Atlántico Norte. Modificado de McIntyre and Bé (1967) y Samtleben et al., (1995a).

Figura 2.9. Esquema tridimensional en el que se ha añadido el eje de longitud del día al esquema original de Margalef (1978). También se han añadido los blooms de *Emiliana huxleyi*. La respuesta ecológica de *E. huxleyi* se ha separado del resto de los cocolitofóridos puesto que su ecología fisiológica no es la misma que la de todas las especies cocolitoforales (Young, 1994) (Balch, 2004; Saavedra-Pellitero, 2009).

Figura 2.10. Distribución de los coccolitóforos en la columna de agua y su relación con las propiedades oceanográficas y físicas (Flores y Sierro, 2007). Tomado de Cabarcos (2013)

Figura 2.11. Representación esquemática del papel de los coccolitóforos en ciclo global del carbono. Modificada de Boeckel (2003).

Figura 3.1. Imagen del buque de exploración oceanográfica D/V JOIDES Resolution. Imagen tomada en el puerto de Lisboa (propia).

Figura 3.2. Localizaciones de los ODP Sites 980-984 y del Site U1314 (este estudio). Jansen & Raymo, 1996; Channel et al., 2006.

Figura 3.3. Imágenes de las secciones estudiadas del testigo U1314 en esta Tesis doctoral. Se aprecian cambios en el color del sedimento; en la imagen de la derecha se muestra un IRD de gran tamaño. Obtenido de Channel et al., 2006. En amarillo se indica la sección que ha sido estudiada en esta tesis doctoral. Fuente: IODP.

Figura 3.4. Esquema de la preparación de una muestra según la técnica de decantación de Flores y Sierro (1997). Extraído de Cabarcos (2003) y modificado de Colmenero-Hidalgo (2004).

Figura 3.5. Proceso de secado de las muestras en la estufa para la solificación del bálamo. Estufa del departamento de Paleontología. Universidad de Salamanca.

Figura 3.6. Microscopio Nikon Eclipse 80i acoplado a cámara. Foto propia.

Figura 3.7. Expresiones matemáticas para el cálculo de la frecuencia más alta (Nyquist) o más baja (frecuencia fundamental) aplicado a nuestra Tesis Doctoral y a los datos estudiados en el Capítulo 7. El cálculo de estas frecuencias nos permite conocer el rango fidedigno de aplicación de los análisis espectrales.

Figura 3.8: Ejemplo de periodograma para la Total N (acumulación de todas las especies de coccolitofóridos para el intervalo MIS 11-19, obtenido mediante análisis espectral REDFIT. Las líneas verdes representan el límite inferior a partir del cual los picos resultan significativos al 95 % y al 99 %. La línea roja representa el límite superior bajo el cual la señal es considerada ruido rojo. Las bandas grises indican los ciclos significativos a un nivel de confianza del 99 %. Las líneas verticales corresponden a oblicuidad (o), precesión (p) y excentricidad (e).

Figura 3.9. Análisis Wavelet de Morlet sobre la serie datos que va desde los 780.000 años (MIS 19) a los 1.070.000 años (MIS 31) para el isótopo de oxígeno 18 bentónico (obtenido para foraminíferos plantónicos del registro de Hernández-Almeida et al., 2012a). La varianza de la intensidad espectral (escala de colores) se muestra en función tanto del tiempo como del periodo. Los colores amarillos y rojos indican un mayor grado de varianza, y las líneas de contorno negras muestran regiones de varianza que exceden el intervalo de confianza del 99.98 %. Los cuadrados de color púrpura indican la banda

en la que se encuentran la oblicuidad, precesión, hemiprecesión y $\frac{1}{4}$ de precesión. Realizado con Matlab con el paquete Wavelet.

<https://www.mathworks.com/products/wavelet.html>

Figura 3.10: Análisis de correlaciones cruzadas (Cross Wavelet) comentado para los datos de esta Tesis Doctoral.

Figura 4.1. Se pueden identificar los eventos paleomagnéticos (Sato,2009). U1314 Acrónimos: PDB = Peedee belemnite, J = Jaramillo, FO = primera aparición (FO – First Occurrence), LO = última aparición (LO- Last Occurrence).

Figura 4.2. Comparación de eventos para IODP Site U1314 respecto a los realizados en la campaña donde se extrajeron estos sedimentos Channell et al., (2006) y este estudio. Los eventos paleomagnéticos para Channell et al., (2006) están basados en Sato,2009. Para este estudio (Site IODP U1314) la cronoestratigrafía está basada en los modelos de edad de Alonso-García (2011a) y Hernández-Almeida et al., (2012a). Acrónimos: FO = primera aparición (FO – First Occurrence), LO = última aparición (LO- Last Occurrence), MIS (Estadio Isotópico Marino - Marine Isotope Stage), mcd (profundidad marina compuesta - marine composite depth)

Figura 4.3 (a, b) “Tie points” o puntos de correlación entre el $\delta^{18}\text{O}$ bentónico entre el testigo IODP 1314 y el registro bentónico de $\delta^{18}\text{O}$ de LR04. Entre los “tie points” las edades han sido calculadas por interpolación lineal.

Figura 4.4A-F: Abundancia de todas las especies que aparecen en el intervalo de estudio.

Figura. 4.5. Periodograma para la Total NAR. Las líneas verdes representan el límite superior a partir del cual los picos resultan significativos al 95 % La línea roja representa el límite inferior bajo el cual la señal es considerada ruido rojo. Los cuadrados azules indican los ciclos significativos a un nivel de confianza del 95 % y en letra el parámetro orbital al cual corresponden.

Figura 4.6. Análisis Wavelet de Morlet sobre la serie datos que va desde los 780.000 años (MIS 19) a los 1.070.000 años (MIS 31) para la tasa de acumulación de nanofósiles calcáreos. La varianza de la intensidad espectral (escala de colores) se muestra en función tanto del tiempo como del periodo. Los colores amarillos y rojos indican un mayor grado de varianza, y las líneas de contorno negras muestran regiones de varianza que exceden el intervalo de confianza del 99.98 %.

Figura 4.7. Periodograma para las especies que indican la presencia de las masas de agua de la corriente de Irminger. Las líneas verdes representan el límite superior a partir del cual los picos resultan significativos al 95 % La línea roja representa el límite inferior bajo el cual la señal es considerada ruido rojo. Los cuadrados azules indican los ciclos significativos a un nivel de confianza del 95 % y en letra el parámetro orbital al cual corresponden.

Figura 4. 8. Análisis Wavelet de Morlet sobre la serie datos que va desde los 780.000 años (MIS 19) a los 1.070.000 años (MIS 31) para las especies de cocolitofóridos que

indican la presencia de las masas de agua de la corriente de Irminger (Balestra et al., 2010). La varianza de la intensidad espectral (escala de colores) se muestra en función tanto del tiempo como del periodo. Los colores amarillos y rojos indican un mayor grado de varianza, y las líneas de contorno negras muestran regiones de varianza que exceden el intervalo de confianza del 99.98 %.

Figure 5.1. Current surface ocean circulation in the subpolar North Atlantic. IODP Site U1314 is the red point. Black points mark other study sites where the Irminger Current effect were studied. Site DS97-2P by Balestra et al., (2010) and B997-328 by Andrews and Giraudeau (2003). Water masses bodies: The North Atlantic Current (NAC), the Irminger Current (IC), the East Greenland Current (EGC), Labrador Current (LC), Subpolar Gyre (SPG) and Subtropical Gyre (STP). Water position are given by Hátún et al. (2005); Solignac et al (2006), Holliday et al., (2008); Frantantoni (2001), Staines-Urías et al., (2013)

Figure 5.2. Benthic oxygen isotope record from Alonso-García et al., (2011a). Preservation based on the estimation of Flores and Marino (2002). Total N of *G. caribbeanica* plotted on total N (total coccolith production). Acme zones from Hine and Weaver (1998). MIS (Marine Isotopic Stages) intervals from Railsback et al., (2015) where grey bars indicate stadials, red bar indicate interstadials and yellow lines indicate terminations.

Figure 5.4A, B, C and D. Inferred subpolar gyre circulation mode for each phase documented in this study. Red arrow marks Site U1314 and black point marks other study sites referred in the text.

Figure 5.3. Benthic oxygen isotope records, Sea Surface Temperature (SST), *N. pachyderma* (sin) and IRD flux from Alonso-Garcia et al. (2011a). Benthic carbon isotope records from Alonso-Garcia et al., (2011b). The K/Ti record (Grützner and Higgins, 2010) shows the strong and positive correlation between the presence of the Irminger Current and the strength of the ISOW (Iceland-Scotland Overflow Water) represented by K/Ti ratios. Total coccolith production (PP), Irminger Current (IC) -this study. All proxies are record for Site U1314. MIS intervals are obtained from Railsback et al., (2015) where grey bars indicate stadials, red bar indicate interstadials, yellow lines indicate terminations and letters indicates substages. **Chronology of waters masses** show the representation of different surface water masses reconstructed in this study. Different colours show different water masses

Figure 6.1. Surface oceanography of the North Atlantic. Black points mark other study sites where the Irminger Current effect were studied: Site DS97-2P by Balestra et al., (2010) and B997-328 by Andrews and Giraudeau (2003). Acronyms: EGC (East Greenland Current), LC (Labrador Current), NAC (North Atlantic Current), AzC (Azores Current), IC (Irminger Current), IPC (Iberian Poleward Current) and PC (Portugal Current), PF (Polar Front), AF (Arctic Front). Dotted line represents non-permanent current.

Figure 6.2: Benthic $\delta^{18}\text{O}$ and sedimentation rate for site U1314 and Site MD03-2699.

Relative abundance of *P. lacunosa*, *H. inversa* and *C. caribbeanica* for site U1314. Reworked abundance and Preservation estimation (based on Flores and Marino, 2002) is also included.

Figure 6.3. Absolute abundance (N) and relative abundance (%) of different proxies at Site U1314. Data of *N. pachyderma* (sin) are provided by Alonso-García et al., 2011a, 2011b. From left to right: Absolute abundance of small *Gephyrocapsa* for Site U1314 with eccentricity filter and sinusoidal regression curve. *Gephyrocapsa margareli* % and eccentricity filtered curve. *C. p. pelagicus* % for Site U1314. Preservation estimation for Site U1314 based on Flores and Marino (2002). *N. pachyderma* (sin) % for Site U1314 and polynomial regression curve. Eccentricity, precession and June insolation for 60 °N and for 40°N based on Laskar (2004). Irminger Current water proxies calculated by the index proposed by Balestra et al., (2010). Sea Surface Temperature in centigrade degrees (SST) for Site U1314 from Alonso-Garcia et al., (2011a).

Figure 6.4: Periodograms of investigated taxa obtained using REDFIT. In the periodograms, dotted red lines indicate red noise (Theor AR (1)), green and yellow dotted lines represent 90% and 95% significance levels, respectively. Bottom x-axis refers to frequency scale, top x-axis to periodicity scale. Vertical bars highlight blue -eccentricity periodicities and green-precession periodicities.

Figure 6.5. Absolute abundance (N) and relative abundance (%) of small *Gephyrocapsa* different proxies at Site U1314 and MD03-2699. Data of Site MD03-2699 are provided by Amore et al., 2012 and Palumbo et al., 2013. Irminger Current Water proxies calculated by the index proposed by Balestra et al., (2010). *U. sibogae* % for MD03-2699 are unpublished data. Absolute abundance of small *Gephyrocapsa* for Site MD03-2699 with eccentricity filter and polynomial regression curve. Medium part of the Figure is represented by the common waters that mainly affect to the sites (follow the guide of colours below) and the relative position of the North Atlantic Current.

Figure 7.1. Current surface ocean circulation in the subpolar North Atlantic. IODP Site U1314 is the red point. Black points mark other study sites where the Irminger Current effect were studied. Site DS97-2P by Balestra et al., (2010) and B997-328 by Andrews and Giraudeau (2003)

Water masses bodies: The North Atlantic Current (NAC), the Irminger Current (IC), the East Greenland Current (EGC), Labrador Current (LC), Subpolar Gyre (SPG) and Subtropical Gyre (STP). Water position are given by Hátún et al. (2005); Solignac et al (2006), Holliday et al., (2008); Frantantoni (2001), Staines-Urías et al., (2013).

Figure 7.2. Benthic oxygen isotope record from Hernández-Almeida et al., (2012a). Preservation based on the estimation of Flores and Marino (2002). Preservation estimation based on Flores and Marino (2002). Sedimentation rate obtained from Hernández-Almeida et al., (2012a). Total N is the total coccolith production. *R. asanoi* and *G. omega* are measured in coccolith per gram, where LO is the Last Occurrence and FO is the First Occurrence. MIS (Marine Isotopic Stages) intervals from Railsback et al.,

(2015) where grey bars indicate stadials, red bar indicate interstadials and yellow lines indicate terminations.

Figure 7.3. Benthic oxygen isotope records, Sea Surface Temperature (SST), *N. pachyderma* (sin), IRD percentage, radiolarian and benthic carbon isotope records from Hernández-Almeida et al. (2012a; b; 2015). The K/Ti record (Grützner and Higgins, 2010) shows the strong and positive correlation between the presence of the Irminger Current and the strength of the ISOW (represented by K/Ti ratios). Total coccolith production (PP), Irminger Current (IC) -this study. All proxies are record for Site U1314. MIS intervals are obtained from Railsback et al., (2015) where grey bars indicate stadials, red bar indicate interstadials and yellow lines indicate terminations. Chronology of water masses reconstruct different surface water masses. Different colours show different water masses (bottom).

Figure 7.4A, B, C and D. Inferred subpolar gyre circulation mode for each phase documented in this study. Red arrow marks Site U1314 and black point marks other study sites referred in the text.

ANEXO VIII: Listado de tablas

Tabla 2.1. Resumen de proxies basados en coccolitofóridos y su aplicación en estudios (paleo-) ambientales.

Tabla 2.2. Clasificación de las diferentes especies y variedades del género *Gephyrocapsa*.

Comparación de los criterios de clasificación propuestos por Flores et al. (1999) con clasificaciones anteriores. Encima de la tabla, esquema de un cocolito donde se indican los parámetros utilizados para la clasificación (Flores et al., 1999; Colmenero-Hidalgo, 2004).

Tabla 2.3. Taxonomía del género *Reticulofenestra*, basado en Flores et al., (1995). Las especies que tienen (*) aparecen en este estudio.

Table 5.1: Correlation values between different proxies. Acronyms: Total N (or PP): Total N (or Paleoproductivity) is the sum of all coccolithophore species. IRD flux: Ice Rafted Debris flux, SST (Sea Surface Temperature) and NPs (*N. pachyderma* sin. in percentages) obtained from Alonso-García et al., 2011a. P-value = 0.01.

Table 6.1. Cross Correlations between selected proxies. 95% significance levels are referred as significance boundaries. Offset obtained by multiplying the LAG per the sample period. *Correlation applied for only the MIS 12.

Table 7.1 Correlation values between different proxies. Acronyms: Total N (or PP): Total N (or Paleoproductivity) is the sum of all coccolithophore species. IRD flux: Ice Rafted Debris flux, SST (Sea Surface Temperature) and NPs (*N. pachyderma* sin. in percentages) obtained from Alonso-García et al., 2011a. Numbers in bold indicates level of significance of p-value of 0.01. Number of samples compared are 200.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, agradecer a los Doctores José-Abel Flores y Francisco Javier Sierro por elegirme entre tantos y por dejarse elegir. Ha sido un duro camino y, ante todo, quiero agradecer los conocimientos y sobre todo la paciencia que me habéis regalado. Abel, muchas gracias porque gracias a ti, he podido conocer nuevos lugares y personas y personas que ahora hacen que este lugar valga la pena; me has hecho una persona más autónoma e independiente y esa es una de las mejores cosas que alguien me ha podido enseñar. Paco, te agradezco muchísimo todos esos pequeños ratos que me has dedicado. Tu ayuda siempre que me acercaba a puerta, tu siempre buen talante, tu humildad y tu manera única de contar historias y crearlas.

Para mí ha sido un orgullo trabajar con vosotros después de haberos leído por primera vez cuando apenas sabía cuánto de importante era el mar; incluso para mí. Siempre será un orgullo decir que trabajé con vosotros.

Dra. Bárcenas (Lines) gracias por el tiempo que inviertes en hacer que todo funcione, por los caramelos que alguna vez me dejaste encima del escritorio, porque gracias ese gesto conseguiste endulzarme algunos ratos malos. Siempre valoraré tu buen hacer, aunque no hayamos hablado demasiado.

Anita, gracias por dejarme tanta marca. Por tu bondad por bandera, por tu calidad y calidez. Querida amiga, eres única en este mundo y te agradezco que siempre sacases tiempo para ser luz. Blanca, siempre te recordaré por tres cosas: por tu (elevado) sentido de la justicia, porque no me entendías cuando hablaba (aún con subtítulos) y porque siempre latiremos en periodos de 6 horas. Has sido una gran compañera y profesional. Espero que nos volvamos a encontrar. Diana, gracias por ser dura y al mismo tiempo, no serlo en absoluto. Por tus clases de colombiano, vieja. Menudos *embolatamientos* armábamos en el despachito mientras no debajabamos de *platicar* arreglando no solo un país, sino dos y haciéndome pagar (junto con Montse) un euro cada vez que VOSOTRAS habláis, *pendejas*. Margarita, gracias por enseñarme palabrotas en colombiano y *aventarme* a ofender a Javier Eduardo mientras creía que estaba siendo maja. *Tan boba*. Nos “conocimos” tus últimos meses, pero mereció la pena, *burrita sabanera*. Lástima que el Atlántico a veces separe. Gloria gracias por tu apoyo y por tus consejos, realmente me han sido útiles y me has ayudado a conseguir ver luz. Eloy, gracias por ser y estar al otro lado del microscopio. Andrés, fuiste y eres compañero; siempre con buenas palabras y consejos cuando he recurrido a ti, eres de lo mejorcito con lo que me he cruzado y siempre me alegraré por todas las cosas buenas que te ocurran, espero que no sean pocas. Lucía y Alba, gracias por haber traído nuevos aires al GGO. Argenio (Carmen) llegaste en un momento en el que apenas tuve tiempo para compartir, pero te convertiste en alguien a quien decir que nos volveremos a ver, seguro. Débora, gracias por los ratos de “hule” y por recordarme tanto a casa. Gracias a Miguel Ángel, Marlies, Bas, Mariem, Alejandra, Mieke, Aleix por los ratos (más pequeñitos) que he compartido con vosotros. Espero encontraros algún día nuevamente.

Monste e Iván, Iván y Montse. ¿Qué puedo decirlos? Compañeros y compañeros de intervalo. ¿Cuántas veces os habré dicho la palabra *Irminger*?. Dos cosas, ha sido fácil trabajar con vosotros y ha sido muy difícil intentar aportar algo nuevo a lo ya vuestro, el listón esta siempre alto con vosotros. Montse, gracias por tus correcciones y siempre disponibilidad para ayudar. Iván, gracias por tus valiosos comentarios y tu buen criterio. Creo que compartir esto con vosotros es tener suerte.

José Ignacio, gracias por tu tiempo y por hacerme ver siempre el otro lado de las cosas. Por tus consejos y porque tus diferencias son sumas. Rocío, gracias por tus anécdotas y por tu amistad. Yo nunca podré olvidar tus caras los lunes y tu conocimiento sobre las verbenas a las cuales acudir.

I also thank to Professoressa Amore for hosting me and give me the opportunity to work on Sannio University for three months. I am grateful for your help and warm welcome me. Eliana, you teach

me many (many) things and you are also my friend, you are one of the strongest person that I've ever known. Thank you for your advices, time, help and friendship in a hard moment in your life.

Adriana, pasaste por aquí seis meses y fuiste un auténtico soplo de aire fresco. Compartir contigo ese tiempo fue maravilloso y me ayudaste mucho en lo personal y en lo profesional. Siempre serás bienvenida allá donde yo habite.

Este trabajo hubiera sido un poco más difícil si no hubiera tenido detrás el apoyo incondicional de mi familia. Mis padres, por apoyarme cuando en lugar de medicina, me dio por estudiar “ciencias del mar”, por siempre estar y llegar puntuales a mi cita con todos los autobuses y aviones, que lejos de alejarme, me hacían valorarles mucho más. Por todos los días que he faltado a citas importantes y porque sé que, a pesar de la distancia, siempre me apoyaran, incluso aunque sea a alejarme. Gracias a mis hermanas por intentar entenderme a pesar de la diferencia generacional y que no hemos compartido mucho tiempo y espacio; aún a sabiendas que no estaré cerca, siempre hay tiempo para compartir pedacitos de calidad. Mariví, no me río más con nadie como contigo, siempre fuiste mi hermana mayor preferida de todas las de los demás. Upe, estás loca. Estás loca porque no dejas que nadie de menos del 120%. Eres un buen ejemplo de constancia y perseverancia y desde luego, también eres mi hermana mediana preferida.

Diego, Darío, Lucas y Jara. Pequeños desastres animales, os debo muchos ratos de juego. Os agradezco prestarme este tiempo de espera. Tengo muchas ganas de veros crecer porque estoy segura de que me voy a sentir orgullosa de todos vosotros.

Lorena, gracias por todo. Me huele a que en todos los logros y no-logros marcaré tú número. Hugo y Bruno, tenéis mucha suerte.

Susana, gracias Zofalito, por ser la una de esas personas que nunca dejó de recordarme cómo fui antes de todos los agobios, con el único pretexto que hacerme creer que podría terminar la tesis. Me encanta compartir tiempo contigo y me parece que en los últimos tiempos ha sido poco. No te imaginas la suerte que tuve cuando me dio por jugar al Trivial con “los químicos”, porque de todos ellos, tu eres el carbono.

Menchu, Ari, Inma, Martuca y Rosa... de alguna manera habéis vertebrado parte de esta historia que empezó hace mucho. Gracias por caminar a mi lado en los inicios de toda esta historia.

Pau, gracias por tu tiempo, por fingir que siempre tienes tiempo para ayudarme con el inglés. Por ser una de las mejores personas con las que me he cruzado y por valorarme cómo lo haces. Ojalá todo el mundo tuviera alguien como tu al lado.

Marta, gracias por los lunes a las 20h, por el *Consultorio Pepi*, por mostrarme el *Vao* (y por quitármelo), porque me sentí tan bien contigo que estoy segura de que hay tiempos pasados que son mejores que algunos futuros. Por enseñarme que lo bueno de las tormentas es salir siendo una persona diferente a la que entró. Eres responsable de muchas de las cosas buenas. (Y lo sabes). Gracias por estar ahí en los malos ratos; engrosar la lista de buenos ratos no será difícil.

Gracias a todos vosotros porque gota a gota, habéis formado parte de mi vida.