



VNiVERSiDAD
D SALAMANCA

Departamento de Geología

**Cambios climáticos a escala astronómica y milenaria
registrados en el Mediterráneo occidental**

Beatriz González Mora

Tesis Doctoral

Salamanca, 2008



VNiVERSiDAD
D SALAMANCA

Dpto. de Geología- Área de Paleontología

Cambios climáticos a escala astronómica y milenaria registrados en el Mediterráneo occidental

Memoria presentada por **Beatriz González Mora** para optar al **grado de Doctor en
Ciencias Geológicas** por la **Universidad de Salamanca**

Directores de la tesis:

Dr. Francisco Javier Sierro Sánchez

Catedrático del Departamento de Geología (Paleontología)
Facultad de Ciencias
Universidad de Salamanca

Dr. José Abel Flores Villarejo

Catedrático del Departamento de Geología (Paleontología)
Facultad de Ciencias
Universidad de Salamanca

Dr. D. **Francisco Javier Siervo Sánchez** y Dr. D. **José Abel Flores Villarejo**, Catedráticos de Paleontología en el Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca,

CERTIFICAN que,

Beatriz González Mora ha realizado en el Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca y bajo nuestra supervisión el trabajo:

**Cambios climáticos a escala astronómica y milenaria registrados en el
Mediterráneo occidental**

Salamanca, diciembre de 2007

Beatriz González Mora (Doctoranda)

Francisco Javier Siervo Sánchez

José Abel Flores Villarejo

La realización de esta tesis ha sido posible gracias a la financiación obtenida por los proyectos GRACCIE (CONSOLIDER-INGENIO CSD 2007-00067), CGL 2005-00642/BTE y CGL2006-10593 del Ministerio de Ciencia y Tecnología, y SA008C05 de la Junta de Castilla y León; así como por la beca FPU del Ministerio de Educación y Ciencia AP2003-3094, concedida a la autora. Parte de las muestras han sido obtenidas y suministradas por el *Ocean Drilling Program* y otra parte por el proyecto europeo PROMESS1. Los datos de alquenonas han sido facilitados por J. Grimalt y B. Martrat.

Agradecimientos

Y llegó el momento en el que se cierra una etapa más de mi vida para comenzar otra diferente...muy diferente.

En primer lugar, agradecer a mis directores, los doctores Francisco Javier Siervo Sánchez y José Abel Flores Villarejo, el poder “haber hecho de científica” durante estos últimos años.

Mis compañeros de área han sido un apoyo muy importante durante este tiempo. Alberto, Alejandra, Edith, Mariem, Lines, Elena, Andrés, Mieke,...bueno, todos! que sois muchos! A ti, Marta, se te echa de menos. Espero encontrar en mi nuevo trabajo un compañero tan majo como tú, Iván. Y Rubén, qué voy a decir! sin ti no sé que hubiera hecho todo este tiempo. Montse, mucha suerte! ya sabes cuál es la estrategia. Y cómo olvidarme de Ana, la “agregada” con la que formábamos el “trío calavera”.

Gracias también a la gente que me ha facilitado realizar estancias en otros países, como los doctores Joachim Schönfeld y Harry Elderfield; y a los que hicieron que en el extranjero me sintiera un poco como en casa: Isabel (Tamarit), Patrizia (Ferretti), Andrea (Piva), Rina, Irina, Babette, Luke (Skinner), Jaume, Ralf (Gelfort), Daniele (Menge), Jenny (Lezius), Maite (Hdez. Sánchez), Domenico,...

Me gustaría agradecer especialmente a los doctores Domenico Ridente y Fabio Trincardi la oportunidad que me dieron de participar en una campaña oceanográfica. Nunca olvidaré los colores del Adriático.

Gracias al doctor Heiko Pälike, e indirectamente al *Integrated Ocean Drilling Program*, por haber pensado en mí como posible parte de su tripulación en el *Joides*. Este tipo de pequeñas-grandes cosas son las que me han motivado a seguir hasta el final.

En especial me gustaría agradecer al Dr. César Viseras la confianza que ha depositado siempre en mí y la oportunidad que me dio para conseguir uno de mis sueños. Y por supuesto, a Choni y Colmenero, por tener siempre un rato para mí.

A todos los buenos amigos que durante estos últimos años han contribuido a que cada día sea un poco más feliz que el anterior. Lara, Eva (Corral), Eva (Compi), Almudena, Zalima, Hugo,

Carlos (Duque), Diego (Diegorras), Ángel (Puga), David (Gallego), José María (“Ammonites”), Santos, Jose (Nespe), Mapi y Saray.

A Manuel, por seguir queriéndome...

Y gracias a mi familia, porque siempre ha estado y siempre estará ahí. Especialmente a mis padres, porque soy lo que soy gracias a ellos; a mi tía Tere, y a mi hermano, el mejor y más original hermano del mundo!

PRESENTACIÓN Y JUSTIFICACIÓN DE LA TESIS

Esta Tesis Doctoral se encuadra dentro de las investigaciones paleoceanográficas y paleoclimáticas, ambas muy desarrolladas durante los últimos años debido a la creciente preocupación por el cambio climático y a la estrecha relación existente entre el clima del pasado, el presente y el futuro. Con la elaboración de esta tesis se ha pretendido profundizar en el conocimiento de la variabilidad climática-oceanográfica que ha tenido lugar en el Mediterráneo occidental durante los últimos 250 ka, tanto a escala milenaria como a escala astronómica, a través de varios estudios de alta resolución.

Una de las principales razones por las se estudia el mar Mediterráneo es que, al tratarse de una cuenca semi-cerrada, su registro sedimentario se caracteriza por la amplificación de las señales climáticas, de forma que muchos eventos globales se identifican mejor en esta cuenca. Dentro del Mediterráneo occidental se han elegido dos testigos para el estudio de la variabilidad climática, uno procedente del mar de Alborán y otro del golfo de León. Ambas zonas son importantes en la dinámica oceanográfica del Mediterráneo ya que el mar de Alborán es la zona de intercambio de aguas entre el océano Atlántico y el Mediterráneo; y el golfo de León es la zona de generación de las aguas profundas del Mediterráneo occidental. Por lo tanto, los testigos seleccionados, además de registrar cambios globales amplificados, también deben mostrar variaciones en la dinámica climática-oceanográfica interna del Mediterráneo, especialmente del occidental. En esta Tesis se incluye un amplio abanico de resultados geoquímicos y faunísticos que proporcionarán una visión global de las diferentes situaciones oceanográficas acontecidas durante el periodo estudiado.

La estructura de la tesis se divide en cuatro bloques. En el primero, que comprende los capítulos I y II, se hace una introducción a las zonas de estudio, los cambios climáticos globales acontecidos durante los últimos 250 ka, los testigos utilizados y la metodología empleada, incluyendo una descripción ecológica de las especies más representativas utilizadas en este trabajo.

El segundo bloque incluye los capítulos III, IV, V, VI y VII, cada uno constituye un artículo enviado/aceptado en revistas de ámbito nacional e internacional. Los tres primeros se centran en los cambios paleoceanográficos-climáticos registrados en el mar de Alborán entre 250 y 150 ka. El primero de ellos se basa en la fauna planctónica y los resultados de fluorescencia de rayos X; el segundo, presenta y discute una reconstrucción de paleotemperaturas utilizando el método de los análogos modernos; y el tercero incluye datos isotópicos y de paleotermometría de Mg/Ca, analizando tanto variaciones a lo largo del tiempo como cambios dentro de la columna de agua. El

cuarto artículo analiza la utilización del peso de los foraminíferos planctónicos como indicador del nivel de CO₂ atmosférico. En el último artículo se estudia la evolución de la fauna bentónica en el golfo de León durante parte del estadio isotópico marino 3, prestando especial atención a la variabilidad climática milenaria caracterizada por los eventos Dansgaard-Oeschger y Heinrich.

Un tercer bloque está constituido por el capítulo VIII, en el que se hace un resumen de las conclusiones principales obtenidas en esta Tesis. Y finalmente, los anexos que recogen una lista con las especies de foraminíferos planctónicos y bentónicos más representativas de este trabajo y las abreviaturas utilizadas en esta memoria.

OBJETIVOS

Esta Tesis tiene varios objetivos generales.

1. Caracterización de las variaciones oceanográficas y climáticas ocurridas en el mar de Alborán, en particular, y en el Mediterráneo, en general, durante parte de los últimos 250 ka, mediante el estudio micropaleontológico y geoquímico de los sedimentos.
2. Valoración del peso de los foraminíferos planctónicos como indicador del nivel de CO₂ atmosférico.
3. Determinar los factores que controlan la relación Sr/Ca en la concha de los foraminíferos planctónicos.

Cada uno de estos objetivos generales se desglosa en una serie de objetivos específicos que se detallan a continuación:

- 1.1 Caracterizar las variaciones en la asociación de foraminíferos planctónicos en el mar de Alborán entre 250 y 150 ka.
- 1.2 Caracterizar los cambios geoquímicos registrados en el sedimento, determinando su origen.
- 1.3 Hacer una estimación de las paleotemperaturas utilizando el método de los análogos modernos.
- 1.4 Estudiar los cambios producidos a lo largo del tiempo en las distintas masas de agua registradas en el mar de Alborán a través de datos isotópicos y paleotermometría basada en la relación Mg/Ca de la concha de diferentes especies de foraminíferos planctónicos.
- 1.5 Analizar la relación entre las variaciones en la fauna y la geoquímica del sedimento en términos de cambios oceanográficos y climáticos a escala milenaria.
- 1.6 Estudiar la relación entre las variaciones en la fauna y la geoquímica del sedimento a escala astronómica.
- 1.7 Establecer diferencias en la productividad del Mediterráneo Occidental bajo distintos regímenes climáticos y situaciones oceanográficas.
- 1.8 Determinar la influencia de los cambios del nivel del mar en la zona de estudio.
- 1.9 Establecer teleconexiones entre el clima del Mediterráneo y otras zonas del planeta.
- 1.10 Realizar un estudio detallado de los eventos Dansgaard-Oeschger y Heinrich en el Mediterráneo basado en las asociaciones de foraminíferos bentónicos del golfo de León y su comparación con resultados existentes del mar de Alborán.

- 2.1 Estimar del peso medio por foraminífero entre 250 y 150 ka.
 - 2.2 Valorar el efecto de diferentes factores, como la concentración de CO₂ atmosférico, la disolución o la temperatura, sobre el peso de los foraminíferos y su tasa de calcificación.
 - 2.3 Identificar variaciones cíclicas en el peso de los foraminíferos entre 250 y 150 ka.
 - 2.4 Comparar los resultados obtenidos para tres especies de foraminíferos planctónicos (*Globigerinoides ruber*, *Globigerina bulloides* y *Neogloboquadrina pachyderma* (dextrorsa)).
-
- 3.1 Valorar la influencia de diferentes factores en la relación Sr/Ca de las conchas de foraminíferos planctónicos (*Globigerinoides ruber*, *Globigerina bulloides* y *Neogloboquadrina pachyderma* (dextrorsa)).
 - 3.2 Comparar los registros de Sr/Ca de tres especies de foraminíferos planctónicos a lo largo del tiempo para identificar posibles diferencias intraespecíficas.

ABSTRACT

Foraminifer assemblages and geochemistry from ODP site 977A (Alboran Sea) and PRGL1-4 (Gulf of Lions) have been studied to analyse changes in the microfauna, climate and paleoceanography in the Western Mediterranean Sea at several time intervals during the last 250 kyr.

The planktonic foraminifer assemblages in the Alboran Sea seem to be mainly controlled by changes in sea surface temperature (SST) and confirm the pervasive millennial variability previously reported with alkenone-based SST. In addition, astronomical variability is also shown by the foraminifer assemblages. The warm substages of stage 7 are recognized by the high abundances of the species *Globigerinoides ruber*, reflecting oligotrophic conditions and a stratification of the water column, coinciding with the Northern Hemisphere summer insolation maxima. Water stratification is due to surface water warming (density decrease) and coincides with strong seasonality. These oceanographic conditions gradually changed to more vertical mixing and weaker seasonality during cold substages. *Neogloboquadrina pachyderma* (left coiling) is very scarce during the period studied, suggesting a reduced southward influence of the Polar Front and less extreme cooling at that time.

Several possible Heinrich-like events are described in this study. These periods of iceberg discharges from the North Atlantic are recorded in the Mediterranean Sea by low water $\delta^{18}\text{O}$ values, low salinity, relatively low SST, a decrease in the total number of planktonic foraminifers, and disappearance of *Globorotalia inflata* and temperate water species. These lighter oxygen isotope and low salinity waters would have caused density stratification. The extremely cold conditions caused an abrupt and drastic decrease in surface productivity.

During the period studied four organic-rich layers (ORL) can be recognized. These sediments are related to the sapropels from the Eastern Mediterranean. It may be observed that all the organic-rich layers coincide with low $\delta^{18}\text{O}$ values in *Globigerina bulloides*. This relates the formation of these layers to the arrival of isotopically lighter waters. The origin could have been either increased rainfall over the Mediterranean area or a stronger influence of Atlantic waters due to greater inflow to the Mediterranean. The geochemical data suggest that they were formed under stratification conditions and at times of high surface productivity. No organic-rich layer was developed during the 220 kyr-Northern Hemisphere summer insolation maximum due to the

occurrence of a possible Heinrich-like event at the same time, however sapropel 8 was formed, suggesting that different factors affect the Mediterranean subbasins in a different way.

A reconstruction of SST in the Alboran Sea between 245 and 145 kyr has been made based on the modern analog technique using planktonic foraminifers. We used a modern database that contains a total of 253 samples, 123 from the North Atlantic and 130 from the Mediterranean Sea. For the estimates we used PaleoAnalog 2.0, computer program developed by the University of Salamanca. Our reconstruction shows a small SST difference between substages 7.3, 7.2 and 7.1. An important millennial variability (7.4, 5.6 and 4.6 kyr) occurs during the whole studied period, both in warm and cold intervals, although changes seem to have more amplitude during cold ones. Seasonality seems to be higher during the warmer substages, 7.5 and 7.3, and smaller during the cold substage 7.4.

Mg/Ca paleothermometry and stable isotope measurements performed on tests from the planktonic foraminifers *Globigerinoides ruber* (white), *Globigerina bulloides*, and *Neogloboquadrina pachyderma* (right coiling) have revealed that during marine isotope stages 6 and 7 warm substages were characterized by strong seasonality, thermal stratification of the water column and less surface productivity. By contrast, during cold substages less pronounced seasonality and basin stratification prevailed together with greater productivity. These data also revealed that periods of stratification due to the low salinity of the upper water mass occurred during the formation of organic-rich layers and also during Heinrich-like events.

Changes in the benthic foraminifer assemblage (at 200 m depth) between 60-30 kyr have been studied in core PRGL1-4 (Gulf of Lions), and have been found to be strongly controlled by the Dansgaard-Oeschger variability. During stadials, the species most represented were *Trifarina angulosa*, *Astrononion gallowayi*, *Lobatula lobatula*, and miliolids; whereas during interstadials, the assemblage was dominated by *Hyalinea balthica*, bolivinids, buliminids and agglutinated foraminifers. This suggests more oxygenated bottom waters and a lower organic matter content during stadials, as previously seen for the benthic fauna from the Alboran Sea (2000 m depth). This can be explained in terms of enhanced basin-wide vertical mixing caused by stronger winds or of less productivity throughout the Mediterranean basin, due to a reduced nutrient supply from river discharges. However, during interstadials, both weaker winds and warmer surface waters could have reduced the vertical mixing or a greater nutrient input could have caused an increase in basin productivity. The benthic fauna during Heinrich stadials suggests a similar oceanographic setting to that of the other stadials.

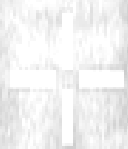
In order to better constrain the factors controlling the calcification rate in planktonic foraminifera, and to assess shell weight reliability as an atmospheric CO₂ proxy, changes in shell weight in several planktonic foraminifer species (*Globigerina bulloides*, *Neogloboquadrina pachyderma* (right coiling) and *Globigerinoides ruber* (white)) have been studied in core samples from the Alboran Sea (Western Mediterranean) between 250-160 kyr (marine isotope stages 6 and 7). These results suggest that factors controlling calcification rate depend on the species and it is not always related with atmospheric CO₂. In *Globigerina bulloides* and *Globigerinoides ruber* (white) calcification rate is mainly controlled by atmospheric CO₂ and water temperature, whereas *Neogloboquadrina pachyderma* (right coiling) shell weight is directly related to optimum growth conditions: heavier shell weights coincide with more relative abundance of this species due to optimum temperature conditions. Therefore, foraminifer shell weight should be used carefully as an atmospheric CO₂ proxy.

Furthermore, Sr/Ca analysis in shells of the same three species of foraminifers were also performed in order to observed interspecific variations and to find out the parameters that control this ratio. Our results show a common, large Sr/Ca variability for the three species studied, thus suggesting changes in the global ocean Sr/Ca ratio as the main cause of variations in shell composition.

INDICE

CAPÍTULO I.....	20
INTRODUCCIÓN	20
1. OCEANOGRAFÍA DEL MAR MEDITERRÁNEO	3
2. OCEANOGRAFÍA DEL MAR DE ALBORÁN	7
3. OCEANOGRAFÍA DEL GOLFO DE LEÓN.....	12
4. CAMBIOS CLIMATICOS GLOBALES REGISTRADOS EN EL MEDITERRÁNEO A ESCALA MILENARIA	15
5. SAPROPELES Y CAPAS RICAS EN MATERIA ORGÁNICA.....	21
7. ECOLOGÍA DE FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS.....	26
8. ECOLOGÍA DE FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS	34
CAPÍTULO II	51
MATERIAL Y MÉTODOS	51
1. DESCRIPCIÓN DE LOS TESTIGOS UTILIZADOS.....	53
2. PREPARACIÓN DE MUESTRAS Y ESTUDIO DE FORAMINÍFEROS.....	55
3. ISÓTOPOS ESTABLES Y Mg/Ca.....	56
4. PESOS	58
5. MÉTODO DE LOS ANÁLOGOS MODERNOS (<i>MODERN ANALOG TECHNIQUE</i>).....	58
6. FLUORESCENCIA DE RAYOS X (FRX).....	61
7. ANÁLISIS ESPECTRAL	62
8. MODELOS DE EDAD	63
CAPÍTULO III.....	67
PALEOCEANOGRAPHIC AND PALEOCLIMATE VARIABILITY IN THE ALBORAN SEA BETWEEN 245-145 KYR	67
CAPÍTULO IV	93
ESTUDIO DE PALEOTEMPERATURAS EN EL MAR DE ALBORÁN ENTRE 250 Y 150 KA UTILIZANDO LA TÉCNICA DE LOS ANÁLOGOS MODERNOS.....	93

CAPÍTULO V.....	103
TEMPERATURE AND STABLE ISOTOPE VARIATIONS IN DIFFERENT WATER MASSES FROM THE ALBORAN SEA (WESTERN MEDITERRANEAN) BETWEEN 250 AND 150 KA.....	103
CAPÍTULO VI.....	128
CONTROLS OF SHELL CALCIFICATION IN PLANKTONIC FORAMINIFERS	128
CAPÍTULO VII	144
RESPONSE OF BENTHIC FORAMINIFERS TO DANSGAARD-OESCHGER AND HEINRICH EVENTS IN THE GULF OF LIONS (NW MEDITERRANEAN SEA)	144
CAPÍTULO VIII.....	167
CONCLUSIONES/CONCLUSIONS	167
ANEXOS.....	177
ANEXO 1. RELACIÓN DE ESPECIES IDENTIFICADAS.....	178
ANEXO 2. ABREVIATURAS	182



CAPÍTULO I
INTRODUCCIÓN

1. OCEANOGRAFÍA DEL MAR MEDITERRÁNEO

El régimen hidrológico del Mediterráneo actual está condicionado por dos factores: el clima, que trataremos más adelante con más detalle, y su fisiografía, consistente en varias cuencas anastomosadas separadas por estrechos de poca profundidad que controlan los flujos de entrada y salida de aguas (Béthoux, 1979).

El mar Mediterráneo es una cuenca semi-cerrada que se extiende de oeste a este entre los 30 y los 45° de latitud Norte. Se comunica con el Atlántico por el estrecho de Gibraltar (284 m de profundidad) y con el mar Negro a través del estrecho del Bósforo, el mar de Mármara y el estrecho de Dardanelos. Además, artificialmente ha sido conectado con el mar Rojo por medio del canal de Suez.

El mar Mediterráneo se comporta como una cuenca de concentración, es decir, la cantidad de agua que pierde la cuenca por evaporación es mayor que la cantidad de agua que le llega por medio de las precipitaciones y del aporte de los ríos (Béthoux, 1979). El motor de su circulación marina es la formación de masas de agua más densas en determinadas zonas, que responde a las condiciones climáticas de la zona.

El clima en la zona mediterránea está fuertemente controlado por la posición de la Zona de Convergencia Intertropical o ZCIT, su migración estacional y su influencia sobre los sistemas de presiones (Cramp y O'Sullivan, 1999; figura 1). El patrón climático actual se caracteriza por el establecimiento de un sistema de altas presiones muy estable sobre el Mediterráneo a lo largo de todo el verano provocando una situación cálida y seca. A medida que el sistema de altas presiones va decayendo, debido al desplazamiento hacia el sur de la ZCIT, las depresiones del sur de Europa se sitúan sobre el Mediterráneo en los meses de invierno. Este periodo se caracteriza por un clima más frío y húmedo. Sin embargo, las condiciones anticiclónicas predominantes provocan un exceso en la evaporación de la cuenca favoreciendo la generación de masas de agua de cierta densidad.

El Mediterráneo está dividido en dos subcuencas, la occidental y la oriental, por el estrecho de Sicilia de unos 330 m de profundidad. Cada subcuenca está formada por varias cuencas menores, así en el Mediterráneo Occidental encontramos el mar de Alborán, el mar Balear, la cuenca Argelino-Provenzal y el mar Tirreno (figura 2), mientras en el Mediterráneo Oriental se distinguen el mar Jónico, el mar Adriático, la cuenca Levantina y el mar Egeo (Béthoux, 1984).

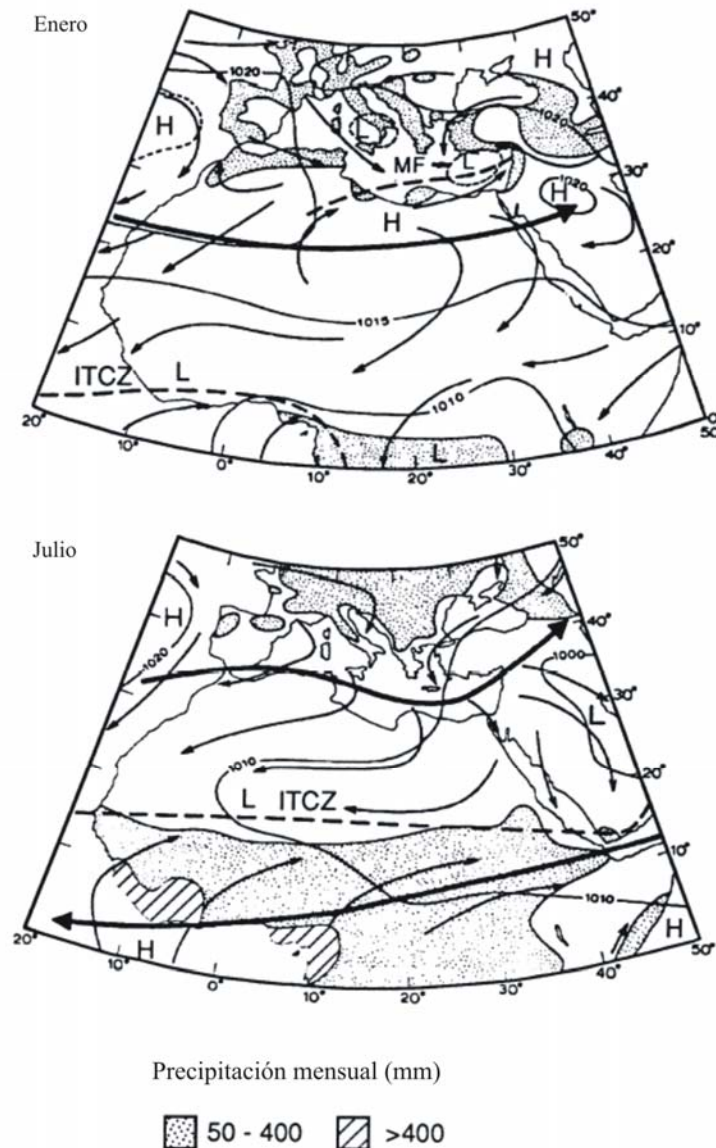


Figura 1. Distribución de los sistemas de presiones, vientos y precipitaciones en el Mediterráneo y el norte de África en los meses de enero y julio. Las flechas gruesas indican la posición de las corrientes en chorro Subtropical y del Este. La línea discontinua muestra la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). H: zonas de altas presiones; L: zonas de bajas presiones. Modificada de Cramp y O'Sullivan (1999).

El mar Mediterráneo posee un sistema de circulación termohalina (Wüst, 1961) conducido por las variaciones estacionales en la salinidad y la temperatura de las aguas superficiales. Este sistema de circulación engloba la entrada de aguas atlánticas oligotróficas superficialmente por el estrecho de Gibraltar, la generación de aguas densas debido a la interacción atmósfera-océano y la salida de aguas profundas hacia el Atlántico con cierta cantidad de nutrientes. Este tipo de circulación se conoce como antiestuarina y por sus características provoca que el mar Mediterráneo sea una cuenca oligotrófica (Béthoux, 1979).

La circulación general del Mediterráneo está controlada por los gradientes de densidad entre las aguas de las dos cuencas y entre el Atlántico y la cuenca occidental (Millot, 1999; Pinardi y Masseti, 2000). Las aguas superficiales describen un gran giro ciclónico englobando las dos cuencas y otro gran giro también ciclónico que describen las aguas en la cuenca occidental (figura 2). El resto de las pequeñas células existentes en esta cuenca son anticiclónicas al igual que las que se encuentran en el sur de la cuenca oriental. En esta última aparecen varios giros ciclónicos de medianas dimensiones. Más en detalle, el agua atlántica entra superficialmente por el estrecho de Gibraltar debido al gradiente de presión entre el Océano y las aguas mediterráneas. Esta masa de agua ocupa los 100 primeros metros de la columna de agua durante el verano y los 200 en el invierno (Lacombe y Tchernia, 1972), y penetra hasta la cuenca oriental a través del estrecho de Sicilia, modificando sus características a lo largo del trayecto.

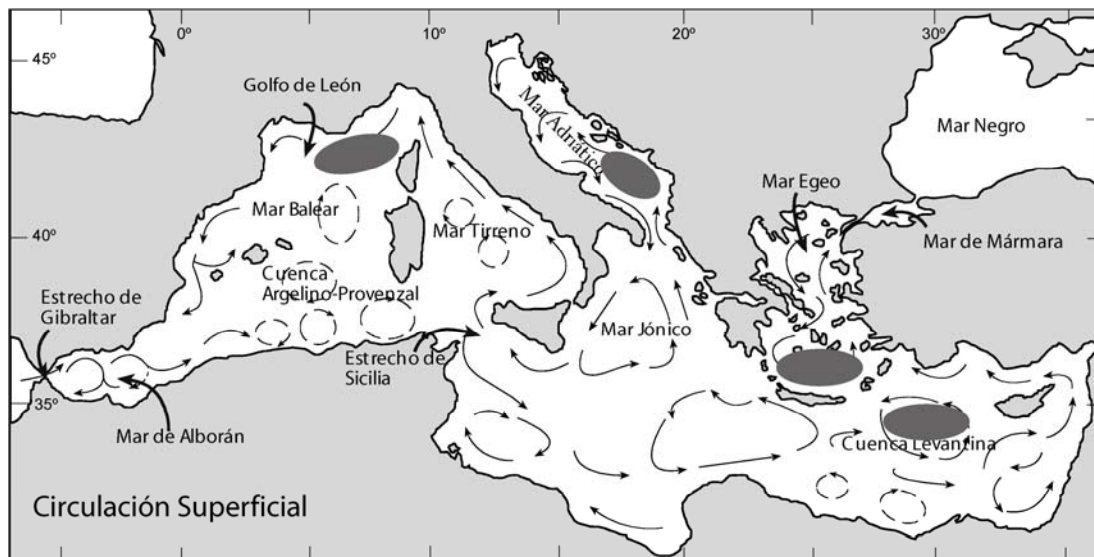


Figura 2. Cuencas mediterráneas, circulación superficial y principales zonas de generación de aguas intermedias y profundas (gris oscuro). Modificado de Béthoux (1984).

La cuenca oriental sufre mayor evaporación que la occidental debido a que recibe mayor insolación en su parte sur (Millot, 1999), por eso estas aguas son más salinas, más densas, provocando su hundimiento y generando el Agua Intermedia Levantina (LIW, *Levantine Intermediate Water*) en la cuenca del mismo nombre. La LIW se distribuye por toda la cuenca mediterránea en forma de varios brazos entre los 200 y los 600 metros de profundidad, constituyendo un máximo de salinidad entre los 300 y los 400 m llegando a 38,5 psu (figura 3). Esta masa de agua va directamente hacia las dos zonas de generación de aguas profundas de forma que

la LIW también está involucrada en la formación de estas aguas conectando así las dos grandes cuencas.

Las masas de agua profundas (figura 3) se originan en el mar Adriático, en el Egeo (Mediterráneo Oriental) y en el golfo de León (Mediterráneo Occidental) siguiendo un procedimiento similar al de la generación del Agua Noratlántica Profunda (Pierre, 1999). En el Mediterráneo, la generación de aguas profundas está controlada por la intensidad de los vientos, la densidad inicial de las aguas y el patrón de circulación de la zona. En invierno llegan fuertes vientos procedentes del oeste, de origen continental y polar, que traen masas de aire frío y seco hasta el Mediterráneo provocando gran evaporación y enfriamiento de las aguas superficiales que se vuelven muy densas y se hunden llegando a una gran profundidad. Las variaciones interanuales que se producen en la tasa de formación de aguas profundas están relacionadas con anomalías atmosféricas, más concretamente con fluctuaciones en la intensidad de los vientos (Pinardi y Masseti, 2000). Algunos años en los que los inviernos han sido más suaves en el golfo de León se han formado aguas menos densas intermedias en vez de aguas profundas (Mediterranean Intermediate Water, MIW; Millot, 1999).

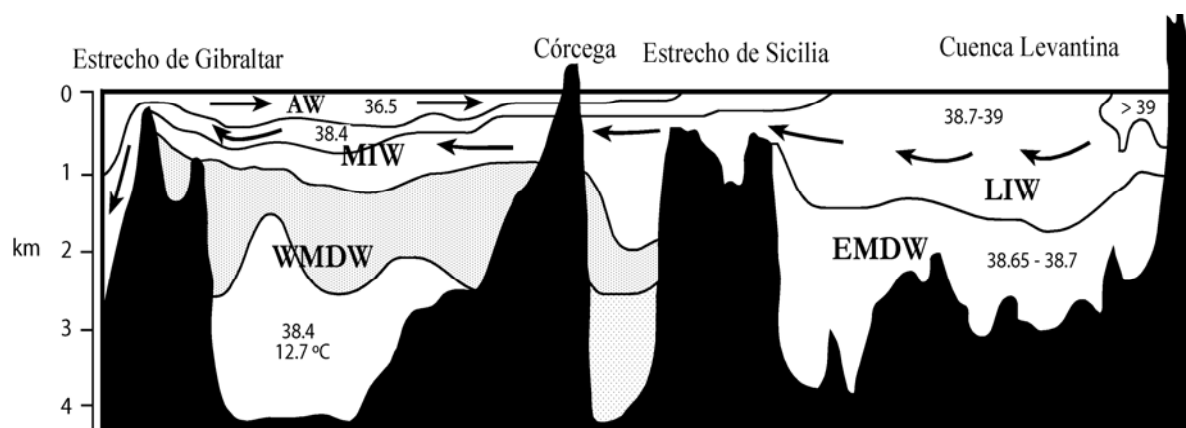


Figura 3. Esquema de la circulación de las masas de agua mediterráneas durante el verano. MAW: Agua Atlántica Modificada; LIW: Agua Intermedia Levantina; WMDW: Agua Profunda del Mediterráneo Occidental; EMDW: Agua Profunda del Mediterráneo Oriental. En cada masa de agua se especifica su salinidad en psu y, en un caso, su temperatura. Modificada de Wüst (1961).

Hasta hace poco se pensaba que a través del estrecho de Sicilia sólo pasaba la LIW, pero recientemente se ha comprobado que por la parte más profunda del mismo hay una masa de agua más fría y densa que la anterior, que es una mezcla de las aguas profundas generadas en el Adriático y el Egeo (Millot, 1999). Estas aguas más profundas al cruzar el estrecho se mezclan con

las aguas que residen en el Tirreno y con las que vienen de la cuenca Argelina formando el Agua Densa del Tirreno (TDW, *Tyrrhenian Dense Water*). La TDW se mantiene bajo la LIW dando la vuelta al Mediterráneo Occidental, pero sin mezclarse con ella, hasta salir por Gibraltar formando parte de las aguas intermedias.

Además de las aguas intermedias mencionadas, encontramos también el Agua Intermedia de Invierno (WIW, *Winter Intermediate Water*), que es fruto del enfriamiento de las aguas atlánticas que entran por el estrecho de Gibraltar a la altura del mar Balear y del golfo de León ($< 12,4\text{ }^{\circ}\text{C}$) durante las etapas más suaves del invierno (Millot, 1999). Al tiempo de formarse la WIW, el Agua Atlántica Modificada (MAW, *Modified Atlantic Water*), más caliente y menos densa, vuelve a superponerse. El procedimiento por el cual la MAW se transforma en WIW es una fase importante dentro del proceso de transformación de las aguas atlánticas en aguas mediterráneas.

En cuanto a la productividad en el mar Mediterráneo hay que decir que es una cuenca oligotrófica, debido a que la mayor parte de los nutrientes se encuentran por debajo de la zona fótica y la fuerte haloclina existente no permite que las aguas se mezclen ni que los nutrientes lleguen a la parte más superficial (Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995). Además, las aguas que llegan procedentes del Atlántico son más pobres en nutrientes que las aguas que salen del Mediterráneo. Existen algunas zonas más productivas cerca de las desembocaduras de los grandes ríos y en zonas con surgencias ya sean permanentes o temporales.

2. OCEANOGRAFÍA DEL MAR DE ALBORÁN

El mar de Alborán es la cuenca más occidental del Mediterráneo; la primera que recibe las aguas atlánticas y por eso la que mayor influencia atlántica tiene. Está situada entre las costas españolas de Cádiz, Málaga y Almería, y el norte de África. Se conecta con el Atlántico a través del estrecho de Gibraltar, que tiene unos 15 km de ancho, y se abre al resto del Mediterráneo hacia el este. Esta cuenca posee la mayor acumulación de depósitos neógenos y cuaternarios de todo el Mediterráneo Occidental (Comas *et al.*, 1996). La topografía del fondo es bastante compleja con varias subcuencas, crestas y *seamounts*, debido a los continuos episodios tectónicos que ha sufrido. Las estructuras principales son la cresta de Alborán y el corredor de Alborán, que se extienden linealmente de noreste a suroeste a lo largo de 180 km. La isla de Alborán es el único punto emergido de la cresta. Separadas por este accidente geográfico se distinguen tres subcuencas

principales, la occidental, la oriental y la meridional, aunque a partir de ahora las dos últimas las consideraremos como una sola (Comas *et al.*, 1996). El sondeo ODP 977, objeto de estudio de este trabajo, ha sido tomado en la oriental (figura 4).

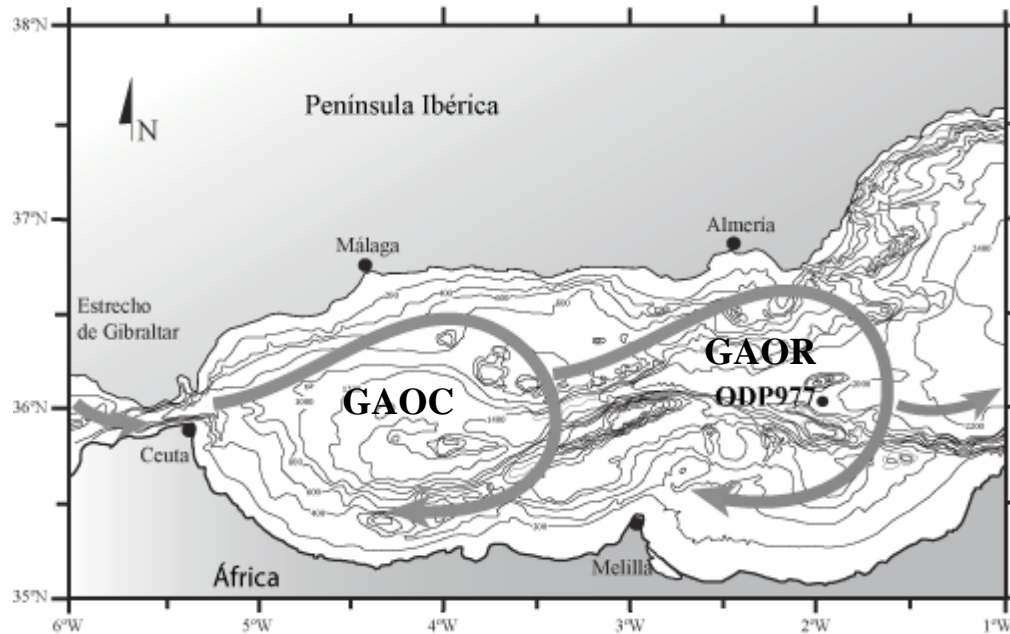


Figura 4. Localización del testigo ODP977 y esquema de la circulación superficial del mar de Alborán (Modificado de Parrilla y Kinder, 1987). GAOC: Giro Anticiclónico Occidental; GAOR: Giro Anticiclónico Oriental.

En esta cuenca se distribuyen verticalmente tres masas de agua cuyo patrón de circulación está fuertemente controlado por el intercambio de aguas que se produce en el estrecho de Gibraltar (Pierre, 1999). Los 220 metros más superficiales corresponden al Agua Atlántica Modificada (MAW) que fluye hacia el este a través del mar de Alborán aumentando su espesor en la parte en la que se cierran los giros, la parte sur. Esta masa de agua va siendo modificada en su camino hacia el Este debido a la mezcla de aguas y al intercambio de calor con la atmósfera. Se caracteriza por su baja temperatura y su baja salinidad. Entre los 220 y los 1100 m se encuentra la LIW, parcialmente modificada a lo largo de su recorrido desde su formación en la cuenca oriental, y la TDW (Millot, 1999). Estas aguas intermedias, la LIW y la TDW, son la componente principal del Agua Saliente Mediterránea (MOW, *Mediterranean Outflow Water*) que, una vez en océano abierto, se extiende hacia el norte y el oeste, llegando incluso al mar de Noruega y al Caribe, en forma de lentes de agua cálida y salina a profundidades entre los 600 y los 2500 m. Es posible que estas aguas procedentes del Mediterráneo hayan constituido una parte importante del Agua Noratlántica Profunda (NADW, *North Atlantic Deep Water*) en tiempos pasados (Béthoux, 1979). La masa de agua que se extiende por debajo de los 1100 m de profundidad es el Agua Profunda del Mediterráneo Occidental

(WMDW, *Western Mediterranean Deep Water*) formada en el golfo de León, que sólo contribuye en un 10 % a la MOW. Esta masa de agua es fruto de la mezcla de aguas superficiales, levantinas e intermedias durante el invierno.

Las aguas atlánticas al entrar en el mar de Alborán describen un giro anticiclónico (figura 4) casi permanente en la cuenca occidental y un circuito menos estable en la parte oriental, pero que normalmente es también anticiclónico (Parrilla y Kinder, 1987). El Giro Occidental se debe a la topografía del fondo de la cuenca y a la fuerte componente norte que traen las aguas que llegan desde el Atlántico. Cuanto mayor sea la velocidad del flujo entrante, más hacia el este se desplazará el Giro Occidental, llegando a desaparecer en contadas ocasiones; pero si la velocidad de éste es baja, el giro se situará más al norte (Lacombe y Tchernia, 1972). Además, en la parte norte de este giro se han descrito numerosos torbellinos ciclónicos de menores dimensiones (García-Gorriz y Carr, 2001). Por el contrario, el origen del Giro Oriental no está determinado, se ha comprobado que desaparece con más frecuencia que el otro, de forma que el flujo de aguas atlánticas, tras bifurcarse en el Giro Occidental, continúa bordeando la costa africana. En general, la persistencia, posición media, intensidad y forma de estos giros está determinada por la coexistencia y mezcla de las aguas atlánticas y mediterráneas, las variaciones en el intercambio de aguas en el estrecho de Gibraltar, la topografía y el efecto de rotación de la Tierra (Heburn y La Violette, 1990).

En el borde oriental del mar de Alborán confluyen las aguas mediterráneas que se dirigen hacia el sur y las aguas procedentes del Atlántico que vienen del oeste de forma que se origina un frente de gran densidad, Frente Almería-Orán, que fuerza a las aguas que vienen del Atlántico a girar hacia el sur fluyendo como un fuerte chorro en dirección este a través de una estrecha zona frente a las costas argelinas (Tintoré *et al.*, 1988). Se han descrito también pequeños remolinos ciclónicos a lo largo de este frente.

En cuanto a la circulación intermedia del mar de Alborán, según Millot (1999) la LIW y la TDW entran en la cuenca oriental por el norte generándose varios brazos que describen giros ciclónicos, al llegar a la cuenca occidental las aguas intermedias se concentran hacia la costa española y fluyen en forma de chorro en dirección al estrecho. Esta hidrodinámica se debe a que la WMDW en el mar de Alborán ocupa la parte sur de la cuenca ascendiendo hasta una profundidad de 400 m, impidiendo así el giro completo de las aguas intermedias (Lacombe y Tchernia, 1972).

Los vientos dominantes en el mar de Alborán son del este y del oeste. Los del oeste están asociados a tormentas localizadas al norte y noreste de la Península Ibérica, mientras los del este

están asociados a altas presiones en el norte y noroeste. Cuando predominan los primeros, se favorece la entrada de aguas atlánticas en Alborán alejando esta agua de la costa española, donde se pueden desarrollar giros ciclónicos; en cambio, cuando soplan vientos del este, la situación se invierte y el Giro Anticiclónico Occidental se desarrolla ocupando toda la cuenca occidental, de forma que no se pueden desarrollar giros ciclónicos cerca de la costa norte, disminuyendo el *upwelling* (Gil, 1985).

Productividad en el mar de Alborán

Las principales zonas productivas del mar de Alborán son dos (figura 5): la parte norte del Giro Anticiclónico Occidental (GAOC) y el Frente Almería-Orán, en el borde oriental del mar (García-Gorriz y Carr, 2001).

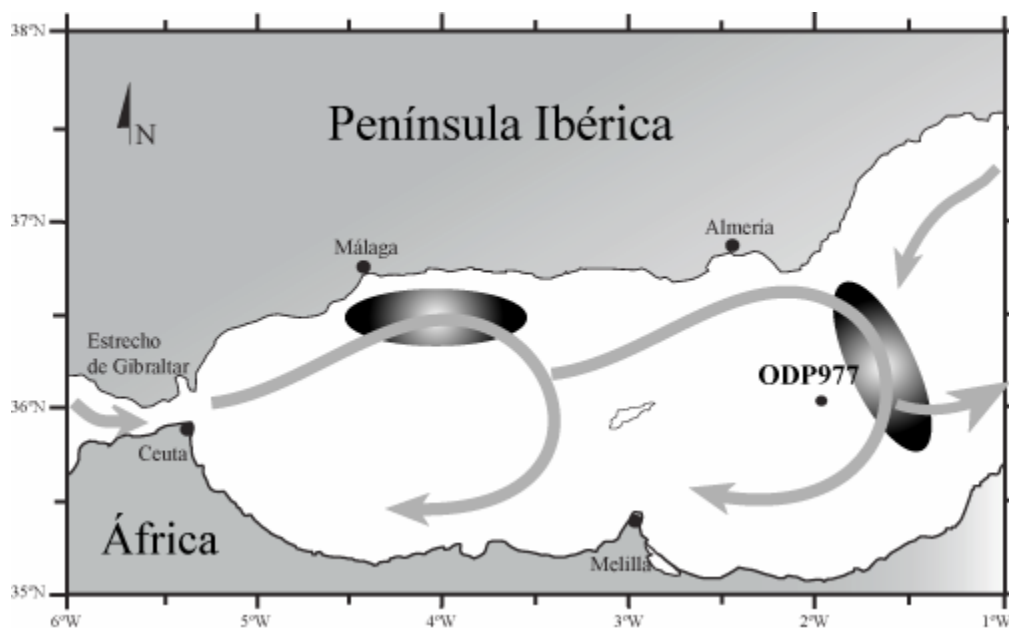


Figura 5. Principales zonas productivas en el mar de Alborán.

En la parte norte del Giro Anticiclónico Occidental (GAOC), cerca de la costa malagueña, las fuerzas geostroficas generan una zona de *upwelling* en la que las aguas profundas frías y relativamente ricas en nutrientes llegan a la superficie, aumentando la productividad superficial de la zona. La fuerza de los vientos afecta a su intensidad (Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995). Así, durante el verano ésta disminuye considerablemente debido a la mayor estratificación de las aguas que tiene lugar en la cuenca durante varios meses. En el centro de este giro se ha reconocido una

zona de mínimo oxígeno que parece ser debida a la productividad primaria de la parte norte del giro que posteriormente se iría desplazando hacia el centro, consumiendo allí el oxígeno y provocando un mínimo (Packard *et al.*, 1988).

El Frente Almería-Orán es una zona con alto contenido en nitratos y temperatura uniforme que está controlada por el tamaño y la posición del Giro Anticiclónico Oriental (GAOR). Cerca del Cabo de Gata se produce la convergencia de las aguas procedentes del Atlántico y las mediterráneas que vienen bordeando la Península Ibérica hacia el sur. Parte del agua atlántica es retenida en el Giro Oriental y parte es desviada hacia las costas africanas en dirección E formando la Corriente Argelina. En este frente se han realizado estudios con fotos de satélite en los que se ha visto que su anchura es de unos 7 km y que la producción primaria no es constante, sino que hay periodos en los que ésta es prácticamente nula aunque el Frente permanezca (Lohrenz *et al.* 1988).

Además de estas dos zonas productivas, en los últimos años se han reconocido otro tipo de surgencias en el mar de Alborán (García-Gorriz y Carr, 2001) inducidas por remolinos que se producen en los bordes de ambos giros anticiclónicos y que originan pequeñas zonas de mayor productividad.

En los estudios más recientes sobre productividad en el mar de Alborán parece ser que la luz no es un factor limitante para el crecimiento del fitoplancton en ningún momento del año (García-Gorriz y Carr, 2001). También se ha visto que durante todo el año, pero especialmente en los meses sin eclosión biológica (de mayo a septiembre) y en los periodos de transición en los que la estratificación de las aguas comienza o termina (abril-mayo y octubre-noviembre), la circulación anticiclónica se encarga de distribuir el fitoplancton y los nutrientes desde la zona de *upwelling* al norte del Giro Occidental hacia el resto de la cuenca. También se produce la fertilización de esta zona durante el periodo sin eclosión en los lugares donde se producen *upwellings* inducidos por remolinos en los bordes de los giros. En cambio, durante los meses de eclosión (de noviembre a marzo) la mezcla vertical estacional es la encargada de fertilizar la zona fótica del mar de Alborán. Existe otra pequeña zona de *upwelling* al este del Giro Occidental, cerca de la isla de Alborán, cuya velocidad de ascenso de las aguas es mucho menor que la del *upwelling* de la parte norte.

Un estudio de Sarhan *et al.* (2000) analiza los dos factores que controlan la dinámica del *upwelling* de las costas malagueñas: la intensidad de los vientos y el desvío hacia el sur del flujo de aguas atlánticas que llega por Gibraltar. Una de las conclusiones que obtuvieron fue que la zona de *upwelling* se aleja más de la costa cuanto mayor es el ángulo con el que entran las aguas atlánticas.

Además, observaron que cuando el *upwelling* está asociado a los vientos, la cantidad de nutrientes que llegan a la superficie es el doble que cuando éste se debe a la desviación hacia el sur del chorro de aguas atlánticas, aunque en ambos casos la cantidad de agua emergida es similar; por lo tanto el primer tipo de *upwelling* tiene mucha más importancia en la fertilización del mar de Alborán.

3. OCEANOGRAFÍA DEL GOLFO DE LEÓN

El golfo de León se encuentra en la parte noroeste del mar Mediterráneo y está constituido principalmente por una plataforma continental en cuyo talud se han desarrollado numerosos cañones submarinos. Más de diez ríos desembocan en este golfo, siendo el Ródano el más importante constituyendo el 80 % del total de aportes fluviales. La sedimentación en el golfo de León está muy ligada a la dinámica del río Ródano, de forma que durante el Plioceno y el Cuaternario ha tenido lugar una intensa progradación (Lofi *et al.*, 2003).

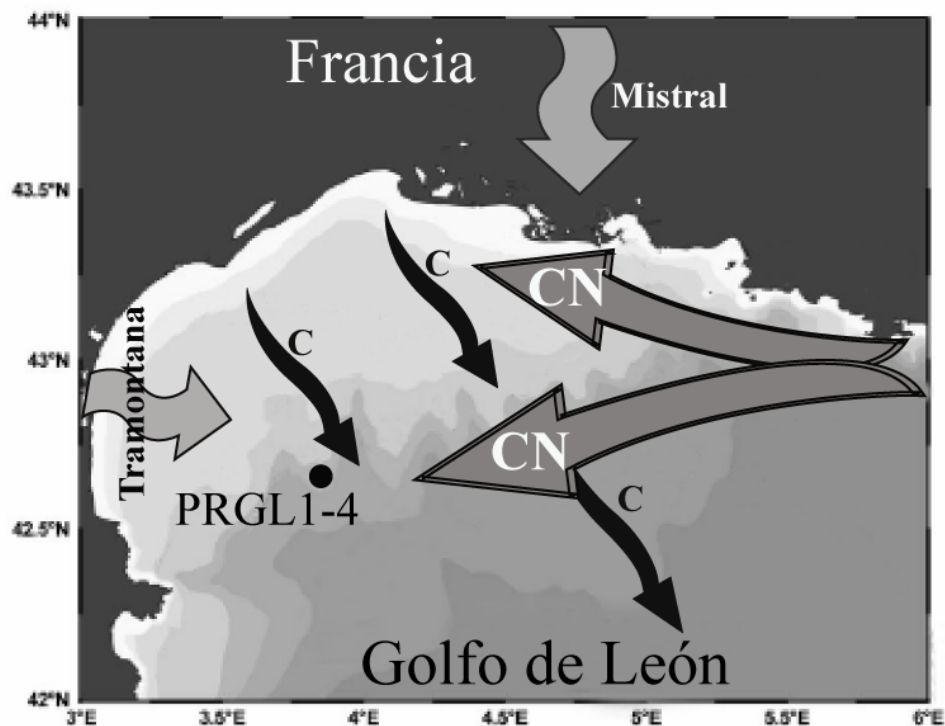


Figura 6. Esquema de la circulación oceánica y atmosférica en el golfo de León. Modificado de Millot (1990) y de Palanques *et al.* (2006). CN: Corriente del Norte. C: *Cascading*.

Tanto la plataforma como el talud del golfo de León son afectados por la Corriente del Norte (CN) o Liguro-Provenzal (figura 6), que entra por el este y fluye a lo largo del golfo en dos ramas diferenciadas (Millot, 1990). Esta

corriente circula a más velocidad en superficie (0,5m/s) y más lentamente en profundidad, hasta llegar a pocos cm/s a varios cientos de metros de profundidad (Lapouyade y Durrieu De Madron, 2001). La CN varía de magnitud y dirección a lo largo del año en función de la estratificación estacional y los vientos, de forma que durante el invierno su flujo duplica al de verano (Béthoux *et al.*, 1988). La interacción entre esta corriente y la compleja morfología del fondo provoca la aparición de corrientes oscilantes a lo largo de los cañones. Las aguas más superficiales pertenecen a la MAW, que desde el mar de Alborán ha circulado en sentido ciclónico a través de la costa argelina y el mar Tirreno; por debajo, se encuentran la LIW y la WMDW (Millot, 1999). Durante los inviernos fríos, bajo la MAW se encuentran las WIW, con temperaturas inferiores a 12,4 °C y salinidades de 38,3 psu.

Además, la circulación dentro del golfo de León está fuertemente controlada por el régimen de vientos. Los vientos Mistral y Tramontana enfrían las aguas superficiales del golfo, haciéndolas más densas y provocando su hundimiento masivo con velocidades de hasta 10 cm/s en amplias áreas de mar abierto, cuyos diámetros llegan a una decena de kilómetros (Millot, 1990). Este proceso da lugar a la formación del Agua Profunda del Mediterráneo cuya relevancia en la circulación general del Mediterráneo ha sido comentada previamente.

Durante los inviernos muy intensos en los que se prolongan los periodos de vientos fríos y secos, éstos enfrían las aguas superficiales de la plataforma continental que aumentan su densidad y se hunden (Palanques *et al.*, 2006; Canals *et al.*, 2006), generando masas de agua denominadas *Dense Shelf Water Cascading* (DSWC). Estas aguas frías discurren por la plataforma y a través de los cañones llegan a zonas más profundas incluso por debajo de 1000 m (Ivanov *et al.*, 2004). El fenómeno se conoce como *cascading*, suele ocurrir durante inviernos especialmente fríos y lleva asociada una importante transferencia de sedimento desde la plataforma hasta el fondo de la cuenca, que puede jugar un papel importante en el funcionamiento de los ecosistemas profundos puesto que hay un gran trasvase de materia orgánica hacia el fondo.

Este fenómeno de *downwelling* es especialmente intenso en la parte más suroccidental del golfo de León asociado al aumento de la carga de agua que tiene lugar cuando se producen tormentas que vienen del este. En esta zona el agua escapa del golfo de León aumentando la velocidad de las corrientes (Palanques *et al.*, 2006).

Productividad en el golfo de León

El golfo de León, al igual que el mar de Alborán es una de las zonas más productivas del Mediterráneo. Una de las causas es la mezcla vertical que tiene lugar en invierno y lleva a la superficie gran cantidad de nutrientes, fertilizando así la zona. Por otro lado, los aportes fluviales del Ródano fertilizan gran parte del golfo (Lefèvre *et al.*, 1997). Algunos autores han relacionado

altas concentraciones de fitoplancton con el fenómeno de cascading (Yoder y Ishimaru, 1989), aunque en el golfo de León no está clara la relación.

El golfo de León se puede dividir en cuatro zonas según su nivel de productividad (figura 7). El golfo de Marsella es una zona oligotrófica fuera de la influencia de la desembocadura del Ródano; la pluma del Ródano, que suele ocupar varios metros de grosor y pocos kilómetros mar adentro y es una zona con productividad alta; la zona de dilución de la pluma del Ródano, localizada al oeste de la misma y cuya productividad es alta (Minas y Minas, 1989), pero menor que en la pluma debido a la dispersión de nutrientes causada por la rama norte de la CN y el Mistral; y la zona localizada al sur de la rama meridional de la CN, cuya productividad es muy alta (Millot, 1990; Lefèvre *et al.*, 1997).

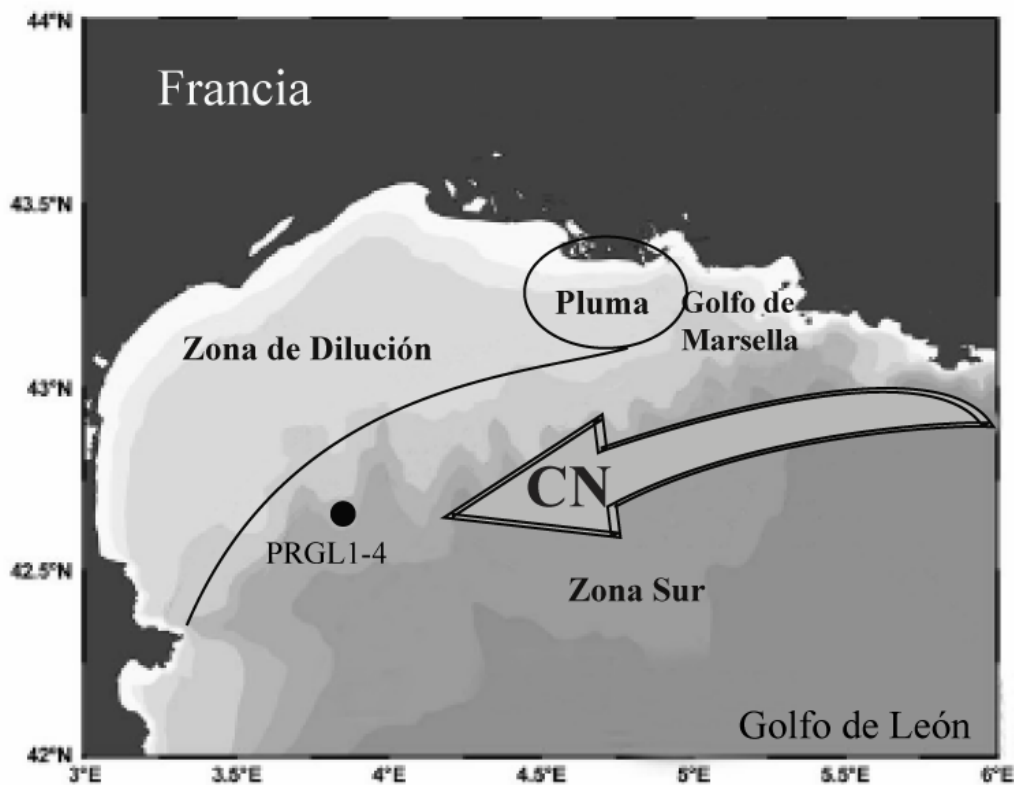


Figura 7. División del golfo de León según su productividad. Modificado de Lefèvre *et al.*, 1997).

Por otro lado, en la costa tienen lugar fenómenos puntuales y discontinuos de *upwelling* originados por la interacción de los vientos, la forma de la costa y la fuerza de Coriolis, que crean pequeñas zonas de alta productividad (Millot, 1990).

4. CAMBIOS CLIMATICOS GLOBALES REGISTRADOS EN EL MEDITERRÁNEO A ESCALA MILENARIA

Los eventos Heinrich

La proliferación de estudios de alta resolución permitió que en el año 1988 Hartmut Heinrich descubriera en testigos del Atlántico Norte unas capas con gran cantidad de fragmentos líticos mayores de 150 μm (de dolomita, cuarzo, rocas volcánicas, silicatos con un recubrimiento de hematites...), llamados *ice-rafted detritus* (IRD; figura 8), y con muy poca presencia de foraminíferos apareciendo como especie dominante *Neogloboquadrina pachyderma* sinistrorsa (Heinrich, 1988). Posteriormente, Broecker *et al.* (1992) las denominaron “capas o eventos Heinrich” (HE o H). Los IRDs son fragmentos líticos procedentes de los diferentes casquetes formados durante los periodos fríos, en Escandinavia, Islandia-Groenlandia y Laurentia, y que han sido transportados por icebergs hasta el lugar en el que éstos se derritieron. Con las sucesivas investigaciones se encontraron hasta 6 eventos Heinrich principales durante los últimos 70.000 años (figura 9) que coincidían con importantes descensos de temperatura y salinidad en las aguas superficiales (Heinrich, 1988; Broecker *et al.*, 1992; Bond *et al.*, 1992).



Figura 8: Muestra con IRDs (Cortesía de M. Alonso García).

El estudio de la composición de los fragmentos líticos es muy interesante puesto que indica la procedencia de los icebergs en cada evento, así el HE3 parece ser un HE inusual por tener su origen en los casquetes europeos, mientras el resto de los eventos Heinrich parece tener un origen mixto (Vidal *et al.*, 1997). La ruta seguida por estos icebergs se puede seguir a través del rastro de

IRDs desde la cuenca del Labrador y Groenlandia hacia el sur llegando incluso al golfo de Cádiz (Colmenero-Hidalgo *et al.*, 2000). Existe el llamado “cinturón de IRDs de Ruddiman” entre los 40 y los 55°N que se considera la principal zona de fusión de los icebergs (Ruddiman, 1977; Ruddiman y McIntyre, 1979; Grousset *et al.*, 1993).

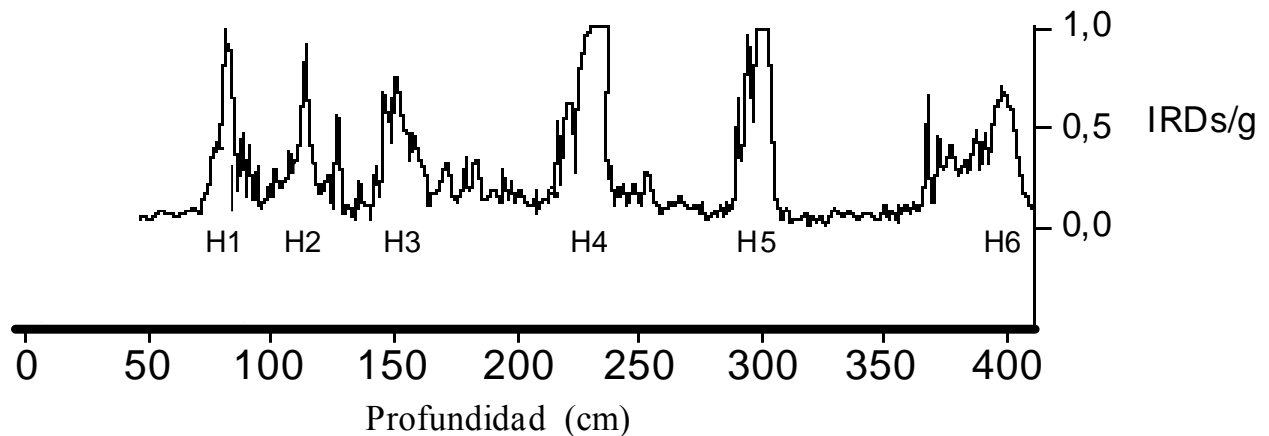


Figura 9. Registro de IRDs en el testigo DSDP 609 del Atlántico Norte (Bond *et al.*, 1992). H: Heinrich.

Los 6 eventos Heinrich principales descritos en los últimos 70 ka, HE1, HE2, HE3, HE4, HE5 y HE6, no fueron de la misma intensidad y entre ellos hubo episodios de similares características, pero de menor importancia (Vidal *et al.*, 1997). Además, numerosos autores han encontrado capas con los mismos rasgos distintivos de los eventos Heinrich en sedimentos más antiguos (Heinrich, 1988; Van Kreveld *et al.*, 1996; Veiga-Pires y Hillaire-Marcel, 1999; Moreno *et al.*, 2002; De Abreu *et al.*, 2003).

Otro de los rasgos que actualmente se utilizan para reconocer este tipo de eventos, además de las bajas temperaturas y los máximos de abundancia de *N. pachyderma* sinistrorsa, son las variaciones en la susceptibilidad magnética, de forma que los máximos suelen coincidir con estas capas debido al alto contenido en minerales magnéticos de los IRDs, si bien los eventos Heinrich en los que hay gran cantidad de IRDs procedentes de Laurentia pueden registrarse como mínimos de susceptibilidad debido a la elevada concentración de partículas carbonatadas (Helmke y Bauch, 2003). También se reconocen por las anomalías negativas en $\delta^{18}\text{O}$ que presentan las conchas de los foraminíferos bentónicos y planctónicos que se deben a la llegada de grandes cantidades de agua dulce, isotópicamente ligera, procedente de la fusión de casquetes y de glaciares continentales (Vidal *et al.*, 1999). En otras zonas del planeta también se han encontrado cambios geoquímicos o en la fauna que han sido relacionados con los eventos Heinrich, como en el lago Baikal

(Prokopenko *et al.*, 2001), en el mar Mediterráneo (Cacho *et al.*, 1999; Pérez-Folgado *et al.*, 2003) en espeleotemas (Wang *et al.*, 2001), etc. Y también se han encontrado IRDs en el Atlántico Sur (Kanfoush *et al.*, 2000).

El origen de estos eventos todavía no se conoce a ciencia cierta. Es muy probable que tenga que ver con variaciones en la circulación termohalina, que es el mecanismo encargado de intercambiar masas de agua y calor entre los océanos y entre ambos hemisferios. Este mecanismo funciona gracias a la generación de aguas frías y densas en el Atlántico Norte debido a la transferencia de calor que se produce a altas latitudes desde las aguas superficiales oceánicas hacia la atmósfera. En ese lugar, al aumentar la densidad de las aguas, éstas descienden y forman el Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW, *North Atlantic Deep Water*) que discurre a gran profundidad de norte a sur del Atlántico para girar a la izquierda y seguir su camino hasta llegar al Pacífico Norte y ascender. Desde allí vuelven superficialmente hasta el Atlántico. La zona del Atlántico Norte donde se generan las aguas profundas es muy sensible a los cambios de temperatura y salinidad, puesto que variaciones en la densidad de las aguas pueden provocar la ralentización del hundimiento de las aguas superficiales e incluso su parada, afectando a toda la circulación oceánica de la Tierra (Ruddiman y McIntyre, 1979).

Durante los eventos Heinrich parece que hubo descargas masivas de icebergs en el Atlántico Norte procedentes de casquetes de hielo que fueron fundiéndose durante su camino hacia el sur de forma que la salinidad de las aguas superficiales de todo el Atlántico Norte se vio fuertemente modificada ya que se liberó al océano una gran cantidad de agua dulce. Esto hizo bajar drásticamente la densidad de las aguas oceánicas superficiales teniendo una gran repercusión en la generación de aguas profundas, ralentizando la circulación termohalina e incluso parándola (Paillard y Labeyrie, 1994). Existen pruebas isotópicas de que durante los eventos Heinrich tuvo lugar esta reducción en la generación de aguas profundas en el Atlántico Norte (Vidal *et al.*, 1997; Rasmussen y Thomsen, 2004), de que este hundimiento de las aguas fue más superficial y de que se produjo más al sur de lo habitual. Parece ser que durante estos episodios hubo varias zonas en las que se generaron aguas profundas, tanto al norte como al sur del cinturón de IRDs de Ruddiman (Vidal *et al.*, 1997). En cualquier caso, cada uno de los eventos descritos es distinto de los demás: en unos la circulación termohalina se redujo más que en otros, los icebergs procedían de distintos sitios según los eventos, las zonas de generación de aguas profundas se trasladaron a unos lugares u otros... Lo que es común a todos estos eventos es que, en esos momentos, las aguas profundas procedentes del Sur llegaron a latitudes más altas de lo habitual, incluso hasta los 63° N, debido a la

disminución que sufrió la NADW (Vidal *et al.*, 1997). Esto se conoce porque se registra en testigos situados muy al norte un descenso importante en el $\delta^{13}\text{C}$ de los foraminíferos bentónicos analizados en las muestras correspondientes a estos episodios y éste es precisamente un rasgo distintivo de las aguas profundas del Sur.

Otro aspecto importante de estos eventos fríos es que tras ellos se produce un rápido calentamiento cuya causa es aún objeto de debate. Hay estudios que dicen que ese calentamiento tuvo lugar en el Atlántico Sur 1500 años antes que en el Norte (Vidal *et al.*, 1999) y esto parece ser debido a que cuando la circulación termohalina se ralentiza hay un exceso de calor que se concentra en el Sur ya que no es llevado por esta corriente hacia las costas de Escandinavia, como ocurre normalmente. En estos momentos de lenta circulación oceánica el calor se va acumulando en el Sur, mientras en el Norte se produce el enfriamiento hasta que nuevamente la circulación se restablece y se vuelve a transferir calor hacia el Atlántico Norte. Esta teoría es congruente con los datos de Blunier *et al.* (1998), que establecen que hay un desfase de más de mil años entre los calentamientos de la Antártica y Groenlandia durante los eventos Dansgaard-Oeschger (D-O), unos eventos de calentamiento y enfriamiento similares a los eventos Heinrich que veremos más adelante. Rasmussen y Thomsen (2004) proponen que el rápido calentamiento tras el evento Heinrich se produce porque durante el periodo en el que el Atlántico Norte está cuasi estancado superficialmente, a cierta profundidad están llegando todavía aguas templadas del Flujo Noratlántico (NAD, *North Atlantic Drift*) que van acumulando calor en la zona hasta que la densidad de estas aguas intermedias es mayor que la de las aguas superficiales y se produce de nuevo la convección en esa zona.

Aunque se conocen las consecuencias de estas descargas de icebergs, su origen sigue siendo una incógnita; sólo se sabe que tuvieron lugar más o menos periódicamente (7-10 ka). Normalmente se apunta a ciclicidades internas de los propios casquetes para cuya determinación no parece haber datos suficientes. Pero desde que se descubrieron IRDs y eventos similares a los HE en el Atlántico Sur (SA, *Southern Atlantic*), pero adelantados 3 ka, parece que el origen de los HE no debe ser achacado a inestabilidades periódicas de los casquetes, sino que puede que haya una conexión entre la transferencia de calor de un hemisferio a otro y la fusión de los casquetes en ambos polos (Kanfoush *et al.*, 2000; Kanfoush *et al.*, 2002).

Los eventos Heinrich en el mar de Alborán

De los estudios realizados por diversos autores, tanto en el Mediterráneo como en el margen de Portugal (Lebreiro *et al.*, 1996; Thouveny *et al.*, 2000; Cacho *et al.*, 1999), es posible extraer una serie de rasgos que nos pueden servir para reconocer posibles eventos Heinrich en nuestro testigo.

Por un lado, están los picos de abundancia de *N. pachyderma* sinistrorsa, aunque a partir de los 150 ka esta especie es bastante menos abundante en los testigos del margen ibérico (De Abreu *et al.*, 2003), y los descensos de temperatura, que indican la penetración de aguas bastante frías hasta el mar de Alborán debido a la migración hacia el sur del Frente Polar. Además, estos eventos se reconocen por una marcada anomalía negativa en el $\delta^{18}\text{O}$ que se detecta en las conchas de los foraminíferos planctónicos a causa de la llegada de aguas isotópicamente ligeras procedentes de la fusión de hielo. Puesto que son periodos en los que la temperatura de las aguas superficiales disminuye considerablemente, la proporción de especies cálidas también lo hace, llegando incluso a desaparecer especies como *Globigerinoides ruber*.

Los eventos Dansgaard-Oeschger

Cuando se empezaron a estudiar los testigos de hielo recogidos en Groenlandia se descubrieron una serie de fluctuaciones rápidas de temperatura (Dansgaard *et al.*, 1993), enfriamientos más paulatinos, conocidos como estadiales, y calentamientos o interestadiales muy bruscos de hasta 12 °C en pocos años (figura 10). Se conocen como eventos Dansgaard-Oeschger (D-O). Bond *et al.* (1992) reconocieron variaciones del mismo tipo en testigos oceánicos y se dieron cuenta de que, entre los 20 y los 80 ka, tras varios de estos eventos fríos aparecía otro mucho más fuerte, un HE, cada 7-10 ka. Estos ciclos de mayor periodo fueron llamados Ciclos de Bond. Se sabe que estos eventos están relacionados con la circulación oceánica profunda puesto que se registran en las curvas de isótopos de foraminíferos bentónicos.

Su origen no está nada claro, pero se cree que estos eventos pueden ser amplificaciones de una oscilación climática de periodo 1-2 ka que persiste tanto en el periodo glacial como en el actual interglacial (Bond *et al.*, 1997), aunque se registran mucho más claramente durante el estadio isotópico 3. Durante los interestadiales se piensa que la circulación oceánica fue similar a la actual en el Atlántico Norte, en cambio, durante los estadiales parece ser que las aguas atlánticas dejaron de llegar al mar de Noruega, como se cree que ocurrió durante los eventos Heinrich. Según las explicaciones más aceptadas, el mecanismo capaz de cambiar el modo de circulación atlántica está

relacionado con las variaciones producidas en la circulación termohalina debido a la llegada de más o menos cantidad de agua procedente del deshielo, lo cual, a su vez, podría ser fruto de inestabilidades de los propios casquetes polares (Rasmussen y Thomsen, 2004).

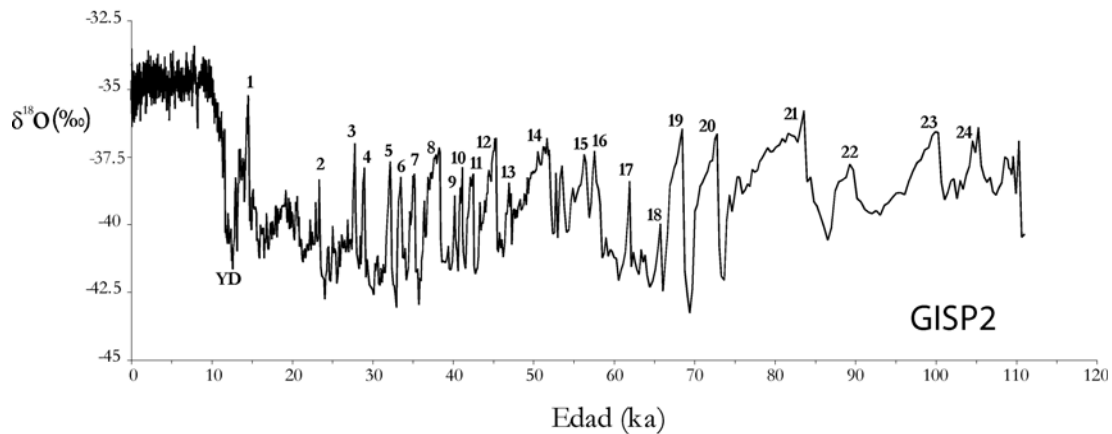


Figura 10. Registro del $\delta^{18}\text{O}$ del hielo recuperado en el testigo de hielo GISP2 (Greenland Ice Sheet Project 2) recogido en Groenlandia. Los números señalan los eventos interestadiales D-O (Grootes *et al.*, 1993).

A pesar de la similitud entre los patrones de circulación durante los eventos D-O y los Heinrich, cabe destacar un dato muy significativo: mientras en los HE se registra un gran descenso en el $\delta^{13}\text{C}$ de los bentónicos, en los D-O esto no ocurre. Esta diferencia se debe a que durante los HE sí llegó a haber cierta ralentización de la circulación profunda de manera que las aguas profundas procedentes del Sur, pobres en $\delta^{13}\text{C}$, llegaron a alcanzar latitudes muy al norte, en cambio durante los D-O no hubo descenso en la velocidad de la circulación profunda (Elliot *et al.*, 2002).

Además de en el Atlántico Norte, se han registrado los D-O en la vegetación (Sánchez-Goñi *et al.*, 2000), en loess europeos (Vandenberghe y Nugteren, 2001) y chinos (Guo *et al.*, 1998), en otros mares (Kanfoush *et al.*, 2000) y en el hielo de la Antártida (Blunier *et al.*, 1998). Estos últimos estudios han sido los más importantes puesto que se ha visto que entre los enfriamientos y calentamientos registrados en ambos polos hay un desfase de unos 1000-1500 años, siendo anteriores los cambios en el Sur (Blunier, 1998; Little *et al.*, 1997; Vidal *et al.*, 1999). Este dato es crucial a la hora de buscar un origen a estos eventos. Además, dentro del océano Atlántico también hay cierto desfase entre unas regiones y otras; en el Atlántico ecuatorial occidental, estas variaciones se producen antes que en Groenlandia, mientras en el Atlántico oriental, éstas son sincrónicas con el registro del Polo Norte (Rühleman *et al.*, 1999).

Por último, enumerar algunas de las respuestas atmosféricas a las variaciones climáticas del Atlántico Norte que podrían haber sido causantes de la amplificación y transmisión de la señal de los eventos D-O, según Rasmussen y Thomsen (2004): la intensidad de los vientos Alisios y de sus *upwellings* asociados; la posición de la Zona de Convergencia Intertropical, con su efecto en la cantidad de vapor de agua transportada del Atlántico al Pacífico; la intensidad del Monzón, y la ventilación en el Pacífico Norte.

En el mar de Alborán también se tiene registro de estos calentamientos y enfriamientos bruscos, pero con un patrón ligeramente distinto al de los registrados en Groenlandia y el Atlántico Norte (Cacho *et al.*, 1999). Incluso se ha descubierto recientemente una variabilidad climática milenaria similar a la de los D-O hasta los 250 ka en el mismo testigo que nos ocupa (Martrat *et al.*, 2004).

5. SAPROPELES Y CAPAS RICAS EN MATERIA ORGÁNICA

La palabra sapropel viene del griego, *sapros* (descompuesto) y *pelos* (suelo) (Wasmund, 1930). En una expedición sueca llevada a cabo en 1947 fue donde se recogieron por primera vez sedimentos de este tipo en el mar Mediterráneo (Kullenberg, 1952; figura 11). Posteriormente, el Deep Sea Drilling Program (DSDP) durante la campaña del Leg 42A definió los sapropeles como “una capa discreta, con más de 1 cm de espesor, dentro de sedimentos pelágicos de mar abierto con un contenido en carbono orgánico superior al 2% en peso” (Kidd *et al.*, 1978). Los mismos autores definieron el término “secuencia sapropélica” para el mismo tipo de sedimentos, pero con un contenido en carbono orgánico entre 0’5 y 2%. A lo largo del tiempo se han propuesto algunas definiciones atendiendo solamente a su color oscuro y su aspecto laminado (Hilgen, 1991), pero es cierto que no todos los sapropeles poseen una estructura laminada (Comas *et al.*, 1996). En general, son capas de color marrón oscuro a negro, con gran cantidad de carbono orgánico, que pueden contener pirita, azufre o bario en cantidades superiores a la media del testigo y en las que a veces desaparece la fauna bentónica o, si está presente, las especies son propias de aguas poco oxigenadas o anóxicas (Rohling, 1994).

En los últimos años se han reconocido hasta 12 sapropeles en el Mediterráneo Oriental en los últimos 460 ka que coinciden más o menos con periodos de máxima insolación (Comas *et al.*, 1996). El sapropel 1 (S1) suele tener aproximadamente un 2 % de carbono orgánico, se formó a

principios del Holoceno y es el mejor conocido (Cita *et al.*, 1982); el S2 se formó durante el estadio isotópico (MIS, *Marine Isotope Stage*) 3, tiene un espesor de hasta 5 cm y en algunos testigos recogidos en el Mediterráneo no se registra o no se identifica a simple vista; el S3, el S4 y el S5 se sedimentaron durante el MIS 5. El S5, que se reconoce muy bien porque no suele presentar ningún rastro de bioturbación conservando así la estructura laminada a escala micrométrica, se formó durante el subestadio cálido 5e, tiene hasta 22 cm de espesor y su contenido en carbono orgánico es de alrededor del 7% (Oggioni y Zandini, 1987). El S6 (MIS 6) no posee fauna de aguas templadas como suele ser habitual en estos sedimentos, lo que le hace ser un sapropel distinto, formado durante un periodo frío (Cita *et al.*, 1982). El S7 y el S8 se formaron durante el MIS 7, pero mientras el S7 posee fauna templada, la asociación del S8 recuerda a la del S6, lo que hace pensar en una situación fría similar a la del S6 (Cita *et al.*, 1977). El S9, el S10, el S11 y el S12 sólo se han registrado en los testigos más largos y completos del Mediterráneo; suelen tener entre 1 y 2 cm de espesor y se encuentran bastante bioturbados (Cita *et al.*, 1982).

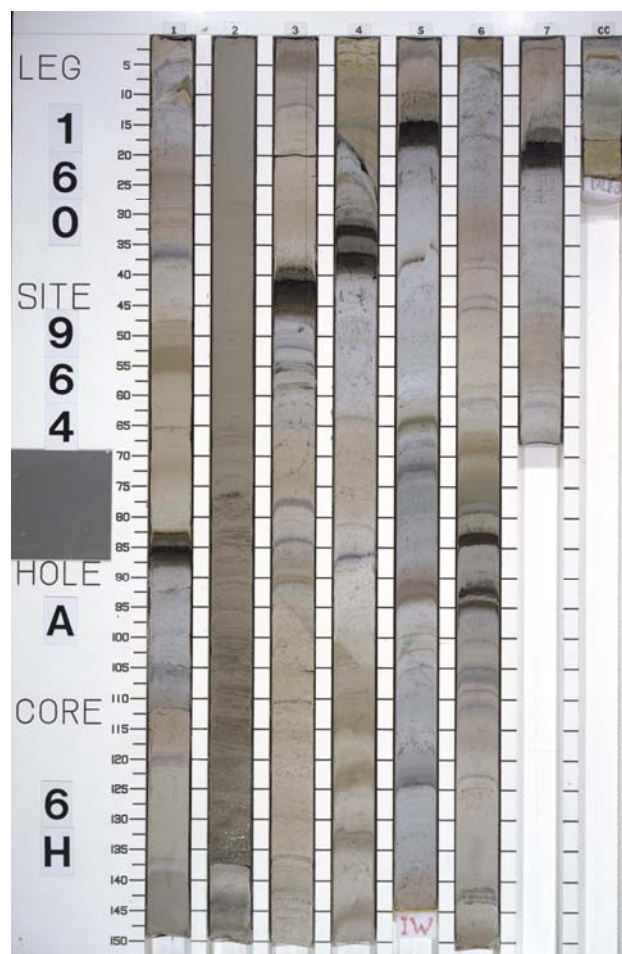


Figura 11. Sapropel registrados en el Mediterráneo Oriental (capas más oscuras). Tomada de la base de datos de ODP.

El único sapropel datado de forma absoluta es el S1, pero muchos grupos de científicos han trabajado para conseguir la datación y correlación del resto de sapropeles. Tras el trabajo de muchos autores (Hilgen, 1991; Lourens *et al.*, 1996, entre otros), se estableció que la forma más correcta de datarlos era asumiendo que entre el máximo de insolación (mínimo de precesión) y el punto medio del sapropel había un desfase de 3 ka. Pero como a veces el techo del sapropel sufre oxidación y se puede cometer un error al estimar su espesor, para que no haya problemas a la hora de marcar el punto medio del sapropel, Rossignol-Strick y Paterne (1999) propusieron que el desfase entre el máximo de insolación y la base del sapropel es de 1 ka.

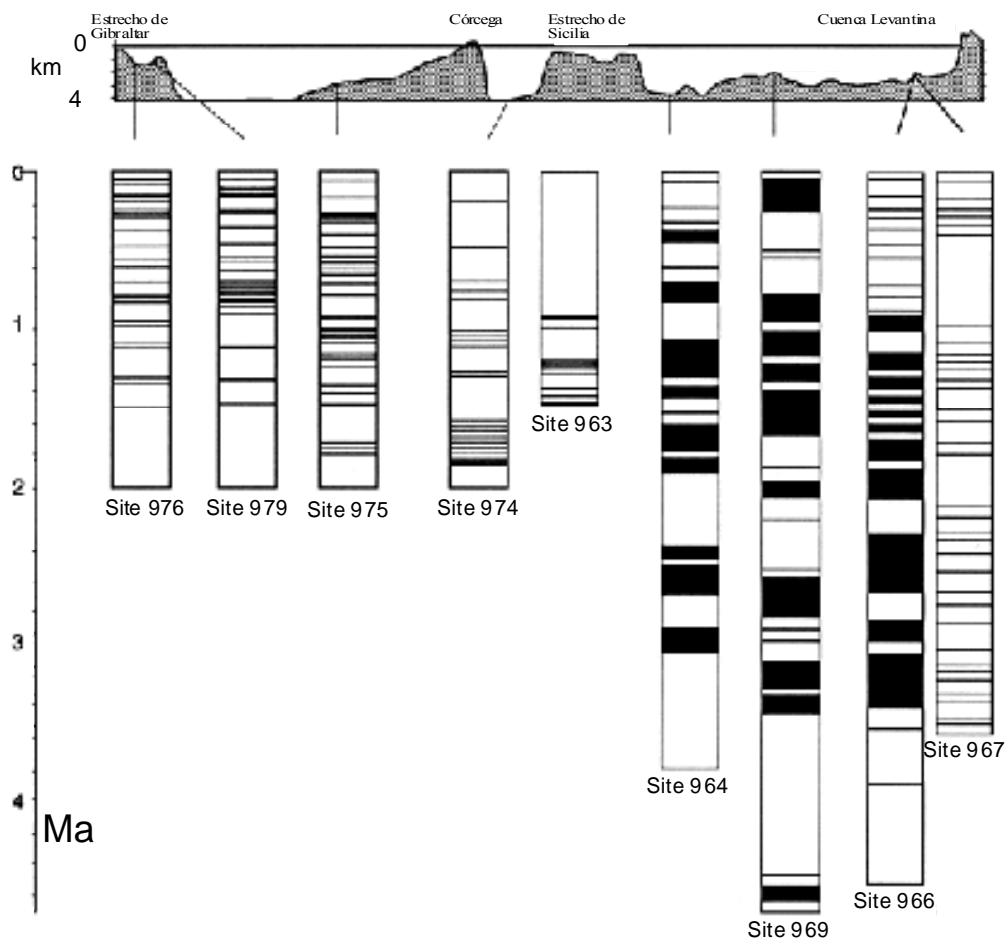


Figura 12. Registro de sapropeles y ORLs en distintos testigos del mar Mediterráneo. Las franjas oscuras indican las acumulaciones de materia orgánica. Modificado de Cramp y O'Sullivan (1999).

En 1996, gracias a la campaña 161 de ODP, se descubrió que en la cuenca occidental del Mediterráneo también se formaron este tipo de sedimentos oscuros (figura 12), pero su contenido en carbono orgánico no suele llegar al 2% en peso (Comas *et al.*, 1996). Se conocen con el nombre de capas ricas en materia orgánica (ORLs, *Organic-Rich Layers*) y suelen estar enriquecidas en

minerales opacos y micrita, además de que muchas de estas capas poseen a techo minerales que contienen hierro y manganeso. La mayoría de los sapropeles de la cuenca oriental tienen su correspondiente ORL en la occidental (Murat, 1999), pero la relación temporal entre unos y otros todavía hoy sigue sin estar clara puesto que las únicas dataciones fiables y con poco error son las del S1 y la primera ORL (L1) y no es seguro que la relación temporal que hay entre ellos sea la misma que hubo en episodios anteriores.

El origen de estos sedimentos después de tantos años de investigación sigue sin estar nada claro. Es cierto que para que se forme este tipo de sedimentos ricos en materia orgánica tiene que haber una situación de anoxia en el fondo de la cuenca (Menzel *et al.*, 2002). Lo que no está claro es si se llegó a esta situación por una fuerte estratificación de la columna de agua que impidió la ventilación de las aguas profundas (Stanley, 1978), o si la anoxia se debió a un gran aumento en la productividad superficial que provocó el consumo de gran cantidad de oxígeno, generando la anoxia en el fondo de la cuenca (Schrader y Matherne, 1981; Martínez-Ruiz *et al.*, 2003).

Los científicos que defienden la estratificación de las aguas creen que ésta tuvo su origen en la llegada de gran cantidad de agua dulce procedente del deshielo de las montañas (Ryan y Cita, 1977) y/o por el aumento de las precipitaciones, principalmente las ocasionadas por el monzón africano (fenómeno climático causado por la interacción de la atmósfera, los océanos y los continentes, que da origen a la alternancia a escala astronómica de periodos secos y húmedos en la mitad norte de África (Rossignol-Strick, 1983; Rohling *et al.*, 2002) o por un desplazamiento hacia el sur del cinturón de bajas presiones en el Atlántico (Rohling *et al.*, 2002). Por otro lado, hay autores que se inclinan más por la teoría del aumento de productividad debido a la existencia en estos sedimentos de indicadores geoquímicos como el bario, que ellos relacionan directamente con la productividad (Henrichs y Reeburgh, 1987). Dentro de este grupo de autores también están Sancetta (1994) y Kemp *et al.* (1999), que proponen un modelo de sedimentación de los sapropeles basado en la generación de unas mallas de diatomeas que se desarrollarían durante intervalos de alta productividad. Otro mecanismo propuesto como causa de la anoxia en el fondo de la cuenca, aunque menos apoyado, es la disolución de las evaporitas messinienses que existen en el fondo del Mediterráneo (de Lange *et al.*, 1983). Su disolución pudo haber provocado un aumento de la salinidad en la parte más profunda hasta llegar a 380 psu, produciendo así la estratificación del fondo de la cuenca y favoreciendo el establecimiento de condiciones de anoxia.

Hay que tener en cuenta que el origen de los sapropeles no tiene porqué ser el mismo en todos los casos, además, las distintas teorías propuestas no son excluyentes, sino que puede que la explicación definitiva sea una combinación de los distintos mecanismos sugeridos.

ODP ha promovido multitud de estudios en los que se ha analizado este tipo de sedimentos a lo largo de todo el mar Mediterráneo con el objeto de encontrar la clave de su origen (Murat, 1999; Capotondi y Vigliotti, 1999), pero hasta ahora hay pocas conclusiones objetivas. Se sabe que existe una correlación lineal entre la cantidad de carbono orgánico del sapropel y la profundidad a la que se formó (Murat, 1999). De igual manera, se ha comprobado que no hay relación entre la proximidad de un testigo a la desembocadura de un gran río y la cantidad de carbono orgánico contenida en el sapropel (Murat y Got, 2000). Y también está comprobado que la cantidad de carbono orgánico contenido en el sedimento depende más de la preservación que de otros factores como la productividad, así, cuanto mayor fue la tasa de sedimentación, el rápido enterramiento favoreció una mejor preservación de la materia orgánica. Se ha visto que sobre el sapropel S1 hay un máximo de bario biogénico (Murat y Got, 2000) y esto ha llevado a la interpretación de que los sapropeles pudieron ser la etapa final de un periodo en el que no hubo mezcla de aguas; el máximo de bario puede ser debido a que al final del episodio de estancamiento aumentó la productividad primaria a causa de la mezcla de aguas.

En el registro sedimentario los sapropeles se reconocen por distintos rasgos (Emeis *et al.*, 2003). El principal es la bajada en el $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas que acompaña a estos sedimentos debido a la llegada de grandes cantidades de agua isotópicamente ligera. La variación de este parámetro que se registra en el Mediterráneo es el doble que la registrada en el Atlántico. Todos los sapropeles coinciden o se adelantan mínimamente a una subida de las SST, salvo el S6 (Weldeab *et al.*, 2003), ya que coinciden con máximos de insolación. Además, en estos sedimentos la cantidad de alquenonas es mucho mayor que en el resto de la secuencia. La variación de SST y $\delta^{18}\text{O}$ en la cuenca mediterránea oriental es más pronunciada que en la occidental y realmente, el descenso en el $\delta^{18}\text{O}$ empieza un poco antes del comienzo del sapropel (Emeis *et al.*, 2003); según Kallel *et al.* (2000), el aumento de la pluviosidad es anterior al máximo de insolación. Es curioso que en la base de algunos sapropeles, como el S6 y el S8, no se encuentra representada la especie *G. ruber*, aunque en el resto de la capa esta especie alcanza porcentajes bastante altos. Otros dos parámetros que registran muy bien la presencia de sapropeles son la susceptibilidad magnética y el parámetro del color L^* (luminosidad), identificando este tipo de sedimentos con brucas bajadas (Schmiedl *et al.*, 2003).

En lo que respecta a las ORLs del Mediterráneo Occidental, debido a que su composición es similar a la de los sapropeles, en el sedimento se pueden reconocer por los mismos rasgos descritos anteriormente.

7. ECOLOGÍA DE FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS

Los foraminíferos planctónicos son protozoos que forman parte del plancton marino encontrándose en grandes cantidades en todos los mares del mundo. Producen una concha de calcita que les permite llegar al fondo tras su muerte y preservarse en el sedimento, lo que les hace ser una herramienta importante para la Geología (Bé, 1977). Las conchas de estos organismos se han ido acumulando en el fondo del mar durante los últimos 130 millones de años llegando a cubrir el 47 % del fondo oceánico con lo que se conoce como “fango de *Globigerina*”, de ahí que este grupo de organismos esté siendo utilizado en diversas investigaciones sobre Paleoclimatología, Paleoceanografía, Paleogeografía, Geocronología, tectónica de placas, ciclo del carbono...

Se han hecho numerosos estudios de foraminíferos tanto en su medio natural, utilizando trampas, como en laboratorios, para conocer su forma de vida y cómo influyen en su distribución y abundancia una serie de factores biológicos y físico-químicos (Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995; Barcena *et al.*, 2004).

Dentro de los factores biológicos el más importante es la existencia de simbioses (dinoflagelados) en gran cantidad de especies de foraminíferos. Se piensa que el beneficio que sacan los foraminíferos de su relación con estas algas es la obtención de oxígeno, mientras ellas aprovechan el dióxido de carbono, la protección y el medio de transporte que éstos les proporcionan, si bien es cierto que todavía no ha podido comprobarse en qué medida tiene lugar el intercambio de sustancias químicas entre los foraminíferos y sus simbioses (Hemleben *et al.*, 1989). En alguna ocasión se ha dicho que los foraminíferos se alimentan de sus propios simbioses en épocas de escasez de nutrientes, pero no ha llegado a confirmarse. Las algas simbióticas se encuentran tanto dentro como fuera de las células (foraminíferos), en algunas especies pueden ocupar hasta el 80 % del volumen citoplasmático y se han encontrado hasta casi 80 dinoflagelados en un mismo foraminífero (Bé, 1977). En otros casos las algas abandonan la concha durante el día y vuelven a ella por la noche. Debido a las necesidades de luz de estos simbioses, las especies de

foraminíferos en las que se hospedan viven en la zona eufótica y son en su mayoría especies espinosas, mientras las que no tienen simbiontes suelen encontrarse a mayor profundidad.

Para estudiar la interrelación entre la abundancia de las especies de foraminíferos planctónicos y los parámetros físico-químicos como la temperatura, la salinidad o la cantidad de oxígeno y de nutrientes en las aguas se ha sometido a las diferentes especies a condiciones muy distintas para evaluar su comportamiento, así se han elaborado unas tablas en las que se recogen los valores óptimos de dichos parámetros para el desarrollo de cada especie. Por ejemplo, *Globigerina bulloides* se asocia generalmente a aguas con bajo contenido en oxígeno y relativamente salinas, mientras *Globorotalia truncatulinoides*, *Orbulina universa* y *Globigerina rubescens* se desarrollan mejor en aguas con poco contenido en fosfatos, alta salinidad, alto contenido en oxígeno y temperaturas intermedias (Bé, 1977).

Distribución vertical

La mayoría de los foraminíferos viven en la zona eufótica donde se alimentan de fitoplancton, encontrándose la mayor concentración entre los 10 y los 50 primeros metros de la columna de agua (Hemleben *et al.*, 1989). Los foraminíferos que viven en la parte más superficial son más pequeños y tienen una pared más fina que los que se encuentran a mayor profundidad, aunque los foraminíferos de aguas profundas no permanecen por debajo de los 100 m todo el tiempo, sino sólo durante una parte de su ciclo vital. De este modo, muchas especies pasan los estadios iniciales en la zona epipelágica y posteriormente buscan hábitats más profundos desarrollando una cubierta calcítica bastante gruesa.

La concentración de foraminíferos planctónicos decrece exponencialmente con la profundidad en los primeros cientos de metros de la columna de agua y la concentración de conchas vacías aumenta rápidamente entre los 50 y los 100 metros, mientras entre los 100 y los 500 m lo hace ligeramente; por debajo de los 500 m la cantidad de conchas vacías supera considerablemente el número de individuos vivos (Bé, 1977).

Las especies de foraminíferos se pueden dividir en tres grupos según su localización en la columna de agua: especies de aguas superficiales, de aguas intermedias y de aguas profundas. Dentro del grupo de las superficiales están principalmente las especies espinosas del género *Globigerinoides* y algunas especies del género *Globigerina* que tienen pocas espinas o incluso

ninguna. Dentro del grupo de las aguas intermedias se encuentran tanto especies espinosas (*Globigerina bulloides*, *Hastigerina pelagica*, *Orbulina universa*, *Globigerinella siphonifera* y *Globigerinella calida*) como no espinosas (*Pulleniatina obliquiloculata*, *Neogloboquadrina dutertrei*, *Candeina nitida* y *Globigerinita glutinata*). El grupo de aguas profundas está constituido por 12 especies que en los estadios juveniles viven en la zona eufótica y posteriormente se concentran por debajo de los 100 m. Se incluyen en este grupo todas las especies del género *Globorotalia*, la especie no espinosa *Neogloboquadrina pachyderma* y otras dos especies espinosas, *Beella digitata* y *Sphaeroidinella dehiscens* (Bé, 1977).

La clasificación anterior se ha hecho a partir de observaciones actuales, pero se han obtenido los mismos resultados analizando los isótopos de las asociaciones de foraminíferos encontradas en el sedimento ya que la composición isotópica de la concha de cada individuo indica la profundidad media a la que fue segregada (Rohling *et al.*, 2004).

También se han observado distintos patrones de comportamiento en las especies de foraminíferos a lo largo del día según sean las condiciones de luz y disponibilidad de nutrientes, al igual que en muchos otros grupos del plancton y el necton (Hemleben *et al.*, 1989). Parece que hay mayor abundancia de foraminíferos en superficie durante el día, al contrario que la mayoría de los grupos que presentan variabilidad diaria. De todas formas este hecho no está muy claro puesto que hay resultados contradictorios procedentes de distintos estudios y parece que esta migración vertical diurna podría producirse sólo en determinadas estaciones (Bé, 1977).

Distribución estacional

Las variaciones estacionales son muy comunes en los foraminíferos planctónicos y están íntimamente relacionadas con los ciclos estacionales de nutrientes y con la hidrodinámica. La mezcla vertical que tiene lugar en invierno provoca un enriquecimiento en nutrientes de las aguas superficiales y el consiguiente aumento de fitoplancton se produce en distintos momentos del año dependiendo de la latitud. La eclosión de fitoplancton coincide con los meses de invierno en latitudes tropicales, mientras en latitudes subtropicales e intermedias tienen lugar dos eclosiones, en primavera y en otoño. La eclosión primaveral se va retrasando a medida que la latitud aumenta hasta que en el océano Ártico sólo se reconoce un único pico de fitoplancton en agosto. Las variaciones estacionales que se registran en la abundancia de las distintas especies de foraminíferos

planctónicos siguen el ciclo de productividad del fitoplancton. La magnitud de estas variaciones estacionales aumenta desde las bajas hasta las altas latitudes y es curioso que las mismas especies presentan sus picos de abundancia en distintas épocas del año dependiendo de la latitud a la que se encuentren (Bé, 1977).

Distribución geográfica

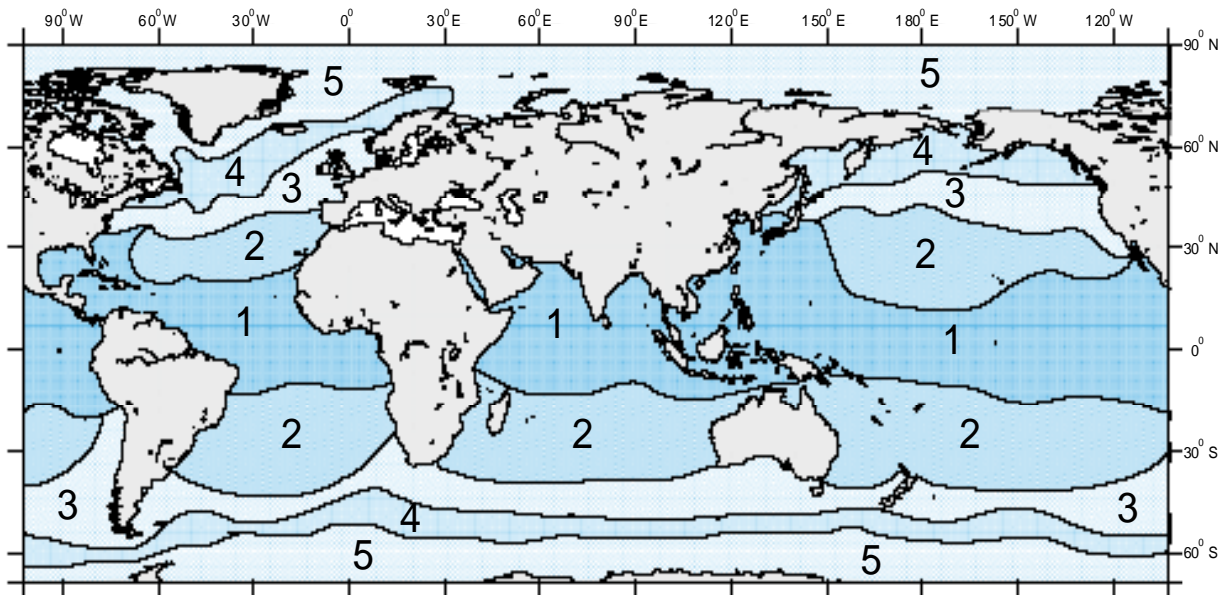


Figura 13. Distribución geográfica de las distintas provincias de foraminíferos planctónicos según Bé (1977). 1 y 2: Tropical-Subtropical; 3: de Transición; 4: Subpolar; 5: Polar.

Numerosos estudios han puesto de manifiesto la relación existente entre las comunidades de foraminíferos planctónicos y las principales regiones hidrográficas del mundo (figura 13). Hay un fuerte control latitudinal de las especies, lo que indica una gran interacción de las mismas con la temperatura del agua superficial. A grandes rasgos se puede distinguir una banda central alrededor del globo que se caracteriza por tener aguas templadas y ahí es donde se registra la asociación tropical-subtropical. Al Norte y al Sur de esta franja se localizan otras dos de aguas frías subdividiéndose cada una en dos provincias, la polar y la subpolar. Las especies pertenecientes a la provincia de aguas cálidas-templadas son llevadas hacia latitudes más altas en la parte occidental de los océanos debido a los giros anticiclónicos cuyas corrientes están muy desarrolladas en ese margen (Corriente del Golfo, Corriente del Kuroshio, Corriente de Brasil...). Lo mismo ocurre en la parte oriental de los océanos, donde las especies frías son desplazadas hacia el Sur por las

correspondientes corrientes (Corriente de Portugal-Canarias, Corriente de California...). Estas dos últimas zonas, en las que pueden coexistir especies con distintas tolerancias ecológicas, se llaman de transición y se caracterizan por su gran diversidad (Bé, 1977).

Además de esta variación geográfica de las distintas especies según sus exigencias en cuanto a la temperatura del agua, el patrón de distribución de la abundancia absoluta del total de foraminíferos planctónicos sigue el patrón general de fertilidad de los océanos. La mayor concentración de foraminíferos planctónicos se encuentra en zonas con gran cantidad de nutrientes, fitoplancton y microzooplancton, que suelen encontrarse en los mayores sistemas de corrientes, en corrientes de borde y en zonas de *upwelling* y de divergencias (Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995). En cambio, se encuentra poca densidad de foraminíferos en las zonas centrales del Atlántico Norte y Sur y del Índico. Son también pobres en estos organismos las plataformas continentales, como el mar del Norte o la zona entre Tierra de fuego y Río de Janeiro, y en este caso se cree que es debido a la baja salinidad de estas áreas (Bé, 1977).

En general, la diversidad de especies disminuye desde las bajas hasta las altas latitudes; la asociación tropical es mucho más rica que la polar.

Características ecológicas de las especies más significativas de este estudio

➤ *Beella digitata* (Brady), 1879:

Especie tropical-subtropical cuyos individuos adultos se encuentran por debajo de los primeros 100 m de la columna de agua (Bé, 1977).

En el Mediterráneo es bastante frecuente, pero parece estar restringida a aguas profundas (Hemleben *et al.*, 1989).

➤ *Globigerina bulloides* d'Orbigny, 1826:

En el Atlántico se encuentra en las zonas tropical y subpolar, también aparece en la zona polar antártica (Bé, 1977). Normalmente vive entre los primeros 50 y 100 m de la columna de agua, pero puede llegar a vivir a mayor profundidad puesto que carece de simbioses que la restrinjan a la zona fótica (Hemleben *et al.*, 1989). Esta especie es indicadora de zonas de *upwelling* o corrientes de borde. Suele aparecer cuando las eclosiones de fito y zooplancton están bien desarrolladas (Barcena *et al.*, 2004).

En el Mediterráneo Occidental y Suroccidental puede representar del 20 al 40% de la asociación durante el invierno. Existe mayor abundancia entre los 50 y los 200 m de profundidad. En el mar de Alborán, *G. bulloides* prolifera bajo la termoclina en primavera, cuando ésta empieza a formarse superficialmente, o en verano, cuando se establece una fuerte picnoclina (Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995). En general, parece responder a periodos de alta fertilidad.

➤ *Globigerina falconensis* Blow, 1959:

Esta especie subtropical es propia de la zona fótica y contiene simbioses (Hemleben *et al.*, 1989).

➤ *Globigerina rubescens* Hofker, 1956:

Es una especie tropical-subtropical que normalmente se encuentra en la parte superficial de la columna de agua, en la zona epipelágica (Bé, 1977). En algunos casos puede tener un pigmento rosado por toda la concha (Hemleben *et al.*, 1989).

➤ *Globigerinella calida* (Parker), 1962:

Esta especie suele encontrarse a una profundidad intermedia y en aguas relativamente cálidas (Bé, 1977).

➤ *Globigerinella siphonifera* (sinón. *Globigerinella siphonifera*) (d'Orbigny), 1839:

Esta especie tropical-subtropical se encuentra entre los 50 y los 100 primeros m de la columna de agua. Su presencia indica la existencia de una masa de agua relativamente fría, bien ventilada, bastante eutrófica (enriquecida en $\delta^{13}\text{C}$, posiblemente por una nutriclina afectada por turbulencias), es decir, la capa de mezcla de invierno (Rohling *et al.*, 2004). Suele aparecer en zonas de *upwelling* y en corrientes de borde. Se desarrolla mejor con temperaturas entre 13 y 26 °C (Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995).

En el Mediterráneo aparece en mayor cantidad durante el invierno y su máxima abundancia se encuentra entre 100 y 200 m de profundidad (Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995).

➤ *Globigerinita glutinata* (Egger), 1893:

Es una especie tropical-polar con preferencia por las aguas ricas en nutrientes. Prolifera en un rango térmico y salino muy amplio, pero dentro de la superficie profunda de la capa de mezcla (Bé, 1977; Hemleben *et al.*, 1989). Suele considerarse una especie oportunista (Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995).

En el Mediterráneo se encuentran bajas densidades. Prolifera más en invierno entre los 100 y los 200 metros de profundidad a lo largo de la costa norte de África (Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995).

➤ *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny), 1839:

Esta especie tropical-subtropical vive en la parte más superficial de la columna de agua y prefiere aguas bien estratificadas (Bé, 1977).

En el Mediterráneo las mayores proporciones se encuentran a finales de verano en los primeros 100 metros de la columna de agua, aunque las densidades siempre son bajas (Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995).

La variedad *rosea* es de aguas más cálidas y es menos frecuente en el Mediterráneo Occidental que en el Oriental, ya que las fuertes condiciones oligotróficas existentes en la cuenca oriental son un factor limitante para esta variedad (Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995).

➤ *Globigerinoides sacculifer* (Brady), 1877:

Es una especie espinosa tropical, cuya última cámara tiene forma de saco, que habita en la parte superficial de la columna de agua ya que posee simbiontes. Abunda a finales de verano, aunque sus densidades son bajas. Existe una variedad sin saco llamada *trilobus* (Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995), que a veces es considerada como otra especie.

Es bastante escasa en el mar de Alborán y en pocas ocasiones aparece algún ejemplar de *sacculifer*. Ambas formas parecen estar asociadas a condiciones oligotróficas y su presencia indica una zona eufótica bien estratificada y una capa de mezcla oligotrófica.

➤ *Globigerinoides tenellus* (Parker), 1958:

Esta especie ecológicamente es similar a *Globigerina rubescens* (Capotondi y Vigliotti, 1999); tropical-subtropical propia de la zona epipelágica.

➤ *Globorotalia inflata* (d'Orbigny), 1839:

En el Atlántico es la especie dominante de la zona de transición y también aparece en menor proporción en la subpolar (Bé, 1977; Ottens, 1991). Suele encontrarse por debajo de los primeros 100 m de la columna de agua e indica condiciones oligotróficas y *upwelling* reducido.

Esta especie es muy importante en la asociación de invierno del Mediterráneo Occidental (Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995). Es una de las especies dominantes en el mar de Alborán actualmente, llegando a representar en invierno el 60% del total de foraminíferos planctónicos y

situándose en los primeros 200 m de la columna de agua. Parece estar relacionada con la entrada de aguas atlánticas en el Mediterráneo (Ottens, 1991). Hacia Sicilia aparece más superficialmente, entre 0 y 50 m de profundidad. En el Mediterráneo Oriental está muy poco representada durante todo el año. Parece que *G. inflata* requiere una capa de mezcla profunda y fresca, la temperatura y la disponibilidad de nutrientes parecen ser factores secundarios.

➤ *Globorotalia scitula* (Brady), 1882:

Ésta es una especie subpolar que se encuentra en aguas superficiales y turbulentas (Bé, 1977). Durante la primavera vive cerca de la superficie y después pasa a zonas más profundas. Hasta el momento no se han encontrado individuos vivos de esta especie en el Mediterráneo (Rohling *et al.*, 2004).

➤ *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny), 1839:

En el Atlántico se considera una especie subtropical-subpolar (Bé, 1977). Como todas las del género *Globorotalia*, se reproducen en superficie durante la primavera y después se van hacia la parte profunda de la columna de agua. Por debajo de 10 °C desarrolla una capa gruesa de calcita (Hemleben *et al.*, 1989).

Actualmente en el Mediterráneo existen las dos formas, dextrorsa y sinistrorsa, pero domina la segunda, constituyendo la otra forma menos del 1% de la población de *G. truncatulinoides*. Parece que la gran mezcla en la columna de agua que se produce en invierno favorece el desarrollo de las formas sinistrorsas. Se piensa que el principal factor controlador de la distribución de esta especie es la convección de invierno y la mezcla vertical. La disponibilidad de nutrientes y la temperatura son factores secundarios (Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995).

➤ *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg), 1861:

Forma dextrorsa: en el Atlántico se encuentra en las provincias subpolar y tropical (Bé, 1977). Prolifera más cuando la temperatura por debajo de la termoclina es de menos de 12 °C. Se considera una especie profunda aunque durante la reproducción y en los estadios juveniles vive en los primeros 100 m de la columna de agua. Se desarrolla sobre todo en el nivel de máxima concentración de clorofila (DCM, Deep Chlorophyll Maximum), que se encuentra en la base de la zona eufótica cuando la parte superior de la columna de agua se encuentra bien estratificada.

Actualmente en el golfo de León es bastante abundante en invierno dada la baja temperatura del agua en esa zona, mientras en verano sólo se encuentra a gran profundidad. En el resto del Mediterráneo sólo aparece durante el invierno en zonas profundas. Por esto se deduce que la

temperatura debe de ser el factor limitante de esta especie en el Mediterráneo (Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995).

Forma sinistrorsa: en el Atlántico es exclusivamente polar. Actualmente en el Mediterráneo sólo se han encontrado algunos individuos a finales de verano en la cuenca Jónica y en el área de Baleares (Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995). En muestras fósiles aparece esta especie durante los eventos Heinrich y en otros episodios fríos (Pérez-Folgado *et al.*, 2004).

➤ *Orbulina universa* d'Orbigny, 1839:

Es una especie tropical-subtropical. Se encuentra entre los primeros 50 y 100 m de la columna de agua. Su tamaño depende de la temperatura y de la cantidad de plancton que ingiera. Se convierte en *Biorebulina* cuando está sobrealimentada (Bé, 1977). Al profundizar en la columna de agua desarrolla una concha calcítica. Su distribución viene dada por sus exigencias de temperatura, entre 13 y 19 °C, y la necesidad de luz para su actividad simbiótica (Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995).

En el mar de Alborán aparece en primavera. A finales de verano presenta máximos de frecuencia bajo la termoclina que sugieren un ajuste entre sus requisitos de intensidad luminosa y temperatura (Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995).

➤ *Turborotalita quinqueloba* (Natland), 1938:

Es una especie pequeña que, en el Atlántico, se encuentra en la zona subpolar y en la polar ártica (Bé, 1977). Vive en la zona fótica ya que contiene simbiosis (Hemleben *et al.*, 1989). Según Ottens (1992), las mayores frecuencias aparecen en zonas donde existe un DCM desarrollado. Según Bé (1977), aumenta su producción durante la primavera desde las regiones subpolares hasta las tropicales en relación a las condiciones de luz y/o fertilidad. En general, indica aguas superficiales frías y turbulentas con alta productividad.

Actualmente en el Mediterráneo es muy poco frecuente y sólo se encuentra muy superficialmente (Pujol y Vergnaud-Grazzini, 1995).

8. ECOLOGÍA DE FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS

De las más de cinco mil especies recientes que se conocen de foraminíferos, los bentónicos son treinta veces más numerosos que los planctónicos (Buzas y Culver, 1991). Son organismos que viven en el fondo oceánico (epifaunales) o dentro del sedimento (infaunales), y se encuentran a

todas las profundidades, desde llanuras abisales hasta zonas costeras sometidas a desecamientos periódicos (Culver, 1993), demostrando un alto nivel de eficacia y adaptabilidad ecológica en distintos sustratos (Linke y Lutze, 1993).

La mayor parte de las especies viven en la interfase sedimento-agua, donde disponen más fácilmente de alimento. El 75% del total de especies vive en el primer centímetro de sedimento (Barmawidjaja *et al.*, 1992; De Stigter *et al.*, 1998), considerándose epifauna o infauna superficial. En zonas más profundas suelen desarrollarse especies más especializadas, infaunales intermedias y profundas acostumbradas a ambientes con bajo contenido en materia orgánica y oxígeno (Corliss y Emerson, 1990; Van der Zwaan *et al.*, 1999). En estos ambientes más profundos las variaciones en los parámetros físico-químicos son menores que en la parte más superficial del sedimento (Jorissen, 1999).

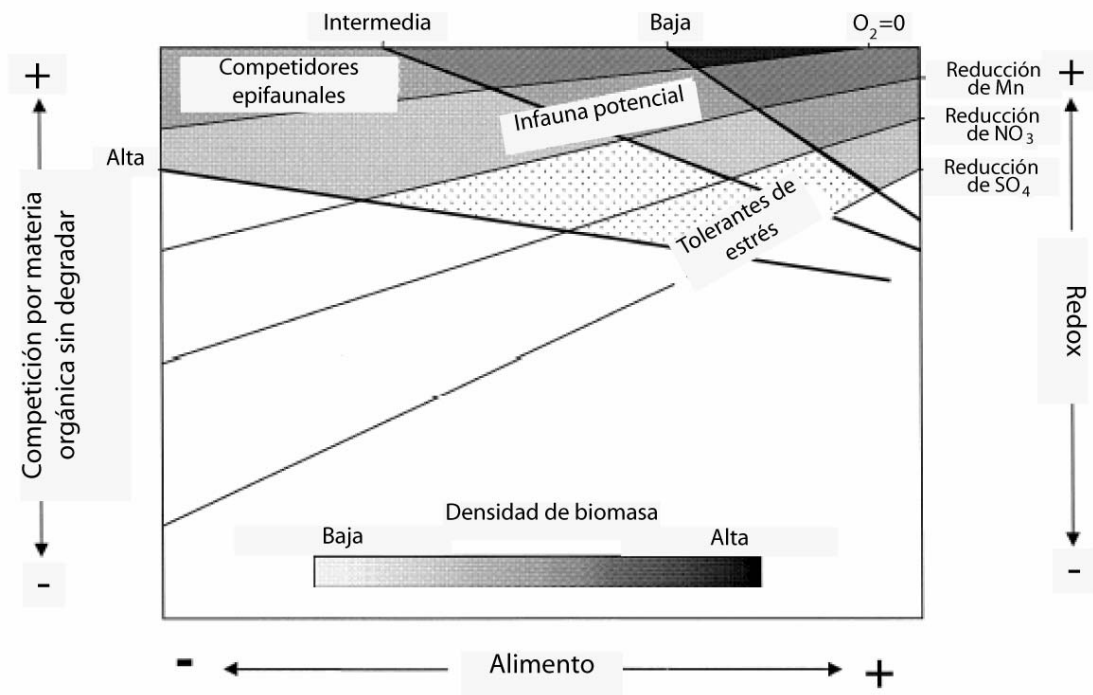


Figura 14. Modelo TROX de Jorissen *et al.* (1995) modificado por Van der Zwaan *et al.* (1999).

La temperatura, la salinidad y la profundidad no parecen ser factores significativos en la distribución de estos protozoos (Van der Zwaan *et al.*, 1999), en cambio el nivel de oxígeno existente en el ambiente y el flujo orgánico que llega al sedimento condicionan fuertemente su distribución y abundancia (p.e., Jorissen *et al.* 1995; Van der Zwaan *et al.*, 1999). También se ha visto que el microhábitat que ocupan determinados foraminíferos bentónicos, es decir, el rango de profundidades en el que se encuentran dentro del sedimento, está controlado por estos dos factores,

oxigenación y contenido en materia orgánica del sedimento. El modelo TROX (*Trophic conditions and oxygen concentrations*) desarrollado por Jorissen *et al.* (1995), y matizado posteriormente por Van der Zwaan *et al.* (1999), resume la correlación existente entre la selección de microhábitats de los foraminíferos bentónicos, el contenido en oxígeno, el flujo de materia orgánica y las condiciones redox del sedimento (figura 14). Según este modelo, las especies de foraminíferos bentónicos toleran cierto nivel de oxígeno y tienen un requerimiento de alimento concreto, de esta forma la profundidad de su microhábitat viene determinada por un nivel crítico de alimento en los ambientes oligotróficos y por un nivel crítico de oxígeno en ambientes eutróficos. Años más tarde, Van der Zwaan *et al.* (1999) modificaron este modelo incluyendo los diferentes horizontes redox (figura 14) dentro de los primeros centímetros de sedimento.

Atendiendo a este modelo, un incremento en el flujo orgánico produce un mayor consumo de oxígeno en el sedimento, dándose por tanto una somerización de la zona oxigenada, lo que disminuye la profundidad a la que la infauna puede desarrollarse. En un ambiente eutrófico la falta de oxígeno eliminaría preferentemente a los taxones epifaunales menos resistentes, dando como resultado un incremento en la infauna hasta dominar claramente la asociación en ambientes extremadamente disódicos. Por tanto, la oxigenación es considerada como el principal parámetro controlador en los ecosistemas eutróficos, mientras que la disponibilidad de comida constituye el principal factor regulador de la distribución vertical de la fauna en ambientes más oligotróficos (Jorissen *et al.*, 1995; Van der Zwaan *et al.*, 1999; Fontainer *et al.*, 2002). Según este modelo en ambientes oligotróficos el alimento estaría en la superficie del sedimento, por lo que no habría un importante desarrollo de infauna, mientras en ambientes eutróficos se produciría una profundización de los microhábitats, con un transporte hacia mayor profundidad de la materia orgánica debido principalmente a la bioturbación. En este caso, al existir alta disponibilidad de alimento, el nivel crítico de oxígeno sería el factor limitante de la penetración de la infauna en profundidad.

Además, el tipo de ambiente condiciona la mayor o menor disponibilidad de los diferentes nichos, de forma que los ambientes limitados por el alimento o por el oxígeno, están dominados por epifauna y presentan una baja diversidad; en ambientes mesotróficos, se registra alta diversidad y alto porcentaje de especies epifaunales e infaunales; y en ambientes eutróficos, con bajo contenido en oxígeno, se observa baja diversidad y dominio de especies infaunales (Schmiedl *et al.*, 2000). Por otro lado, existen especies oportunistas cuyo grado de desarrollo está controlado por variaciones estacionales en el flujo de materia orgánica, mientras las especies no oportunistas tienden a estar en equilibrio con el medio y prefieren desarrollarse en un hábitat estable y predecible.

Los foraminíferos bentónicos son una de las claves para comprender la evolución en el tiempo de las masas de agua profundas. El número de foraminíferos bentónicos en el sedimento aumenta al incrementarse el flujo en materia orgánica (Herguera y Berger, 1991), aunque esta relación es dudosa en ambientes con bajo contenido en oxígeno (Naidu y Malmgren, 1995). Por otro lado, como se ha visto antes, la diversidad suele ser mayor en ambientes mesotróficos y bien oxigenados, donde todos los posibles hábitats son ocupados por un amplio número de especies (Jorissen *et al.*, 1995). Sin embargo, la diversidad disminuye en ambientes muy oligotróficos y eutróficos, ya que son ocupados por un bajo número de taxones más especializados. Se registran valores mínimos de diversidad en condiciones de hipoxia, cuando sólo un reducido grupo de especies que toleran condiciones de muy poco oxígeno pueden sobrevivir.

Alguno autores han sugerido la relación entre la morfología de la concha de los foraminíferos bentónicos y su hábitat, de forma que gran parte de los epifaunales son planispiralados o trocospiralados (De Stigter *et al.*, 1998), con conchas planoconvexas a biconvexas, poros dorsales de gran tamaño y ventrales más pequeños (Corliss y Emerson, 1990). Estas formas facilitarían la fijación de estos organismos al sustrato. En cambio, las especies infaunales suelen presentar formas elongadas, biseriadas o triseriadas (De Stigter *et al.*, 1998), con pequeños poros y una superficie suave (Sen Gupta y Machain-Castillo, 1993), y una relación superficie/volumen alta (Corliss, 1985; Corliss y Emerson, 1990). La mayor densidad de poros podría ser una adaptación a las condiciones con bajo nivel de oxígeno dentro del sedimento. A pesar de estas interpretaciones, la relación entre la morfología de la concha y el hábitat es difícil de probar puesto que existen especies planispiraladas que viven en ambientes profundos con poco oxígeno y especies triseriadas que se desarrollan en la interfase sedimento-agua.

La asociación de foraminíferos bentónicos que se encuentra finalmente en las muestras depende tanto de los factores mencionados anteriormente como de la tasa de producción de estos organismos, de los procesos tafonómicos ocurridos *post-mortem*, de la bioturbación del sedimento y de la disolución (Loubere *et al.*, 1993).

Características ecológicas de las especies más significativas de este estudio

➤ *Astrononion gallowayi* Loeblich y Tappan, 1953

Es una especie epifaunal que suele aparecer en ambientes con contenido relativamente alto en materia orgánica (Hald y Korsun, 1997).

- *Brizalina alata* (Seguenza, 1862), *Brizalina subspathulata* Boomgart, (1949) *Bolivina subaenariensis* (Cushman, 1922), *Bulimina marginata* d'Orbigny, 1826

Estas especies heterobatales se desarrollan en ambientes con alto contenido en materia orgánica (Van der Zwaan, 1982; Alavi, 1988); suelen ser más abundantes cuanto mayor es el contenido en materia orgánica (De Rijk *et al.*, 1999). Algunas de estas especies pueden comportarse como oportunistas con una fuerte respuesta a la llegada de pulsos de materia orgánica (Langezaal *et al.*, 2006), modificando su microhábitat de infaunal a epifaunal (Jorissen *et al.*, 1992).

- *Cassidulina laevigata* (d'Orbigny, 1826)

Aparece en los primeros centímetros de sedimento (De Stigter *et al.*, 1998). Está asociada con alto contenido en materia orgánica (Sen Gupta, 1997). En ambientes bien oxigenados se comporta como especie oportunista (De Stigter *et al.*, 1998). Algunos estudios en sapropeles sugieren que esta especie no tolera niveles tan bajos de oxígeno como el género *Bolivina*.

- *Cibicides lobatulus* (Walter and Jacob, 1798)

Es una especie epifaunal aunque puede vivir en el primer centímetro de sedimento (Corliss, 1991). Suele fijarse al sustrato, ya sean algas, conchas o rocas (Schönfeld, 2002), por lo que puede encontrarse en áreas con fuertes corrientes (Williamson *et al.*, 1985). Tolerancia variaciones significativas de salinidad (Williamson *et al.*, 1984) y está asociada a ambientes bien oxigenados.

- *Cibicidoides pachydermus* (Rzehak, 1886)

Especie asociada a condiciones de alto oxígeno en ambientes oligo-mesotróficos (Schmiedl *et al.*, 2000), que puede comportarse como oportunista.

- *Gyroidinoides umbonatus* (Silvestri, 1898)

Esta especie aparece en sedimentos con alto contenido en materia orgánica y poco nivel de oxígeno (Alavi, 1988).

- *Gyroidina neosoldanii* Brotzen, 1936

Especie infaunal común en ambientes mesotróficos-eutróficos con moderado empobrecimiento en oxígeno (Lutze y Coulbourn, 1984; Gooday, 1994).

➤ *Hyalinea balthica* (Schröter, 1783)

Ésta es una especie infaunal somera (Schmiedl *et al.*, 2000) común en ambientes mesotróficos-eutróficos con moderada escasez de oxígeno (Lutze y Coulbourn, 1984; Seidenkrantz, 1993; Gooday, 1994). Se asocia a flujos de materia orgánica, aunque se desarrolla fuera de las zonas con máxima escasez de O₂ (Schmiedl *et al.*, 2000))

➤ *Melonis barleeanus* (Williamson, 1858)

Esta especie aparece en sedimentos con alto contenido en materia orgánica, prefiriendo la degradada (Caralp, 1989; Gadel *et al.*, 1993), y en ambientes subóxicos-disóxicos (Jorissen *et al.*, 1992).

➤ *Nonionella turgida* (Williamson, 1858)

Es una especie oportunista (Jorissen, 1987) que suele desarrollarse en sedimentos ricos en materia orgánica (Seiglie, 1968) y tolera bajos niveles de oxígeno (Moodley *et al.*, 1998; Duijnsteet *et al.*, 2004).

➤ *Quinqueloculina seminulum* (Linné, 1758)

Esta especie puede vivir bajo condiciones disóxicas aunque prefiere ambientes bien oxigenados (Moodley *et al.*, 1998). Se suele asociar a sustratos más arenosos (Murray, 1971).

➤ *Sigmoilopsis schlumbergeri* (Silvestre, 1904)

Esta especie ha sido encontrada en numerosas ocasiones en los mismos ambientes que *Hyalinea balthica* (Colom, 1974), mesotróficos-eutróficos con moderada escasez de oxígeno.

➤ *Sphaeroidina bulloides* d'Orbigny, 1826

Es una especie infaunal somera (Rathburn y Corliss, 1994) cuya abundancia depende del flujo de materia orgánica al sedimento (Loubere, 1996).

➤ *Trifarina angulosa* (Williamson, 1858)

Es una especie epifaunal (Schönfeld, 2002), asociada a ambientes bien oxigenados, a menudo en sustratos arenosos (Mackensen *et al.*, 1985). Suele aparecer con *Cibicides lobatulus* y *Cibicides refulgens* (Schönfeld, 2002).

➤ *Uvigerina mediterranea* Hofker, 1932

Ésta es una especie oportunista eutrófica (De Rijk *et al.*, 1999). Se relaciona con el flujo de materia orgánica, aunque se desarrollan mejor fuera de las zonas de mínimo O₂ (prefiere ambientes meso-eutróficos).

➤ *Uvigerina peregrina* Cushman, 1923

Esta especie presenta una correlación positiva con el contenido en materia orgánica (De Rijk *et al.*, 1999), ya sea debido a flujos continuos o discontinuos (Lutze, 1986). Lohmann (1978) observó una correlación positiva entre la abundancia de esta especie y concentraciones bajas de oxígeno disuelto, aunque se ha comprobado que esta especie no tolera niveles extremadamente bajos de oxigenación (Schmiedl *et al.*, 1997), por lo que, al igual que *Uvigerina mediterranea*, se encuentra fuera de las zonas con máxima escasez de O₂.

REFERENCIAS:

- Alavi, S.N. (1988). Late Holocene deep-sea benthic foraminifera from the Sea of Marmara. *Marine Micropalaeontology*, 13: 213-237.
- Bárcena, M. A., Flores, J. A., Sierro, F. J., Perez-Folgado, M., Fabrés, J., Calafat, A. y Canals, M. (2004). Planktonic response to main oceanographic changes in the Alboran Sea (Western Mediterranean) as documented in sediment traps and surface sediments. *Marine Micropaleontology*, 53: 423-445.
- Barmawidjaja, D. M., Jorissen, F. J., Puskaric, S. y Van der Zwaan, G. J. (1992). Microhabitat selection by benthic foraminifera in the northern Adriatic Sea. *Journal of Foraminiferal Research*, 22: 297-317.
- Bé, A.W.H. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. En: Ramsay, A.T.S. (Ed.). *Oceanic Micropaleontology Vol. I*. Gales: Academic Press, 1977. p. 1-100.
- Béthoux, J. P. (1979). Budgets of the Mediterranean Sea. Their dependence on the local climate and on the characteristics of the atlantic waters. *Oceanologica Acta*, 2(2): 157-163.
- Béthoux, J. P. (1984). Paléo-hydrologie de la Méditerranée au cours des derniers 20 000 ans. *Oceanologica Acta*, 7(1): 43-48.
- Blunier, T., Chapellaz, J., Schwander, J., Dällenbach, A., Stauffer, B., Stocker, T. F., Raynaud, D., Jouzel, J., Clausen, H. B., Hammer, C. U. y Johnsen, S. J. (1998). Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature*, 394: 739-743.

- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W. S., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G. y Ivy, S. (1992). Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, 360: 245-249.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., DeMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., I., H. y Bonani, G. (1997). A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 278: 1257-1266.
- Broecker, W. S., Bond, G., Klas, M., Clark, E. y McManus, J. (1992). Origin of the northern Atlantic's Heinrich events. *Climate Dynamics*, 6: 265-273.
- Buzas, M. A. y Culver, S. J. (1991). Species diversity and dispersal of benthic Foraminifera. *BioScience*, 41: 483- 489.
- Cacho, I., Grimalt, J., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F. J., Flores, J. A. y Shackleton, N. (1999). Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography*, 14(6): 698-705.
- Cacho, I., Grimalt, J. O., Sierro, F. J., Shackleton, N. y Canals, M. (2000). Evidence for enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. *Earth and Planetary Science Letters*, 157: 45-58.
- Canals, M., Puig, P., Durrieu de Madron, X., Heussner, S., Palanques, A. y Fabres, J. (2006). Flushing submarine canyons. *Nature*, 444: 354-357.
- Capotondi, L. y Vigliotti, L. (1999). Magnetic and microfaunal characterization of Late Quaternary sediments from the Western Mediterranean: Inferences about sapropel formation and paleoceanographic implications. En: Zahn, R., Comas, M.C. y Klaus, A. (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 161: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 505-518.
- Caralp, M.H. (1989). Size and morphology of the benthic foraminifer *Melonis barleeanum*: relationships with marine organic matter. *Journal of Foraminiferal Research*, 19: 235-245.
- Cayre, O., Lancelot, Y. y Vincent, E. (1999). Paleoceanographic reconstructions from planktonic foraminifera off the Iberian Margin: Temperature, salinity, and Heinrich events. *Paleoceanography*, 14(3): 384-396.
- Cita, M. B., Vergnaud-Grazzini, C., Robert, C., Chamley, H., Ciaranfi, N. y d'Onofri, S. (1977). Paleoclimatic record of a long deep sea core from the eastern Mediterranean. *Quaternary Research*, 8: 205-235.
- Cita, M. B., Broglia, C., Malinverno, A., Spezzibottiani, G., Tomadin, L. y Violanti, D. (1982). Late Quaternary pelagic sedimentation on the southern Calabrian Ridge and western Mediterranean Ridge, eastern Mediterranean. *Marine Micropaleontology*, 7: 135-162.
- Colmenero, E., Flores, J. A., Löwemark, L., Schönfeld, J. y Sierro, F. J. (2000). Paleoceanographic reconstruction of the Gulf of Cadiz during the last glacial cycle as revealed by coccolithophore assemblages. *Journal of Nannoplankton Research*, 22(2): 91.

Colom, G. (1974). Foraminíferos Ibéricos. Introducción al estudio de las especies bentónicas recientes. *Investigación Pesquera*, 38 (1): 245 pp.

Comas, M.C., Zahn, R., Klaus, A., et al. 1996. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 161: College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Corliss, B.H. (1985). Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments. *Nature*, 314: 435–438.

Corliss, B.H. (1991). Morphology and microhabitat preferences of benthic foraminifera from the northwest Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 17: 195-236.

Corliss, B. H. y Emerson, S. (1990) Distribution of Rose Bengal stained deep-sea foraminifera from the Nova Scotian continental margin and Gulf of Maine. *Deep Sea Research*, 37: 381-400.

Cramp, A. y O'Sullivan, G. (1999). Neogene sapropels in the Mediterranean: a review. *Marine Geology*, 153: 11-28.

Culver, S. (1993). Fossil prokaryotes and protists. Black Well Scientific Publications. 342 p.

Dansgaard, W., Johnson, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidbjerg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdottir, A. E., Jouzel, J. y 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., Schonfeld, J., Hall, M. y Chapman, M. (2003). Millennial-scale oceanic climate variability off the Western Iberian margin during the last two glacial periods. *Marine Geology*, 196: 1-20.

De Lange, G. J. y ten Haven, H. L. (1983). Recent sapropel formation in the eastern Mediterranean. *Nature*, 305: 797-798.

De Rijk, S., Troelstra, S. R., y Rohling, E. J. (1999). Benthic foraminiferal distribution in the Mediterranean Sea. *Journal of Foraminifera Research*, 29: 93-103.

De Stigter, H. C., Jorissen, F. J. y Van der Zwaan, G. J. (1998). Bathymetric distribution and microhabitat partitioning of live (Rose Bengal stained) benthic foraminifera along a shelf to bathyal transect in the Southern Adriatic Sea. *Journal of Foraminiferal Research*, 28: 40–65.

Duijnste, I., de Lugt, I., Noordegraaf, H. V. y Van der Zwaan, B. (2004). Temporal variability of foraminiferal densities in the northern Adriatic Sea. *Marine Micropaleontology*, 50(1): 125-148.

Elliot, M., Labeyrie, L. y Duplessy, J. C. (2002). Changes in North Atlantic deep-water formation associated with the Dansgaard–Oeschger temperature oscillations (60–10 ka). *Quaternary Science Reviews*, 21: 1153-1165.

Emeis, K. C., Schulz, H., Struck, U., Rossignol-Strick, M., Erlenkeuser, H., Howell, M. W., Kroon, D., Mackensen, A., Ishizuka, S., Oba, T., Sakamoto, T. y Koizumi, I. (2003). Eastern Mediterranean surface water temperatures and $\delta^{18}\text{O}$ composition during deposition of sapropels in the late Quaternary. *Paleoceanography*, 18(1): 10.1029/2000PA000617.

- Fontanier, C., Jorissen, F.J., Licari, L., Alexandre, A., Anschutz, P. y Carbonel, P. (2002) Live benthic foraminiferal faunas from the Bay of Biscay : Faunal density, composition, and microhabitats. *Deep-Sea Research I*, 49: 751-785.
- Gadel, F., Charrière, B. y Serve, L. (1993). Behaviour of suspended and sedimentary organic matter in the deltaic areas of the Gulf of Lions (Mediterranean Sea). *Netherlands Journal of Aquatic Ecology*, 27: 437-447.
- García-Gorriz, E. y Carr, M. (2001). Physical control of phytoplankton distributions in the Alboran Sea: A numerical and satellite approach. *Journal of Geophysical Research*, 106(C8): 16795-16805.
- Gil, J. (1985). Consideraciones acerca de un fenómeno de afloramiento de la zona noroccidental del mar de Alborán. *Informes Técnicos del Instituto Español de Oceanografía*, 35: 40 pp.
- Gooday, A.J. (1994). The biology of deep-sea foraminiferal communities at three abyssal NE Atlantic sites subject to differing phytodetritus input regimes. *Deep-Sea Research*, 43: 1395-1421.
- Grootes, P. M., Stuiver, M., White, J. W. C., Johnsen, S. J. y Jouzel, J. (1993). Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 366: 552-554.
- Grousset, F. E., Labeyrie, L., Sinko, J. A., Cremer, M., Bond, G., Duprat, J., Cortijo, E. y Huon, S. (1993). Patterns of ice-rafted detritus in the glacial North Atlantic (40°-55°N). *Paleoceanography*, 8(2): 175-192.
- Guo, Z., Liu, T., Fedoroff, N., Wei, L., Ding, Z., Wu, N., Lu, H., Jiang, W. y An, Z. (1998). Climate extremes in loess of China coupled with the strength of deep-water formation in the North Atlantic. *Global and Planetary Change*, 18: 113-128.
- Hald, M. y Korsun, S. (1997). Distribution of modern Arctic benthic foraminifera from fjords of Svalbard. *Journal of Foraminiferal Research*, 27: 101-122.
- Heburn, G. W. y La Violette, P. E. (1990). Variations in the structure of the anticyclonic gyres found in the Alboran Sea. *Journal of Geophysical Research*, 95: 1599-1613.
- Heinrich, H. (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130.000 years. *Quaternary Research*, 29: 142-152.
- Helmke, J. P. y Bauch, H. A. (2003). Comparison of glacial and interglacial conditions between the polar and subpolar North Atlantic region over the last five climatic cycles. *Paleoceanography*, 18(2): 10.1029/2002PA000794.
- Hemleben, C. H., Spindler, M. y Anderson, O. R. *Modern Planktonic Foraminifera*. Nueva York: Springer-Verlag New York Inc, 1989. 365 pp.
- Henrichs, S. M. y Reeburgh, W. S. (1987). Anaerobic mineralization of marine sediment organic matter: rates and the role of anaerobic processes in the oceanic carbon economy. *Geomicrobiology Journal*, 5: 191-237.
- Herguera, J.C. y Berger, W.H. (1991). Paleoproductivity from benthic foraminifera abundance: glacial to postglacial change in the west-equatorial Pacific. *Geology*, 19: 1173-1176.

Hilgen, F. J. (1991). Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the Geomagnetic Polarity Time Scale. *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 226-244.

Ivanov, V. V., Shapiro, G. I., Huthnance, J. M., Aleynik, D. L. y Golovin, P. N. (2004) Cascades of dense water around the world ocean. *Progress in Oceanography*, 60: 47–98.

Jorissen, F.J. (1987). The distribution of benthic foraminifera in the Adriatic Sea. *Marine Micropaleontology*, 12: 21–48.

Jorissen, F.J., Barmawidjaja, D.M., Puškarić, S. y Van der Zwaan, G.J. (1992). Vertical distribution of benthic foraminifera in the northern Adriatic Sea: The relation with the organic flux. *Marine Micropaleontology*, 19: 131–146.

Jorissen, F. J., de Stigter, H.C. y Widmark, J.G.V., 1995. A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats, *Marine Micropaleontology*, 26: 3–15.

Jorissen, F. J. (1999). Benthic foraminiferal successions across Late Quaternary Mediterranean Sapropels. *Marine Micropaleontology*, 153: 91-101.

Kallel, N., Duplessy, J. C., Labeyrie, L., Fontugne, M., Paterne, M. y Montacer, M. (2000). Mediterranean pluvial periods and sapropel formation over the last 200,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 157: 45-58.

Kemp, A. E. S., Pearce, R. B., Koizumi, I., Pike, J. y Rance, S. J. (1999). The role of mat-forming diatoms in the formation of Mediterranean sapropels. *Nature*, 398: 57-61.

Kidd, R. B., Cita, M. B. y Ryan, W. B. F. (1978). Stratigraphy of eastern Mediterranean sapropel sequences recovered during Leg 42A and their paleoenvironmental significance. *Initial Reports DSDP*, 42A: 421-443.

Kullenberg, B. (1952). On the salinity of the water contained in marine sediments. *Goteborgs K. Vetenskaps. Vitt-Sambal. Handl.*, 6: 3-37.

Lacombe, H. y Tchernia, P. Caractères hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée. En : Stanley, D.J. (Ed.): *The Mediterranean Sea*. Strousberg: Hutchinson & Ross, 1972. p. 25-36.

Langezaal, A.M., Jorissen, F.J., Braun, B., Chaillou, G., Fontanier, C., Anschutz, P. y Van der Zwaan, G.J. (2006) Benthic-pelagic coupling: interactions of sinking organic matter, bioturbation, bacterial mediated redox zones and foraminiferal responses at the outer shelf of the Bay of Biscay. *Continental Shelf Research*, 26: 1730-1755.

Lapouyade, A. y Durrieu de Madron, X. (2001) Seasonal variability of the advective transport of suspended particulate matter and organic carbon in the Gulf of Lions (NW Mediterranean). *Oceanologica Acta*, 24(3): 295-312.

Lebreiro, S. M., Moreno, J. C., McCave, I. N. y Weaver, P. P. E. (1996). Evidence for Heinrich layers off Portugal (Tore Seamount: 39 °N, 12 °W). *Marine Geology*, 131: 47-56.

- Lefevre, D., Minas, H. J., Minas, M., Robinson, C. y Leb, W. P. J. (1997) Review of gross community production, primary production, net community production and dark respiration in the Gulf of Lions. *Deep Sea Research I*, 44:801-832.
- Little, M. G., Schneider, R. R., Kroon, D., Price, B., Summerhayes, C. P. y Segl, M. (1997). Trade wind forcing of upwelling, seasonality, and Heinrich events as a response to sub-Milankovitch climate variability. *Paleoceanography*, 12(4): 568-576.
- Lofi, J., Rabineau, M., Gorini, C., Berne, S., Clauzon, G., De Clarens, P., Tadeu, A., Dos Reis, Mountain, G.S., Ryan, W.B.F., Steckler, M.S. y Fouchet, C. (2003) Plio-Quaternary prograding clinoform wedges of the western Gulf of Lions continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, 198: 289-317.
- Lohmann, G. P. (1978). Abyssal benthonic foraminifera as hydrographic indicators in the western South Atlantic. *Journal of Foraminiferal Research*, 8: 6-34.
- Lohrenz, S. E., Arnone, R. S., Wiesenburg, D. A. y DePalma, I. P. (1988). Satellite detection of transient enhanced primary production in the western Mediterranean Sea. *Nature*, 335: 245-247.
- Loubere, P. (1996). The surface ocean productivity and bottom water oxygen signals in deep water benthic foraminiferal assemblages. *Marine Micropaleontology*, 28: 247-261.
- Loubere, P., Gary, A. y Lagoe, M. (1993). Sea-bed biogeochemistry and benthic foraminiferal bathymetric zonation on the slope of the N.W. Gulf of Mexico. *Palaios*, 8: 439-449.
- Lourens, L. J., Antonarakou, A., Hilgen, F. J., Van Hoof, A. A. M., Vergnaud-Grazzini, C. y Zachariasse, W. J. (1996). Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical timescale. *Paleoceanography*, 11: 391-413.
- Lutze, G.F. (1986). *Uvigerina* species in the eastern North Atlantic. *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, 35: 21-46.
- Lutze, G.F. y Coulbourn, W.T. (1984). Recent benthic foraminifera from the continental margin of northwest Africa: community structure and distribution. *Marine Micropaleontology*, 8: 361-401.
- Mackensen, A., Sejrup, H. P. y Jansen, E. (1985). The distribution of living benthic foraminifera on the continental slope and rise of southwest Norway. *Marine Micropaleontology*, 9: 275-306.
- Martínez-Ruiz, F., Paytan, A., Kastner, M., González-Donoso, J. M., Linares, D., Bernasconi, S. M. y Jimenez-Espejo, F. J. (2003). A comparative study of the geochemical and mineralogical characteristics of the S1 sapropel in the western and eastern Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190: 23-37.
- Martrat, B., Grimalt, J. O., Lopez-Martinez, C., Cacho, I., Sierro, F. J., Flores, J. A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J. H. y Hodell, D. A. (2004). Abrupt temperature changes in the Western Mediterranean over the past 250,000 years. *Science*, 306: 1762-1765.
- Menzel, D., Hopmans, E. C., Van Bergena, P. F., de Leeuwa, J. W. y Sinninghe Damsté, J. S. (2002). Development of photic zone euxinia in the eastern Mediterranean Basin during deposition of Pliocene sapropels. *Marine Geology*, 189: 215-226.

- Millot, C. (1990) The Gulf of Lions' hydrodynamics, *Continental Shelf Research*, 10: 885–894.
- Millot, C. (1999). Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems*, 20: 423-442.
- Minas, M. y Minas, H. J. (1989). Primary production in the Gulf of Lions with considerations to the Rhone River input. *Water Pollution Research Reports*, 13: 112–125.
- Moodley, L., Heip, C.H.R. y Middelburg, J.J. (1998). Benthic activity in sediments of the northwestern Adriatic Sea: sediment oxygen consumption, macro- and meiofauna dynamics. *Journal of Sea Research*, 40: 263-280.
- Moreno, E., Thouveny, N., Delanghe, D., McCave, I. N. y Shackleton, N. J. (2002). Climatic and oceanographic changes in the Northeast Atlantic reflected by magnetic properties of sediments deposited on the Portuguese Margin during the last 340 ka. *Earth and Planetary Science Letters*, 202: 465-480.
- Murat, A. (1999). Pliocene-Pleistocene occurrence of sapropels in the Western Mediterranean Sea and their relation to Eastern Mediterranean sapropels. En: Zahn, R., Comas, M.C. y Klaus, A. (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 161: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 519-527.
- Murat, A. y Got, H. (2000). Organic carbon variations of the eastern Mediterranean Holocene sapropel: a key for understanding formation processes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158: 241-257.
- Murray, J.W. (1971). An Atlas of British Recent Foraminiferids. Heinemann Educational Books, London. 244 pp.
- Naidu, P.D. y Malmgren, B.A. (1995). Do benthic foraminifer records represent a productivity index in oxygen minimum zone areas? An evaluation from the Oman Margin, Arabian Sea. *Marine Micropaleontology*, 26: 49–55.
- Oggioni, E. y Zandini, L. (1987). Response of benthic foraminifera to stagnant episodes — A quantitative study of Core BAN 81-23, Eastern Mediterranean. *Marine Geology*, 75: 241-261.
- Ottens, J. J. (1991). Planktic foraminifera as North Atlantic water mass indicators. *Oceanologica Acta*, 14(2): 123-140.
- Ottens, J. J. (1992). April and august northeast Atlantic surface water masses reflected in planktic foraminifera. *Netherlands Journal of Sea Research*, 28: 261-283.
- Packard, T. T., Minas, H. J., Coste, B., Martinez, R., Bonin, M. C., Gostan, J., Garfield, P., Christensen, J., Dortch, Q., Minas, M., Copin-Montegut, G. y Copin-Montegut, C. (1988). Formation of the Alboran oxygen minimum zone. *Deep Sea Research*, 35(7): 1111-1118.
- Paillard, D. y Labeyrie, L. (1994). Role of the thermohaline circulation in the abrupt warming after Heinrich events. *Nature*, 372: 162-164.

- Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Puig, P., Fabres, J., Guillén, J., Calafat, A., Canals, M., Heussner, S. y Bonnin, J. (2006). Suspended sediment fluxes and transport processes in the Gulf of Lions submarine canyons. The role of storms and dense water cascading. *Marine Geology*, 234: 43-61.
- Parrilla, G. y Kinder, T. H. (1987). Oceanografía física del mar de Alborán. *Boletín del Instituto Español de Oceanografía*, 4(1): 133-165.
- Perez-Folgado, M., Sierro, F. J., Flores, J. A., Cacho, I., Grimalt, J. O., Zahn, R. y Shackleton, N. (2003). Western Mediterranean planktonic foraminifera events and millennial climatic variability during the last 70 kyr. *Marine Micropaleontology*, 48: 49-70.
- Perez-Folgado, M., Sierro, F. J., Flores, J. A., Grimalt, J. O. y Zahn, R. (2004). Paleoclimatic variations in foraminifer assemblages from the Alboran Sea (Western Mediterranean) during the last 150 ka in ODP Site 977. *Marine Geology*, 212: 113-131.
- Pierre, C. (1999). The oxygen and carbon isotope distribution in the Mediterranean water masses. *Marine Geology*, 153: 41-55.
- Pinardi, N. y Masetti, E. (2000). Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158: 153-173.
- Prokopenko, A. A., Williams, D. F., Karabanov, E. B. y Khursevich, G. K. (2001). Continental response to Heinrich events and Bond cycles in sedimentary record of Lake Baikal, Siberia. *Global and Planetary Change*, 28: 217-226.
- Pujol, C. y Vergnaud-Grazzini, C. (1995). Distribution patterns of live planktic foraminifers as related to regional hydrography and productive systems of the Mediterranean sea. *Marine Micropaleontology*, 25: 187-217.
- Rasmussen, T. L. y Thomsen, E. (2004). The role of the North Atlantic Drift in the millennial timescale glacial climate fluctuations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210: 101-116.
- Rathburn, A.E. y Corliss, B.H. (1994). The ecology of living (stained) deep-sea benthic foraminifera from the Sulu Sea. *Paleoceanography*, 9: 87-150.
- Rohling, E. J. (1994). Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels. *Marine Geology*, 122: 1-28.
- Rohling, E. J., Cane, T. R., Cooke, S., Sprovieri, M., Bouloubassi, I., Emeis, K. C., Schiebel, R., Kroon, D., Jorissen, F. J. y Lorre, A. (2002). African monsoon variability during the previous interglacial maximum. *Earth and Planetary Science Letters*, 202: 61-75.
- Rohling, E. J., Sprovieri, M., Cane, T., Casford, J. S. L., Cooke, S., Bouloubassi, I., Emeis, K. C., Schiebel, R., Rogerson, M. y Hayes, A. (2004). Reconstructing past planktic foraminiferal habitats using stable isotope data: a case history for Mediterranean sapropel S5. *Marine Micropaleontology*, 50: 89-123.

Rossignol-Strick, M. (1983). African monsoons, an immediate response to orbital insolation. *Nature*, 304: 46-49.

Rossignol-Strick, M. y Paterne, M. (1999). A synthetic pollen record of the eastern Mediterranean sapropels of the last 1 Ma: implications for the time-scale and formation of sapropels. *Marine Geology*, 153: 221-237.

Ruddiman, W. F. (1977). Late Quaternary deposition of ice-rafted sand in the sub-polar North Atlantic (lat. 40-65N). *Geological Society of America*, 88: 1813-1827, 1977.

Ruddiman, W. F. y McIntyre, A. (1979). Warmth of the subpolar North Atlantic Ocean during Northern Hemisphere ice-sheet growth. *Science*, 204: 173-175.

Rühlemann, C., Mulitza, S., Müller, P. J., Wefer, G. y Zahn, R. (1999). Warming of the tropical Atlantic Ocean and slowdown of thermohaline circulation during the last deglaciation. *Nature*, 402: 511-514.

Ryan, W. B. F. y Cita, M. B. (1977). Ignorance concerning episodes of ocean-wide stagnation. *Marine Geology*, 23: 193-215.

Sancetta, C. (1994). Mediterranean sapropels: Seasonal stratification yields high production and carbon flux. *Paleoceanography*, 9: 195-196.

Sánchez-Goñi, M. F., Turon, J. L., Eynaud, F. y Gendreau, S. (2000). European climatic response to millennial-scale changes in the atmosphere-ocean system during the last glacial period. *Quaternary Research*, 54: 394-403.

Sarhan, T., Garca Lafuente, J., Vargas, M., Vargas, J. M. y Plaza, F. (2000). Upwelling mechanisms in the northwestern Alboran Sea. *Journal of Marine Systems*, 23: 317-331.

Schmiedl, G., Mackensen, A. y Müller, P.J. (1997). Recent benthic foraminifera from the eastern South Atlantic Ocean: dependence on food supply and water masses. *Marine Micropaleontology*, 32: 249-287.

Schmiedl, G., de Bovée, F., Buscail, R., Charrière, B., Hemleben, Ch., Medernach, L. y Picon, P. (2000). Trophic control of benthic foraminiferal abundance and microhabitat in the bathyal Gulf of Lions, western Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology*, 40: 167-188.

Schmiedl, G., Mitschele, A., Beck, S., Emeis, K. C., Hemleben, C., Schulz, H., Sperling, M. y Weldeab, S. (2003). Benthic foraminiferal record of ecosystem variability in the eastern Mediterranean Sea during times of sapropel S5 and S6 deposition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190: 139-164.

Schönfeld, J. (2002). Recent benthic foraminiferal assemblages in deep high-energy environments from the Gulf of Cadiz (Spain). *Marine Micropaleontology*, 44: 141-162.

Schrader, H. y Matherne, A. (1981). Sapropel formation in the eastern Mediterranean Sea: evidence from preserved opal assemblages. *Micropaleontology*, 27: 191-203.

Seidenkrantz, M.S. (1993). Subrecent changes in foraminiferal distribution in the Kattegat and the Skagerrak, Scandinavia: anthropogenic influence and natural causes. *Boreas*, 22: 383-395.

Seiglie, G.A. (1968). Foraminiferal assemblages as indicators of high organic carbon content in sediments and of polluted waters. *The American association of petroleum geologists bulletin*, 52(11): 2231-2241.

Sen Gupta, A.K., 1997. Paleoceanographic and paleoclimatic history of the Somali Basin during the Pliocene-Pleistocene: Multivariate analyses of benthic foraminifera from DSDP Site 241 (Leg 25). *Journal of Foraminiferal Research*, 27: 196-208.

Sen Gupta, B.K. y Machain-Castillo, M. L. (1993). Benthic foraminifera in oxygen poor habitats. *Marine Micropaleontology*, 20: 183-201.

Stanley, D. J. (1978). Ionian Sea sapropel distribution and late Quaternary palaeoceanography in the eastern Mediterranean. *Nature*, 274: 149-151.

Thouveny, N., Moreno, E., Delanghe, D., Candon, L., Lancelot, Y. y Shackleton, N. J. (2000). Rock magnetic detection of distal ice-rafted debries: clue for the identification of Heinrich layers on the Portuguese margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 180: 61-75.

Thunell, R. C. (1978). Distribution of recent planktonic foraminifera in surface sediments of the Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology*, 3: 147-173.

Tintoré, J., La Violette, P. E., Blade, I. y Cruzado, A. (1988). A study of an intense density front in the eastern Alboran Sea: the Almeria-Oran front. *Journal of Physical Oceanography*, 18(10): 1384-1397.

Vandenberghe, J. y Nugteren, G. (2001). Rapid climatic changes recorded in loess successions. *Global and Planetary Change*, 28(1): 1-9.

Van der Zwaan, G.J. (1982). Paleocology of late Miocene Mediterranean foraminifera. *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, 25: 1-205.

Van der Zwaan, G. J., Duijnste, I. A. P., den Dulk, M., Ernst, S. R., Jannink, N. T. y Kouwenhoven, T. J. (1999). Benthic foraminifers: proxies or problems? A review of paleocological concepts. *Earth-Science Reviews*, 46: 213-236.

Van Kreveld, S. A., Knappertsbusch, M., Ottens, J., Ganssen, G. M. y Van Hinte, J. E. (1996). Biogenic carbonate and ice-rafted debris (Heinrich layer) accumulation in deep-sea sediments from a Northeast Atlantic piston core. *Marine Geology*, 131: 21-46.

Veiga-Pires, C. C. y Hillaire-Marcel, C. (1999). U the Th isotope constraints on the duration of Heinrich events HO-H4 in the southeastern Labrador Sea. *Paleoceanography*, 14(2): 197-199.

Vidal, L., Labeyrie, L., Cortijo, E., Arnold, M., Duplessy, J. C., Michel, E., Becque, S. y Van Weering, T. C. E. (1997). Evidence for changes in the North Atlantic Deep Water linked to meltwater surges during the Heinrich events. *Earth and Planetary Science Letters*, 146: 13-27.

Vidal, L., Schneider, O., Marchal, T., Bickert, T. y Stocker, F. (1999). Link between the North and South Atlantic during the Heinrich events of the last glacial period. *Climate Dynamics*, 15: 909-919.

Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Duplessy, J. C., Guoit, J., Labracherie, M., Leclaire, H. y Duprat, J. (1998). Improving past sea surface temperature estimates based on planktonic faunas. *Paleoceanography*, 13: 272-283.

Wang Y. J., Cheng H., Edwards R. L., An Z. S., Wu J. Y., Shen C. C., and Dorale J. A. (2001) A high-resolution absolute dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science* , 294: 2345-2348.

Wasmund, E. (1930). Bitumen, sapropel and gyttja. *Geol. Foren. Stockholm Forh*, 52: 315-350.

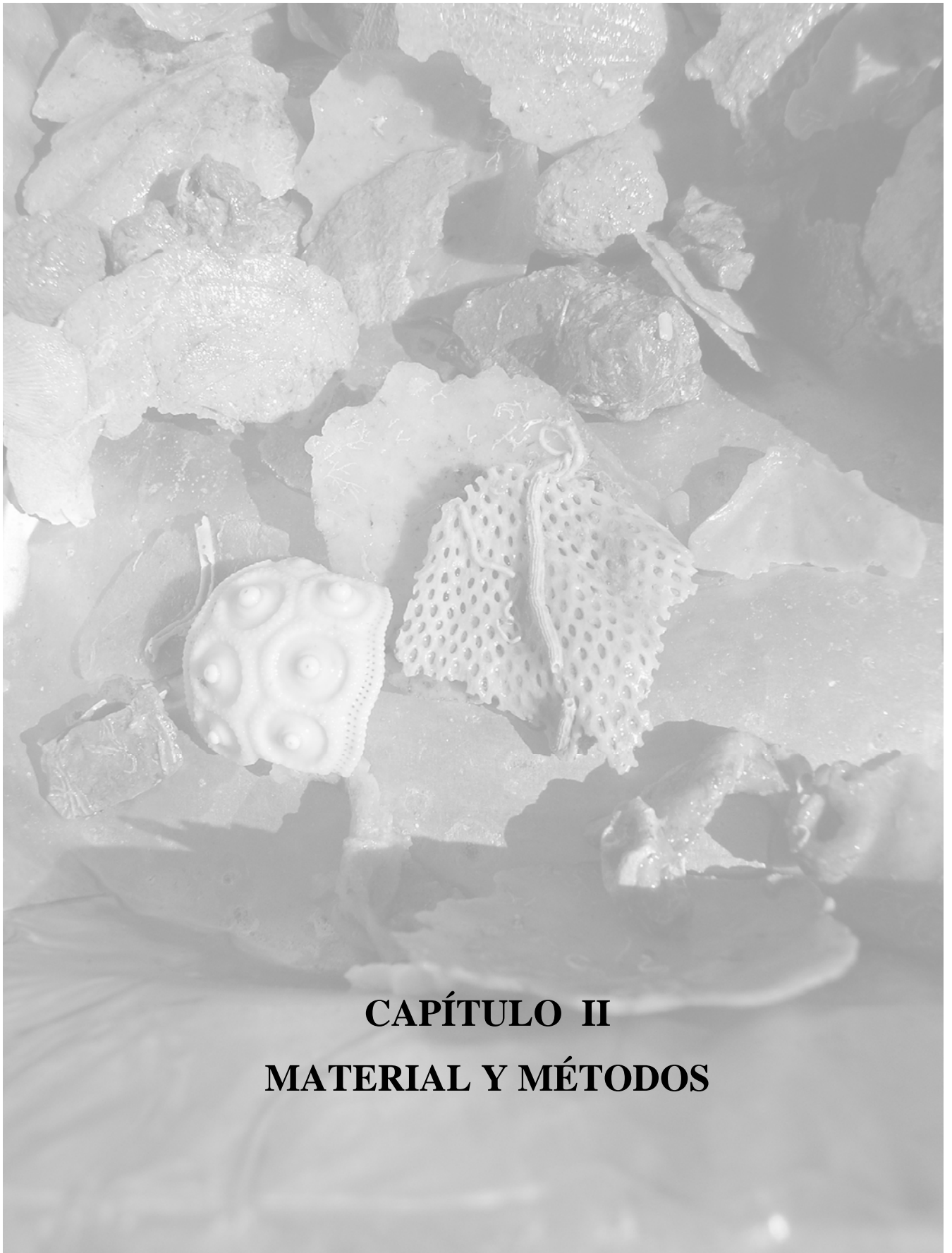
Weldeab, S., Emeis, K. C., Hemleben, C., Schmiedl, G. y Schulz, H. (2003). Spatial productivity variations during formation of sapropels S5 and S6 in the Mediterranean Sea: evidence from Ba contents. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 191: 169-190.

Williamson, M.A. (1985). Recent foraminiferal diversity on the continental margin off Nova Scotia, Canada. *Journal of Foraminiferal Research*, 15: 43-51.

Williamson, M.A., Keen, C.E. y Mudie, P.J. (1984). Foraminiferal distribution on the continental shelf off Nova Scotia. *Marine Micropaleontology*, 9: 219-239.

Wüst, G. (1961). On the vertical circulation of the Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research*, 66: 3261-3271.

Yoder, J. y Ishimaru, T. (1989) Phytoplankton advection off the southeastern United States continental shelf. *Continental Shelf Research*, 9: 547-553.



CAPÍTULO II
MATERIAL Y MÉTODOS

1. DESCRIPCIÓN DE LOS TESTIGOS UTILIZADOS

Para la realización de esta tesis se han estudiado muestras de dos sondeos recuperados en el mar Mediterráneo (figura 15), el sondeo ODP977 ($36^{\circ} 01.907'N$, $1^{\circ} 57.319'W$) y el sondeo PRGL1-4 ($40^{\circ} 29.84'N$, $4^{\circ} 1.69' E$).

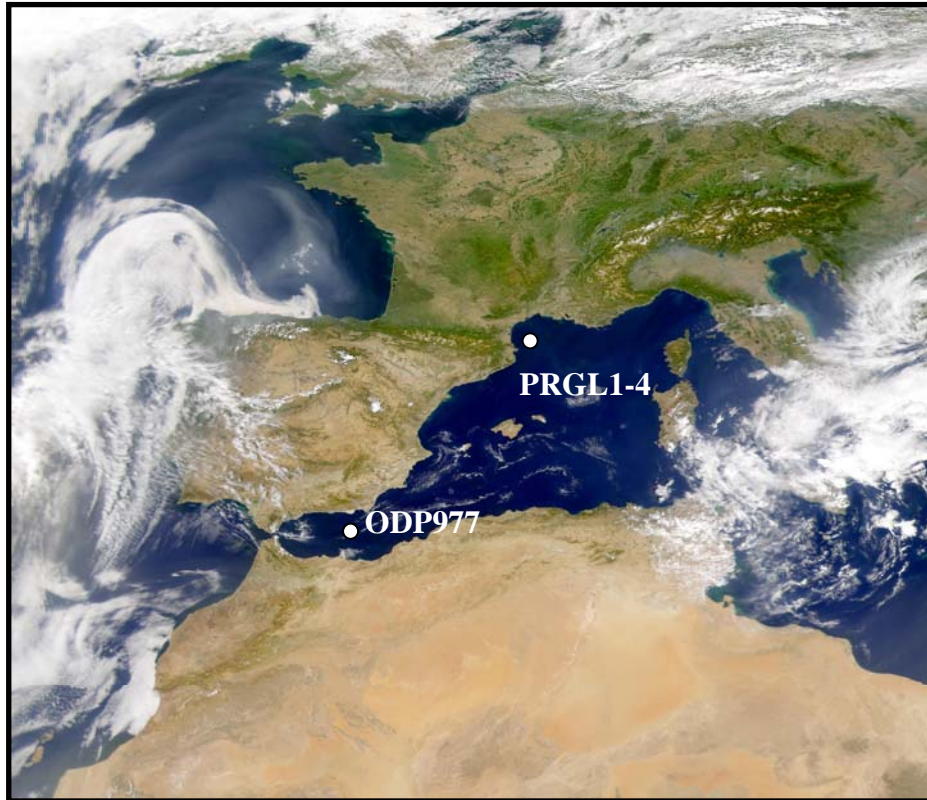


Figura 15. Localización de los testigos utilizados para la elaboración de esta Tesis.

ODP977

El sondeo ODP977 fue extraído en la cuenca oriental de Alborán al sur del Cabo de Gata, a mitad de camino entre las costas española y argelina, a una profundidad de 1984 m, durante la expedición 161 del *Ocean Drilling Program* en 1996.

La perforación se hizo al sur del *seamount* Al-Mansour, en un graben que tiene una anchura de 36 km (Comas *et al.*, 1996). La secuencia perforada representa sedimentos *sinrift* cubiertos por sedimentos plio-pleistocenos dispuestos horizontalmente. Las tasas de sedimentación medias estimadas son de 154 m/Ma para el Pleistoceno-Holoceno y de 96 m/Ma para el Plioceno. La longitud total del sondeo es de 598,5 m, aunque para esta tesis sólo se ha muestreado de forma sistemática el tramo comprendido entre los metros 27 y 40, con el fin de estudiar la asociación

planctónica, isótopos estables y la relación Mg/Ca en la concha de algunas especies de foraminíferos.

La secuencia sedimentaria atravesada por este sondeo (Comas *et al.*, 1996) se puede dividir en dos unidades litoestratigráficas definidas en función de los cambios en las estructuras sedimentarias y en el tamaño de grano. La unidad I (hasta los 532,9 mbsf) contiene sedimentos pliocenos y pleistocenos y está constituida por una facies hemipelágica de mar abierto con ligera a moderada bioturbación. La litología va desde unas arcillas con nanofósiles hasta arcillas limosas ricas en nanofósiles. El contenido en carbonato varía entre el 21 y el 61% y lo constituyen nanofósiles (70%), micrita (19%), bioclastos (6%) y foraminíferos (5%). Los componentes terrígenos que aparecen son fundamentalmente cuarzo, feldespatos y micas. Además, aparecen fangos de nanofósiles y diatomeas en algunos tramos, niveles más arenosos con cierta laminación e intervalos con deslizamientos.

En esta primera unidad se registran 39 capas ricas en materia orgánica (ORLs) de color verdoso y con baja susceptibilidad magnética (Comas *et al.*, 1996). El contenido medio en carbono orgánico del testigo es 0,55 % mientras el contenido en carbono orgánico de las ORLs varía entre 0,8 y 1,5 %, aunque en algunas de estas capas se supera el 2%, y su espesor va de 3 cm a 363 cm. Estas capas están enriquecidas en minerales opacos, materia orgánica y, localmente, micrita. En la tabla 1 se resumen las características de las ORLs comprendidas en el tramo del testigo que pretendemos analizar y en las fotos 1, 2 y 3 se pueden ver las diferencias de color a lo largo de las distintas secciones estudiadas.

Profundidad techo (mbsf)	Edad (ka)	Espesor	TOC (%)	Capa
30,465	176,5	0,17	0,98-0,13	L9
32,84	194	0,275	1,00-1,26	L10
38,925	242,1	0,125	1,07	L11
39,34	243,2	0,26	0,91	L12

Tabla 1. Características de las capas ricas en materia orgánica (ORLs) comprendidas en el tramo de estudio de este trabajo (Comas *et al.*, 1996).

PRGL1-4

El testigo PRGL1-4 se recogió a unos 300 m de profundidad en el Golfo de León durante el crucero del PROMESS1 (Profiles across Mediterranean Sedimentary Systems – Part 1 European Project) en 2004.

Exactamente se extrajo en el interfluvio de los cañones Aude y Herault, un lugar donde las secuencias sedimentarias están muy bien preservadas; el balance entre la sedimentación y el espacio de acomodación es bueno ya que, por un lado, se encuentra fuera de la influencia del sistema deltaico del Ródano y, por otro, está lejos del margen catalán, donde predominan los fenómenos erosivos (Rabineau *et al.*, 2005). Por este motivo, esta zona es una de las mejores dentro del Golfo de León para estudiar un registro sedimentario expandido y bien conservado de la parte superior del talud continental. La longitud total del testigo es de unos 300 metros. Para este trabajo se ha muestreado cada 40 cm entre los metros 72 y 132, con el fin de estudiar la fauna planctónica y compararla con el testigo ODP977; y entre los metros 30 y 52, para analizar los cambios en la fauna bentónica durante los eventos Heinrich 3 y 5a.

Como se había visto anteriormente en el testigo MD992348, recogido años antes en el mismo lugar, los sedimentos de este lugar tienen un contenido suficiente en foraminíferos para llevar a cabo estudios de alta resolución. La tasa de sedimentación media durante los cuatro últimos ciclos glacial-interglacial, basada en la interpretación sísmica, es de 0,75m/ka, aunque posteriormente se ha comprobado que las tasas de sedimentación varían mucho de un periodo glacial (0,94m/ka) a uno interglacial (0,09m/ka).

2. PREPARACIÓN DE MUESTRAS Y ESTUDIO DE FORAMINÍFEROS

Se siguió el procedimiento habitual para la preparación de las muestras. Se separaron unos 15 gramos de sedimento seco y se lavaron con un tamiz de 63 μm de luz de malla, despreciando la fracción menor. A continuación, se secó la muestra en una estufa y se separó en dos fracciones utilizando un tamiz de 150 μm .

Tanto para foraminíferos planctónicos como para bentónicos, se ha tenido en cuenta únicamente la fracción mayor tras haber sido cuarteada varias veces hasta separar unos 400

individuos, en el caso de planctónicos (cantidad adecuada para que su estudio tenga una probabilidad mayor del 95% de detectar todas las especies cuyo porcentaje de abundancia sea superior a 0,7 %) y 200, en bentónicos (probabilidad mayor del 95% de detectar todas las especies cuyo porcentaje de abundancia sea superior a 1,5 %; (Patterson y Fishbein, 1989; Fatela y Taborda, 2002)). Posteriormente, se separaron por especies siguiendo las clasificaciones taxonómicas de Hemleben *et al.* (1989), en planctónicos; y de Loeblich y Tappan (1988), Cimerman y Langer (1991), y Sgarrella y Moncharmont Zei (1993), en bentónicos. También se hizo un recuento de los pterópodos, ostrácodos, bivalvos, caráceas, granos de cuarzo y fragmentos de foraminíferos planctónicos, para tener una mayor cantidad de datos de cada muestra.

3. ISÓTOPOS ESTABLES Y Mg/Ca

Los isótopos estables medidos en conchas de foraminíferos planctónicos son utilizados como herramienta para analizar la evolución de variaciones en el nivel del mar, en la salinidad y temperatura de las aguas, etc. Por otro lado, la paleotermometría basada en la relación Mg/Ca de la concha de diferentes organismos carbonatados es una técnica muy reciente para estimar temperaturas de calcificación de dichos organismos, ya que la incorporación de Mg^{2+} en la concha de determinados organismos está condicionada por la temperatura del agua en la que vivió el individuo, de forma que la relación Mg/Ca de la concha aumenta al aumentar la temperatura del agua (Chave, 1954; Nürnberg *et al.*, 1996; Elderfield and Ganssen, 2000).

Se han separado especímenes de tres especies diferentes pertenecientes a la fracción de 250-300 μm . En el caso de *Neogloboquadrina pachyderma* (dextrorsa) y *Globigerinoides ruber* (alba), se separaron alrededor de 40 individuos para realizar análisis de isótopos estables y de Mg/Ca en las mismas conchas. En el caso de *Globigerina bulloides* sólo se separaron 20 individuos para las mediciones de Mg/Ca puesto que el análisis de los isótopos estables ya había sido llevado a cabo previamente (Martrat *et al.*, 2004). Todas las muestras han sido limpiadas con peróxido de hidrógeno, metanol y ultrasonidos. Posteriormente, las cámaras de las diferentes conchas fueron fragmentadas con la ayuda de dos placas de vidrio de forma que la limpieza posterior fuera más efectiva. Todas las cámaras de cada muestra fueron mezcladas y separadas en dos partes: dos tercios para Mg/Ca y un tercio para isótopos estables; esta técnica asegura que los resultados obtenidos en ambos análisis son realizados en las mismas conchas, con lo que se eliminan errores asociados a mediciones realizadas en diferentes individuos. Además, de esta manera, a partir de los datos de

$\delta^{18}\text{O}$ obtenidos de las conchas se puede extraer el efecto del hielo y de la temperatura, obtenida en las mismas conchas a partir del Mg/Ca, de forma que se obtiene una estimación del $\delta^{18}\text{O}$ del agua muy precisa.

➤ *Protocolo de limpieza para los análisis de Mg/Ca*

El protocolo de limpieza utilizado fue el de Barker *et al.* (2003):

- 1) Extracción repetida de arcillas con agua ultrapura desionizada.
- 2) Disolución de la materia orgánica con 250 ml de una solución de H_2O_2 al 1% tamponada con un compuesto alcalino (se mantiene en agua 10 min a 90°C y después se extrae la solución).
- 3) Extracción de cualquier partícula extraña con la ayuda de un pincel y una lupa binocular.
- 4) Lavado en ácido con 250 ml de HNO_3 0,001M para eliminar restos de los compuestos utilizados en la limpieza.
- 5) Justo antes de analizar la muestra en el espectrómetro, ésta se disuelve en HNO_3 0,075M, se centrifuga y se transfiere a un vial limpio.

La concentración existente en cada muestra tras su limpieza y disolución se modificó de forma que la concentración de Ca^{2+} estuviese alrededor de 60 ppm. La calibración de la intensidad fue realizada siguiendo lo establecido por De Villiers *et al.* (2002) con el fin de limitar el “efecto matriz” en los análisis posteriores. Los estándares analizados de forma intercalada con las muestras se reprodujeron con una desviación estándar relativa (DSR) mejor que el 0,95%. La contaminación presente en las muestras de control que no contenían foraminíferos fue muy baja (menos de 1,0 ppb de Mg), aún así esas cantidades han sido extraídas del resto de las muestras analizadas. El análisis de los elementos menores fue realizado con *Inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry* (ICP-AES; Varian Vista AX CCD simultaneous) en la Universidad de Cambridge según se describe en De Villiers *et al.* (2002).

➤ *Análisis de isótopos estables*

El análisis de los isótopos estables en *Globigerinoides ruber* y *Neogloboquadrina pachyderma* se llevó a cabo en un espectrómetro Finnigan-Kiel MAT 252 en IFM-GEOMAR (Kiel, Alemania). El resultado está referido al estándar Viena *Pee Dee Belemnite* (VPDB) (Coplen, 1996), siendo la precisión analítica superior a 0,06 ‰. Se ha utilizado el factor 0,27 para convertir de calcita en *Pee Dee Belemnite* (PDB) a agua en la escala *standard mean ocean water scale* (SMOW). Además, se sabe que la mayoría de las especies secretan su concha de calcita fuera del equilibrio isotópico debido al "efecto vital" (Spero *et al.*, 2003), pero se puede considerar que esa diferencia respecto al equilibrio es constante para cada especie a lo largo del tiempo, por lo que la evolución de los valores isotópicos se puede considerar correcta en términos relativos. Durante la realización de esta tesis no se ha aplicado ninguna corrección del efecto vital a los datos isotópicos puesto que no existe ninguna calibración para las especies del Mediterráneo y es posible que en esta cuenca se hayan desarrollado genotipos endémicos con efectos vitales diferentes a los de otras cuencas durante los 5 millones de años de aislamiento relativo (Rohling *et al.*, 2004).

4. PESOS

El peso de los foraminíferos planctónicos ha sido utilizado para estudiar variaciones en la tasa de calcificación de estos organismos y su influencia en el ciclo del carbono, en relación con posibles alteraciones de ambos aspectos originadas por el calentamiento global.

Entre los metros 29 y 40 del testigo ODP977 se separaron una media de 30 individuos de tres especies diferentes: *Globigerina bulloides*, *Neogloboquadrina pachyderma* (dextrorsa) y *Globigerinoides ruber* (alba); todos ellos pertenecientes a la fracción entre 250 y 300 μm . Los 30 individuos de cada especie y muestra fueron pesados utilizando una microbalanza, de precisión 0,1 μg , siendo el error asociado a variaciones naturales de $\pm 0,5 \mu\text{g}$. Finalmente se calculó el peso medio de cada foraminífero teniendo en cuenta el peso total y el número de foraminíferos pesados en cada caso.

5. MÉTODO DE LOS ANÁLOGOS MODERNOS (*MODERN ANALOG TECHNIQUE*)

Inicialmente, la relación entre el clima y los componentes del sedimento se determinaba utilizando una técnica de regresión múltiple (Imbrie y Kipp, 1971). En estos estudios se calculaban los porcentajes de todas las especies de foraminíferos planctónicos existentes suponiendo que la distribución de las asociaciones dependía fuertemente de las temperaturas extremas anuales de las aguas superficiales. El resultado de este método fueron una serie de funciones de transferencia, es decir, ecuaciones que podían ser usadas para estimar la temperatura del agua superficial más baja y más alta de cada año según la composición faunística de las muestras tomadas. Este método asume que las preferencias ecológicas de las especies han permanecido constantes a lo largo de los últimos cientos de miles de años (principios del actualismo y el uniformismo).

Posteriormente se propuso el método de los análogos modernos (MAT, *Modern Analog Technique*) para estimar parámetros climáticos (Hutson, 1979). Este método se apoya también en los principios anteriores y, además, asume que similares asociaciones de flora y fauna se desarrollan bajo regímenes climáticos similares. Esta técnica consiste en comparar la asociación encontrada en cada nivel del testigo que se está estudiando con una gran cantidad de muestras modernas, en nuestro caso del océano Atlántico y del mar Mediterráneo, para determinar los análogos modernos, es decir, las muestras actuales que más se asemejan a las del testigo estudiado. La importancia de este método estriba en que las condiciones oceanográficas de esos análogos son aplicables a las muestras del testigo en cuestión, permitiéndonos estimar la temperatura y la salinidad de las aguas superficiales en el pasado. Este método proporciona un índice de disimilaridad para cada análogo seleccionado de forma que se puede saber qué muestras actuales se parecen más a la del testigo, obteniendo así un valor de fiabilidad para cada estimación de las variables ambientales. Este índice puede tener valores entre 0 y 1, representando el 0 una similitud total entre el análogo y la muestra estudiada y el 1 muy poca similitud entre ambas asociaciones faunísticas. Se consideran aceptables para las estimaciones de las variables ambientales los análogos con una disimilaridad de hasta 0,2.

Tanto el método de los análogos modernos como el de las funciones de transferencia consideran que la temperatura superficial del agua es una variable que determina los cambios en las asociaciones de foraminíferos o que puede ser correlacionada con otras variables que determinan esos cambios.

Posteriormente aparecieron la técnica SIMMAX de Pflaumann *et al.* (1996) y la RAM (*Revised Analog Method*) de Waelbroeck *et al.* (1998), las cuales son variantes del MAT con ligeras modificaciones. El SIMMAX, en concreto, introduce un índice de similaridad, simplifica el número

de especies y hace algunas variaciones taxonómicas, pero todavía presenta problemas en estudios de zonas frías (Pflaumann *et al.*, 1996).

Durante los últimos años se han desarrollado varios programas informáticos que facilitan la aplicación del MAT, que hasta ahora sigue siendo el método más utilizado en los estudios paleoceanográficos. En nuestro caso hemos utilizado el programa *PaleoAnalog* 2.0, la segunda versión del programa desarrollado por la Universidad de Salamanca (Theron *et al.*, 2004), que se puede descargar gratuitamente de la página <http://212.128.144.60/~paleotools/index.php>. Este programa ofrece múltiples opciones a la hora de elegir los análogos y de estimar las variables ambientales, por ejemplo, se puede acotar el número de análogos a utilizar, el porcentaje de disimilaridad que deben tener los análogos seleccionados e incluso se puede elegir que la estimación de las variables ambientales se realice de forma ponderada o utilizando la media aritmética. En nuestro caso hemos hecho una estimación de las variables ambientales utilizando para cada muestra los análogos que tuviesen hasta una disimilaridad de 0,2 (un mínimo de 5 análogos) y ponderando los valores de los mismos. La base de datos utilizada ha sido la elaborada por Kallel *et al.* (1997), que incluye 253 muestras actuales de las cuales 123 han sido tomadas en el Atlántico Norte y 130 en el Mediterráneo (figura 16).

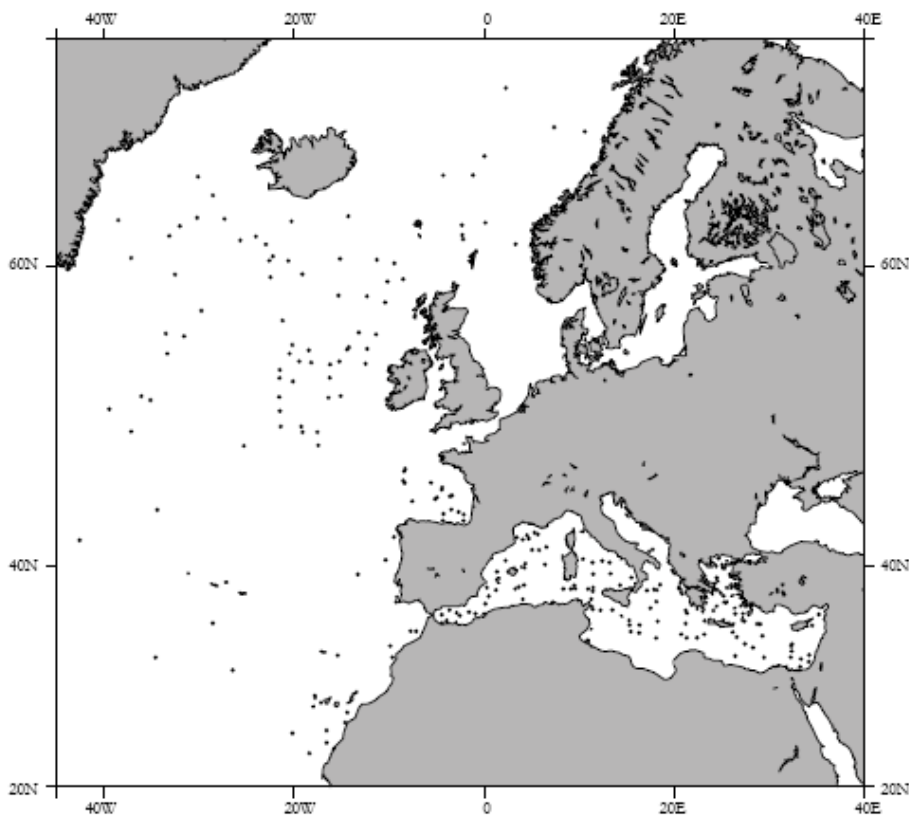


Figura 16. Muestras incluidas en la base de datos de Kallel *et al.* (1997), utilizada para la reconstrucción de paleotemperaturas en el mar de Alborán con el Método de los Análogos Modernos entre 250 y 150 ka. Incluye 253 muestras actuales, 123 tomadas en el Atlántico Norte y 130 en el Mediterráneo.

Se puede decir que el método de los análogos modernos da muy buenos resultados en general, aunque existen algunos problemas a la hora de estimar las variables ambientales en muestras fósiles del Mediterráneo cuyas asociaciones no tienen análogos en el Mediterráneo actual. En nuestras reconstrucciones los índices de disimilaridad de los análogos empleados han sido bajos, lo que da un alto grado de confianza a los resultados obtenidos.

6. FLUORESCENCIA DE RAYOS X (FRX)

Esta técnica es muy utilizada en la actualidad para determinar la concentración de diferentes elementos mayores y trazas en muestras. En un mismo análisis se pueden medir con gran precisión y rapidez un gran número de elementos, aunque éstos se encuentren en concentraciones muy bajas (pocas ppm). Esta técnica se basa en la detección de las emisiones secundarias producidas por los elementos químicos cuando son excitados por una fuente de rayos X. Los rayos X incidentes expulsan determinados electrones de las capas internas del átomo, de forma que los electrones de las capas más externas pasan a ocupar los espacios libres interiores, liberándose energía en forma de fotones, denominada radiación de FRX (Jansen *et al.*, 1998). La longitud de onda de esa radiación emitida es característica de cada elemento, puesto que es función de su número atómico, y su intensidad está relacionada con la concentración del mismo.



Figura 17. Escáner de fluorescencia de rayos X para testigos (seccionados longitudinalmente) de Marum (Universidad de Bremen, Alemania).

Desde hace unos años se ha empezado a aplicar esta técnica directamente sobre la superficie de los testigos, sin necesidad de tomar muestras, por lo que es una técnica no destructiva, preservando el sedimento intacto para posteriores muestreos y análisis. Además, permite obtener resultados continuos y de forma muy rápida con una resolución de micras (hasta 50 μm).

Para esta Tesis se ha utilizado el escáner de testigos de Marum (Universidad de Bremen, Alemania. Figura 17) y se ha analizado el sondeo ODP977 entre los metros 27 y 40 a una resolución de 1 cm. Se ha medido la intensidad en conteos por segundo (cps) de los siguientes elementos: Al, Si, P, S, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Rb, Sr, Zr, Ag, Sn, Te y Ba.

7. ANÁLISIS ESPECTRAL

Puesto que la variabilidad climática ha estado en todo momento controlada por procesos periódicos, es de esperar que los registros paleoclimáticos presenten diferentes combinaciones de ciclicidades, no siempre distinguibles a simple vista. Para observar los ciclos presentes en dichos registros suelen utilizarse herramientas estadísticas con las que se realizan análisis espectrales para detectar la presencia de distintas frecuencias dentro de un registro. Estos análisis son muy útiles para la comparación de diferentes series climáticas y el estudio de la variabilidad del sistema climático, así como las relaciones de fase entre diferentes mecanismos que afectan al clima.

Este tipo de análisis lleva asociado cierto error puesto que su resultado está fuertemente condicionado por el modelo de edad utilizado. Además, para la determinación de periodicidades hay que tener en cuenta la frecuencia de Nyquist, de forma que la frecuencia más alta que se puede detectar en una serie es igual a la mitad del intervalo de muestreo (Frecuencia de Nyquist). Un correcto pretratamiento de la serie es importante para la obtención de un buen resultado. Los métodos estadísticos más utilizados en el análisis de series climáticas son los siguientes (Paillard *et al.*, 1996):

- Método de Blackman y Tukey (B&T): Es el método más utilizado en estudios paleoceanográficos. Genera una autovarianza de la serie, aplica una ventana espectral y realiza una transformada de Fourier para obtener el espectro de frecuencias. El resultado suele tener baja resolución, por lo que el espectro aparece suavizado.
- Método de Máxima Entropía (MEM): Este método proporciona resultados de alta resolución, pero no estima el error, por lo que se desaconseja su uso.
- Método Multi-taper (MTM): Utiliza varias ventanas espectrales (tapers), en lugar de una sola, como los anteriores métodos, de esta forma se consigue reducir la varianza del espectro. Proporciona un test estadístico (*F-test*) independiente de la amplitud, considerándose frecuencia significativa por encima de 0,9. El inconveniente principal es que presenta muchas líneas espectrales que dificultan la interpretación.

Los análisis espectrales elaborados durante esta tesis se han realizado con el software Analyseries (Paillard *et al.*, 1996), que se puede descargar de forma gratuita en www.ngdc.noaa.gov/paleo/softlib.html, y el método empleado ha sido el de Blackman y Tukey.

8. MODELOS DE EDAD

Lo más importante en el estudio de un testigo es el establecimiento de la escala temporal. Es necesario hacerlo correctamente puesto que de ello depende una buena comparación de varios testigos correspondientes al mismo intervalo de edad y poder llegar a unas interpretaciones correctas. Aunque existen varios métodos de datación, para edades tan antiguas como las estudiadas en esta trabajo, que comprenden de los 150 a los 250 ka, la mayoría de los métodos no son válidos y se suele recurrir a la correlación de los testigos con la curva normalizada de Martinson *et al.* (1987) que está calibrada astronómicamente o con otras cuyo registro sea global, como las obtenidas en los casquetes polares a partir de testigos de hielo.

ODP977

Este testigo se dató siguiendo el modelo que establecieron Martrat *et al.* (2004) para el mismo testigo basándose en la curva de Martinson *et al.* (1987) y que incluye nuestro tramo. Para su elaboración se comparó la curva $\delta^{18}\text{O}_{\text{G.bulloides}}$ del testigo ODP977 con la curva normalizada de

Martinson *et al.* (1987) reconociendo un total de ocho niveles de referencia (*pointers*) que coinciden con máximos, mínimos o puntos de cambio de tendencia en ambas curvas (tabla 1).

El resultado se presenta en la figura 1.1 y, según este modelo, el muestreo tiene una resolución media de 755 años por muestra.

Evento	Profundidad (mbsf)	Edad SPECMAP (ka)	Referencia
6.0	24,48	129,840	(Martinson <i>et al.</i> , 1987)
6.2	25,73	135,100	(Martinson <i>et al.</i> , 1987)
6.4	28,26	152,580	(Martinson <i>et al.</i> , 1987)
6.5	30,27	175,050	(Martinson <i>et al.</i> , 1987)
7.0	32,24	189,610	(Martinson <i>et al.</i> , 1987)
7.2	33,75	200,570	(Martinson <i>et al.</i> , 1987)
7.3	34,92	215,540	(Martinson <i>et al.</i> , 1987)
7.4	37,30	224,890	(Martinson <i>et al.</i> , 1987)
7.5	38,36	240,190	(Martinson <i>et al.</i> , 1987)
8.0	39,62	244,180	(Martinson <i>et al.</i> , 1987)

Tabla 1. Puntos de referencia utilizados para el primer modelo de edad del testigo ODP977.

PRGL1-4

El modelo de edad utilizado en este testigo fue elaborado por Sierro *et al.* (enviado) y consiste en la correlación entre la curva isotópica de *Globigerina bulloides* del testigo PRGL1-4 y el registro isotópico de hielo del NorthGrip.

REFERENCIAS:

Barker, S., Greaves, M. y Elderfield, H. (2003). A study of cleaning procedures used for foraminiferal Mg/Ca palaeothermometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(9), 8407, doi:10.1029/2003GC000559.

Chave, K.E. (1954). Aspects of the biogeochemistry of magnesium 1. Calcareous marine organisms. *Journal of Geology*, 62, 266–283.

- Cimerman, F. y Langer, M. R. (1991). Mediterranean foraminifera. Slovenska Akademija Znanosti in Umetnosti Academia Scientiarum et Artium Slovenica, Ljubljana, 118 pp.
- Comas, M.C., R. Zahn, A. Klaus, *et al.* (1996). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 161: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Coplen, T.B. (1996). New guidelines for the reporting of stable hydrogen, carbon, and oxygen isotope ratio data. *Geochimica e Cosmochimica Acta*, 60, 3359-3360.
- De Villiers, S., Graves, M. y Elderfield, H. (2002). An intensity ratio calibration method for the accurate determination of Mg/Ca and Sr/Ca of marine carbonates by ICP-AES. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3, doi:10.1029/2001GC000169.
- Elderfield, H. y Ganssen, G. (2000). Past temperature and $\delta^{18}\text{O}$ of surface ocean waters inferred from foraminiferal Mg/Ca ratios. *Nature*, 405, 442-445.
- Fatela, F. y Taborda, R. (2002). Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages. *Marine Micropaleontology*, 45: 169-174.
- Hemleben, C.H., Spindler, M. y Anderson, O.R. *Modern Planktonic Foraminifera*. Nueva York: Springer-Verlag New York Inc, 1989. 365 pp.
- Hutson, W. H. (1979). The Agulhas Current during the late Pleistocene: Analysis of modern analogs. *Science*, 207, 64-66.
- Imbrie, J. y Kipp, N. A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: Application to a late Pleistocene Caribbean core. En: Turekian, K.K. (ed.). *The late Cenozoic Glacial Ages*. New Haven: Yale University Press, 1971. p. 71-181.
- Jansen, J.H.F., Van der Gaast, S.J., Koster, B., y Vaars, A.J. (1998). CORTEX, a shipboard XRF-scanner for element analyses in split sediment cores. *Marine Geology*, 151: 143-153.
- Kallel N., Paterne, M., Duplessy, J. C., Vergnaud-Grazzini, C., Pujol, C., Labeyrie, L., Arnold, M., Fontugne, M. y Pierre, C. (1997). Enhanced rainfall in the Mediterranean region during the last sapropel event. *Oceanologica Acta*, 20, 697-712.
- Loeblich, A.R. y Tappan, H. (1988). Foraminiferal Genera and their Classification-Plates, Van Nostrand Reinhold Company, New York, 970 pp.
- Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C. y Shackleton, N. J. (1987). Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300.000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 27: 1-29.
- Martrat B., Grimalt, J. O., Lopez-Martinez, C., Cacho, I., Sierro, F. J., Flores, J. A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J. H. y Hodell, D.A. (2004). Abrupt temperature changes in the Western Mediterranean over the past 250,000 years. *Science*, 306, 1762-1765.

- Nürnberg, D., Bijma, J. y Hemleben, C. (1996). Assessing the reliability of magnesium in foraminiferal calcite as a proxy for water mass temperatures. *Geochimica e Cosmochimica Acta*, 60, 803–814.
- Paillard, D., Labeyrie, L. y Yiou, P. (1996). Macintosh program performs time-series analysis. *EOS*, 77: 379.
- Patterson, R. T. y Fishbein, A. (1989). Re-examination of the statistical methods used to determine the number of point counts needed for micropaleontological quantitative research. *Journal of Paleontology*, 63(2): 245-248.
- Pflaumann, U., Duprat, J., Pujol, C. y Labeyrie, L. D. (1996). SIMMAX: a modern analog technique to deduce Atlantic sea surface temperature from planktonic foraminifera in deep-sea sediments. *Paleoceanography*, 11(1): 15-35.
- Rabineau, M., Berné, S., Aslanian, D., Olivet, J. L., Joseph, P., Guillocheau, F., Bourillet, J. F., Ledrezen, E. y Granjeon, D. (2005). Sedimentary sequences in the Gulf of Lion: A record of 100,000 years climatic cycles. *Marine and Petroleum Geology*, 22(6-7), 775-804.
- Rohling, E. J., Sprovieri, M., Cane, T., Casford, J.S.L., Cooke, S., Bouloubassi, I., Emeis, K.C., Schiebel, R., Rogerson, M. y Hayes, A. (2004). Reconstructing past planktic foraminiferal habitats using stable isotope data: a case history for Mediterranean sapropel S5. *Marine Micropaleontology*, 50: 89-123.
- Sgarrella, F. y Moncharmont Zei, M. (1993). Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy): systematics and autecology. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 32: 145-264.
- Spero, H.J., Mielke, K.M., Kalve, E.M., Lea, D.W. y Pak, D.K. (2003). Multispecies approach to reconstructing eastern equatorial Pacific thermocline hydrography during the past 360 kyr. *Paleoceanography*, 18 art. no.-1022.
- Theron, R., Paillard, D., Cortijo, E., Flores, J. A., Vaquero, M., Sierro, F. J. y Waelbroeck, C. (2004). Rapid reconstruction of paleoenvironmental features using a new multiplatform program. *Micropaleontology*, 50, 391-395.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Duplessy, J. C., Guoit, J., Labracherie, M., Leclaire, H. y Duprat, J. (1998). Improving past sea surface temperature estimates based on planktonic faunas. *Paleoceanography*, 13: 272-283.



CAPÍTULO III
PALEOCEANOGRAPHIC AND
PALEOCLIMATE VARIABILITY IN THE
ALBORAN SEA BETWEEN 245-145 kyr

(Artículo enviado a la revista *Marine Micropaleontology*)

Paleoceanographic and Paleoclimate Variability in the Alboran Sea between 245-145 kyr

B. Gonzalez-Mora ^(a), F.J. Sierro ^(a) and J.A. Flores ^(a)

^(a) Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, Plaza de la Merced, s/n. 37008 Salamanca. Spain. Tel.: +34 923 29 44 97. Fax: +34 923 29 45 14

Corresponding author: B. Gonzalez-Mora: mora@usal.es

Abstract

Planktonic foraminifers from ODP site 977A have been studied to analyse changes in the micro fauna and paleoceanography in the Alboran Sea between 245-145 kyr. The planktonic foraminifer assemblages are mainly controlled by changes in sea surface temperature (SST) and confirm the pervasive millennial variability previously reported with alkenone-based SST. *Neogloboquadrina pachyderma* (left coiling) is very scarce during the period studied, suggesting a reduced southward influence of the Polar Front at that time and, consequently, less extreme cooling. Two possible Heinrich-like events are described in this study, at around 220 and 170 kyr, with low *Globigerina bulloides* $\delta^{18}\text{O}$ values, relatively low SST, a decrease in the total number of planktonic foraminifers, and the disappearance of *Globorotalia inflata*. The four organic-rich layers (ORL) recorded during the period studied, which are related to the sapropels from the Eastern Mediterranean, were formed under stratification conditions and at times of high surface productivity. No organic-rich layer was developed during the 220 kyr-Northern Hemisphere summer insolation maximum due to the occurrence of a possible Heinrich-like event at the same time.

Key words: Planktonic foraminifer assemblage, Heinrich events, Organic-rich layers, Marine isotopic stage 7, Alboran Sea, Barium.

1. Introduction

Several studies based on planktonic foraminifers have already been developed in the Alboran Sea for the last 145 kyr (Perez-Folgado et al., 2003; Cacho et al., 1999). In these studies, several global events were recognized at the millennial and astronomical time scales, such as Heinrich events, Dansgaard-Oeschger cycles, or glacial-interglacial isotopic variations. In addition, several regional events have also been described (Perez-Folgado et al., 2004). The aim of the present study is to separate global from regional events between 245-145 kyr, at millennial and astronomical time scales, in a paleoceanographic analysis carried out on the Alboran Sea based on the evolution of planktonic foraminifer assemblages and geochemical proxies.

The time span between 245 and 145 kyr corresponds to marine isotopic stages (MIS) 6 and 7. The latter has recently been studied at high resolution in cores from the North Atlantic (Desprat et al., 2006; Roucoux et al., 2006; Martrat et al., 2007), focusing on pollen analysis and also performing direct sea-land correlations (Tzedakis et al., 2004; Desprat et al., 2006). MIS 7 is of particular importance since it shows similar orbital configurations to MIS 1 and MIS 11. Study of this period should permit a better understanding of climate system dynamics under strong amplitude forcing.

During the period studied here, other authors have described several types of occurrences, such as Heinrich events in Atlantic cores (Lebreiro et al., 1996; Van Kreveld et al. 1996; Veiga-Pires y Hillaire-Marcel, 1999; Moreno et al., 2002; De Abreu et al., 2003), or organic-rich layers (Comas et al., 1996) in the Western Mediterranean Sea. A further aim here is to better constrain the occurrence of these events.

In 1988, Hartmut Heinrich reported layers with large amounts of lithic fragments ($> 150 \mu\text{m}$) in cores from the North Atlantic. These fragments were called *ice-rafted detritus* (IRD) and were transported by icebergs to southern latitudes during extremely cool periods. Some years later, Broecker et al. (1992) introduced the term “Heinrich events” (HE or H). These layers are also characterized by scarce planktonic foraminifers that were dominated by the polar species *Neogloboquadrina pachyderma* (left coiling) (Heinrich, 1988). Another important feature of these layers is the decrease in sea surface temperature (SST) and water $\delta^{18}\text{O}$ (Vidal et al., 1999). The origin of these events remains uncertain, although either external climate orbital forcing or internal ice-sheet dynamics have been proposed to explain their origin (Bond et al., 1992).

In 1947, sapropels were first recovered in the Eastern Mediterranean Sea during a Swedish Expedition (Kullenberg, 1952). The term sapropel had been previously introduced by Wasmund (1930) for a combination of the freshwater decomposition of plant material and bitumen from lacustrine sediments. Several definitions were proposed until 1994, when they were described as

brownish layers, containing a large amount of organic carbon, often with high pyrite, sulphur and barium contents, and sometimes with a lack of benthic fauna, or dominated by low-oxygen species when present (Rohling, 1994). Some decades later, several sapropels were recognized only in the Eastern Mediterranean for the last 450 kyr, coinciding with Northern Hemisphere summer insolation maxima (Comas et al., 1996). In 1996, during ODP leg 161, organic-rich sediments were first recognized in the Western Mediterranean (Comas et al., 1996). These sediments usually contain less than 2% of organic carbon by weight and are known as organic-rich layers (ORLs). Their mineralogy is very similar to that of sapropels and they also coincide with insolation maxima. Therefore, it seems that most sapropels in Eastern Mediterranean have an equivalent organic-rich layer in the western part (Capotondi and Vigliotti, 1999; Murat, 1999). The temporal relationship between both types of sediment remains unknown, since the only reliable dating is that for sapropel 1 and ORL 1. In this case, the ORL starts earlier than the sapropel, suggesting a different origin for both types of sediment (Sierro et al., 1998).

2. Regional setting

The Mediterranean Sea is a semi-enclosed marginal basin in which global signals are usually amplified. The anti-estuarine circulation with the Atlantic leads to oligotrophic conditions and relatively low productivity (Bethoux, 1979). The Alboran Sea is connected to the Atlantic Ocean through the Strait of Gibraltar (284 m; Bryden and Kinder, 1991). Accordingly, this basin has a strong influence from Atlantic water masses. The first 200 m of the water column are occupied by Atlantic waters flowing eastwards, characterized by low temperature and salinity, while describing two anticyclonic gyres (Parrilla, 1987; Heburn and La Violette, 1990); below them, down to 2000 m, Mediterranean waters flow westward and enter the Atlantic (Mediterranean Outflow Water; MOW). Within these Mediterranean waters, two different water masses can be distinguished (Pierre, 1999): intermediate waters (down to 600-1000 m), mainly constituted by the Levantine Intermediate Water (LIW) and the Tyrrhenian Dense Water (TDW; Millot, 1999); and the Western Mediterranean Deep Water (WMDW, below 1000 m), which is formed in the Gulf of Lions and constitutes 10 % of the Mediterranean Outflow.

The Mediterranean basin, in general, and the Alboran Sea, in particular, are strongly influenced by the position of the Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ), thus controlling the climate in the whole region (Cramp and O'Sullivan, 1999). The direction and speed of the marine currents is also related to the pressure systems. That is when high pressure dominates the region in summer causes stratification and evaporation excess in the Mediterranean basin. However, in winter low pressures

bring cooler winds to the basin, favouring vertical mixing and enhanced deep water circulation (Cacho et al., 1999; Sierro et al., 2005).

3. Materials and methods

Cores from ODP site 977A (figure 1) were recovered from the middle of the eastern Alboran Sea basin ($36^{\circ} 01.907'N$, $1^{\circ} 57.319'W$; 1984 m water depth) during the Ocean Drilling Program Leg 161 in 1996 (Comas et al., 1996). The sediment consists of a bioturbated hemipelagic facies dominated by nannofossil-rich and calcareous silty clay and clay. Four organic-rich layers are seen (ORL9-12), greenish in colour and exhibiting low magnetic susceptibility, with TOC values ranging between 0.91-1.26% (Comas et al., 1996). The background TOC value for the whole core is 0.55%. Systematic samplings were made for the study of the microfauna at an average distance of 10 cm. All samples were washed through a 63 μm -sieve and dry-sieved through a 150 μm -mesh. Only the >150-fraction was studied, splitting the total residue to obtain an aliquot of 400 planktonic foraminifer specimens, which were counted and identified. Species identification was based on the taxonomic classifications of Hemleben et al. (1989). We distinguished and counted specimens with different coilings in species such as *Neogloboquadrina pachyderma*, *Globorotalia scitula*, *Globorotalia truncatulinoides* and *Globigerinella calida*.

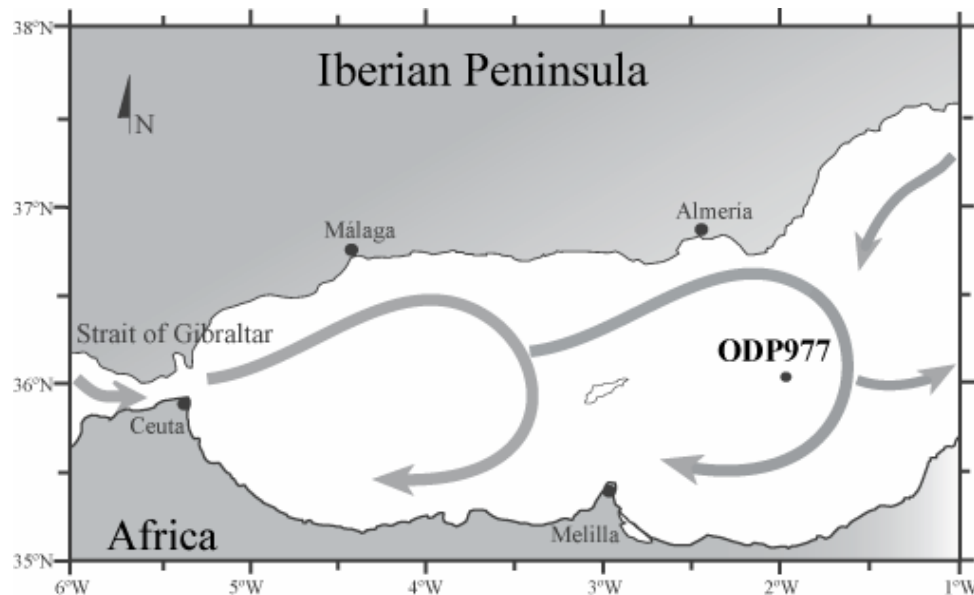


Figure 1. Location of core ODP site 977A ($36^{\circ} 01.907'N$, $1^{\circ} 57.319'W$) in the Alboran Sea, Southern Spain, Western Mediterranean. Arrows indicate the surface circulation pattern [Heburn and La Violette, 1990].

X-Ray fluorescence measurements were performed at 1 cm-resolution with an XRF core scanner at MARUM (University of Bremen). The elements measured were Al, Si, P, S, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Rb,

Sr, Zr, Ag, Sn, Te and Ba. Ba_{excess} (or Ba_{Bio}) was calculated with the equation of Berger et al. (1989): $Ba_{\text{excess}} = Ba_{\text{measured}} - Al_{\text{measured}} * (Ba/Al_{\text{detrital}})$, where Ba/Al_{detrital} is the terrigenous matter ratio, which is 0.0033 in the Alboran Sea (Sanchez-Vidal et al., 2005).

The age model used was established by Martrat et al. (2005), based on a correlation between the SPECMAP stacked curve (Martinson et al., 1987) and *Globigerina bulloides* $\delta^{18}\text{O}$ curve from this core (ODP site 977A). According to this age model, the interval studied here spans between 245 and 145 kyr, and the averaged sampling resolution is 750 kyr. The sea surface temperature estimates used in this work have already been published by Martrat et al. (2005) and are based on alkenones (U^k_{37}). *Globigerina bulloides* oxygen isotope data have been also published in Martrat et al. (2005).

4. Results

4.1 Fauna results

The most abundant species in the period studied are *Neogloboquadrina pachyderma* (right coiling), *Globigerina bulloides*, *Globorotalia inflata* and *Turborotalita quinqueloba* (figure 3).

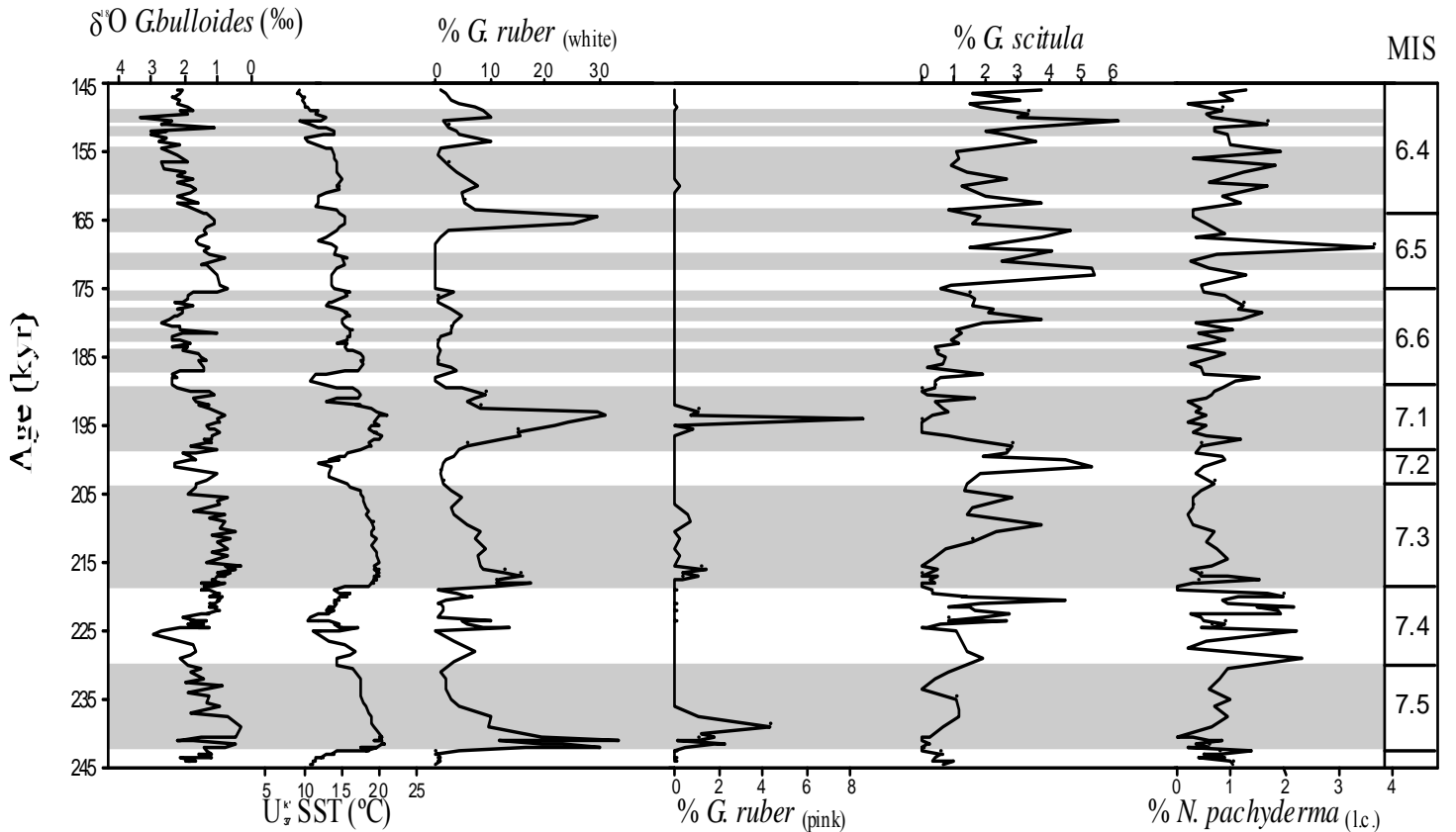


Figure 2. Comparison between the *Globigerina bulloides* $\delta^{18}\text{O}$ record, the SST based on alkenone data (Martrat et al., 2004) and the relative abundance of *Globigerinoides ruber* (white and pink), *Globorotalia scitula* and *Neogloboquadrina pachyderma* (l.c.).

Neogloboquadrina pachyderma (right coiling) shows a relatively high variability, ranging from 20 to 80% of the total amount of foraminifera. The mean value follows an increasing pattern from MIS 7 to MIS 6 and the lowest percentages appear during stage 7.

Globigerina bulloides percentages vary between 10 and 55 %. There is no well defined variability pattern, although in general, *Globigerina bulloides* percentages are opposite to those of *Neogloboquadrina pachyderma* (right coiling).

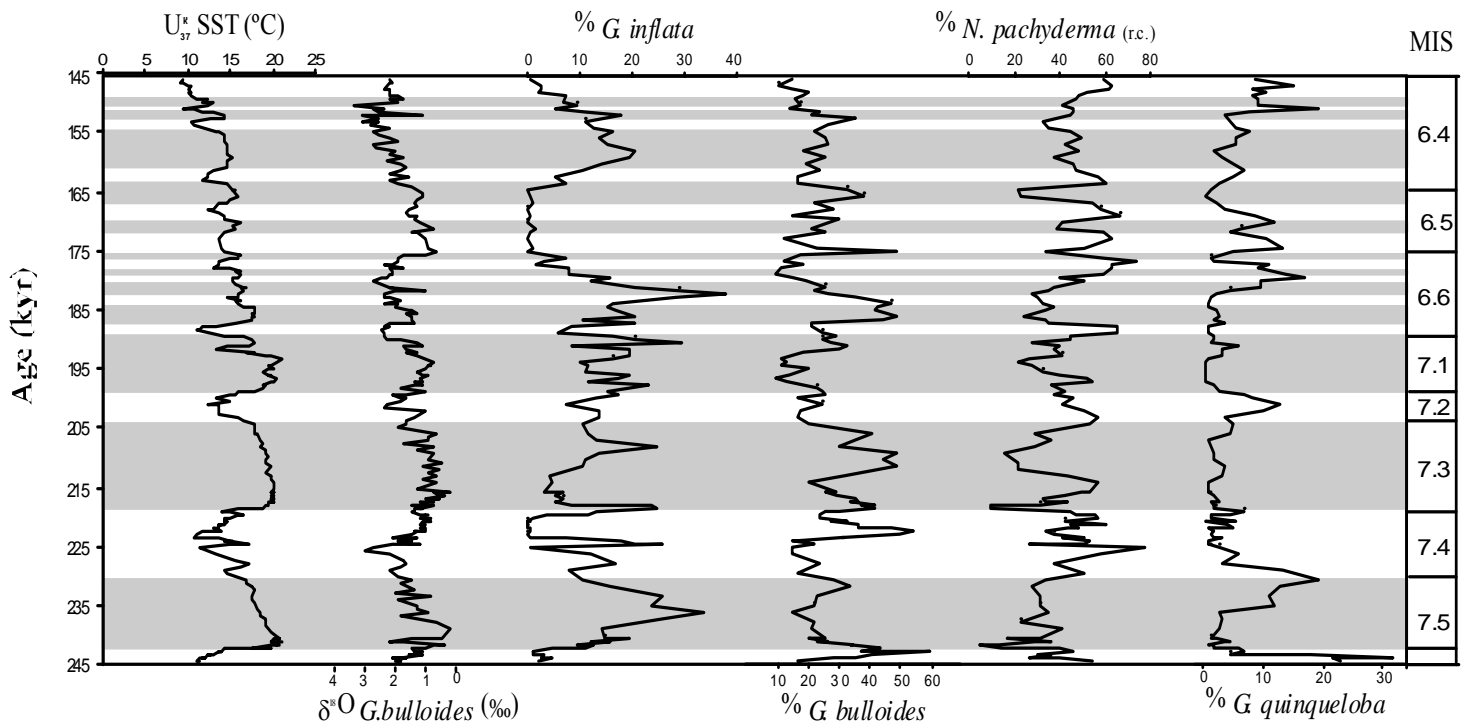


Figure 3. The *Globigerina bulloides* $\delta^{18}\text{O}$ record as compared with the SST based on alkenone data (Martrat et al., 2004) and the relative abundance of *Globorotalia inflata*, *Globigerina bulloides*, *Turborotalita quinqueloba* and *Neogloboquadrina pachyderma* (r.c.).

Globorotalia inflata presents a variable curve, with values between 40 and 0 %, and the highest values during MIS 7, although in this isotopic stage there are also intervals with very few specimens, even 0% along one metre of the core (late substage 7.4). The general pattern of *Globorotalia inflata* is opposite to that of *Neogloboquadrina pachyderma* (right coiling), except at several points during 7.5 and MIS 6. There is also a subtle lag between both curves. The main features of this curve are the two intervals in which *Globorotalia inflata* disappears (between 175 and 165 kyr; and between 220 and 223 kyr).

Turborotalita quinqueloba reaches 32 % in the early substage 7.5. The general trend reflects a subtle increase from stage 7 to 6. Its maximum peaks are more abundant during stage 6, whereas in stage 7 its peaks are less frequent but more pronounced and longer.

Besides the most abundant species, which have been described previously, there are other minor forms, such as *Globigerinoides ruber* (pink) and *Globigerinoides sacculifer*, which show three maximum peaks coinciding with the three warm substages in MIS 7 (figure 2). These species are very scarce in the rest of the samples, and never reach percentages above 10%. *Globigerinoides ruber* (white) reflects the same three warm events, and another one in substage 6.5., ranging between 0 and 30 %.

There are also two cold-water species, *Globorotalia scitula* and *Neogloboquadrina pachyderma* (left coiling), that show minimum peaks in the intervals where the warm-water species *Globigerinoides ruber* is very abundant. Both species increase during substages 7.2 and 7.4 and stage 6. *Globorotalia scitula* percentages are higher than those of *Neogloboquadrina pachyderma* (left coiling), since the latter is very scarce throughout the period studied and hence its percentages are usually within the margin of error.

In most species, cyclicity in relative abundance during MIS 6 is more pronounced.

4.2 XRF results

Regarding the XRF measurements, there seem to be several groups of elements, depending on their trend. Calcium and strontium follow the same pattern, both increasing during warmer periods and decreasing during colder ones. Most of the other elements, especially iron, potassium, aluminium, silica and titanium, show the opposite behaviour to that of calcium. Manganese shows a very different pattern. Its record is characterized by very few counts per second (cps), although it does show several peaks at 174, 194 and 241 kyr in which Mn cps increase significantly. Barium shows a bimodal pattern; i.e., most of the time it resembles the Fe record but with other maximum peaks at 194, 220 and 243 kyrs that are not seen in any other elements.

5. Discussion

5.1 Fauna assemblages

The SST estimates published by Martrat et al. (2004) based on alkenones from the same core reveal a pervasive millennial variability between 245-145 kyr. The relative abundances of the dominant species of planktonic foraminifers (especially *Neogloboquadrina pachyderma* (r.c.), *Globorotalia inflata*, *Globigerinoides ruber* and *Turborotalita quinqueloba*) follow the same trend as the alkenone-derived SST, thus confirming the millennial global events reported by Martrat et al. (2004; 2007). Although cold species usually dominate the foraminifer assemblage, the cold species replace the warm assemblage during colder periods, based on the alkenone data (figure 4). The reason for this strong correlation between alkenone-derived SST and foraminifer assemblages is

that the planktonic foraminifers in these samples were mainly controlled by temperature. However, during the warm substages, which correspond to isotopic substages 7.1, 7.3 and 7.5, the alkenone-derived SST record points to fairly stable periods in terms of surface temperature, whereas the foraminifer assemblages present more millennial variability. This is probably due to the existence of other ecological factors affecting the foraminifer fauna during these periods, rather than sea surface temperatures, or to an error in the alkenone-derived SST estimates due to variations in coccolithophore productivity or assemblages during those times.

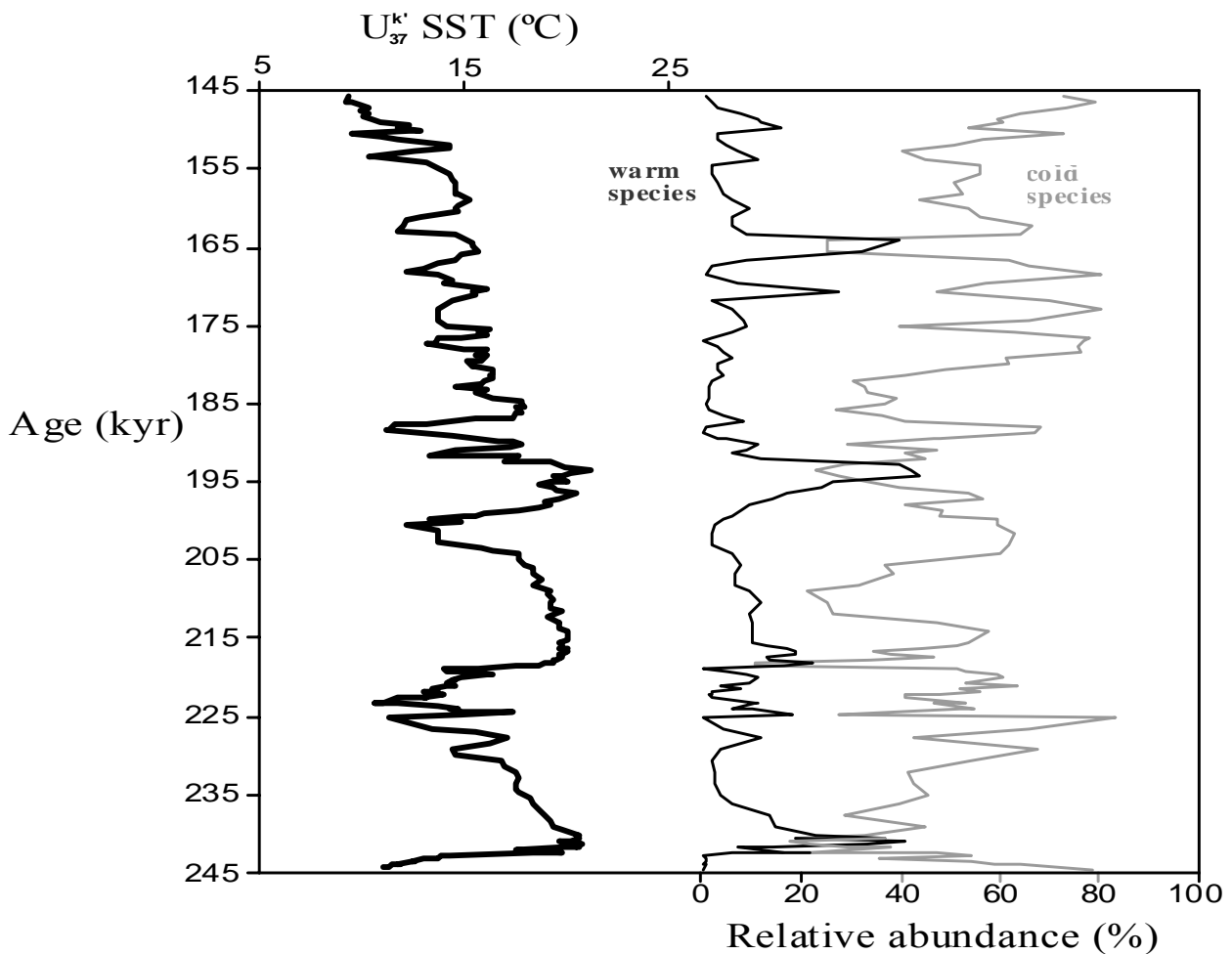


Figure 4. Comparison between the SST based on alkenone data (Martrat et al., 2004) and the relative abundance of the cold and warm planktonic foraminifer assemblages.

The warm substages of stage 7 are recognized by the high abundances of the species *Globigerinoides ruber* (both varieties, white and pink), reflecting oligotrophic conditions and a stratification of the water column (figure 3). The higher the relative abundance, the greater the stratification, and hence the basin stratification would have been enhanced at the beginning of substages 7.5 and 7.3. Throughout these substages, vertical mixing gradually began towards the end of the substages, thus diminishing water column stratification. However, this is not the case of

substage 7.1, in which stratification began gradually, reached its maximum in the middle of the substage, and then gradually started to decrease until the end of the substage. At 165 kyr, there was another oligotrophic period in which strong stratification was reached abruptly, and after around 2 kyr a sudden change to vertical mixing occurred. This thermal stratification has already been reported in the temperature estimate of different water masses in the Alboran Sea for the same period by Gonzalez-Mora et al. (submitted).

Although the periods with low SST are characterized by higher relative abundances of cold-water species such as *Neogloboquadrina pachyderma* (r.c) and (l.c.), *Turborotalita quinqueloba* and *Globorotalia scitula*, the polar species *Neogloboquadrina pachyderma* (l.c.) is very scarce in the period studied. This is not surprising, since Lebreiro et al. (1996) observed the same results after studying a core from the Iberian margin up to 225 kyr. The reason for this scarcity may be a different configuration of the Polar Front as compared to more recent periods (Lebreiro et al., 1996). However, cold substage 7.4 is fairly well recognized owing to the highest percentages of *Neogloboquadrina pachyderma* (l.c.), possibly suggesting that the Polar Front would have moved farther southwards during this period.

A replacement between *Globorotalia inflata* and *Neogloboquadrina pachyderma* (r.c.) is observed along the period studied, following temperature increases and decreases. The reason for this is that *Globorotalia inflata* could have proliferated in the Mediterranean Sea at winter temperatures higher than 14 °C, whereas with lower temperatures, the ecological conditions would have been more suitable for *Neogloboquadrina pachyderma* (r.c.) (Kallel et al., 1997).

By contrast, *Globigerina bulloides* is a species not subject to the influence of temperature and one of the most abundant species in the samples studied (figure 3). Its maximum abundance is usually related to water mixing, low oxygen contents and high productivity (Bé, 1977), i.e., typical upwelling conditions. Our results show a lack of correlation between the relative abundance of this species and sea surface temperatures. Furthermore, the *Globigerina bulloides* relative abundance seems to have been controlled by the relative abundance of *Neogloboquadrina pachyderma* (r.c.).

5.2 Geochemical characterization

Warm substages are characterized by high contents of calcium and strontium. Both elements have a biogenic origin in this region, since they mainly come from shell carbonate. There is always a fraction of Ca of continental origin, but here this is insignificant in comparison with the biogenic fraction (Moreno et al., 2001). Therefore, Ca and Sr maxima may be associated with a higher carbonate content in the sediment, due either to greater surface productivity during warmer periods or to a reduced terrigenous input during highstands (figure 5). In addition, the Sr/Ca ratio reflects

the relationship between terrigenous and biogenic calcium (figure 5), since in this area most of the Sr is of biogenic origin. Accordingly, increased Sr/Ca values during warmer substages would confirm higher productivity of carbonate organisms during warmer periods.

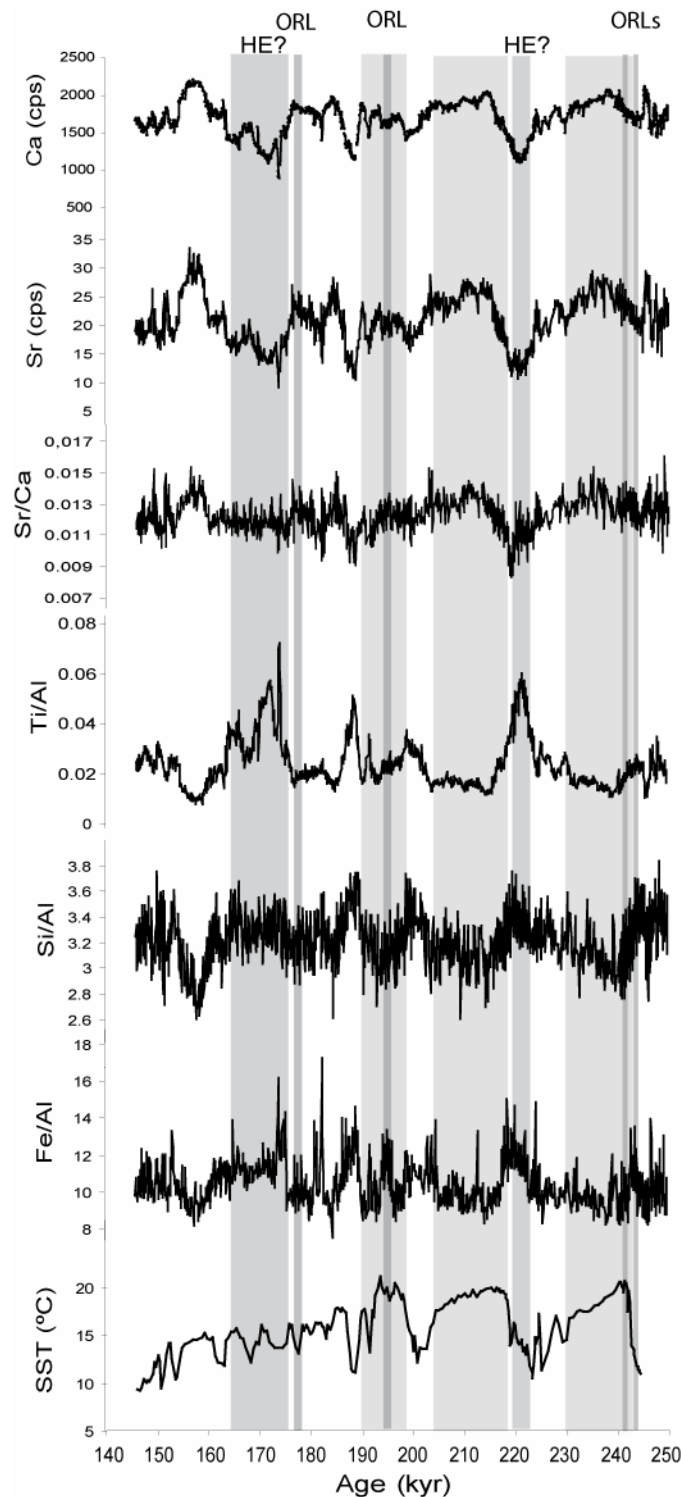


Figure 5. SST based on alkenone data (Martrat et al., 2004) as compared with the Ca and Sr contents, and the Sr/Ca, Ti/Ca, Si/Al, and Fe/Al ratios (HE?:Heinrich-like event; ORL: organic-rich layer).

By contrast, the Si/Al and Fe/Al ratios show the opposite trends to Ca and Sr contents. The Si/Al ratio in this area of the basin may reflect the aeolian quartz/fluvial clay ratio, as proposed by Moreno et al. (2001), since there is no preservation of biogenic silica in this basin (Barcena et al., 2004), and most of the aluminium comes from fluvial clays. The Si/Al ratio shows a cyclicity of 21 kyr, corresponding to the precession cycle. Moreno et al. (2001) suggested that during colder periods the climate in Africa would have fairly arid due to monsoon dynamics during precession maxima, and that stronger wind stress would have increased the flux of quartz to oceanic sediments. Following these arguments, the windiest periods (the highest Si/Al ratios) would have occurred during Termination III, at the end of the cold substages 7.4 and 7.2, and at the beginning of stage 6. However, in this record it seems that this ratio may also have been influenced by sea level changes, since Si/Al minimum values coincide with highstands, after which they gradually increased as the sea level drop until they reached maximum values when the sea level was low. This suggests a higher input of clastic material to the deeper part of the basin, due to the progradation of the sediments as the coastline was closer to the talus. The low Si/Al and Fe/Al ratios recorded during the warm substages may have been caused by the arrival of finer sediments (mainly clays) in the basin during the transgression together with an increase in input from rivers during these wetter periods (Desprat et al., 2006; Roucoux et al., 2006).

The Ti/Ca ratio is also opposite to the Ca and Sr records. This ratio partly responds to a dilution by the biogenic carbonate, caused by higher surface productivity during warmer periods, but also to the arrival of clastic material of both aeolian and fluvial origin. Part of the titanium may have had a Saharan source and would have been controlled by wind stress (Moreno et al., 2005). According to this, the Ti/Ca ratio reflects a higher aeolian input during cold periods due to stronger wind stress, but also an increasing input of fluvial sediment due to the progradation that occurred during lowstands. The marked parallelism between the Si/Al, Fe/Al and Ti/Ca ratios suggests common aeolian and fluvial sources for silica, iron and titanium in this basin.

5.3 Heinrich-like events

Heinrich events are extremely cold periods that generated abrupt and massive iceberg discharges to the North Atlantic, characterized by a maximum deposition of ice rafted detritus (IRDs) in the sediments (Heinrich, 1988; Broecker et al., 1992; Bond et al., 1997). These episodes coincide with maximum peaks of the polar species *Neogloboquadrina pachyderma* (left coiling). During these events, the injection of meltwater led to a decrease in the salinity of high-latitude waters, affecting the global thermohaline circulation. To date, no IRDs have been found in the Mediterranean Sea, but during these periods *Neogloboquadrina pachyderma* (left coiling) was fairly abundant in

Western Mediterranean waters (Cacho et al., 1999; Cacho et al., 2001; Perez-Folgado et al., 2003). Although this species is very scarce in the period studied here, it is possible to recognize similar events by means of the analysis of other proxies and species that were strongly dependent on temperature.

This interval is characterized by low $\delta^{18}\text{O}$ values in surface waters, during a period of low temperature based on alkenones, which would *per se* caused a $\delta^{18}\text{O}$ increase (figure 6). This low temperature is confirmed by the occurrence of the highest relative abundance of *Neogloboquadrina pachyderma* (l.c.) during this period, as well as by the lowest values of the total number of planktonic foraminifer per gram (Lebreiro et al., 1996; Perez-Folgado et al., 2004). In addition, an abrupt decrease in *Globorotalia inflata*, typically associated with temperate transitional waters, is recorded. These low SST and $\delta^{18}\text{O}$ values are typically associated with Heinrich events that occurred in the North Atlantic but were also recorded in the Mediterranean Sea. During these periods, the Polar Front must have migrated southwards and hence North Atlantic cold waters from high latitudes could have entered the Mediterranean Sea, preventing the entrance of warmer transitional waters from lower latitudes to the Mediterranean. These transitional waters usually introduced *Globorotalia inflata* into the Mediterranean Sea (Ottens, 1991). The very low number of planktonic foraminifera per gram may be due to the decrease in mean annual water temperature. Surface water $\delta^{18}\text{O}$ values were obtained from the equation of Shackleton (1974) after subtracting the temperature effect to the $\delta^{18}\text{O}_{\text{G.bulloides}}$ record, where SST estimates were based on the Mg/Ca ratio measured in *Globigerina bulloides* shells (Gonzalez-Mora et al. submitted). During this period, the water $\delta^{18}\text{O}$ record undergoes an important decrease of up to 1 ‰ at around 220 kyr, possibly the result of iceberg melting during a Heinrich-like event in the North Atlantic. These lighter oxygen isotope and low salinity waters would have caused density stratification, as previously suggested by Gonzalez-Mora et al. (submitted) upon estimating the salinities of the different water masses in the Alboran basin for the same period. In addition, during this interval wind stress could have been strong, according to the increases in the Si/Al and Ti/Al ratios. Moreover, the $\text{Ba}_{\text{excess}}$ maximum recorded during this Heinrich-like event may not be a reflection of surface productivity (figure 7), since the Sr/Ca ratio shows low values for this period. However, the increase in biogenic Ba may be due to enhanced organic matter preservation, in turn due to the above-mentioned density stratification of the water column. The reoxygenation of bottom water after stratification is reflected by the Fe/Al maximum at the end of the period.

Lebreiro et al. (1996) have previously described a HE in the North Atlantic at around 228 kyr that coincides with the event recorded here. Also, Grousset et al. (1993) and McManus et al. (1999)

found an interval full of IRDs in the North Atlantic at around 225 kyr. Although the events described by other authors do not seem to coincide exactly in time with the events discussed here, this could be due to differences in the age models applied; these differences are below the age model error (around 5 kyr).

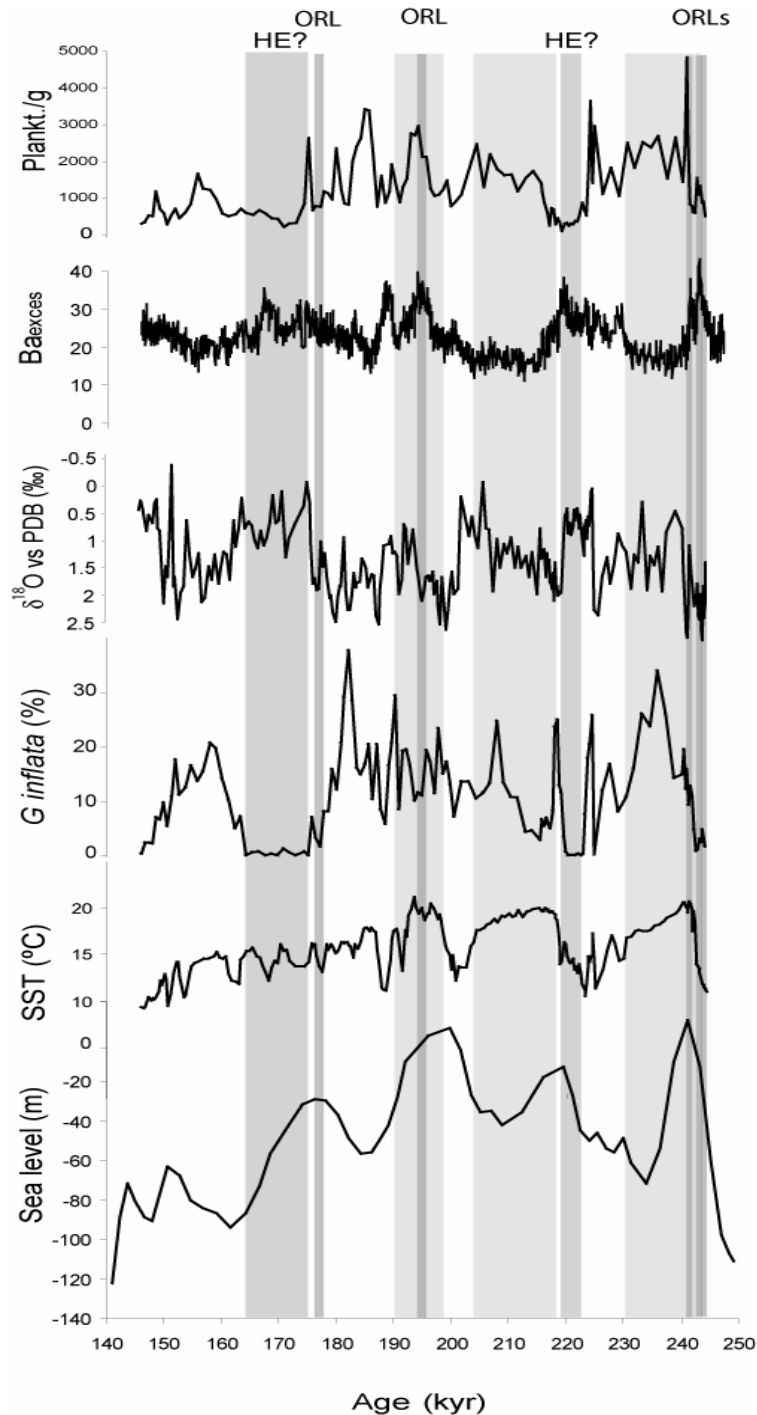


Figure 6. Sea level changes (Lea et al., 2002) as compared with the SST based on alkenone data (Martrat et al., 2004), the relative abundance of *Globorotalia inflata*, the *Globigerina bulloides* $\delta^{18}\text{O}$ record, the $\text{Ba}_{\text{excess}}$ and the planktonic foraminifer per gram (HE?:Heinrich-like event; ORL: organic-rich layer).

At around 170 kyr, there is a similar 11-year-long period in which SST were very cold, the water $\delta^{18}\text{O}$ decreased down to 2‰ and *Globorotalia inflata* disappeared dramatically. This could be another Mediterranean expression of the occurrence of a Heinrich-like event in the North Atlantic. De Abreu et al. (2003) studied core MD95-2040 from the Iberian margin, and found a period with a high number of IRDs between 153 and 173 kyr. Van Kreveld et al. (1996) and Moreno et al. (2002) have also identified a Heinrich-like event in the North Atlantic at around 163 kyr from susceptibility data, IRD content and the relative abundance of *Neogloboquadrina pachyderma* (left coiling). However, the isotopic signal recorded in the Mediterranean Sea during this period is much lighter than in the Atlantic records (Sierro, unpublished data). This suggests an extra light $\delta^{18}\text{O}$ -water source within the Mediterranean Sea. Based on records from the Argentarola Cave stalagmites, Bard et al. (2002) have suggested the occurrence of an especially wet period in the Mediterranean region during this interval. Thus, this event could have had a combined origin: both from Atlantic iceberg-melting and from an increase in the Precipitation/Evaporation balance of the Mediterranean Sea.

Furthermore, both events have been previously recognized in the pollen record as very cold and dry periods on the Iberian Peninsula (Desprat et al., 2006; Roucoux et al., 2006), in agreement with our results. In addition, these events are also coetaneous with abrupt coolings recorded in the Iberian margin (Martrat et al., 2007), associated with a reduction in North Atlantic Deep Water (NADW) production and an enhancement of the Antarctic Bottom Water (AABW) flow to the North Atlantic.

5.4 Organic-Rich Layers (ORLs)

In the period studied here, four organic-rich layers have been described (Comas et al., 1996): ORL12, ORL11, ORL10 and ORL9 (figure 6, 7 and 8). The two first layers can be considered as a single one, with a short interruption in between (Casford et al., 2003), and equivalent in time to sapropel S9 in the Eastern Mediterranean. ORL10 corresponds to S7 and ORL9 to S6, in agreement with previous correlations (Capotondi and Vigliotti, 1999; Cramp and O'Sullivan, 1999; Bard et al., 2002). Despite this temporal relationship, their origin seems to be different. In the case of the sapropels, many different hypotheses have been advanced. For example, higher organic matter preservation due to enhanced stagnation of the basin (e.g., Rossignol-Strick, 1985; Rohling and Hilgen, 1991) or an increase in surface productivity during sapropel formation (e.g., Emeis et al., 1991; Paytan et al., 2004). In any case, it is accepted that sapropels originated as a response to astronomically forced precession cycles (Hilgen, 1991) that affected the basin by altering paleoceanographic conditions.

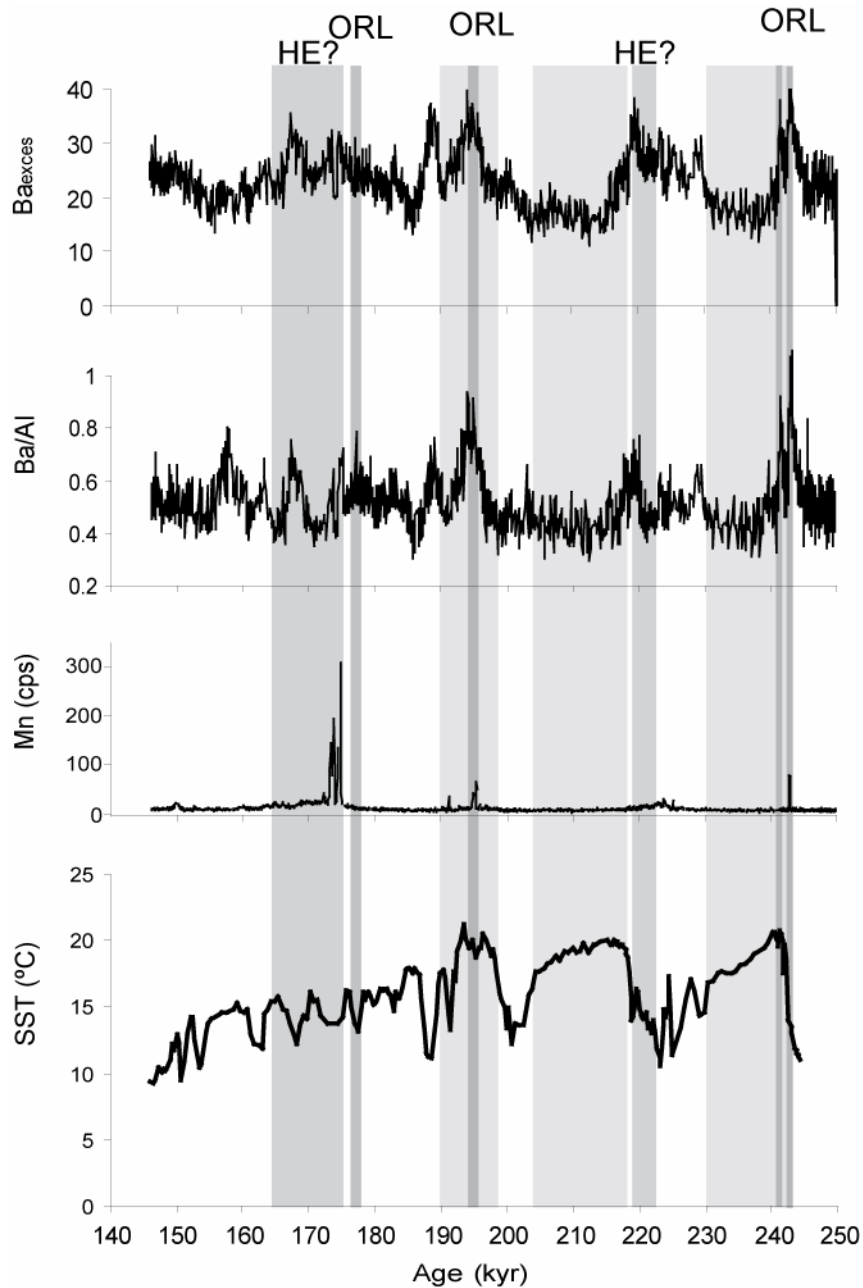


Figure 7. Comparison between the SST based on alkenone data (Martrat et al., 2004), the Ba_{excess}, the Ba/Al ratio, and the Mn content (HE?:Heinrich-like event; ORL: organic-rich layer).

It may be observed that all the organic-rich layers coincide with low $\delta^{18}\text{O}$ values in *Globigerina bulloides*. This relates the formation of these layers to the arrival of isotopically lighter waters. The origin could have been either increased rainfall over the Mediterranean area or a stronger influence of Atlantic waters due to greater inflow to the Mediterranean. Both situations would have led to density stratification of the water column, as previously suggested by Gonzalez-Mora et al. (submitted), as opposed to the thermal stratification suggested for other intervals within stage 7. In addition, the Ba_{excess} content and the Sr/Ca ratio were very high during these periods, suggesting an increase in surface productivity which would have contributed to ORL formation together with a

stratification of the water column. Ba/Al has been proposed as a productivity proxy in the Western Mediterranean (Jimenez-Espejo et al., in press), and this is confirmed in the present study, since the Ba/Al ratio is parallel to the Ba_{excess} value (figure 6). Furthermore, as reported by Wehausen and Brumsack (1999) for sapropels in the Eastern Mediterranean, during the formation of these organic-rich layers Ca and the Si/Al ratio would have decreased, probably due to greater river discharge (figure 5). In addition, the manganese concentration in the sediment (figure 6) shows very sharp peaks, coinciding with the end of the organic-rich layers, as well as the Fe/Al ratio. Both elements - Mn and Fe- reflect the reoxygenation that occurred after the formation of organic-rich sediments under reducing conditions (Passier and Dekkers, 2002).

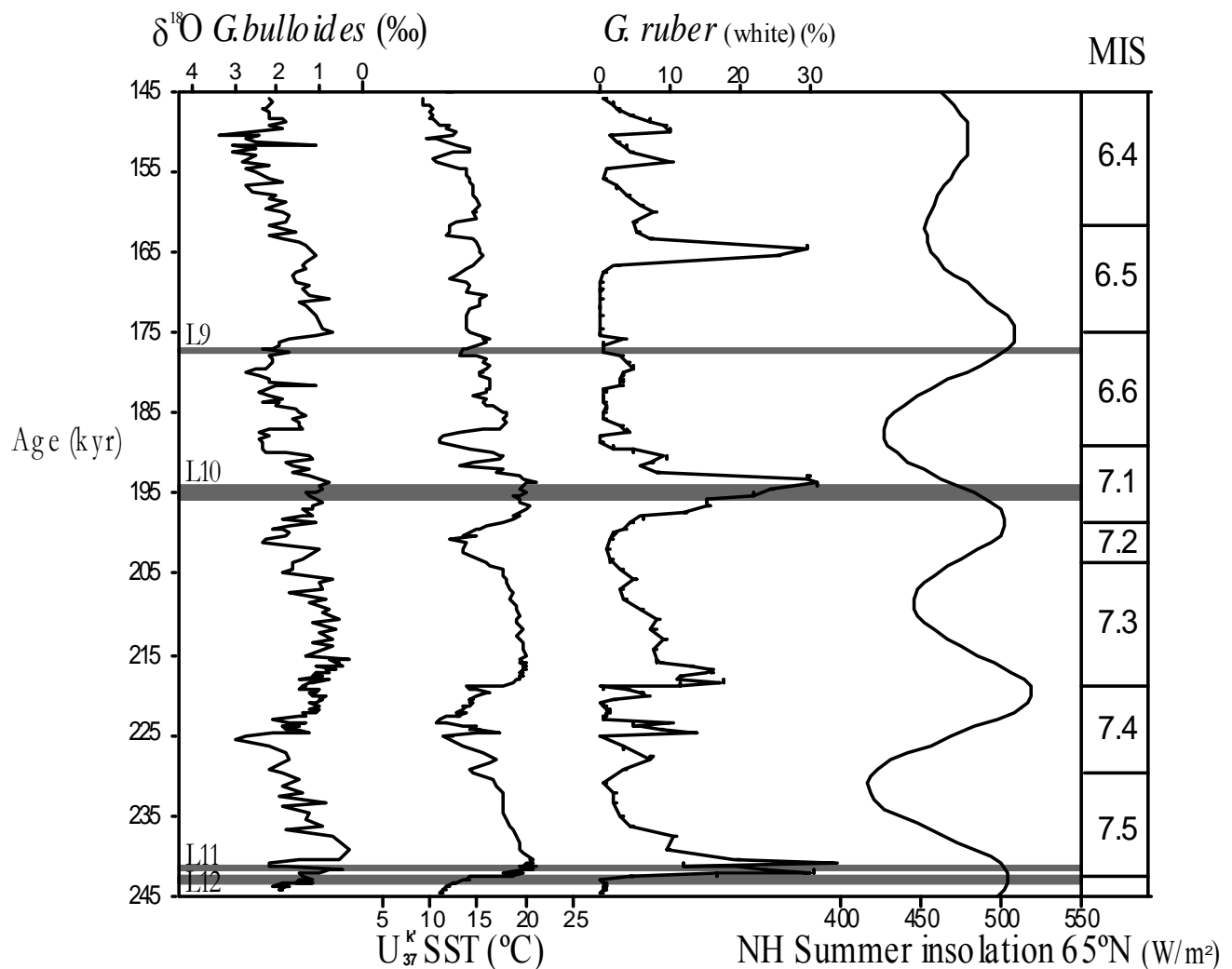


Figure 8. The *Globigerina bulloides* $\delta^{18}\text{O}$ record as compared with the SST based on alkenone data (Martrat et al., 2004), the relative abundance of *Globigerinoides ruber* (white) and the Northern Hemisphere summer insolation curve (Laskar, 1990).

Each ORL coincides with a Northern Hemisphere summer insolation maximum (figure 8), except at 220 kyr, where no ORL is recorded in this core. This means that S8 has no equivalent in the

Alboran Sea. The reason may be attributed to the contemporaneous occurrence of the Heinrich-like event between 222 and 218 kyr mentioned above, in which stronger wind stress and low sea surface temperatures could have prevented water column stratification and could have reduced surface productivity, respectively.

At around 150 kyr another summer insolation maximum occurred, although it was weaker and did not elicit the ideal conditions for the accumulation of sufficient organic matter in the sediment nor in the western or eastern Mediterranean basin (Bard et al., 2002). It is likely that monsoonal precipitations or meltwaters during this interval were not high enough, since it was a cold and dry period.

As previously reported for the past 145 kyrs (Perez-Folgado et al., 2004) the maximum percentages of *Globigerinoides ruber* (white) are usually associated with summer insolation maxima, with a lag of a few thousand years. This small lag is possibly due to the delay between astronomical forcing and the Mediterranean climate response, which is around 1 to 3 kyr (Hilgen, 1991; Rossignol-Strick and Paterne, 1999). Within the glacial period (stage 6), *Globigerinoides ruber* shows another relative abundance maximum at 10 kyrs after the Northern Hemisphere summer insolation maximum. This species would have been unable to proliferate during the previous insolation maximum because it coincided with one of the possible Heinrich-like events described above in which SST were very cold and basin stagnation could have been prevented. However, 10 kyrs later the combination of low salinity and warmer surface waters could have led to more intense water stratification of the basin, which would have favoured the development of *Globigerinoides ruber*.

6. Conclusions

A micropaleontologic and geochemical study of the Alboran Sea has revealed that planktonic foraminifer assemblages changed abruptly between 245 and 145 kyr, with millennial frequency. These changes were mainly controlled by variations in SST and fully confirm previous records of millennial climate variability in both the westernmost Mediterranean basin and the Portuguese margin for this time period.

Throughout the interval studied, the polar species *Neogloboquadrina pachyderma* (left coiling) was very scarce because during that time the Polar Front never reached the latitude of the Strait of Gibraltar.

Two possible Heinrich-like events have been described around 170 and 220 kyr, when SST were relatively cold and the water $\delta^{18}\text{O}$ was low. During these periods, the Polar Front could have migrated southwards, allowing North Atlantic cold waters to enter the Mediterranean Sea. During these periods, surface productivity seems to have been low, although a maximum in the $\text{Ba}_{\text{excess}}$

content is observed due to density stratification in the water column and, consequently, better organic matter preservation. The possible Heinrich-like event at around 170 kyr seems to have coincided with an especially wet period in the Mediterranean region, enhancing the isotopic anomaly.

In the Alboran Sea, the organic-rich layers ORLs 9-12, related to sapropels 6, 7 and 9 recorded in the Eastern Mediterranean Sea, were deposited in periods characterized by water density stratification in the basin and higher surface productivity. Sapropel 8 has no equivalent in the Alboran Sea, since the coetaneous Northern Hemisphere summer insolation maximum coincides with a possible Heinrich-like event, which would have prevented stratification of the water column and would have resulted in low surface productivity due to the extremely low surface temperature.

7. Acknowledgements

This work has been supported by the Spanish projects GRACCIE (CONSOLIDER-INGENIO CSD 2007-00067), REN 2003-08642-CO2/CLI, CGL 2005-00642/BTE and SA008C05, and by a MEC FPU grant to Beatriz González Mora (AP20033094). Thanks to Joan Grimalt and Belén Martrat for the alkenone data. This research used samples provided by the Ocean Drilling Program (ODP).

8. References

- Barcena, M. A., Flores, J. A., Sierro, F. J., Perez-Folgado, M., Fabrés, J., Calafat, A., and Canals, M., 2004. Planktonic response to main oceanographic changes in the Alboran Sea (Western Mediterranean) as documented in sediment traps and surface sediments. *Mar. Micropal.*, 53, 423-445.
- Bard, E., Delaygue, G., Rostek, F., Antonioli, F., Silenzi, S. and Schrag, D. P., 2002. Hydrological conditions over the western Mediterranean basin during the deposition of the cold sapropel 6 (ca. 175 kyr BP). *Earth and Planetary Science Letters*, 202: 481-494.
- Bé, A.W.H., 1977. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. In: Ramsay, A.T.S. (ed.). *Oceanic Micropaleontology Vol. I*. Wales: Academic Press, pp 1-100.
- Berger, W.H., Smetacek, V. and Wefer, G., 1989. *Productivity of the Ocean: Present and Past*, Wiley, Chichester.
- Béthoux, J. P., 1979. Budgets of the Mediterranean Sea. Their dependence on the local climate and on the characteristics of the Atlantic waters. *Oceanologica Acta*, 2(2): 157-163.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W. S., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G. and Ivy, S., 1992. Evidence

- for massive discharges of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period. *Nature*, 360: 245-249.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., DeMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., I., H. and Bonani, G., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 278: 1257-1266.
- Broecker, W. S., Bond, G., Klas, M., Clark, E. and McManus, J., 1992. Origin of the northern Atlantic's Heinrich events. *Climate Dynamics*, 6: 265-273.
- Bryden, H. L. and Kinder, T. H., 1991. Steady two-layer exchange through the Strait of Gibraltar. *Deep-Sea Research*, 38S: S445-S463.
- Cacho, I., Grimalt, J., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F. J., Flores, J. A. and Shackleton, N., 1999. Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography*, 14(6): 698-705.
- Cacho, I., Grimalt, J. O., Sierro, F. J., Shackleton, N. and Canals, M., 2000. Evidence for enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. *Earth and Planetary Science Letters*, 157: 45-58.
- Capotondi, L., and Vigliotti, L., 1999. Magnetic and microfaunal characterization of late quaternary sediments from the Mediterranean: inferences about sapropel formation and palaeoceanographic implications. *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, 161: 505-517.
- Casford, J.S.L., Rohling, E.J., Abu-Zied, R.H., Fontanier, C., Jorissen, F.J., Leng, M.J., Schmiedl, G. and Thomson, J., 2003. A dynamic concept for eastern Mediterranean circulation and oxygenation during sapropel formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190: 103-119.
- Comas, M.C., Zahn, R., Klaus, A., et al., 1996. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 161: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Cramp, A. and O'Sullivan, G., 1999. Neogene sapropels in the Mediterranean: a review. *Marine Geology*, 153: 11-28.
- De Abreu, L., Shackleton, N. J., Schonfeld, J., Hall, M. and Chapman, M., 2003. Millennial-scale oceanic climate variability off the Western Iberian margin during the last two glacial periods. *Marine Geology*, 196: 1-20.
- Desprat, S., Sanchez Goni, M.F., Turon, J.L., Duprat, J., Malaize, B. and Peypouquet, J.P., 2006. Climatic variability of Marine Isotope Stage 7: direct land-sea-ice correlation from a multiproxy analysis of a north-western Iberian margin deep-sea core. *Quaternary Science Reviews*, 25: 1010-1026.
- Emeis, K.-C., Camerlenghi, A., McKenzie, J.A., Rio, D., and Sprovieri, R., 1991. The occurrence and significance of Pleistocene and upper Pliocene sapropels in the Tyrrhenian Sea. *Marine Geology*, 100 (1-4): 155-182.

- Emerson, S. and Bender, M., 1981. Carbon fluxes at the sediment-water interface of the deep-sea: Calcium carbonate preservation. *Journal of Marine Research*, 39: 139–162.
- Grousset, F. E., Labeyrie, L., Sinko, J. A., Cremer, M., Bond, G., Duprat, J., Cortijo, E. and Huon, S., 1993. Patterns of ice-rafted detritus in the glacial North Atlantic (40°-55°N). *Paleoceanography*, 8(2): 175-192.
- Heburn, G.W. and La Violette, P.E., 1990. Variations in the structure of the anticyclonic gyres found in the Alboran Sea. *Journal of Geophysical Research*, 95: 1599-1613.
- Heinrich, H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130.000 years. *Quaternary Research*, 29: 142-152.
- Hemleben, C. H., Spindler, M. and Anderson, O. R., 1989. *Modern Planktonic Foraminifera*. Nueva York: Springer-Verlag New Cork Inc.
- Hilgen, F. J., 1991. Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the Geomagnetic Polarity Time Scale. *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 226-244.
- Jimenez-Espejo, F. J., Martinez-Ruiz, F., Sakamoto, T., Iijima, K., Gallego-Torres, D. and Harada, N., 2006. Paleoenvironmental changes in the western Mediterranean since the last glacial maximum: High resolution multiproxy record from the Algero–Balearic basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (in press).
- Kallel, N., Paterne, M., Duplessy, J. C., Vergnaud-Grazzini, C., Pujol, C., Labeyrie, L., Arnold, M., Fontugne, M. and Pierre, C., 1997. Enhanced rainfall in the Mediterranean region during the last sapropel event. *Oceanologica Acta*, 20: 697-712.
- Kullenberg, B., 1952. On the salinity of the water contained in marine sediments. *Goteborgs K. Vetenskaps. Vitt-Sambal. Handl.*, 6: 3-37.
- Laskar, J., 1990. The chaotic motion of the solar system: A numerical of the size of the chaotic zones. *Icarus*, 88, pp. 266–291.
- Lea, D. W., Martin, P. A., Pak, D. K. and Spero, H. J., 2002. Reconstructing a 350 ky history of sea-level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core. *Quaternary Science Reviews*, 21: 283-293.
- Lebreiro, S. M., Moreno, J. C., McCave, I. N. and Weaver, P. P. E., 1996. Evidence for Heinrich layers off Portugal (Tore Seamount: 39 °N, 12 °W). *Marine Geology*, 131: 47-56.
- Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C. and Shackleton, N. J., 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300.000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 27: 1-29.
- Martrat, B., Grimalt, J. O., Lopez-Martinez, C., Cacho, I., Sierro, F. J., Flores, J. A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J. H. and Hodell, D. A., 2004. Abrupt temperature changes in the Western Mediterranean over the past 250,000 years. *Science*, 306: 1762-1765.

Martrat, B., Grimalt, J.O., Shackleton, N.J., De Abreu, L., Hutterli, M.A., and Stocker, T.F., 2007. Four Climate Cycles of Recurring Deep and Surface Water Destabilizations on the Iberian Margin. *Science*, 317: 502-507.

McManus, J. F., Oppo, D. W. and Cullen, J. L., 1999. 0.5 Million years of millennial-scale climate variability in the North Atlantic. *Science*, 283: 971-975.

Millot, C., 1999. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems*, 20: 423-442.

Moreno, A., Targarona, J., Henderiks, J., Canals, M., Freudenthal, T., and Meggers, H., 2001. Orbital forcing of dust supply to the North Canary Basin over the last 250 kyrs. *Quaternary Science Reviews*, 20: 1327-1339.

Moreno, E., Thouveny, N., Delanghe, D., McCave, I. N. and Shackleton, N. J., 2002. Climatic and oceanographic changes in the Northeast Atlantic reflected by magnetic properties of sediments deposited on the Portuguese Margin during the last 340 ka. *Earth and Planetary Science Letters*, 202: 465-480.

Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J.O., Sanchez-Goni, M.F., Shackleton, N. and 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: 1623-1636.

Murat, A., 1999. Pliocene-Pleistocene occurrence of sapropels in the Western Mediterranean Sea and their relation to Eastern Mediterranean sapropels. In: Zahn, R., Comas, M.C. y Klaus, A. (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 161: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 519-527.

Ottens, J.J., 1991. Planktic foraminifera as North Atlantic water mass indicators. *Oceanologica Acta*, 14(2): 123-140.

Paillard, D., Labeyrie, L. and Yiou, P., 1996. Macintosh program performs time-series analysis. *EOS*, 77: 379.

Parrilla, G. and Kinder, T. H., 1987. Oceanografía física del mar de Alborán. *Boletín del Instituto Español de Oceanografía*, 4(1): 133-165.

Passier, H.F. and Dekkers, M.J., 2002. Iron oxide formation in the active oxidation front above sapropel S1 in the eastern Mediterranean Sea as derived from low-temperature magnetism. *Geophysical Journal International*, 150: 230-240.

Paytan, A., Martinez-Ruiz, F., Eagle, M., Ivy, A. and Wankel, S.D., 2004. Using sulfur isotopes in barite to elucidate the origin of high organic matter accumulation events in marine sediments. *Sulfur. Biogeochemistry, GSA, Special Paper (379)*: 151-160.

Perez-Folgado, M., Sierro, F. J., Flores, J. A., Cacho, I., Grimalt, J. O., Zahn, R. and Shackleton, N., 2003. Western Mediterranean planktonic foraminifera events and millennial climatic variability during the last 70 kyr. *Marine Micropaleontology*, 48: 49-70.

- Perez-Folgado, M., Sierro, F. J., Flores, J. A., Grimalt, J. O. and Zahn, R., 2004. Paleoclimatic variations in foraminifer assemblages from the Alboran Sea (Western Mediterranean) during the last 150 ka in ODP Site 977. *Marine Geology*, 212: 113-131.
- Pierre, C., 1999. The oxygen and carbon isotope distribution in the Mediterranean water masses. *Marine Geology*, 153: 41-55.
- Rohling, E. J., 1994. Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels. *Marine Geology*, 122: 1-28.
- Rohling, E.J. and Hilgen, F.J., 1991. The eastern Mediterranean climate at times of sapropel formation— a review. *Geologie en Mijnbouw*, 70 (3): 253–264.
- Rosignol-Strick, M., 1985. Mediterranean Quaternary sapropels, an immediate response of the African monsoon to variation of insolation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 49 (3–4): 237–263.
- Rosignol-Strick, M. and Paterne, M., 1999. A synthetic pollen record of the eastern Mediterranean sapropels of the last 1 Ma: implications for the time-scale and formation of sapropels. *Marine Geology*, 153: 221-237.
- Roucoux, K.H., Tzedakis, P.C., De Abreu, L. and Shackleton, N.J., 2006. Climate and vegetation changes 180,000 to 345,000 years ago recorded in a deep-sea core off Portugal. *Earth and Planetary Science Letters*, 249: 307-325.
- Sanchez-Vidal, A., Collier, R., Calafat, A., Fabres, J. and Canals, M., 2005. Particulate barium fluxes on the continental margin: a study from the Alboran Sea (Western Mediterranean Sea). *Marine Chemistry*, 93: 105-118.
- Shackleton, N. J., 1974. Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera *Uvigerina*: isotopic changes in the ocean during the Last Glacial. *Colloque Centre National de la Recherche Scientifique*, 219: 203-210.
- Sierro, F.J., Bárcena, M.A., Flores, J.A., Cacho, I., Pelejero, C., Grimalt, J.O. and Shackleton, N.J., 1998. Origin of the youngest western Mediterranean organic-rich layer: Productivity or stagnation?. In: 6th International Conference on Paleoceanography, pp. 211, Abstract vol., Lisbon.
- Sierro, F. J., Hodell, D. A., Curtis, J. H., Flores, J. A., Reguera, I., Colmenero-Hidalgo, E., Bárcena, M. A., Grimalt, J. O., Cacho, I. and Canals, M., 2005. Impact of iceberg melting on Mediterranean thermohaline circulation during Heinrich events. *Paleoceanography*, 20: PA2019, DOI:10.1029/2004PA001051.
- Tzedakis, P. C., Roucoux, K. H., De Abreu, L. and Shackleton, N. J., 2004. The duration of forest stages in southern Europe and interglacial climate variability. *Science* DOI:10.1126/science.1102398.
- Van Kreveld, S. A., Knappertsbusch, M., Ottens, J., Ganssen, G. M. and Van Hinte, J. E., 1996. Biogenic carbonate and ice-rafted debris (Heinrich layer) accumulation in deep-sea sediments from a Northeast Atlantic piston core. *Marine Geology*, 131: 21-46.

Veiga-Pires, C. C. and Hillaire-Marcel, C., 1999. U the Th isotope constraints on the duration of Heinrich events HO-H4 in the southeastern Labrador Sea. *Paleoceanography*, 14(2): 197-199.

Wasmund, E., 1930. Bitumen, sapropel and gyttja. *Geol. Foren. Stockholm Forh*, 52: 315-350.

Wehausen, R. and Brumsack, H. J., 1999. Cyclic variations in the chemical composition of eastern Mediterranean sediments: a key for understanding sapropel formation. *Marine Geology*, 153: 161-176.



CAPÍTULO IV

ESTUDIO DE PALEOTEMPERATURAS EN EL MAR DE ALBORÁN ENTRE 250 Y 150 ka UTILIZANDO LA TÉCNICA DE LOS ANÁLOGOS MODERNOS

(Artículo publicado en la revista *Geogaceta*)

Estudio de paleotemperaturas en el mar de Alborán entre 250 y 150 ka utilizando la técnica de los análogos modernos

Study of paleotemperatures in the Alboran Sea between 250 and 150 kyr with the modern analog technique

B. González-Mora ⁽¹⁾, F.J. Sierro ⁽¹⁾ y J.A. Flores ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, Plaza de la Merced, s/n. 37008 Salamanca. mora@usal.es

ABSTRACT

Planktonic foraminifers from ODP site 977a have been studied to estimate sea surface temperatures (SST) in the Alboran Sea between 245 and 145 kyr. Similar studies have been performed in this basin but only for the last 150 kyr (Perez-Folgado *et al.*, 2004). SSTs in this basin are highly controlled by the Atlantic superficial incoming flux through the Gibraltar Strait. In this study we estimate paleotemperatures with the modern analog technique which consists of a comparison between core and modern sample assemblages. This method assumes that similar planktonic foraminifer assemblages develop under the same ecological conditions and that foraminifer ecological preferences have not changed in time. This technique also provides a dissimilarity index (between 0 and 1), which depends on the liability of the estimation obtained. In this study we used Kallel *et al.* (1997) modern database which contains a total of 253 samples, 123 from the North Atlantic and 130 from the Mediterranean Sea. For the estimates we used PaleoAnalog 2.0, computer program developed by the University of Salamanca (Theron *et al.*, 2004). A small SST difference exists between substages 7.3, 7.2 and 7.1. Important millennial cyclicities (7.4, 5.6 and 4.6 kyr) occur during the whole studied period, both in warm and cold intervals, although changes seem to be broader during cold ones. Seasonality is higher during the warmer substages, 7.5 and 7.3, whereas it is smaller during the strong Northern Hemisphere summer insolation minimum in substage 7.4.

Key words: Modern Analog Technique, sea surface temperatures, Alboran Sea, MIS 7.

Introducción

El mar de Alborán es la cuenca más occidental del mar Mediterráneo, por lo que las aguas atlánticas que penetran superficialmente por el estrecho de Gibraltar ejercen una gran influencia sobre su paleoceanografía. En esta cuenca se distribuyen verticalmente varias masas de agua cuyo patrón de circulación está fuertemente controlado por el intercambio de aguas que se produce en el estrecho (Pierre, 1999) y por los sistemas de presiones que responden a la dinámica de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) (Cramp y O'Sullivan, 1999). Los 220 metros más superficiales del mar de Alborán son aguas atlánticas que fluyen hacia el este, aumentando su espesor hacia el sur de la cuenca. Esta masa de agua va siendo modificada en su camino debido a la mezcla de aguas y al intercambio de calor con la atmósfera, por eso se conoce como Agua Atlántica Modificada (*Modified Atlantic Water*, MAW). Por debajo, se encuentran varias masas de agua de origen mediterráneo que fluyen hacia el estrecho en dirección oeste (Millot, 1999).

Hasta ahora en el mar de Alborán se han realizado estudios de foraminíferos planctónicos en varios testigos abarcando solamente los últimos 145 ka. En este trabajo se realiza una estimación de las paleotemperaturas con la ayuda de los foraminíferos planctónicos y la técnica de los análogos modernos entre 245 y 145 ka con muestras del sondeo ODP 977a (36° 01.907'N, 1° 57.319'W), que fue recuperado en 1996 durante la campaña 161 del *Ocean Drilling Program* a 1984 m de profundidad. Estudios previos (Perez-Folgado *et al.*, 2004) han registrado gran variabilidad en las paleotemperaturas de esta cuenca, tanto a escala milenaria como a escala astronómica, por lo que en este trabajo también se pretende diferenciar ciclos a diferentes escalas.

Inicialmente, la relación entre el clima y los componentes del sedimento se determinaba utilizando una técnica de regresión múltiple (Imbrie y Kipp, 1971). En estos estudios se calculaban los porcentajes de todas las especies de foraminíferos planctónicos existentes suponiendo que la distribución de las asociaciones dependía fuertemente de las temperaturas extremas anuales de las aguas superficiales. El resultado de este método fueron una serie de funciones de transferencia, es decir, ecuaciones que podían ser usadas para estimar la temperatura del agua superficial más baja y más alta de cada año según la composición faunística de las muestras tomadas. Este método asume que las preferencias ecológicas de las especies han permanecido constantes a lo largo de los últimos cientos de miles de años (principios del actualismo y el uniformismo).

Posteriormente, se propuso la técnica de los análogos modernos (MAT, *Modern Analog Technique*) para estimar parámetros climáticos (Hutson, 1979). Esta técnica se apoya también en los principios anteriores y, además, asume que similares asociaciones de flora y fauna se desarrollan bajo regímenes climáticos similares. Consiste en comparar la asociación encontrada en cada nivel del testigo que se está estudiando con una gran cantidad de muestras modernas, recogidas en una

base de datos, para determinar los análogos modernos, es decir, las muestras actuales que más se asemejan a las del testigo estudiado. La importancia de esta técnica está en que las condiciones oceanográficas de esos análogos son aplicables a las muestras del testigo en cuestión, permitiéndonos estimar la temperatura y la salinidad de las aguas superficiales en el pasado. Además, se obtiene un índice de disimilaridad para cada análogo seleccionado que permite saber qué muestras actuales se parecen más a la del testigo. Este índice puede tener valores entre 0 y 1, representando el 0 una similitud total entre el análogo y la muestra estudiada y el 1 muy poca similitud entre ambas asociaciones faunísticas. Se consideran aceptables para las estimaciones de las variables ambientales los análogos con una disimilaridad de hasta 0,2.

Tanto la técnica de los análogos modernos como las funciones de transferencia consideran que la temperatura superficial del agua es una variable que determina los cambios en las asociaciones de foraminíferos o que puede ser correlacionada con otras variables que determinan esos cambios.

Más adelante aparecieron la técnica SIMMAX de Pflaumann *et al.* (1996) y la RAM (*Revised Analog Method*) de Waelbroeck *et al.* (1998), las cuales son variantes del MAT con ligeras modificaciones. El SIMMAX, en concreto, introduce un índice de similaridad, simplifica el número de especies y hace algunas variaciones taxonómicas, pero todavía presenta problemas en estudios de zonas frías (Pflaumann *et al.*, 1996).

Metodología

Para este estudio se tomaron muestras de sedimento del testigo cada 10 cm. De cada una de ellas se separaron unos 15 gramos de sedimento seco que se lavaron con un tamiz de 63 μm de luz de malla despreciando la fracción menor. A continuación, se secó la muestra a 50 °C y se separó en dos fracciones utilizando un tamiz de 150 μm . En este trabajo se ha estudiado únicamente la fracción mayor tras haber sido cuarteada varias veces hasta separar unos 400 individuos. Esta cantidad es suficiente para que los análisis tengan un 95 % de probabilidad de detectar todas las especies cuya abundancia relativa sea superior a 0,7 % (Patterson y Fishbein, 1989). A continuación, se identificaron y contaron todos los foraminíferos planctónicos presentes.

El modelo de edad utilizado (Martrat *et al.*, 2004) está basado en la correlación entre la curva SPECMAP *stacked* de Martinson *et al.* (1987) y la de $\delta^{18}\text{O}$ de *Globigerina bulloides* del sondeo ODP 977.

Durante los últimos años se han desarrollado varios programas informáticos que facilitan la aplicación de la técnica de los análogos modernos. En nuestro caso hemos utilizado el programa

PaleoAnalogs 2.0, la segunda versión del programa desarrollado por la Universidad de Salamanca (Theron *et al.*, 2004) y que se puede descargar gratuitamente de la página <http://212.128.144.60/~paleotools/index.php>. Este programa ofrece múltiples opciones a la hora de elegir los análogos y de estimar las variables ambientales, por ejemplo, se puede acotar el número de análogos a utilizar, el porcentaje de disimilaridad que deben tener los análogos seleccionados y también se puede elegir que la estimación de las variables se haga de forma ponderada o utilizando la media aritmética. En nuestro caso hemos hecho una estimación de las variables ambientales utilizando para cada muestra los análogos que tuviesen hasta una disimilaridad de 0,2 y ponderando los valores de los mismos. La base de datos utilizada ha sido la elaborada por Kallel *et al.* (1997).

Resultados

Según el modelo de edad utilizado, el tramo estudiado comprende el intervalo entre 245 y 145 ka, es decir, todo el estadio isotópico (*Marine Isotope Stage*, MIS) 7 y parte del 6; la resolución del muestreo es de 750 años.

En la figura 1 se puede ver que los resultados de temperatura del agua superficial (SST, *Sea Surface Temperature*) obtenidos para las diferentes estaciones presentan una tendencia bastante parecida a la curva de $\delta^{18}\text{O}_{\text{G.bulloides}}$ durante el MIS 7 ya que los máximos de temperatura coinciden con mínimos en la curva isotópica y las tendencias de ambas son opuestas. Durante el estadio 6 la curva de temperaturas del MAT también varía de forma similar a la curva isotópica.

Debido a las limitaciones del MAT, algunas de las muestras no tienen asignado ningún valor de temperatura puesto que no existen análogos con la misma asociación de especies dentro de la base de datos actual utilizada.

En la curva de la SST media (obtenida matemáticamente a partir de las curvas de las distintas estaciones), la temperatura máxima es de 17,62 °C y la mínima de 7,85 °C, de forma que la amplitud térmica de la curva es de 9,77 °C. En la curva de primavera (P) la temperatura máxima es de 15,63 y la mínima de 6,65 °C; en la de verano (V) la máxima es de 23,44 y la mínima de 10,36; en la de otoño (O) la máxima es de 18,70 y la mínima de 7,79; y en la de invierno (I) la máxima es de 15,99 y la mínima de 5,84. La amplitud térmica máxima es de 13,08 °C y se encuentra en la curva de verano, mientras la menor amplitud se registra en la de primavera con 8,99 °C. Durante la parte del periodo glacial estudiada en el presente trabajo, las temperaturas máxima y mínima son 17,25 y 8,05 °C, respectivamente, mientras en el interglacial son 17,62 y 7,85 °C, por lo tanto, hay una diferencia de temperatura entre los periodos más fríos y más cálidos de 9,21 °C en el glacial y de 9,77 °C en el interglacial. La temperatura media durante el glacial según el MAT es de 12,82 °C, mientras la del interglacial es de 13,47 °C; sólo existe 1 °C de diferencia. La temperatura media

estimada para el glacial sólo está basada en los datos de nuestro tramo del MIS 6 que incluye parte del 6.4, el 6.5 y el 6.6; según Pérez-Folgado *et al.* (2004) las temperaturas estimadas para los subestadios más recientes del MIS 6 son sólo ligeramente más frías que en nuestro tramo (menos de 1 °C de diferencia).

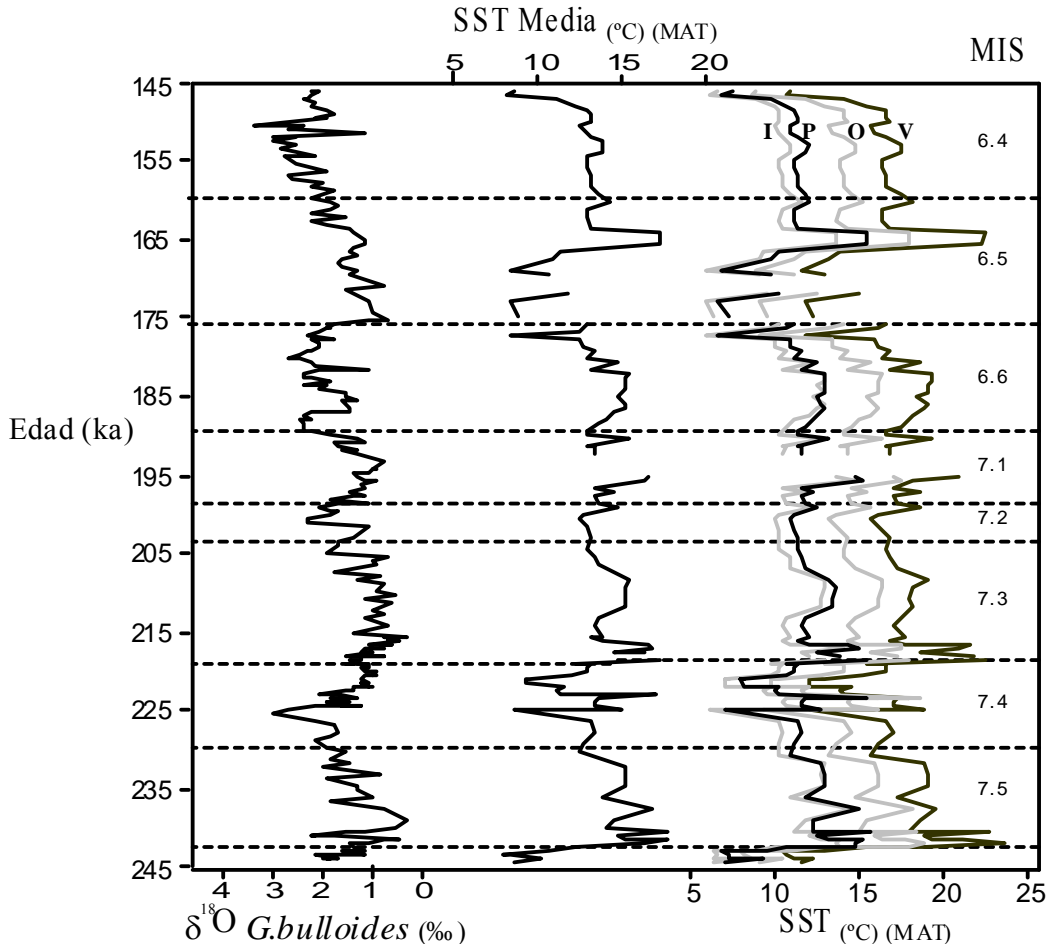


Fig. 1.- Curva de $\delta^{18}\text{O}$ de *Globigerina bulloides* y estimación de las paleotemperaturas para las cuatro estaciones (V: verano; O: otoño; P: primavera; I: invierno) y la media anual con la técnica de los análogos modernos (sondeo ODP977A).

Fig. 1.- *Globigerina bulloides* $\delta^{18}\text{O}$ curve and paleotemperature estimates for the four seasons (V: summer; O: autumn; P: spring; I: winter) and the mean annual based on the modern analog technique (ODP site 977A).

Discusión

Los cambios de temperatura registrados según la técnica de los análogos modernos entre los distintos subestadios del MIS 7 (Fig. 1) son variables. En los límites 7.3/7.2 y 7.2/7.1, las asociaciones de foraminíferos parecen responder a variaciones de temperatura de menor amplitud que en los límites 7.4/7.3, 7.5/7.3 y en el paso del MIS 8 al 7. Esta similitud térmica entre los tres subestadios 7.3, 7.2 y 7.1 también se observa en estudios de vegetación llevados a cabo en Grecia

por Tzedakis *et al.* (2003). Dentro del MIS 6 se observa un primer intervalo en el que las temperaturas fueron mayores, después hubo un descenso de las mismas entre 176 y 166 ka que coincide con una bajada importante y prolongada en la composición isotópica de la concha de *Globigerina bulloides*. Posteriormente, volvieron a ascender las temperaturas hasta los 145 ka, donde se ve que éstas comienzan de nuevo a descender.

Llama la atención la variabilidad milenaria que existe durante todo el tramo estudiado, tanto en periodos fríos como en cálidos, predominando los ciclos de 7,4; 5,6 y 4,6 ka en la curva de SST media; similares a los encontrados en el mismo sondeo en los últimos 150 ka (Perez-Folgado *et al.*, 2004).

También se observa que la amplitud de los cambios de SST a escala milenaria es mayor durante los periodos fríos, según esta técnica. En el subestadio 7.4 y en la parte más fría del MIS 6, las variaciones son de hasta más de 4 °C, mientras en el resto de los periodos los cambios registrados son de 1 a 2 °C.

Hay que tener en cuenta que las estimaciones de temperatura hechas a partir de las asociaciones de foraminíferos a veces pueden estar exageradas debido a la existencia de máximos muy pronunciados de determinadas especies que no responden a cambios de temperatura, sino a otros factores como la disponibilidad de nutrientes o la estratificación de la columna de agua. Éste puede ser el caso de las altas temperaturas marcadas por el MAT alrededor de los 168 ka, donde se encuentra un gran máximo de *Globigerinoides ruber* que probablemente no registre proporcionalmente el aumento de la temperatura.

La estacionalidad es mayor en los periodos más cálidos de los subestadios 7.5 y 7.3, coincidiendo con máximos de insolación de verano del Hemisferio Norte. En cambio, la estacionalidad disminuye considerablemente durante el gran mínimo de insolación que tuvo lugar en el subestadio 7.4.

Durante la elaboración de este estudio se intentó hacer una reconstrucción de las SSTs utilizando únicamente las muestras de la base de datos actual correspondientes al Mediterráneo, pero al obtener las estimaciones de temperatura éstas tenían disimilaridades muy altas. Por este motivo se ha descartado la idea de comparar la reconstrucción de temperaturas a partir de la base de datos completa con la reconstrucción sólo con las muestras mediterráneas.

Conclusiones

La técnica de los análogos modernos es válida para estimar paleotemperaturas en el mar de Alborán hasta los 250 ka puesto que sus resultados son similares a los obtenidos en estudios

anteriores realizados en el Mediterráneo. Esto confirma que los requisitos ecológicos de las distintas especies de foraminíferos planctónicos en esta zona no han variado al menos en los últimos 250 ka.

Durante los subestadios isotópicos 7.1, 7.2 y 7.3 las paleotemperaturas parecen haber sido bastante similares. En cambio, existe mayor diferencia entre el 7.3, 7.4 y 7.5.

Existe una variabilidad milenaria muy marcada en las paleotemperaturas tanto en periodos fríos como en cálidos, con ciclos de 7,4; 5,6 y 4,6 ka. Estos cambios presentan mayor amplitud durante los intervalos fríos.

La estacionalidad es mayor durante los periodos más cálidos (MIS 7.5 y 7.3) y menor en el fuerte mínimo de insolación registrado en el subestadio 7.4.

Puesto que en determinados puntos las estimaciones obtenidas con esta técnica pueden estar exageradas, es recomendable realizar estudios de paleotemperatura en las mismas muestras utilizando otros métodos para poder comparar los resultados.

Se puede decir que la técnica de los análogos modernos proporciona buenos resultados en general, aunque existen algunos problemas a la hora de estimar las variables ambientales en muestras del Mediterráneo cuyas asociaciones no tienen análogos en el Mediterráneo actual. Además, el hecho de utilizar análogos del Atlántico aumenta el error de los resultados, ya que el Mediterráneo es una cuenca bastante particular, ecológicamente hablando. En nuestras reconstrucciones los índices de disimilaridad de los análogos empleados han sido bajos, lo cual da un alto grado de confianza a los resultados obtenidos.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por la beca de Formación de Personal Universitario AP20033094 concedida a B. González Mora, por los proyectos REN 2003-08642-CO2/CLI y CGL 2005-00642/BTE del Ministerio de Educación y Ciencia, y por el proyecto SA008C05 de la Junta de Castilla y León. Agradecimientos al *Ocean Drilling Program* (ODP) por haber suministrado las muestras.

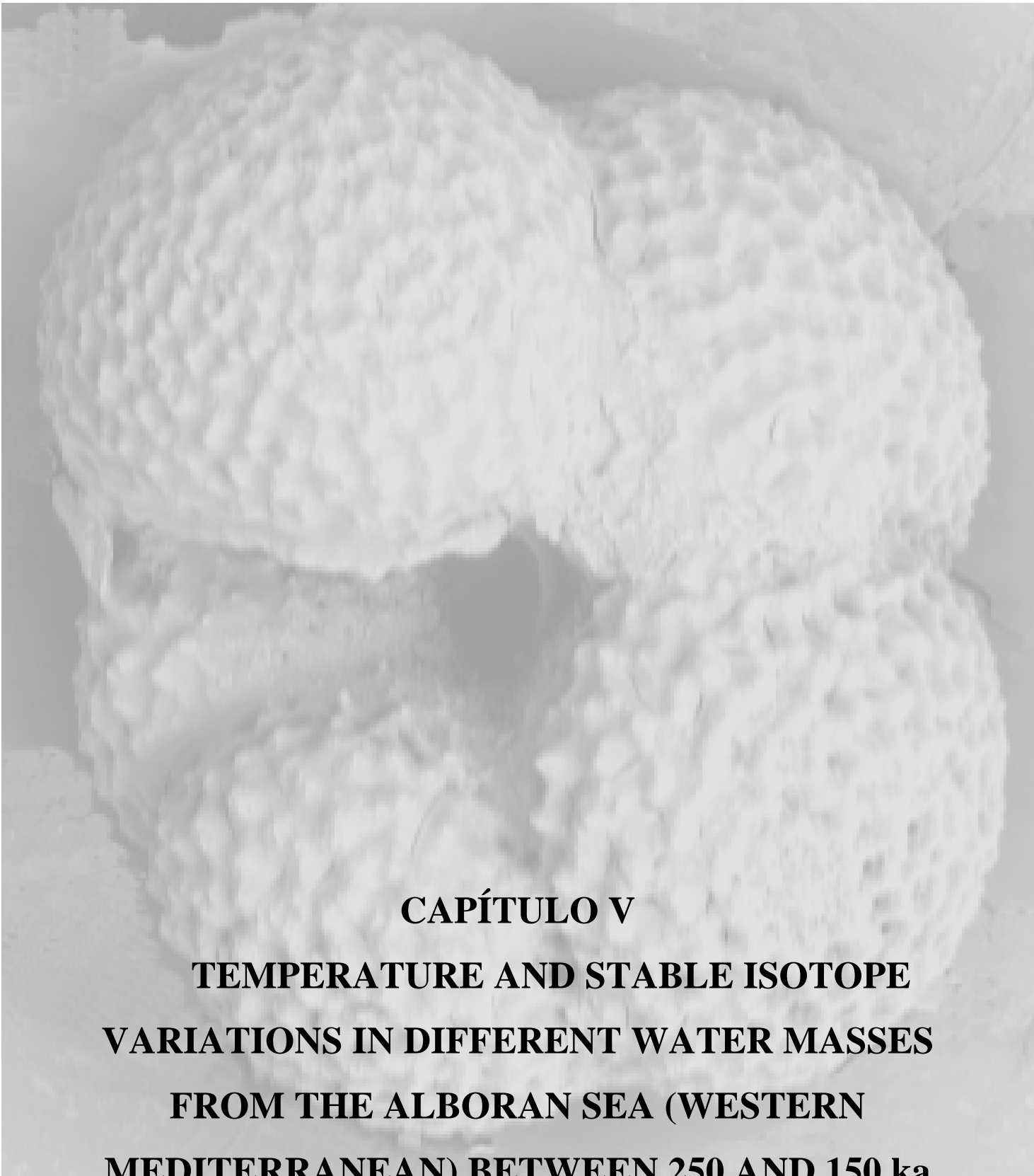
Referencias

Cramp, A. y O'Sullivan, G. (1999). *Marine Geology*, 153, 11-28.

Hutson, W. H. (1979). *Science*, 207, 64-66.

Imbrie, J. y Kipp, N. (1971) A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: Application to a late Pleistocene Caribbean core. En: *The late Cenozoic Glacial Ages*. (K.K. Turekian, Ed.). Yale University Press, New Haven, 71-181.

- Kallel, N., Paterne, M., Duplessy, J. C., Vergnaud-Grazzini, C., Pujol, C., Labeyrie, L., Arnold, M., Fontugne, M. y Pierre, C. (1997). *Oceanologica Acta*, 20, 697-712.
- Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C. y Shackleton, N. J. (1987). *Quaternary Research*, 27, 1-29.
- Martrat, B., Grimalt, J. O., Lopez-Martinez, C., Cacho, I., Sierro, F. J., Flores, J. A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J. H. y Hodell, D. A. (2004). *Science*, 306, 1762-1765.
- Millot, C. (1999). *Journal of Marine Systems*, 20, 423-442.
- Patterson, R. T. y Fishbein, A. (1989). *Journal of Paleontology*, 63, 245-248.
- Perez-Folgado, M., Sierro, F. J., Flores, J. A., Grimalt, J. O. y Zahn, R. (2004). *Marine Geology*, 212, 113-131.
- Pierre, C. (1999). *Marine Geology*, 153, 41-55.
- Pflaumann, U., Duprat, J., Pujol, C. y Labeyrie, L. D. (1996). *Paleoceanography*, 11, 15-35.
- Theron, R., Paillard, D., Cortijo, E., Flores, J. A., Vaquero, M., Sierro, F. J., Waelbroeck, C. (2004). *Micropaleontology*, 50, 391-395.
- Tzedakis, P. C., McManus, J. F., Hooghiemstra, H., Oppo, D. W. y Wijmstra, T. A. (2003). *Earth and Planetary Science Letters*, 212, 197-212.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Duplessy, J. C., Guoit, J., Labracherie, M., Leclaire, H. y Duprat, J. (1998). *Paleoceanography*, 13, 272-283.



CAPÍTULO V

**TEMPERATURE AND STABLE ISOTOPE
VARIATIONS IN DIFFERENT WATER MASSES
FROM THE ALBORAN SEA (WESTERN
MEDITERRANEAN) BETWEEN 250 AND 150 ka**

(Artículo enviado a la revista *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*)

**Temperature and stable isotope variations in different water masses from the Alboran Sea
(Western Mediterranean) between 250 and 150 ka**

B. Gonzalez-Mora⁽¹⁾, **F. J. Sierro**⁽¹⁾, **J. A. Flores**⁽¹⁾ and **J. Schönfeld**⁽²⁾

⁽¹⁾ *Department of Geology, University of Salamanca, Plaza de la Merced, s/n, 37008, Salamanca, Spain (mora@usal.es).*

⁽²⁾ *GEOMAR Research Center for Marine Geosciences, Wischhofstraße 1-3, 24148 Kiel, Germany.*

Abstract

Mg/Ca, Sr/Ca and stable isotope measurements have been performed on tests from the planktonic foraminifers *Globigerinoides ruber* (white), *Globigerina bulloides*, and *Neogloboquadrina pachyderma* (right coiling) in samples from ODP site 977A in the Alboran Sea (Western Mediterranean). The evolution of different water masses between 250 and 150 ka is described. Warm substages were characterized by strong seasonality, thermal stratification of the water column and less surface productivity. By contrast, less pronounced seasonality and basin stratification, together with greater productivity prevailed during cold substages. Several periods of stratification due to the low salinity of the upper water mass occurred during the formation of organic-rich layers and also during a possible Heinrich-like event at 220 ka. The three foraminifer species studied show a common, large Sr/Ca variability in their shells, suggesting changes in the global ocean Sr/Ca ratio as the main cause of variations in shell composition.

Keywords: Mg/Ca paleothermometry, stable isotopes, Sr/Ca, marine isotope stage 7, Alboran Sea.

1. Introduction

Mg/Ca paleothermometry on planktonic foraminifer shells is a recent proxy for reconstructing past sea surface temperatures (SST). The uptake of Mg^{2+} into the foraminifer shell is influenced by the temperature of the seawater in which the foraminifer lives. The Mg/Ca ratio increases with temperature. The temperature sensitivity of the foraminifer Mg/Ca ratio was first reported by Chave [1954] after X-ray diffraction studies. In the past decade, Mg/Ca paleothermometry has been developed and used in many paleoceanographic studies [e.g. Nürnberg et al., 1996; Lea et al., 1999; Elderfield and Ganssen, 2000]. This method has an important advantage in that if the Mg/Ca ratio and stable isotopes are measured in the same calcite test, then the seawater $\delta^{18}\text{O}$ can be reconstructed over time, guaranteeing a common source of the signal [e. g. Mashiotta et al., 1999; Elderfield and Ganssen, 2000]. Thus, the errors for seawater $\delta^{18}\text{O}$ reconstructions can be minimized [Barker et al., 2005]. Moreover, this proxy permits study of the evolution of different water masses on the basis of the species analysed [e. g., Elderfield and Ganssen, 2000; Martin et al., 2002]. One of the aims of the present work is to analyse the evolution of different water masses in the Alboran Sea between 250 and 160 kyr, based on the Mg/Ca ratio and stable isotope records, especially at times of striking events such as the formation of organic-rich layers (ORL) or possible Heinrich-like Events (HE). A further goal is to obtain some conclusions about Sr/Ca controls on foraminifer shells.

Several studies based on alkenone and pollen records have been published about paleotemperature estimates during marine isotopic stages 6 and 7 in the Iberian Margin [Martrat et al., 2004; Martrat et al., 2007; Roucoux et al., 2006; Desprat et al., 2006] and there are some differences among these methods. Here we reconstruct sea surface temperatures in the Alboran Sea between 250 and 160 kyr based on Mg/Ca paleothermometry.

2. Regional setting

The Mediterranean Sea is a semi-enclosed evaporative basin governed by its connection with the Atlantic Ocean through the Strait of Gibraltar. The Alboran Sea is the westernmost sub-basin of the Western Mediterranean and its surface circulation shows two anticyclonic gyres that remain stable over time [Heburn and La Violette, 1990] as (figure 1). A two-layered flow develops at the Strait of Gibraltar: less saline surface waters enter the Alboran Sea from the Atlantic and more saline and cooler Mediterranean waters flow out [Wüst, 1961; Béthoux, 1979]. The Atlantic waters, which occupy the uppermost 200 m, are gradually modified along their flow eastwards due to vertical water mixing and heat interchange with the atmosphere [Pierre, 1999]. The Mediterranean outflow

is mainly formed by the Levantine Intermediate Water and the Tyrrhenian Dense Water [Millot, 1999], which flow westwards in the Alboran basin at depths between 200 and 1000 m. Below these water masses, the Western Mediterranean Deep Water also proceeds to the Strait of Gibraltar. This water mass is formed in the Gulf of Lions and constitutes 10 % of the Mediterranean Outflow [Millot, 1999].

The climate in the Mediterranean Sea has in the past been strongly controlled by the atmospheric circulation at higher latitudes [e.g., Rohling et al., 1998; Sierro et al., 2005; Frigola et al., 2007], demonstrating the rapid teleconnection between high- and medium-latitude climate. In particular, the migration of pressure systems in the Northern Hemisphere over time has also conditioned warming and cooling periods in the Alboran basin, both at millennial and astronomical time scales [Cacho et al., 1999; Moreno et al., 2005].

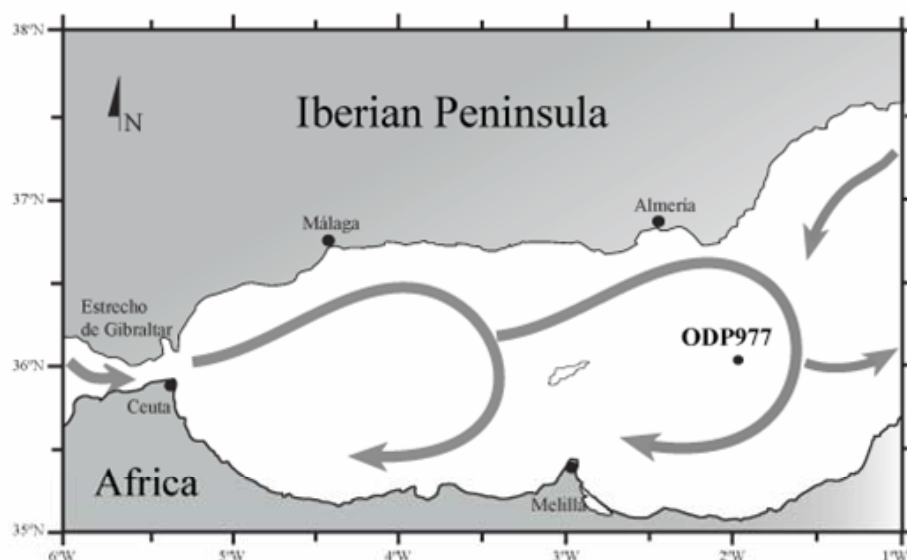


Figure 1. Location of ODP site 977 (36° 01.907'N, 1° 57.319'W) in the Alboran Sea, Southern Spain, Western Mediterranean. Arrows indicate the surface circulation pattern [Heburn and La Violette, 1990].

3. Material and Methods

Around 40 individuals of the planktonic foraminifer species *Neogloboquadrina pachyderma* (right coiling) and *Globigerinoides ruber* (white) were picked from the 250-300 μm fraction of sediment samples in order to perform paired Mg/Ca and stable isotope analyses. Twenty individuals of *Globigerina bulloides* were picked for Mg/Ca analyses, since the stable isotope analyses have already available for this species from the same samples [Martrat et al., 2004]. The *Globigerinoides ruber* record is discontinuous because in many samples this species was very scarce and there were

insufficient individuals for measurements to be taken. All samples were ultrasonically cleaned with hydrogen peroxide and methanol. Specimens of *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides ruber* and *Neogloboquadrina pachyderma* were crushed between clean glass plates and homogenized, and then split into two aliquots, one for Mg/Ca and the other for stable isotope measurements. This ensured that both analyses would be carried out on the same samples and eliminated possible discrepancies due to the measurement of different individuals in each analysis. When the samples were too small to be split they were used for either Mg/Ca or $\delta^{18}\text{O}$ measurements only. We applied the Mg/Ca cleaning protocol after Barker et al. [2003], which consisted of: 1) repeated clay removal with ultra-pure de-ionised water; 2) removal of organic matter with 250 ml of alkali-buffered 1% H_2O_2 solution (kept in water at 90°C for 10 minutes and then rinsed); 3) weak acid leaching using 250 ml of 0.001M HNO_3 followed by a rinse; 4) immediately prior to the analysis, dissolution in 0.075M HNO_3 , centrifugation, and transfer to a clean vial. The sample solutions were conditioned to a $[\text{Ca}^{2+}]$ concentration of ca. 60 ppm, and intensity calibrations were carried out following De Villiers et al. [2002] in order to limit the “matrix effect”. Minor elements analyses were carried out on an ICP-AES device (Varian Vista AX CCD simultaneous) at the University of Cambridge, as described by De Villiers et al. [2002]. The standards analysed in parallel with the samples were reproducible in the long-term, with a relative standard deviation (RSD) better than 0.95%. The blank contamination effect was very small (less than 1.0 ppb Mg) despite this it was removed from the temperature estimates.

Stable isotope analyses in *Globigerinoides ruber* and *Neogloboquadrina pachyderma* were carried out at the isotope laboratory at IFM-GEOMAR with a CARBO KIEL automated carbonate preparation device linked on-line to a FINNIGAN MAT 252 mass spectrometer. External reproducibility was 0.06 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ (1-sigma values), as calculated from replicate analyses of the internal carbonate standard (Solnhofen Limestone). The isotope data are referred to the Viena Pee Dee Belemnite (VPDB) scale [Coplen, 1996]. Most foraminifer species secrete their calcite test out of isotopic equilibrium for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ [e.g. Spero et al., 2003]; nonetheless, the $\delta^{18}\text{O}$ disequilibrium offset can be considered to remain constant over time for each species. Therefore, the relative trends in isotopic records are independent of such systematic disequilibria, which only affect the absolute values. No correction was made for disequilibrium effects in this study since no values based on Mediterranean specimens are available and it is likely that certain endemic genotypes with different disequilibrium effects would have developed in the Mediterranean Sea due to the quasi-isolation over 5 million years [Rohling et al., 2004]. Considering this uncertainty, we considered it more appropriate to work with the measured values.

The water $\delta^{18}\text{O}$ was obtained from the equation of Shackleton [1974], subtracting the ice-volume and temperature effect from the $\delta^{18}\text{O}$ composition, where SST estimates were based on the Mg/Ca ratios measured in each species. Sea surface salinity estimates were calculated using the empiric water $\delta^{18}\text{O}$ -salinity relationship for the Mediterranean Sea given by Pierre [1999].

We used the age model established by Martrat et al. [2004], based on the correlation between the SPECMAP stacked curve [Martinson et al., 1987] and the *Globigerina bulloides* $\delta^{18}\text{O}$ curve from this core (ODP site 977A). According to this age model, the interval studied here spans between 245 and 160 ka, and the averaged sample resolution is 720 years.

4. Species ecology

Globigerinoides ruber (white) is a spinous symbiont-bearing species that proliferates in warm, usually stratified, oligotrophic waters [Bé, 1977]. This species inhabits shallow waters (first 50 m of water depth). In the Alboran Sea, it is more abundant at the end of the summer [Barcena et al., 2004] at around 23 °C [García-Gorriz and Carr, 2001], although its density is always low [Pujol and Vergnaud-Grazzini, 1995].

Globigerina bulloides is a spinous species that lacks symbionts. This species is characteristic of upwelling situations, responding to high fertility periods. It is more abundant within the first 50-100 m, although it can occupy lower levels since it is not restricted to the photic zone [Hemleben et al., 1989]. In the Alboran Sea, *Globigerina bulloides* proliferates below the thermocline in spring, when it starts to form, or in summer, when a strong pycnocline is established [Pujol and Vergnaud-Grazzini, 1995]. This species may also show a strong unique bloom in May however [Hernández-Almeida et al., 2005].

Neogloboquadrina pachyderma (right coiling) is a non-spinose planktonic foraminifer that usually lives in subpolar-tropical regions [Bé, 1977]. It proliferates when the water temperature below the thermocline is lower than 12 °C. It is considered a deep-water species (below 100 m), although during its reproduction and the juvenile stadials it lives in the first 100 m [Pujol and Vergnaud-Grazzini, 1995]. It develops especially within the Deep Chlorophyll Maximum (DCM), which appears at the base of the euphotic zone when the upper part of the water column is well stratified. In the modern Alboran Sea, this species does not exist, but in the Gulf of Lions it is quite abundant in winter due to the very low water temperature in that area; in summer it only develops at great

depth. In the rest of the Mediterranean Sea, *Neogloboquadrina pachyderma* only appears during winter, and at great depths. This kind of behavior suggests that water temperature is a limiting factor to this species, at least in the Mediterranean Sea [Pujol and Vergnaud-Grazzini, 1995].

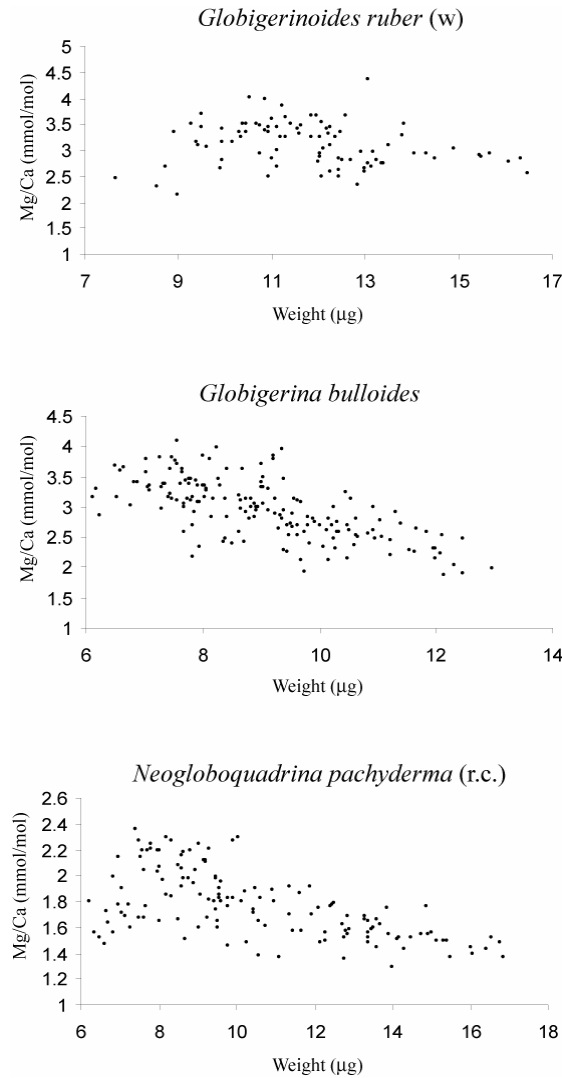


Figure 2. Mg/Ca scatter plot against foraminifer average weight (*G. ruber* (white), *G. bulloides* and *N. pachyderma* (right coiling)), showing a negative correlation between both values and hence suggesting no significant effect of dissolution on the Mg/Ca measurements.

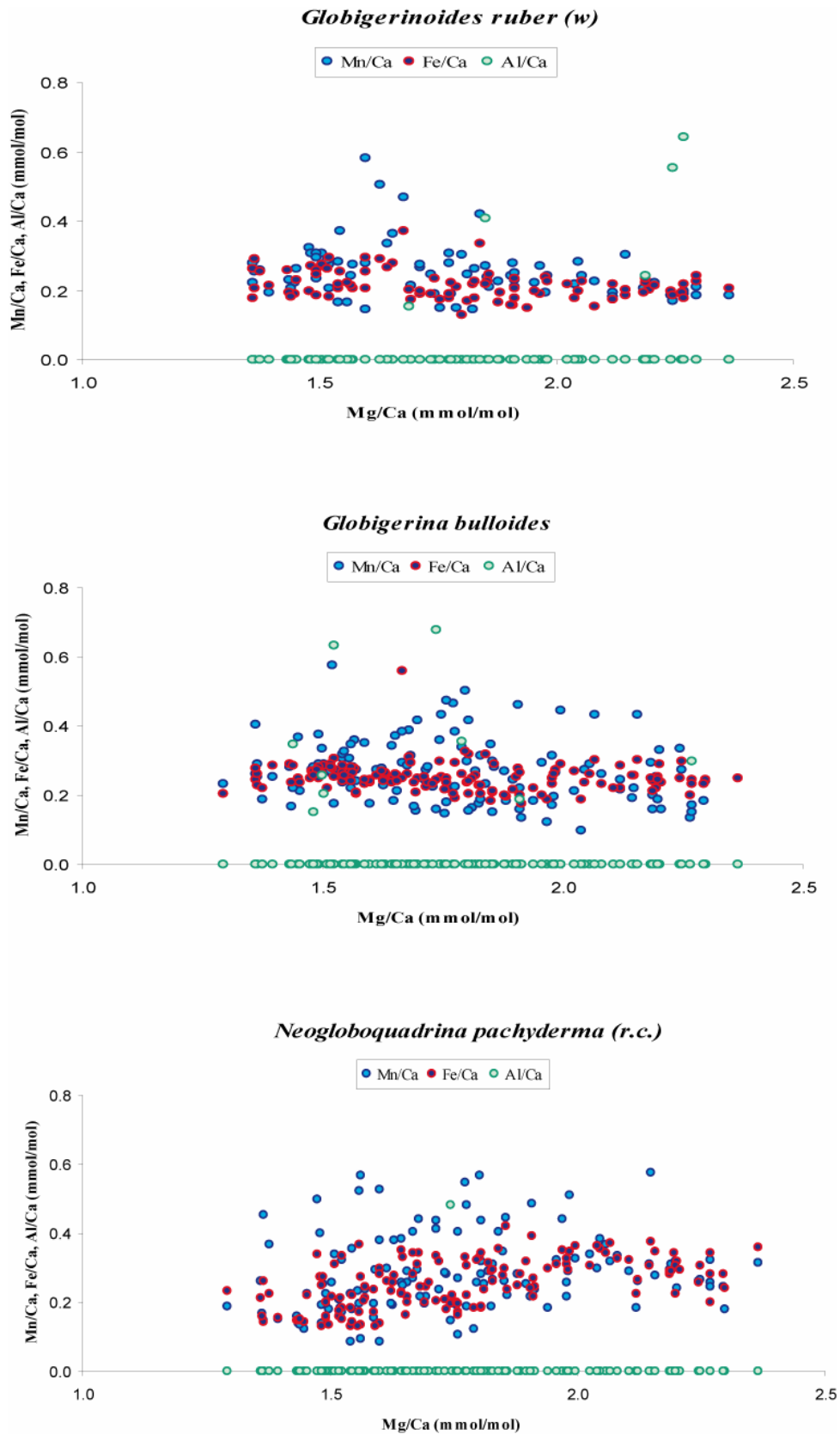


Figure 3. Scatter plot of Fe/Ca, Mn/Ca and Al/Ca against Mg/Ca, showing no covariance between these elements (*G. ruber* (white), *G. bulloides* and *N. pachyderma* (right coiling)).

5. Results

5.1 Shell dissolution and contamination

Mg-rich calcite is more prone to dissolution [Brown and Elderfield, 1996] and hence when samples were affected by dissolution they should have a lower Mg/Ca ratio. Furthermore, they should have lost weight and hence a positive correlation between the Mg/Ca ratio and mean foraminifer shell weight is expected. When this is the case, paleotemperature calculations based on this ratio are underestimated. In core ODP site 977A, the samples cannot have been subjected to significant dissolution since no positive correlation was observed between the Mg/Ca ratio and shell weights in the three species selected (figure 2). A slight covariance was found between both parameters in a few samples with very low weights: lower than 9 μg in *Globigerinoides ruber* and lower than 7 μg in *Globigerina bulloides* and *Neogloboquadrina pachyderma* (r.c.). This implies that several samples could have been affected by dissolution and, therefore, that the Mg/Ca ratio measured in them would be slightly lower than the initial ratio. However, the error associated with dissolution due to this subtle positive correlation may not be significant in these samples.

To evaluate possible persistent contamination in the samples after the cleaning procedure, we compared the Mg/Ca ratios with the Al/Ca, Fe/Ca and Mn/Ca values. Al, Fe and Mn indicate the presence of clays and/or autigenic minerals, which usually include Mg in their composition. This contribution would increase the calcite Mg/Ca ratio of the samples, introducing an error in the final paleotemperature estimates. In our measurements, no correlation was seen between the Mg/Ca and the Al/Ca, Fe/Ca and Mn/Ca ratios (figure 3), meaning that contamination did not control the variations in the Mg/Ca ratio in this core.

5.2 Calibration equations

For the Alboran Sea, there are very few core tops available for obtaining a good regional Mg/Ca-temperature calibration for the three species selected here. Accordingly, we had to use previous equations developed in other parts of the world. We decided to use the equation of Von Langen et al. [2005] for *Neogloboquadrina pachyderma* (r.c.), since this expression was obtained from living cultures of this species between 9 and 19 °C, comparing the results with those of sediment traps from the Santa Barbara Strait; this temperature range is fairly similar to that of intermediate waters in the Alboran Sea. In addition, this calibration provided results very similar to those obtained with the Elderfield and Ganssen [2000] equation. For *Globigerina bulloides* we used the Elderfield and Ganssen [2000] specific equation, which is based on measurements in a set of core tops from the Atlantic Ocean between 32 and 62°N. We consider this equation as appropriate for the Alboran Sea since this basin has been strongly affected by North Atlantic waters throughout the late Pleistocene

[Cacho et al., 1999; Martrat et al., 2004]. The equation of Anand et al. [2003] (constant A assumed, 250-350 μm) was used for *Globigerinoides ruber* (white). This calibration was performed on six-year sediment traps from the Sargasso Sea, and the temperature range in that area (18 to 26 °C) is not very different from that of summer surface waters in the Alboran Sea.

5.3 Mg/Ca ratios and paleotemperature estimates

The results on Mg/Ca ratios differ considerably, depending on the species analysed (figure 4). In *Globigerinoides ruber*, the most superficial species, this ratio ranges between 2 and 4.5 mmol/mol during warm substages, which is the widest range of the three species studied. The Mg/Ca ratio measured in *Globigerina bulloides* ranges between 1.8 and 4 mmol/mol. By contrast, the Mg/Ca ratio in *Neogloboquadrina pachyderma* (r.c.) is lower, and ranges between 1.3 and 2.4 mmol/mol. Therefore, the Mg/Ca ratios range apparently became narrower the deeper the species lived.

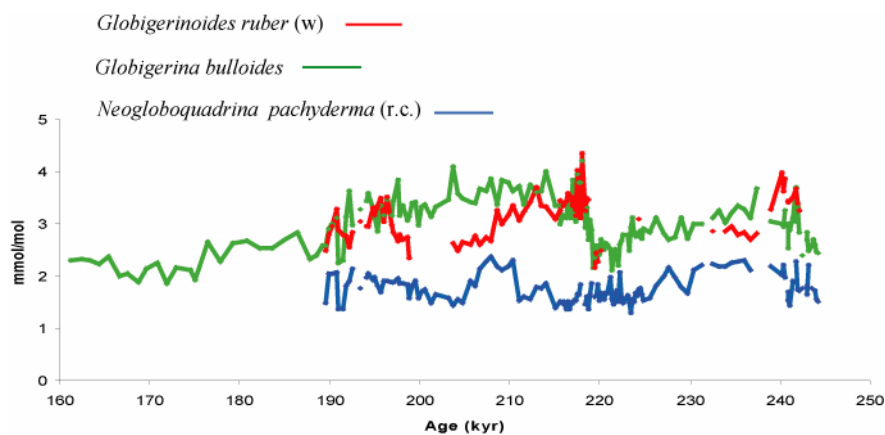


Figure 4. Mg/Ca results (mmol/mol) in the three species, *G. ruber* (white) (red), *G. bulloides* (green) and *N. pachyderma* (right coiling) (blue).

The *Globigerinoides ruber* calcification temperature ranges between 25.3 °C at the beginning of warm substage 7.3, and 17.4 °C at the end of 7.4 (figure 5). Although this curve is very discontinuous, profound glacial-interglacial variability is observed. The temperature amplitude recorded by this species is large, even though its record is reduced to warm interglacial periods. In substages 7.5 and 7.3, the warmest period is observed at the beginning, and throughout the substages a gradual cooling took place. In substage 7.1, the warmest values are recorded in the middle and at the very end of the substage.

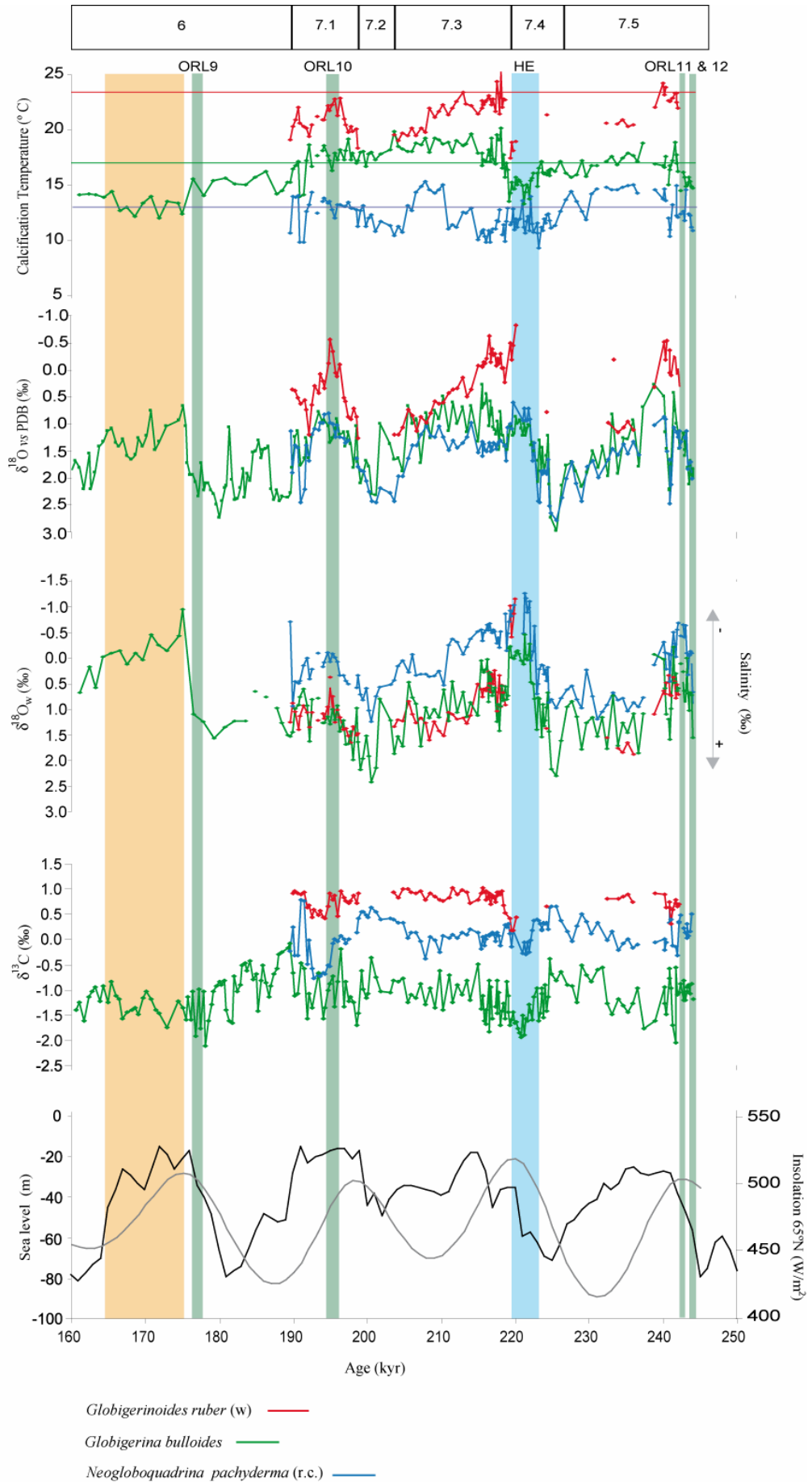


Figure 5. Calcification temperature estimates as compared with the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ records for *G. ruber* (white) (red), *G. bulloides* (green) and *N. pachyderma* (right coiling) (blue), and the reconstructed surface $\delta^{18}\text{O}_w$ derived from Mg/Ca temperature estimates. Also, the sea level curve after Shackleton et al. [2000] and the Northern Hemisphere maximum insolation curve (65°N) have been represented for comparison (HE: Heinrich-like event; ORL: organic-rich layer). The calibration equations used were: Von Langen et al. [2005] equation for *N. pachyderma* (r.c.); Elderfield and Ganssen [2000] specific equation for *G. bulloides*; and Anand et al. [2003] equation (constant A assumed, 250-350 μm) for *G. ruber* (w).

The *Globigerina bulloides* record shows very subtle variations in the period studied (figure 5). Stage 6, as well as substage 7.4, is clearly identified. However, the cold substage 7.2 cannot be identified in this record since the averaged calcification temperature during this period was 17 °C, very similar to the mean values observed for substages 7.1 and 7.3. During warm substages the temperature record seems to be very stable. The highest value reaches 20.2 °C, coinciding with the highest temperature recorded for *Globigerinoides ruber* at the beginning of substage 7.3, and the lowest temperature is 12 °C, recorded at around 172 ka (stage 6), however, the lowest temperature reached during stage 7 is 13.3 °C, at 221 ka (second half of substage 7.4). During warm substages, the calcification temperature of these species was slightly higher at the beginning of the intervals. As with *Globigerina bulloides*, this curve also shows glacial-interglacial variability.

The *Neogloboquadrina pachyderma* calcification temperature follows a different trend, since no clear glacial-interglacial variability is observed (figure 5). However, millennial changes are quite frequent. The highest value is 15.34 °C, recorded at the middle of substage 7.3, whereas the lowest one is 9.31 °C at 223 ka. Compared with the other species studied, *Neogloboquadrina pachyderma* shows great variability within the warm substages.

5.4 Stable isotopes and salinity

The lightest oxygen isotope values are recorded by the surface species *Globigerinoides ruber* (figure 5). The heaviest values are observed close to the cold substages, whereas the lightest appear at the beginning of substages 7.5 and 7.3 and in the middle of 7.1. The transitions from cold to warm periods are abrupt, whereas the transitions from warm to cold intervals are more gradual. The lightest oxygen isotope values from the period studied are recorded at 220 ka (-0.82 ‰), during the cold substage 7.4. Between 190 and 160 ka, the *Globigerina bulloides* $\delta^{18}\text{O}$ is the only record available, and it reveals millennial changes between 2.73 and 0.67 ‰. A special period with very light oxygen isotope values is observed between 165 and 175 ka.

The variations in $\delta^{18}\text{O}_w$ recorded by the three species are very similar, showing abrupt decreases at the beginning of the warm substages and gradual increases along them. Another abrupt decrease is seen at 175 ka, followed by a gradual recovery to heavier values.

The carbon isotope records of the three species are fairly parallel over time. The heaviest values are shown by *Globigerinoides ruber*, ranging between 0.18 and 0.96 ‰. This is followed by *Neogloboquadrina pachyderma* $\delta^{13}\text{C}$, with values between -0.77 and +0.77 ‰. The lightest carbon isotope values are recorded by *Globigerina bulloides* (from -2 to 0 ‰). The general trend consists of a gradual increase from the beginning of the warm substages to the end of the cold periods

Estimates of past water salinity derived from paired $\delta^{18}\text{O}$ and Mg/Ca analyses infer considerable uncertainties related to the methods [Rohling, 1999; Rohling et al., 2007]. However, they can be used in relative terms, interpreting increasing and decreasing trends. Since the salinity estimates for the three species based on the equation by Pierre [1999] are opposed to the $\delta^{18}\text{O}_w$ records and the absolute erroneous values have no interest, in figure 5 we only show the arrows next to the $\delta^{18}\text{O}_w$ record indicating high and low salinity. The most saline values coincide with the lightest isotope records.

6. Discussion

6.5 Paleotemperature estimates

Each species records the temperature variations of the water mass in which it thrives. Hence, the warmest water mass is the one in which *Globigerinoides ruber* (white) lives, and it corresponds to the summer mixed layer [Pujol and Vergnaud-Grazzini, 1995; Rohling et al., 2004]. Our data suggest that Alboran Sea surface waters may have been occasionally warmer at the beginning of substages 7.5 and 7.3 than at present surface temperature in the (red line in figure 5). The amplitude of the temperature changes recorded by *Globigerinoides ruber* is very broad, up to 8 °C of difference from the warmest to the coldest values, although it is likely to be even broader, since this species was absent during most of the cold periods. This broad amplitude is due to the fact that the summer mixed layer is very thin and not voluminous, and hence any runoff event or heating anomaly would have great impact as compared with other thicker water masses. The maxima of *Globigerinoides ruber* calcification temperatures are located just after the Northern Hemisphere summer insolation maxima with a lag of 1-4 ka, coinciding with the interglacial maxima. Moreover, the *Globigerinoides ruber* SST record is roughly parallel to the sea-level and hence ice-volume curve [Shackleton, 2000]. This pattern suggests that a greater ice-volume at northern latitudes

during lowstand periods had a significant influence on Mediterranean summer surface water temperatures. A possible mechanism are outbursts colder winds to the Mediterranean region in late spring and early summer as it has often been observed today.

Globigerina bulloides shows much less variability than *Globigerinoides ruber*, although the general trends are similar. The water mass recorded by *Globigerina bulloides* is assumed to be a mixture between the late spring/early summer surface layer and deeper waters upwelled during those months at 50-100 water-depth [Pujol and Vergnaud-Grazzini, 1995; Barcena et al., 2004; Hernández-Almeida et al., 2005]. In this record, the most remarkable feature is the narrow temperature amplitude: around 5 °C of difference between the coldest and the warmest samples within stage 7. However, several substages in stage 7 are not well defined (7.3, 7.2 and 7.1), probably because *Globigerina bulloides* is a stenotopic species [Skinner and Elderfield, 2005], which means greater habitat selectivity. Another hypothesis for this stability could be the displacement of upwelling situations to warmer months during substage 7.2.

The large gradient between the temperatures recorded by *Globigerinoides ruber* and *Globigerina bulloides* can be related to seasonality. The highest gradients occurred when seasonality was stronger, just after the Northern Hemisphere summer insolation maxima. This temperature gradient gradually diminished until the end of the warm substages, when it reached its minimum values; that is, when sea surface temperatures in May and at the end of the summer were very similar. During periods with enhanced seasonality, a warmer summer mixed layer could have resulted in strong stratification over a prolonged period of time throughout the year, whereas a colder summer layer during weaker seasonality periods would have resulted in a less pronounced stratification for a short period of the year.

Neogloboquadrina pachyderma (right coiling) inhabits the lower surface layer (between 50 and 150 m), although it can be influenced by intermediate Mediterranean waters [Pujol and Vergnaud-Grazzini, 1995; Rohling et al., 2004]. Accordingly, it reflects the coldest temperatures. Although Mediterranean waters are seasonally homogeneous in terms of temperature below 150 m of water-depth, at millennial scale their temperature may change by more than 5 °C between stadials and interstadials [Cacho et al., 2006].

6.6 Isotopic characterization

The differences observed in the *Globigerinoides ruber* $\delta^{18}\text{O}$ record with respect to the other species are due to the thermal effect. When this component is subtracted from the $\delta^{18}\text{O}$ values, the resulting *Globigerinoides ruber* $\delta^{18}\text{O}_w$ resembles that of the other two species (figure 5). This pattern supports the interpretation that the *Globigerinoides ruber* calcification temperature based on the shell Mg/Ca ratio reflects the evolution of the summer mixed layer along the time studied. We consider that the differences between the absolute $\delta^{18}\text{O}_w$ values obtained from the different species analysed are due to their specific deviations from equilibrium, which is the reason for the very light oxygen isotope values recorded by *Neogloboquadrina pachyderma*. In addition, salinity variations are contrary to those seen for the $\delta^{18}\text{O}_w$ record, and the absolute values are influenced by the mentioned specific deviations from equilibrium.

The $\delta^{18}\text{O}_w$ values and the salinity of Mediterranean waters would have also been affected by changes in sea level and the residence time of water masses in the Mediterranean Sea. Residence time is determined by the rate of water exchange through the Strait of Gibraltar, controlled by global sea level changes. Longer residence times during lowstands would have enhanced both $\delta^{18}\text{O}_w$ and salinity, since when the sea level was at its minimum water exchange through the Strait of Gibraltar was reduced, and consequently Mediterranean waters were subjected to a negative hydrological balance for a longer period of time, thus effecting heavier $\delta^{18}\text{O}_w$ and higher salinity values. By contrast, during highstands the salinity and oxygen isotope values of Mediterranean waters decreased as Atlantic-Mediterranean water exchange increased.

The lightest oxygen isotope values were reached during special events, such as during the deposition of the organic-rich layers defined at around 245 and 195 ka, during the warm substages 7.5 and 7.1 [Comas et al., 1996]. A source of light-oxygen isotope water is needed to explain the low $\delta^{18}\text{O}_w$ values observed within these layers, which seem to be equivalent to the Eastern Mediterranean sapropels S7 and S9 [Capotondi and Vigliotti, 1999]. The input of ice-melting waters to the basin or large river discharges during wetter periods may have been responsible for these negative oxygen isotope anomalies. As expected, this anomaly is more pronounced in *Globigerinoides ruber* (w): the most superficial species. The very low salinities recorded during these events suggest the occurrence of salinity stratification during these organic-rich layers. It is remarkable that in substage 7.5, the thermal stratification recorded by the *Globigerinoides ruber* temperature maximum peak does not coincide with the salinity stratification prevailing during the formation of ORL11 and 12. However, in substage 7.1, thermal stratification does coincide with the salinity minimum. In light of the amplitude of the $\delta^{18}\text{O}_w$ decrease, it seems that the most

pronounced organic-rich layers are ORL11 and 12 (at around 244 ka), whereas the ORL9 was less important.

Centered at around 220 ka, decreases in salinity and $\delta^{18}\text{O}_w$ are also found, but these decreases do not coincide with any previously defined organic-rich layer. Unlike what was observed in the ORLs, this isotope anomaly is accompanied by very low sea surface temperatures and may be considered a Heinrich-like event [Gonzalez-Mora et al. in prep.]. According to previous findings [Cacho et al., 1999; Sierro et al., 2005], these very low sea surface salinities and temperatures, together with light-oxygen isotope waters, seem to be related to the input of iceberg meltwaters from the North Atlantic into the Mediterranean Sea. *Globigerinoides ruber* shows the most pronounced decrease in $\delta^{18}\text{O}_w$ and salinity values, since the most superficial waters would have been more affected by such meltwaters. However, these changes are also seen in *Neogloboquadrina pachyderma* (r.c), which suggests that these isotopic variations reached at least the first 100 m of water-depth. During this event, stratification of the basin probably occurred due to the existence of upper water masses with very low salinity.

The fourth prominent $\delta^{18}\text{O}_w$ minimum appears at around 175 ka, coinciding with the time of the Northern Hemisphere summer insolation maximum. This event is also characterized by low sea surface temperature, salinity, and oxygen isotope waters, spanning between 175 and 165 ka, and it is not recorded in cores from the Atlantic Ocean. However, these significant light-oxygen isotope values have been observed in other parts of the Mediterranean region, suggesting an internal source [Sierro et al., submitted]. Furthermore, this period is related to the formation of sapropel 6 in the Eastern Mediterranean, in which rainfall was very high [Ayalon et al., 2002; Bard et al., 2002].

The $\delta^{13}\text{C}$ values recorded by the three species follow a very similar pattern (figure 5). The absolute differences are mainly due to their vital effects and the isotopic disequilibria. The common pattern suggests that the entire Mediterranean basin had quasi-homogeneous $\delta^{13}\text{C}$ values for all times studied. The general increasing carbon isotope trend from the beginning of the warm substages to the end of the cold ones suggests a lower nutrient availability/utilization ratio during the colder substages, probably due to a decrease in surface-water productivity. In addition, the heavier carbon isotope values found during the colder substages may reflect an upwelling of intermediate waters, which are less depleted in $\delta^{13}\text{C}$. Intense mixing in the areas of deep water formation, especially in the Levantine basin, where most of the intermediate water is formed, can result in heavier carbon isotope values throughout the basin. The carbon isotope record of *Neogloboquadrina pachyderma*

(r.c) and *Globigerinoides ruber* (w) may reflect the basin-wide $\delta^{13}\text{C}$ trends. However, the *Globigerina bulloides* record shows high frequency variations over time, which can be explained in terms of the ecology of the species. *Globigerina bulloides* usually develops under bloom conditions, but each bloom leaves its own carbon isotope imprint, depending on the nutrient availability/utilization ratio. For example, during a winter bloom there is less nutrient utilization due to lower light availability; however, during a summer bloom, more nutrients are utilized since there is greater light availability. During Stage 6, productivity seems to be lower than in stage 7, as is seen in the *Globigerina bulloides* record.

Regarding the formation of organic-rich layers, there is no evidence in the carbon isotope data of changes in the nutrient availability/utilization ratio, implying the absence of significant variations in surface productivity during those periods. However, during the possible Heinrich-like event at 220 ka, surface productivity seems to have been lower since the $\delta^{13}\text{C}$ values are very low.

6.7 Sr/Ca

It has been suggested that dissolution lowers the shell Sr/Ca ratio in some planktonic foraminifer species [Brown and Elderfield, 1996]. Comparison of the fragmentation index and the shell Sr/Ca ratio of the three species shows that dissolution was not the main factor controlling the major downcore Sr variations in shells. However, some of the high-frequency changes were caused by differential dissolution.

Several experiments with living foraminifers have shown that environmental parameters affect shell Sr incorporation [Bender et al., 1975; Carpenter and Lohmann, 1992]. In some species, the shell Sr/Ca ratio increases with increasing temperature, increasing salinity, and pH, probably reflecting an effect of the calcification rate on Sr incorporation. If temperature were the primary factor controlling downcore shell Sr/Ca variations, the foraminifer shell Sr/Ca ratio should be lower during colder intervals. However, in this work the three species studied show higher Sr/Ca ratios during the cold substages (figure 6). Experiments conducted with living planktonic foraminifers indicate that increases in pH and salinity lead to higher shell Sr/Ca ratios, with about 0.6–1.1% per 0.1 pH unit and a 0.6% Sr/Ca increase per 1 unit increase in salinity [Lea et al., 1999]. Since during glacial stages pH was slightly higher [Sanyal et al., 1995], it is likely that the water pH also increased during the cold substages (approximately +0.1 pH units). Therefore, this parameter could affect Sr/Ca low-frequency variations although it could only account for variations of less than 1%. Nevertheless, our Sr/Ca record shows variations of up to 8% in *Neogloboquadrina pachyderma*

(r.c.); 7% in *Globigerina bulloides*, and 6% in *Globigerinoides ruber* (w). This means that other factors must have been involved in the low-frequency shell Sr/Ca oscillations documented by the three species.

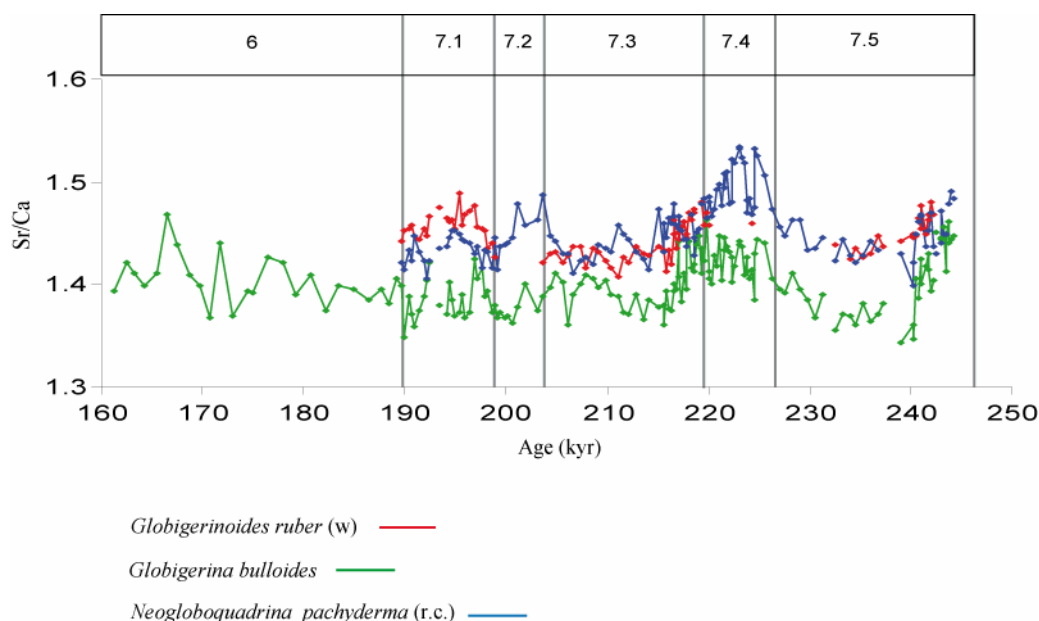


Figure 6. Evolution of the Sr/Ca ratio in shells from *G. ruber* (white) (red), *G. bulloides* (green) and *N. pachyderma* (right coiling) (blue) between 250 and 160 kyr.

Thus, variations in the Sr/Ca ratios of the three species could be explained in terms of seawater Sr/Ca changes as previously suggested by Martin et al. [1999] and Elderfield et al. [2000]. These global glacial-interglacial fluctuations have been linked to the weathering of Sr from aragonitic shelf sediments during low sea level stands [Stoll and Schrag, 1998], although such models suggest a glacial Sr/Ca increase of 1-3%, which is lower than the variations obtained here. Moreover, the Sr/Ca changes (both the increases and the decreases) in the foraminifer shells were rapid during stage 7, which is unexpected considering the long residence times of Sr and Ca in the oceans. Shelf Sr weathering cannot account for such rapid increases in seawater Sr/Ca ratios. Martin et al. [1999] also recorded rapid and important shell Sr/Ca fluctuations in different species of foraminifers (up to 5%) from the Atlantic and the Pacific oceans over the last 300 ka and suggested increases in both shelf carbonate deposition and the deglacial river flux as the mechanisms that resulted in significant rapid changes in the cycling of both Sr and Ca. This may also explain our results.

Another previous Sr/Ca ratio study based on different planktonic species made by Elderfield et al. [2000] reported very different patterns for the same three species. The authors suggested that factors other than Sr/Ca seawater changes may have been involved. By contrast, in our study the general trend of the three species is very similar and contrary to the oxygen isotope record, suggesting a

common origin for the Sr/Ca ratios in the shells of the three species. However, there is one significant difference between the three records. The *Neogloboquadrina pachyderma* (r.c) and *Globigerinoides ruber* (w) records have the same absolute values, whereas the *Globigerina bulloides* values are slightly lower and maintain a constant offset with respect to the others over time. The reason for this could be physiological mechanisms, since no evidence of variable preservation of species has been observed in this core.

7. Conclusions

The present record confirms the usefulness of Mg/Ca paleothermometry applied to planktonic species in order to characterize different water masses.

The planktonic foraminifer species *Neogloboquadrina pachyderma* (r.c), *Globigerinoides ruber* (w) and *Globigerina bulloides* have maintained their modern habitat in the Alboran Sea during the last 250 ka.

Geochemical features suggest that there was enhanced seasonality, with a significant thermal stratification of the water column in the Alboran Sea at the beginning of the warm substages, together with low surface productivity. This gradually changed to weaker seasonality and thermal stratification and greater surface productivity during the cold substages.

Long-term oxygen isotope and salinity variations are controlled by global ice-volume changes and their consequent variations in the residence time of Mediterranean water. When sea level was low, the residence time was presumably longer and hence this invoked an increase in the $\delta^{18}\text{O}_w$ and salinity.

The organic-rich layers formed during the interval studied are characterized by stratification of the basin due to the very low salinity of the upper water masses. Surface productivity did not undergo significant changes during these periods.

During the possible Heinrich-like event recorded at 220 ka, another episode of water stratification seems to have occurred, since the upper water masses show very low salinities. The carbon isotope record suggests a decrease in surface productivity during this event.

Very light oxygen isotope values are found between 160 and 170 ka, not seen in the Atlantic Ocean, thus suggesting an internal Mediterranean origin for this event. It is conceivable that this episode may have been related to the increase in monsoonal rainfall over the Mediterranean region, which would have caused the formation of sapropel 6 in the Eastern Mediterranean.

The Sr/Ca ratios measured in shells from different planktonic foraminifer species from the Alboran Sea suggest that its variations are mainly related to Sr/Ca glacial/interglacial changes in the ocean.

Variations in oceanic pH, temperature or salinity cannot induce the observed fluctuations. Furthermore, the similar trends observed in the three species suggest a common origin for the Sr/Ca ratios in their shells.

8. Acknowledgments

This work has been supported by the Spanish projects GRACCIE (CONSOLIDER-INGENIO CSD 2007-00067), CGL 2005-00642/BTE and CGL2006-10593, from the Spanish Ministry of Science and Technology; and SA008C05, from the Junta de Castilla y León. Beatriz González Mora has been awarded an FPU grant by the Spanish Ministry of Education and Science (AP2003-3094). The authors want to thank the Ocean Drilling Program for providing the samples. Stable isotope measurements were carried out in IFM-Geomar (Kiel, Germany) under the supervision of L. Haxhijaj.

Reference list

- Anand, P., H. Elderfield, and M.H. Conte, (2003). Calibration of Mg/Ca thermometry in planktonic foraminifera from a sediment trap time series, *Paleoceanography* 18(2), 10.1029/2002PA00846.
- Ayalon, A., M. Bar-Matthews, and A. Kaufman, (2002). Climatic conditions during marine oxygen isotope stage 6 in the eastern Mediterranean region from the isotopic composition of speleothems of Soreq Cave, Israel, *Geology*, 30(4), 303-306.
- Barcena, M. A., J. A. Flores, F. J. Sierro, M. Perez-Folgado, J. Fabrés, A. Calafat, and M. Canals, (2004). Planktonic response to main oceanographic changes in the Alboran Sea (Western Mediterranean) as documented in sediment traps and surface sediments. *Mar. Micropal.*, 53, 423-445.
- Bard, E., G. Delaygue, F. Rostek, F. Antonioli, S. Silenzi, and D. P. Schrag, (2002). Hydrological conditions over the western Mediterranean basin during the deposition of the cold Sapropel 6 (ca. 175 kyr BP), *Earth Planet. Sci. Lett.*, 202 (2), 481-494.
- Barker, S., M. Greaves, and H. Elderfield, (2003). A study of cleaning procedures used for foraminiferal Mg/Ca palaeothermometry, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4(9), 8407, DOI:10.1029/2003GC000559.
- Barker, S., I. Cacho, H. Benway, and K. Tachikawa, (2005). Planktonic foraminiferal Mg/Ca as a proxy for past oceanic temperatures: a methodological overview and data compilation for the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.*, 24, 821–834.
- Bé, A.W.H., (1977). An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. In: Ramsay, A.T.S. (ed.). *Oceanic Micropaleontology* Vol. I, Wales, Academic Press.
- Bender, M. L., R. B. Lorenz, and D. F. Williams, (1975). Sodium, magnesium, and strontium in the tests of planktonic foraminifera, *Micropal.*, 21, 448–459.

Béthoux, J. P., (1979). Budgets of the Mediterranean Sea. Their dependence on the local climate and on the characteristics of the atlantic waters, *Oceanol. Acta*, 2(2), 157-163.

Brown, S. J., and H. Elderfield, (1996). Variations in Mg/Ca and Sr/Ca ratios of planktonic foraminifera caused by postdepositional dissolution: Evidence of shallow Mg-dependent dissolution, *Paleoceanography*, 11, 543–551.

Cacho, I., J. Grimalt, C. Pelejero, M. Canals, F.J. Sierro, J.A. Flores, and N. Shackleton, (1999). Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography*, 14(6), 698-705.

Cacho, I., N.J. Shackleton, H. Elderfield, F.J. Sierro, and J.O. Grimalt, (2006). Glacial rapid variability in deep-water temperature and $\delta^{18}\text{O}$ from the Western Mediterranean Sea. *Quat. Sci. Rev.*, 25 (23-24), 3294-3311.

Capotondi, L., and L. Vigliotti, (1999). Magnetic and microfaunal characterization of late quaternary sediments from the Mediterranean: inferences about sapropel formation and palaeoceanographic implications. *Proc. Ocean Drill. Prog. Sci. Res.* 161: 505–517.

Carpenter, S. J., and K. C. Lohmann, (1992). Sr/Mg ratios of modern marine calcite: Empirical indicators of ocean chemistry and precipitation rate, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 1837– 1849.

Chave, K.E., (1954). Aspects of the biogeochemistry of magnesium 1. Calcareous marine organisms. *Journal of Geology*, 62, 266–283.

Comas, M.C., R. Zahn, A. Klaus, et al., (1996). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 161: College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Coplen, T.B., (1996). New guidelines for the reporting of stable hydrogen, carbon, and oxygen isotope ratio data, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 3359-3360.

Desprat, S., M.F. Sanchez Goni, J.L. Turon, J. Duprat, B. Malaize, and J.P. Peypouquet, (2006). Climatic variability of Marine Isotope Stage 7: direct land–sea–ice correlation from a multiproxy analysis of a north-western Iberian margin deep-sea core. *Quat. Sci. Rev.*, 25, 1010-1026.

De Villiers, S., M. Graves, and H. Elderfield, (2002). An intensity ratio calibration method for the accurate determination of Mg/Ca and Sr/Ca of marine carbonates by ICP-AES, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 3, DOI:10.1029/2001GC000169

Elderfield, H., and G. Ganssen, (2000). Past temperature and $\delta^{18}\text{O}$ of surface ocean waters inferred from foraminiferal Mg/Ca ratios, *Nature*, 405, 442-445.

Elderfield, H., M. Cooper, and G. Ganssen (2000). Sr/Ca in multiple species of planktonic foraminifera: Implications for reconstructions of seawater Sr/Ca. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 1(11), DOI:10.1029/1999GC000031.

Frigola, J., A. Moreno, I. Cacho, M. Canals, F. J. Sierro, J. A. Flores, J. O. Grimalt, D. A. Hodell, and Curtis, J.H., (2007). Holocene climate variability in the western Mediterranean region from a deepwater sediment record. *Paleoceanography*, 22 PA2209. DOI:10.1029/2006PA001307.

- García-Gorrioz, E., and M. Carr, (2001). Physical control of phytoplankton distributions in the Alboran Sea: A numerical and satellite approach. *J. Geophys. Res.*, 106(C8), 16795-16805.
- Heburn, G. W., and P.E La Violette, (1990). Variations in the structure of the anticyclonic gyres found in the Alboran Sea. *J. Geophys. Res.*, 95, 1599-1613.
- Hemleben, C.H., M. Spindler, and O.R. Anderson, (1989). *Modern Planktonic Foraminifera*. New York, Springer-Verlag New York Inc.
- Hernández-Almeida, I., M.A. Bárcena, F.J. Sierro, J.A. Flores, and A. Calafat, (2005). Influence of 1997-98 El Niño event on the planktonic communities from The Alboran Sea (Western Mediterranean). *Geogaceta*, 38: 183-186.
- Lea, D. W., T. A. Mashiotta, and H. J. Spero, (1999). Controls on magnesium and strontium uptake in planktonic foraminifera determined by live culturing, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63, 2369–2379.
- Martin, P. A., D. W. Lea, T. A. Mashiotta, T. Papenfuss, and M. Sarnthein, (1999). Variation of foraminiferal Sr/Ca over Quaternary glacial-interglacial cycles: Evidence for changes in mean ocean Sr/Ca?, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 1, 1999GC000006.
- Martin, P.A., D.W. Lea, Y. Rosenthal, N.J. Shackleton, M. Sarnthein, and T. Papenfuss, (2002). Quaternary deep sea temperature histories derived from benthic foraminiferal Mg/Ca. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 198, 193–209.
- Martinson D. G., N. G. Pisias, J. D. Hays, J. Imbrie, T. C. Moore, and N. J. Shackleton, (1987). Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300.000-year chronostratigraphy, *Quat. Res.*, 27, 1-29.
- Martrat B., J. O. Grimalt, C. Lopez-Martinez, I. Cacho, F. J. Sierro, J. A. Flores, R. Zahn, M. Canals, J. H. Curtis, and D.A. Hodell, (2004). Abrupt temperature changes in the Western Mediterranean over the past 250,000 years, *Science*, 306, 1762-1765.
- Martrat, B., J.O. Grimalt, N.J. Shackleton, L. De Abreu, M.A. Hutterli, and T.F. Stocker, (2007). Four Climate Cycles of Recurring Deep and Surface Water Destabilizations on the Iberian Margin. *Science*, 317: 502-507.
- Mashiotta, T.A., D.W. Lea, and H.J. Spero, (1999). Glacial-interglacial changes in Subantarctic sea surface temperature and d18O-water using foraminiferal Mg. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 170, 417–432.
- Millot, C., (1999). Circulation in the Western Mediterranean Sea. *J. Mar. Syst.*, 20, 423-442.
- Moreno, A., I. Cacho, M. Canals, J.O. Grimalt, M.F. Sanchez-Goni, N.J. Shackleton, and F.J. Sierro, (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). *Quat. Sci. Rev.*, 24 (14), 1623-1636.

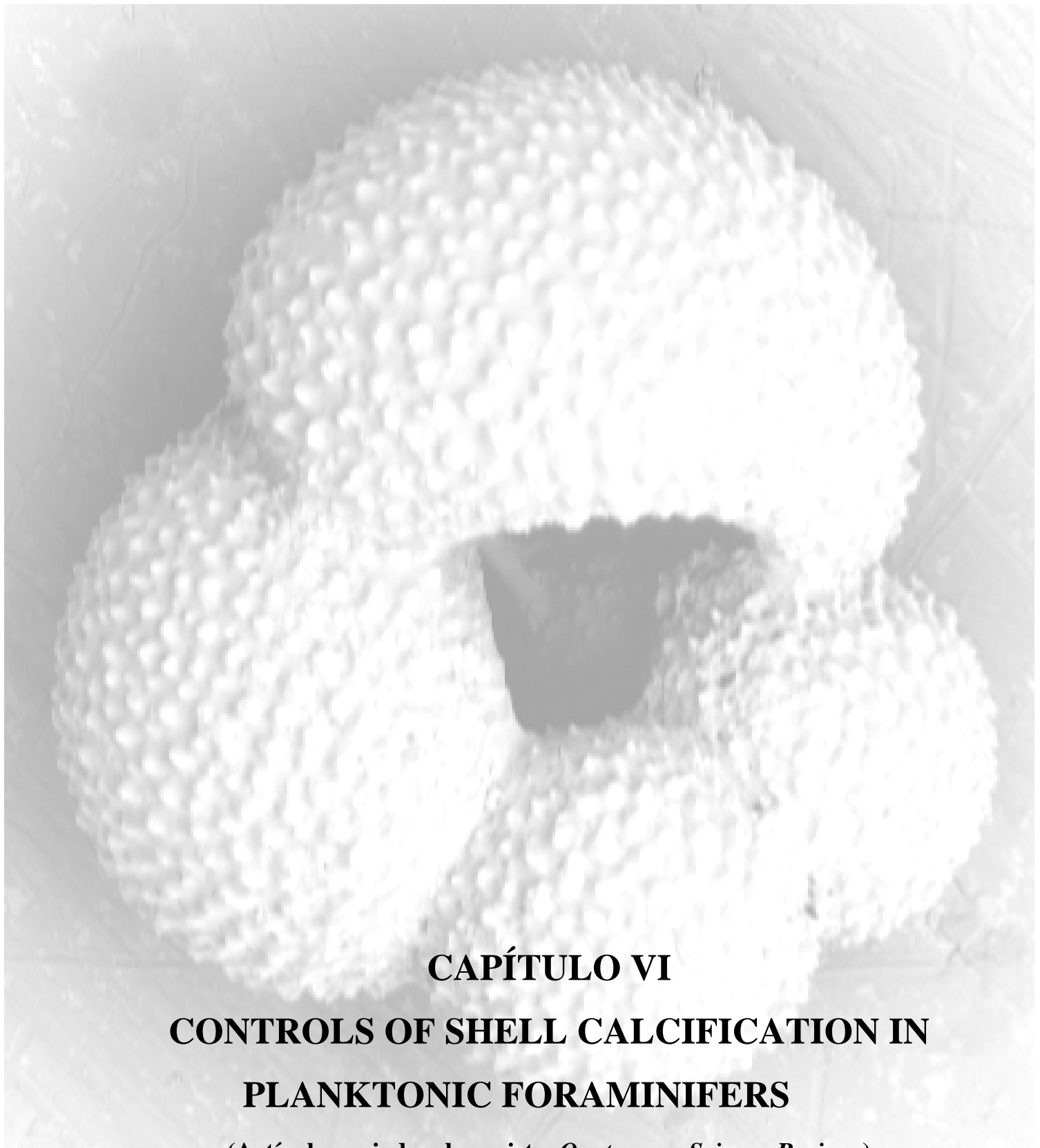
- Nürnberg, D., J. Bijma, and C. Hemleben, (1996). Assessing the reliability of magnesium in foraminiferal calcite as a proxy for water mass temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 803–814.
- Pierre, C., (1999). The oxygen and carbon isotope distribution in the Mediterranean water masses, *Mar. Geol.*, 153, 41-55.
- Pujol, C., and C. Vergnaud-Grazzini, (1995). Distribution patterns of live planktic foraminifers as related to regional hydrography and productive systems of the Mediterranean sea. *Mar. Micropal.*, 25, 187-217.
- Rohling, E.J., (1999). Environmental control on Mediterranean salinity and $\delta^{18}\text{O}$, *Paleoceanography*, 14 (6), 706-715.
- Rohling, E.J., A. Hayes, D. Kroon, S. De Rijk, and W.J. Zachariasse, (1998). Abrupt cold spells in the NW Mediterranean. *Paleoceanography*, 13: 316-322.
- Rohling, E. J., M. Sprovieri, T. Cane, J.S.L. Casford, S. Cooke, I. Bouloubassi, K.C. Emeis, R. Schiebel, R., M. Rogerson, and A. Hayes, (2004). Reconstructing past planktic foraminiferal habitats using stable isotope data: a case history for Mediterranean sapropel S5. *Mar. Micropal.*, 50, 89-123.
- Rohling, E. J.(2007). Progress in paleosalinity: Overview and presentation of a new approach. *Paleoceanography*, 22(3), PA3215, DOI:10.1029/2007PA001437.
- Roucoux, K.H., P.C. Tzedakis, L. De Abreu, and N.J. Shackleton, (2006). Climate and vegetation changes 180,000 to 345,000 years ago recorded in a deep-sea core off Portugal. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 249, 307-325.
- Sanyal, A., N. G. Hemming, G. N. Hanson, and W. S. Broecker, (1995). Evidence for a higher pH in the glacial ocean from boron isotopes in foraminifera, *Nature*, 373, 234–236.
- Shackleton, N. J., (1974). Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera *Uvigerina*: isotopic changes in the ocean during the Last Glacial, *Colloque Centre National de la Recherche Scientifique*, 219: 203-210.
- Shackleton, N. J., (2000). The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity, *Science*, 289, 1897 – 1902.
- Sierro, F. J., D.A. Hodell, J.H. Curtis, J.A. Flores, I. Reguera, E. Colmenero-Hidalgo, M.A. Bárcena, J.O. Grimalt, I. Cacho, and M. Canals, (2005). Impact of iceberg melting on Mediterranean thermohaline circulation during Heinrich events. *Paleoceanography*, 20, PA2019, DOI:10.1029/2004PA001051.
- Skinner, L. C., and H. Elderfield, (2005). Constraining ecological and biological bias in planktonic foraminiferal Mg/Ca and $\delta^{18}\text{O}_{\text{occ}}$: A multispecies approach to proxy calibration testing. *Paleoceanography*, 20, PA1015, DOI:10.1029/2004PA001058.

Spero, H.J., K.M. Mielke, E.M. Kalve, D.W. Lea, and D.K. Pak, (2003). Multispecies approach to reconstructing eastern equatorial Pacific thermocline hydrography during the past 360 kyr. *Paleoceanography*, 18 art. no.-1022.

Stoll, H. M., and D. P. Schrag, (1998). Effects of Quaternary sea level cycles on strontium in seawater, *Geochim.Cosmochim. Acta*, 62, 1107–1118.

Von Langen, P., D.K. Pak, H.J. Spero, and D.W. Lea, (2005). Effects of temperature on Mg/Ca in neogloboquadrinid shells determined by living culture, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6(10), Q10P03.

Wüst, G., (1961). On the vertical circulation of the Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res.*, 66, 3261-3271.



CAPÍTULO VI

CONTROLS OF SHELL CALCIFICATION IN PLANKTONIC FORAMINIFERS

(Artículo enviado a la revista *Quaternary Science Reviews*)

Controls of shell calcification in planktonic foraminifers

B. Gonzalez-Mora ^(a), **F.J. Sierro** ^(a) and **J.A. Flores** ^(a)

^(a) Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, Plaza de la Merced, s/n. 37008 Salamanca. Spain. Tel.: +34 923 29 44 97. Fax: +34 923 29 45 14.

Corresponding author: Tel.: +34 923 29 44 97. Fax: +34 923 29 45 14.

E-mail address: mora@usal.es (B. Gonzalez-Mora).

Abstract

In order to better constrain the factors controlling the calcification rate in planktonic foraminifera, and to assess shell weight reliability as an atmospheric CO₂ proxy, changes in shell weight in *Globigerina bulloides*, *Neogloboquadrina pachyderma* (right coiling) and *Globigerinoides ruber* (white) have been studied in core samples from the Alboran Sea (Western Mediterranean) between 250-160 kyr (Marine Isotopic Stages 6 and 7). These results suggest that *Globigerina bulloides* and *Globigerinoides ruber* (white) calcification rate is mainly controlled by atmospheric CO₂ and water temperature, whereas *Neogloboquadrina pachyderma* (right coiling) shell weight is directly related to optimum growth conditions, since heavier shell weights coincide with more relative abundance of this species due to optimum temperature conditions. Therefore, foraminifer shell weight should be used carefully as an atmospheric CO₂ proxy.

Keywords

Shell weight, planktonic foraminifera, Alboran Sea, marine isotopic stage 7.

1. Introduction

Over the past decade, several studies have focused on quantification of the relationship between the calcification of marine calcium carbonate producers and water carbonate saturation (e.g. Barker and Elderfield, 2002; Riebesell et al., 2000) with a view to evaluating the possible negative effect of today's increasing atmospheric CO₂ levels on these organisms. Carbonate-bearing organisms play a very important role in the global carbon cycle since they transfer and deposit huge amounts of CaCO₃ on the sea floor (Broecker and Clark, 2001; Archer and Maier-Reimer, 1994; Milliman, 1993). Barker and Elderfield (2002) have recently suggested that water carbonate saturation is the main factor controlling the calcification rate in planktonic foraminifera (based on samples from a latitudinal transect in the North Atlantic), supported previously by culture studies (Spero et al., 1997). All of these authors proposed shell weight as a carbonate saturation and atmospheric CO₂ proxy. However, other studies have recently demonstrated that controls on shell weight are not so simple, and that water carbonate saturation is not the only factor controlling the calcification rate in planktonic foraminifera (De Villiers, 2003; 2004). This latter author suggested that environmental factors and optimum growth conditions are very important for higher calcification rates and no relationship between water [CO₃²⁻] and calcification rate was detected in that work. Since conflicting results have emerged from different studies addressing the reliability of shell weight as an atmospheric CO₂ proxy, our aim here is to gain a better understanding of the control of calcification rate in different foraminifer species. We report that the main control factor is water temperature in the case of *Globigerina bulloides*, *Neogloboquadrina pachyderma* (right coiling) and *Globigerinoides ruber* (white).

2. Regional setting

The Mediterranean Sea is a semi-enclosed marginal basin with a negative water balance, which results in an anti-estuarine circulation and hence oligotrophic conditions (Bethoux, 1979). The Alboran Sea is the westernmost basin in the Mediterranean Sea and is connected to the Atlantic through the Strait of Gibraltar. The Atlantic Water flows into the Alboran Sea at the surface (down to 220 m), whereas the Mediterranean Outflow Water (MOW) enters the Atlantic at depth (Millot, 1999). In the Alboran basin, the Atlantic Water flows eastwards and is gradually modified due to vertical water mixing and heat interchange with the atmosphere. It is therefore known as the Modified Atlantic Water (MAW). It is characterized by low temperature and salinity. Below it, there are two more water masses (Pierre, 1999): intermediate waters (between 600-1000 m) and the Western Mediterranean Deep Water (WMDW, below 1000 m). Intermediate water is comprised of the Levantine Intermediate Water (LIW), slightly modified on its way westwards, and the

Tyrrhenian Dense Water (TDW; Millot, 1999). Both are the main components of the MOW. The WMDW is formed in the Gulf of Lions and accounts for 10 % of the Mediterranean Outflow.

The present-day climate in the Mediterranean area is strongly controlled by the position of the Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ), its seasonal migration, and its influence upon pressure systems (Cramp and O'Sullivan, 1999). A stable high-pressure system dominates the region during summer months, causing excess evaporation in the basin. However, during winter the arrival of pressure depressions brings cooler and wetter weather.

3. Materials and methods

Cores from ODP site 977 were recovered from the eastern basin of the Alboran Sea (36° 01.907'N, 1° 57.319'W; 1984 m water depth) during Leg 161 of the Ocean Drilling Program in 1996 (Comas et al., 1996). The core sediment consists of a bioturbated hemipelagic facies, nannofossil-rich and calcareous silty clay and clay.

Systematic samplings were made in order to study the evolution of planktonic foraminifer shell weight. The average sampling resolution was 5 cm between 32 and 40 m depth and 10-20 cm between 29 and 32 m depth. From each sample, approximately 30 individuals of *Globigerina bulloides*, *Neogloboquadrina pachyderma* (right coiling) and *Globigerinoides ruber* (white) were picked from prewashed sediment sieved to 250-300 µm. Weight measurements were made using a microbalance (0.1 µg) and the error associated with natural variations was about ±0.5 µg. Therefore, the values used in this work are the average weight of 30-50 individuals in each case.

For estimating the relative abundance of the species only the >150-µm fraction was studied, splitting the total residue to obtain an aliquot of 400 planktonic foraminifer specimens, which were identified and counted. *Globigerina bulloides* and *Neogloboquadrina pachyderma* (right coiling) are subpolar species whereas *Globigerinoides ruber* (white) is a subtropical-tropical species (Pujol and Vergnaud-Grazzini, 1995).

The fragmentation index was calculated as the “number of foraminifer shell fragments/number of foraminifer shell fragments+ number of complete foraminifer shells”.

Calcification temperatures are based on Mg/Ca paleothermometry in each species. Approximately 20 individuals of each species from the 250-300 µm fraction were picked to measure the Mg/Ca ratio on an ICP-AES (Varian Vista AX CCD simultaneous) in the University of Cambridge as described by De Villiers et al. (2002); the cleaning protocol was the established by Barker et al. (2003). The calibration equations use for the different species were the established by Von Langen et al. (2005) for *Neogloboquadrina pachyderma* (r.c.); for *Globigerina bulloides*, the

specific equation by Elderfield and Ganssen (2000), and the Anand et al. (2003) equation (constant A assumed, 250-350 μm), for *Globigerinoides ruber* (white).

The age model used was that established by Martrat et al. (2005), based on a correlation between the SPECMAP stacked curve (Martinson et al., 1987) and the *Globigerina bulloides* $\delta^{18}\text{O}$ curve from this site (ODP site 977). According to this age model, the interval studied here spans between 250-160 kyr.

Blackman-Tukey spectral analyses were carried out using the AnalySeries 1.2 software (Paillard et al., 1996).

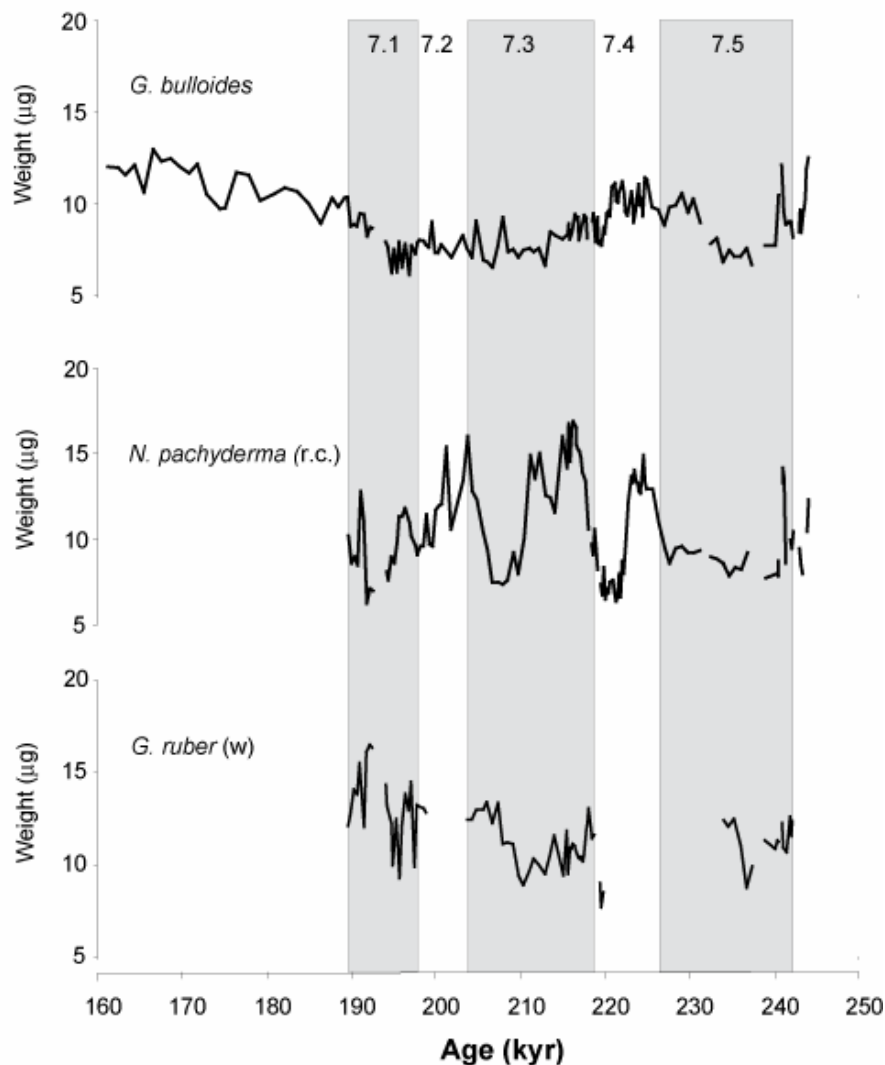


Figure 1. *Globigerina bulloides*, *Neogloboquadrina pachyderma* (right coiling) and *Globigerinoides ruber* (white) shell weight (μg) variations between 250 and 160 kyr. The evolution of both curves is totally different. The shell weight trend in *Globigerina bulloides* is very similar to stadial/interstadial variations, whereas in *Neogloboquadrina pachyderma* (r.c.) and *Globigerinoides ruber* (w) shell weights are not governed by these astronomical variations.

4. Results

Shell weights in *Neogloboquadrina pachyderma* and *Globigerinoides ruber* vary between 6 and 17 μg , whereas in *Globigerina bulloides* they range between 6 and 13 μg (figure 1). *Globigerinoides ruber* and *Globigerina bulloides* weights show similar patterns although their ecological requirements are very different (Hemleben et al., 1989); however, *Neogloboquadrina pachyderma* weight presents a very different pattern. In addition, there is no relationship to dissolution, based on the fragmentation index (figure 2).

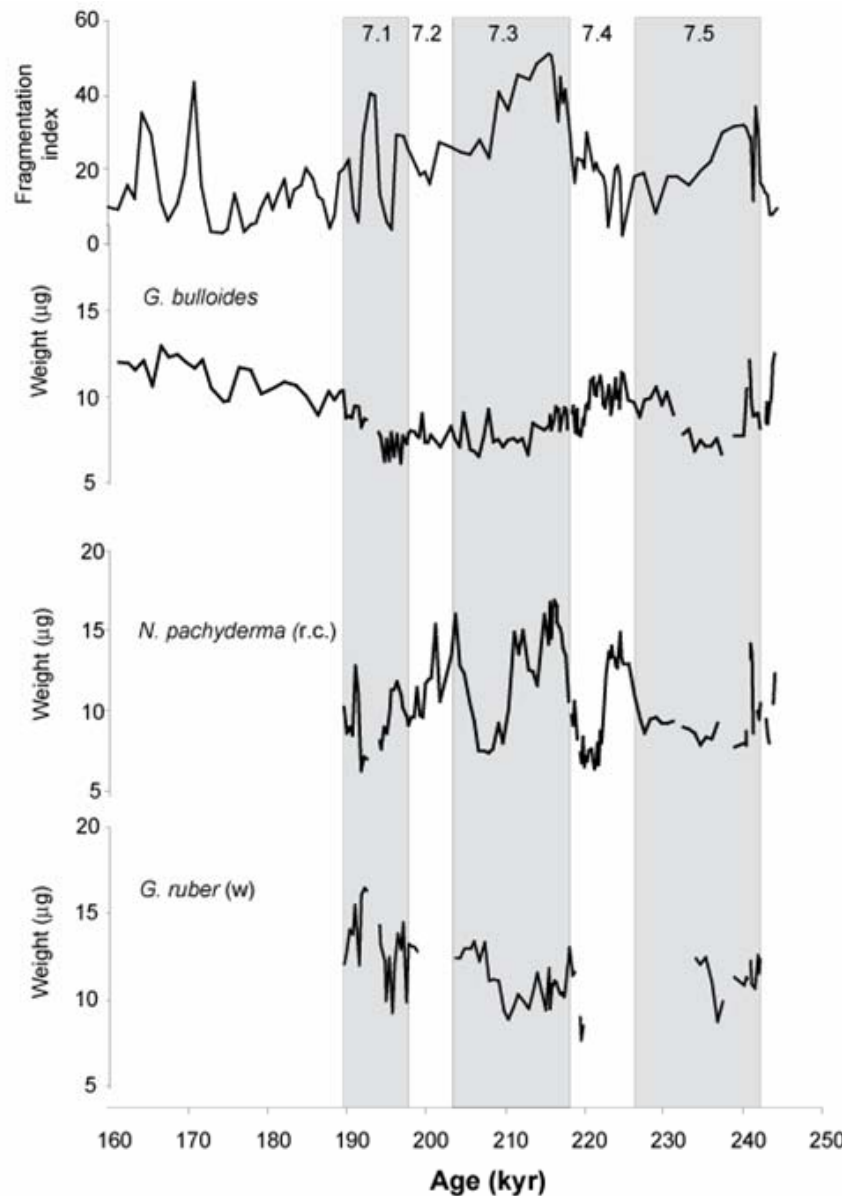


Figure 2. *Globigerina bulloides*, *Neogloboquadrina pachyderma* (r.c.) and *Globigerinoides ruber* (w) shell weights compared with the fragmentation index. There is no correlation between either parameter, since high weight values coincide with periods of high fragmentation index in the three species. Therefore, these shells were not affected by dissolution after deposition. Dissolution may have existed, but it did not affect shell weight significantly.

Globigerina bulloides shell weights show a close relationship with marine isotopic substages in stage 7 (figure 3). In general, during warm periods, isotopic substages 7.5, 7.3 and 7.1, shell weights are lighter than during cold periods, except in substage 7.2, in which shell weights are quite light. Also, during cold stage 6 the weights are very heavy. The main variations in shell weight are gradual and respond to astronomical cycles, although during the termination and the beginning of substage 7.5 several abrupt changes of up to 4 μg in 2 kyr are seen.

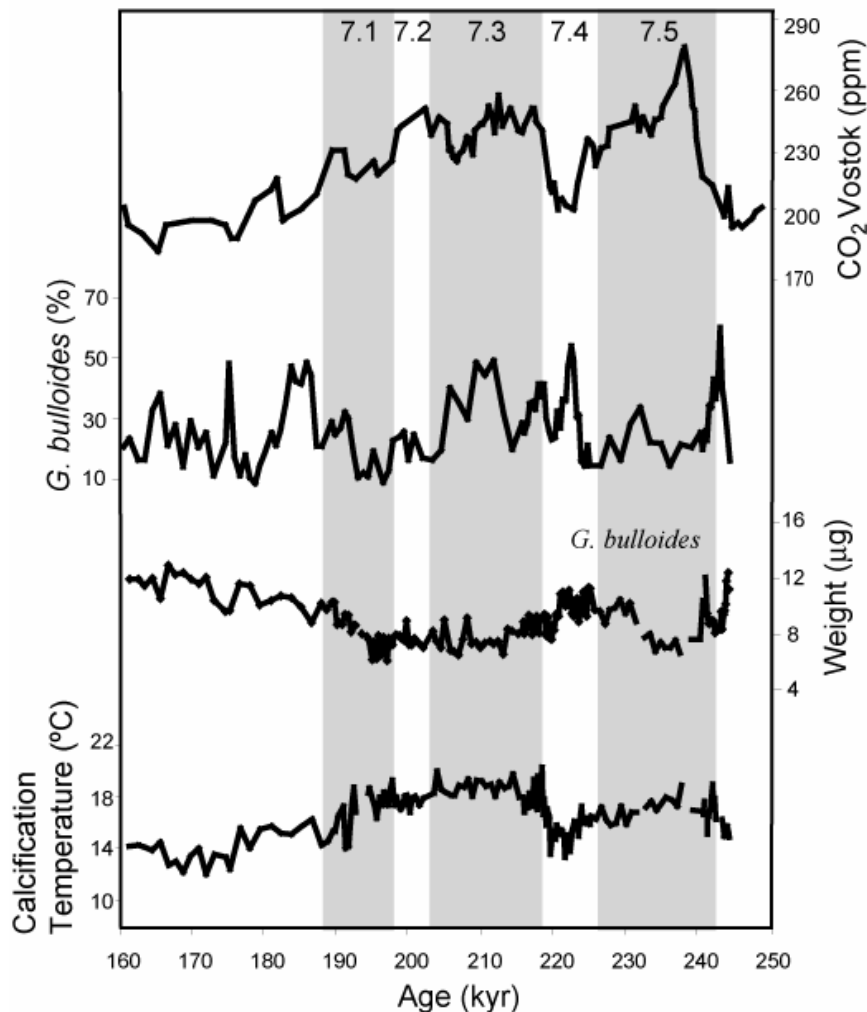


Figure 3. *Globigerina bulloides* shell weight (μg) is compared with the species calcification temperature ($^{\circ}\text{C}$) based on Mg/Ca paleothermometry. Both curves are represented together with Vostok atmospheric CO_2 (Petit et al., 1999) and a very close relationship between the three curves can be observed. The direct relationship between atmospheric CO_2 and shell weight implies that the calcification rate in this species is strongly controlled by PCO_2 . The *Globigerina bulloides* relative abundance (%) is also represented for a comparison with the other parameters.

The shell weights of *Neogloboquadrina pachyderma* present more variability than those of *Globigerina bulloides*. In this species, variations in shell weights are not related to cold or warm substages (figure 4). They show more abrupt and frequent changes at millennial time scale. The lightest values occur around the middle of the relatively warm substage 7.1 (192 kyr) and in the

second half of the relatively cold substage 7.4 (around 220 kyr), whereas the heaviest are observed at the beginning and end of substage 7.3 (217 and 204 kyr) and in the first half of 7.4 (around 225 kyr).

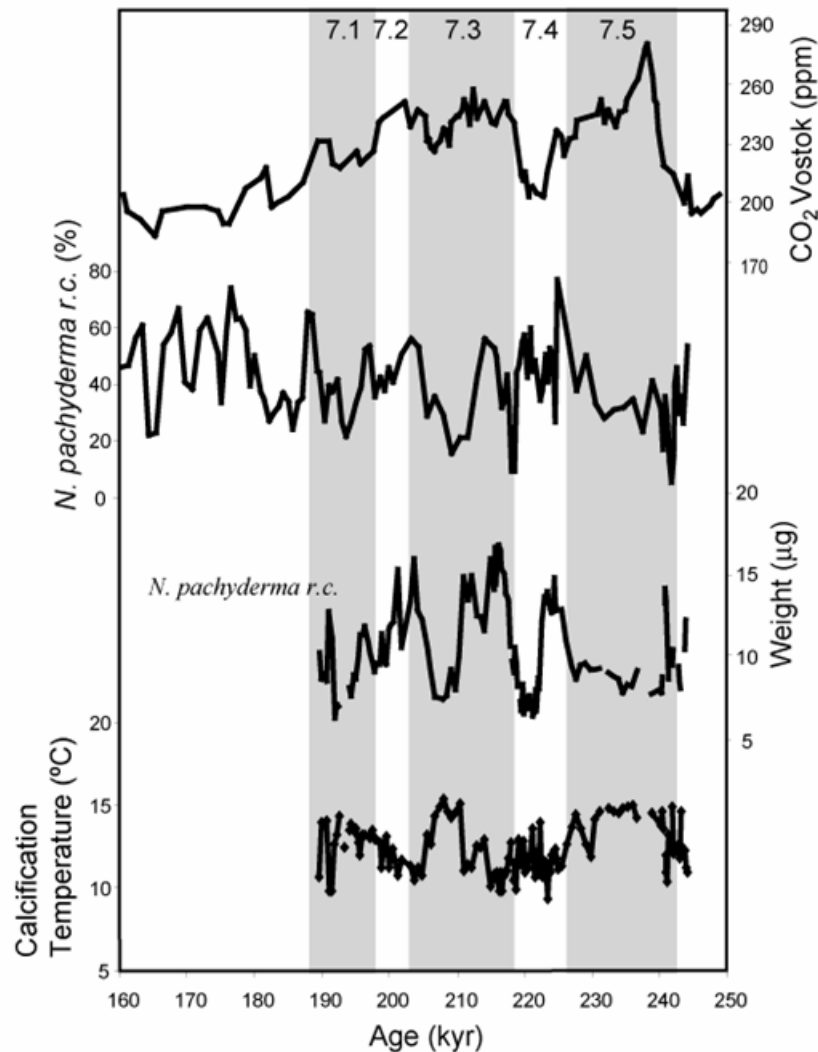


Figure 4. *Neogloboquadrina pachyderma* (r.c.) shell weight (μg) is compared with the species calcification temperature ($^{\circ}\text{C}$) based on Mg/Ca paleothermometry. The *Neogloboquadrina pachyderma* (r.c.) relative abundance (%) and the Vostok atmospheric CO_2 (Petit et al., 1999) are also represented to make a comparison with the other parameters. It seems that calcification temperature controls the *Neogloboquadrina pachyderma* shell weight and relative abundance; that is, the lower the temperature, the higher the weight, and the greater the abundance (better growth conditions). Vostok atmospheric CO_2 (Petit et al., 1999) is also represented for comparison, although no relationship is observed with this species' shell weight.

The *Globigerinoides ruber* shell weights also present a millennial variability within the warm substages, showing the lightest values at the middle of the substages (figure 5). There is no record of this tropical species within the cold substages since the amount of specimens during these periods was not enough for Mg/Ca analyses.

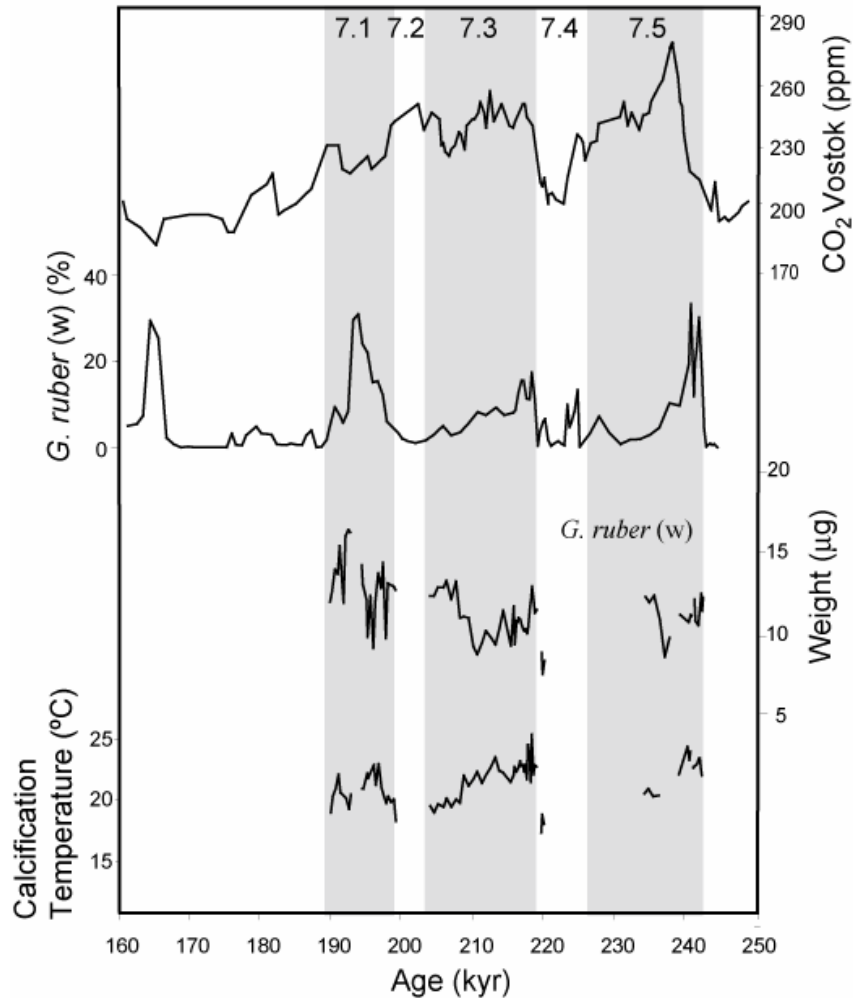


Figure 5. *Globigerinoides ruber* (w) shell weight (μg) as compared with the species calcification temperature ($^{\circ}\text{C}$) based on Mg/Ca paleothermometry. The relative abundance (%) of *Globigerinoides ruber* (w) and the Vostok atmospheric CO_2 (Petit et al., 1999) are also represented for comparison with the other parameters.

5. Discussion

The low correlation between shell weights and planktonic foraminifer fragmentation indicates that dissolution may have occurred but it was not the major factor controlling shell weight in the three species studied here (figure 2). Minor dissolution, not identified by the fragmentation index, could decrease both Mg/Ca ratio and shell weight (Brown and Elderfield, 1996). In that case, this should have affected *Globigerina bulloides*, *Neogloboquadrina pachyderma* and *Globigerinoides ruber* in a similar manner; however, the fact that each species records behave very differently argues against this possibility. Therefore, these shell weights can be used to infer sea surface conditions.

The idea that carbonate saturation is correlated with the calcification rate of marine organisms arose from several studies based on coral reefs and coccolithophores that demonstrated that these marine carbonate producers are sensitive to elevated atmospheric CO₂ pressure (Langdon et al., 2000; Riebesell et al., 2000). If foraminifer calcification is sensitive to atmospheric carbon dioxide concentrations, the shell weight record should be affected by glacial-interglacial variations in CO₂ pressure. However, CO₂ and carbonate ion concentrations in surface water also depend on sea surface temperature that controls CO₂ solubility in sea-water and therefore, can potentially change the calcification rate of planktonic foraminifera. Since different factors control the calcification rate in opposite directions at the same time, the factor or factors controlling the calcification rate in planktonic foraminifera in each case should be better constrained.

If atmospheric CO₂ is indeed the factor controlling calcification, during cold stages (stage 6, substage 7.2 and 7.4) foraminifer shells should have been heavier, since in these periods surface water [CO₃²⁻] increased due to decreases in atmospheric CO₂. By contrast, a temperature control would produce the opposite trend, since during cold periods CO₂ solubility increases and lower [CO₃²⁻] in surface waters and, as a result, shell calcification must be lower. In both cases, the main factor controlling foraminifer calcification would be carbonate saturation.

Globigerina bulloides shell weights follow the opposite trend to Vostok CO₂ (Petit et al., 1999); that is, weights are heavier when atmospheric CO₂ is lower (figure 3). Shell weight maxima coincide with CO₂ minima during Termination III, at around 220 kyr, and in stage 6, although there is a subtle CO₂ decrease centred at 205 kyr which is not very apparent in *Globigerina bulloides* shell weights. In general, it seems that the calcification of this species would be controlled by calcium carbonate concentration in surface water, as suggested previously by Barker and Elderfield (2002) in their studies of core tops from a latitudinal transect in the North Atlantic. Higher atmospheric CO₂ caused surface water acidification and a decrease in calcium carbonate saturation; the resulting [CO₃²⁻] was lower and produced a lower shell calcification rate. However, water [CO₃²⁻] could be also controlled by sea temperature. During colder periods with lower atmospheric CO₂, attending to this effect there should be higher water [CO₃²⁻], however, the temperature effect on [CO₃²⁻] would lower calcium carbonate saturation, thus diminishing shell calcification rate. Therefore, in our results we probably have an atmospheric CO₂ effect on carbonate saturation dampened by the temperature control. These simultaneous effects of temperature and CO₂ have resulted in the apparent anti-correlation observed between shell weight and calcification temperature (figure 3). *Globigerina bulloides* cultures and core-top studies (De Villiers, 2004) have revealed that optimum growth conditions result in higher shell weights, independently of surface water [CO₃²⁻]. This is not

the case, however, since higher shell weights do not coincide with the maximum relative abundance of this species, although it could be considered a possible minor effect.

In *Neogloboquadrina pachyderma*, there is no relationship between Vostok CO₂ (Petit et al., 1999) and shell weights (figure 4). This suggests that the calcification rate in this species is not driven by changes in atmospheric CO₂ concentration and the influence this has on surface water [CO₃²⁻]. Moreover, shell weight and the calcification temperature based on Mg/Ca analyses on *Neogloboquadrina pachyderma* shells show opposite trends, and hence temperature-driven CO₂ solubility cannot be a major controlling factor. In our results during warmer periods shell weight is lighter (figure 4), also in concordance with the lower relative abundance of *Neogloboquadrina pachyderma* except at 220 kyr (see discussion below). By contrast, when calcification temperatures are colder, shell weights are heavier and the abundance of this species increases. *Neogloboquadrina pachyderma* is a temperature-dependent species (Bé, 1977; Hemleben et al., 1989) whose optimum conditions range from 12 to 14 °C (in winter) in the Mediterranean Sea (Kallel et al., 1997). It seems clear that temperature controls the relative abundance of this species in these samples, since the abundance of this species starts to decrease when temperature is higher than 13 °C, whereas it decreases at lower temperatures. Our data suggest that in *Neogloboquadrina pachyderma* (r.c.) optimum growth conditions (lower calcification temperature for this species) result in higher shell weights. However, although this seems to be the primary control on *Neogloboquadrina pachyderma* calcification rate, we cannot dismiss a possible less important [CO₃²⁻] control.

There is a special period at around 220 kyr during which the calcification temperature was relatively cold, while *Neogloboquadrina pachyderma* was quite abundant relative to *Globigerina bulloides*, although its shell weight was very light. This interval coincides with a Heinrich-type event in which sea surface temperatures were especially cold in the North Atlantic and also in the Alboran Sea (Grousset et al., 1993; Lebreiro et al., 1996; Gonzalez-Mora et al. in prep.). During this event, the total number of planktonic foraminifera was very low, suggesting adverse growth conditions for all foraminifer species. The high relative abundance recorded by *Neogloboquadrina pachyderma* seems to respond to a statistical effect, since in absolute terms this species is not very abundant during this period. This could explain why *Neogloboquadrina pachyderma* shell weight was very light during the Heinrich-type event when growth conditions were not so favourable. In fact, during this period the lightest weights of this species are recorded.

Globigerinoides ruber (white) weight record is very discontinuous since the amount of specimens in many samples was not enough for Mg/Ca analyses. However, the pattern seems to be very similar to that of *Globigerina bulloides*, although both species have different habitat controls (figure 5). Therefore, it seems that both atmospheric CO₂ and water temperature have controlled

carbonate saturation and *Globigerinoides ruber* calcification rate. Also in this case, the combination of their opposite effects has resulted in an apparent anti-correlation between shell weight and calcification temperature.

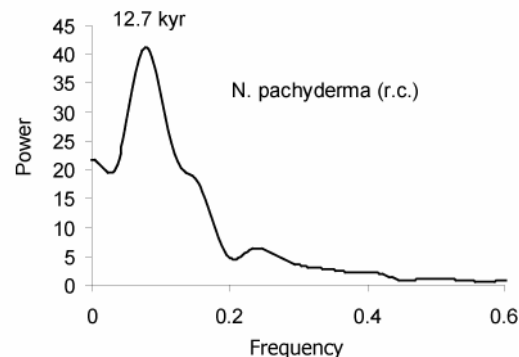


Figure 6. Spectral analysis of *Neogloboquadrina pachyderma* (r. c.) shell weight. There is a dominant cycle of 12.7 kyr that results from the combination of two cycles: precession (19 kyr) and obliquity (41 kyr).

Regarding the spectral analysis of *Neogloboquadrina pachyderma* shell weight (figure 6), a marked variability is observed. There is a dominant cycle of 12.7 kyr controlling shell weight in this species. A period of around 13 kyr results from the combination of two cycles: the precession cycle (19 kyr) and the obliquity cycle (41 kyr). Since *Neogloboquadrina pachyderma* shell weight and temperature estimates reflect variations in the water masses where this species thrives (lower part of the surface layer, influenced by intermediate waters which are partially originated in the Levantine Basin in the Eastern Mediterranean (Millot, 1999)), it seems that intermediate water formation in that area is strongly controlled by both astronomical cycles.

Considering these results, it seems that we have to be careful with calcification rate (or weight) as atmospheric CO₂ proxy. Different species may have very different primary factors controlling calcification rate.

6. Conclusions

With this work we have attempted to better constrain which factors control planktonic foraminifer shell weight in order to assess its reliability as an atmospheric CO₂ proxy. *Neogloboquadrina pachyderma* (right coiling), *Globigerina bulloides* and *Globigerinoides ruber* (white) shell weights and relative abundance have been studied in samples from core ODP site 977 recovered in the Alboran Sea (Western Mediterranean). The time interval studied is between 250 and 160 kyr.

It seems that even in subpolar (*Globigerina bulloides*) or tropical (*Globigerinoides ruber*) species calcification rate is mainly controlled by surface water [CO₃²⁻], resulting from the opposite

effects of atmospheric CO₂ and water temperature. However, in *Neogloboquadrina pachyderma* optimum growth conditions seem to be the primary factor controlling calcification rate.

This study questions the use of shell weight as a proxy of carbonate saturation and atmospheric CO₂ in surface waters and suggests that further studies on shell weights are needed to better understand the processes behind shell calcification in planktonic foraminifera and to assess the control parameters in each species.

7. Acknowledgements

This work has been supported by the Spanish projects GRACCIE (CONSOLIDER-INGENIO CSD 2007-00067), REN 2003-08642-CO2/CLI, CGL 2005-00642/BTE and SA008C05, and by a MEC FPU grant to Beatriz Gonzalez-Mora (AP2003-3094). Thanks to the anonymous reviewers, whose comments have improved the original manuscript. This research used samples provided by the Ocean Drilling Program (ODP).

8. References

- Anand, P., Elderfield, H., Conte, M.H., 2003. Calibration of Mg/Ca thermometry in planktonic foraminifera from a sediment trap time series, *Paleoceanography* 18(2), 10.1029/2002PA00846.
- Archer, D., Maier-Reimer, E., 1994. Effect of deep-sea sedimentary calcite preservation on atmospheric CO₂ concentration. *Nature*, 367, 260–263.
- Barker, S., Elderfield, H., 2002. Foraminiferal calcification response to glacial-interglacial changes in atmospheric CO₂. *Science*, 297, 833–836.
- Barker S., Greaves, M., Elderfield, H., 2003. A study of cleaning procedures used for foraminiferal Mg/Ca Paleothermometry. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4(9), 8407, 10.1029/2003GC000559.
- Bé, A.W.H., 1977. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. In: Ramsay, A.T.S. (Ed.), *Oceanic Micropaleontology Vol. I*. Academic Press, Wales, pp. 1-100.
- Béthoux, J. P., 1979. Budgets of the Mediterranean Sea. Their dependence on the local climate and on the characteristics of the atlantic waters. *Oceanol. Acta*, 2(2), 157-163.
- Broecker WS, Clark E, 2001. Glacial-to-Holocene redistribution of carbonate ion in the deep sea. *Science* 294, 2152–2154.
- Brown, S. J., Elderfield, H., 1996. Variations in Mg/Ca and Sr/Ca ratios of planktonic foraminifera caused by postdepositional dissolution: Evidence of shallow Mg-dependent dissolution. *Paleoceanography*, 11, 543–551.
- Comas, M.C., Zahn, R., Klaus, A., et al. 1996. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 161: College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Cramp, A., O'Sullivan, G., 1999. Neogene sapropels in the Mediterranean: a review. *Mar. Geol.*, 153, 11-28.

De Villiers S., 2003. A 425 kyr Record of Foraminiferal Shell Weight Variability in the western Equatorial Pacific. *Paleoceanography*, 18(3), 1080, doi:10.1029/2002PA000801.

De Villiers, S., 2004. Occupation of an ecological niche as the fundamental control on the shell-weight of calcifying planktonic foraminifera. *Mar. Biol.*, 144(1), 45-50.

Elderfield, H, Ganssen, G., 2000. Past temperature and N18O of surface ocean waters inferred from foraminiferal Mg/Ca ratios, *Nature*, 405, 442-445.

Grousset, F. E., Labeyrie, L., Sinko, J. A., Cremer, M., Bond, G., Duprat, J., Cortijo, E., Huon, S., 1993. Patterns of ice-rafted detritus in the glacial North Atlantic (40°-55°N). *Paleoceanography*, 8(2), 175-192.

Hemleben, C.H., Spindler, M., Anderson, O.R., 1989. *Modern Planktonic Foraminifera*. Springer-Verlag New York Inc., Nueva York.

Kallel, N., Paterne, M., Duplessy, J. C., Vergnaud-Grazzini, C., Pujol, C., Labeyrie, L., Arnold, M., Fontugne, M., Pierre, C., 1997. Enhanced rainfall in the Mediterranean region during the last sapropel event. *Oceanol. Acta*, 20, 697-712.

Langdon, C., Takahashi, T., Sweeney, C., Chipman, D., Goddard, J., Marubini, F., Aceves, H., Barnett, H., Atkinson, M. J., 2000. Effect of calcium carbonate saturation state on the calcification rate of an experimental coral reef. *Global Biogeochem. Cycles*, 14, 639-654.

Lebreiro, S. M., Moreno, J. C., McCave, I. N., Weaver, P. P. E., 1996. Evidence for Heinrich layers off Portugal (Tore Seamount: 39 °N, 12 °W). *Mar. Geol.*, 131, 47-56.

Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C., Shackleton, N. J., 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300.000-year chronostratigraphy. *Quatern. Res.*, 27, 1-29.

Martrat, B., Grimalt, J. O., Lopez-Martinez, C., Cacho, I., Sierro, F. J., Flores, J. A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J. H., Hodell, D. A., 2004. Abrupt temperature changes in the Western Mediterranean over the past 250,000 years. *Science*, 306, 1762-1765.

Millot, C., 1999. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *J. Mar. Syst.*, 20, 423-442.

Milliman, J.D., 1993. Production and accumulation of calcium carbonate in the ocean: budget of a nonsteady state. *Global Biogeochem. Cycles*, 7, 927-957.

Paillard, D., Labeyrie, L., Yiou, P., 1996. Macintosh program performs time-series analysis. *EOS*, 77, 379.

Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, J., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V., Lorius, C.,

Pépin, 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.

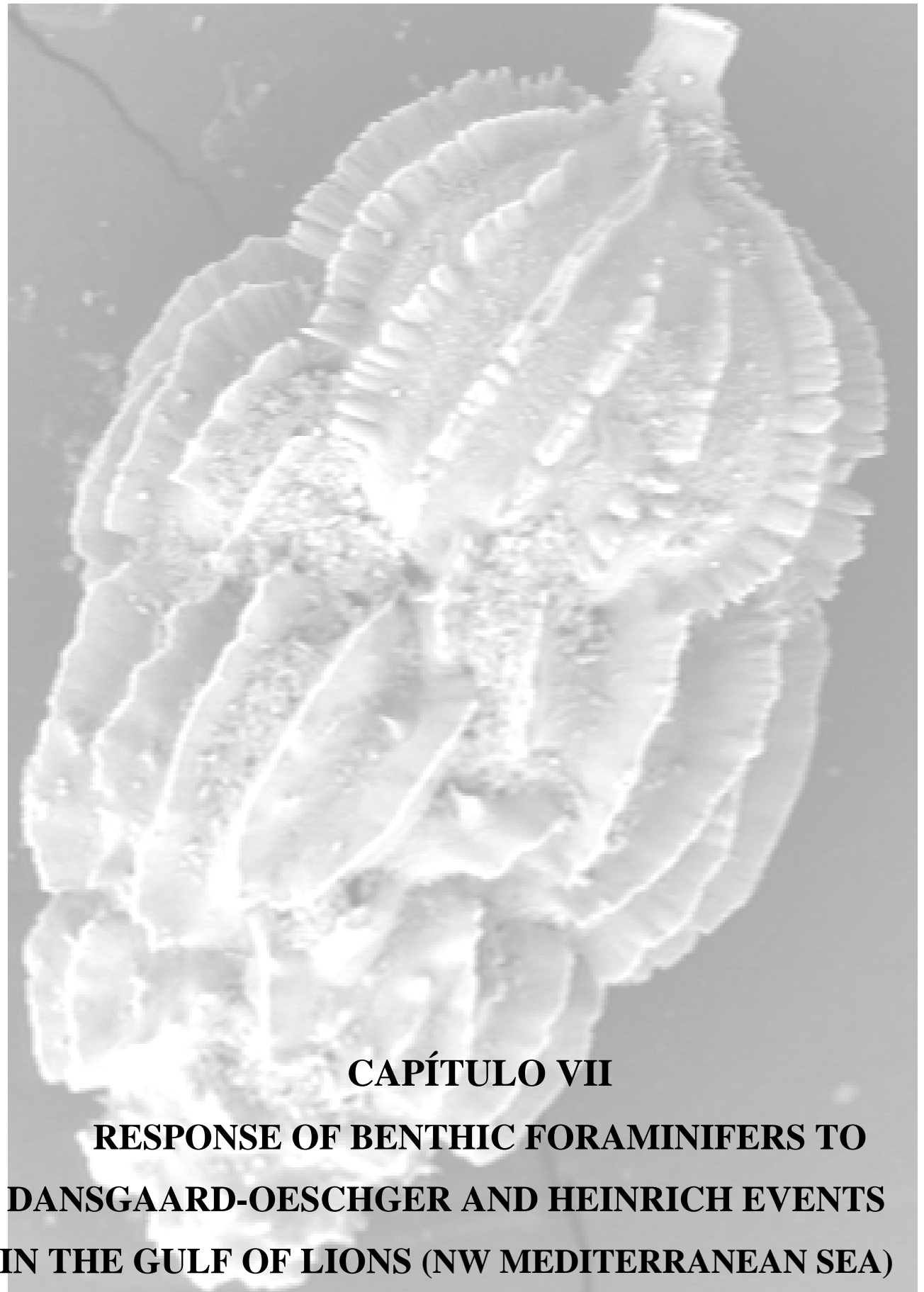
Pierre, C., 1999. The oxygen and carbon isotope distribution in the Mediterranean water masses. *Mar. Geol.*, 153, 41-55.

Pujol, C., Vergnaud-Grazzini, C., 1989. Paleoceanography of the Last Deglaciation in the Alboran Sea (Western Mediterranean). Stable isotopes and planktonic foraminiferal records. *Mar. Micropal.*, 15, 153-179.

Riebesell, U., Zondervan, I. Rost, B., Tortell, P.D., Zeebe, R.E., Morel, F.M.M., 2000. Reduced calcification in marine plankton in response to increased atmospheric CO₂. *Nature*, 407, 364-367.

Spero, H., Bijma, J., Lea, D.W., Bemis, B.E., 1997. Effect of seawater carbonate ion concentration on foraminiferal carbon and oxygen isotopes. *Nature*, 390, 497–500.

Von Langen, P., Pak, D.K., Spero, H.J., Lea, D.W., 2005. Effects of temperature on Mg/Ca in neogloboquadrinid shells determined by living culture. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6(10), Q10P03.



CAPÍTULO VII

RESPONSE OF BENTHIC FORAMINIFERS TO DANSGAARD-OESCHGER AND HEINRICH EVENTS IN THE GULF OF LIONS (NW MEDITERRANEAN SEA)

(Artículo enviado a la revista *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*)

Response of Benthic Foraminifers to Dansgaard-Oeschger and Heinrich Events in the Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea)

B. Gonzalez-Mora ^(a), F. J. Sierro ^(a), J. A. Flores ^(a) and S. Berné ^(b)

^(a) Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, Plaza de la Merced, s/n. 37008 Salamanca. Spain. Tel.: +34 923 29 44 97. Fax: +34 923 29 45 14

Corresponding author: B. Gonzalez-Mora: mora@usal.es

^(b) IFREMER, Géosciences Marines, BP 70. 29280 Plouzané. France.

Abstract

Changes in the benthic foraminifer assemblage (at 200 m depth) between 60-30 kyr have been studied in core PRGL1-4 (Gulf of Lions), and have been found to be strongly controlled by the Dansgaard-Oeschger cyclicity. During stadials, the species most represented were *Trifarina angulosa*, *Astrononion gallowayi*, *Lobatula lobatula*, and miliolids; whereas during interstadials, the assemblage was dominated by *Hyalinea balthica*, bolivinids, buliminids and agglutinated foraminifers. This suggests more oxygenated bottom waters and a lower organic matter content during stadials, as previously seen for the benthic fauna from the Alboran Sea (2000 m depth). This can be explained in terms of enhanced basin-wide vertical mixing caused by stronger winds or of less productivity throughout the Mediterranean basin, due to a reduced nutrient supply from river discharges. However, during interstadials, either weaker winds and warmer surface waters could have reduced the vertical mixing or a greater nutrient input could have caused an increase in basin productivity. The benthic fauna during Heinrich stadials suggests a similar oceanographic setting to that of the other stadials.

Keywords: Benthic foraminifers, Dansgaard-Oeschger, Heinrich events, Gulf of Lions, Mediterranean Sea.

1. Introduction

During the last glacial period the climate in the Northern Hemisphere was subject to rapid coolings (stadials) and warmings (interstadials), usually referred to as Dansgaard-Oeschger (D-O) cycles [Dansgaard et al., 1993], and also to extreme cold episodes of massive iceberg discharges into the North Atlantic Ocean, called Heinrich events (HE) [Heinrich, 1988; Bond et al., 1992]. These episodes, first recognized in Greenland ice cores and North Atlantic sediment cores [Heinrich, 1988; Bond et al., 1992; Broecker et al., 1992], which affected the hydrology of the Atlantic ocean, have also been recognized in other parts of the world, including the Mediterranean area [Cacho et al., 1999; Martrat et al., 2004; Sierro et al., 2005]. Both D-O cycles and HE events strongly affected the hydrology of the Mediterranean Sea [e.g. Rohling et al., 1998; Cacho et al., 2000; Sierro et al., 2005; Frigola et al., 2007], although further studies are needed to better understand the teleconnection between high- and mid-latitude climate oscillations. With this study we attempt to provide further information about the paleoceanographic changes that occurred during Dansgaard-Oeschger and Heinrich events (between 57 and 27 kyr) in the Gulf of Lions (Western Mediterranean Sea) and their effects on benthic foraminifer assemblages.

The core studied (PRGL1-4) was retrieved in the Gulf of Lions (figure 1) in an area not directly influenced by the Rhône deltaic system, where there is a good balance between sediment supply and accommodation space [Jouet et al., 2006]. During the period studied here, the sedimentation rate was very high (average rate 78 cm/kyr) [Sierro et al., submitted]. The Gulf of Lions is the area where the Western Mediterranean Deep Water (WMDW) is formed [Milot, 1999], which then fills the deepest part of the Western Mediterranean basin. In this area, deep water formation is triggered by the high densities reached during winter, when northwesterly winds cool the surface water [Cacho et al., 2000; Sierro et al., 2005]. Wind strengthening is caused by the southward displacement in winter of the Azores high pressure front and the subsequent southern trajectories of Atlantic low pressures into the Mediterranean region [Barry and Chorley, 1998]. During Dansgaard-Oeschger cycles, atmospheric variability controlled deep water circulation in the Western Mediterranean Sea [Cacho et al., 2000; Frigola et al., 2007]. During interstadials, the Azores high pressure area moved northward, eliciting weaker and milder Mistral winds over the Gulf of Lions and causing a slowing down of Western Mediterranean Deep Water formation. On the other hand, during stadials (including Heinrich events) the strengthening of wind stress in the Gulf of Lions caused the enhancement of deep water formation, and hence an intensification of bottom currents. However, in the middle part of the HE, the thermohaline circulation in the Mediterranean Sea was reduced [Sierro et al., 2005] during a cold and dry period, which caused intense deepwater

formation. Nevertheless, this reduction suggests that the salinity of surface waters in the Gulf of Lions could have been lowered; it is also possible that the meltwaters from North Atlantic icebergs could have entered the Mediterranean Sea. The impact of this could have been similar to the effect of low-salinity meltwater in the North Atlantic during these cold events. The core studied is not located in the area where deep water generation occurs but was retrieved from the inner part of the Gulf. The oceanographic patterns in this inner area have been studied by many authors although they remain to be fully elucidated [e.g., Millot, 1990; Lefevre et al., 1997]. In the present work, our aim is to shed light on the oceanographic changes that occurred in this area during D-O stadials and interstadials, and Heinrich events by means of a high resolution record of benthic foraminifers.

Many studies addressing benthic foraminifers have been performed on cores from the Mediterranean Sea, although most of them have been carried out in the eastern basin [e.g. Jorissen, 1987; Oggioni and Zandini, 1987; Schmiedl et al., 1997]. However, although many other studies have been based on laboratory observations of benthic foraminifers [e.g. Duijnsteet et al., 2003; Ernst et al., 2005] a large number of unresolved questions about their ecology remain. These organisms offer the key to a better understanding of the evolution of deep water masses over time. Here we attempt to better constrain the circulation patterns in the Gulf of Lions between 57-27 kyr.

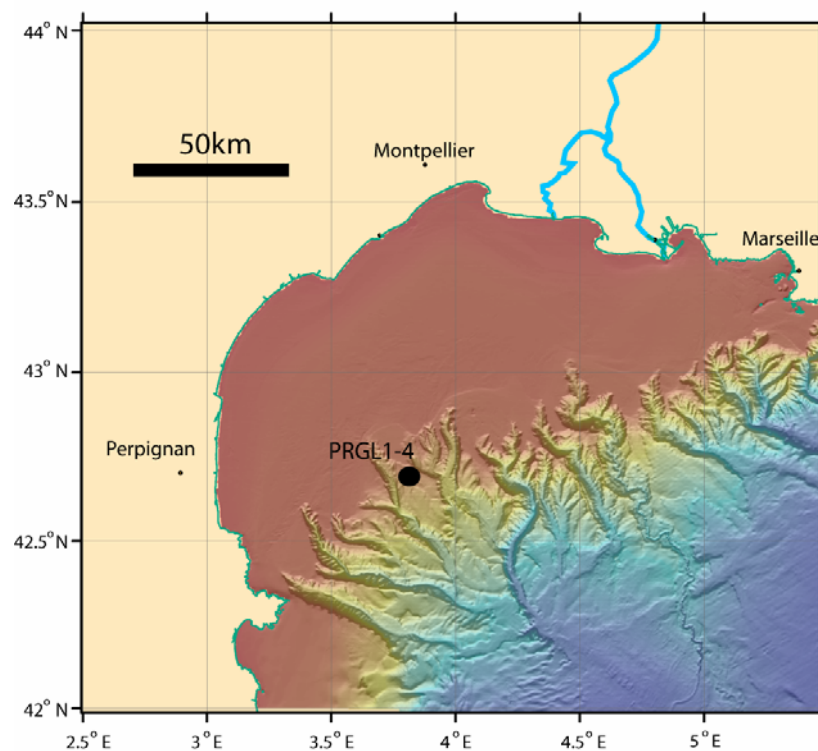


Figure 1. Location of core PRGL1-4 in the Gulf of Lions (Northwestern Mediterranean Sea).

2. Materials and methods

The benthic foraminifer faunas studied were from core PRGL1-4, retrieved during the Promess1 cruise in the Gulf of Lions (Western Mediterranean), on the interfluvial of the Bourcart and Herault canyons at a water depth of 300 m (figure 1). Here we present the results from 20 metres of core between 29 and 51 meters below sea floor (mbsf). The sediment core was irregularly sampled, depending on lithological changes, and the total number of samples was 91. All samples were washed through a 63 μm -sieve and dry-sieved through 150 μm mesh. Only the $>150\mu\text{m}$ fraction was investigated for the benthic foraminifer content. More than 200 benthic foraminifers were identified and counted in each sample with the aid of a binocular microscope, and then converted into data on relative abundance data. Species identification was based on the taxonomic classifications of Loeblich and Tappan [1988], Cimerman and Langer [1991], and Sgarrella and Moncharmont Zei [1993].

To simplify the assemblages, all miliolids were placed together as “assorted miliolids”, since the most significant genera and species showed the same general pattern. This group includes *Quinqueloculina seminulum*, *Quinqueloculina padana*, *Miliolinella subrotunda*, *Miliolinella irregularis*, *Pyrgo oblonga*, *Pyrgo elongata*, *Pyrgo comata*, *Triloculina tricarinata* and *Biloculinella inflata*, and other less abundant species. We also grouped *Sigmoilopsis schlumbergeri*, textularids, and *Bigenerina nodosaria* as “agglutinated foraminifers”, since all of them exhibited the same variability. Certain other agglutinated foraminifers were recognized in this study, such as *Haplophragmoides* spp. or *Reophax* spp., but these were very scarce, and since they did not vary in the same way as the other agglutinated foraminifers mentioned above they were not included in the “agglutinated foraminifers” group.

The fragmentation index was calculated as the “number of foraminifer shell fragments/number of foraminifer shell fragments + number of complete foraminifer shells”.

The age model was elaborated by matching of *Globigerina bulloides* and NorthGrip ice core isotope records, together with 12 ^{14}C dates for the 30-53 kyr interval [Sierra et al., submitted].

3. Results

More than 140 benthic foraminifer species were identified in this study. The millennial variability (D-O cycles and Heinrich events) is very well recorded by the *Globigerina bulloides* oxygen isotopes and also by the relative abundance of temperate-warm planktonic foraminifer species [Sierra et al., submitted; figure 2], pointing to abrupt changes from stadial to interstadial events, and

vice versa, although sometimes the change from interstadial to stadial is more gradual (interstadials 16, 14, 12 and 8), following the oxygen isotope trend. The abundance of temperate-warm planktonic species increases during D-O interstadials up to 70 % in interstadial 16, although the average maximum percentage of this assemblage during these warmer periods is around 40 %.

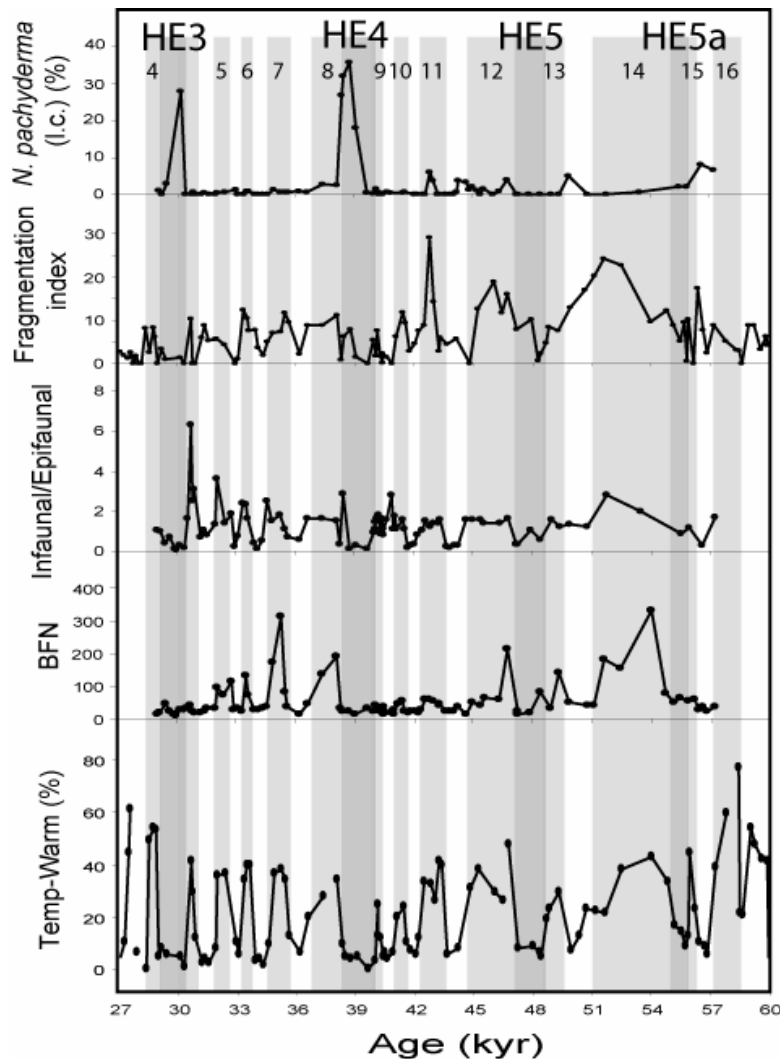


Figure 2. Relative abundance of temperate-warm planktonic foraminifer species from the Gulf of Lions (core PRGL1-4) as compared with benthic foraminifers per gram, the Infaunal/Epifaunal ratio, the fragmentation index, and the relative abundance of *Neogloboquadrina pachyderma* (left coiling). In most of them, a significant millennial variability is observed (Dansgaard-Oeschger stadials and interstadials, white and light grey bars, respectively; and Heinrich events, dark grey bars).

During stadials, these temperate species decrease down to very low values, even disappearing at the beginning of HE4 and 3. The infaunal/epifaunal ratio is higher during interstadials and lower during stadials (figure 2), like the relative abundance of temperate-warm planktonic species. The highest ratios are recorded just before HE3. The number of benthic foraminifers g^{-1} (BFN) is also parallel to the curves described above, although the highest values are very different from one interstadial to

another. The most prominent maxima in this curve appear in interstadials 14, 12, 8 and 7. This BFN varies between 7.5 and 330 (mean of 52.1) individuals g^{-1} . There is a period between HE5 and 4 with very low values both in stadials and interstadials. The planktonic foraminifer fragmentation index runs parallel to the percentage of temperate-warm species records, a higher fragmentation being observed during interstadials, superimposed over these high-frequency changes. The *Neogloboquadrina pachyderma* (left coiling) record marks HE4 and 3 very clearly [Sierra et al., submitted], with percentages of up to 35 %; however, HE5 and 5a do not show any increase in the abundance of this species.

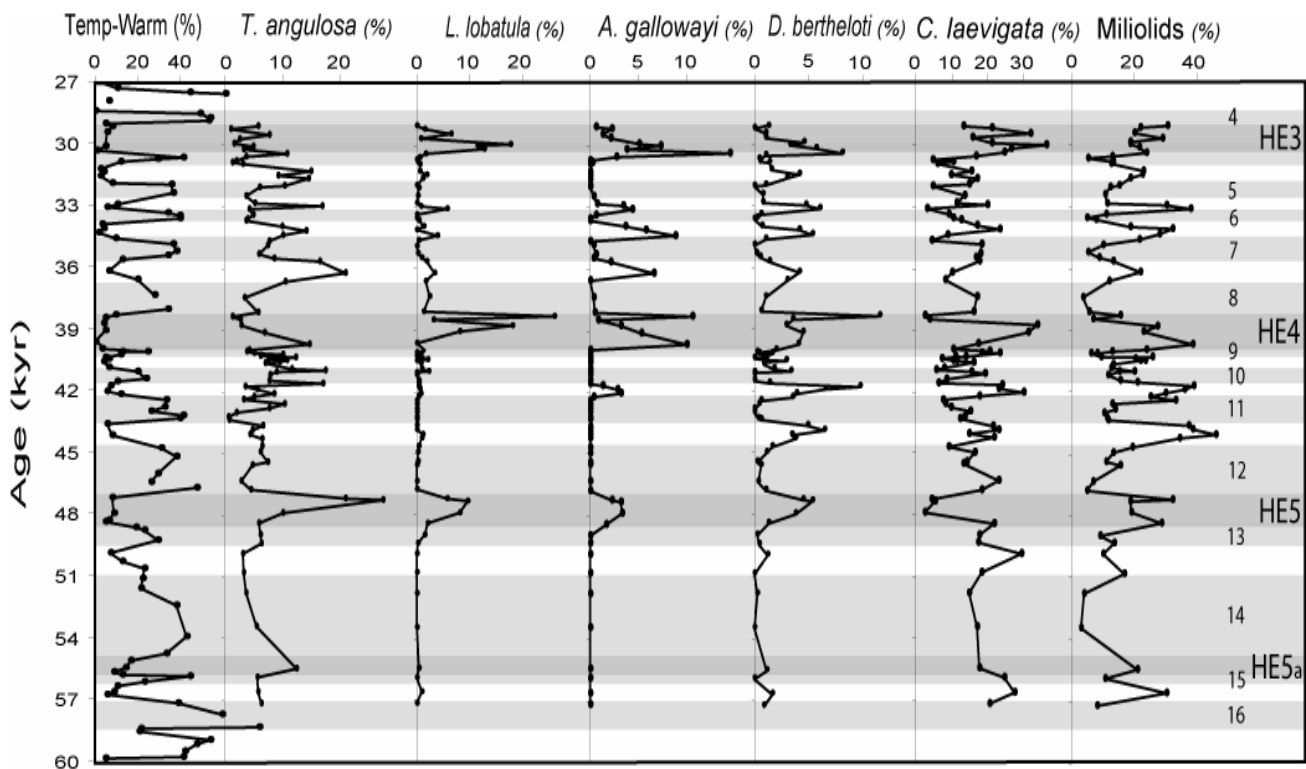


Figure 3. Relative abundance of temperate-warm planktonic foraminifer species as compared with some benthic species (*Trifarina angulosa*, *Lobatula lobatula*, *Astrononion gallowayi*, *Discorbinella bertheloti*, *Cassidulina laevigata/carinata*, and assorted miliolids). Most of the benthic species had higher abundances during stadials and Heinrich events; *Cassidulina laevigata/carinata* is the only species that do not show this pattern (Dansgaard-Oeschger stadials and interstadials, white and light grey bars, respectively; Heinrich events, dark grey bars).

Two main groups can be distinguished among the total benthic fauna, depending on the interval where they are more abundant. Which we have called these the stadial and the interstadial groups. The stadial fauna mainly comprises *Trifarina angulosa*, *Lobatula lobatula*, *Discorbinella bertheloti*, *Astrononion gallowayi* and assorted miliolids (figure 3). In contrast, the interstadial stages are characterized by the *Bulimina* and *Bolivina* groups, *Uvigerina peregrina*, *Cibicidoides pachydermus*, *Hyalinea balthica* and textulariids (figure 4). *Melonis barleeanus* peaks near the

interstadial-stadial transitions (figure 5). Other species – e.g., *Cassidulina laevigata/carinata* or *Elphidium* spp.- do not show any relationship with stadials or interstadials. During Heinrich stadials, the fauna resembles that of the other stadial stages, although a few differences are seen in the relative abundance of species such as *Lobatula lobatula*, *Discorbinella bertheloti*, *Astrononion gallowayi*. Moreover, during some Heinrich stadials *Cassidulina laevigata/carinata* is very abundant (figure 3).

Oxidized burrows as well as Charophyte algae were observed in large numbers during several stadials and Heinrich events. However, bivalves increase during interstadial stages.

4.1 Ecological significance of benthic foraminifers

Benthic foraminifer faunas are mainly controlled by oxygenation and food availability at the sea floor [Jorissen et al., 1995; Van der Zwaan, 1999]. In addition, some general environmental characteristics can also be deduced from the BFN. The BFN usually increases with increasing organic matter fluxes [Herguera and Berger, 1991], although it does not seem to be a reliable proxy for food availability in low-oxygen environments [Naidu and Malmgren, 1995]. Diversity is usually higher in meiobenthic and well-oxygenated environments, when all possible habitats are inhabited by a range of different species [Jorissen et al., 1995]. In contrast, diversity is lower in very oligotrophic and eutrophic environments, which were inhabited by a lower number of specialized taxa [Jorissen et al., 1995; Van der Zwaan, 1999]. Minimum diversity occurs under conditions of severe hypoxia when only a small number of low-oxygen-tolerant taxa can survive.

The BFN shows maxima during interstadials, especially during interstadials 7,8,12 and 14 (figure 2). These maxima may be related to a greater surface productivity and a more marked arrival of organic matter at the sediment, or to a lower oxygenation of the sediment during these periods. In this work, the diversity index could not be estimated since the number of foraminifers counted was too small (around 200 individuals per sample), although it seems that during Heinrich events, the number of species decreased.

4.2 Stadial assemblage

Many miliolids (figure 3) commonly show great sensitivity to oxygen-deficient conditions and do not tolerate low-oxygen environments [Alavi, 1988]. Also, *Trifarina angulosa*, a shallow infaunal cosmopolitan species [De Stigter et al., 1998], is associated with well-oxygenated interstitial waters [Mackensen et al., 1985]. *Lobatula lobatula* is an epifaunal species, although it can live in the first

centimetre of the sediment [Corliss, 1991]. It is usually fixed to different substrates, such as algae, shells or rocks [Schönfeld, 2002] and hence it can be found in areas with high-energy currents [Williamson et al., 1985]. This species tolerates significant variations in salinity [Williamson et al., 1984] and it is usually associated with well-oxygenated water masses [Williamson et al., 1985]. All these species have higher relative abundances during stadial stages and disappear or become very scarce during interstadials, suggesting a well-oxygenated environment with a low organic matter content.

Astrononion gallowayi is an infaunal species attracted to areas with relatively high organic matter contents [Hald and Korsun, 1997], although in our samples this species may show opportunistic behavior, since it coincided with species associated with well-oxygenated environments. This suggests the occurrence of frequent organic matter fluxes during stadials. In previous studies, it appeared that *Discorbinella bertheloti* would have inhabited the inner shelf, in coarser sediments with low-nutrient contents [Donnici and Serandrei Barbero, 2002], although the ecology of this species is not well-known. The morphology of the specimens found in this work suggests an attached habitat, similar to that of *Lobatula lobatula*.

4.3 Interstadial assemblage

An almost complete replacement of the above species is seen during interstadial stages. The benthic fauna during interstadials is dominated by buliminids and bolivinids, together with *Uvigerina peregrina*, *Uvigerina mediterranea*, *Hyalinea balthica* and agglutinated foraminifers (figure 4).

Bolivina subspathulata, *Brizalina alata*, *Bolivina subaenariensis*, *Bulimina marginata*, *Bulimina aculeata* and *Bulimina costata* are heterobathyal species that have been reported to live in fine-grained organic-rich sediments [Van der Zwaan, 1982], usually associated with high surface productivity [Alavi, 1988]. In other areas, their abundance increases with depth [Levy et al., 1995], since they are tolerant to low-oxygen sediment concentrations. All of them are opportunistic taxa under low-oxygen conditions in that they are able to modify their microhabitat from infaunal to epifaunal [Jorissen et al., 1992].

The genus *Uvigerina* usually presents a positive correlation with the organic matter content [De Rijk et al., 1999], indicating high surface productivity or reduced bottom ventilation [Lutze, 1986]. Lohmann [1978] observed a positive correlation between this genus and low-dissolved oxygen concentrations, although its different species do not tolerate extreme low oxygen levels [Schmiedl

et al., 1997]. Like some bolivinids, their abundance usually increases with depth, since the sediment contains more biogenic material [Levy et al., 1995].

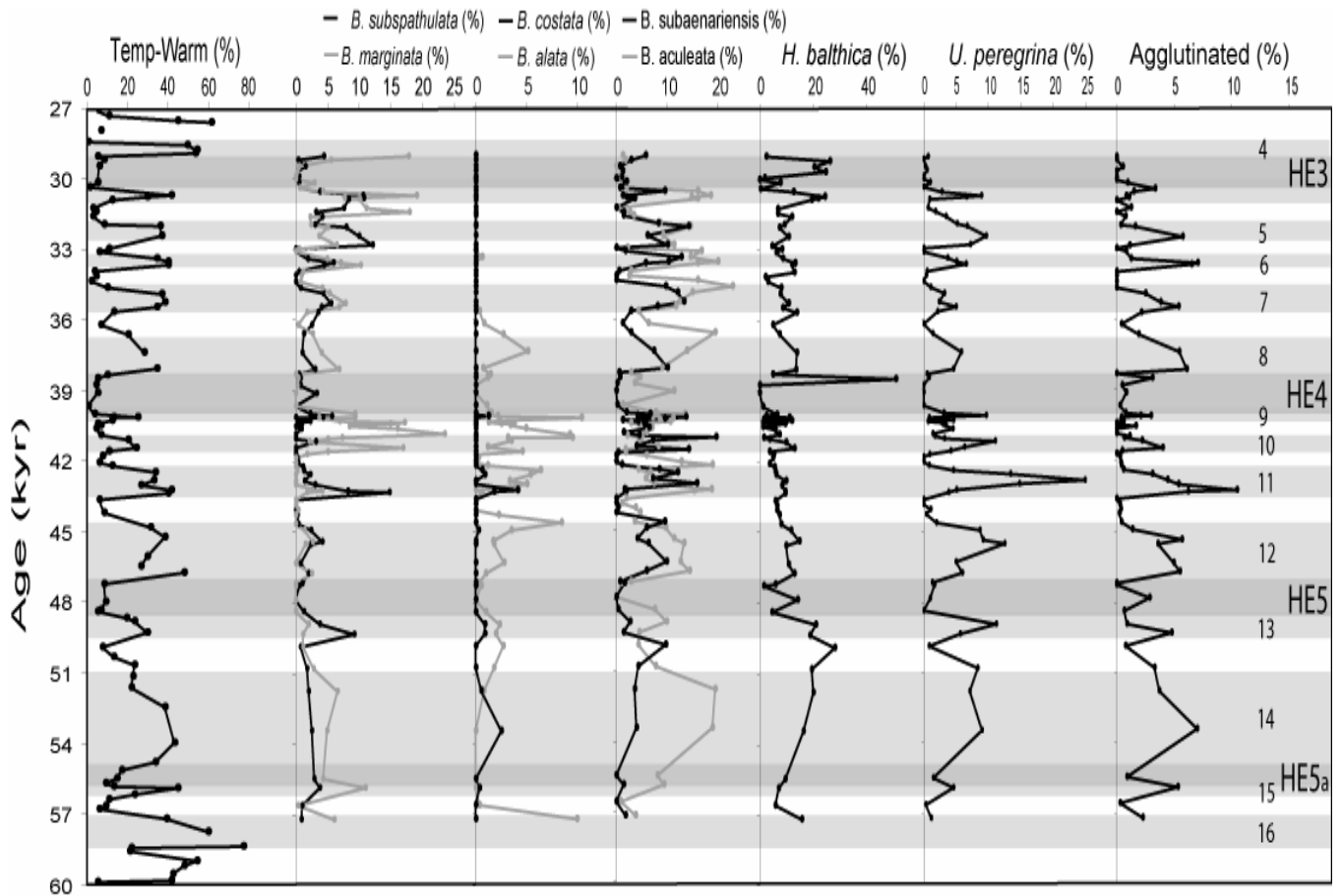


Figure 4. Relative abundance of temperate-warm planktonic species as compared with some other benthic species (*Bolivina subspathulata*, *Bulimina marginata*, *Bulimina costata*, *Brizalina alata*, *Bolivina subaenariensis*, *Bulimina aculeata*, *Hyalinea balthica*, *Uvigerina peregrina*, and agglutinated foraminifers). All these benthic species show higher abundances during Dansgaard-Oeschger interstadials (Dansgaard-Oeschger stadials and interstadials, white and light grey bars, respectively; Heinrich events, dark grey bars).

Hyalinea balthica is a shallow infaunal species [Schmiedl et al., 2000] usually found in the inner-outer shelf [Seidenkrantz, 1993]. In some areas of the Atlantic and the Mediterranean its presence indicates cold water masses [Murray, 1971; Vergnaud-Grazzini et al., 1989]. This species is frequent in low-oxygen sediments in areas where surface productivity is high [Seidenkrantz, 1993]. It is related to organic matter fluxes [Schmiedl et al., 2000] in meiotrophic-eutrophic environments with moderate oxygen depletion in bottom and pore water [e.g. Lutze and Coulbourn, 1984; Gooday, 1994].

The agglutinated group is mainly represented by textularids and *Sigmoilopsis schlumbergeri*. Textularids are very sensitive to oxygen-deficient conditions [Alavi, 1988] and they usually habit low-nutrient environments [Donnici and Serandrei Barbero, 2002]. *Sigmoilopsis schlumbergeri* covaries with textularids, so that it seems to have the same ecological requirements as textularids.

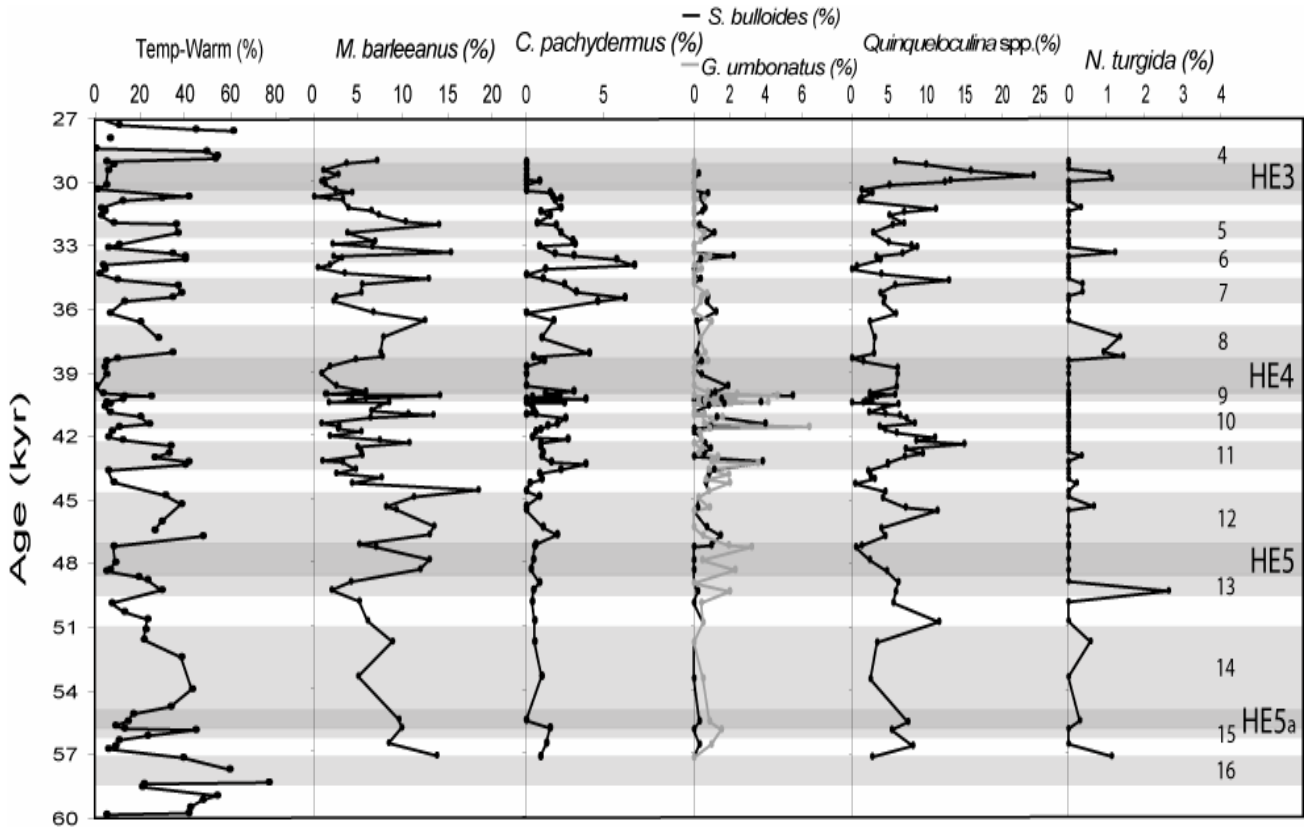


Figure 5. Relative abundance of temperate-warm planktonic species as compared with some other benthic species (*Melonis barleeanus*, *Cibicidoides pachydermus*, *Sphaeroidina bulloides*, *Gyroidinoides umbonatus*, *Quinqueloculina* spp., and *Nonionella turgida*). Some of them show maxima during stadials, whereas the others are more abundant during interstadials. The *Melonis barleeanus* relative abundance increases in the transitions from interstadials to stadials (Dansgaard-Oeschger stadials and interstadials, white and light grey bars, respectively; Heinrich events, dark grey bars).

In this interstadial assemblage, specimens of *Cibicidoides pachydermus*, *Gyroidinoides neosoldanii*, *Nonionella turgida*, *Gyroidinoides umbonatus* and *Sphaeroidina bulloides* are also found, all of them with percentages lower than 10 (figure 5). *Cibicidoides pachydermus* is an epifaunal/shallow infaunal opportunistic species, adapted to high-oxygen conditions and oligotrophic-meiotrophic environments [Schmiedl et al., 2000]. It usually appears in areas with low-nutrient contents [Donnici and Serandrei Barbero, 2002]. In our samples it may be indicative of discontinuous periods of greater bottom oxygenation. *Gyroidinoides neosoldanii* is a shallow/deep infaunal that indicates organic matter fluxes [Corliss, 1985]. It is common in meiotrophic-eutrophic

environments with moderate oxygen depletion in bottom and pore water [e.g. Lutze and Coulbourn, 1984; Gooday, 1994]. *Nonionella turgida* is another opportunistic species [Jorissen, 1987] that inhabits organic-rich sediments [Seiglie, 1968] with low-oxygen contents [Moodley et al., 1998; Duijnsteet et al., 2004]. *Gyroidinoides umbonatus* lives in organic-rich sediments, usually due to high surface productivity, with low-oxygen contents [Alavi, 1988]. Finally, *Sphaeroidina bulloides* is a shallow infaunal species [Rathburn and Corliss, 1994]; its abundance also depends on the organic content in the sediment [Loubere, 1996].

This assemblage is mainly constituted by infaunal taxa and is characteristic of a low-oxygen and high-organic flux environment, although the presence of some species such as *Cibicidoides pachydermus* indicates short intervals with greater bottom oxygenation.

Melonis barleeanus is another species that is also related to interstadials (figure 5). It shows its highest relative abundances at the end of interstadials or sometimes at the beginning of stadials. It is an epifaunal/deep infaunal species usually found in the outer shelf or deeper. Its habitat depth varies, depending on environmental and food conditions [Heinz et al., 2002], although it does not change substantially when the sediment is dysoxic [Ernst and Van der Zwaan, 2004]. It can live under low-oxygen conditions [Ernst et al., 2002] in organic-rich sediments [Jorissen et al., 1992] and it prefers degraded organic matter [Caralp, 1989; Gadel et al., 1993]. In this study, this species is linked to the transitions between the periods with less oxygen and a high-organic matter content in the sediment and periods of carbon-depleted sediments formed under well-oxygenated conditions. In this transition, an important degradation of organic matter occurred, and hence this species developed very abruptly.

Cassidulina laevigata/carinata is a species that shows no clear relationship with either stadials or interstadials (figure 3). The high relative abundance of this species suggests high organic matter fluxes [Sen Gupta, 1997], although in well-oxygenated microhabitats it is considered as an opportunistic species [De Stigter et al., 1998]. This is perhaps why this species is present during both stadials and interstadials, since it usually inhabits low-oxygen environments, although it also develops under oxygenated conditions as an opportunistic species.

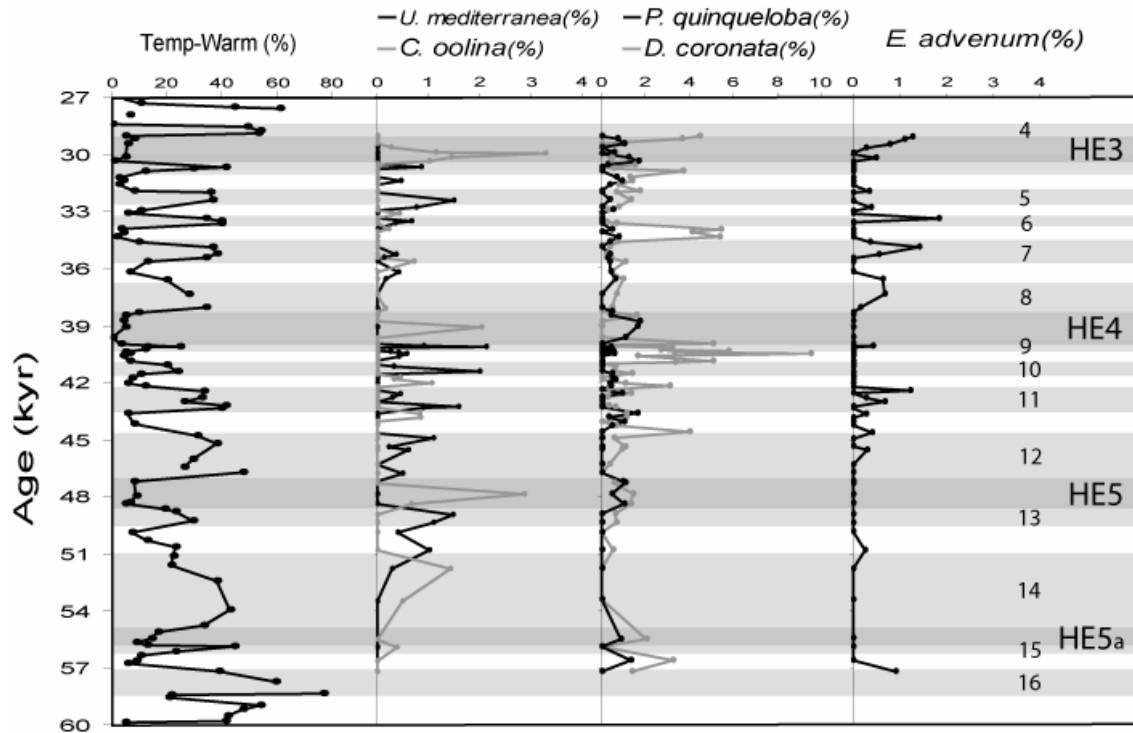


Figure 6. Relative abundance of temperate-warm planktonic species as compared with some other benthic species (*Uvigerina mediterranea*, *Chilostomella oolina*, *Pullenia quinqueloba*, *Discoanomalina coronata*, and *Elphidium advenum*). These species show very low relative abundances; however, their variations are associated with Dansgaard-Oeschger variability (Dansgaard-Oeschger stadials and interstadials, white and light grey bars, respectively; Heinrich events, dark grey bars).

4.4 Benthic foraminifer fauna during Heinrich events

In general, the Heinrich event assemblage is fairly similar to the stadial assemblage, with a predominance of miliolids, *Trifarina angulosa*, *Lobatula lobatula*, *Discorbinella bertheloti*, *Astrononion gallowayi*, and other less abundant species, mainly *Discoanomalina coronata* and *Chilostomella oolina* (figures 3 and 6). Therefore, the environmental conditions must have been very similar to those of the other stadials; that is, a well-oxygenated environment with a low-organic matter content.

Lobatula lobatula, *Discoanomalina coronata*, and also *Astrononion gallowayi* are more abundant during HE than during non-Heinrich stadial stages, especially during HE4. This suggests even more oxygenated environments during those events, always with a sufficient nutrient content to permit their development. *Chilostomella oolina* is absent from most of the stadials, although its relative abundance undergoes a subtle increase in the middle of the Heinrich events. This species has been reported to live in organic-rich sediments [Mullineaux and Lohmann, 1981] with low-

oxygen conditions [Schmiedl et al., 2000]. Therefore, its increase in the middle of the Heinrich events could have been due to a small increase in the organic matter content in the sediment.

The benthic assemblages from HE3 and HE4 seem to be very similar, the latter being slightly more oxygenated. However, HE5 exhibits very different features: most of the “stadial species” show lower relative abundances, which may be due to a lower food supply resulting from an important decrease in surface productivity. By contrast, some of the species normally associated with interstadial events increase their relative abundance during these times; this is the case of *Melonis barleeanus* and *Hyalinea balthica*. The presence of some individuals of both species during several Heinrich events could be due to frequent pulses of organic matter to the sediment, or to the occurrence of multiple periods of reduced bottom oxygenation. No changes in the benthic fauna of this area are observed during HE5 [Rashid et al., 2003].

4.5 Reconstruction of paleoceanographic conditions

In the interval studied, the benthic foraminifer assemblage shows a continuous alternation between two paleoceanographic situations that respond to the Dansgaard-Oeschger cyclicity. This pattern observed in the benthic fauna from the hole PRGL1-4 at around 200 m water depth during that period, is very similar to the variations recorded for the same organisms in the Alboran Sea (Western Mediterranean) at around 2000 m depth [Perez-Martin et al., 2006], suggesting a common origin. However, those changes in the benthic fauna from the Alboran Sea were related to variations in the generation of Western Mediterranean Deep Waters in the Gulf of Lions, mainly controlled by the migration of pressure areas and wind stress. Previous studies [Cacho et al., 2000; Sierro et al., 2005; Frigola et al., 2007] have reported weaker and milder northerly winds (Mistral and Tramontane) over the Gulf of Lions during interstadials, when the Azores high-pressure area moved northward, causing a slowing down of Western Mediterranean Deep Water formation. The subsequent stratification led to less ventilation of the bottom waters, favouring the development of a meiobenthic-eutrophic benthic assemblage [Perez-Martin et al., 2006], whereas during stadials, the enhanced deep water formation allowed the development of other benthic species associated with oxygenated environments. However, the benthic fauna from the Gulf of Lions studied in this work was located in an area outside the direct influence of deep water formation, which means that the possible common origin for both imprints must be a basin-wide mechanism.

This possible mechanism could be related to deep water formation, but in terms of intermediate and deep water generation throughout the basin; i.e., not only considering the Gulf of Lions but also the

Aegean Sea, the Levantine basin and the Adriatic Sea. The enhancement of wind stress in the Mediterranean area during the cold winters that occurred during stadials could have caused strong vertical mixing throughout the basin and hence an enhanced general ventilation at both 2000 and 200 m depth. Conversely, during interstadials, less wind stress and warmer surface water temperatures in the Mediterranean basin could have decreased the vertical mixing, leading to a reduced oxygenation of the basin.

Nevertheless, another hypothesis could be suggested since during interstadial stages the meiobenthic-eutrophic assemblage occupied the sediment, suggesting an increase in organic matter flux to the bottom [Gooday, 1994]. This increase may have been caused by a higher surface productivity throughout the Mediterranean basin, which elicited enhanced oxygen consumption below 70-100 m, hence favouring the accumulation of organic matter in the sediments at depths of both 2000 and 200 m. This increase in surface productivity could have been due to the higher amount of nutrients arriving at the basin due to increased river discharges associated with wetter interstadial periods [Combourieu Nebout et al., 2002; Sanchez-Goñi et al., 2002]. Also, during interstadials the fragmentation index increased, probably because of the high amount of organic matter in the sediment, causing acidification when it became degraded at the water-sediment interface and hence favouring shell dissolution [Emerson and Bender, 1981]. However, during stadials, a decrease in surface productivity could have taken place in the Mediterranean Sea, probably due to a reduced nutrient load arriving at the basin from rivers during these drier periods [Combourieu Nebout et al., 2002; Sanchez-Goñi et al., 2002]. This poor productivity led to the maintenance of a constant high-oxygen level throughout the water column, inhibiting the accumulation of organic material in the sediment. During Heinrich events, the oceanographic features were probably very similar to those of stadial stages; that is, lower surface productivity throughout the Mediterranean basin and hence well-oxygenated bottom conditions.

5. Conclusions

In the Gulf of Lions a very good correlation is seen between Dansgaard-Oeschger variability and shallow benthic fauna changes (around 200 m depth), at least between the last 60-30 kyr, as suggested in previous studies on the benthic fauna from greater depths (around 2000 m). This would imply a basin-wide mechanism for that variability, which could have been enhanced vertical mixing or reduced surface productivity throughout the basin during stadials, and further basin-wide stratification or increasing productivity during interstadials.

During interstadial periods, the benthic foraminifer assemblage and the high amount of infaunal species suggest high-organic matter and low-oxygen sediment contents, which could have been caused by higher surface productivity in the basin due to increasing river discharge and the consequent arrival of nutrients, or to a greater basin-wide stratification caused by weaker winds and warmer surface water temperatures. This situation would have favoured acidification and shell dissolution in the water-sediment interface. By contrast, during stadials the benthic fauna suggests well-oxygenated, low-organic matter bottom conditions. This could have been due to less surface productivity owing to decreasing inputs of nutrients, caused by less river run-off during drier periods, or to an enhancement in basin-wide vertical mixing due to stronger winds, which would have favoured intermediate and deep water formation.

Heinrich events can also be recognized in these samples through the benthic foraminifer assemblage. The oceanographic conditions during these events were very similar to those of non-Heinrich stadial stages.

Acknowledgments

This work was supported by the European Commission Project Promess1 (EVR1-CT- 2002-40024) and the IMAGES program that funded the drilling and coring of the Gulf of Lions. This study has also been supported by the Spanish projects CGL 2005-00642/BTE, CGL 2006-10593 and SA008C05, and by a MEC FPU grant to Beatriz González Mora (AP20033094). S.B. benefited from the support of Agence Nationale de la Recherche, France (contract NT05-3-42040).

References

- Alavi, S.N., (1988). Late Holocene deep-sea benthic foraminifera from the Sea of Marmara. *Mar. Micropal.*, 13: 213-237.
- Barry, R.G. and Chorley, R.J., (1998). *Atmosphere, Weather and Climate*, Seventh Edition Routledge, New York, NY.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W. S., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G. and Ivy, S., (1992). Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, 360: 245-249.
- Broecker, W. S., Bond, G., Klas, M., Clark, E. and McManus, J., (1992). Origin of the northern Atlantic's Heinrich events. *Clim.Dyn.*, 6: 265-273.
- Cacho, I., Grimalt, J., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F. J., Flores, J. A. and Shackleton, N., (1999). Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography*, 14(6): 698-705.

- Cacho, I., Grimalt, J. O., Sierro, F. J., Shackleton, N. and Canals, M., (2000). Evidence for enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 157: 45-58.
- Caralp, M.H., (1989). Size and morphology of the benthic foraminifer *Melonis barleeanum*: relationships with marine organic matter. *J. Foram. Res.*, 19: 235-245.
- Cimerman, F. and Langer, M. R., (1991). *Mediterranean foraminifera*. Slovenska Akademija Znanosti in Umetnosti Academia Scientarum et Artium Slovenica, Ljubljana.
- Combourieu Nebout, N., Turon, J.L., Zahn, R., Capotondi, L., Londeix, L., and Pahnke, K., (2002). Enhanced aridity and atmospheric high-pressure stability over the western Mediterranean during the North Atlantic cold events of the past 50 k.y. *Geology*, 30: 863-866.
- Coplen, T.B., (1996). New guidelines for the reporting of stable hydrogen, carbon, and oxygen isotope ratio data. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60: 3359-3360.
- Corliss, B.H., (1985). Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments. *Nature*, 314: 435-438.
- Corliss, B.H., (1991). Morphology and microhabitat preferences of benthic foraminifera from the northwest Atlantic Ocean. *Mar. Micropal.*, 17: 195-236.
- Dansgaard, W., Johnson, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidbjerg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdóttir, A. E., Jouzel, J. and Bond, G., (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364: 218-220.
- De Rijk, S., Troelstra, S.R. and Rohling, E.J., (1999). Benthic foraminiferal distribution in the Mediterranean Sea. *J. Foram. Res.*, 29: 93-103.
- De Stigter, H.C., Jorissen, F.J. and Van der Zwaan, G.J., (1998). Bathymetric distribution and microhabitat partitioning of live (Rose Bengal stained) benthic foraminifera along a shelf to bathyal transect in the Southern Adriatic Sea. *J. Foram. Res.*, 28: 40-65.
- Donnici, S. and Serandrei Barbero, R., (2002). The benthic foraminiferal communities of the North Adriatic continental shelf. *Mar. Micropal.*, 44: 93-123.
- Duijnste, I.A.P., Ernst, S.R. and Van der Zwaan, G.J., (2003). Effect of anoxia on the vertical migration of benthic foraminifera. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 246: 85-94.
- Duijnste, I., De Lugt, I., Noordegraaf, H. V. and Van der Zwaan, B., (2004). Temporal variability of foraminiferal densities in the northern Adriatic Sea. *Mar. Micropal.*, 50(1): 125-148.
- Emerson, S. and Bender, M., (1981). Carbon fluxes at the sediment-water interface of the deep-sea: Calcium carbonate preservation. *J. Mar. Res.*, 39: 139-162.

Ernst, S. and Van der Zwaan, B., (2004). Effects of experimentally induced raised levels of organic flux and oxygen depletion on a continental slope benthic foraminiferal community. *Deep-Sea Res.*, 51: 1709–1739.

Ernst, S.R., Duijnste, I.A.P. and Van der Zwaan, G.J., (2002). The dynamics of the benthic foraminiferal microhabitat: Recovery after experimental disturbance. *Mar. Micropal.*, 46: 343–361.

Ernst, S.R., Bours, R., Duijnste, I.A.P. and Van der Zwaan, G.J., (2005). Experimental effects of an organic matter pulse and oxygen depletion on a benthic foraminiferal shelf community. *J. Foram. Res.*, 35(3): 177-197.

Frigola, J., A. Moreno, I. Cacho, M. Canals, F. J. Sierro, J. A. Flores, J. O. Grimalt, D. A. Hodell, and Curtis, J.H., (2007). Holocene climate variability in the western Mediterranean region from a deepwater sediment record. *Paleoceanography*, 22 PA2209. Doi:10.1029/2006PA001307.

Gadel, F., Charrière, B. and Serve, L., (1993). Behaviour of suspended and sedimentary organic matter in the deltaic areas of the Gulf of Lions (Mediterranean Sea). *Netherlands Journal of Aquatic Ecology*, 27: 437–447.

Gooday, A.J., (1994). The biology of deep-sea foraminiferal communities at three abyssal NE Atlantic sites subject to differing phytodetritus input regimes. *Deep-Sea Res.*, 43: 1395-1421.

Hald, M. and Korsun, S., (1997). Distribution of modern Arctic benthic foraminifera from fjords of Svalbard. *J. Foram. Res.*, 27: 101-122.

Heinrich, H., (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130.000 years. *Quat. Res.*, 29: 142-152.

Heinz, P., Hemleben, Ch., and Kitazato, H., (2002). Time-response of cultured deep-sea benthic foraminifera to different algae diets. *Deep-Sea Res. I*, 49: 517-537.

Herguera, J.C. and Berger, W.H., (1991). Paleoproductivity from benthic foraminifera abundance: glacial to postglacial change in the west-equatorial Pacific. *Geology*, 19: 1173–1176.

Jorissen, F.J., (1987). The distribution of benthic foraminifera in the Adriatic Sea. *Mar. Micropal.*, 12: 21–48.

Jorissen, F.J., Barmawidjaja, D.M., Puškarić, S. and Van der Zwaan, G.J., (1992). Vertical distribution of benthic foraminifera in the northern Adriatic Sea: The relation with the organic flux. *Mar. Micropal.*, 19: 131–146.

Jorissen, F.J., De Stigter, H.C. and Widmark, J.G.V., (1995). A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Mar. Micropal.*, 26: 3–15.

Jouet, G., Berné, S., Rabineau, M., Bassetti, M.A., Bernier, P., Dennielou, B., Sierro, F.J., Flores, J.A. and Taviani, M., (2006). Shoreface migrations at the shelf edge and sea-level changes around the Last Glacial Maximum (Gulf of Lions, NW Mediterranean). *Mar. Geol.*, 234: 21-42.

Lefevre, D., Minas, H.J., Minas, M., Robinson, C., Williams, P.J.L. and Woodward, E.M.S., (1997). Review of gross community production, primary production, net community production and

dark community respiration in the Gulf of Lions. *Deep-Sea Res. II-Topical Studies in Oceanography* 44 (3-4): 801-832.

Levy, A., Mathieu, R., Poignant, A., Rosset-Moulinier, M., Ubaldo, M., De Abreu, L. and Lebreiro, S., (1995). Foraminifères actuels de la marge continentale Portugaise—Inventaire et distribution. *Memórias do Instituto Geológico et Mineiro*, 32: 3–116.

Loeblich, A.R. and Tappan, H., (1988). *Foraminiferal Genera and their Classification-Plates*, Van Nostrand Reinhold Company, New York.

Lohmann, G. P., (1978). Abyssal benthonic foraminifera as hydrographic indicators in the western South Atlantic. *J. Foram. Res.*, 8: 6-34.

Loubere, P., (1996), The surface ocean productivity and bottom water oxygen signals in deep water benthic foraminiferal assemblages. *Mar. Micropal.*, 28: 247-261.

Lutze, G.F., (1986). *Uvigerina* species in the eastern North Atlantic. *Utrecht Micropal. Bull.*, 35: 21-46.

Lutze, G.F. and Coulbourn, W.T., (1984). Recent benthic foraminifera from the continental margin of northwest Africa: community structure and distribution. *Mar. Micropal.*, 8: 361-401.

Mackensen, A., Sejrup, H. P., and Jansen, E., (1985), The distribution of living benthic foraminifera on the continental slope and rise of southwest Norway. *Mar. Micropal.*, 9: 275–306.

Martrat, B., Grimalt, J. O., Lopez-Martinez, C., Cacho, I., Sierro, F. J., Flores, J. A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J. H. and Hodell, D. A., (2004). Abrupt temperature changes in the Western Mediterranean over the past 250,000 years. *Science*, 306: 1762-1765.

Millot, C., (1990). The Gulf of Lions' hydrodynamics. *Cont. Shelf Res.*, 10 (9-11): 885-894.

Millot, C., (1999). Circulation in the Western Mediterranean Sea. *J. Mar. Sys.*, 20: 423-442.

Moodley, L., Heip, C.H.R. and Middelburg, J.J., (1998). Benthic activity in sediments of the northwestern Adriatic Sea: sediment oxygen consumption, macro- and meiofauna dynamics. *J. Sea Res.*, 40: 263-280.

Mullineaux, L.S. and Lohmann, G.P., (1981). Late Quaternary stagnations and recirculation of the eastern Mediterranean: changes in the deep water recorded by fossil benthic foraminifers. *J. Foram. Res.*, 11: 20-39.

Murray, J.W., (1971). *An Atlas of British Recent Foraminiferids*. Heinemann Educational Books, London.

Naidu, P.D. and Malmgren, B.A., (1995). Do benthic foraminifer records represent a productivity index in oxygen minimum zone areas? An evaluation from the Oman Margin, Arabian Sea. *Mar. Micropal.*, 26: 49–55.

Oggioni, E. and Zandini, L., (1987). Response of benthic foraminifera to stagnant episodes — A quantitative study of Core BAN 81-23, Eastern Mediterranean. *Mar. Geol.*, 75: 241-261.

Pérez-Martín, R., Sierro, F.J. and Flores, J.A., (2006). Variaciones en las faunas de foraminíferos bentónicos del mar de Alborán durante el evento Heinrich 6. *Geogaceta*, 40: 223-226.

Rashid, H., R. Hesse and Piper, D. J. W., (2003). Evidence for an additional Heinrich event between H5 and H6 in the Labrador Sea. *Paleoceanography*, 18(4): 1077. Doi:10.1029/2003PA000913.

Rathburn, A.E. and Corliss, B.H., (1994). The ecology of living (stained) deep-sea benthic foraminifera from the Sulu Sea. *Paleoceanography*, 9: 87–150.

Rohling, E.J., Hayes, A., Kroon, D., De Rijk, S. and Zachariasse, W.J., (1998). Abrupt cold spells in the NW Mediterranean. *Paleoceanography*, 13: 316-322.

Sánchez-Goñi, M.F., Cacho, I., Turon, J.L., Guiot, J., Sierro, F.J., Peypouquet, J.-P., Grimalt, J.O., and Shackleton, N.J., (2002). Synchronicity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. *Clim. Dyn.*, 19: 95-105.

Schmiedl, G., Mackensen, A. and Müller, P.J., (1997). Recent benthic foraminifera from the eastern South Atlantic Ocean: dependence on food supply and water masses. *Mar. Micropal.*, 32: 249–287

Schmiedl, G., De Bovée, F., Buscail, R., Charrière, B., Hemleben, Ch., Medernach, L. and Picon, P., (2000). Trophic control of benthic foraminiferal abundance and microhabitat in the bathyal Gulf of Lions, western Mediterranean Sea. *Mar. Micropal.*, 40: 167–188.

Schönfeld, J., (2002). Recent benthic foraminiferal assemblages in deep high-energy environments from the Gulf of Cadiz (Spain). *Mar. Micropal.*, 44:141-162.

Seidenkrantz, M.S. (1993). Subrecent changes in foraminiferal distribution in the Kattegat and the Skagerrak, Scandinavia: anthropogenic influence and natural causes. *Boreas*, 22: 383-395.

Seiglie, G.A., (1968). Foraminiferal assemblages as indicators of high organic carbon content in sediments and of polluted waters. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 52(11): 2231-2241.

Sen Gupta, A.K., (1997). Paleooceanographic and paleoclimatic history of the Somali Basin during the Pliocene-Pleistocene: Multivariate analyses of benthic foraminifera from DSDP Site 241 (Leg 25). *J. Foram. Res.*, 27: 196-208.

Sierro, F. J., Hodell, D. A., Curtis, J. H., Flores, J. A., Reguera, I., Colmenero-Hidalgo, E., Bárcena, M. A., Grimalt, J. O., Cacho, I. and Canals, M., (2005). Impact of iceberg melting on Mediterranean thermohaline circulation during Heinrich events. *Paleoceanography*, 20: PA2019, doi:10.1029/2004PA001051.

Sgarrella, F. and Moncharmont Zei, M. (1993). Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy): systematics and autecology. *Boll. Soc. Pal. Ital.*, 32: 145-264.

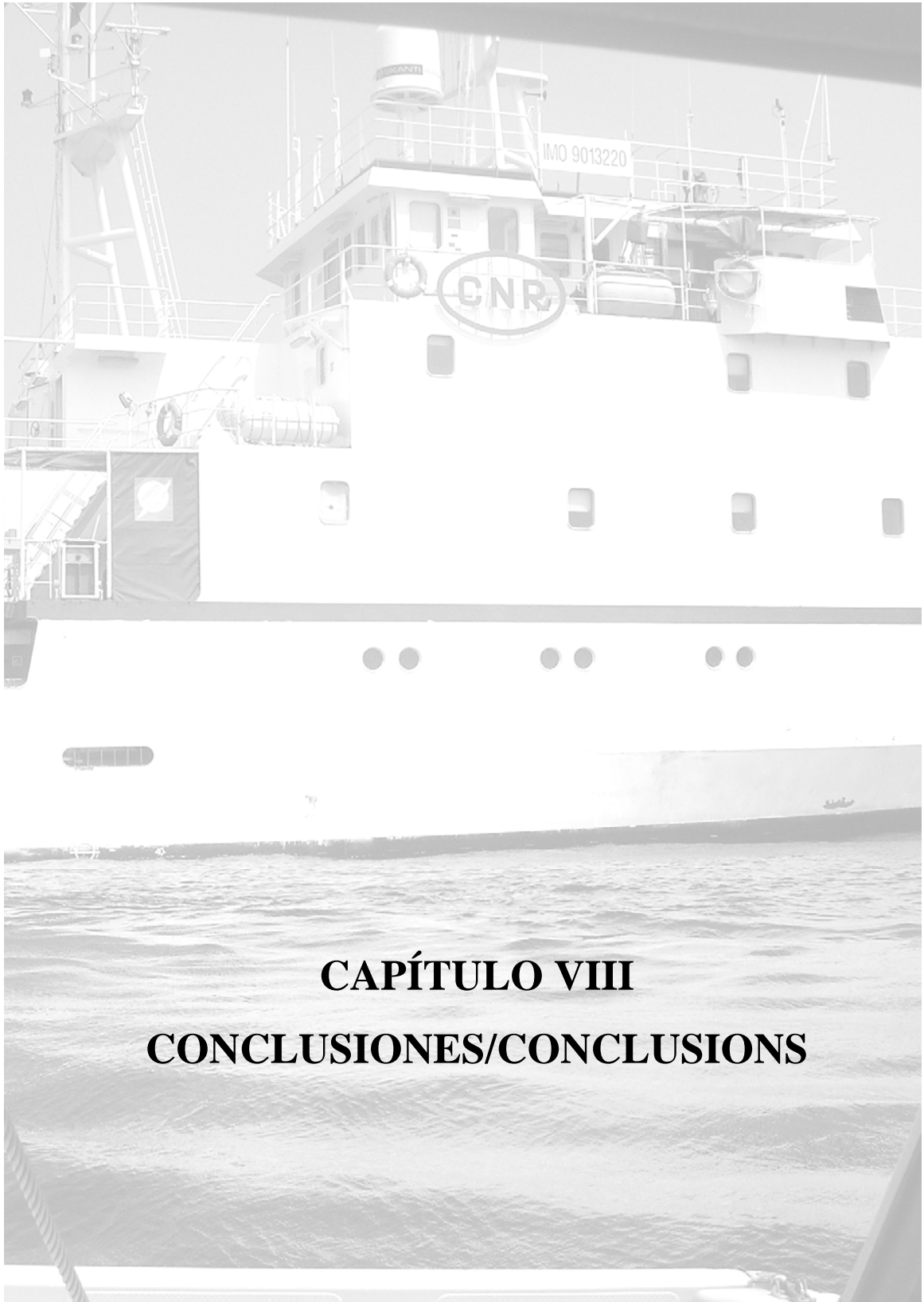
Van der Zwaan, G.J., (1982). Paleocology of late Miocene Mediterranean foraminifera. *Utrecht Micropal. Bull.*, 25: 1-205.

Van der Zwaan, G.J., Duijnste, I.A.P., den Dulk, M., Ernst, S.R., Jannink, N.T. and Kouwenhoven, T.J., (1999). Benthic foraminifers: proxies or problems? A review of paleocological concepts. *Earth Sci. Rev.*, 46: 213-236.

Vergnaud-Grazzini, C., Caralp, M., Faugères, J.C., Gonthier, E., Grousset, F., Pujol, C. and Saliège, J.F., (1989). Mediterranean outflow through the Strait of Gibraltar since 18,000 years B.P. *Oceanol. Acta*, 12: 305–324.

Williamson, M.A. (1985). Recent foraminiferal diversity on the continental margin off Nova Scotia, Canada. *J. Foram. Res.*, 15: 43-51.

Williamson, M.A., Keen, C.E. and Mudie, P.J. (1984). Foraminiferal distribution on the continental shelf off Nova Scotia. *Mar. Micropal.*, 9: 219-239.



CAPÍTULO VIII
CONCLUSIONES/CONCLUSIONS

CONCLUSIONES

250- 150 ka

Entre 250 y 150 ka (parte del estadio isotópico marino 6 y todo el 7) en el mar de Alborán y en el margen ibérico se había registrado en estudios anteriores una variabilidad milenaria muy marcada en la temperatura del agua superficial obtenida a partir de alquenonas, que ha sido confirmada por las asociaciones de foraminíferos planctónicos estudiadas en este trabajo. Dichas asociaciones han estado controladas principalmente por la temperatura del agua superficial, como se desprende del alto grado de correlación entre sus abundancias relativas y las estimaciones de temperatura basadas en alquenonas.

A escala astronómica, la fauna planctónica analizada refleja periodos caracterizados por una fuerte estratificación térmica de la columna de agua al comienzo de los subestadios isotópicos cálidos 7.5 y 7.3, y hacia la mitad del 7.1, coincidiendo con los periodos de máxima insolación de verano en el Hemisferio Norte. Esta estratificación queda evidenciada por el marcado aumento en la abundancia relativa de la especie *Globigerinoides ruber*, característica de ambientes tropicales-subtropicales oligotróficos. A medida que dichos subestadios fueron avanzando, la mezcla vertical de las aguas fue creciendo paulatinamente al mismo tiempo que la temperatura del agua superficial iba disminuyendo de forma que otras especies pasaron a ser más abundantes.

Los cambios del nivel del mar se han visto reflejados en la composición isotópica de las diferentes masas de agua superficiales del mar de Alborán, de forma que durante los mínimos del nivel del mar el periodo de residencia de las aguas mediterráneas aumentó debido a la restricción en el intercambio de aguas con el Atlántico a través del estrecho de Gibraltar, lo que provocó un aumento en el $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas mediterráneas. Dicho eustatismo también afectó a la composición química del sedimento. Cuando el nivel del mar estaba más alto, la retrogradación asociada a la subida ocasionaba la llegada de material muy fino, principalmente arcillas, al centro de la cuenca de Alborán debido a la mayor lejanía de la línea de costa; en cambio, cuando el nivel del mar bajaba, tenía lugar una progradación en los márgenes de la cuenca, de forma que al centro de la misma podía llegar sedimento de mayor tamaño que incluía mayor cantidad de granos de cuarzo. Durante estos periodos de bajo nivel del mar que coinciden con periodos fríos y secos, es posible que también llegara cierta cantidad de granos de cuarzo por vía aérea debido a una mayor fuerza de los vientos.

Dentro del periodo estudiado, se han descrito una serie de eventos o capas sedimentadas durante periodos de corta duración, como eventos tipo Heinrich o capas ricas en materia orgánica. Los primeros parecen ser el registro mediterráneo de episodios de oleadas de icebergs que tuvieron lugar en el Atlántico Norte. Este registro se caracteriza por temperaturas superficiales muy bajas, descensos en la composición isotópica de las aguas y en su salinidad (sobre todo en las más superficiales), desaparición o descenso drástico en la abundancia relativa de especies de aguas cálido-templadas, escasez de foraminíferos planctónicos en el sedimento, aumento en la cantidad de bario biogénico y en las relaciones Fe/Al, Ti/Al y Si/Al del sedimento. Todos estos indicadores nos permiten caracterizar estos eventos como periodos en los que en el mar de Alborán hubo una marcada estratificación de la columna de agua por densidad, lo que provocó entre otras cosas una mejor preservación de la materia orgánica en el fondo y el consiguiente aumento en el contenido de bario biogénico. Posiblemente fuera un periodo seco en el que la creciente fuerza de los vientos aumentó la cantidad de partículas con alto contenido en titanio y sílice en el fondo de la cuenca. Los bajos valores de Sr/Ca y de foraminíferos por gramo sugieren un descenso en la productividad superficial durante estos eventos. Por otro lado, la formación de capas ricas en materia orgánica también tuvo lugar bajo condiciones de estratificación por densidad de la cuenca y alta productividad superficial, en este caso la estratificación fue causada probablemente por un aumento en el balance Precipitación/Evaporación en la región mediterránea y el aumento en la productividad se debió a la creciente descarga fluvial. En algunos periodos de máxima insolación no se llegaron a depositar este tipo de sedimentos por coincidir con periodos especialmente fríos (posibles eventos tipo Heinrich) que inhibieron la llegada de materia orgánica al fondo, por un lado, reduciendo la estratificación de la columna de agua, y por otro, disminuyendo la productividad superficial. Los datos sugieren que los sapropeles y las capas ricas en materia orgánica se pudieron formar bajo condiciones oceanográficas similares, pero no iguales, de forma que algunos factores influyeran más en el Mediterráneo occidental que en el oriental y viceversa. De la misma forma, durante la formación de capas ricas en materia orgánica las condiciones oceanográficas no fueron siempre las mismas.

60- 30 ka

Durante este periodo, los eventos Dansgaard-Oeschger que tuvieron lugar produjeron cambios importantes en la circulación oceánica probablemente a escala de todo el mar Mediterráneo, ya que se han observado variaciones similares en la fauna bentónica del golfo de

León (a 200 m de profundidad) y en el mar de Alborán (aproximadamente 2000 m de profundidad). Durante los interestadiales (cálidos), en el fondo de la cuenca mediterránea se produjo una gran acumulación de materia orgánica y el contenido en oxígeno del sedimento disminuyó. Esto pudo tener su origen en un aumento de la productividad superficial en todo el Mediterráneo debido a una mayor descarga de los ríos y/o en un aumento en la estratificación de la columna de agua, causada por la existencia de vientos más débiles y temperaturas del agua superficial más altas, que favoreció una mayor preservación de la materia orgánica en el fondo. Bajo estas condiciones se favoreció la acidificación del medio y la disolución de las conchas de los foraminíferos en la interfase sedimento-agua. Durante los estadiales (fríos), el fondo de la cuenca estuvo bien oxigenado y el contenido en materia orgánica era bajo, lo que podría ser debido a un descenso en la productividad superficial en toda la cuenca causado por una disminución en la descarga de los ríos durante estos periodos más secos y/o a un aumento de la mezcla vertical debido a una mayor fuerza de los vientos que a su vez favorecieron la generación de aguas intermedias y profundas.

La asociación de foraminíferos bentónicos del golfo de León durante los eventos Heinrich es muy similar a la existente durante los demás estadiales, por lo que las condiciones oceanográficas en esta zona debieron ser muy similares en ambas situaciones.

Relación Sr/Ca en conchas de foraminíferos planctónicos

La relación Sr/Ca presente en la concha de varias especies de foraminíferos planctónicos (*Globigerina bulloides*, *Globigerinoides ruber* (alba) y *Neogloboquadrina pachyderma* (dextrorsa)) parece responder a cambios en la relación Sr/Ca del océano global, de forma que durante los estadios y subestadios isotópicos marinos fríos esta relación en las conchas de los foraminíferos es más alta que en los cálidos. Al menos en las tres especies estudiadas, las variaciones en la relación Sr/Ca son similares, lo que sugiere que la composición global del océano es el factor principal que controla esta relación en todas ellas.

Peso de los foraminíferos planctónicos como indicador de CO₂ atmosférico

El peso de los foraminíferos planctónicos debe utilizarse con precaución como indicador de la concentración de CO₂ atmosférico, ya que en muestras fósiles del mar de Alborán se ha

comprobado que la tasa de calcificación en varias especies de foraminíferos planctónicos (*Globigerina bulloides*, *Globigerinoides ruber* (alba) y *Neogloboquadrina pachyderma* (dextrorsa)) no está únicamente controlada por la saturación en carbonato del agua y la influencia que tienen el nivel de CO₂ atmosférico y la temperatura del agua en la misma. En los casos de *Globigerina bulloides* y *Globigerinoides ruber* (alba) sí es así, pero en *Neogloboquadrina pachyderma* (dextrorsa) la tasa de calcificación está controlada principalmente por las condiciones de crecimiento óptimo para la especie, en este caso los individuos presentan mayor calcificación cuando el rango de temperatura del agua es óptimo para esta especie, coincidiendo con los máximos de abundancia relativa de *Neogloboquadrina pachyderma* (dextrorsa).

Es necesario que se lleven a cabo más estudios en muestras actuales y cultivos con el fin de comprender mejor los factores que afectan a la calcificación en diferentes especies de foraminíferos planctónicos.

CONCLUSIONS

250-150 kyr

A micropaleontologic and geochemical study of the Alboran Sea has revealed that planktonic foraminifer assemblages changed abruptly between 250 and 150 kyr, with millennial frequency. These faunal changes were mainly controlled by variations in SST and fully confirm previous records of millennial climate variability in both the westernmost Mediterranean basin and the Portuguese margin for this time period.

Throughout the interval studied, the polar species *Neogloboquadrina pachyderma* (left coiling) was very scarce because during that time the Polar Front never reached the latitude of the Strait of Gibraltar.

At the beginning of the warm substages 7.5 and 7.3 and in the middle of 7.1, in the Alboran Sea there was enhanced seasonality with a significant thermal stratification of the water column together with low surface productivity, which is evidenced by an increase in the relative abundance of *Globigerinoides ruber* and coincides with Northern Hemisphere summer insolation maxima. This situation gradually changed to weaker seasonality and thermal stratification, and greater surface productivity during the cold substages.

Long-term oxygen isotope and salinity variations are controlled by global ice-volume changes and their consequent variations in the residence time of Mediterranean water. When sea level was low, the residence time was presumably longer and hence this invoked an increase in the $\delta^{18}\text{O}_w$ and salinity. Furthermore, sea level changes were reflected in the sediment chemical composition. During highstands, a greater amount of fine sediment arrived at the basin due to a longer distance to the coast. However, during lowstands coarser particles arrived, including more quartz grains. These grains may also have an aeolian origin since cold stages seem to have been drier and with stronger winds.

Two possible Heinrich-like events have been described in the period studied, at around 170 and 220 kyr. They are periods of iceberg discharges from the North Atlantic, whose influence is also recorded in the Mediterranean Sea. These periods are characterized in the Alboran Sea by cold SST, low salinity and water $\delta^{18}\text{O}$, a drastic decrease in the total number of planktonic foraminifers, almost disappearance of temperate-warm water species, increase in biogenic barium and Fe/Al, Ti/Al y Si/Al ratios in the sediment. During these periods, water density stratification took place, favouring organic matter preservation in the sediment and thus, causing biogenic barium maxima,

although they seem to be periods of low productivity (low Sr/Ca ratios). They probably were dry periods in which stronger wind stress would have provoked the increase in the titanium and silica content in the sediment. The possible Heinrich-like event at around 170 kyr seems to have coincided with an especially wet period in the Mediterranean region, enhancing the isotopic anomaly.

In the Alboran Sea, four organic-rich layers (ORLs 9-12), related to sapropels 6, 7 and 9 recorded in the Eastern Mediterranean Sea, were deposited in periods characterized by water density stratification in the basin and higher surface productivity. In this case, water stratification was caused by an increase in Precipitation/Evaporation in the Mediterranean Region and the productivity increase was due to the increasing river discharge. Sapropel 8 has no equivalent in the Alboran Sea, since the coetaneous Northern Hemisphere summer insolation maximum coincides with a possible Heinrich-like event, which would have prevented stratification of the water column and would have resulted in low surface productivity due to the extremely low surface temperature.

60-30 kyr

In the Gulf of Lions a very good correlation is seen between Dangaard-Oeschger variability and shallow benthic fauna changes (around 200 m depth), at least between the last 60-30 kyr, as suggested in previous studies on the benthic fauna from greater depths (around 2000 m). This would imply a basin-wide mechanism for that variability, which could have been enhanced vertical mixing or reduced surface productivity throughout the basin during stadials, and further basin-wide stratification or increasing productivity during interstadials.

During interstadial periods, the benthic foraminifer assemblage and the high amount of infaunal species suggest high-organic matter and low-oxygen sediment contents, which could have been caused by higher surface productivity in the basin due to increasing river discharge and the consequent arrival of nutrients, or to a greater basin-wide stratification caused by weaker winds and warmer surface water temperatures. This situation would have favoured acidification and shell dissolution in the water-sediment interface. By contrast, during stadials the benthic fauna suggests well-oxygenated, low-organic matter bottom conditions. This could have been due to less surface productivity owing to decreasing inputs of nutrients, caused by less river run-off during drier periods, or to an enhancement in basin-wide vertical mixing due to stronger winds, which would have favoured intermediate and deep water formation.

The oceanographic conditions during Heinrich events seem to have been very similar to those of non-Heinrich stadial stages.

Sr/Ca ratio in planktonic foraminifer shells

The Sr/Ca ratio in shells of different planktonic foraminifers (*Globigerina bulloides*, *Globigerinoides ruber* (alba) y *Neogloboquadrina pachyderma* (dextrorsa) seems to reflect changes in the Sr/Ca ratio of the ocean. During cold marine isotope stages and substages this ratio measured in shells is higher than during warm stages and substages. In the three species studied in this work changes in the Sr/Ca ratio are similar, suggesting that the global ocean composition is the main factor controlling this ratio in the three species.

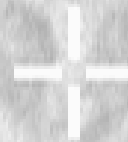
Planktonic foraminifer weight as atmospheric CO₂ proxy

This study questions the use of shell weight as a proxy of carbonate saturation and atmospheric CO₂ in surface waters since in core samples from the Alboran Sea it has been observed that the primary factors controlling calcification rate are not atmospheric CO₂ and water [CO₃²⁻] in all species.

It seems that even in subpolar or tropical species calcification rate is mainly controlled by surface water [CO₃²⁻], resulting from the opposite effects of atmospheric CO₂ and water temperature. However, in *Neogloboquadrina pachyderma* optimum growth conditions seem to be the primary factor controlling calcification rate.

Further studies on shell weights are needed to better understand the processes behind shell calcification in planktonic foraminifera.

ANEXOS



ANEXO 1. RELACIÓN DE ESPECIES IDENTIFICADAS

FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS

Beella digitata (Brady), 1879

= *Globigerina digitata* (Brady), 1879

Globigerina bulloides d'Orbigny, 1826

Globigerina falconensis Blow, 1959

Globigerina rubescens Hofker, 1956

Globigerinella calida (Parker), 1962

Globigerinella siphonifera (d'Orbigny), 1839

= *G. aequilateralis* (Brady), 1879

Globigerinita glutinata (Egger), 1893

Globigerinoides conglobatus (Brady), 1879

Globigerinoides ruber (d'Orbigny), 1839

Globigerinoides sacculifer (Brady), 1877

Globigerinoides tenellus (Parker), 1958

Globigerinoides trilobus (Reuss), 1850

Globorotalia crassaformis (Galloway y Wissler), 1927

Globorotalia inflata (d'Orbigny), 1839

Globorotalia scitula (Brady), 1882

Globorotalia truncatulinoidea (d'Orbigny), 1839

Neogloboquadrina pachyderma (Ehrenberg), 1861

= *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg), 1861

Orbulina universa d'Orbigny, 1839

Turborotalita quinqueloba (Natland), 1938

FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS

(Especies más significativas)

Amphicoryna scalaris (Batsch, 1791)

Astrononion gallowayi Loeblich y Tappan, 1953

Bigenerina nodosaria d'Orbigny, 1826

Biloculinella inflata (Wright, 1902)
Brizalina alata (Seguenza, 1862)
Brizalina subspathulata Boomgart, (1949)
Bolivina subaenariensis (Cushman, 1922)
Bulimina aculeata d'Orbigny, 1826
Bulimina marginata d'Orbigny, 1826
Bulimina costata d'Orbigny, 1852
Cassidulina laevigata (d'Orbigny, 1826)
Cassidulina crassa d'Orbigny, 1839
Chilostomella oolina Schwager, 1878
Cibicides lobatulus (Walter y Jacob, 1798)
Cibicidoides pachydermus (Rzehak, 1886)
Cornuspira involvens (Reuss, 1850)
Cornuspira carinata (Costa, 1856)
Discoanomalina coronata (Parker y Jones, 1857)
Discorbinella bertheloti (d'Orbigny, 1839)
Elphidium advenum (Cushman, 1922)
Favulina hexagona (Williamson, 1848)
Fissurina lucida (Williamson, 1848)
Fursenkoina rotundata (Parr, 1950)
Fursenkoina bradyi (Cushman, 1922)
Globobulimina affinis (d'Orbigny, 1839)
Globocassidulina subglobosa (Brady, 1881)
Gyroidinoides umbonatus (Silvestri, 1898)
Gyroidina neosoldanii Brotzen, 1936
Hyalinea balthica (Schröter, 1783)
Lagena sulcata (Walker y Jacob, 1789)
Lagena striata (d'Orbigny, 1839)
Lagena hispida Reuss, 1863
Lenticulina gibba (d'Orbigny, 1826)
Melonis barleeanus (Williamson, 1858)
Miliolinella subrotunda (Montagu, 1803)
Miliolinella irregularis (d'Orbigny),
Nonionella turgida (Williamson, 1858)

Oolina acuticosta (Reuss, 1862)
Oolina squamosa (Montagu, 1803)
Planulina ariminensis d'Orbigny, 1826
Pullenia quinqueloba (Reuss, 1851)
Pyrgo depressa (d'Orbigny, 1826)
Pyrgo murrhina (Schwager, 1866)
Pyrgo williamsoni (Silvestri, 1923)
Pyrgo oblonga (d'Orbigny, 1839)
Pyrgo comata (Brady, 1884)
Pyrgoella sphaera (d'Orbigny, 1839)
Quinqueloculina seminulum (Linné, 1758)
Quinqueloculina padana Perconig, 1954
Robertina translucens Cushman y Parker, 1936
Sigmoilinita Tenuis (Czjek, 1848)
Sigmoilopsis schlumbergeri (Silvestre, 1904)
Sphaeroidina bulloides d'Orbigny, 1826
Spiroloculina excavata d'Orbigny, 1846
Stainforthia fusiformis (Williamson, 1848)
Trifarina angulosa (Williamson, 1858)
Triloculina tricarinata d'Orbigny, 1826
Uvigerina mediterranea Hofker, 1932
Uvigerina peregrina Cushman, 1923

ANEXO 2. ABREVIATURAS

AABW: *Antarctic Bottom Water* (Agua Antártica Profunda)

B&T: Método de Blackman y Tukey

C: *Cascading*

Cps: Conteos por segundo (*counts per second*)

CN: Corriente del Norte

DCM: *Deep Chlorophyll Maximum* (nivel máximo de clorofila)

D-O: Dansgaard-Oeschger

DSR: Desviación estándar relativa (*RSD: relative standard deviation*)

DSWC: *Dense Shelf Water Cascading* (*Cascading* de agua densa de la plataforma)

FRX: Fluorescencia de rayos X (*XRF: X-Ray Fluorescence*)

GAOC: Giro Anticiclónico Occidental

GAOR: Giro Anticiclónico Oriental

GISP2: *Greenland Ice Sheet Project 2*

H: Heinrich

HE: *Heinrich Event* (evento Heinrich)

I: Invierno

ICP-AES: *Inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry* (espectrometría de emisión por plasma)

IRD: *Ice-Rafted Detritus* (material terrígeno arrastrado por icebergs)

L: *Layer* (capa)

LIW: *Levantine Intermediate Water* (Agua Intermedia Levantina)

MAT: *Modern Analog Technique* (Técnica de Análogos Modernos)

MAW: *Modified Atlantic Water* (Agua Atlántica Modificada)

Mbsf: *Meters below seafloor* (metros bajo el fondo del mar)

MEM: *Maximum entropy method* (método de máxima entropía)

MIS: *Marine Isotope Stage* (estadio isotópico marino)

MIW: *Mediterranean Intermediate Water* (Agua Intermedia Mediterránea)

MOW: *Mediterranean Outflow Water* (Agua Saliente Mediterránea)

MTM: *Multi-taper method*

NADW: *North Atlantic Deep Water* (Agua Noratlántica Profunda)

O: Otoño

ODP: *Ocean Drilling Program* (programa de perforación del océano)

ORL: *Organic-Rich Layer* (capa rica en materia orgánica)

P: Primavera

PROMESS: *Profiles across Mediterranean Sedimentary Systems*

Psu: *Practical salinity unit* (unidad de salinidad práctica)

S: Sapropel

SMOW: *Standard mean ocean water scale*

SPECMAP: *Spectral Mapping Project* (curva isotópica de referencia)

SST: *Sea Surface Temperature* (temperatura del agua marina superficial)

TOC: *Total Organic Carbon* (carbono orgánico total)

TROX: *Trophic conditions and oxygen concentrations* (condiciones tróficas y concentraciones de oxígeno)

TDW: *Tyrrhenian Dense Water* (Agua Densa Tirrena)

V: Verano

VPDB: *Viena Pee Dee Belemnite*

WIW: *Winter Intermediate Water* (Agua Intermedia de Invierno)

WMDW: *Western Mediterranean Deep Water* (Agua Profunda del Mediterráneo Occidental)

ZCIT: Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ: *Intertropical Convergence Zone*)