

CONEXIONES CLIMÁTICAS DE ESCALA MILENARIA ENTRE PROCESOS OCEÁNICOS Y ATMOSFÉRICOS DURANTE EL ÚLTIMO CICLO GLACIAR: ESTUDIO MULTIDISCIPLINAR DE UN SONDEO DEL MAR DE ALBORÁN (MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL)

A. Moreno^{1,2,*}, I. Cacho², M. Canals², J.O. Grimalt³, M.F. Sánchez-Goñi⁴ y F.J. Sierro⁵

¹Instituto Pirenaico de Ecología-CSIC, Av. Montañana 1005, 50080 Zaragoza. amoreno@ipe.csic.es

²GRC Geociències Marines, Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Campus de Pedralbes, Martí i Franqués s/n, 08028 Barcelona.

³Instituto de Química Ambiental-CSIC, Jordi Girona 18, 08034 Barcelona.

⁴EPHE, Département Géologie et Océanographie, UMR-CNRS 5805, Université Bordeaux 1, 33405 Talence, Francia.

⁵Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, Plaza de la Merced s/n, 3700 Salamanca.

^(*)Dirección actual: Limnological Research Center; University of Minnesota, 310 Pillsbury Drive S.E. Minneapolis, MN 55455-0219, EEUU.

Resumen: La extensa base de datos paleoclimáticos obtenidos del sondeo MD95-2043 del Mar de Alborán (Mediterráneo Occidental) permite describir dos escenarios climáticos para los eventos fríos y cálidos de los ciclos de Dansgaard/Oeschger que caracterizan la variabilidad de escala milenaria del último periodo glaciario. La posición e intensidad del sistema de vientos del oeste se muestra como uno de los factores principales que causaron la variabilidad observada tanto en el océano (temperaturas superficiales marinas, formación de agua profunda en el Mediterráneo Occidental y paleoproduktividad) como en el continente (cambios en las precipitaciones, cubierta vegetal, aportes fluviales y eólicos, intensidad de vientos del Sahara). El estudio de las periodicidades observadas en los diferentes indicadores evidencia que la ciclicidad de 1470 años es la más significativa, excepto en los indicadores terrestres que muestran mayor significancia estadística en las bandas de frecuencia de 3300 y 8000 años. El análisis de fases llevado a cabo permite ordenar los diferentes procesos en una línea temporal cubriendo un ciclo de Dansgaard/Oeschger completo. Estos resultados muestran que la señal del aporte de polvo del Sahara precede por unos 200 años la señal de otros indicadores de procesos asociados a latitudes altas. Aunque esta observación necesita ser confirmada por otros estudios regionales, destaca la posible relevancia de algunos procesos de latitudes bajas en la generación y/o propagación de la variabilidad climática milenaria en la región Mediterránea más occidental.

Palabras clave: Paleoceanografía, cambio climático abrupto, ciclos de Dansgaard/Oeschger, último periodo glaciario, Mediterráneo Occidental.

Abstract: The large dataset obtained from the extensive study of IMAGES core MD95-2043 recovered from the Alboran Sea (Western Mediterranean) shows the periodicities and phase relationships of oceanographic and atmospheric processes on a millennial timescale. The 1470-yr cycle is the most significant, with the exception of the records reflecting climatic or environmental changes on land which show statistically significant 3300 and 8000 frequency bands. The investigation of these core records on a millennial scale resolution allows us to establish the evolution of oceanographic and atmospheric mechanisms that influenced the Western Mediterranean region in the course of the Dansgaard/Oeschger cycles. Accordingly, possible land-sea interactions can be identified and situated in the context of the temporal succession of the different climatic processes. For instance, Saharan dust supply from Northern Africa appears to lead by 200 years some high-latitude climate changes. Although this observation needs to be tested by other studies from the same region, it suggests that low-latitude feedback processes were involved in forcing or transferring the millennial climatic variability in the westernmost Mediterranean.

Key words: Paleoceanography, abrupt climate change, Dansgaard/Oeschger cycles, last glacial period, Western Mediterranean.

Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J.O., Sánchez-Goñi, M.F. y Sierro, F.J. (2007): Conexiones climáticas de escala milenaria entre procesos oceánicos y atmosféricos durante el Último Ciclo Glaciario: estudio multidisciplinar de un sondeo del Mar de Alborán (Mediterráneo occidental). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20 (1-2): 31-52.

Durante la última década, el estudio de sondeos marinos obtenidos alrededor de la Península Ibérica con el objetivo de reconstruir la historia climática de los últimos milenios, ha supuesto un gran avance en el conocimiento de los mecanismos reguladores del clima en la región Mediterránea. Gran parte de esa investigación paleoclimática se ha volcado en la identificación de los cambios climáticos abruptos, como por ejemplo los ciclos de Dansgaard-Oeschger (D/O), y en las causas que los generan. El estudio de dichos cambios del pasado es especialmente interesante debido a la posibilidad de inferir a partir de los mismos las respuestas ambientales a cambios rápidos que se pueden estar produciendo en el clima actual (Houghton *et al.*, 2001).

Los ciclos de D/O fueron definidos en los sondeos de hielo de Groenlandia al observar grandes variaciones en el valor de los isótopos del oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) del hielo y que fueron interpretadas como oscilaciones bruscas, de orden milenario, de la temperatura atmosférica a lo largo del Estadio Isotópico 3 (Dansgaard *et al.*, 1984) (Fig. 2). Cada ciclo consta de un intervalo cálido, interestadial, y otro frío, stadial. La fase de calentamiento es siempre brusca, en pocas decenas de años, y la de enfriamiento es progresiva. Posteriormente se consiguió correlacionar los testigos de hielo de Groenlandia con los registros climáticos de los testigos sedimentarios del Atlántico Norte (Bond *et al.*, 1993; Bond *et al.*, 1992; Bond y Lotti, 1995). Estos trabajos demostraron que varios ciclos de D/O podían ser agrupados en ciclos de rango superior presentando un enfriamiento progresivo, que se denominaron ciclos de Bond. Estos ciclos culminaban en un Evento de

Heinrich (HE) (Broecker *et al.*, 1992; Heinrich, 1988). Los HE se habían previamente definido al identificar una sucesión de niveles de gravas y arenas en sedimentos marinos del Atlántico Norte, con una recurrencia de, aproximadamente, 7.000 años. Estas capas se interpretaron como acumulaciones resultantes del transporte por icebergs durante breves episodios de colapsos catastróficos del manto de hielo del Hemisferio Norte. A las partículas que constituyen las capas de Heinrich se las conoce como *ice rafted debris* (IRD), es decir, detritos transportados por el hielo. Aunque existen diversas teorías, aún no está resuelto el mecanismo exacto que produjo tales colapsos glaciares (Broecker *et al.*, 1992; Ganopolski y Rahmstorf, 2001; Grousset *et al.*, 2000; MacAyeal, 1993).

Actualmente se ha confirmado la existencia de los ciclos de D/O y HE en muchos registros marinos y continentales de todas las partes del mundo, demostrando el impacto global de esta variabilidad climática de alta frecuencia (Voelker, 2002). Sin embargo, a pesar del esfuerzo realizado tanto para comprender los mecanismos que la causaron como para describir las relaciones temporales entre los diferentes sistemas climáticos involucrados, muchos aspectos siguen sin resolver (Sarthein *et al.*, 2002). En un principio, los ciclos de D/O se atribuyeron a inestabilidades en la circulación termohalina y en el transporte de calor asociado (Boyle, 2000). Cada vez hay más evidencias de que la inyección esporádica de agua dulce en el Océano Atlántico, quizás con un componente estocástico, tuvo que jugar un papel principal en el desencadenamiento de estas oscilaciones (Ganopolski y Rahmstorf, 2001; Ganopolski y

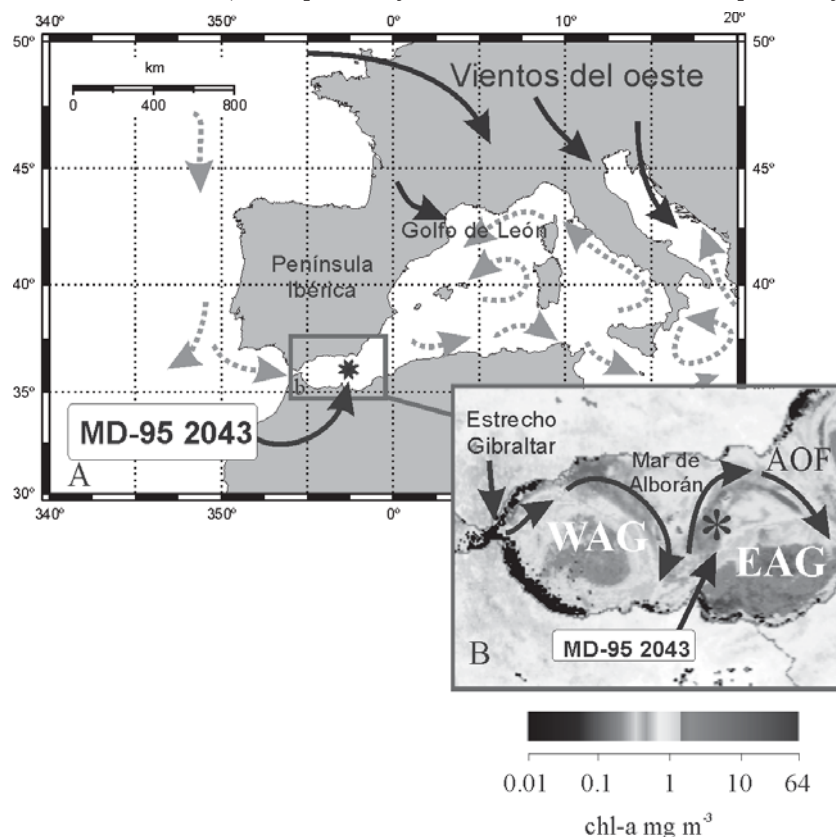


Figura 1.- A) Localización del sondeo IMAGES MD95-2043 en el Mar de Alborán. Los rasgos principales de la circulación marina superficial se representan con flechas. **B)** Concentración superficial de pigmentos clorofílicos (mg/m^3) en la cuenca de Alborán obtenida de las imágenes de SeaWiFS en Mayo de 1999 (Fabrès *et al.*, 2002). Los dos giros anticiclónicos (WAG y EAG) y la posición del Frente de Almería-Orán (AOF) se indican en la figura.

Rahmstorf, 2002). Además del rol del océano, también se ha sugerido que los cambios en la circulación atmosférica podrían explicar la correlación observada entre las señales climáticas y oceánicas en lugares muy alejados del planeta. Tanto los registros del polvo desértico contenido en los sondeos de hielo de Groenlandia (Mayewski *et al.*, 1994), como varios registros marinos que documentan la variabilidad climática ligada a los monzones asiáticos (Leuschner y Sirocko, 2000; Reichert *et al.*, 2002) o los archivos de los depósitos de loess en China (An, 2000; Chen *et al.*, 1997) muestran una intensificación de la circulación atmosférica durante los periodos fríos de estos ciclos (estadales). El aparente acoplamiento entre hemisferios (Peterson *et al.*, 2000) además de las evidencias de rápidas reorganizaciones atmosféricas (Führer *et al.*, 1999) parecen indicar la presencia de una señal atmosférica global superpuesta a las señales más regionales asociadas a los cambios en la circulación termohalina o a las dinámicas de los casquetes de hielo. Es, por tanto, cada vez más importante, particularmente por su relevancia social, comprender mejor los mecanismos que causan estos cambios climáticos rápidos y las consecuencias en los sistemas marinos y continentales.

Se hace también necesario identificar los diferentes procesos marinos y atmosféricos involucrados en los ciclos de D/O para elucidar cómo dicha variabilidad se propagó entre varias regiones y latitudes. Un aspecto fundamental, y todavía no resuelto, concierne a la relación temporal entre estos procesos, ya que puede proporcionar las claves para comprender las causas de los ciclos de D/O (Moreno *et al.*, 2005). Conseguir un avance en esa línea de investigación alcanzando un mayor conocimiento de la relación causal y temporal entre procesos y mecanismos climáticos requiere (1) conseguir archivos paleoclimáticos que registren a la vez procesos atmosféricos y oceanográficos y que permitan un estudio de alta resolución; (2) centrar la atención en áreas especialmente sensibles a estos cambios climáticos abruptos donde la señal registrada sea más clara y (3) conseguir integrar datos de procesos que actúan en distintas latitudes. El mar Mediterráneo es una región que cumple los tres requisitos. Por un lado, debido a sus características físicas (mar semi-cerrado) e hidrográficas (limitado intercambio de aguas con el mar abierto), es un área especialmente sensible a los cambios climáticos. Por otro lado, su posición geográfica, a caballo entre altas y bajas latitudes, hace que esté influido por ambos sistemas climáticos. Estudios recientes de secuencias paleoclimáticas marinas (Cacho *et al.*, 1999) y terrestres (Combouret Nebout *et al.*, 2002) de la región Mediterránea han mostrado una correlación excepcional con los registros de hielo de Groenlandia durante el último ciclo glaciario. Estos trabajos demuestran que el clima del Mediterráneo y la circulación marina a escalas de miles de años estuvieron estrechamente ligados con el sistema oceánico y atmosférico del Atlántico Norte.

En este artículo, presentamos los principales resultados de la investigación multidisciplinar llevada a cabo en el sondeo IMAGES MD 95-2043 del Mar de Alborán en el Mediterráneo Occidental en relación a los ciclos de D/O de los últimos 50.000 años. La situación geográfica de este sondeo marino, influido climáticamente por los sistemas de altas latitudes y subtropicales, proporciona una oportunidad única para estudiar las relaciones temporales entre distintos procesos. Así mismo, el hecho de disponer de una amplia base de datos del mismo sondeo conseguida a lo largo de los últimos años, entre otros estudios, a raíz de dos tesis doctorales realizadas en la Universidad de Barcelona (Cacho, 2000; Moreno, 2002), permite reconstruir la variabilidad de un gran número de procesos atmosféricos y oceánicos e indagar en sus relaciones temporales durante el Estadio Isotópico Marino 3.

Material y métodos

El sondeo IMAGES MD95-2043 (36°8,6N; 2°37,3W) se obtuvo en 1995 a una profundidad de 1841 m en el Mar de Alborán (Fig. 1). El modelo de edad se desarrolló a partir de la correlación gráfica de las Temperaturas Superficiales Marinas (*Sea Surface Temperaturas*, SST) de Alborán con el registro isotópico ($\delta^{18}\text{O}$) del sondeo de Groenlandia GISP2 (Meese *et al.*, 1997) y un amplio número de dataciones de AMS ^{14}C (Cacho *et al.*, 1999). De acuerdo con este modelo de edad, el registro presentado en este artículo cubre los últimos 48,000 años calendario (Fig. 2), aunque los principales resultados aquí expuestos abarcan entre 28,000 y 48,000 años. Las tasas de sedimentación son de 27 cm/1000 años como media, resultando en una resolución temporal de nuestros registros de 185 años en los intervalos de muestreo de 5 cm. A continuación, resumimos los principales indicadores presentados en este estudio y los métodos analíticos que se utilizaron.

Las SST se obtuvieron a partir de marcadores biomoleculares, en concreto, a partir de la relación entre la abundancia de dos lípidos (alquenonas di y tri-insaturadas) que son sintetizadas por algas cocolitoforales, cambiando su proporción según la temperatura de las aguas en las que estos organismos planctónicos viven (Pelejero, 2000). La relación entre esas alquenonas, definida como el índice Uk'_{37} , permite reconstruir las paleotemperaturas superficiales en el océano (Villanueva *et al.*, 1998). Además de las alquenonas, también se estudiaron las concentraciones de diferentes alcanos y alcoholes que se interpretan como aportes continentales y, debido a su diferente grado de preservación en el registro sedimentario, proporcionan información valiosa acerca de la oxigenación del fondo marino (Cacho *et al.*, 2000). Estos biomarcadores moleculares se analizaron con un cromatógrafo de gases Varian Modelo 3400 equipado con un inyector

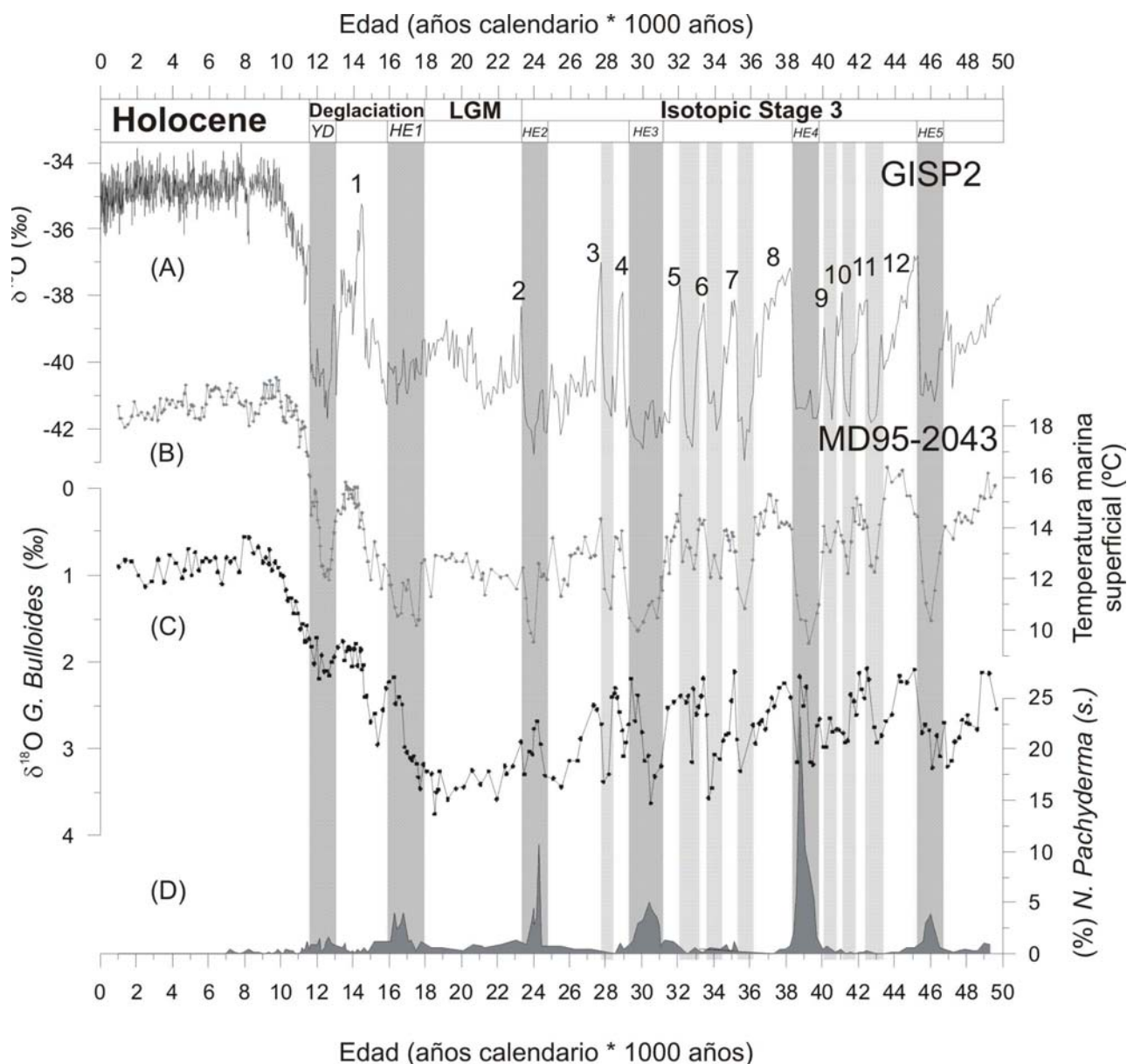


Figura 2.- Comparación de los registros de (A) $\delta^{18}\text{O}$ (‰) del sondeo de hielo de Groenlandia GISP2 (Meese *et al.*, 1997; Grootes y Stuiver, 1997) con las variaciones obtenidas en el sondeo MD95-2043 durante los últimos 50,000 años de (B) las temperaturas marinas superficiales medidas a partir del índice Uk_{37} , (C) $\delta^{18}\text{O}$ (‰) analizado en el foraminífero planctónico *Globigerina bulloides* y (D) abundancia del foraminífero planctónico de aguas frías *Neogloboquadrina pachyderma* (s.), a partir de Cacho *et al.* (1999). Los estadales, los HE y el Younger Dryas (periodos fríos) están indicados con bandas grises y los interestadales (periodos cálidos) con números.

programable y detección por ionización de llama disponible en el Instituto de Química Ambiental, del CSIC, Barcelona.

Los isótopos estables (oxígeno y carbono) se analizaron en foraminíferos planctónicos y bentónicos con un Espectrómetro de Masas SIRA de la Universidad de Cambridge, usando muestras de 25-30 especímenes seleccionados del rango 300-355 μm . Este espectrómetro está adicionalmente equipado con el sistema de baño ácido VG. Además, se presenta en este trabajo la variación de la abundancia de *Neogloboquadrina pachyderma sinistralis*, un foraminífero planctónico de aguas frías que sólo se encuentra en el Mar de Alborán durante los episodios más fríos, como los HE (Cacho *et al.*, 1999; Pérez-Folgado *et al.*, 2003).

La distribución de tamaño de grano de las partículas terrígenas se midió en los sedimentos una vez eliminada la material orgánica (con 10% H_2O_2) y los carbonatos (con una solución de acetato amónico tamponada a $\text{pH}=4$) con un COULTER LS 100 del Departamento de Estratigrafía, Paleontología y Geociencias Marinas de la Universidad de Barcelona. Este equipo demostró una alta precisión en las medidas (variación del 0,97% en el diámetro medio y de 1,37% en la desviación estándar) y una gran exactitud (desviaciones de 0,09-0,34 μm en el diámetro nominal medio de microesferas de vidrio) (Moreno *et al.*, 2002). Con el objetivo de reconstruir las características de las áreas fuente y el mecanismo de transporte de las partículas terrígenas se llevó a cabo la modelización de los «end-members» mediante un algoritmo inverso desarrollado por

(Weltje, 1997) Como *end-members* se entiende cada una de las subpoblaciones en que podría subdividirse el conjunto de distribuciones granulométricas estudiadas, tanto si son debidas a medios de transporte distintos o a variaciones en la distancia al área fuente o a otras causas.

El análisis geoquímico de las muestras se realizó por Fluorescencia de Rayos-X usando un espectrofotómetro secuencial de rayos X Philips PW2400, que consta de una fuente de excitación con ánodo de Rh y un cargador de muestras automático (102 posiciones) en los Servicios Científico-Técnicos de la Universidad de Barcelona. Antes del análisis, las muestras se trituran y homogeneizaron en un mortero de ágata. Se prepararon *perlas* para la determinación de los elementos mayores (fundiendo unos 0,3 gramos de sedimento con tetraborato de litio) y *pastillas* para los elementos traza (Moreno, 2002; Moreno *et al.*, 2004). La exactitud analítica se evaluó midiendo estándares internacionales mientras que la precisión de las medidas individuales se determinó mediante análisis replicados resultando ser mejor de un 0,8%. Los elementos que se obtuvieron por este método fueron Na, Mg, Al, Si, P, K, Ca, Ti, Mn y Fe (mayores) y Sn, Nb, Zr, Y, Rb, Th, Ga, Zn, Cu, Ni, V, Ce, Co, Pb, Ba y Cr (traza). El análisis del contenido total en carbono orgánico se determinó con un Analizador Elemental Carlo Erba (NA 1500) en Instituto de Química Ambiental, del CSIC. Por último, las preparaciones para el estudio del contenido polínico y su recuento, se realizaron siguiendo el protocolo descrito en Sánchez-Goñi *et al.* (2002).

Todos los registros obtenidos con los análisis mencionados fueron re-muestreados con un intervalo temporal de 150 años para obtener datos uniformes antes de llevar a cabo los análisis espectrales. Con el objetivo de extraer las periodicidades significativas, se realizó el análisis de frecuencias usando los métodos disponibles en el paquete informático *Analyseries* (Paillard *et al.*, 1996): Blackman-Tukey, Multi-Taper y Máxima Entropía. De los tres, el método Multi-Taper (MTM) fue seleccionado por permitir detectar oscilaciones de baja amplitud en periodos de tiempo cortos con un alto grado de significancia estadística y por presentar un test estadístico que evalúa la calidad de los resultados (Yiou *et al.*, 1996). Además de estudiar las frecuencias que presentan los diferentes procesos atmosféricos y oceánicos estudiados, se realizó un análisis de fases que permite averiguar su secuencia temporal a lo largo de un ciclo de D/O (Moreno *et al.*, 2005).

Área de estudio

Características oceanográficas del Mar de Alborán

El régimen hidrográfico del Mar Mediterráneo es antiestuarino, es decir, el intercambio de aguas a través del Estrecho de Gibraltar se produce de modo que el agua mediterránea, más salada, sale en profundidad,

mientras que las aguas atlánticas, más ligeras, entran por la superficie. Este intercambio de aguas está controlado por el balance hídrico del Mediterráneo, donde la tasa de evaporación supera a la de precipitación y a los aportes fluviales (Bèthoux, 1979). En el Mar de Alborán, el agua atlántica que entra en superficie en el Mediterráneo a través del Estrecho de Gibraltar, describe dos giros anticiclónicos que ocupan, respectivamente, la Cuenca Occidental y la Cuenca Oriental (Fig. 1). En el límite del giro oriental se desarrolla un frente de densidad conocido como Frente de Almería-Orán (Sanchez-Vidal *et al.*, 2004). Aunque la productividad en el Mar Mediterráneo es, en general, muy baja, en el Mar de Alborán alcanza valores elevados en los afloramientos de la periferia norte de los giros anticiclónicos y en el afloramiento costero de Málaga (García-Gorriz y Carr, 1999). La velocidad del agua atlántica entrante juega un papel muy importante en las variaciones de la productividad en el Mar de Alborán. Otros factores que modifican la productividad primaria en esta región son los aportes de nutrientes por descargas fluviales, la intensidad y la dirección de los vientos y la estratificación de la columna de agua (Fabrès *et al.*, 2002; García-Gorriz y Carr, 2001). La situación del testigo IMAGES MD 95-2043, influido por la presencia de dichos afloramientos, es idónea para reconstruir las variaciones de productividad ligadas a los cambios climáticos del pasado.

En el Mar Mediterráneo, a consecuencia de su balance hidrográfico negativo, se forman aguas densas que salen al atlántico a profundidad intermedia. En el Golfo de León, la formación de agua profunda está ligada fundamentalmente al sistema de vientos fríos y secos que provocan una intensa evaporación del agua superficial en invierno, aumentando así su salinidad (Millet, 1999). Esta agua más densa se hunde y discurre por el fondo del Mediterráneo Occidental hasta que sale hacia el Atlántico formando parte del Agua Mediterránea de Salida (*Mediterranean Outflow Water*, MOW). Así mismo, los procesos de *cascading* que se producen en la plataforma en el Golfo de León también favorecen la formación de agua profunda (Canals *et al.*, 2006). En el Mar de Alborán se pueden diferenciar tres masas de agua bien definidas en profundidad: el Agua Atlántica Modificada (*Modified Atlantic Water*, MAW), el Agua Intermedia Levantina (*Levantine Intermediate Water*, LIW) y el Agua Profunda del Mediterráneo Occidental (*Western Mediterranean Deep Water*, WMDW). La MAW ocupa los primeros 200 m, por encima de la LIW, que se sitúa entre 200 y 800 m de profundidad. La LIW, formada en el Mediterráneo Oriental, es la fuente principal del agua mediterránea que sale en profundidad por el Estrecho de Gibraltar (Pistek *et al.*, 1985). Cerca del fondo se halla la WMDW, formada en el Golfo de León. La disposición y la dinámica de las masas de aguas y sus variaciones a lo largo del tiempo influyen en la sedimentación de las partículas a través de la columna de agua, por lo que ambos aspectos deben ser tenidos en cuenta en el

estudio del registro sedimentario. Por otra parte, las características de las masas de agua en contacto con el fondo condicionan las condiciones diagenéticas de la interfase agua/sedimento y pueden condicionar, por tanto, la preservación de los indicadores paleoclimáticos utilizados.

Características climáticas y circulación atmosférica en la zona de estudio

La zona de estudio se caracteriza por un clima muy cálido y seco en verano debido a la influencia del cinturón de altas presiones subtropical. Durante los inviernos, este anticiclón se desplaza hacia el sur, permitiendo que las tormentas de latitudes medias entren en la región y traigan lluvias al Mediterráneo (Sumner *et al.*, 2001). En otoño se suelen producir lluvias torrenciales en respuesta a tormentas severas generadas localmente por convección atmosférica (Romero *et al.*, 1999). Gran parte de la variabilidad climática interanual en esta zona está ligada actualmente a un modo natural de variación de la presión atmosférica, lo que se conoce como la Oscilación del Atlántico Norte (*North Atlantic Oscillation*, NAO) que viene determinada por la intensidad y la posición relativas de las bajas presiones en Islandia y de las altas presiones en las Azores. La NAO puede ser representada mediante un índice que oscila a escala de decenas de años y que mide la diferencia de presión entre Gibraltar y Reykjavik (Hurrell, 1995). Un índice NAO positivo se alcanza cuando existe una mayor diferencia de presión entre los centros de altas y bajas presiones del Atlántico Norte y su posición es más al noreste que su posición media. La influencia de la NAO en el clima se manifiesta de múltiples maneras. En esos años de NAO positiva, las temperaturas sobre Groenlandia son más bajas que la media y el invierno en el norte de Europa es más templado (Barlow *et al.*, 1997). Además, un índice NAO positivo supone una mayor intensidad de los vientos del oeste (contralisios), que se sitúan más al norte, y por tanto, mayores precipitaciones en el norte de Europa y sequía en la región mediterránea y en el norte de África (Rodrigo *et al.*, 2001). La influencia de una NAO positiva se traduce también en un incremento del transporte de polvo sahariano hacia el Mediterráneo y el Atlántico (Moulin *et al.*, 1997). Por el contrario, a inviernos más templados en Groenlandia (índice NAO negativo) les corresponde un aumento de las precipitaciones en el sur de Europa (Rodò *et al.*, 1997) y en Canarias (García-Herrera *et al.*, 2001) debido al desplazamiento de las bajas presiones de Islandia hacia el sur.

La relación entre las masas de aire sahariano y el cinturón de altas presiones de las Azores constituye otra característica meteorológica que define el clima del Mediterráneo. La evaluación de las trayectorias seguidas por las masas de aire y los mapas de isobaras muestran que los vientos saharianos alcanzan la región

mediterránea cuando el anticiclón de las Azores está desplazado hacia el oeste y el anticiclón norteafricano está intensificado y centrado sobre Argelia (Rodríguez *et al.*, 2001). El desarrollo de bajas térmicas sobre la Península Ibérica también favorece esa situación a través del intenso calentamiento de la superficie terrestre.

Origen y transporte de las partículas depositadas en el Mar de Alborán

La contribución y depósito de sedimentos terrígenos en el Mar de Alborán están estrechamente ligados con los patrones meteorológicos. Los principales orígenes de las partículas son el transporte fluvial y el aporte de polvo eólico. El aporte de partículas fluviales desde el sur de la península está favorecido por lluvias locales torrenciales y una vegetación escasa que facilita la erosión superficial. Sin embargo, estudios de trampas sedimentarias actuales demuestran que el transporte fluvial de sedimentos desde el Norte de África es irrelevante (Fabrès *et al.*, 2002). Es conocido que el transporte de polvo sahariano es una fuente importante de partículas a los sedimentos del Mediterráneo siendo estimado en 9-25 t/km²yr (Guerzoni *et al.*, 1997). Además, se ha valorado que el 12% del sedimento litogénico recogido en un experimento con trampas de sedimentos en el Mar de Alborán corresponde con partículas eólicas (Fabrès *et al.*, 2002). Estos resultados subrayan la importancia del aporte eólico a los sedimentos del Mar de Alborán y su alto valor como trazador de la variabilidad climática del pasado.

Resultados

Indicadores de intensidad de vientos versus aridez continental.

Distribución de tamaño de grano e interpretación de los end-members.

En la figura 3 se representan dos de los indicadores granulométricos obtenidos en la fracción terrígena de este sondeo: la mediana (Fig. 3B) y el *end-member* 1 (Fig. 3F). La mediana varía entre 4 y 11 mm, con los máximos tamaños de grano durante los HE (Fig. 3B). Estos resultados son coherentes con otros indicadores medidos en el sondeo del Mar de Alborán, como la media de la distribución granulométrica, el grado de clasificación de los sedimentos, o la fracción entre 7-63 mm definida por (McCave *et al.*, 1995) como la fracción susceptible de ser transportada por los vientos (figura 2 en Moreno *et al.*, 2002). Los *end-members* de las distribuciones granulométricas se estimaron siguiendo el procedimiento de (Weltje, 1997). Primero se calculó el coeficiente de determinación (r^2) que representa la proporción de la varianza que puede ser reproducida por el modelo. De esta manera, se seleccionó el modelo

con tres *end-members* (EM1, EM2 y EM3) que explicaba el 81% de los datos y reproducía satisfactoriamente la mayoría de las fracciones de

tamaño de grano del sedimento de Alborán. Los EM1 y EM2 presentan una moda dominante y una distribución bien clasificada, mientras el EM3 presenta una moda

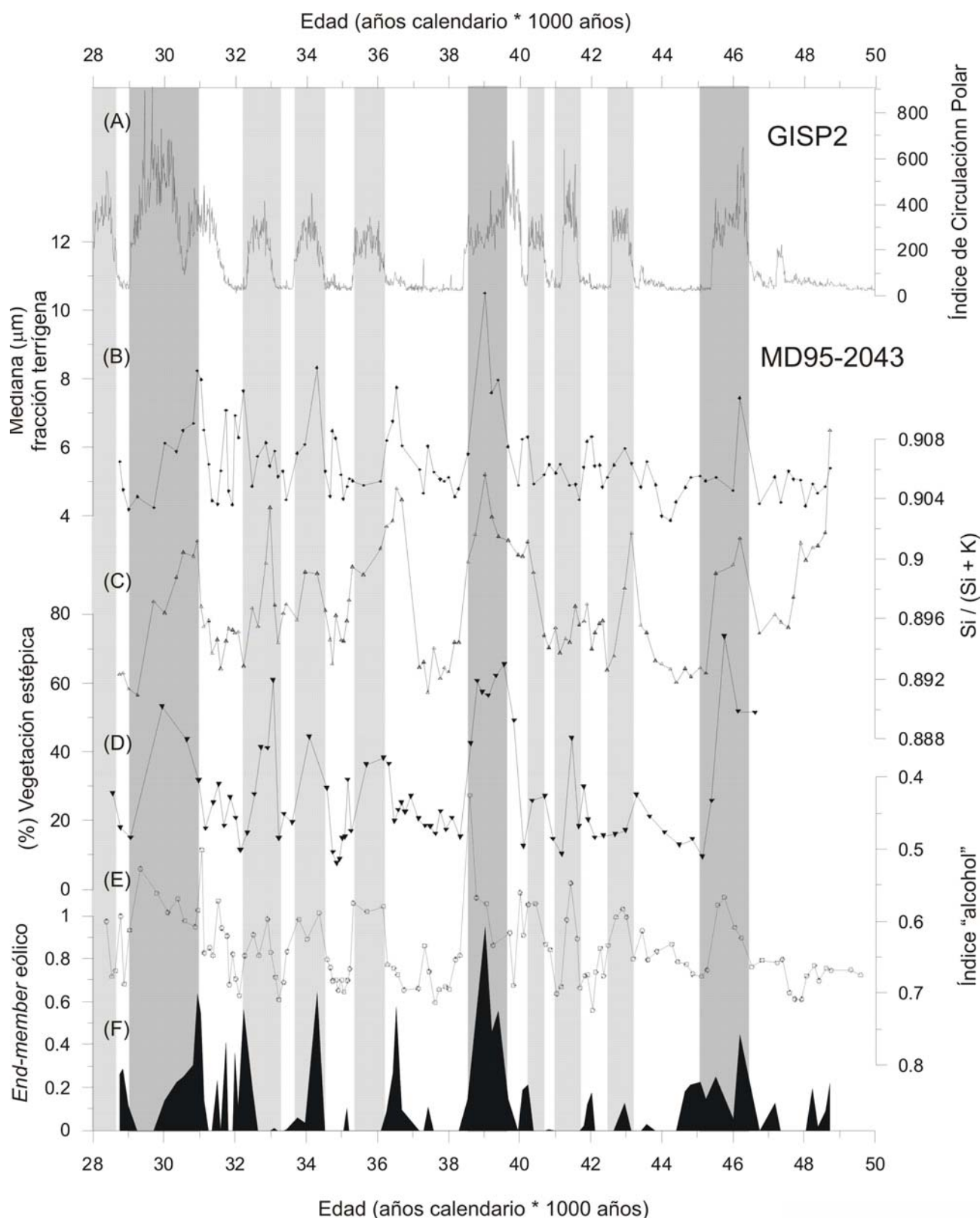


Figura 3.- Resultados de los indicadores de aridez e intensidad de vientos obtenidos en el sondeo MD95-2043 (B-F) comparados con el PCI, obtenido a partir de los datos de Calcio en el sondeo de Groenlandia GISP2 (A) (Mayewski *et al.*, 1997) entre 28.000 y 50.000 años. (B) Mediana (mm) de la fracción terrígena y (C) índice Si/Si+K obtenidos de Moreno *et al.* (2002), (D) abundancia de la vegetación estépica en porcentaje (Sánchez-Goñi *et al.*, 2002), (E) índice «alcohol» (resultado de la división entre *n*-hexacosanol/(*n*-hexacosanol+*n*-nonacosane) (Cacho *et al.*, 2000) y (F) contribución proporcional del *End-member* eólico (Moreno *et al.*, 2002). Los estadiales y los HE están indicados con bandas grises.

peor definida y representa sedimentos peor clasificados. La interpretación de estos *end-members*, basada en la comparación con muestras actuales de aerosoles saharianos y en el porcentaje de la fracción terrígena que representan (Moreno *et al.*, 2002), llevó a considerar al EM1 como eólico y a los otros dos como de origen fluvial. La diferencia entre EM2 y EM3 reside principalmente en el tipo de sedimentos fluviales que representan, relacionando EM2 con el sedimento producido tras intensas lluvias en el área fuente y EM3 con el sedimento fino transportado por los ríos. En la figura 3F se observa cómo el EM1 aumenta espectacularmente en los periodos fríos de los ciclos de D/O apuntando a mayor intensidad de los vientos durante los estadiales y los HE.

El índice $Si/(Si+K)$ como indicador de aportes eólicos versus fluviales.

El uso de la abundancia en Si como un indicador de aportes eólicos del Sahara en el Mediterráneo Occidental está justificado por el elevado contenido en cuarzo del polvo de origen sahariano (Guiu y Thomas, 1996). Dado que el contenido en ópalo biogénico en los sedimentos del Mar de Alborán es muy escaso (Masqué *et al.*, 2003), se asume que el contenido total de Si representa los aportes terrígenos. Debido a que las arcillas fluviales, sobretudo illita, están enriquecidas en K, la relación entre $Si/(Si+K)$ se aplica como un índice para determinar la relación entre la contribución fluvial y la eólica (Moreno *et al.*, 2002). La variación de este índice en el sondeo MD95-2043 del Mar de Alborán sigue el mismo patrón que la observada en los indicadores granulométricos (Fig. 3). Se observa, por tanto, un aumento de los aportes eólicos de polvo sahariano durante las fases frías de los ciclos de D/O y los HE.

Actualmente no hay estudios que evidencien cambios en la extensión del desierto del Sahara a esta escala de miles de años. Por consiguiente, nuestros resultados no podrían usarse, en principio, para discriminar entre un aumento en la intensidad de vientos o una mayor extensión (y mayor proximidad) de las fuentes de polvo saharianas durante los estadiales de los ciclos de D/O, ya que ambos procesos hubieran conducido a los mismos resultados. Sin embargo, sí que hay estudios que indican que los cambios en el depósito de polvo africano están primariamente causados por cambios en el transporte más que por modificaciones en la aridez del área fuente (Mahowald *et al.*, 1999). Así, consideramos que tanto el EM1 como el índice $Si/(Si+K)$ monitorizan principalmente cambios en el transporte eólico debidos a la variabilidad en la intensidad del viento.

El registro polínico como un indicador de las condiciones climáticas terrestres.

Las condiciones climáticas en las zonas continentales que rodean a Alborán durante el último ciclo glaciario se estudiaron usando el registro polínico

del sondeo MD95-2043 (Sánchez-Goñi *et al.*, 2002). En ese estudio, basándose en la alternancia entre el dominio de vegetación estépica (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Ephedra*) durante los estadiales frente al dominio de vegetación eurosiberiana y mediterránea (fundamentalmente *Quercus caducifolia* o roble, y *Quercus perennifolia* o encina) durante los interestadiales, se interpretan oscilaciones importantes en la temperatura y, sobretudo, en la humedad en el continente siguiendo los ciclos de D/O. El hecho de que los indicadores granulométricos y geoquímicos correlacionen con la abundancia de plantas estépicas (Fig. 3D) apunta claramente a un aumento de aridez sincrónico con los aumentos en la intensidad de los vientos detectados (Sánchez-Goñi *et al.*, 2002).

Otro parámetro investigado y que se muestra en la figura 3E es el denominado índice «alcohol», que refleja la relación entre dos biomarcadores moleculares (*n*-hexacosanol y *n*-nonacosano) que tienen el mismo origen terrestre pero muy diferente respuesta a la degradación en la columna de agua y en los sedimentos, siendo el primero mucho más lábil que el segundo (Cacho *et al.*, 2000). Por lo tanto, un aumento en la relación entre estos dos biomarcadores indicará condiciones ideales de preservación mientras que un descenso apuntará a condiciones muy oxidantes en el sedimento. Este índice marca claramente los ciclos de D/O, disminuyendo durante los periodos fríos (eje invertido en la figura 3G), consecuentemente indicando un aumento en las condiciones oxidantes y una mayor ventilación. Los posibles cambios en la ventilación de la masa de agua profunda en el Mar de Alborán estarán ligados a la variación en la intensidad de la WMDW y, por tanto, a la intensidad de los vientos del oeste (contralisios) responsables de su formación. Otros indicadores geoquímicos e isotópicos se han analizado para examinar estas hipótesis.

Indicadores de productividad y de las masas de agua profunda en el Mar de Alborán

Variación de la productividad en el Mar de Alborán.

Identificar los cambios en la productividad primaria del pasado a partir de sedimentos marinos es siempre complejo debido a la gran cantidad de factores que pueden influir en los indicadores seleccionados (ej. Rühlemann *et al.*, 1999). En la figura 4 presentamos el registro de varios indicadores de paleoproduktividad obtenidos del sondeo MD95-2043 junto a las SST y a la variación de los isótopos de oxígeno ($\delta^{18}O$) de Groenlandia, por comparación. Claramente se observa que tanto el porcentaje de carbono orgánico (Fig. 4C), como de carbonato (Fig. 4D), la concentración de Bario ligada a la productividad (Fig. 4E) o la concentración total de alquenonas (Fig. 4F) aumentan durante los periodos cálidos de los ciclos D/O (Moreno *et al.*, 2004).

Todos los indicadores representados en la figura 4 pueden estar influidos simultáneamente por otros

procesos no estrictamente ligados a las variaciones de productividad. Por ejemplo, aunque la cantidad de carbonato registra la abundancia de organismos calcáreos (ej. foraminíferos y cocolitofóridos), los

procesos de disolución pueden ejercer un control fundamental en la señal obtenida. En el caso de este sondeo marino, la escasa fragmentación de los organismos calcáreos detectada durante los estadales

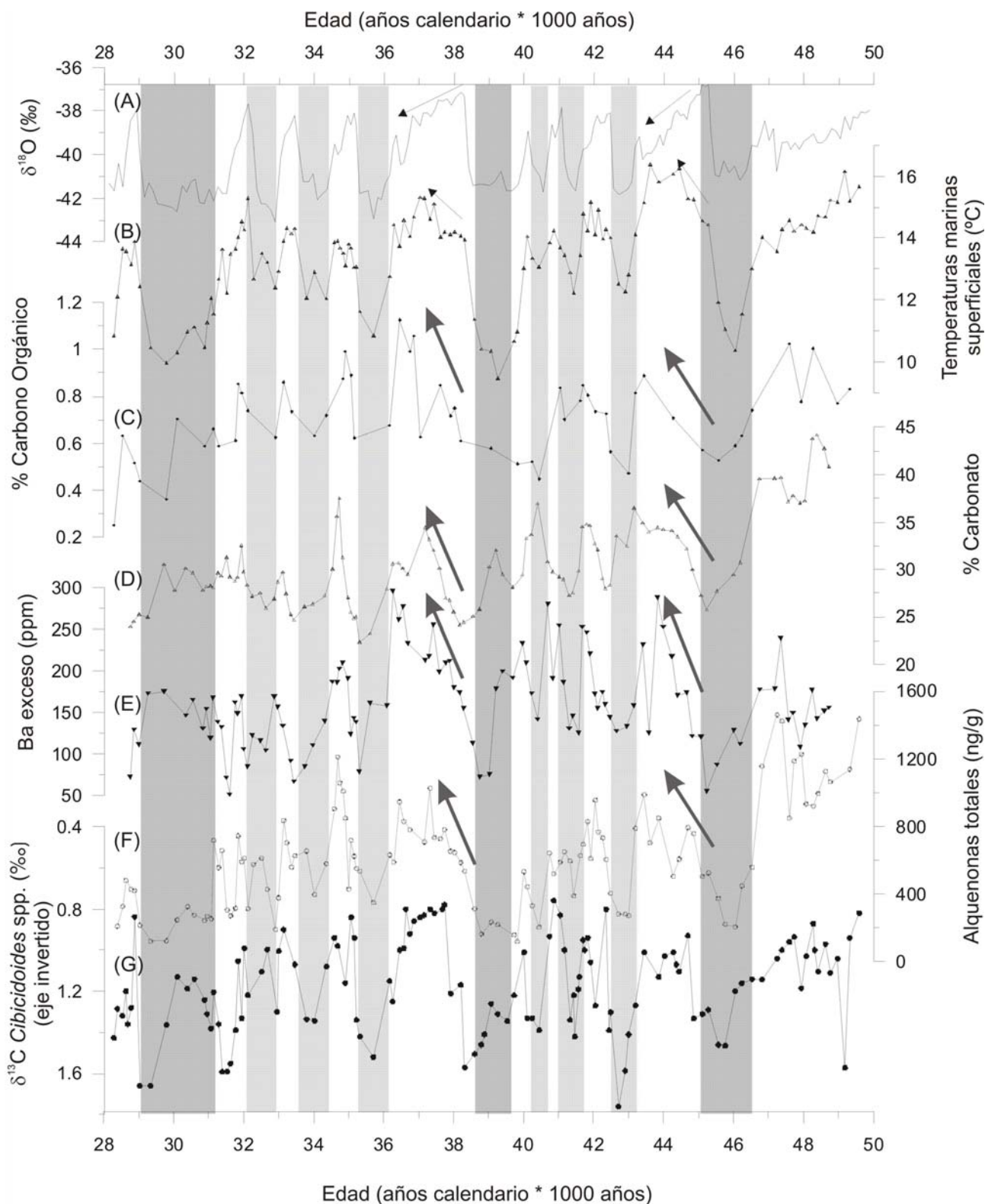


Figura 4.- Resultados de los indicadores de paleoproductividad y oxigenación de las aguas en el sondeo MD95-2043: (A) Comparados con los isótopos $\delta^{18}\text{O}$ del sondeo GISP2 de Groenlandia. (B) Temperaturas marinas superficiales, usadas como referencia temporal de los ciclos de D/O en el Mar de Alborán (Cacho *et al.*, 1999), (C) porcentaje de carbono orgánico total, (D) porcentaje de carbonato y (E) concentración de Bario relacionado con la productividad obtenidos de Moreno *et al.* (2004), (F) concentración de alquenonas totales y (G) variación del $\delta^{13}\text{C}$ (‰) medido en el foraminífero bentónico *Cibicoides* spp (Cacho *et al.*, 2002; Cacho *et al.*, 2000).

(Cacho *et al.*, 2006; Sierro *et al.*, 2001) apoya el uso del porcentaje de carbonato como un indicador de paleoproduktividad. Otro factor importante a tener en cuenta es la dilución por los componentes no-marinos, por ejemplo, por el aporte fluvial. Por ello se calculó la tasa de acumulación de cada indicador, además de sus valores en porcentajes, observándose que la influencia de la variación en las tasas de sedimentación no provocaba una señal diferente en los registros (Moreno *et al.*, 2004). Por último, aunque la concentración de bario en los sedimentos se ha usado extensivamente como un indicador de paleoproduktividad, tanto la presencia de este elemento en partículas terrígenas como varios procesos diagenéticos, pueden modificar su señal primaria (Gingele y Dahmke, 1994). En este estudio hemos calculado el exceso de Ba (Ba_{exceso}) como un indicador del Ba biogénico corrigiendo el Ba total por el Ba asociado a sedimentos terrígenos obtenido del estudio de trampas de sedimentos en el Mar de Alborán (Moreno *et al.*, 2004). Además, la presencia de ambientes anóxicos donde puede ocurrir la disolución y remobilización de barita y de ese modo producirse señales artificiales en el registro de Ba (De Lange *et al.*, 1994; Gingele *et al.*, 1999; Martínez-Ruiz *et al.*, 2000; Schenau *et al.*, 2001), puede ser descartada en el sondeo estudiado del Mar de Alborán (Bernasconi, 1999). Por consiguiente, y basándonos en estas observaciones, concluimos que las señales de paleoproduktividad observadas son válidas y no modificadas esencialmente por la diagénesis (Moreno *et al.*, 2004). Sin embargo, estos indicadores de productividad deben explorarse en combinación con otros parámetros que reconstruyan las condiciones de las masas de agua en el Mar de Alborán y, por tanto, de la preservación de las señales climáticas encontradas.

Ventilación de las aguas profundas.

A la profundidad que se encuentra el sondeo del Mar de Alborán (1841 m) está bajo la influencia de la WMDW que se forma en el Golfo de León. Los datos de $\delta^{13}C$ (así como los de $\delta^{18}O$, (Cacho *et al.*, 2000) medidos en el foraminífero bentónico *Cibicides pachyderma* muestran grandes oscilaciones en paralelo a los ciclos de D/O (Fig. 4G). En concreto, se observa un enriquecimiento asociado a los periodos fríos y un empobrecimiento durante los periodos cálidos. Estos patrones son menos claros durante los HE, probablemente debido a la entrada de aguas frías y dulces por el Estrecho de Gibraltar (Sierro *et al.*, 2005). Estos datos se han interpretado como un reflejo de la tasa de ventilación y de las propiedades del agua profunda, indicando una convección de la WMDW más eficiente durante los estadiales fríos que durante los interestadiales (Cacho *et al.*, 2000). Estas interpretaciones confirman los resultados del índice «alcohol» presentados anteriormente (Fig. 3G) y apuntan a una intensificación de los vientos contralisios sobre el Golfo de León durante los estadiales de los ciclos de D/O. Además, los valores bajos de $\delta^{13}C$ en los

foraminíferos bentónicos indican que la masa de agua profunda no estaba tan bien ventilada durante estos episodios si bien nunca se alcanzaron valores anóxicos (Cacho *et al.*, 2000). Esta observación, junto a los valores obtenidos en otros indicadores geoquímicos de las condiciones redox (Mn/Al, Cr/Al, V/Al discutidos en detalle en Moreno *et al.* (2004), confirman el uso de nuestros indicadores de productividad (Fig. 4).

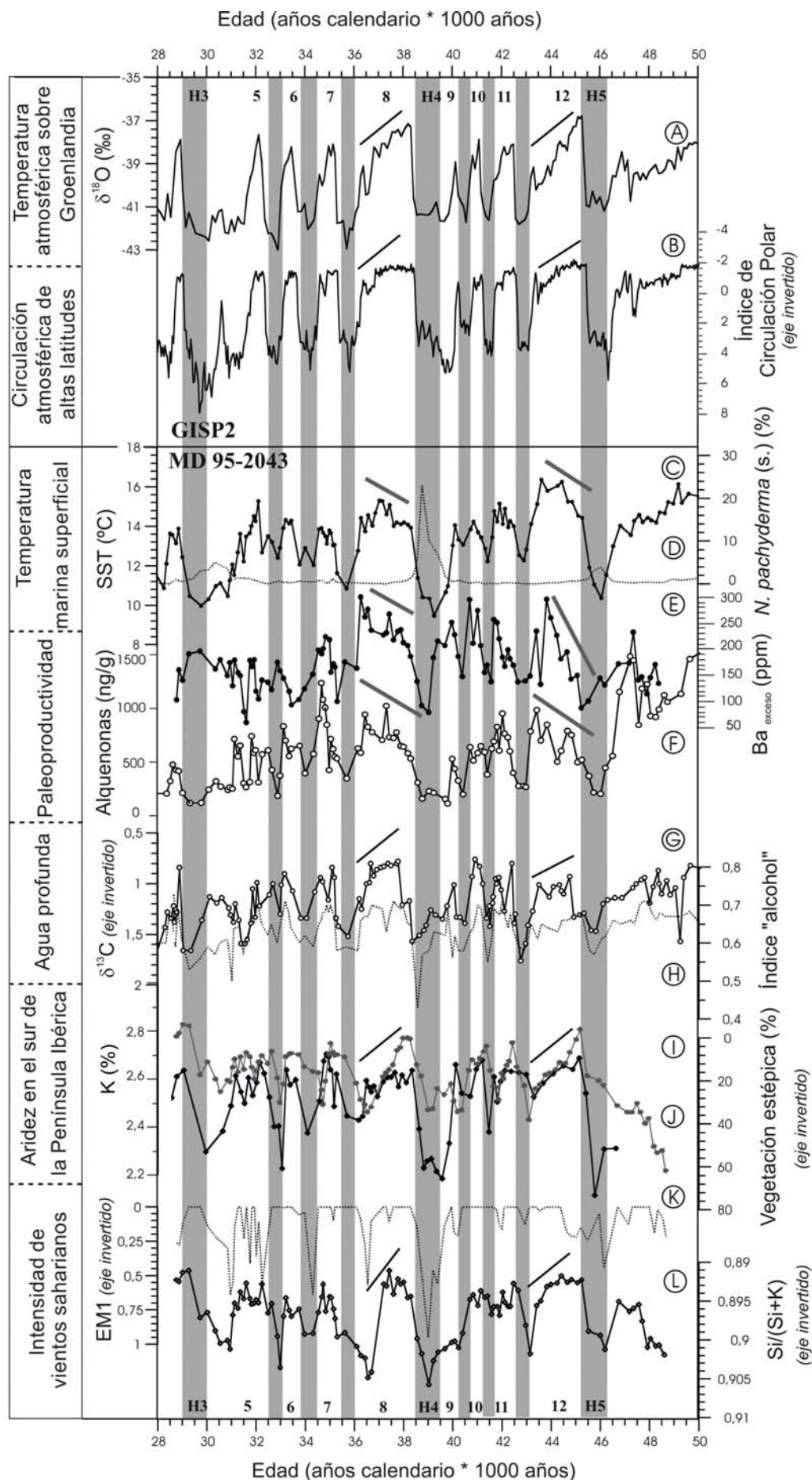
Discusión

Variabilidad milenaria durante el último periodo glacial en el Mar de Alborán

Las oscilaciones de escala milenaria registradas por los diferentes indicadores presentados en las figuras 3 y 4 nos permiten reconstruir la variabilidad de varios procesos atmosféricos y oceánicos durante el estadio isotópico 3 y su asociación con los ciclos de D/O. En la figura 5 se muestran los diferentes procesos reconstruidos y su comparación con los isótopos ($\delta^{18}O$) y el PCI medidos en el sondeo de hielo GISP2 (Fig. 5A y B). Las SST medidas en el sondeo MD95-2043 muestran claramente oscilaciones rápidas de calentamientos y enfriamientos características de los ciclos de D/O, observándose un fuerte paralelismo con el sondeo de hielo GISP2 (Cacho *et al.*, 1999). Estos resultados evidencian que la región es muy sensible a los cambios climáticos rápidos y además proporcionan información sobre los posibles mecanismos climáticos que conectan el Mar de Alborán y la dinámica climática de altas latitudes. Los eventos más fríos que se reconocen en el registro (HE, Fig. 2), con caídas de temperaturas superficiales de 4°C, van acompañados del aumento del foraminífero planctónico *Neogloboquadrina pachyderma* (s) (Fig. 5C y D). Es por lo tanto evidente que ocurrieron cambios drásticos en la hidrografía superficial del Mar de Alborán durante los HE. La interrupción en la formación de agua profunda en el Atlántico Norte que caracteriza a estos periodos (Ganopolski y Rahmstorf, 2001), forzó probablemente el desplazamiento hacia el sur del frente polar, permitiendo la entrada de aguas polares a través del Estrecho de Gibraltar durante los HE. Los enfriamientos que ocurren en el Mar de Alborán durante los estadios D/O son menos severos que durante los HE. En este caso, la rapidez de la conexión climática con Groenlandia hace pensar en que la circulación atmosférica fue quizás el principal factor climático que transportó la señal de los D/O a la región Mediterránea. Esta hipótesis puede ser contrastada con otros indicadores estrechamente relacionados con los procesos atmosféricos.

Los cambios abruptos que ocurren en los registros geoquímicos y granulométricos (Fig. 3) sugieren mayor transporte eólico de la región sahariana al Mar de Alborán durante los periodos fríos de los ciclos de D/O (Moreno *et al.*, 2002). En la figura 5, se muestra la variación del *end-member* eólico y de la relación Si/(Si+K) (Fig. 5K y L). Aumentos similares

Figura 5.- Comparación de diferentes indicadores seleccionados de los sondeos MD95-2043 (Mar de Alborán) y GISP2 (Groenlandia): (A) $\delta^{18}\text{O}$ y (B) PCI del sondeo GISP2 (Grotes y Stuiver, 1997) (Mayewski *et al.*, 1997) (C) las temperaturas marinas superficiales reconstruidas a partir del índice Uk'37 (Cacho *et al.*, 1999); (D) el porcentaje del foraminífero planctónico de aguas frías *N. pachyderma* (s.) (línea de trazos) (Cacho *et al.*, 1999); (E) el exceso de Bario (Moreno *et al.*, 2004); (F) la concentración total de alquenonas (ng/g) (puntos vacíos) (Cacho *et al.*, 2000); (G) los isótopos $\delta^{13}\text{C}$ medidos en foraminíferos bentónicos (eje invertido) (Moreno *et al.*, 2004); (H) el índice «alcohol» (n-hexacosanol/n-nonacosane) (línea de trazos) (Cacho *et al.*, 2000); (I) la abundancia de vegetación estépica (puntos negros, eje invertido) (Sánchez-Goñi *et al.*, 2002); (J) el porcentaje de Aluminio (puntos blancos) (Moreno *et al.*, 2004); (K) la abundancia relativa del *end member* eólico (Moreno *et al.*, 2002) y (L) el índice Si/(Si+K) (Moreno *et al.*, 2002) del sondeo MD95-2043. Los procesos que representan se marcan en las cajas de la izquierda. Las líneas negras y grises indican la diferente evolución durante los interstadiales 8 y 12 entre los procesos atmosféricos y marinos (Moreno *et al.*, 2005).



en la cantidad de polvo transportado se han documentado en los registros de Groenlandia (Fig. 5B) sugiriendo una intensificación de la circulación atmosférica del Hemisferio Norte durante los eventos fríos (Mayewski *et al.*, 1994). Así mismo, registros de loess en Asia (An, 2000) y de la intensidad de los monzones (Wang *et al.*, 2005) apoyan esta hipótesis. En la región Mediterránea, un aumento de la intensidad de los vientos del oeste provocaría una intensificación de las tasas de formación de agua profunda en el Golfo de León, como fue sugerido por Rohling *et al.* (1998). Dichos cambios en la ventilación de la WMDW se observan claramente en el registro del Mar de Alborán mediante indicadores de las características de las masas de agua profunda (Cacho *et al.*, 2000). En la figura 5G y H, mostramos el índice «alcohol» y los valores de $\delta^{13}\text{C}$ medidos en foraminíferos bentónicos. Ambos indicadores muestran una mayor ventilación de las aguas profundas durante los estadios fríos, apuntando a una mayor formación de agua profunda en el Golfo de León. Por lo tanto, la comparación de los indicadores de los vientos del Sahara (Fig. 5K y L) con los marcadores de los sistemas de vientos de altas latitudes (Fig. 5B, G y H) evidencia una intensificación de la circulación atmosférica a lo largo de un amplio rango latitudinal y sugiere la existencia de un mecanismo climático conector que actuara durante el periodo glaciario a escala del hemisferio norte. El estudio complementario de la respuesta de la productividad en el Mar de Alborán a los cambios climáticos e hidrográficos puede proporcionar información valiosa sobre la variabilidad en los patrones de los sistemas de vientos regionales, ya que la productividad primaria en el punto de muestreo (sondeo MD95-2043) depende principalmente de la intensidad de los vientos que causan el afloramiento (*upwelling*) de aguas subsuperficiales ricas en nutrientes (García-Gorriy y Carr, 2001).

En la figura 5E y F, se muestra la variabilidad del Bario y de la cantidad total de alquenonas. Estos dos parámetros aumentan marcadamente en los periodos cálidos y disminuyen en los fríos, reflejando un claro control de los ciclos de D/O en la productividad del Mar de Alborán (ver la figura 4 para más indicadores de paleoproductividad). Los aumentos de productividad durante los interestadiales se han interpretado como el resultado de dos procesos combinados: (1) la fertilización de las aguas del Mar de Alborán debido al aumento de la mezcla superficial con las aguas entrantes del Atlántico, probablemente como resultado de una estabilización de las bajas presiones en el Mediterráneo y (2) el establecimiento de un clima más húmedo en la Península Ibérica y Norte de África con el consiguiente aumento de los nutrientes aportados por el transporte fluvial (Moreno *et al.*, 2004). Durante los interestadiales de los ciclos de D/O, la formación de agua profunda en el Atlántico Norte tenía lugar en los mares nórdicos, como ocurre actualmente (Ganopolski y Rahmstorf, 2001). Por lo

tanto, el gradiente de presión que se establece en el Atlántico probablemente estaría disminuido, comparado con la situación en los periodos fríos, y podría haber causado un desplazamiento hacia el sur y/o un debilitamiento de los vientos del oeste. En ese hipotético escenario, los vientos del oeste transportarían mayor humedad a la zona Mediterránea y la productividad en el Mar de Alborán aumentaría por (1) el mayor aporte fluvial de nutrientes y (2) por el afloramiento inducido por la entrada más rápida de aguas Atlánticas y por los vientos del oeste. El patrón de humedad durante los interestadiales de los ciclos de D/O se ha evaluado con indicadores palinológicos y geoquímicos.

En la figura 5I y J se presentan el contenido en Potasio, un elemento ligado a la actividad fluvial (Moreno *et al.*, 2004; Weldeab *et al.*, 2003) y la abundancia de vegetación estépica (Sánchez-Goñi *et al.*, 2002), ambos obtenidos en el sondeo del Mar de Alborán. De nuevo, la alta correlación entre ambos indicadores y el patrón sistemático observado a lo largo de todo el registro, indican que la humedad era mayor en los periodos cálidos (interestadiales) de los ciclos de D/O. La vegetación estépica (eje invertido en la figura) aumenta espectacularmente en los estadiales, en particular durante aquellos que van asociados a un Evento de Heinrich. La reconstrucción de la vegetación a partir del sondeo MD95-2043 es consistente con otros trabajos del Mar de Alborán (Comboureu Nebout *et al.*, 2002) y del margen Atlántico (Roucoux *et al.*, 2005; Roucoux *et al.*, 2001; Sánchez-Goñi *et al.*, 2000) de la Península Ibérica. Además, a partir de las secuencias lacustres del sur de Italia (Allen *et al.*, 1999) y de Grecia (Tzedakis, 2005), también se identifican varios periodos de aumento de la aridez que han sido correlacionados a través de dataciones radiométricas con los periodos fríos (estadiales) de los ciclos de D/O.

La combinación de todos estos datos proporciona información paralela de diferentes procesos marinos (temperatura marina superficial, productividad primaria, formación de agua profunda) y atmosféricos (vientos del oeste, vientos del Sahara, humedad en el sur de la Península Ibérica) y permite definir dos escenarios climáticos representando, respectivamente, la situación durante los eventos fríos y los eventos cálidos de los ciclos de D/O (Fig. 6). Los eventos fríos (estadiales) se caracterizan por la bajada de las temperaturas marinas superficiales, por la intensificación de los vientos del oeste con el consiguiente aumento de aridez en el continente y por la mayor eficiencia de los vientos del Sahara en el transporte de polvo (Fig. 6A). Por el contrario, durante los periodos cálidos (interestadiales) y debido en parte al sugerido desplazamiento de los vientos del oeste, la humedad es mayor en el continente y la productividad primaria aumenta en el Mar de Alborán, coherentemente con el aumento de temperaturas marinas (Fig. 6B).

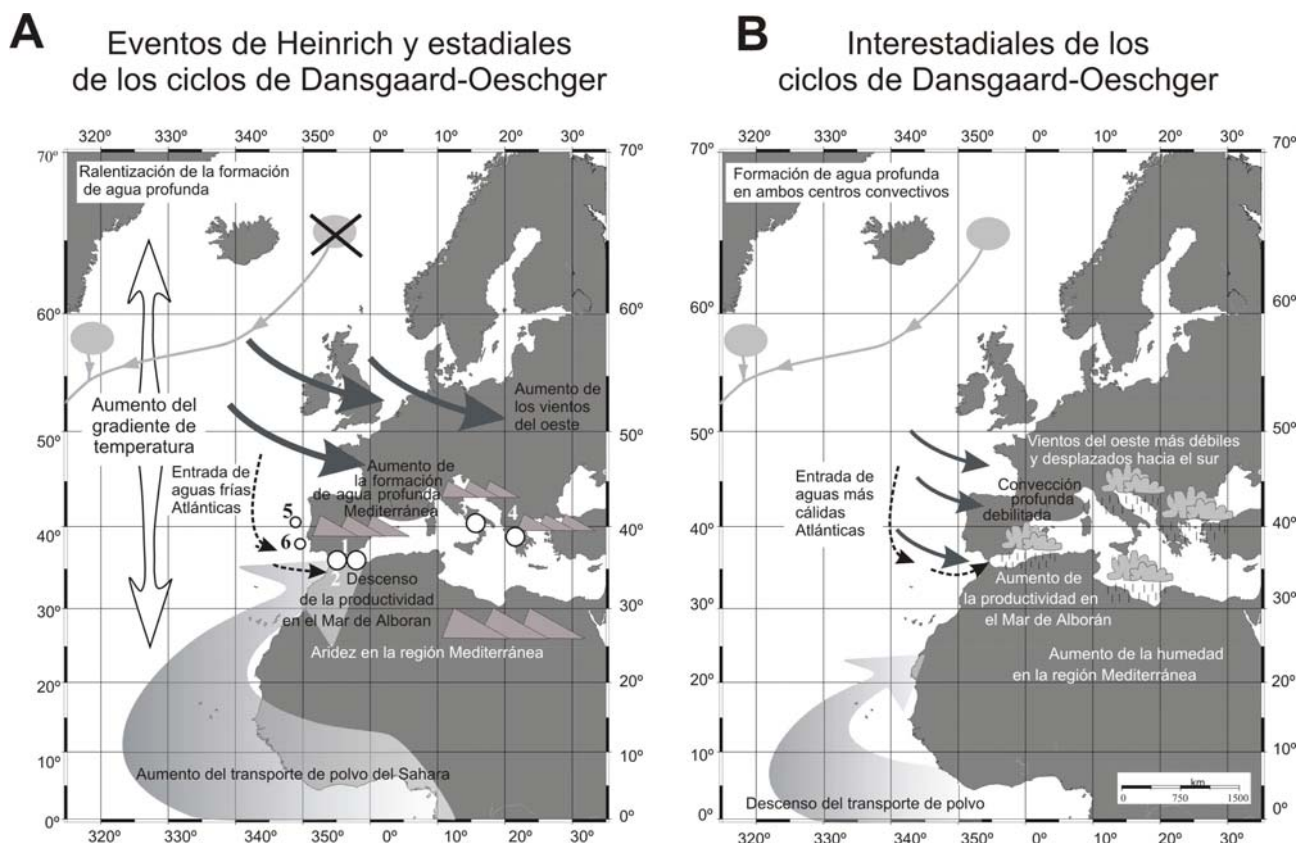


Figura 6.- Representación esquemática de los escenarios climáticos interpretados para los ciclos de D/O. (A) Eventos de Heinrich y estadiales y (B) Interestadiales. Los números del 1 al 4 corresponden con los siguientes sondeos: 1: MD95-2043 (este estudio); 2: ODP976 (Combouret Nebout *et al.*, 2002); 3: Lago Grande di Monticchio (Allen *et al.*, 1999); 4: Kopais basin (Tzedakis, 1999).

Además de estas observaciones, otros datos paleoceanográficos (Voelker, 2002) y modelos climáticos (Ganopolski y Rahmstorf, 2001) han sugerido que durante los estadiales de los ciclos de D/O el gradiente de temperaturas superficiales marinas y de presión atmosférica en el Atlántico Norte se intensificó, mientras que en los periodos interestadiales, este gradiente disminuyó permitiendo el establecimiento de bajas presiones semi-permanentes en la región Mediterránea. Este patrón tiene una gran similitud con el mecanismo de la NAO que controla actualmente gran parte de la variabilidad climática de la Península Ibérica a escala de decenas de años (Trigo *et al.*, 2004). A pesar de que la resolución del sondeo MD95-2043 no permite en absoluto monitorizar el comportamiento de la NAO a una escala decadal, y teniendo en cuenta además que las condiciones climáticas del periodo glaciario son muy distintas a las actuales, sí que se plantean importantes paralelismos entre las oscilaciones de D/O reflejadas en los procesos atmosféricos y oceánicos reconstruidos y la variabilidad de la NAO actual. Además, otros estudios han considerado que los ciclos de D/O podrían explicarse como el modo glaciario de operación de un mecanismo similar a la NAO actual pero oscilando a una escala milenaria (Combouret Nebout *et al.*, 2002; Moreno *et al.*, 2005; Moreno *et al.*, 2002; Sánchez-Goñi *et al.*, 2002).

Análisis de frecuencia y de fase entre los distintos indicadores y sus implicaciones climáticas

Para el análisis de las periodicidades y las relaciones de fase se han seleccionado los siguientes parámetros (Moreno *et al.*, 2005): (1) las SST de Alborán, inferidas mediante el índice Uk'_{37} y el porcentaje de *N. pachyderma* (s) (Cacho *et al.*, 1999), (2) la productividad primaria, reflejada por la concentración de Ba_{exceso} y el contenido total de alquenonas (Cacho *et al.*, 2000; Moreno *et al.*, 2004), (3) la ventilación de las aguas profundas, representada por el $\delta^{13}C$ (bentónicos) y el índice «alcohol» (Cacho *et al.*, 2000), (4) la aridez/humedad en el sur de la Península Ibérica, obtenida por la abundancia en vegetación estépica (Sánchez-Goñi *et al.*, 2002) y por el porcentaje de Aluminio (Moreno *et al.*, 2004) y (5) la intensidad de los vientos del Sahara, indicada por el índice $Si/(Si+K)$ y el *end member* eólico como reflejo de los aportes de polvo (Moreno *et al.*, 2002). Para comparar con estos registros, los análisis espectrales con la misma metodología se llevaron a cabo también en el $\delta^{18}O$ (Groote y Stuiver, 1997) como indicador de las temperaturas atmosféricas sobre Groenlandia y el PCI (Mayewski *et al.*, 1994) representando la circulación atmosférica de altas latitudes.

Análisis de las frecuencias de escala suborbital.

El uso del método de análisis espectral MTM, ha mostrado cuatro ciclicidades principales (todas ellas

	Proceso	Variable	≈8,000 años	Bandas de frecuencia		
				5,000 años	3,300 años	1,470 años
GISP2 Groenlandia	Temperatura	$\delta^{18}\text{O}$	-	5535; 0.87	3350; 0.86	1462; 0.99
	Circulación atmosférica	PCI	-	5250; 0.97	3350; 0.91	1462; 0.99
Mar de Alborán MD95-2043	SST	SST (°C)	-	5485; 0.93	3200; 0.91	1462; 0.98
		<i>N. pachyderma</i>	7680; 0.93	-	-	-
	Productividad	Ba _{exceso} (ppm)	-	6407; 0.83	3334; 0.95	1570; 0.86
		Alquenonas (ng/g)	-	-	3350; 0.92	1484; 0.97
		TOC (%)	-	5250; 0.87	3413; 0.90	1494; 0.96
		CaCO ₃ (%)	-	-	3200; 0.94	1402; 0.98
	Condiciones del Agua Profunda	$\delta^{13}\text{C}$ (bentónicos)	-	-	3470; 0.99	1412; 0.98
		Índice “alcohol”	-	5119; 0.96	-	1462; 0.98
	Aridez en Iberia	Estépicas (%)	9300; 0.91	-	3011; 0.93	1484; 0.86
		Aluminio (%)	-	-	3413; 0.91	1422; 0.85
	Vientos del Sahara	Si/(Si+K)	-	-	3134; 0.99	1505; 0.84
		<i>End-member</i> 1	7680; 0.99	-	-	1383; 0.83

Tabla I.- Resultados de los análisis espectrales llevados a cabo en algunos indicadores seleccionados del sondeo MD95-2043 comparados con los registros de Groenlandia. En el método MTM se usó un ancho de banda = 0,66 y número de ventanas = 6 (nivel de «compromiso»). Las bandas de frecuencia se han seleccionado por los picos obtenidos en la amplitud del espectro MTM (Fig. 7A). La amplitud del pico (en años) y el valor del test-F (de 0 a 1) se indican en la tabla. Un guión (-) marca las bandas que no tienen varianza mientras que la negrita indica las bandas significativas ($\text{test } F > 0,95$).

con un $\text{test } F$ mayor de 0,95) en los registros del Mar de Alborán a 8000, 5000, 3300 y 1470 años (Fig. 7, Tabla I). Estas periodicidades también ocurren en registros paleoclimáticos de altas latitudes (Grootes y Stuiver, 1997; Mayewski *et al.*, 1997; Van Kreveld *et al.*, 2000) y en los regímenes monzónicos (de Garidel-Thoron *et al.*, 2001; Sirocko *et al.*, 1996) por lo que se sugiere una relación entre el sistema climático Mediterráneo y el de altas latitudes, o al menos, la existencia de un mecanismo similar que causara la variación climática observada. A pesar de que estas cuatro periodicidades se marcan en prácticamente todos los indicadores obtenidos del sondeo del Mar de Alborán, se observan claras diferencias en cuanto a su significancia estadística y al porcentaje de varianza explicado (Tabla II). El ciclo de 8000 años es significativo para *N. pachyderma* (s), el *end member* eólico y la abundancia de vegetación estépica (Fig. 7A). Esta ciclicidad sigue la periodicidad de los HE en el Atlántico Norte y su presencia en el Mediterráneo es un claro indicador de que las condiciones climáticas fueron más severas durante estos eventos, particularmente en lo que se refiere a las SST y a la aridez continental (Moreno *et*

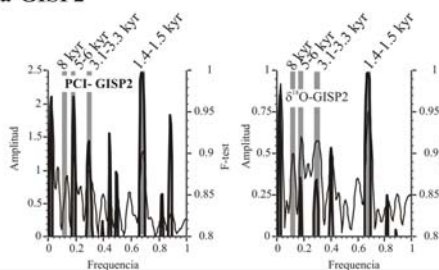
al., 2005). Como se describe en el modelo de Ganopolski y Rahmstorf (2001), el hecho de encontrar SST extremas durante los HE, comparadas con las SST en los estadales de los ciclos de D/O, sólo ocurre fuera de lo que se conoce como «el cinturón de los Heinrich». Estos autores han sugerido que al comienzo de un HE, la circulación se encuentra ya en el modo estadal por lo que las temperaturas en Groenlandia son ya frías y como ya no está produciendo formación de agua profunda allí no se alcanza un enfriamiento mayor. Sin embargo, en los registros situados al sur de dicho cinturón, cuando empieza un HE, el descenso en el transporte de calor es muy marcado, por lo que se produce un enfriamiento todavía mayor que en los estadales. Por otro lado, la amplificación de la señal de la vegetación estépica durante los HE, comparándola con la registrada durante los ciclos de D/O, es un hecho característico del Mediterráneo (Comboureu Nebout *et al.*, 2002; Sánchez-Goñi *et al.*, 2002) que no se identifica ni siquiera en registros polínicos del margen Atlántico de la Península Ibérica (Roucoux *et al.*, 2001; Sánchez-Goñi *et al.*, 2000). Se ha sugerido que estas diferencias en el comportamiento de la vegetación a un

lado y otro del Estrecho de Gibraltar pueden ser el resultado del dominio de los Anticiclones Polares Escandinavos durante los HE (Sánchez-Goñi *et al.*,

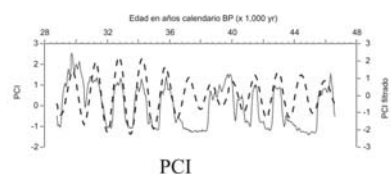
2002) mientras el Anticiclón Polar Atlántico dominaría en los otros estadales (Leroux, 1993). Así, la situación meteorológica de los HE implicaría una mayor aridez

a) Análisis espectrales

Groenlandia-GISP2

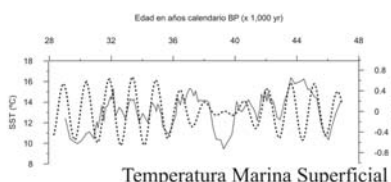
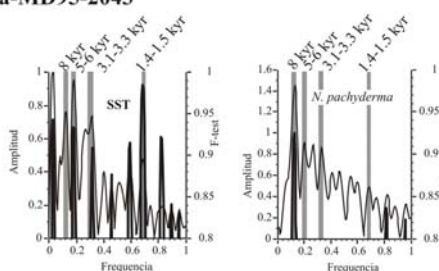


b) Componentes filtrados

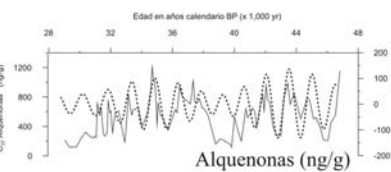
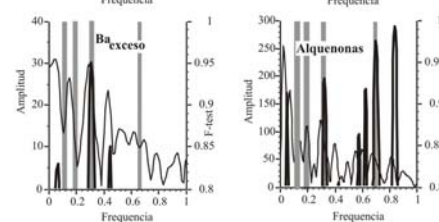


ciclo de 1470 años

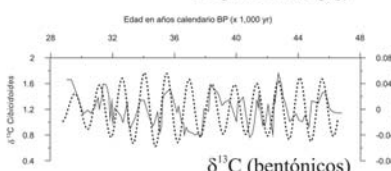
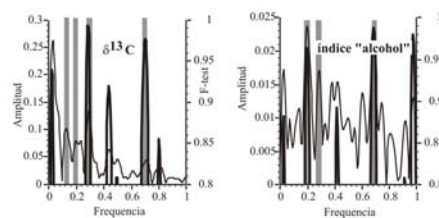
Alboran Sea-MD95-2043



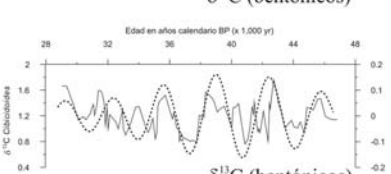
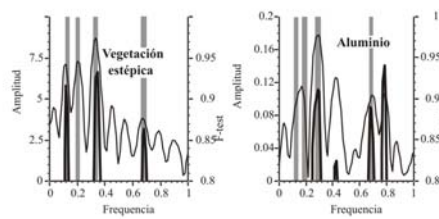
ciclo de 1470 años



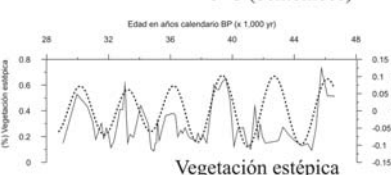
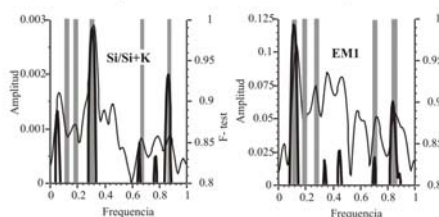
ciclo de 1470 años



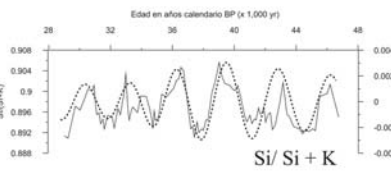
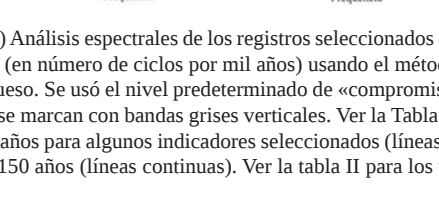
ciclo de 1470 años



ciclo de 3300 años



ciclo de 3300 años



ciclo de 3300 años

Figura 7.- A) Análisis espectrales de los registros seleccionados del sondeo MD95-2043 del Mar de Alborán, expresados como la amplitud versus la frecuencia (en número de ciclos por mil años) usando el método MTM (Paillard *et al.*, 1996). Los valores del test *F* se grafican con la línea de trazo más grueso. Se usó el nivel predeterminado de «compromiso», con un ancho de banda de 0,66 y 6 ventanas. Los ciclos de 8000, 5000, 3300 y 1470 años se marcan con bandas grises verticales. Ver la Tabla I para el valor exacto del ciclo y del test estadístico. **B)** Filtros a la frecuencia de 1470 y 3300 años para algunos indicadores seleccionados (líneas de trazos) comparados con el registro del mismo indicador remuestreado con un intervalo de 150 años (líneas continuas). Ver la tabla II para los valores de la varianza que explica cada frecuencia.

	Proceso	Variable	Bandas de frecuencia			
			≈8,000 años	5,000 años	3300 años	1470 años
GISP2 Groenlandia	Temperatura	$\delta^{18}\text{O}$	-	16.3	21.68	31.87
	Circulación atmosférica	PCI	-	19.61	20.68	32.6
Mar de Alborán MD95-2043	SST	SST (°C)	-	29.68	31.63	15.64
		<i>N. pachyderma</i>	25.01	-	-	-
	Productividad	Ba _{exceso} (ppm)	-	22.15	27.11	18.39
		Alquenonas (ng/g)	-	-	21.87	22
		TOC (%)	-	28.95	16.9	19.77
		CaCO ₃ (%)	-	-	26.07	21.02
	Condiciones del Agua Profunda	$\delta^{13}\text{C}$ (bentónicos)	-	-	34.43	12.18
		Índice "alcohol"	-	13.42	-	29.96
	Aridez en Iberia	Estépicas (%)	25.33	-	23.72	15.96
		Aluminio (%)	-	-	23.9	18.65
	Vientos del Sahara	Si/(Si+K)	-	-	30.85	13.17
		End-member 1	22.76	-	-	13.91

Tabla II.- Porcentaje de la varianza explicada por las diferentes frecuencias significativas en cada indicador considerado en el estudio.

Diferencias de fase medias (miles de años); desviación estándar (miles de años)			
Variable vs SST	Tiempo en alcanzar el evento frío	Tiempo en alcanzar el evento cálido	Tiempo en alcanzar la inflexión del evento frío al cálido
Ba _{exceso} (ppm) vs SST	0,27; 0,31	0,25; 0,28	0,21; 0,2
Alquenonas vs SST	0,07; 0,31	0,08; 0,27	0,37; 0,48
TOC (%) vs SST	0,12; 0,27	0,19; 0,24	0,26; 0,22
CaCO ₃ (%) vs SST	0,56; 0,30	0,29; 0,32	0,47; 0,26
$\delta^{13}\text{C}$ (bentónicos) vs SST	0,24; 0,31	-0,12; 0,48	0,21; 0,23
Índice "alcohol" vs SST	0,12; 0,26	-0,22; 0,51	0,07; 0,15
Estépicas vs SST	-0,20; 0,24	-0,42; 0,57	-0,21; 0,17
Al (%) vs SST	-0,44; 0,49	-0,54; 0,56	-0,37; 0,36
Si/Si+K vs SST	-0,26; 0,43	-0,33; 0,25	-0,22; 0,28

Tabla III.- Relaciones de fase entre los indicadores del sondeo MD95-2043 durante un ciclo de D/O calculadas para el tiempo que tardan en alcanzar el máximo y el mínimo de SST y el punto de inflexión de un evento frío a uno cálido. La diferencia media entre el indicador y las SST, así como la desviación estándar, se muestran en miles de años (los valores positivos indican que las SST responden antes que el indicador seleccionado).

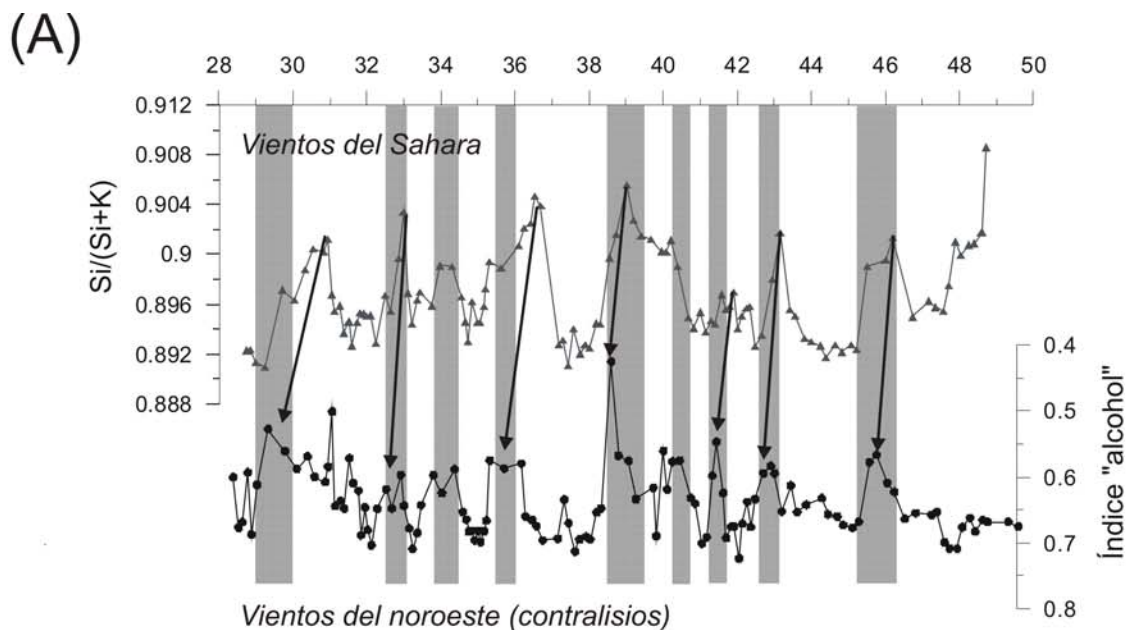
en la región Mediterránea que en la de influencia Atlántica. El hecho de que el registro del *end member* eólico presente esa misma periodicidad apoya esta hipótesis (Fig. 7B, Tablas II y III).

El ciclo de 5000 años, que es significativo en el PCI de Groenlandia, es también robusto estadísticamente en el índice «alcohol» (Tabla I). Esta concordancia apoya de nuevo la existencia de una estrecha relación entre las tasas de formación de agua profunda y la intensidad de la circulación atmosférica de altas latitudes (Cacho *et al.*, 2000). La periodicidad de 3300 años se observa en la mayoría de los registros que reconstruyen procesos continentales en el sondeo MD95-2043 y en los dos indicadores de Groenlandia (Fig. 7A) y contribuye con el mayor porcentaje de varianza explicada (Tabla II). Cuando observamos la comparación entre dichos registros y su filtro realizado con una ventana de 3300 años (Moreno *et al.*, 2005) se detecta que esta ciclicidad viene producida por la presencia de los interestadiales largos, es decir, el 8 y el 12 (Fig. 7B). La presencia de esta ciclicidad es mucho más clara en los indicadores «terrestres» de intensidad de los distintos sistemas de vientos y de aridez continental. Este hecho parece indicar que durante esos periodos cálidos más

prolongados se favoreció la reorganización de los subsistemas climáticos aquí monitorizados. Sin embargo, la ciclicidad con el mayor grado de significación estadística (Tabla I) es la de 1470 años, tanto en Groenlandia como en el Mar de Alborán (Fig. 7A). Esta periodicidad en el registro de temperaturas de Alborán se debe a la correlación gráfica realizada con Groenlandia para construir el modelo de edad (Fig. 2). Aún así, no explica tanta varianza como la ciclicidad de 3300 años, especialmente en los indicadores «terrestres». Esto indica que la influencia de los cambios climáticos rápidos asociados a los ciclos de D/O fue menor en el sistema terrestre (ej. aridez, vientos) que en el sistema marino del Mar de Alborán (Tabla II).

Cálculo del desfase temporal entre diferentes procesos climáticos.

Como se explica en las figuras 4 y 5, aunque todos los registros seleccionados para este estudio muestran una ciclicidad relacionada con los ciclos de D/O, la evolución a lo largo de un ciclo particular muestra diferentes respuestas de cada uno de los procesos reconstruidos a partir del sondeo del Mar de Alborán. Parece evidente que mientras que los indicadores de



(B) Diferencias temporales entre indicadores seleccionados y mínimas SST (estadales)

ciclo de ~1490 años

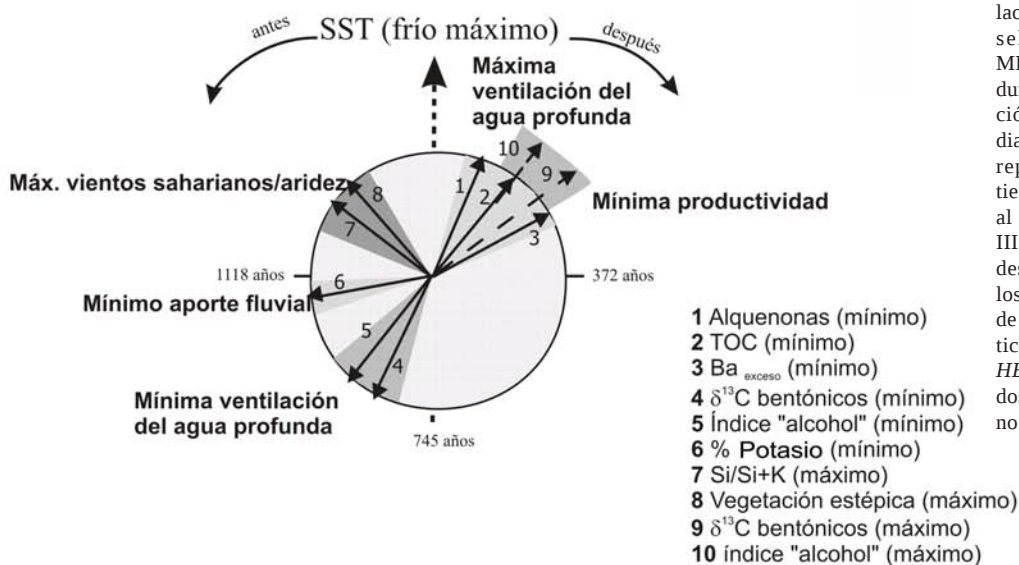
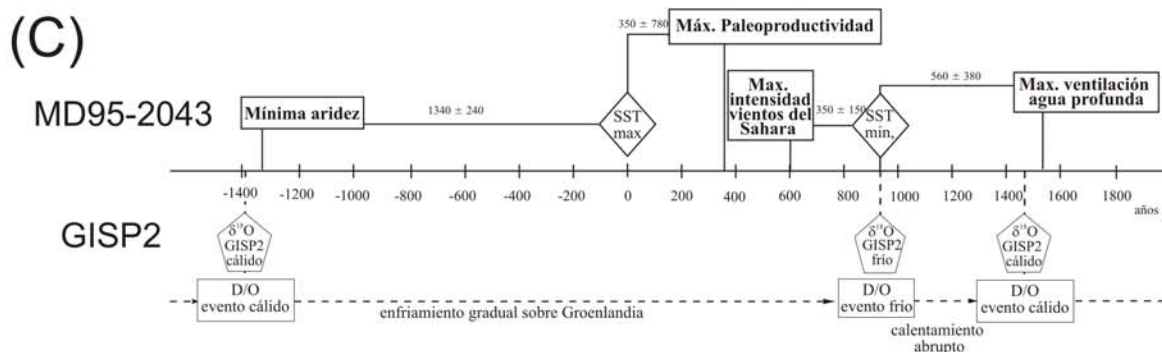


Figura 8.- A) Comparación entre los indicadores de los dos sistemas de vientos: del Sahara y del Noroeste (contralisios). Las flechas indican el desfase observado entre la respuesta en el sistema tropical y el sistema de latitudes intermedias. B) Relaciones de fase de los registros seleccionados del sondeo MD95-2043 del Mar de Alborán durante un ciclo de D/O (duración media en el sondeo estudiado es de 1490 años) donde se representa la situación en el tiempo de cada registro respecto al mínimo en SST. Ver la tabla III para los valores exactos del desfase. C) Representación de los mismos procesos a lo largo de un ciclo largo de D/O hipotético (ej. el interestadial 8 y el HE 4). Los procesos representados se indican en negrita (Moreno *et al.*, 2005).



procesos atmosféricos (intensidad de vientos, aridez/humedad continental y condiciones del agua profunda) siguen un patrón más parecido a los registros de Groenlandia, los indicadores marinos (SST y productividad) responden de un modo diferente mostrando el máximo al final del interestadial (ver bandas en la figura 5). Para explorar estas diferencias, se representan en la Fig. 8A los dos sistemas de viento, del Sahara y del Norte, poniendo en evidencia un desfase a escala de los ciclos D/O. Sin embargo, para reflejar estas observaciones de un modo más objetivo, se ha calculado el desfase entre estos indicadores (Tabla III, Fig. 8B) y posteriormente los procesos reconstruidos se han representado en una línea de tiempo para observar su secuencia a lo largo de un ciclo de D/O (Fig. 8C).

El análisis de fases revela que todos los indicadores de productividad primaria responden posteriormente a las SST, tanto en el momento de alcanzar su máximo como su mínimo (Tabla III, Fig. 8B). Sin embargo, se observa que los años de respuesta varían mucho de un indicador a otro, sugiriendo que otros procesos secundarios afectan a cada indicador como se apuntaba en el apartado de resultados. Por el contrario, los porcentajes de Potasio aumentan mucho antes que la productividad (unos 600 años, Tabla III, Fig. 8B). Esta diferencia temporal tan elevada, nos lleva a pensar que el aporte de nutrientes por vía fluvial no fue el factor limitante para la productividad en el Mar de Alborán, sino que ésta tuvo que estar más influida por el desplazamiento hacia el sur del sistema de vientos del oeste. Además, el hecho de que los indicadores de la ventilación de las aguas profundas estén prácticamente enfrentados con la productividad en el análisis de fases apoya la existencia de una estrecha relación entre la posición de los vientos del oeste y la productividad (Fig. 6). Así, cuando los vientos del oeste estaban intensificados en la región del Golfo de León tenemos mínima productividad primaria en Alborán y la situación opuesta ocurre cuando los vientos se desplazan hacia el sur (Fig. 8B). La máxima aridez en el sur de la Península Ibérica precede al mínimo en SST en unos 200 ± 240 años, aunque el máximo desfase se observa con el índice $Si/(Si+K)$, que alcanza su máximo 260 ± 430 años antes de que las SST presenten su mínimo valor del ciclo. Este resultado pone en relieve el posible papel del polvo desértico en la producción del cambio climático rápido. Un estudio llevado a cabo en la región de los monzones de la India mostraba un aumento del polvo aportado por los desiertos a la vez que se alcanzaban las temperaturas frías relacionadas con los estadales de los ciclos de D/O (Kudrass *et al.*, 2001). Sin embargo, un trabajo reciente llevado a cabo en sedimentos marinos del margen noroeste africano (Jullien *et al.*, in press), aunque muestra un mayor aporte de polvo desértico durante los HE, no indica posibles desfases temporales. En este estudio hemos señalado que el aumento de aridez y de

intensidad de vientos del Sahara ocurría durante los eventos fríos (Moreno *et al.*, 2002) pero los análisis de fase muestran que el máximo ocurre bastante antes de que se alcancen las mínimas SST. Estos datos sugieren que los procesos de bajas latitudes están involucrados en la producción y en la transferencia de estas señales climáticas de escala milenaria. La máxima ventilación de las aguas profundas se alcanza posteriormente (320 años), sugiriendo un retardo entre la máxima intensidad de los vientos de altas latitudes (vientos del oeste) y los de bajas latitudes (vientos del Sahara).

Dado que algunos procesos analizados en el sondeo del Mar de Alborán se encuentran mejor reflejados en un ciclo largo de D/O (interestadiales 8 y 12), representamos aquí la secuencia de los procesos en una línea de tiempo que cubre un ciclo de 3300 años, comparados con la evolución climática sobre Groenlandia (Fig. 8C). Estos resultados corroboran la secuencia de procesos explicada anteriormente y son especialmente relevantes porque suponen las primeras evidencias de desfases temporales entre procesos atmosféricos y oceánicos de diferentes latitudes que operan a una escala de cientos a miles de años (Moreno *et al.*, 2005). Sin embargo, puesto que estas hipótesis se basan en un sondeo sedimentario aislado, otros estudios multi-proxy de zonas sensibles a estos cambios climáticos rápidos son necesarios para confirmar o rechazar estas interpretaciones que pueden tener repercusiones en la comprensión de los ciclos de D/O a escala global.

Conclusiones

El estudio del sondeo del Mar de Alborán MD95-2043 ha proporcionado una base de datos excepcional incluyendo indicadores capaces de reconstruir la variabilidad milenaria de procesos atmosféricos y oceánicos a lo largo del último ciclo glacial. La interpretación conjunta de estos indicadores, ha tenido además en cuenta otros estudios llevados a cabo en sondeos marinos y lacustres del Mediterráneo Occidental, permitiendo inferir dos escenarios climáticos para esta región durante los ciclos de D/O. Así, los eventos fríos (estadales) se caracterizan por la bajada de las temperaturas marinas superficiales, por la intensificación de los vientos del oeste con el consiguiente aumento de aridez en el continente y por la mayor eficiencia de los vientos del Sahara en el transporte de polvo de origen desértico. Por el contrario, durante los periodos cálidos (interestadiales), y debido en parte al sugerido desplazamiento de los vientos del oeste, la humedad es mayor en el continente y la productividad primaria aumenta en el Mar de Alborán, coherentemente con el aumento de temperaturas marinas. La posición e intensidad del sistema de vientos del oeste se indica como el mecanismo principal para explicar la variabilidad observada y se relaciona con un mecanismo similar a la actual Oscilación del Atlántico Norte.

Los resultados de los análisis espectrales llevados a cabo en los indicadores seleccionados (dos indicadores por proceso reconstruido) revelan la presencia de cuatro periodicidades significativas (8000, 5000, 3300 y 1470 años). Estos resultados están en concordancia con las periodicidades descritas para los sondeos de Groenlandia y en otros estudios paleoclimáticos. La varianza (y la significancia estadística) explicada por cada banda de frecuencia es diferente para los distintos indicadores. El ciclo de 1470, asociado a los eventos de D/O, es el más significativo, a excepción de los indicadores de las condiciones en el continente (vegetación y polvo del Sahara) que muestran mayor desarrollo en las frecuencias de 3300 y 8000 años. La señal de los HE se encuentra particularmente amplificada en los indicadores de las temperaturas superficiales marinas, cubierta vegetal y polvo del Sahara. En cuanto a la sucesión temporal de los diferentes procesos a lo largo de un ciclo de D/O, se evidencia por los análisis de fase la respuesta temprana de los vientos del Sahara respecto a los vientos del oeste. Este hecho subraya la importancia potencial de los procesos climáticos de bajas latitudes en el cambio climático global de escala milenaria.

Agradecimientos

La obtención y elaboración de los datos que se presentan en este estudio fue financiada a través del programa IMAGES, el programa de excelencia en investigación (ref. 2001SGR 00076) de la *Generalitat de Catalunya* y los proyectos europeos ADIOS (EVK3-2000-00604) y PROMESS 1 (EVR1-CT-2001-00041). Además, agradecemos la financiación de la fundación COMER (I. Cacho) y del 6º Programa Marco de la Comisión Europea (Marie Curie Outgoing International Fellowships, propuesta 021673-IBERABRUPT, A. Moreno).

Referencias

- Allen, J. R. M., Brandt, U., Brauer, A., Hubberten, H. W., Huntley, B., Keller, J., Kraml, M., Mackensen, A., Mingram, J., Negendank, J. F. W., Nowaczyk, N. R., Oberhänsli, H., Watts, W. A., Wulf, S. y Zolitschka, B. (1999): Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. *Nature*, 400: 740-743.
- An, Z. (2000): The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate. *Quaternary Science Reviews*, 19: 171-187.
- Barlow, L. K., Rogers, J. C., Serreze, M. C. y Barry, R. G. (1997): Aspects of climate variability in the North Atlantic sector: Discussion and relation to the Greenland Ice Sheet Project 2 high-resolution isotopic signal. *Journal of Geophysical Research*, 102: 26333-26344.
- Bernasconi, S. M. (1999): Interstitial water chemistry in the Western Mediterranean: results from leg 161. En: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (R. Zahn, M. C. Comas y A. Klaus, Eds.). Ocean Drilling Program, College Station, TX, 423-431.
- Béthoux, J. P. (1979): Budgets of the Mediterranean Sea. Their dependance on the local climate and on the characteristics of the Atlantic waters. *Oceanologica Acta*, 2: 157-163.
- Bond, G., Broecker, W. S., Johnsen, S. J., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. y Bonani, G. (1993): Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365: 143-147.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W. S., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J. T., 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. y Lotti, R. (1995): Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last deglaciation. *Science*, 267: 1005-1010.
- Boyle, E. (2000): Is ocean thermohaline circulation linked to abrupt stadial/interstadial transitions? *Quaternary Science Reviews*, 19: 255-272.
- Broecker, W. S., Bond, G., Klas, M., Clark, E. y McManus, J. (1992): Origin of the North Atlantic's Heinrich Events. *Climate Dynamics*, 6: 265-273.
- Cacho, I. (2000): *Respuesta del Mediterráneo Occidental a los cambios climáticos rápidos de los últimos 50.000 años. Análisis de biomarcadores moleculares*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 147 p.
- Cacho, I., Grimalt, J. O. y Canals, M. (2002): Response of the Western Mediterranean Sea to rapid climate variability during the last 50,000 years: a molecular biomarker approach. *Journal of Marine Systems*, 33-34: 253-272.
- Cacho, I., Grimalt, J. O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F. J., Flores, J. A. y Shackleton, N. J. (1999): Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea temperatures. *Paleoceanography*, 14: 698-705.
- Cacho, I., Grimalt, J. O., Sierro, F. J., Shackleton, N. J. y Canals, M. (2000): Evidence for enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. *Earth and Planetary Science Letters*, 183: 417-429.
- Cacho, I., Shackleton, N., Elderfield, H., Sierro, F. J. y Grimalt, J. O. (2006): Glacial rapid variability in deep-water temperature and $\delta^{18}\text{O}$ from the Western Mediterranean Sea. *Quaternary Science Reviews*, 25: 3294-3311.
- Canals, M., Puig, P., Durrieu de Madron, X., Heussner, S., Palanques, A. y Fabrés, J. (2006): Flushing submarine canyons. *Nature*, 444: 354-357.
- Chen, F. H., Bloemendal, J., Wang, L., Li, J. J. y Oldfield, F. (1997): High-resolution multi-proxy climate records from Chinese loess: evidence for rapid climatic changes over the last 75 kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 130: 323-335.
- Combouret, N., Turon, J. L., Zahn, R., Capotondi, L., Londeix, L. y 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.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U. y Oeschger, H. (1984): North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores. En: *Climate Processes and Climate Sensitivity* (J. E. Hansen y T. Takahashi, Eds.). Maurice Ewing, American Geophysical Union, Washington, 288-298.
- de Garidel-Thoron, T., Beaufort, L., Linsley, B. K. y Dannenmann, S. (2001): Millennial-scale dynamics of the East Asian winter monsoon during the last 200,000 years. *Paleoceanography*, 16: 491-502.
- De Lange, G. J., Van Os, B., Pruijsers, P. A., Middelburg, J. J., Castradori, D., Van Santvoort, P., Müller, P., Eggenkamp, H.

- y Pahl, F. (1994): Possible early diagenetic alteration of paleo proxies. En: *Carbon Cycling in the Glacial Ocean* (R. Zahn, Ed.). Springer-Verlag. NATO ASI Series, 225-257.
- Fabrès, J., Calafat, A., Sánchez-Vidal, A., Canals, M. y Heussner, S. (2002): Composition and spatio-temporal variability of particle fluxes in the Western Alboran Gyre, Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems*, 33-34: 431-456.
- Fuhrer, K., Wolff, E. W. y Johnsen, S. J. (1999): Timescales for dust variability in the Greenland Ice Core Project (GRIP) ice core in the last 100,000 years. *Journal of Geophysical Research*, 104: 31043-31052.
- Ganopolski, A. y Rahmstorf, S. (2001): Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. *Nature*, 409: 153-158.
- Ganopolski, A. y Rahmstorf, S. (2002): Abrupt glacial climate changes due to stochastic resonance. *Physical Review Letters*, 88: pp
- García-Gorri, E. y Carr, M.-E. (1999): The climatological annual cycle of satellite-derived phytoplankton pigments in the Alboran Sea. *Geophysical Research Letters*, 26: 2985-2988.
- García-Gorri, E. y Carr, M.-E. (2001): Physical control of phytoplankton distributions in the Alboran Sea: a numerical and satellite approach. *Journal of Geophysical Research*, 106: 16795-16805.
- García-Herrera, Gallego, D. y Hernández, E. (2001): Influence of the North Atlantic Oscillation on the Canary Islands precipitation. *Journal of Climate*, 14: 3889-3903.
- Gingele, F. y Dahmke, A. (1994): Discrete barite particles and barium as tracers of paleoproductivity in South Atlantic sediments. *Paleoceanography*, 9: 151-168.
- Gingele, F., Zabel, M., Kasten, S., Bonn, W. J. y Nürnberg, C. C. (1999): Biogenic barium as a proxy for paleoproductivity: methods and limitations of application. En: *Use of proxies in paleoceanography: examples from the South Atlantic* (G. Fischer y G. Wefer, Eds.). Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 345-364.
- Groote, P. y Stuiver, M. (1997): Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 103-to 105-year time resolution. *Journal of Geophysical Research*, 102: 26455-26470.
- Grousset, F. E., Pujol, C., Labeyrie, L., Auffret, G. y Boelaert, A. (2000): Were the North Atlantic Heinrich events triggered by the behavior of the European ice sheets? *Geology*, 28: 123-126.
- Guerzoni, S., Molinaroli, E. y Chester, R. (1997): Saharan dust inputs to the western Mediterranean Sea: depositional patterns, geochemistry and sedimentological implications. *Deep Sea Research II*, 44: 631-654.
- Guieu, C. y Thomas, J. (1996): Saharan aerosols: from the soil to the ocean. En: *The impact of desert dust across the Mediterranean* (S. Guerzoni y R. Chester, Eds.). Kluwer Academic Publishers, 207-216.
- 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.
- Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., van der Linden, P. J. y Xiaosu, D. (2001): *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge University Press, 944 p.
- Hurrell, J. W. (1995): Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269: 676-679.
- Jullien, E., Grousset, F. E., Malaize, B., Duprat, J., Sánchez-Goñi, M. F., Eynaud, F. y Charlier, K. (in press): Low-latitude «dusty events» vs. high-latitude «icy Heinrich events». *Quaternary Research*.
- Kudrass, H. R., Hofmann, A. W., Dose, H., Emeis, K. C. y Erlenkeuser, H. (2001): Modulation and amplification of climatic changes in the Northern Hemisphere by the Indian summer monsoon during the past 80 ky. *Geology*, 29: 63-66.
- Leroux, M. (1993): The Mobile Polar High: a new concept explaining present mechanisms of meridional air-mass and energy exchanges and global propagation of paleoclimatic changes. *Global and Planetary Change*, 7: 69-93.
- Leuschner, D. C. y Sirocko, F. (2000): The low-latitude monsoon climate during Dansgaard-Oeschger cycles and Heinrich Events. *Quaternary Science Reviews*, 19: 243-254.
- MacAyeal, D. R. (1993): Binge/purge oscillations of the Laurentide ice sheet as a cause of the North Atlantic's Heinrich events. *Paleoceanography*, 8: 775-784.
- Mahowald, N., Kohfeld, K., Hansson, M., Balkanski, Y., Harrison, S. P., Prentice, I. C., Schulz, M. y Rodhe, H. (1999): Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climate: a comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments. *Journal of Geophysical Research*, 104: 15895-15916.
- Martínez-Ruiz, F., Kastner, M., Paytan, A., Ortega-Huertas, M. y Bernasconi, S. M. (2000): Geochemical evidence for enhanced productivity during S1 sapropel deposition in the eastern Mediterranean. *Paleoceanography*, 15: 200-209.
- Masqué, P., Fabrès, J., Canals, M., Sánchez-Cabeza, J. A., Sánchez-Vidal, A., Cacho, I., Calafat, A. y Bruach, J. M. (2003): Accumulation rates of major constituents of hemipelagic sediments in the deep Alboran Sea: A centennial perspective of sedimentary dynamics. *Marine Geology*, 193: 207-233.
- Mayewski, P. A., Meeker, L. D., Twickler, M. S., Whitlow, S., Yang, Q., Lyons, W. B. y Prentice, M. (1997): Major features and forcing of high-latitude northern hemisphere atmospheric circulation using a 110,000-year-long glaciochemical series. *Journal of Geophysical Research*, 102: 26345-26366.
- Mayewski, P. A., Meeker, L. D., Whitlow, S., Twickler, M. S., Morrison, M. C., Bloomfield, P., Bond, G., Alley, R. B., Gow, A. J., Groote, P., Meese, D. A., Ram, M., Taylor, K. C. y Wumkes, W. (1994): Changes in atmospheric circulation and ocean ice cover over the North Atlantic during the last 41.000 years. *Science*, 263: 1747-1751.
- McCave, I. N., Manighetti, B. y Robinson, S. G. (1995): Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: parameters for palaeocurrent speed and palaeoceanography. *Paleoceanography*, 10: 593-610.
- Meese, D. A., Gow, A. J., Alley, R. B., Zielinski, G. A., Groote, P., Ram, M., Taylor, K. C., Mayewski, P. A. y Bolzan, J. F. (1997): The Greenland Ice Sheet Project 2 depth-age scale: Methods and results. *Journal of Geophysical Research*, 102: 26411-26423.
- Millot, C. (1999): Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems*, 20: 423-442.
- Moreno, A. (2002): *Registro del aporte de polvo de origen sahariano y de la productividad oceánica en la Cuenca del Norte de Canarias y en el Mar de Alborán. Respuesta a los últimos 250.000 años de cambio climático*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 230 p.
- Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J. O., Sánchez-Goñi, M. F., Shackleton, N. J. y Sierro, F. J. (2005): Links between marine and atmospheric processes oscillating at

- 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.
- Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J. O. y Sánchez-Vidal, A. (2004): Millennial-scale variability in the productivity signal from the Alboran Sea record (Western Mediterranean): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 211: 205-219.
- Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Prins, M. A., Sánchez-Goñi, M. F., Grimalt, J. O. y Weltje, G. J. (2002): Saharan dust transport and high latitude glacial climatic variability: the Alboran Sea record. *Quaternary Research*, 58: 318-328.
- Moulin, C., Lambert, C. E., Dulac, F. y Dayan, U. (1997): Control of atmospheric export of dust from North Africa by the North Atlantic Oscillation. *Nature*, 387: 691-694.
- Paillard, D., Labeyrie, L. y Yiou, P. (1996): Macintosh program performs time-series analysis. *Eos Transactions*, 77: 379.
- Pelejero, C. (2000): *La utilitat dels biomarcadors moleculars per a l'estudi del canvis climàtics: el cas de la mar de la Xina meridional*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 326 p.
- Pérez-Folgado, M., Sierro, F.J., Flores, J. A., Cacho, I., Grimalt, J. O., Zahn, R. y Shackleton, N. J. (2003): Western Mediterranean planktonic foraminifera events and millennial climatic variability during the last 70 kyr. *Marine Micropaleontology*, 48: 49-70.
- Peterson, L. C., Haug, G. H., Hughen, K. A. y Röhl, U. (2000): Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the Last Glacial. *Science*, 290: 1947-1951.
- Pistek, P., Strobel, F. y Montanari, C. (1985): Deep-sea circulation in the Alboran Sea. *Journal of Geophysical Research*, 90: 49-69.
- Reichart, G. J., Schenau, S. J., De Lange, G. J. y Zachariasse, W. J. (2002): Synchronicity of oxygen minimum zone intensity on the Oman and Pakistan Margins at sub-Milankovich time scales. *Marine Geology*, 185: 403-415.
- Rodó, X., Baert, E. y Comin, F. A. (1997): Variations in seasonal rainfall in Southern Europe during the present century: relationships with the North Atlantic Oscillation and the El Niño-Southern Oscillation. *Climate Dynamics*, 13: 275-284.
- Rodrigo, F. S., Pozo-Vázquez, D., Esteban-Parra, M. J. y Castro-Díez, Y. (2001): A reconstruction of the winter North Atlantic Oscillation index back to A. D: 1501 using documentary data in southern Spain. *Journal of Geophysical Research*, 106: 14805-14818.
- Rodríguez, S., Querol, X., Alastuey, A., Kallos, G. y Kakaliagou, O. (2001): Saharan dust contributions to PM10 and TSP levels in Southern and Eastern Spain. *Atmospheric Environment*, 35: 2433-2447.
- Rohling, E. J., Hayes, A., Rijk, D., Kroon, D., Zachariasse, W. J. y Eisma, D. (1998): Abrupt cold spells in the northwest Mediterranean. *Paleoceanography*, 13: 316-322.
- Romero, R., Sunner, G., Ramis, C. y Genovès, A. (1999): A classification of the atmospheric circulation patterns producing significant daily rainfall in the Spanish Mediterranean area. *International Journal of Climatology*, 19: 765-785.
- Roucoux, K. H., de Abreu, L., Shackleton, N. J. y Tzedakis, C. (2005): The response of NW Iberian vegetation to North Atlantic climate oscillations during the last 65 kyr. *Quaternary Science Reviews*, 24: 1637-1653.
- Roucoux, K. H., Shackleton, N. J., de Abreu, L., Schönfeld, J. y Tzedakis, C. (2001): Combined marine proxy and pollen analyses reveal rapid Iberian vegetation response to North Atlantic millennial-scale climate oscillations. *Quaternary Research*, 56: 128-132.
- Rühlemann, C., Müller, P. y Schneider, R. (1999): Organic carbon and carbonate as paleoproductivity proxies: examples from high and low productivity areas of the tropical Atlantic. En: *Use of proxies in Paleoceanography: examples from the South Atlantic* (G. Fischer y G. Wefer, Eds.). Springer-Verlag, Berlin, 1-31.
- Sánchez-Goñi, M. F., Cacho, I., Turon, J. L., Guiot, J., Sierro, F. J., Peyrouquet, J.-P., Grimalt, J. O. y Shackleton, N. J. (2002): Synchronicity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. *Climate Dynamics* 19: 95-105.
- 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.
- Sánchez-Vidal, A., Calafat, A., Fabrès, J. y Canals, M. (2004): Particle fluxes in the Almería-Oran front: control by coastal upwelling and sea-surface circulation. *Journal of Marine Systems*, 52: 89-106.
- Sarnthein, M., Kennet, J. P., Allen, J. R. M., Beer, J., Grootes, P., Laj, C., McManus, J., Ramesh, R. y 117, S.-I. w. g. (2002). Decadal-to-millennial-scale climate variability-chronology and mechanisms: summary and recommendations. *Quaternary Science Reviews*, 21: 1121-1128.
- Schenau, S. J., Prins, M. A., De Lange, G. J. y Monnin, C. (2001): Barium accumulation in the Arabian Sea: controls on barite preservation in marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65: 1545-1556.
- 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., Frigola, J. y Canals, M. (2005): Impact of iceberg melting on Mediterranean thermohaline circulation during Heinrich events. *Paleoceanography*, 20: doi:10.1029/2004PA001051.
- Sierro, F. J., Pérez-Folgado, M., Flores, J. A., Bárcena, M. A., Cacho, I., Shackleton, N. J. y Grimalt, J. O. (2001): *Carbonate dissolution variations and Mediterranean thermohaline circulation, MIS3* (H. Okada, Ed.). Sapporo, JAPAN, 188 p.
- Sirocko, F., Garbe-Schönberg, D., McIntyre, A. y Molino, B. (1996): Teleconnections between the subtropical monsoons and high-latitude climates during the last deglaciation. *Science*, 272: 526-529.
- Sumner, G., Homar, V. y Ramis, C. (2001): Precipitation seasonality in Eastern and Southern coastal Spain. *International Journal of Climatology*, 21: 219-247.
- Trigo, R. M., Pozo-Vázquez, D., Osborne, T., Castro-Díez, Y., Gómiz-Fortis, S. y Esteban-Parra, M. J. (2004): North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian peninsula. *International Journal of Climatology* 24: 925-944.
- Tzedakis, C. (1999): The last climatic cycle at Kopais, central Greece. *Journal of Geological Society of London*, 156: 425-434.
- Tzedakis, C. (2005): Towards an understanding of the response of southern European vegetation to orbital and suborbital climate variability. *Quaternary Science Reviews*, 24: 1585-1599.
- Van Kreveld, S. A., Sarnthein, M., Erlenkeuser, H., Grootes, P., Jung, S., Nadeau, M. J., Pflaumann, U. y Voelker, A.

- (2000): Potential links between surging ice sheets, circulation changes and the Dansgaard-Oeschger cycles in the Irminger Sea, 60-18 kyr. *Paleoceanography*, 15: 425-442.
- Villanueva, J., Grimalt, J. O., Cortijo, E., Vidal, L. y Labeyrie, L. (1998): Assessment of sea surface temperature variations in the central North Atlantic using the alkenone unsaturation index (Uk37). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62: 2421-2427.
- Voelker, A. (2002): Global distribution of centennial-scale records for marine isotope stage (MIS) 3: a database. *Quaternary Science Reviews*, 21: 1185-1212.
- Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R. L., He, Y., Kong, X., An, Z., Wu, J. Y., Kelly, M. J., Dykoski, C. A. y Li, X. (2005): The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 308: 854-857.
- Weldeab, S., Siebel, W., Wehausen, R., Emeis, K. C., Schmiedl, G. y Hemleben, C. (2003): Late Pleistocene sedimentation in the Western Mediterranean Sea: implications for productivity changes and climatic conditions in the catchment areas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190: 121-137.
- Weltje, G. J. (1997): End-member modeling of compositional data: numerical-statistical algorithms for solving the explicit mixing problem. *Journal of Mathematical Geology*, 29: 503-549.
- Yiou, P., Baert, E. y Loutre, M. F. (1996): Spectral analysis of climate data. *Surveys in Geophysics*, 17: 619-663.

Manuscrito recibido el 7 de mayo de 2007

Aceptado el manuscrito revisado el 28 de junio de 2007