

Reconstrucción de las áreas fuente de polvo eólico depositado en el drift contornítico asociado al monte submarino Villa de Djibouti (mar de Alborán)

Reconstruction of the source areas for the aeolian dust deposited in the contourite drift associated with the submarine seamount Djibouti Ville (Alboran Sea)

Nieves López-González¹, Belén Alonso², David Casas³, Carmen Juan², Gemma Ercilla², Graziella Bozzano⁴, Isabel Cacho⁵, Desirée Palomino¹, Patricia Bárcenas¹, Elia d'Acremont⁶, Christian Gorini⁶ y Bouchta El Moumni⁷

¹ Instituto Español de Oceanografía (IEO), C.O. Málaga, 29640 Fuengirola, Málaga, Spain; nieves.lopez@ieo.es, desiree.palomino@ieo.es, patricia.barcenas@ieo.es

² Instituto de Ciencias del Mar, CSIC, 08003 Barcelona, Spain; belen@icm.csic.es, gemma@icm.csic.es, carmen.juanval@gmail.com

³ Instituto Geológico y Minero de España (IGME), 28003 Madrid, Spain; d.casas@igme.es

⁴ Servicio de Hidrografía Naval, División Geología y Geofísica Marina, Buenos Aires, Argentina; grazi.hidro.gov.ar@gmail.com

⁵ Departamento de Dinámica de la Tierra y del Océano, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad de Barcelona, 08028 Barcelona, Spain; icacho@ub.edu

⁶ Sorbonne Universités, UPMC Univ. Paris 06, ISTEP and CNRS, UMR 7193, F-75005 Paris, France; elia.dacremont@upmc.fr, christian.gorini@upmc.fr

⁷ Université Abdelmalek ESSAADI, Doyen de la FP-Larache, Morocco; elmoumni@fpl.ma

ABSTRACT

The sedimentary record of the contourite drift associated with the Djibouti Ville seamount (Alboran Sea, western Mediterranean) has been studied to reconstruct the source areas of the aeolian dust from Late Pleistocene to Holocene. Three end-member grain-size distributions address for different aeolian populations (coarse EM1, silty EM2 and fine EM3). For these particles, the most probable source areas are the Saharan sedimentary basins and deserts as well as the cratonic basins of the Sahara-Sahel corridor, whose prevalence in the core record changes by the MIS 5 to MIS 4 transition. Some punctual sediment inputs from the seamount have been recognized during sea-level low-stand but there is no evidence for fluvial supply in the drift deposits.

Key-words: aeolian dust, contourite sediments, Djibouti Ville seamount, Alboran Sea.

RESUMEN

Se ha realizado el estudio del registro sedimentario del drift contornítico asociado al monte submarino Villa de Djibouti (mar de Alborán, Mediterráneo occidental) con el fin de reconstruir las áreas fuente de polvo eólico desde el Pleistoceno Superior al Holoceno. Se han podido diferenciar tres end-members (EM1 grueso, EM2 limoso y EM3 fino) que caracterizan la distribución granulométrica de las principales poblaciones de polvo eólico. Las áreas fuente más probables de estas partículas son las cuencas sedimentarias y los desiertos, así como las cuencas cratónicas del corredor Sahara-Sahel, cuya prevalencia en el registro sedimentario experimenta un cambio durante la transición de MIS 5 a MIS 4. Se han reconocido algunos aportes puntuales del monte coincidiendo con periodos de bajada del nivel del mar, pero no se han encontrado evidencias de aportes fluviales en los depósitos contorníticos.

Palabras clave: polvo eólico, sedimentos contorníticos, monte Villa de Djibouti, mar de Alborán.

Geogaceta, 67 (2020), 23-26
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 26/06/2019
Fecha de revisión: 17/10/2019
Fecha de aceptación: 22/11/2019

Introducción y localización

Los depósitos contorníticos (*drifts* y *moats*) son algunos de los principales rasgos sedimentarios formados por la influencia de las masas de agua mediterráneas en el mar de Alborán (Ercilla *et al.*, 2016). Las principales fuentes de aporte eólico al mar Mediterráneo se encuentran en el corredor Sahara-Sahel cuyas características composicionales varían en función de la zona (Moreno *et al.*, 2006). Este aporte eólico hacia el mar de Alborán ha sido estudiado en relación con las oscilaciones climáticas (Moreno *et al.*, 2005; Rodrigo-Gámiz *et al.*, 2011) pero en muy pocas ocasiones se ha relacionado

con sus áreas fuentes (Bout-Roumzeilles *et al.*, 2007).

El monte submarino Villa de Djibouti (Fig. 1) se localiza en la cuenca semiconfinada del mar de Alborán (sector occidental del Mediterráneo). Este monte está formado por afloramientos rocosos de carácter volcánico (Kenyon *et al.*, 2000) parcialmente cubiertos por una fina capa de sedimentos, cuya cima se encuentra a 230 m de profundidad. El monte está rodeado por canales y depósitos contorníticos. Entre 700 y 900 m de profundidad, en la zona suroeste del monte, se ha descrito un depósito o *drift* contornítico de tipo confinado (Palomino *et al.*, 2011). La interacción de las masas de agua me-

diterráneas intermedias con el fondo, a este rango de profundidad, es la responsable de la construcción de dicho depósito contornítico (Ercilla *et al.*, 2016). Hay que señalar la posible ausencia de sedimentos de origen fluvial en la zona de estudio, que puede estar relacionada con dos hechos principales: la posición relativamente aislada, respecto a los márgenes continentales, del *drift* asociado al monte submarino; y el secuestro del material procedente de los ríos por parte de las masas de agua atlántica y mediterráneas (Ercilla *et al.*, 2016).

Con estas premisas, el principal objetivo de este estudio es reconstruir las posibles áreas fuente de polvo sahariano

que se depositan en el *drift* contornítico asociado al monte submarino Villa de Djibouti, desde el Pleistoceno Superior al Holoceno, ya que la relación entre los resultados obtenidos y la reconstrucción paleoclimática de la zona de estudio parece indicar que los sedimentos depositados son principalmente de origen eólico, aunque es necesario realizar un estudio más detallado para confirmar dicha hipótesis.

Material y métodos

La reconstrucción del registro sedimentario del *drift* contornítico se ha realizado a partir de la caracterización multiparamétrica de un testigo de pistón (K3, 452 cm de longitud) tomado a 712 m de profundidad (Fig. 1). El modelo de edad de este testigo (Fig. 2B), se ha construido a partir de la curva de isótopos estables de oxígeno y 3 dataciones con radiocarbono del foraminífero *Globigerina bulloides*. El modelo se ha correlacionado con el registro isotópico del ODP Site 977 para el mar de Alborán (Martrat *et al.*, 2004).

Se ha realizado el análisis granulométrico de la fracción litogénica de 107 muestras, tomadas en intervalos de 3-8 cm, mediante Coulter LS 100, y se ha calculado la relación limo/arcilla. Las distribuciones de tamaño de grano obtenidas se han utilizado para realizar una modelación de *end-members* (Dietze *et al.*, 2012) con el fin de obtener las poblaciones genéticamente significativas que permitan explicar la variación del tamaño de las partículas del registro sedimentario. La variabilidad en la composición geoquímica (Al, Si, K, Ti, Fe, Zr, Rb, Sr, Y y Ca) de los sedimentos se ha estudiado a partir del análisis en continuo del testigo mediante un *Avaatech XRF core scanner*. A los resultados obtenidos se les ha aplicado un análisis clúster con el fin de agrupar los elementos de afinidad química similar. Además, se han calculado los índices Ti/Ca, para diferenciar la importancia relativa entre los aportes siliciclásticos y biogénicos, y K/Ti, para poder discernir entre las posibles fuentes de sedimentos litogénicos.

Resultados y discusión

Se han diferenciado tres facies principales: i) fango homogéneo, ii) fango moteado, y iii) limo y limo arenoso mo-

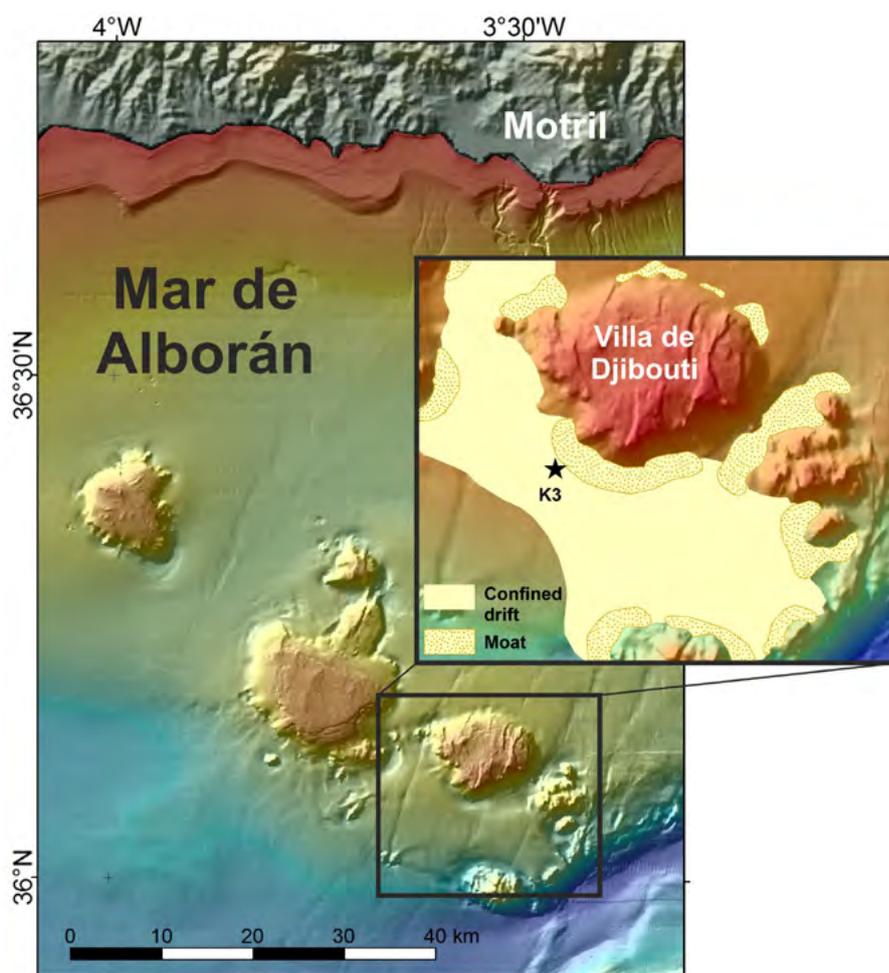


Fig. 1.- Localización de la zona de estudio y del testigo K3 (estrella) en el *drift* confinado (basado en Palomino *et al.*, 2011) asociado al monte submarino Villa de Djibouti. Ver figura en color en la web.

*Fig. 1.- Location of the study area and core K3 (star) in the confined drift (based on Palomino *et al.*, 2011) associated with the Djibouti Ville seamount. See color figure in the web.*

teado (Fig. 2A). En todos los casos se trata de sedimentos con un grado de selección muy pobre (3-5 μm) en los que la fracción gruesa está formada por foraminíferos (individuos y fragmentos) y fragmentos de bivalvos y ostrácodos. La sucesión vertical de estas facies forma secuencias grano-crecientes y grano-decrecientes que definen los patrones bigradacionales típicos de depósitos contorníticos.

La modelización de los *end-members* (EM) ha permitido establecer tres distribuciones de tamaño de grano principales en los sedimentos del *drift* (Fig. 2C). La más gruesa EM1 (media 36 μm y moda 47 μm) parece corresponder al "*large dust*" definido por Evans *et al.* (2004) procedente del norte de África y constituido principalmente por cuarzo, feldespato y ocasionalmente calcita y dolomita (Livingstone y Warren, 1996). Estas partículas suelen viajar en suspensión durante distancias relativamente cortas (20-100 km), aunque las tormentas fuertes pueden levantar estas partículas a grandes

alturas y transportarlas mucho más lejos. La distribución fina EM3 (media y moda 3 μm) equivaldría al "*small dust*" de Evans *et al.* (2004) que consiste, principalmente, en minerales de arcilla y otras partículas finas de cuarzo y feldespato (Livingstone y Warren, 1996) transportadas en suspensión en las capas altas de la atmósfera. Esta bimodalidad en las distribuciones eólicas parece estar más relacionada con los eventos que controlan la producción de partículas de polvo en el área fuente que con los procesos de transporte (Livingstone y Warren, 1996). El EM2 (media 9 μm y moda 12 μm) correspondería a una distribución de tamaño de grano intermedia o de *background* que sería transportado en condiciones medias. Además, el tamaño de grano de las diferentes distribuciones obtenidas permite inferir cambios en la energía del transporte eólico, ya que los vientos más energéticos pueden transportar partículas de tamaño más grueso desde el área fuente.

A partir del Análisis Cluster de la composición geoquímica de los sedimentos, se han establecido 4 grupos (C1 a C4) que se han interpretado en relación con sus posibles áreas fuente, principalmente relacionadas con el corredor Sahara-Sahel. El grupo litogénico-félsico C1 (definido por Si y K) parece estar relacionado con el polvo eólico procedente de la cuenca sedimentaria sahariana y las zonas desérticas. Estas zonas están caracterizadas por cuarzo y minerales de arcilla de composición félsica (Moreno *et al.*, 2006). Algunos estudios recientes en sedimentos marinos del Mediterráneo occidental, indican que estas arcillas son principalmente illita y caolinita, con cantidades menores de esmectita y palygorskita (Bout-Roumzeilles *et al.*, 2007). El grupo litogénico-máfico C2 (Sr, Ti, Y, Rb, Al y Zr) estaría asociado con el polvo eólico formado a partir de rocas ígneas y metamórficas de la cuenca cratónica sahariana (Moreno *et al.*, 2006). El grupo C3 estaría formado por el Fe proceden-

te del material volcánico re TRABAJADO del monte submarino Villa de Djibouti (Kenyon *et al.*, 2000) y otros situados cerca de la zona (p. ej., isla de Alborán, cresta de Yusuf, monte Al Mansour). El grupo C4 estaría definido por el Ca, indicando la presencia de partículas de origen biogénico y/o detrítico (calcita y dolomita procedente de la zona atlántica africana, Moreno *et al.*, 2006).

El índice Ti/Ca se suele utilizar como indicador de aporte eólico, permitiendo identificar momentos de aridez continental e incrementos en la intensidad del viento. En el registro sedimentario del testigo K3 (Fig. 2E), se puede diferenciar un periodo con una tendencia general a presentar valores bajos (*Marine Isotope Stage*, MIS 5) y otro con valores más elevados (MIS 4 a 2), coincidiendo con el último periodo glacial. El índice K/Ti permite diferenciar áreas fuente de aporte litogénico, ya que el K suele concentrarse en feldspatos e illita, mientras que el Ti suele estar presente en minerales pesa-

dos, como el rutilo y la ilmenita. En el testigo K3 se observa una tendencia general a la disminución de este índice (Fig. 2F), aunque pueden identificarse dos comportamientos. Desde el final del MIS 6 hasta el MIS 3, se producen fluctuaciones aparentemente relacionadas con la alternancia de periodos interestadales y estadales. Sin embargo, el periodo estadal comprendido entre MIS 3 y MIS 2 se caracteriza por una tendencia plana, sin apenas variaciones, hasta que en MIS 1 se vuelve a producir un incremento en este índice.

Reconstrucción de las áreas fuente de sedimento eólico

La combinación de diferentes aproximaciones para caracterizar los sedimentos del *drift* contornítico asociado al monte Villa de Djibouti ha permitido realizar una reconstrucción de la posible variación de las áreas fuente de los sedi-

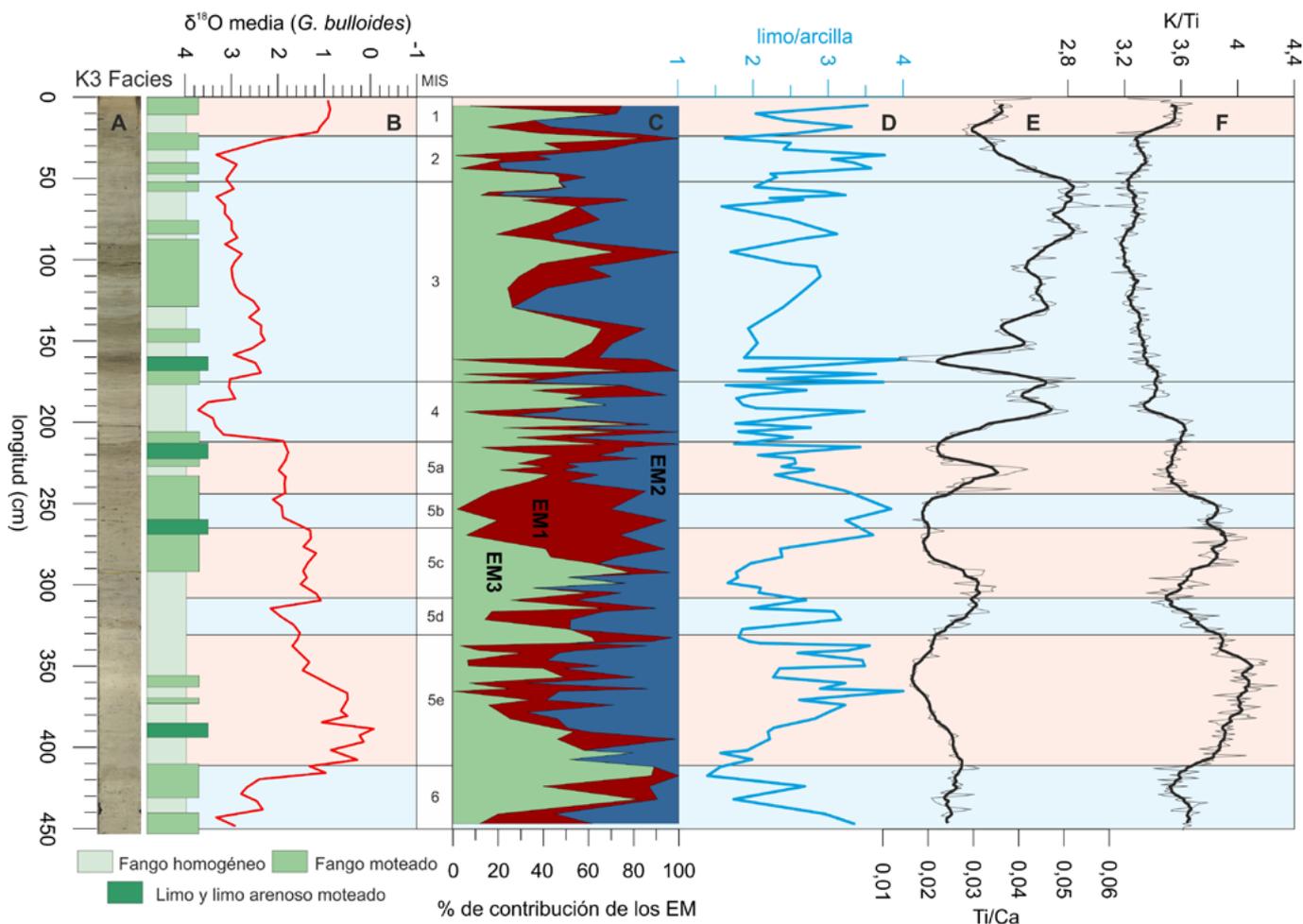


Fig. 2.- Análisis multiparamétrico del testigo K3, en el que se muestran las facies (A), el modelo de edad (B), los estadios isotópicos marinos (MIS), el porcentaje de contribución de los end-members (C), y las relaciones limo/arcilla (D), Ti/Ca (E) y K/Ti (F). Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Multiparametric analysis of the core K3 showing the facies (A), the age model (B), the Marine Isotope Stages (MIS), the % of end-member contribution, and the silt/clay (D), Ti/Ca (E) and K/Ti (F) ratios. See color figure in the web.

mentos eólicos depositados en la zona de estudio desde el Pleistoceno Superior hasta el Holoceno.

Durante el periodo interestadial MIS 5, el área fuente más probable para los sedimentos eólicos es la cuenca sedimentaria y las zonas desérticas saharianas (C1), tal y como indican las tendencias opuestas en los índices Ti/Ca (disminución) y K/Ti (aumento) coincidiendo con altos valores de la relación limo/arcilla y en EM1-EM2. Esto se puede relacionar con el predominio de partículas relativamente gruesas de polvo sahariano enriquecidas en K (p.ej., illita, silicatos de Na-K) como sugieren Scheuven *et al.* (2013). Este hecho parece estar favorecido por la proximidad del área fuente debido a que nos encontramos en un contexto de alto nivel del mar (Waelbroeck *et al.*, 2002) y condiciones más húmedas, aunque la influencia del aporte fluvial no puede descartarse completamente.

Durante el MIS 4 se produce un importante cambio de área fuente del polvo eólico, como sugiere la brusca disminución en K/Ti coincidiendo con un descenso del nivel del mar de unos 90 m por debajo del actual (Waelbroeck *et al.*, 2002). Durante este periodo se observa un aumento brusco en las relaciones Ti/Ca y limo/arcilla, así como en EM2, lo que apunta a que la posible área fuente de sedimentos en el *drift* sea una mezcla del polvo procedente de la cuenca cratónica sahariana (C2) y el material reabajado del monte (C3), como resultado de la intensificación de las corrientes durante este periodo.

Durante el último periodo glacial (del MIS 4 al MIS 2) el índice K/Ti disminuye aunque se mantiene relativamente constante, mientras que el Ti/Ca aumenta significativamente. Esto se ha interpretado como la intensificación de la circulación atmosférica y de los vientos del oeste, relacionados con valores positivos del índice NAO (*North Atlantic Oscillation*), que favorecen el establecimiento de condiciones áridas en el Mediterráneo

y norte de África (Moreno *et al.*, 2005) y el transporte de polvo sahariano al mar de Alborán. Por tanto, el área fuente más probable para estas partículas es la cuenca cratónica sahariana (C2), así como el material reabajado del monte submarino (C3) debido a que nos encontramos en un contexto de descenso del nivel del mar que favorece la intensificación de las corrientes de fondo y la erosión.

El breve registro en el testigo de los sedimentos Holocenos (MIS 1) apunta a un retorno a las condiciones interestadiales, caracterizadas por un aumento en K/Ti, limo/arcilla, EM1-EM2 y una disminución en Ti/Ca.

Conclusiones

Los sedimentos eólicos depositados en el *drift* contornítico proceden de dos fuentes principales del corredor Sahara-Sahel, la cuenca sedimentaria y la cuenca cratónica saharianas. Se produce un importante cambio del área fuente durante el paso de condiciones interestadiales (MIS 5) a estadales (MIS 4) con la contribución puntual de los depósitos reabajados del monte Villa de Djibouti durante el descenso del nivel del mar.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos MONTERA (CTM2009-14157-C02), SAGAS (CTM2005-08071-C03-02/MAR) y FAUCES (CTM2015-65461-C2-R) y por los fondos FEDER. Agradecemos las revisiones de Pilar Mata y de un revisor anónimo que han ayudado a mejorar la calidad de este trabajo.

Referencias

Bout-Roumzeilles, V., Combourieu-Nebout, N., Peyron, O., Cortijo, E., Landais, A. y Masson-Delmotte, V. (2007). *Quaternary Science Reviews* 26, 3197-3215.
Dietze, E., Hartmann, K., Diekmann, B.,

Ijmker, J., Lehmkuhl, F., Opitz, S., Stauch, G., Wünnemann, B. y Borchers, A. (2012). *Sedimentary Geology* 243-244, 169-180.
Ercilla, G., Juan, C., Hernández-Molina, F.J., Bruno, M., Estrada, F., Alonso, B., Casas, D., Farran, M., Llave, E., García, M., Vázquez, J.T., d'Acremont, E., Gorini, Ch., Palomino, D., Valencia, J., El Moumni, B. y Ammar, A. (2016). *Marine Geology* 378, 157-170.
Evans, R.D., Jefferson, I.F., Kumar, R., O'Hara-Dhand, K. y Smalley, I.J. (2004). *Journal of African Earth Sciences* 39, 81-87.
Kenyon, N.H., Ivanov, M.K., Akhmetzhanov, A.M. y Akhmanov, G.G. (2000). *Multidisciplinary Study of Geological Processes on the North East Atlantic and Western Mediterranean Margins IOC Technical Series 56*, UNESCO, 136 p.
Livingstone, I. y Warren, A. (1996). *Aeolian Geomorphology: an Introduction*. Longman, Harlow, 211 pp.
Martrat, B., Grimalt, J.O., López-Martínez, C., Cacho, I., Sierro, F.J., Flores, J.A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J.H. y Hodell, D.A. (2004). *Science* 306, 1762-1765.
Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J.O., Sánchez-Goñi, M.F., Shackleton, N.J. y Sierro, F.J. (2005). *Quaternary Science Reviews* 24, 1623-1636.
Moreno, T., Querol, X., Castillo, S., Alastuey, A., Cuevas, E., Herrmann, L., Mounkaila, M., Elvira, J. y Gibbons, W. (2006). *Chemosphere* 65, 261-270.
Palomino, D., Vázquez, J.-T., Ercilla, G., Alonso, B., López-González, N. y Díezdel-Río, V. (2011). *Geo-Marine Letters* 31, 465-479.
Rodrigo-Gámiz, M., Martínez-Ruiz, F., Jiménez-Espejo, F.J., Gallego-Torres, D., Nieto-Moreno, V., Romero, O. y Ariztegui, D. (2011). *Quaternary Science Reviews* 30, 2018-2034.
Scheuven, D., Schütz, L., Kandler, K., Ebert, M. y Weinbruch, S. (2013). *Earth-Science Reviews* 116, 170-194.
Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.-C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E. y Labracherie, M. (2002). *Quaternary Science Reviews* 21, 295-305.