Geometría de los volcanes de lodo y de los pliegues de la Dorsal Mediterránea al Sur de Creta (Mediterráneo Oriental)

Geometry of mud volcanoes and folds of the Mediterranean Ridge, south of Crete (Eastern Mediterranean)

J. Galindo-Zaldívar (*) y L.M. Nieto (**)

(*) Dpto. de Geodinámica, Universidad de Granada, 18071-Granada.
(**) Dpto. de Geología, Universidad de Jaén, 23071-Jaén.

ABSTRACT

Side scan sonar images and high resolution profiles obtained with the R/V Gelendzhik in the 1993 cruise of the TREDMAR program, give new information on the geometry of the mud volcanoes, folds and fractures located in the central part of the Mediterranean Ridge. Mud volcano emplacement modify the regional stress field related to the subduction of the African plate below the Eurasian plate, and originate a fold system with concentric hinge lines around the area with highest quantity of mud volcanoes. Mud volcanoes can be formed from anticlinal folds whose nucleus have been intruded by breccias with a high content of mud matrix. Flows of mud breccias from anticlinal emission areas produce mud volcanoes whose elongation is parallel to fold axis trends.

Key words: *mud volcanoes, folds, Mediterranean Ridge, Eastern Mediterranean.*

Geogaceta, 16 (1994), 114-117
ISSN: 0213683X

Introducción

La Dorsal Mediterránea es un alto batimétrico que se sitúa en el Mediterráneo oriental, al Sur del Arco Helénico (Fig. 1.) y que ha sido interpretado como una dorsal de acreción (Le Pichon *et al.*, 1982) o como un complejo de acreción asociado a la subducción de la placa Africana bajo la placa Euroasiática (Cita y Camerlenghi, 1990). Cita *et al.*, (1981) muestran la existencia de volcanes de lodo en la parte más elevada de este alto batimétrico, con profundidades próximas a los 1200 m. Estas estructuras submarinas son similares a las que se desarrollan en otros prismas de acreción tales como el de las Barbados (Brown y Westbrook, 1988).

En el crucero del programa TREDMAR, realizado durante 1993 con el B/O Gelendzhik, se han investigado mediante diversas técnicas geofísicas y mediante la toma de testigos de gravedad la región de la Dorsal Mediterránea comprendida entre 24°E - 25°40'E y 33°10'N -34°40'N. Los perfiles de sísmica de multicanal y las imágenes de sonar de barrido lateral de gran amplitud de campo (OKEAN, con una frecuencia de 9.5 Khz) y perfiles y sonar de barrido lateral de alta resolución (MAK-1, con una frecuencia de 100 KHz) han aportado nuevos datos sobre la geometría de los volcanes de lodo, pliegues y fracturas de esta región. Los testigos de gravedad permiten estudiar las características litológicas y las estructuras tanto de los sedimentos pelágicos como de las brechas extruidas por los volcanes de lodo. Woodside *et al.*, (1993) y Limonov *et al.*, *(in press)* describen detalladamente las principales características del crucero.

Volcanes de lodo

Las imágenes de sonar de barrido lateral han permitido determinar la geometría del campo de volcanes de lodo (Fig. 2.) ya que los sedimentos pelágicos tienen una reflectividad acústica menor que las brechas expulsadas por los volcanes (Fig. 3.). Los testigos de gravedad muestran que las zonas con baja reflectividad acústica están formadas por arcillas, limos y margas con capas intercaladas de sapropel y de tefra. Las zonas con alta reflectividad están formadas por brechas expulsadas por los volcanes de lodo, cubiertas generalmente por una capa delgada (inferior a 2 m) de sedimentos pelágicos. Las brechas están compuestas por una abundante matriz arcillosa con microfósiles de edades comprendidas entre el Aptiense superior y el Pleistoceno, y clastos de areniticas, calcarenitas y margas con formas irregulares y tamaño milimétrico a centimétrico. El porcentaje de matriz es muy superior al de clastos.

Los volcanes de lodo se localizan en estructuras en domo cuyas pendientes en la parte exterior son inferiores a los 15°. Las partes más elevadas se sitúan hasta 100 m sobre la profundidad media del área. En torno a la mayor parte de los volcanes de lodo se desarrollan depresiones circulares. Los edificios volcánicos tienen formas que varían entre elípticas e irregulares (Fig. 2.). Los tamaños son muy variables. El edificio volcánico de mayores dimensiones que se ha detectado tiene un eje mayor de 16 Km. Su

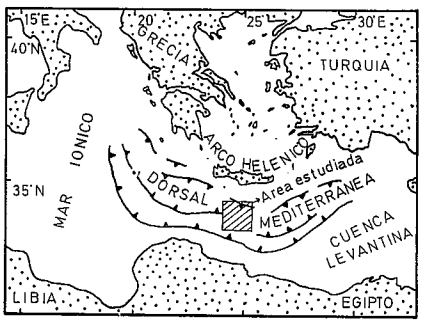

Fig. 1.— Situación geológica de la Dorsal Mediterránea y del área estudiada.

Fig. 1.— Geological setting of the Mediterranean Ridge and the study area.

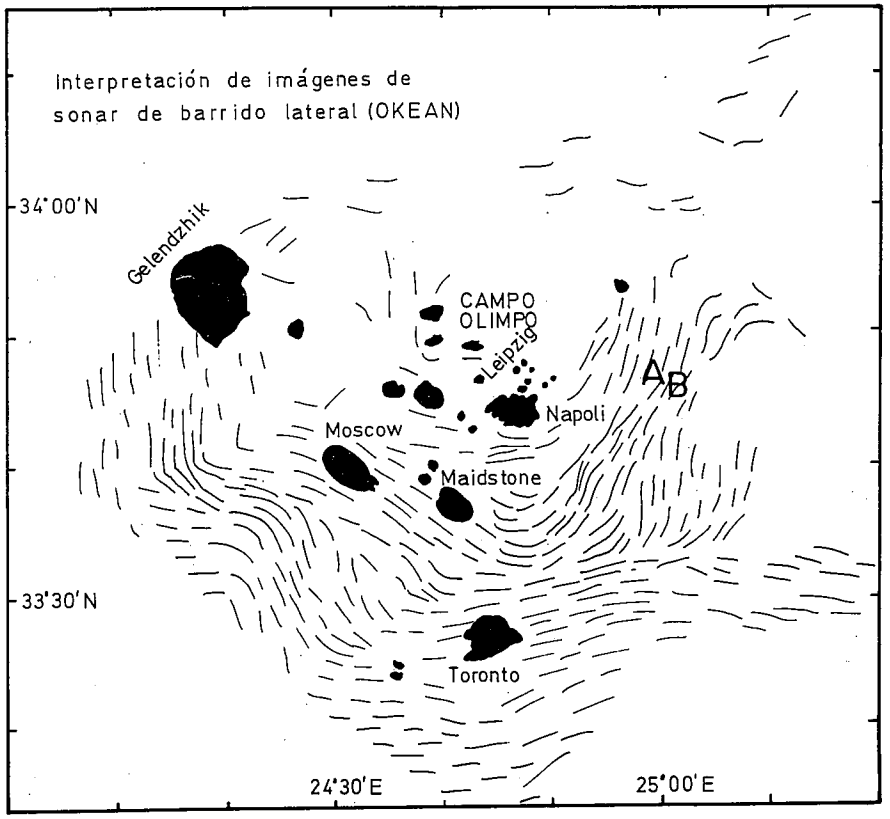

Fig. 2.— Volcanes de lodo y sistema de pliegues. Los volcanes de lodo estan representados en negro. Las lineas finas muestran la orientación de las charnelas de los pliegues. A,B, situación de los perfiles de la figura 4A y 4B.

Fig. 2.— Mud volcanoes and fold system. Mud volcanoes are marked by dark patches. Thin lines represent the trend of hinge lines of folds. A, B, position of the Fig. 4A and 4B profiles.

distribución es irregular en el área estudiada, aunque se concentran preferentemente en algunas zonas tales como el Campo Olimpo. Están construidos por varias coladas superpuestas que fluyen a partir de los puntos de emisión. Las emisiones de tipo fisural son minoritarias. El carácter poligénico de los conos se confirma a partir de los testigos de gravedad, en los que se observan intercalaciones de materiales pelágicos y brechas.

La parte superior de las coladas en algunos volcanes tienen facies acústicas con lineaciones en abanico y paralelas al flujo (Fig. 3.). En otras coladas se observan lineaciones concéntricas perpendiculares al flujo, similares en aspecto a las de las lavas de tipo pahoehoe con estructuras cordadas. Algunas coladas están limitadas por relieves previos asociados a fallas de dirección N-S y E-W.

Los volcanes de lodo en esta región son activos al menos desde la parte más baja del Plioceno Superior (zona de *Emiliana huxleyi*), tal y como lo indican las dataciones de los materiales pelágicos más antiguos identificados sobre las coladas en los testigos de gravedad (Limonov *et al.*, *in press*). No obstante, la actividad de estas estructuras puede haber comenzado antes, ya que mediante los testigos de gravedad sólo se han estudiado los primeros metros de la secuencia de estos edificios volcánicos. Los testigos de gravedad muestran que casi todos los edificios volcánicos, excepto el domo de Leipzig, están recubiertos por una capa delgada (inferior a 2 m.) de sedimentos pelágicos holocenos. Este hecho demuestra que la mayor parte de los volcanes son inactivos en la actualidad, pero han emitido brechas hasta tiempos recientes.

Sistema de pliegues y situación dinámica

A lo largo de toda la Dorsal Mediterránea se han observado mediante las imágenes de sonar de barrido lateral rugosidades en el fondo cuyas alineaciones, subparalelas a la elongación de la dorsal, fueron generalmente interpretadas como superficies de cabalgamiento (Kenyon *et al.*, 1982). Le Pichon *et al.* (1982) interpretan que estas alineaciones corresponden en su mayor parte a pliegues, a partir de los cuales establecen que durante el Plioceno-Cuaternario se produce una compresión con orientación de σ_1 variable pero generalmente subperpendicular a la elongación de la Dorsal Mediterránea en cada región.

En el área estudiada se ha identificado un sistema de pliegues que deforma los sedimentos pelágicos de edad Plioceno-Cuaternario. Los pliegues son simétricos, con longitud de onda media de 750 m, líneas de charnela de varios kilómetros y terminaciones periclinales de pocos centenares de metros. Son pliegues muy abiertos con amplitudes inferiores a los 50 m. Las orientaciones de las lineas de charnela son variables (Fig. 2.) y tienden a ser concéntricas respecto a la zona con mayor concentración de volcanes de lodo, aunque predominan las direcciones N-S y E-W. En zonas lejanas del área con volcanes de lodo, tienen lineas de charnela con orientaciones generalmente próximas a E-W, paralelas a la elongación en esta región de la Dorsal Mediterránea. El sistema de pliegues con ejes de distintas orientaciones se ha formado en una sola etapa de deformación ya que en las áreas donde los ejes varian de dirección se observa el arqueamiento de las lineas de charnela y no se producen estructuras de interferencia de pliegues.

El sistema de pliegues se ha originado en una situación compresiva durante el Cuaternario. El campo de esfuerzos asociado a la subducción en dirección NNE de la placa Africana bajo la Euroasiática (Le Pichon *et al.*, 1982) se superpone al campo de esfuerzos asociado al emplazamiento de los volcanes de lodo, con direcciones de compresión radiales en torno a la zona donde existe una mayor concentración de volcanes de lodo.

Plegamiento y formación de los volcanes de lodo

Aunque gran parte de los pliegues son isopacos, se observan también en los perfiles de alta resolución pliegues intruidos por el material situado en su núcleo. El material intrusivo migra en sentido ascendente dentro del pliegue (Fig. 4.). En algunas ocasiones se han identificado pequeñas coladas de mate-

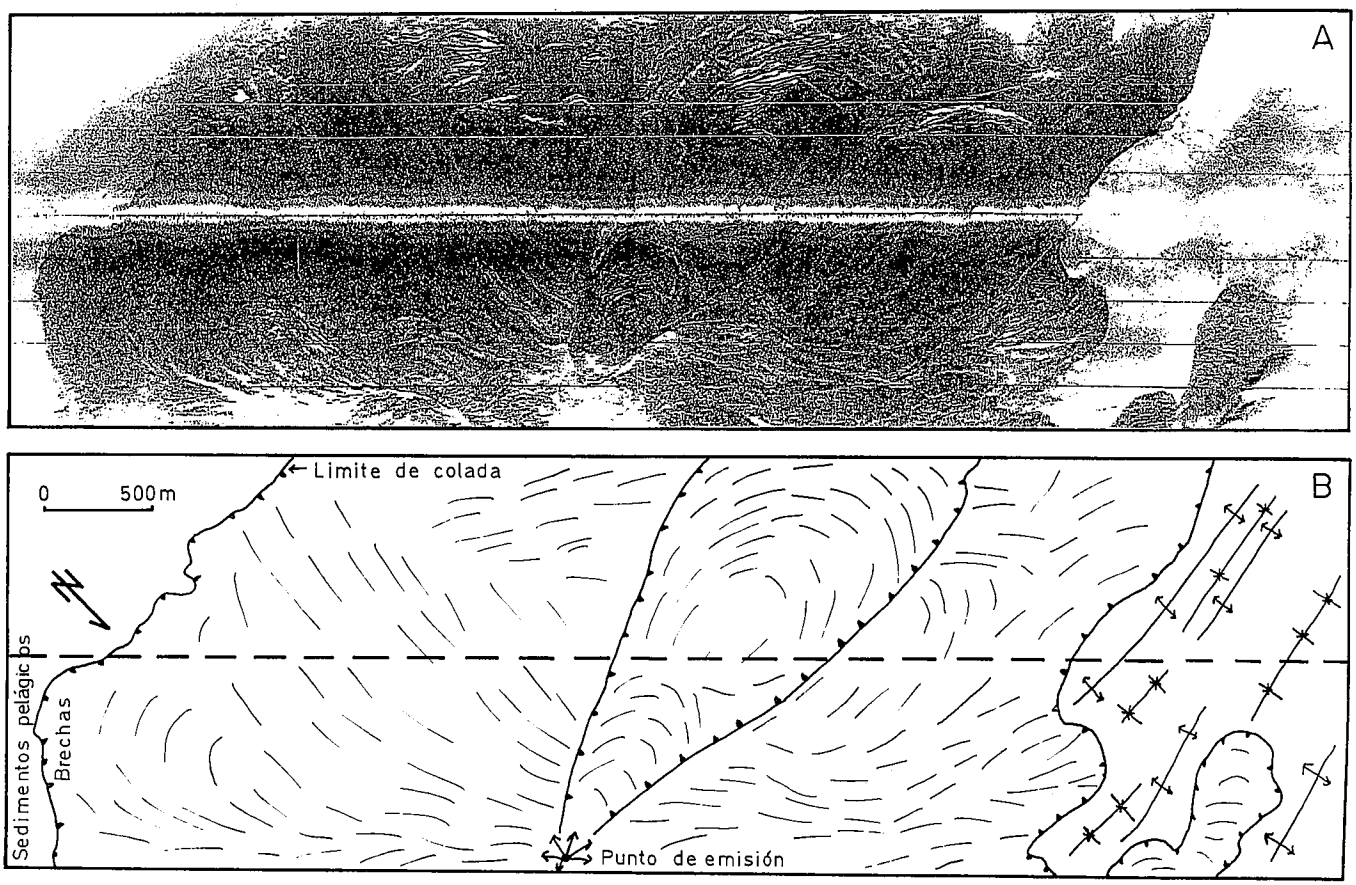

Fig. 3.— Volcán de lodo Toronto. A. Imagen de sonar de barrido lateral de alta resolución (MAK-1). Los materiales con alta reflectividad (tonos oscuros) son brechas con abundante matriz arcillosa de los volcanes de lodo. Los sedimentos pelágicos tienen baja reflectividad (tonos claros). B. Interpretación de las estructuras asociadas al volcán de lodo. Aunque la imagen de sonar no abarca todo el volcan, éste tiene una forma elíptica. Las lineaciones superficiales muestran superposición de coladas de lodo.

Fig. 3.— Toronto mud volcanoe. A. High resolution side scan sonar image (MAK-1). High reflectivity sediments (dark areas) are breccias with abundant mud matrix of mud volcanoes. Pelagic sediments have low reflectivity (white areas). B. Interpretation of the structures related to the mud volcanoe. Although the sonar image do not cover the whole mud volcanoe, it has an elliptical shape. Surface lineations show superposition of mud flows.

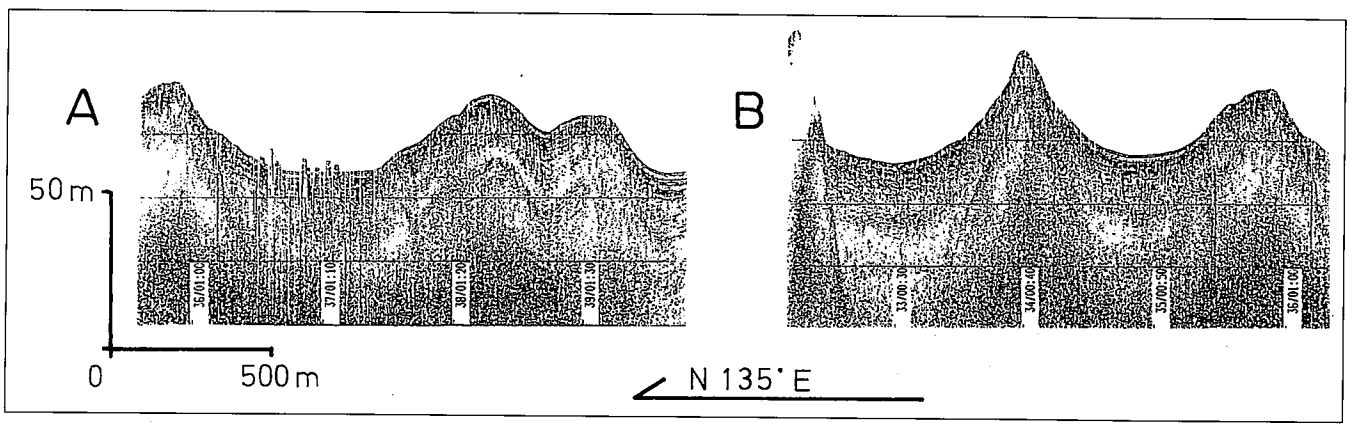

Fig. 4.— Pliegues con lineas de charnela N-S en perfiles de alta resolución (MAK-1). A. Pliegues isopacos que afectan a sedimentos pelágicos. B. Pliegues con materiales intrusivos en el núcleo de los anticlinales, que son más apretados que los sinclinales. La posición de estos pliegues está marcada en la Fig. 2.

Fig. 4.— Folds with N-S hinge lines in high resolution profiles (MAK-1). A. Isopachous folds that deform pelagic sediments. B. Folds with intrusive rocks in the nucleus of anticlinals. Synclinals are more open than anticlinals. The location of these folds is marked in Fig. 2.

rial, probablemente brechas con abundante matriz arcillosa, que fluyen desde los anticlinales hacia los sinclinales. Por otra parte, el eje mayor de los edificios volcánicos elípticos es subparalelo a la orientación de los ejes de los pliegues en cada sector (Fig. 2.). Sin embargo, la deformación que se determina si se considera que la forma elíptica en planta de los volcanes de lodo se ha producido por aplastamiento a partir de edificios circulares es mucho mayor que la deformación de los pliegues circundantes. Todo ello sugiere que los volcanes de lodo pueden haberse formado originalmente con formas elípticas, a partir de anticlinales en los que intruirían las brechas, que finalmente se expulsarían y formarían las coladas de lodo de los edificios volcánicos.

Si se tiene en cuenta su morfología, los volcanes de lodo pueden ser comparados con volcanes de tipo hawaiano. En ambos casos, los materiales expulsados tienen una elevada capacidad para fluir en el momento de su emisión y producen domos de escaso relieve.

Agradecimientos

Este trabajo se ha desarrollado dentro del programa TREDMAR que es un programa financiado por la European Science Foundation, la UNESCO y en el que colaboró, entre otras instituciones, la Universidad de Granada en el año 1993. Además, el trabajo ha sido realizado en el marco de los proyectos PB90-0860-C03-01 y PB90-0853 de la D.G.-I.C.Y T.

Referencias

Brown, K. y Westbrook, G.K. (1988): Tectonics, 7, 613-640.

Cita, M.B., Ryan, W.F.B. y Paggi, L. (1981): Ann. Geol. Pays Hellen., 30, 543-570.

Cita, M.B. y Camerlenghi, A. (1990): Mem. Soc. Geol. It., 45, 463-480.

Kenyon N.H., Belderson, R.H. y Stride, A.H. (1982): In Legget, J.K. (Ed.) Spec. Publ. Geol. Soc., 10, 335-343.

Le Pichon, X., Lyberis, N., Angelier, J. y Renard, V. (1982): Tectonophysics, 86, 243-274.

Limonov, A.F., Woodside, J.M. e Ivanov, M.K. (in press): UNESCO reports in marine science.

Woodside, J., Ivanov, M., Kidd, R. y Cita, M. (1993): ims Newsletter, 68, 7.