

Estructura y evolución durante el Mioceno del diapirismo de lodo en el sector septentrional de la Cuenca Oeste de Alborán (Mediterráneo occidental)

A.R. Talukder, M.C. Comas y J.I. Soto

Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (C.S.I.C.-Universidad de Granada). Campus Fuentenueva s/n. 18002 Granada.
Tel: +34-958-243351 - Fax: +34-958-243384
E-mails: taluker@ugr.es - mcomas@ugr.es - jsoto@ugr.es

RESUMEN

El diapirismo y volcanismo de lodo se originan en el depocentro mayor de la Cuenca del Mar de Alborán (la Cuenca Oeste de Alborán, COA, con espesor de sedimentos >8 km) a partir de sedimentos sub-compactados (en parte de origen olistostrómico) del Mioceno inferior y medio, procedentes de la unidad sedimentaria más profunda de la cuenca (Unidad VI). El diapirismo de lodo se inició en la COA durante el Mioceno medio, simultáneamente a una etapa importante de deformación extensional y subsidencia ($\beta < 1,8$). Durante la etapa de extensión que continuó hasta el Tortoniense superior (etapa de diapirismo "inicial"), se han identificado dos pulsos mayores de ascensión (Serravaliense inferior y Tortoniense) durante los que se produjeron intrusiones laterales de lodo y láminas alóctonas limitadas. Con el cese de la extensión y el inicio de la compresión en la cuenca, los diapiros ascienden por su propia presión interna, perforando las capas suprayacentes (etapa de diapirismo "activo").

En el Sector Septentrional de la COA, donde se ha podido reconstruir la geometría tridimensional de los altos diapíricos durante el Mioceno, las culminaciones diapíricas muestran dos direcciones principales (NO-SE y OSO-ENE), siendo consistentes con las direcciones coetáneas de extensión en la cuenca. Las direcciones ortogonales de las principales culminaciones diapíricas sugieren una extensión generalizada, de tipo triaxial, durante el Mioceno medio y superior.

Palabras clave: Cordillera Bética, cuencas retro-arco de tipo Mediterráneo, diapirismo de lodo, Mar de Alborán, Messiniense

Structure and evolution during the Miocene of the mud diapirism in the northern margin of the West Alborán basin (Western Mediterranean)

ABSTRACT

Mud diapirism and volcanism originated in the major depocenter of the Alborán Sea Basin (the West Alborán Basin, WAB, with a sedimentary infill with more than 8 km) from overpressured sediments (partly olistostromes) of early to middle Miocene age, belonging to the lowermost sedimentary unit filling the basin (Unit VI). Mud diapirism started in the WAB during the middle Miocene, simultaneously with an important stage of extensional deformation and subsidence ($\beta < 1.8$). Extension continued up to the upper Tortonian ("initial diapirism" stage) and several major mud-diapirs ascent pulses have been identified (early Serravallian and Tortonian) which developed lateral mud intrusions and limited mud allocthonous sheets. Once extensional deformation ceases and with the onset of compression in the basin, mud diapirs ascent by their internal fluid overpressure, piercing the overlying sediments ("active diapirism" stage).

In the northern sector of the WAB, where the three-dimensional geometry of the diapirs has been reconstructed during the Miocene, it shows two major directions of diapir culminations (NW-SE and WSW-ENE), being consistent with the coeval extension directions in the basin. The orthogonal directions of the culminations suggest a triaxial pattern of extension in the WAB during the middle to late Miocene.

Key words: Alborán Sea, Betic Cordillera, Mediterranean back-arc basins, Messinian, mud diapirism

Introducción

En la última década, y debido al avance en el desarrollo tecnológico de los métodos de investigación en Geología y Geofísica marinas, se ha producido un

aumento sustancial de trabajos y publicaciones relacionadas con diapiros y volcanes submarinos de lodo. La mayoría de los volcanes y diapiros de lodo conocidos en el mundo han sido encontrados en un contexto tectónico de tipo compresivo, mayoritaria-

mente en prismas de acreción actuales o antiguos, entre los que cabe destacar los encontrados en los prismas de acreción en el Mediterráneo oriental (Camerlenghi *et al.*, 1992; Cita *et al.*, 1996), en el Golfo de Cádiz (Gardner, 2001; Pinheiro *et al.*, 2003; Somoza *et al.*, 2003) y Barbados (Biju-Duval *et al.*, 1982). Además, diapiros y volcanes de lodo se han descrito en otros contextos tectónicos, desde márgenes pasivos como el delta del Níger (Cohen y McKlay, 1996; Wu y Bally, 2000), el Mar Negro (Ivanov *et al.*, 1996) y el delta de Baram, al NE de Borneo (Rensbergen *et al.*, 1999), hasta en regiones continentales emergidas como Azerbaijón (Hovland *et al.*, 1997). También se han descrito ejemplos aislados de volcanes y diapiros de lodo en regiones con grandes fallas transcurrentes, como Colombia (Vernette *et al.*, 1992) e Indonesia (Barber *et al.*, 1986).

En el Mediterráneo Occidental, la cuenca neógena del Mar de Alborán es una región de estudio adecuada para analizar los procesos que condicionan el origen y controlan la evolución de los diapiros de lodo. En este caso los diapiros de lodo están alimentados por flujos de sedimentos sub-compactados o presurizados procedentes de las capas más profundas del relleno sedimentario de la cuenca del Mar de Alborán. En esta cuenca existe una extensa provincia de diapiros -la Provincia Diapírica de lodo de Alborán (PDA)- que se desarrolla en el máximo depocentro de la Cuenca Oeste de Alborán y cuya superficie cubre un área aproximada de 3.200 km² (Figura 1). La magnitud de las estructuras diapíricas en esta provincia -con el desarrollo en algunas verticales de diapiros enraizados a 6-7 km de profundidad- y las conexiones evidentes entre diapiros y volcanes de lodo, permiten

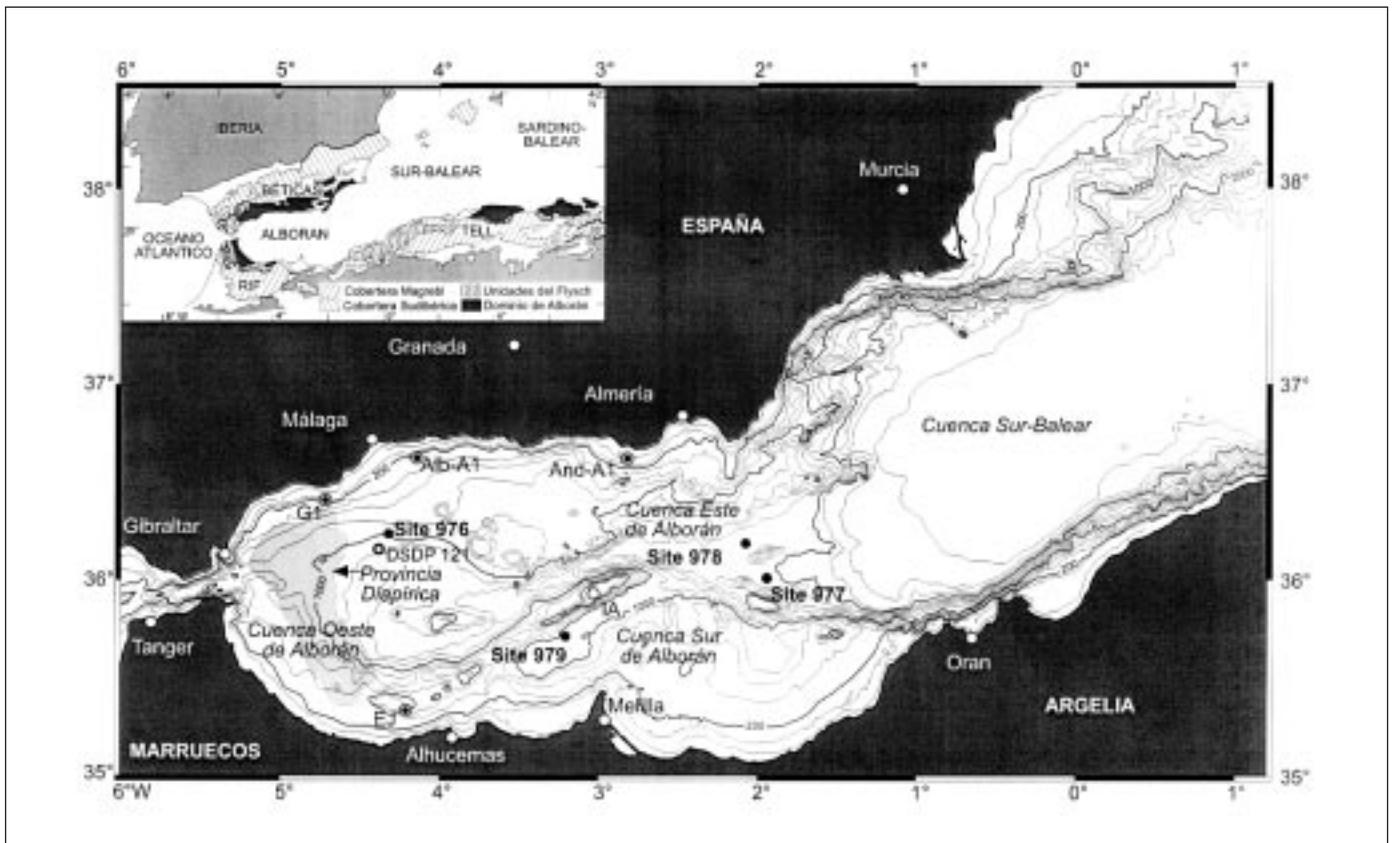


Fig. 1. Mapa batimétrico del Mediterráneo occidental (Mar de Alborán y Cuenca Surbalear) con localización de perforaciones científicas (DSDP-Site 121 y Sites 976 a 979 de ODP-Leg 161) y sondeos comerciales (Alborán A1, Andalucía A1, Andalucía G1 y El Jebha-1), así como del contorno de la Provincia Diapírica de Alborán (tomado de Comas *et al.*, 1999). El esquema superior muestra la localización del Mar de Alborán entre las cadenas Béticas y el Rif, y los grandes dominios corticales involucrados en el Arco de Gibraltar. Contornos batimétricos en metros bajo el nivel del mar, equidistancia 200 m. IA: Isla de Alborán

Fig. 1. Bathymetric map of the westernmost Mediterranean (Alboran and South Balearic seas), showing location of scientific (DSDP-Site 121 and ODP Sites 976 to 979) and commercial boreholes (Alborán A1, Andalucía A1, Andalucía G1, and El Jebha-1), together with the contour of the Alboran Diapiric Province (taken from Comas *et al.*, 1999). Bathymetry contours in meters, contour interval 200 m. Inset map shows location of the Alboran Sea between the Betic and Rif chains; main crustal domains involved in the Gibraltar Arc are shown. IA: Alboran Island

analizar los procesos de ascenso y migración en el subsuelo de sedimentos con una alta concentración de fluidos y sobre-presurizados. Además, la propia evolución tectónica de la Cuenca del Mar de Alborán, en la que en un contexto de convergencia continua de placas (África-Eurasia) se han sucedido procesos de adelgazamiento cortical y subsidencia durante los últimos 19 Ma (desde el Mioceno inferior), garantiza que se pueden estudiar los procesos de diapirismo tanto en un ambiente compresivo como tensional.

Contexto geológico

La cuenca del Mar de Alborán, la más occidental del Mediterráneo, se ubica entre las cadenas Béticas y el Rif, inmediatamente al este del Estrecho de Gibraltar (Figuras 1 y 2) y posee los atributos básicos de las cuencas retro-arco de tipo Mediterráneo (Horvath y Berkhemer, 1982). Es una cuenca extensional que se desarrolló durante el Neógeno en un contexto de convergencia litosférica entre las placas de Eurasia y África (Dewey *et al.*, 1989). La Cuenca del Mar de Alborán se considera originada en el Mioceno inferior por procesos de adelgazamiento litosférico acaecidos sobre un orógeno colisional previo, del Cretácico terminal-Paleoceno (?), que implicó a distintos dominios corticales, esencialmente al Dominio de Alborán (Zonas Internas de las Cordilleras Béticas y el Rif) (Balanyá y García-Dueñas, 1987; Platt y Vissers, 1989; Comas *et al.*, 1992, 1999; García-Dueñas *et al.*, 1992; Watts *et al.*, 1993). Para el conjunto del área se ha postulado que el adelgazamiento cortical en la cuenca fue concomitante con compresión, engrosamiento cortical y migración hacia el oeste de un frente montañoso periférico: el Arco de Gibraltar (vse. Comas *et al.*, 1999).

El Mar de Alborán tiene unos 400 km de largo desde el meridiano de Gibraltar (~4,7°O) hasta el de Cabo de Gata (~2°O), y unos 200 km de anchura media. Posee un fondo complejo con diversas cuencas subordinadas o sub-cuencas y tiene profundidades inferiores a 2.000 m (Figura 1). Tradicionalmente se distinguen tres cuencas principales denominadas: Cuenca Oeste (COA), Sur (CSA) y Este (CEA) de Alborán, limitadas por abruptos relieves submarinos, que corresponden con altos estructurales o edificios volcánicos. El diapirismo de lodo ocurre sólo en la COA (Figura 2), donde se localizan los mayores depocentros del Mar de Alborán (>8 km de espesor de sedimentos), mientras que en las CEA y CSA, junto con la transición hacia la Cuenca Surbalear (CSB), los sedimentos tienen probablemente un espesor inferior a 3 km (Soto *et al.*, 1996).

Los estudios geológicos y geofísicos sobre la evolución de la Cuenca de Alborán indican que la estructura actual (Figura 2) resulta de la superposición de etapas sucesivas de extensión ("rifting") y adelgazamiento cortical durante el Mioceno (de 22 a 9-8 Ma) y una reorganización compresiva posterior desarrollada desde el Mioceno superior (9-8 Ma) hasta la actualidad (Mauffret *et al.*, 1992; Bourgois *et al.*, 1992; Maldonado *et al.*, 1992; Comas *et al.*, 1992, 1999; Watts *et al.*, 1993; Chalouan *et al.*, 1997; entre muchos otros). Mediante análisis de subsidencia ("backstripping") se han identificado dos períodos importantes de subsidencia tectónica durante el Mioceno inferior y medio (Docherty y Banda, 1995; Watts, *et al.*, 1993), que pueden estar relacionados con los dos episodios principales de extensión reconocidos en el Dominio Cortical de Alborán (e.g. García-Dueñas *et al.*, 1992; Martínez-Martínez *et al.*, 2002). Todos los análisis de subsidencia realizados tanto en las Cuencas Neógenas Béticas como en la Cuenca del Mar de Alborán demuestran un levantamiento generalizado a partir del Mioceno superior (Cloetingh *et al.*, 1992; Docherty y Banda, 1995; Soria *et al.*, 1998; Rodríguez-Fernández *et al.*, 1999; Hanne *et al.*, 2003).

Relleno sedimentario neógeno

Las características litológicas y de facies sísmicas del relleno sedimentario de la Cuenca del Mar de Alborán han sido descritas, entre otros, por Comas *et al.* (1992), Jurado y Comas (1992), Maldonado *et al.* (1992), Watts *et al.* (1993) y Chalouan *et al.* (1997). La información sobre las edades y litotipos procede de sondeos comerciales en el margen español (Comas *et al.*, 1992, 1999; Jurado y Comas, 1992) y en el marroquí (Bourgois *et al.*, 1992; Chalouan *et al.*, 1997), así como de perforaciones científicas realizadas por el DSDP (Site 121; Ryan, Hsü *et al.*, 1973) y ODP (Leg 161; Comas *et al.*, 1996). La sucesión estratigráfica perforada en el Mar de Alborán está formada por una secuencia de sedimentos marinos, de variadas litologías y facies, con edades comprendidas entre el Mioceno inferior y el Cuaternario. Donde el registro sedimentario es más completo se han diferenciado seis unidades sismo-estratigráficas (Unidades I a VI, nombradas de techo a muro) (Figura 3), limitadas por discordancias o discontinuidades de carácter regional (Comas *et al.*, 1992).

Aunque no existen perforaciones en los depocentros mayores de la COA, la interpretación sísmica y su correlación con los sondeos, indican que los sedimentos más antiguos en esos depocentros serían de edad Mioceno inferior (Aquitaniense superior?-

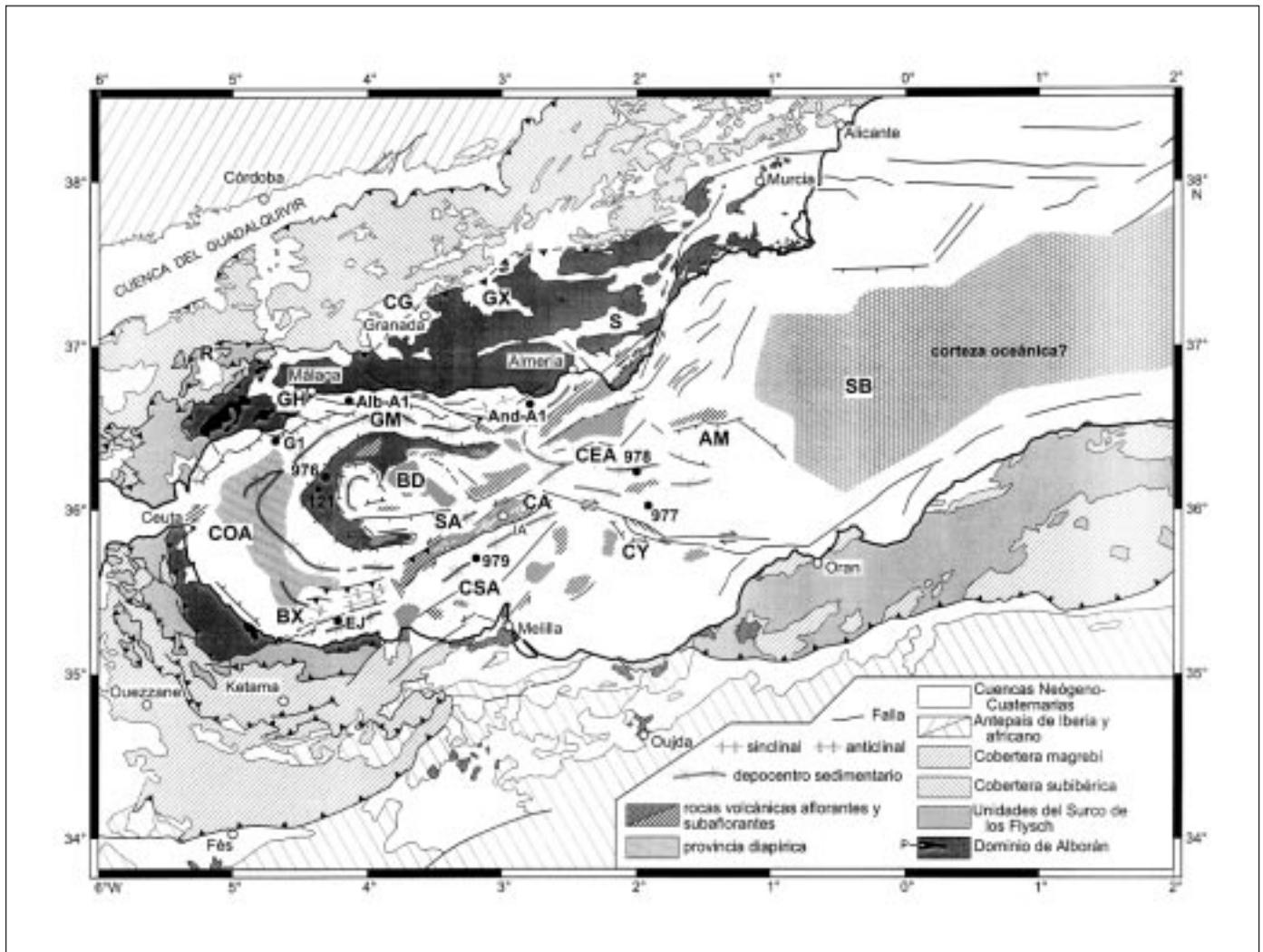


Fig. 2. Mapa estructural de la Cuenca del Mar de Alborán y de las Cuenas Neógenas Béticas en la Cordillera Bético-Rifeña, mostrando las principales estructuras y depocentros de edad Mioceno inferior y superior (tomado de Comas *et al.*, 1999). AM: alto de Maimonides, BD: banco de Djibouti, BX: banco de Xauen; CA: cresta de Alborán, CG: cuenca de Granada, CEA: cuenca Este de Alborán, CSA: cuenca Sur de Alborán, COA: cuenca Oeste de Alborán, CY: cuenca de Yusuf, GH: cuenca del Guadalhorce, GM: "graben" de Málaga, GX: cuenca de Guadix, p: peridotitas de Ronda; R: cuenca de Ronda, S: cuenca de Sorbas; SA: surco de Alborán y SB: cuenca Surbalear. Se señala la posición de las perforaciones científicas (DSDP-Site 121 y Sites 976 a 979 de ODP-Leg 161) y los sondeos comerciales (Alborán A1, Andalucía A1, Andalucía G1 y El Jebha-1) existentes en la cuenca

Fig. 2. Structural map of the Alboran Sea Basin and of the Betic Neogene basins in the Betic-Rif chains, showing early Miocene to Holocene structures and main sedimentary depocenters (taken from Comas *et al.*, 1999). AM: Maimonides ridge, BD: Djibouti bank, BX: Xauen bank; CA: Alboran ridge, CG: Granada basin, CEA: East Alboran basin, CSA: South Alboran basin, COA: West Alboran basin, CY: Yusuf basin, GH: Guadalhorce basin, GM: Málaga "graben", GX: Guadix basin, p: Ronda peridotites; R: Ronda basin, S: Sorbas basin; SA: Alboran trough, and SB: South Balearic basin. Positions of DSDP-Site 121 and ODP Leg 161 sites (976 to 979) together with commercial wells (Alborán A1, Andalucía A1, Andalucía G1, and El Jebha-1) are shown

Burdigaliense inferior). La unidad sismo-estratigráfica más antigua (Unidad VI), limitada en el techo por el reflector R5, está formada por olistostromas con clastos de diversa procedencia (desde rocas metamórficas del Dominio de Alborán hasta rocas sedimentarias de las unidades del Surco de los Flysch) y arcillas sub-compactadas (Jurado y Comas, 1992). Las unidades lito-sísmicas V (de edad Langhiense a

Serravaliense inferior) y IV (Serravaliense a Tortoniense inferior), separadas por el reflector R4, están formadas por arcillas sub-compactadas en la base, que hacia el techo pasan a ser turbiditas gradadas con areniscas y lutitas arcillosas. Los sedimentos de edad Mioceno superior (Unidad III, Tortoniense superior) son areniscas alternantes con niveles de arcillas y limos arcillosos.

Dentro de la Unidad III, limitada en su base por el reflector R3, se han identificado otras discordancias internas, de las que el reflector R3n representaría una discontinuidad regional (Talukder, 2003), que permite subdividir la Unidad III de Jurado y Comas (1992) y Comas *et al.* (1999) en dos unidades de edad Tortonense superior (Figura 3). La unidad más alta (limitada entre los reflectores R2 a techo y R3n a muro) se ha denominado Unidad IIIa, y la inferior (con el reflector R3n a techo y el reflector R3 como límite inferior) se ha denominado Unidad IIIb. En toda la sucesión sedimentaria de edad Mioceno medio y superior (unidades V a III) son frecuentes las intercalaciones de niveles volcanoclásticos.

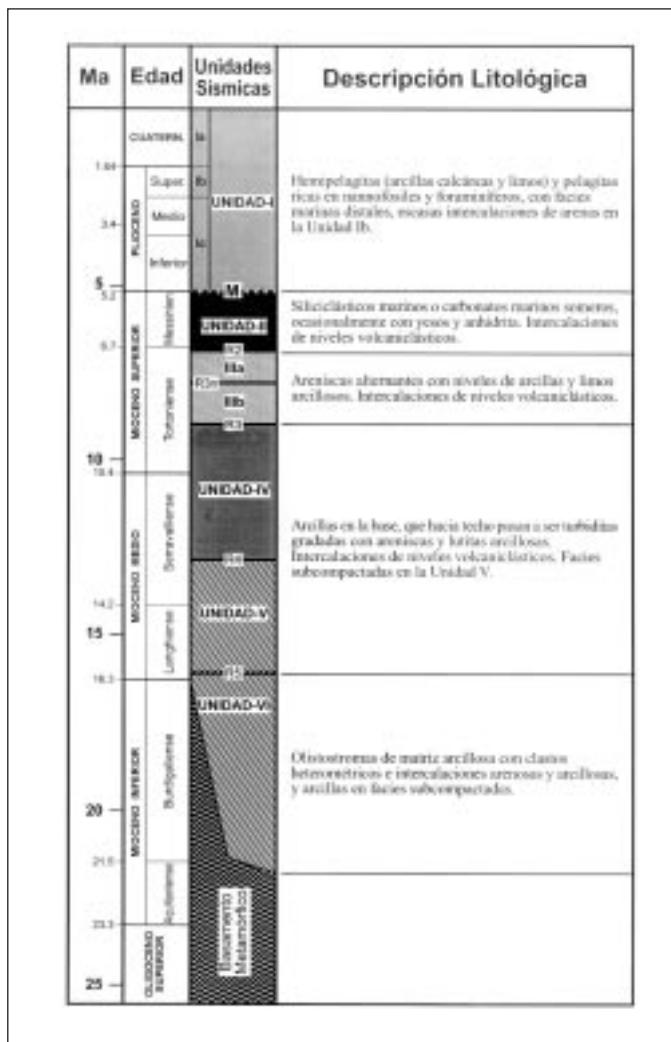


Fig. 3. Principales características litológicas de las unidades sismo-estratigráficas distinguidas en la Cuenca del Mar de Alborán (tomado de Comas *et al.*, 1999)

Fig. 3. Main lithological characteristics of the seismo-stratigraphic units distinguished in the Alboran Sea basin (taken from Comas *et al.*, 1999)

Los sedimentos de edad Messiniense (Unidad II) son depósitos siliciclásticos marinos o carbonatos marinos someros, ocasionalmente con yeso y anhidrita. La Unidad II tiene un espesor aproximadamente uniforme de 250 m (~200 msec. twtt) en todo el Mar de Alborán. Su techo es una discordancia angular y erosiva que se correlaciona con el reflector M, bien reconocido en todo el Mediterráneo (Ryan, Hsü *et al.*, 1973). Frente a las cuencas mediterráneas más orientales, vecinas al Mar de Alborán (e.g. la Cuenca Surbalear), en las que existe una potente secuencia evaporítica (con sal) de edad Messiniense (Rehault *et al.*, 1985), esta sucesión está ausente en el Mar de Alborán, probablemente por erosión o no depósito. Los sedimentos de edad Plioceno a Pleistoceno (Unidad I) están formados por margas de tamaño de grano fino, con facies marinas distales, arcillas y escasas intercalaciones de arenas.

Una particularidad de los depósitos basales de la COA -Unidades sísmicas VI y V de edad Burdigaliense a Langhiense-, ya reconocida por Jurado y Comas (1992) y Comas *et al.* (1992), es la existencia de sedimentos sub-compactados (o sobre-presurizados). Estos materiales sub-compactados son los que dan lugar a la denominada Provincia Diapírica de Alborán (PDA), en la que se desarrollan los diapiros y volcanes de lodo (e.g. Pérez-Belzuz *et al.*, 1997; Sautkin *et al.*, 2003; Talukder *et al.*, 2003).

Diapiros de lodo y estructuras asociadas

La estructura profunda de los diapiros de lodo en la COA se ha analizado mediante perfiles sísmicos multicanal, comerciales y científicos (Figura 4), donde se les identifica como culminaciones de geometría diversa. Los diapiros están representados por una facies sísmica caótica en la que se reconocen reflexiones aisladas de alta amplitud (Figuras 5 y 6). Los diapiros, tal y como se demuestra con las imágenes sísmicas, se enraízan en los sedimentos más profundos de la cuenca pertenecientes a la Unidad VI.

La secuencia miocena, constituida por las unidades lito-sísmicas VI a II está en su conjunto limitada por el techo del basamento acústico (a muro) y por el reflector M (a techo) (Figuras 5 y 6). El techo del basamento es una superficie cuya envolvente buza uniformemente hacia el interior de la Cuenca Oeste de Alborán (al SE en el Sector Septentrional y al NE en el meridional), y que tras un surco en forma de media luna menguante y cuyo fondo no se alcanza a reconocer en los perfiles sísmicos disponibles (>8 seg. twtt), se alza un alto de basamento (alto del Site 976)

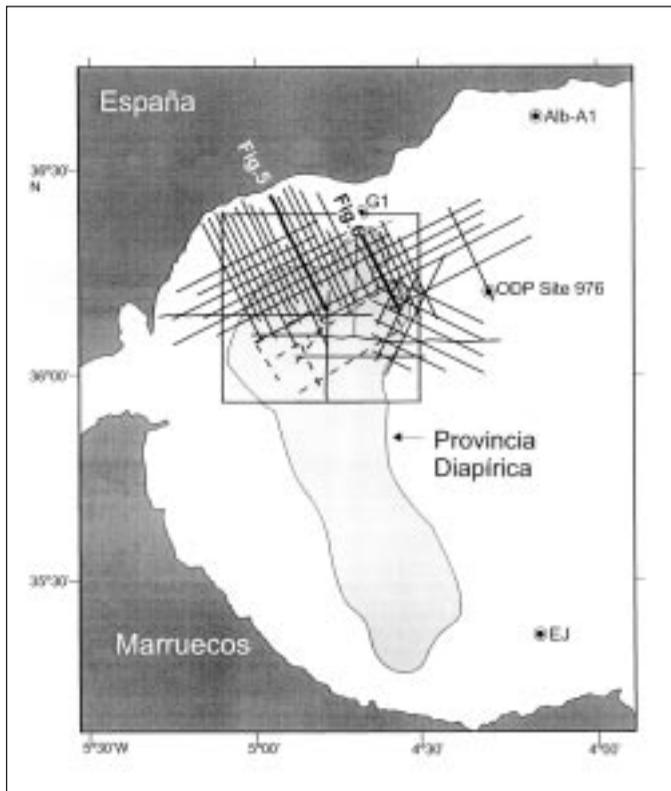


Fig. 4. Mapa de posicionamiento de los perfiles sísmicos multicanal y de alta resolución en el Sector Septentrional de la COA. Las líneas gruesas indican los perfiles sísmicos presentados en este trabajo (Figuras 5 y 6). Sondeos igual que en Figuras 1 y 2

Fig. 4. Location map of the multichannel and high-resolution seismic profiles in the northern sector of the West Alboran Basin (COA). Thick continuous lines indicate seismic profiles shown in this paper (Figures 5 and 6). Positions of wells in the Spanish continental margin of the basin are taken from Figures 1 and 2

en la mitad septentrional de la cuenca (al N del paralelo 36°N). El buzamiento general del muro del depocentro en su contorno externo es de unos 25°, mientras que el reflector M buza ligeramente en el mismo sentido (buzamiento máximo de 5° aproximadamente). De este modo, en el depocentro de la COA, la secuencia miocena describe globalmente una cuña sedimentaria, cóncava hacia el E y abierta hacia el arco interno.

En las inmediaciones de los diapiros las unidades sísmicas presentan frecuentes discordancias angulares internas (discontinuidades locales) que pasan a ser progresivamente continuidades relativas hacia la cuenca. En función de las relaciones geométricas de los diapiros con las secuencias sedimentarias (de tipo regional o local), se han podido diferenciar dos tipos de diapiros: diapiros no perforantes o almohadillas diapíricas (Figura 5) o diapiros perforantes o diapiros s.s. (Figura 6).

Almohadillas diapíricas

Estas estructuras diapíricas no llegan a perforar las capas suprayacentes y suelen presentar un contacto difuso con el relleno sedimentario encajante, que se acomoda congruentemente a la forma de la culminación diapírica (Figura 5).

Las almohadillas suelen aparecer enterradas a una profundidad mínima de 2,8 (P6) a 3,2 seg. (twtt) (P2 y P7; Figura 7). Son cuerpos elongados, con una cresta recta, horizontal y relativamente estrecha, cuya longitud no supera los 5 km en planta. Las almohadillas se presentan según dos direcciones de culminación: NO-SE y OSO-ENE (e.g. P6 y P7 respectivamente; Figura 7). Se pueden distinguir dos formas geométricas de almohadillas: de tipo cónico, con paredes de buzamiento moderado y cuyo eje de culminación tiene doble inmersión (P2; Figura 7), y de tipo cilíndrico, con crestas más estrechas y horizontales, con paredes de alto buzamiento (P6 y P7; Figura 7). Este último tipo de almohadillas suelen estar conectadas con diapiros perforantes mayores.

En las secuencias sedimentarias encajantes de las almohadillas se suelen desarrollar discontinuidades locales, con terminaciones de tipo "onlap" hacia sus márgenes, pasando lateralmente a ser continuidades correlativas (e.g. reflector inmediatamente sobre R3, al NNO de P3; Figura 5). Las discontinuidades pueden terminar también en "toplap" con el límite superior. Dentro de la secuencia sedimentaria algunas capas alcanzan su máximo espesor en el surco marginal de los diapiros, adelgazándose progresivamente hacia su culminación. Esta geometría indicaría depósito sincrónico con el ascenso del diapiro. Otras secuencias locales, por el contrario, no muestran variaciones de espesor hacia los diapiros, lo que demuestra que se depositarían antes del acontecimiento de un pulso de ascenso diapírico (Soto *et al.*, 2003).

Las almohadillas diapíricas suelen deformar las secuencias sismo-estratigráficas situadas inmediatamente bajo el reflector M (hasta la Unidad II, inclusive). Sobre esta discontinuidad, los reflectores de las secuencias suprayacentes de edad Plioceno inferior terminan en "onlap" y en la secuencia de edad Plioceno superior los reflectores aparecen sin signos evidentes de deformación (Figura 5). Estas observaciones sugieren que las almohadillas diapíricas fueron activas localmente hasta el Plioceno inferior, bloqueándose su ascenso desde el Plioceno superior.

Diapiros perforantes

Son formas diapíricas con un gran desarrollo en la

vertical, cuya profundidad mínima de enterramiento es de 1,5 a 1,6 seg. (twtt) (Figura 6). Poseen en planta una geometría que varía desde secciones de contorno irregular, aunque equidimensionales, y próxima a formas circulares (e.g. P9) o también elongadas, aunque curvadas ligeramente (e.g. P3-P4; Figura 7), hasta otras que constituyen grandes culminaciones antiforales o bóvedas complejas (e.g. alrededor de P8), formadas en detalle por varias crestas que coalescen y con depresiones y culminaciones elípticas locales. En los diapiros perforantes, en general, se identifica siempre un eje de culminación de escala kilométrica (entre 9 y 13 km; y excepcionalmente con 27 km de largo: P5-P8; Figura 7), curvo, que ondula en vertical y tiene por tanto doble inmersión. El buzamiento de las paredes de los diapiros es muy variable entre diapiros y a lo largo de la misma ladera de un determinado diapiro. Estas geometrías corroboran el marcado carácter no cilíndrico y disarmónico de los diapiros.

Estos diapiros suelen ser más someros que las almohadillas diapíricas y que llegan a perforar las secuencias sismo-estratigráficas de edad Mioceno (unidades VI a II) y localmente hasta las de edad Plioceno (parte inferior de la Unidad I) (Figura 6). Las relaciones geométricas con las unidades sismo-estratigráficas encajantes cambian tanto de un lado a otro del diapiro, como a lo largo del mismo flanco. En general, para las secuencias pre-R3n (Langhiense a Tortoniense superior), el contacto entre los diapiros y el relleno sedimentario es difuso y los reflectores encajantes se abren hacia el diapiro, alcanzando así su máximo espesor en sus inmediaciones (Figura 6). Los reflectores internos de estas secuencias terminan en "onlap" sobre la pared diapírica. El que existan de un lado a otro del diapiro variaciones de espesor de las unidades, así como el que cambie el tipo de terminaciones laterales, sugieren que el inicio de estas estructuras diapíricas se pudo producir a favor de fallas normales de crecimiento.

En los perfiles que pasan por el eje central de un diapiro y respecto a la disposición general de las unidades se pueden distinguir dos tipos de secuencias locales en los surcos marginales de los diapiros (Figura 6). Ocupando la parte inferior del relleno sedimentario, las unidades sísmicas suelen aumentar de espesor hacia el diapiro y describen un sinforme más apretado (unidades V y IV). Por tanto, los espesores máximos, tanto de las secuencias regionales como locales, tienden a estar cerca de las paredes del diapiro. Sin embargo, las unidades más altas intruidas por el diapiro (unidades IIIa y IIIb), aunque poseen también una geometría sinforme, sus espesores mayores se alcanzan, por el contrario, lejos de las

paredes del diapiro. Este cambio de geometría se produce en el seno de la Unidad IIIa (limitada por las discontinuidades regionales R3 y R3n) y la discontinuidad o discordancia local que marca el cambio va siendo progresivamente más alta (y por tanto más joven) hacia el SO del margen septentrional de la COA.

Algunos diapiros perforantes desarrollan culminaciones con contactos invertidos e inter-digitaciones con las unidades sedimentarias encajantes. Estas lenguas laterales corresponden con intrusiones laterales de material diapírico, de manera análoga a las estructuras de tipo "salt tongue" en diapiros salinos (Figura 6). Las paredes invertidas pasan lateralmente a buzarse con polaridad normal (obsérvese la variación a lo largo del margen oriental del diapiro P8 o al O de P9 entre 2,7 y 4,0 seg. twtt; Figura 7). Esta geometría queda reflejada en los mapas de contorno según una culminación abovedada, más ancha que el cuerpo profundo del diapiro, cuya sección recordaría a la de una seta. Hacia estas lenguas de lodo, las secuencias sísmicas locales son usualmente agradantes y diver-

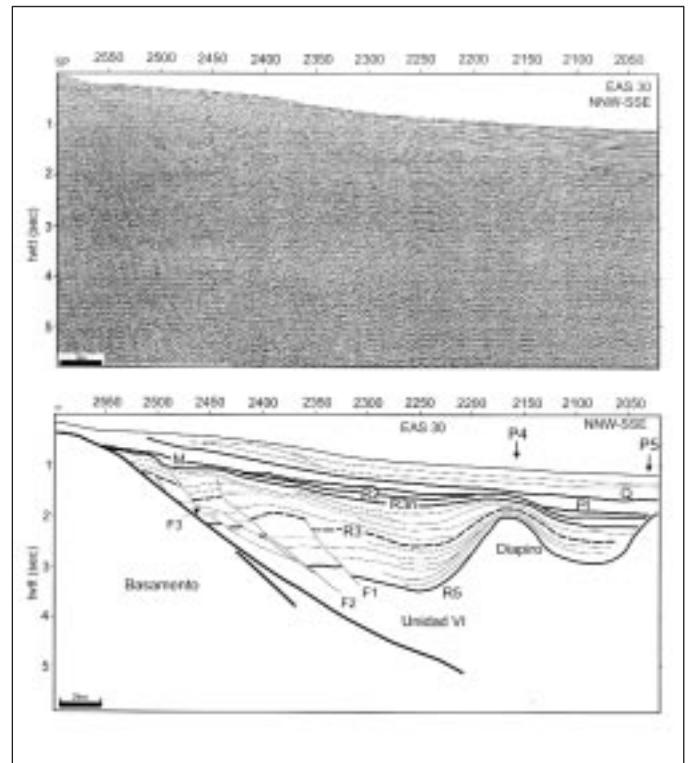


Fig. 5. Perfil sísmico e interpretación de la línea multicanal EAS-30 (localización en Figura 4), mostrando una almohadilla diapírica (P4) y un diapiro perforante (P5) (localización en Figuras 7 y 8)

Fig. 5. Seismic profile and interpretation of the multichannel seismic line EAS-30 (see location in Figure 4), showing a mud-pillow structure (P4) and a piercing diapir (P5) (see location in Figure 7 and 8)

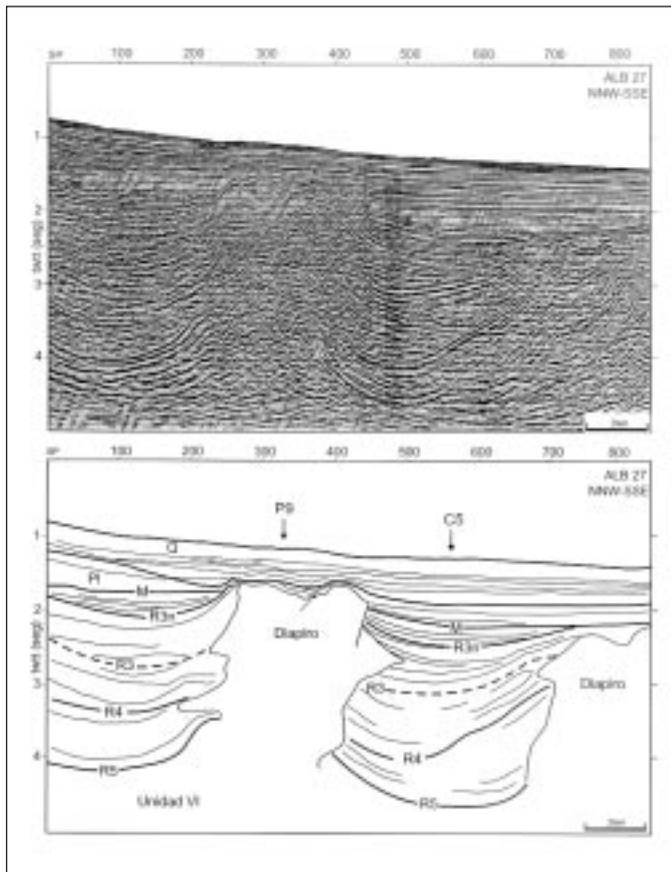


Fig. 6. Perfil sísmico e interpretación de la línea multicanal ALB-27 (localización en Figura 4). Obsérvese activación diferencial de diapiros contiguos y las intrusiones laterales de distinta edad. Se señala la posición del diapiro perforante P9 y de la ensilladura o "depresión" entre diapiros C5 (localización en Figuras 7 y 8)

Fig. 6. *Seismic profile and interpretation of the multichannel seismic line ALB-27 (see location in Figure 4). Notice the differential activation of nearby mud diapirs and the lateral intrusions of different age. It is also labelled the piercing diapir P9 and the inter-diapir depression C5 (see location in Figure 7 and 8)*

gentes (unidades V a IV); mientras que las unidades suprayacentes terminan en "onlap" (vse. en la parte alta de la Unidad IIIb; Figura 6). Para reflectores progresivamente más altos (y jóvenes), la intersección entre la pared invertida del diapiro y los límites de secuencias locales suele alejarse del eje central del diapiro (Figura 6). Los reflectores tienden a describir una forma cóncava hacia arriba progresivamente más suave, y las discontinuidades locales describen terminaciones de tipo "toplap". Las intrusiones laterales se observan tanto en la dirección O-E como en la NO-SE de algunos diapiros perforantes (Figura 7) y normalmente se intercalan en las unidades IV a IIIb (de edad Serravalliense a Tortoniense superior), en su mayoría bajo del reflector R3n.

En resumen, los diapiros perforantes del sector

septentrional de la COA, demuestran tener una geometría tri-dimensional marcadamente no cilíndrica, con dos direcciones principales y sub-ortogonales de culminación: NNO-SSE y OSO-ENE (Figura 7). Esta morfología impone al relleno sedimentario encajante una geometría no cilíndrica que recuerda al modelo de interferencia de pliegues de ejes perpendiculares, denominada usualmente como "interferencia en caja de huevos". Los máximos depocentros coinciden con zonas de ensilladura máxima, al confluir dos sinclinales perpendiculares, y las culminaciones diapíricas corresponden con dominios de espesor sedimentario mínimo, en la intersección entre dos anticlinales (o diapiros) ortogonales. En consonancia con esta observación, cabe destacar finalmente que los diapiros que intruyen a los sedimentos más recientes, de edad Plioceno inferior (parte baja de la Unidad I; e.g. Figura 6), se desarrollan en la zona de interferencia entre dos culminaciones ortogonales (e.g. P8 y P9; Figura 7). Esto sugiere un control estructural en las direcciones de migración de lodo en profundidad, haciéndolo según las trazas antiformales, alimentando las regiones de culminación diapírica.

El volumen de sedimentos (Unidad VI) movilizados por los diapiros en el margen septentrional de la COA se estima que puede ser como mínimo de

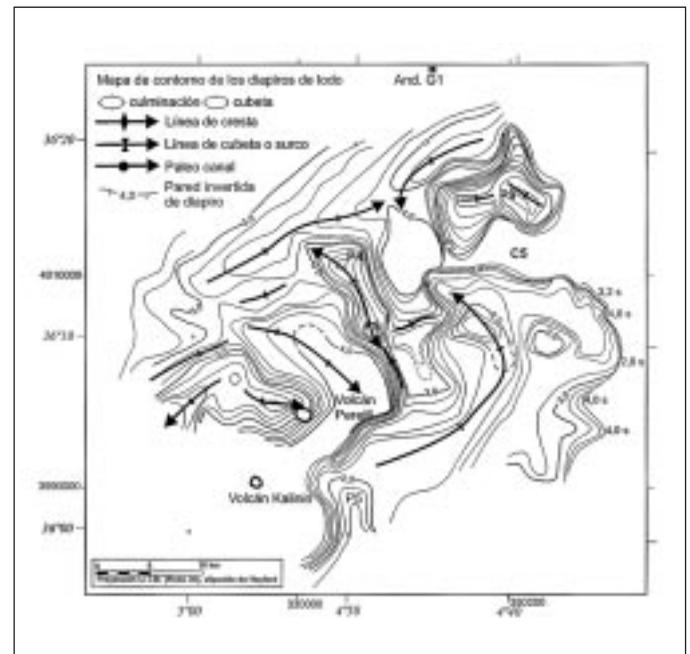


Fig. 7. Mapa de contorno de las estructuras diapíricas en el Sector Septentrional de la COA (modificado de Talukder *et al.*, 2003). Intervalo del contorno 200 msec. (twtt)

Fig. 7. *Contour map of the mud diapir structures in the northern sector of the West Alboran Basin, COA (modified from Talukder et al., 2003). Contour interval 200 msec. (twtt)*

~2.500 km³ (Talukder, 2003), de los que se puede afirmar que las almohadillas diapíricas contendrían menos del 3,7% del total. Algunos diapiros pueden albergar individualmente un volumen de sedimentos sobre-presurizados superior a 1.700 km³.

“Depresiones” entre diapiros

Entre altos y culminaciones diapíricas, independientemente del tipo y geometría de los diapiros, la Unidad VI, que nutre los cuerpos diapíricos, se encuentra más baja relativamente, formando depresiones con geometría no cilíndrica (e.g. C5; Figura 7). Estas depresiones o cubetas, que forman los surcos marginales de los diapiros, deben considerarse asociadas a los procesos diapíricos, aunque no sean estructuras de altos relativos.

Las depresiones entre altos diapíricos tienen forma de cubeta alargada y arqueada (ocasionalmente de contorno circular; e.g. C4, Figura 7) y con una elipticidad (relación eje largo: eje corto) máxima de 4,8 (e.g. C3). Muchas de las depresiones en el sector septentrional de la COA están situadas como mínimo a 4 seg. (twtt) de profundidad, y poseen un contorno cerrado (e.g. C4) o abierto por uno de sus márgenes (e.g. C1 y C5). Las depresiones de este último tipo pueden conectar lateralmente, tras una pequeña ensilladura, con otra (u otras) depresión más profunda (e.g. C2 y C3 a C4). Al igual que los altos diapíricos, estas depresiones poseen dos direcciones principales que resultan ser también ortogonales: OSO-ENE y NNO-SSE. El eje de ensilladura de algunas de las depresiones presenta una inmersión suave, según una traza arqueada, prolongándose recta, perpendicularmente y con mayor pendiente hacia la pared de un diapiro vecino (e.g. C1 hacia el SE; Figura 7).

Sistemas de fallas normales asociados al diapirismo

Tomando como referencia la sección del perfil EAS-30 mostrado en la Figura 5 se puede ver como el margen septentrional de la COA está localmente estructurado según un sistema de fallas lístricas, de funcionamiento sincrónico con la sedimentación (fallas de crecimiento o “*growth faults*”) durante el Mioceno medio a superior (en este caso pre-R3n), ya que en muchas de ellas se observa una notable variación de los espesores de las secuencias locales (normalmente mayor en los bloques de techo). Estas fallas coalescen con el techo del basamento, que a su vez demuestra ser también un despegue extensional de bajo ángulo (en este caso casi una falla plana; buzamiento $\leq 25^\circ$), por

que produce basculamientos en todas las secuencias de edad Mioceno (pre-R3n).

La geometría de estas fallas es generalmente lístrica y cóncava hacia arriba (e.g. F2 y F3), disminuyendo su buzamiento en el mismo sentido (i.e. hacia su terminación lateral), aunque también hay fallas planas de bajo ángulo (F1). Es importante destacar que en las fallas lístricas el cambio de tramos de bajo a alto buzamiento se produce en tiempos tanto más recientes, cuanto más hacia el margen esté la falla.

Con la correlación de discontinuidades regionales (R5, R3, R3n y M) y locales realizada en el perfil EAS-30, y que abarcan todo el Mioceno medio (R5 a R3; i.e. 16,3 a 10,4 Ma) y superior (hasta 5,3 Ma), se deduce que las fallas han actuado durante todo este período, finalizando inmediatamente antes de la discontinuidad regional R3n (intra-Tortonense superior). La tasa de extensión deducida para este sistema de fallas normales, aplicando técnicas convencionales de restitución progresiva de la deformación (“*backstripping faulting*”), resulta en un alargamiento finito máximo (β) de 1,8, cuya magnitud decrece desde el Mioceno medio (entre R5 y R3) y se hace progresivamente más bajo durante el Mioceno superior (Tortonense), ya en el seno de la Unidad IIIb (Soto *et al.*, 2003; Talukder, 2003).

Sellando las fallas más recientes (e.g. F2) se encuentra una unidad local de geometría lenticular, que parece estar rellenando un paleo-relieve suave. Esta unidad podría estar ligada probablemente al retroceso y denudación de un escarpe submarino de falla (e.g. Underhill *et al.*, 1997). La progresión de la historia de deformación en este sistema de fallas, junto con el despegue extensional asociado, demuestra que la deformación extensional migraba en la COA hacia abajo y hacia los márgenes de la cuenca (en este caso hacia NNO), de manera análoga a los sistemas de cabalgamientos de tipo “*piggy-back*” (Soto *et al.*, 2003; Talukder, 2003).

Fisiografía de la cuenca durante el Messiniense

Se ha confeccionado el mapa de isobatas del reflector M (Figura 8) que marca la base de la sucesión de edad Plioceno a Cuaternario (Unidad I). Este mapa ha sido realizado a partir del conjunto de perfiles sísmicos multicanal existentes en el sector septentrional de la COA (Figura 4), con un intervalo de contorno de 100 mseg. (twtt) (modificado de Talukder *et al.*, 2003). El mapa de isobatas del reflector M mostrado en la Figura 8, representa el paleo-relieve del fondo marino en los inicios del Plioceno, ya que mayoritariamente tiene el carácter de una superficie erosiva de esa edad

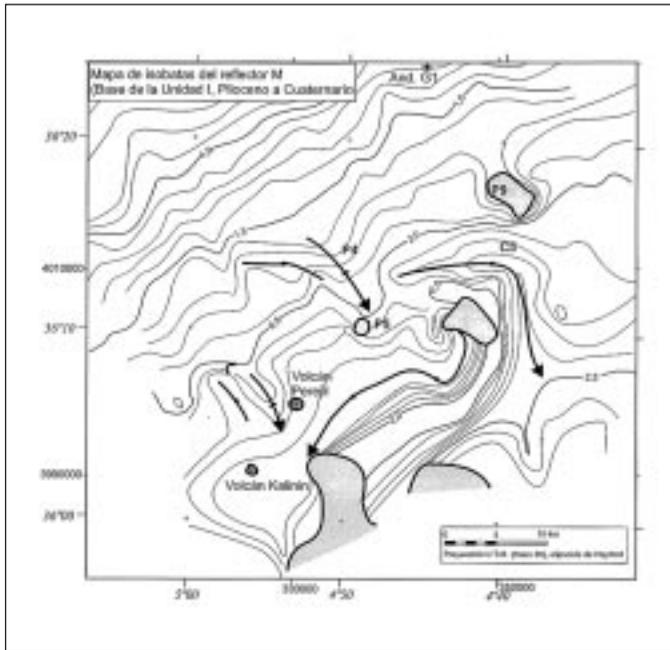


Fig. 8. Mapa de contorno de la discontinuidad regional M (base de la Unidad I, Plioceno-Cuaternario) (modificado de Talukder *et al.*, 2003). En gris se representan aquellos diapiros de lodo que son perforantes a la superficie M; siendo por tanto estructuras cuya evolución prosigue durante el Plioceno. Intervalo del contorno 100 mseg. (twtt)

Fig. 8. Contour map of the M discontinuity (base of the Unit I, Pliocene-Quaternary) in the northern sector of the West Alboran Basin, COA (modified from Talukder *et al.*, 2003). Mud diapirs piercing this discontinuity are shown in grey; indicating those structures rising during the Pliocene. Contour interval 100 msec. (twtt)

(e.g. Figura 6). Además, dado que las deformaciones posteriores han modificado sólo ligeramente a este marcador y que la subsidencia durante el Plioceno y el Holoceno le ha impuesto un ligero hundimiento hacia el sur (de la Linde *et al.*, 1996), podemos considerar al mapa actual del reflector M una superficie representativa de la fisiografía de la cuenca para este intervalo de tiempo. Con este documento, por tanto, se puede reconstruir la fisiografía de la cuenca al final del Mioceno y permitir analizar las interrelaciones entre procesos tectónicos a escala regional, diapirismo y dinámica sedimentaria al final del Messiniense, intervalo crucial en la evolución Neógena del Mediterráneo.

En el mapa se observa que la superficie del reflector M buza suave y uniformemente hacia la cuenca. En la Provincia Diapírica y sus proximidades se observan promontorios y surcos, con algunos diapiros perforantes que bien podrían estar aflorando en el fondo marino de entonces. Los promontorios P3-P4 y P5-P9 descritos por la superficie M, coinciden con culminaciones diapíricas infrayacentes (Figura 7), mientras

que depresiones alargadas con forma de surcos estrechos, constituyen (tal y como puede constatarse en los perfiles sísmicos; e.g. Figura 5) paleo-canales probablemente submarinos que inciden varias decenas de mseg. (twtt) en las secuencias Miocenas infra-yacentes (desde la Unidad II a las unidades IIIa y IIIb). El trazado de estos paleo-canales parece estar condicionado por los altos ligados a los diapiros de lodo, y por tanto por la actividad sincrónica de diapiros en ascenso, dado que el trazado de los canales se acomoda a la orientación de los altos diapíricos, dibujando formas sinuosas en sus márgenes (e.g. C4-C5 y más al sur, alrededor del diapiro perforante del M, P8; Figura 8).

Las áreas del reflector M perforadas por diapiros se localizan en la vertical de la intersección entre dos direcciones sub-perpendiculares de culminaciones diapíricas. Esto sugiere que hacia el final del Mioceno y durante el Plioceno más antiguo siguió existiendo una migración de lodos y fluidos hacia las intersecciones entre culminaciones diapíricas. Este hecho permitió que el crecimiento de los diapiros en estos dominios pudiera persistir más tiempo, mientras que otros diapiros, situados bajo el reflector M, experimentaron colapso simultáneo. En ocasiones, algunos de estos diapiros situados en regiones "preferentes" de interferencia, terminan perforando el relieve de la propia superficie M (e.g. P8), pudiendo cortar el trazado de un paleo-canal. Probablemente la actividad erosiva asociada al canal coadyuvó el ascenso diapírico, al disminuir la carga litostática sobre el diapiro por denudación erosiva de las capas suprayacentes.

Evolución diapírica durante el Mioceno

En este epígrafe reuniremos algunas de las observaciones realizadas previamente, resaltando aquellas interpretaciones clave para reconstruir los principales hitos evolutivos durante el Mioceno del diapirismo de lodo en la COA. No obstante, antes de retomar algunas de esas observaciones se discutirán previamente algunos modelos relativos a los procesos de ascenso diapírico y de cómo éstos vienen a estar condicionados por dos hechos fundamentales en la evolución de cualquier cuenca: primeramente, el balance existente entre la tasa de sedimentación y la velocidad con la que el diapiro asciende en la columna sedimentaria, es decir la tasa de "crecimiento" vertical del diapiro. Además, el tipo de deformación imperante durante su ascenso ha demostrado ser un factor de control clave en la evolución diapírica, de tal modo que el motor de ascenso del diapiro (por la propia presión interna de fluidos) puede estar ayudado por una

deformación regional de carácter extensional, donde a favor de fallas normales se genera una disminución de la carga litostática en sus bloques de muro. Veamos pues primeramente algunas de estas consideraciones iniciales sobre los fenómenos diapíricos, para posteriormente retomar su incidencia en la evolución concreta de la Provincia Diapírica de Alborán.

A partir de modelos analógicos de diapiros salinos, se ha demostrado que la relación entre las tasas de ascenso diapírico (A_{net}) y de sedimentación (R_{sed}) controla finalmente el tipo de relaciones geométricas con los sedimentos encajantes (Giles y Lawton, 2002) (Figura 9). Cuando un diapiro asciende con una tasa inferior a la de la sedimentación ($A_{net} < R_{sed}$) se genera un diapiro denominado "en reducción", de geometría cónica, con terminaciones de tipo "onlap" en sus paredes, y donde el arqueamiento de las discontinuidades locales en sus márgenes decrece con el tiempo (Figura 9C). Cuando por el contrario el diapiro asciende a mayor velocidad que la tasa de sedimentación ($A_{net} > R_{sed}$), aquel se expande lateralmente, produciéndose una inversión de sus paredes y un derrame o "intrusión" horizontal del material diapírico; resulta un diapiro "en expansión", con desarrollo de láminas alóctonas ("salt o shale tongues") y una sección similar a la de una seta (Figura 9A). En este tipo de diapiros se produce un patrón de apilamiento invertido denominado "offstepping", con terminaciones también de tipo "onlap", cóncavas, aunque aquí su arqueamiento aumenta hacia techo y hacia la pared invertida del diapiro. Finalmente, en el caso de que exista un balance entre ascenso diapírico y tasa de sedimentación ($A_{net} = R_{sed}$), el diapiro desarrolla paredes verticales, hacia las que las terminaciones laterales de las formaciones sedimentarias suceden a la misma distancia del eje central del diapiro (Figura 9B).

Tomando estos modelos como referencia, se puede concluir a partir de las imágenes sísmicas previamente descritas (Figura 6), que en la COA han existido fundamentalmente dos episodios de diapirismo "en expansión", es decir durante los cuales los diapiros de lodo crecieron más que la tasa de sedimentación coetánea y se desarrollaron láminas alóctonas de lodo. El más antiguo de estos episodios tuvo lugar probablemente hacia el inicio del Serravallense (inmediatamente antes de R4; a techo de la Unidad V), mientras que el otro se desarrolló durante el Tortoniense superior (entre los reflectores R3 y R3n, en el seno de la Unidad IIIb). Debe recordarse esta observación, para la discusión venidera porque aún no puede descartarse que algunas de estas estructuras estén promovidas por una deformación extensional coetánea, ya que en cuencas con inversión de

densidades los procesos de estiramiento horizontal pueden fomentar también el desarrollo de este tipo de láminas alóctonas (e.g. Wu y Bally, 2000).

Cuando el diapirismo se produce en un contexto de deformación extensional, en relación con la descarga que promueven en la columna sedimentaria el funcionamiento de fallas normales lítricas mayores, los diapiros ascienden a favor de esas fallas y en sus bloques de muro. A la par que el diapiro asciende, las secuencias sedimentarias en el bloque de techo de las fallas (serían por tanto, fallas de crecimiento) aumentan de espesor hacia sus paredes, con discontinuidades que divergen en el mismo sentido. Este tipo de diapirismo ha sido denominado "diapirismo inicial" (Vendeville y Jackson, 1992 a, 1992 b). Por tanto, la identificación de esta geometría en las paredes de un diapiro permitirá inferir la existencia de procesos extensionales simultáneos al ascenso diapírico. Sin embargo, otras veces el diapiro asciende merced a su propia presión interna, independientemente de los condicionantes tectónicos regionales. En este caso se habla de "diapirismo activo" y se caracterizará porque hacia el diapiro las secuencias encajantes tenderán a disminuir progresivamente su espesor y las discontinuidades desarrollarán terminaciones de tipo "onlap", con pliegues sin-sedimentarios cóncavos hacia arriba (Vendeville y Jackson, 1992 a, 1992 b).

En el relleno Mioceno de la COA ya se describieron anteriormente dos tipos geométricos en relación con

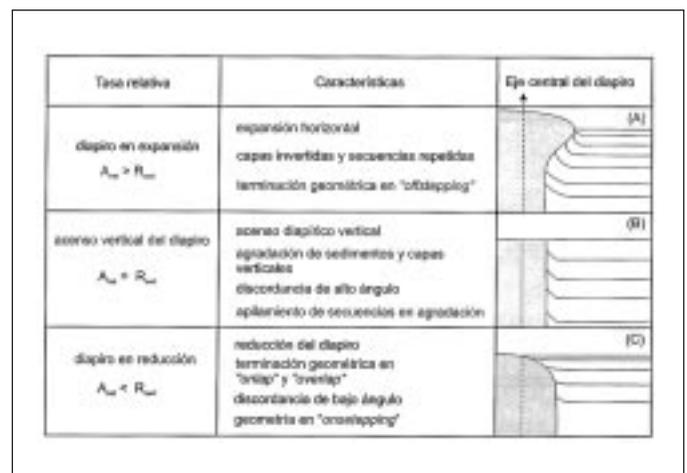


Fig. 9. Relaciones geométricas entre diapiros y secuencias sedimentarias encajantes, según la relación entre la tasa de ascenso diapírico (A_{net}) y la velocidad de sedimentación (R_{sed}) (tomado de Giles y Lawton, 2002)

Fig. 9. Geometrical relationships between diapirs and local sedimentary sequences, depending on the relationship between mud-diapir ascent (A_{net}) and sedimentation (R_{sed}) rates (taken from Giles and Lawton, 2002)

las paredes de los diapiros. A saber, las secuencias bajo la discontinuidad R3 (unidades V y IV, de edad Mioceno medio) suelen describir cuñas abiertas hacia los diapiros, en donde alcanzan su mayor espesor (Figura 6). Por el contrario, en el seno de la Unidad IIIb (y más evidente en el seno de la Unidad IIIa), las discontinuidades describen sinformes abiertos, con patrones de tipo "onlap", evidenciando que los diapiros de lodo crecían entonces más por su propia presión interna que por fuerzas "ajenas" a él (e.g. deformación extensional a escala regional); no obstante, aún se identifican algunos pulsos de ascenso diapírico en los que su tasa pudo superar a la velocidad de sedimentación (cf. Figura 9A). Se puede concluir, por tanto, que la evolución diapírica en la COA estuvo promovida durante el Mioceno medio e inicio del Mioceno superior (pre-R3) por procesos extensionales a nivel de cuenca ("diapirismo inicial"), para continuar fundamentalmente por su propia presión interna de fluidos durante el resto del Mioceno superior (post-R3). A lo largo de esta historia, se han identificado varios pulsos de ascenso diapírico (superando la tasa de sedimentación o "enterramiento"): el más antiguo de ellos, en un contexto de deformación extensional (inmediatamente antes de R4 en el Serravaliense) y el más reciente durante la etapa de "diapirismo activo" (durante el depósito de la Unidad IIIb, en el Tortoniense superior). Estas interpretaciones son concordantes con la evolución descrita de los sistemas de fallas normales en la COA, dado que la tasa de extensión deducida tuvo un pulso mayor en el Mioceno medio, decreciendo durante el Mioceno superior (Tortoniense), a la par que se depositaba la Unidad IIIb.

En resumen, es a partir del Tortoniense superior cuando el diapirismo de lodo en la COA se desarrolla fundamentalmente por el empuje de la propia presión interna del material diapírico, comenzando una etapa de diapirismo "activo", que post-data la extensional o "inicial" (Mioceno medio a Tortoniense), que estuvo inducida por el funcionamiento de fallas normales de crecimiento. Sin embargo debe entenderse que el cambio de diapirismo "inicial" a diapirismo "activo" (durante el Tortoniense superior; a la par que el depósito de la Unidad IIIb) no parece haber sido sincrónico en toda la Provincia Diapírica de lodo de Alborán, pues resulta ser progresivamente más tardío hacia el suroeste.

Conclusiones

- 1) La arquitectura del relleno sedimentario de la Provincia Diapírica de Lodo de la Cuenca Oeste de

Alborán (COA) y la morfología de las unidades sísmicas de edad Mioceno a Cuaternario está condicionada en gran parte por la ascensión de los diapiros y la subsidencia coetánea en los surcos marginales; lo que resulta en la generación de aparentes pliegues sin-sedimentarios y discordancias angulares locales alrededor de los diapiros.

- 2) Los diapiros de lodo se nutren de la unidad lito-estratigráfica más baja de la COA: la Unidad VI (Aquitaniense?-Burdigaliense a Langhiense inferior).
- 3) El diapirismo se inició durante el Mioceno medio (~16-15 Ma), en estrecha relación con una deformación extensional regional en la cuenca ($\beta < 1,8$).
- 4) Se han reconocido dos pulsos mayores de ascenso diapírico: el primero durante un pulso extensional mayor (Serravaliense) y el segundo hacia el final de la etapa de extensión (Tortoniense). Ambos pulsos se evidencian por el desarrollo de intrusiones laterales de lodo y láminas alóctonas de avance horizontal limitado (análogas a las denominadas "salt tongues" o "allocthonous salt sheets" en diapiros salinos).
- 5) A partir del Tortoniense superior comienza una etapa de diapirismo "activo", estando ahora la intrusión diapírica controlada por factores locales e intrínsecos del diapiro, como la presión interna de fluidos, el espesor de las capas suprayacentes, etc.
- 6) Se reconstruye la fisiografía de la COA septentrional durante el Messiniense, evidenciándose la emersión local de diapiros perforantes activos, y el condicionamiento de estos sobre el trazado de paleo-canales submarinos.

Agradecimientos

Los autores agradecen la invitación realizada por los editores especiales de este número del BGM a participar en este volumen, así como la revisión detallada realizada por J. Fernández y C. Viseras. Trabajo financiado por el proyecto REN2001-3868-C03MAR (CICYT).

Referencias

- Balanyá, J.C. y García-Dueñas, V. 1987. Les directions structurales dans le Domaine d'Alboran de parts et d'outre du Détroit de Gibraltar. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 304, 929-933.
- Barber, A.J., Tjokrosapoetro, S. y Charlton, T.R. 1986. Mud Volcanoes, shale diapirs, wrench faults, and melanges in accretionary complexes, Eastern Indonesia. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 70, 1729-1741.

- Biju-Duval, B., Lequelléc, P., Mascle, A., Renard, V. y Valery, P. 1982. Multibeam Bathymetric survey and high resolution seismic investigation on the Barbados Ridge Complex (Eastern Caribbean): a key to the knowledge and interpretation of an accretionary wedge. *Tectonophysics*, 86, 275-304.
- Bourgeois, J., Mauffret, A., Ammar, A. y Demnati, A. 1992. Multichannel Seismic Data Imaging of inversion tectonics of the Alboran Ridge (Western Mediterranean Sea). *Geo-Mar. Lett.*, 12, 117-122.
- Camerlenghi, A., Cita, M.B., Hieke, W. y Ricchiuto, T. 1992. Geological evidence for mud diapirism on the Mediterranean Ridge accretionary complex. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 109, 493-504.
- Chalouan, A., Saji, R., Michard, A. y Bally, A.W. 1997. Neogene tectonic evolution of the Southwestern Alboran Basin as inferred from seismic data off Morocco. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 81, 1161-1184.
- Cita, M.B., Ivanov, M.K. y Woodside, J. 1996. The Mediterranean Ridge Diapiric Belt. *Mar. Geol.*, 132, 1-6.
- Cloetingh, S., Vanderbeek, P.A., Vanrees, D., Roep, T.B., Biermann, C. y Stephenson, R.A. 1992. Flexural interaction and the dynamics of neogene extensional basin formation in the Alboran-Betic Region. *Geo-Mar. Lett.*, 12, 66-75.
- Cohen, H.A. y McKlay, K. 1996. Sedimentation and shale tectonics of the northwestern Niger Delta front. *Mar. Petrol. Geol.*, 13, 313-328.
- Comas, M.C., García-Dueñas, V. y Jurado, M.J. 1992. Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from MSC data. *Geo-Mar. Lett.*, 12, 157-164.
- Comas, M.C., Zahn, R., Klaus, A. y Shipboard Scientific Party. 1996. *Proc. ODP, Init. Repts.*, 161: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I. y Watts, A.B. 1999. The origin and tectonic history of the Alboran Basin: Insights from Leg 161 Results. En: Zahn, R., Comas, M.C. y Klaus, A. (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results* 161: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 555-579.
- de la Linde, J., Comas, M.C. y Soto, J.I. 1996. Morfología del basamento en el nor-oeste del Mar de Alborán. *Geogaceta*, 20, 355-358.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W.A. y Knott, S.D. 1989. Kinematics of the Western Mediterranean. En: Coward, M.P., Dietrich, D. y Park, R.G. (eds.), *Alpine tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, 45, 265-283.
- Docherty, C.A. y Banda, E. 1995. Evidence for the eastward migration of the Alboran Sea based on regional subsidence analysis: A case for basin formation by delamination of the subcrustal lithosphere. *Tectonics*, 14, 804-818.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C. y Martínez-Martínez, J.M. 1992. Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the Northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Mar. Lett.*, 12, 88-95.
- Gardner, J.M. 2001. Mud volcanoes revealed and sampled on the Western Moroccan continental margin. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 339-342.
- Giles, K.A. y Lawton, T.F. 2002. Halokinetic sequence stratigraphy adjacent to the El Papalote diapir, northeastern Mexico. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 86, 823-840.
- Hanne, D., White, N.Y. y Lonergan, L. 2003. Subsidence analysis from the Betic Cordillera, southeast Spain. *Basin Res.*, 15, 1-21.
- Horvath, F. y Berkhemer, H. 1982. Mediterranean backarc basins. En: Berkhemer, H. y Hsü, K. (eds.), *Alpine Mediterranean geodynamics*. American Geophysical Union, Washington, 141-173.
- Hovland, M., Hill, A. y Stokes, D. 1997. The structure and geomorphology of the Dashgil mud volcano, Azerbaijan. *Geomorphology*, 21, 1-15.
- Ivanov, M.K., Limonov, A.F. y Weering, T.C.E.V. 1996. Comparative characteristics of the Black Sea and Mediterranean Ridge mud volcanoes. *Mar. Geol.*, 132, 253-271.
- Jurado, M.J. y Comas, M.C. 1992. Well Log interpretation and seismic character of the Cenozoic sequence in the northern Alboran Sea. *Geo-Mar. Lett.*, 12, 129-136.
- Maldonado, A., Campillo, A.C., Mauffret, A., Alonso, B., Woodside, J. y Campos, J. 1992. Alboran Sea Late Cenozoic Tectonic and Stratigraphic Evolution. *Geo-Mar. Lett.*, 12, 179-186.
- Martínez-Martínez, J.M., Soto, J.I. y Balanyá, J.C. 2002. Orthogonal folding of extensional detachments: Structure and origin of the Sierra Nevada elongated dome (Betics, SE Spain). *Tectonics*, 21, 1-21.
- Mauffret, A., Maldonado, A. y Campillo, A.C. 1992. Tectonic framework of the Eastern Alboran and Western Algerian basins, Western Mediterranean. *Geo-Mar. Lett.*, 12, 104-110.
- Pérez Belzuz, F., Alonso, B. y Ercilla, G. 1997. History of mud diapirism and triggering mechanisms in the Western Alboran Sea. *Tectonophysics*, 282, 399-423.
- Pinheiro, M.L., Ivanov, M.K., Sautkin, A., Akhmanov, G.G., Magalhaes, V.H., Volkonskaya, A., Monteiro, J.H., Somoza, L., Gardner, J.M., Hamouni, N. y Cunha, M.R. 2003. Mud volcanism in the Gulf of Cadiz; results from the TTR-10 cruise. *Mar. Geol.*, 195, 131-151.
- Platt, J.P. y Vissers, R.L.M. 1989. Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc. *Geology*, 17, 540-543.
- Rehault, J.P., Boillot, G. y Mauffret, A. 1985. The western Mediterranean basin. En: Stanley, D. J. y Wezel, F. C. (eds.), *Geological evolution of the Mediterranean basin*. Springer-Verlag, New York, p. 101-129.
- Rensbergen, P.V., Morley, C.K., Ang, D.W., Hoan, T.Q. y Lam, N.T. 1999. Structural evolution of shale diapirs from reactive rise to mud volcanism: 3D seismic data from the Baram delta, offshore Brunei Darussalam. *J. Geol. Soc., London*, 156, 633-650.
- Rodríguez Fernández, J., Comas, M.C., Soria, J., Martín Pérez, J.A. y Soto, J.I. 1999. The sedimentary record of the Alboran Basin: an attempt at sedimentary sequence correlation and subsidence analysis. En: Zahn, R., Comas, M. y Klaus, A. (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 161: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 69-75.

- Ryan, W.B.F., Hsü, J.K., Cita, M.B., Dumitrica, P., Lort, J., Maync, W., Nesteroff, W.D., Pautot, G., Stauder, H. y Wezel, F.C. 1973. Western Alboran Basin-Site 121. En: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 13*, Part 1: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 43-89.
- Sautkin, A., Talukder, A.R., Comas, M.C., Soto, J.I. y Alekseev, A. 2003. Mud volcanoes in the Alboran Sea: evidence from micropalaeontological and geophysical data. *Mar. Geol.*, 195, 237-261.
- Somoza, L., Díaz del Río, V., León, R., Ivanov, M.K., Fernández Puga, M.C., Gardner, J.M., Hernández Molina, M.J., Pinheiro, M.L., Rodero, J., Lobato, A., Maestro, A., Vázquez, J.T., Medialdea, T. y Fernández Salas, L.M. 2003. Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cadiz mud volcano area; acoustic imagery, multibeam and ultra-high resolution seismic data. *Mar. Geol.*, 195, 153-176.
- Soria, J.M., Viseras, C. y Fernández, J. 1998. Late Miocene-Pleistocene tectono-sedimentary evolution and subsidence history of the central Betic Cordillera (Spain): a case study in the Guadix intramontane basin. *Geol. Mag.*, 135, 565-574.
- Soto, J.I., Comas, M.C. y de la Linde, J. 1996. Espesor de sedimentos en la cuenca de Alborán mediante una conversión sísmica corregida. *Geogaceta*, 20, 382-385.
- Soto, J.I., Comas, M.C. y Talukder, A.R. 2003. Evolution of the Mud Diapirism in the Alboran Sea (Western Mediterranean). *AAPG International Conference & Exhibition*, Barcelona (Spain), (extended abstract).
- Talukder, A.R. 2003. *La provincia diapírica de lodo en la Cuenca Oeste del Mar de Alborán: estructuras, génesis y evolución*. Tesis (inéedita) Univ. Granada, 251 pp.
- Talukder, A.R., Comas, M.C. y Soto, J.I. 2003. Pliocene to Recent mud diapirism and related mud volcanoes in the Alboran Sea (Western Mediterranean). En: Maltman, A., Rensbergen, P.V., Morley, C. y Cartwright, J. (eds.), *Mobilisation of subsurface sediments*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 216, 443-459.
- Underhill, J.R., Sawyer, M.J., Hodgson, M.D., Shallcross, M.D. y Gawthorpe, R.L. 1997. Implications of fault scarp degradation for Brent Group Prospectivity, Ninian Field, Northern North Sea. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 81, 999-1022.
- Vendeville, B.C. y Jackson, M.P.A. 1992a. The rise of diapirs during thin-skinned extension. *Mar. Petrol. Geol.*, 9, 331-353.
- Vendeville, B.C. y Jackson, M.P.A. 1992b. The fall of diapirs during the thin-skinned extension. *Mar. Petrol. Geol.*, 9, 354-371.
- Vernette, G., Mauffret, A., Bobier, C., Briceno, L. y Gayet, J. 1992. Mud diapirism, fan sedimentation and strike-slip faulting, Caribbean Colombian Margin. *Tectonophysics*, 202, 335-349.
- Watts, A.B., Platt, J.P. y Buhl, P. 1993. Tectonic evolution of the Alboran Sea Basin. *Basin Res.*, 5, 153-177.
- Wu, S. y Bally, A.W. 2000. Slope tectonics-comparisons and contrasts of structural styles of salt and shale tectonics of the Northern Gulf of México with shale tectonics of Offshore Nigeria in Gulf of Guinea. En: Mohriak, W. y Talwani, M. (eds.), *Atlantic rifts and continental margins*. Geophysical Monograph 115, American Geophysical Unión, 151-172.

Recibido: junio 2004

Aceptado: julio 2004