

Deslizamientos submarinos recientes en la Cresta de Alborán (Mar de Alborán)

Recent submarine slides in the Alboran Ridge (Alboran Sea)

Pedro Martínez-García ⁽¹⁾, Menchu Comas ⁽¹⁾, Juan I. Soto ⁽²⁾, Lidia Lonergan ⁽³⁾, Silvia Pérez-Hernández ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC y Universidad de Granada), Facultad de Ciencias, Granada, España. matez@ugr.es

⁽²⁾ Departamento de Geodinámica e Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC y Universidad de Granada), Facultad de Ciencias, Granada, España.

⁽³⁾ Department of Earth Science and Engineering (Imperial College London), South Kensington Campus, London, United Kingdom.

ABSTRACT

From swath bathymetry data and high-resolution acoustic profiles (TOPAS) several slides have been imaged in the Alboran Ridge in the western Mediterranean. This submarine relief is the most prominent morphological feature (> 130 km in length) in the Alboran Sea and its elongated SW-NE shape results in enhanced from the recent convergence between the African and Eurasian plates. The identified gravitational deposits show transparent and chaotic facies, and appear in depths ranging between 640 and 1810 m. Occurrence of slides deposits along fault escarpments affecting the seafloor reveals that submarine instability processes are mainly controlled by tectonics. Mass-transport deposits are generally composed by several overhead lobes of sediments. These observations suggest collectively that instability processes are frequent and may be related with faulting pulses. Instability processes represent therefore a geological risk in the region that should be surveyed and analyzed in the future.

Key words: Slides, instability processes, swath bathymetry, Alboran Sea, active tectonics.

Geogaceta, 47 (2009), 89-92
ISSN: 0213683X

Introducción

Los procesos de inestabilidad gravitatoria condicionan en gran medida la morfología y evolución del fondo marino, siendo de considerable magnitud en los taldes continentales de ámbitos oceánicos. El progresivo desarrollo de técnicas geofísicas y métodos directos para obtener información del fondo marino y su subsuelo somero, ha favorecido el descubrimiento de numerosos deslizamientos submarinos en distintos contextos geológicos y morfológicos (e.g., Casas *et al.*, 2003; Sultan *et al.*, 2007, entre muchos otros).

En el Mediterráneo Occidental, la Cuenca del Mar de Alborán es bien conocida en aspectos que conciernen a su relleno sedimentario, a su estructura y evolución tectónica, y a sus peculiares características geofísicas (e.g., Comas *et al.*, 1992, 1999; Jurado y Comas, 1992; Watts *et al.*, 1993; Torné *et al.*, 2000). Sin embargo, el origen, procesos y productos de posibles deslizamientos relacionados con los relieves de la Cuenca, han sido objeto de escasa atención específica (e.g., Bárcenas *et al.*, 2004; Ballesteros *et al.*, 2008).

La denominada Cresta de Alborán es el rasgo fisiográfico más sobresaliente del

fondo del Mar de Alborán, destacando entre los numerosos relieves y las depresiones o surcos que la jalonan (Fig. 1a). Esta «cordillera submarina», con una morfología marcadamente lineal de dirección SO-NE, destaca como una de las estructuras mayores dentro del Arco de Gibraltar (Fig. 1). La Cresta de Alborán delimita las tres cuencas principales conocidas en el Mar de Alborán (Cuencas Oeste, COA; Cuenca Este, CEA y Cuenca Sur, CSA) (Fig. 1). Este alto batimétrico tiene unos 130 km de longitud y una elevación máxima de 1850 m sobre el fondo marino. Sus flancos presentan diferencias batimétricas de hasta 700 m y laderas localmente abruptas (pendiente máxima ~30°). Hacia el E, la Cresta pierde altura y su dirección gira a E-O uniéndose con el Escarpe de Yusuf, el otro rasgo fisiográfico de mayor envergadura en Alborán (Fig.1).

En este trabajo presentamos y analizamos algunos casos de procesos de inestabilidad sedimentaria y depósitos relacionados (*Mass Transport Deposits*, MTD) reconocidos en el entorno de la Cresta de Alborán. El trabajo se fundamenta en el análisis de datos batimétricos y sísmicos de alta resolución, describe y cartografía esas estructuras y tiene el propósito de determinar los mecanismos y factores de

control que han dado lugar a los deslizamientos submarinos.

Contexto geológico

El Mar de Alborán corresponde a la cuenca marginal de retroarco del Sistema del Arco Gibraltar (SAG). Este orógeno, que incluye además a las cadenas alpinas Béticas y Rif y al prisma acreción de Gibraltar en el Atlántico (Fig. 1), ha evolucionado conjuntamente desde el Neógeno (30 Ma) bajo un régimen cinemático regido por la convergencia N-S de las placas Euroasiática y Africana.

Diversos trabajos establecen que la Cuenca de Alborán se generó a partir del Mioceno inferior por adelgazamiento litosférico y extensión cortical (e.g., Platt and Vissers, 1989; Comas *et al.*, 1992, 1999; García-Dueñas *et al.*, 1992), y que su evolución estructural conlleva fases extensionales (23-9 Ma) seguidas de etapas de tectónica contractiva transcurrente (9-0 Ma) (e.g., Comas *et al.*, 1992, 1999; Woodside y Maldonado, 1992; Watts *et al.*, 1993; Chalouan *et al.*, 1997; Alvarez-Marrón, 1999; Gràcia *et al.*, 2006; Mauffret, *et al.*, 2007). La reestructuración post-Messiniense ha condicionado la fisiografía del fondo mari-

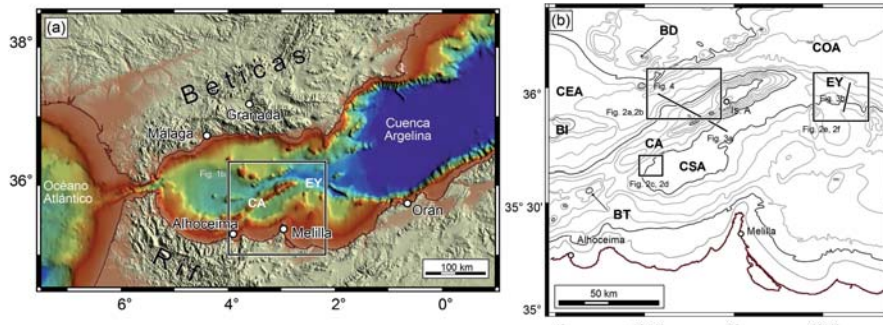


Fig. 1.- A: Topografía del Sistema del Arco de Gibraltar construida a partir de la base de datos global SRTM (USGS-NASA) combinada con GEBCO 97 (IOC-IHO). Se indica el área estudiada. **B:** Ampliación del área de estudio mostrando la localización del resto de las figuras que incluye este trabajo. Contornos batimétricos en metros; equidistancia 200 m. BD, Banco de Djibouti; BI, Banco de Ibn-Batouta; BT, Banco de Tofiño; CA, Cresta de Alborán; CEA, Cuenca Este de Alborán; COA, Cuenca Oeste de Alborán; CSA, Cuenca Sur de Alborán; EY, Escarpe de Yusuf; I. As, Isla de Alborán.

Fig. 1.- A: Topography of the Gibraltar Arc System built on the SRTM (USGS-NASA) global database combined with GEBCO 97 (IOC-IHO). The studied area is indicated. B: Zoom of the rectangle indicated in Figure 1a with location of other figures included in this work. Bathymetry contours in metres; contour interval is 200 m. BD, Djibouti Bank; BI, Ibn-Batouta Bank; BT, Tofiño Bank; CA, Alboran Ridge; CEA, East Alboran Basin; COA, West Alboran Basin; CSA, South Alboran Basin; EY, Yusuf Escarpment; I. As, Alboran Island.

no del Mar de Alborán así como su línea de costas.

La sismicidad registrada en el SAG demuestra que los procesos tectónicos son activos en la región. La deformación actual se encuentra principalmente con-

trolada por dos sistemas de fallas de dirección NE-SO a NNE-SSO (zona de falla de la Cresta de Alborán) y conjugadas NO-SE (zona de falla de Yusuf). Ambos sistemas presentan una importante componente de salto en dirección, de carácter

izquierdo y transpresivo para las NE-SO, y dextro y transtensivo para las NO-SE (vse. revisión en Fernández-Ibáñez *et al.*, 2007).

El registro sedimentario del Plioceno y Cuaternario en el Mar de Alborán, está determinado a partir de las perforaciones del ODP Leg 161 (Comas *et al.*, 1999). Los depósitos del Cuaternario y Holoceno recuperados en los ODP Sites 976, 977 y 979, muestran que esas secuencias contienen comúnmente abundantes intervalos turbidíticos y facies arcillosas redepositadas. Particularmente en el Site 979, situado en el flanco meridional de la Cresta de Alborán, la secuencia del Cuaternario/ Holoceno presenta diversos hiatos y niveles contorsionados (de slumping) atribuidos a episodios de inestabilidad sin-sedimentaria causados por el levantamiento coetáneo de la Cresta (Alonso *et al.*, 1999).

Datos y Metodología

Este trabajo se basa en el estudio e interpretación de mapas batimétricos y de perfiles de alta resolución. Los datos utilizados proceden de las campañas de

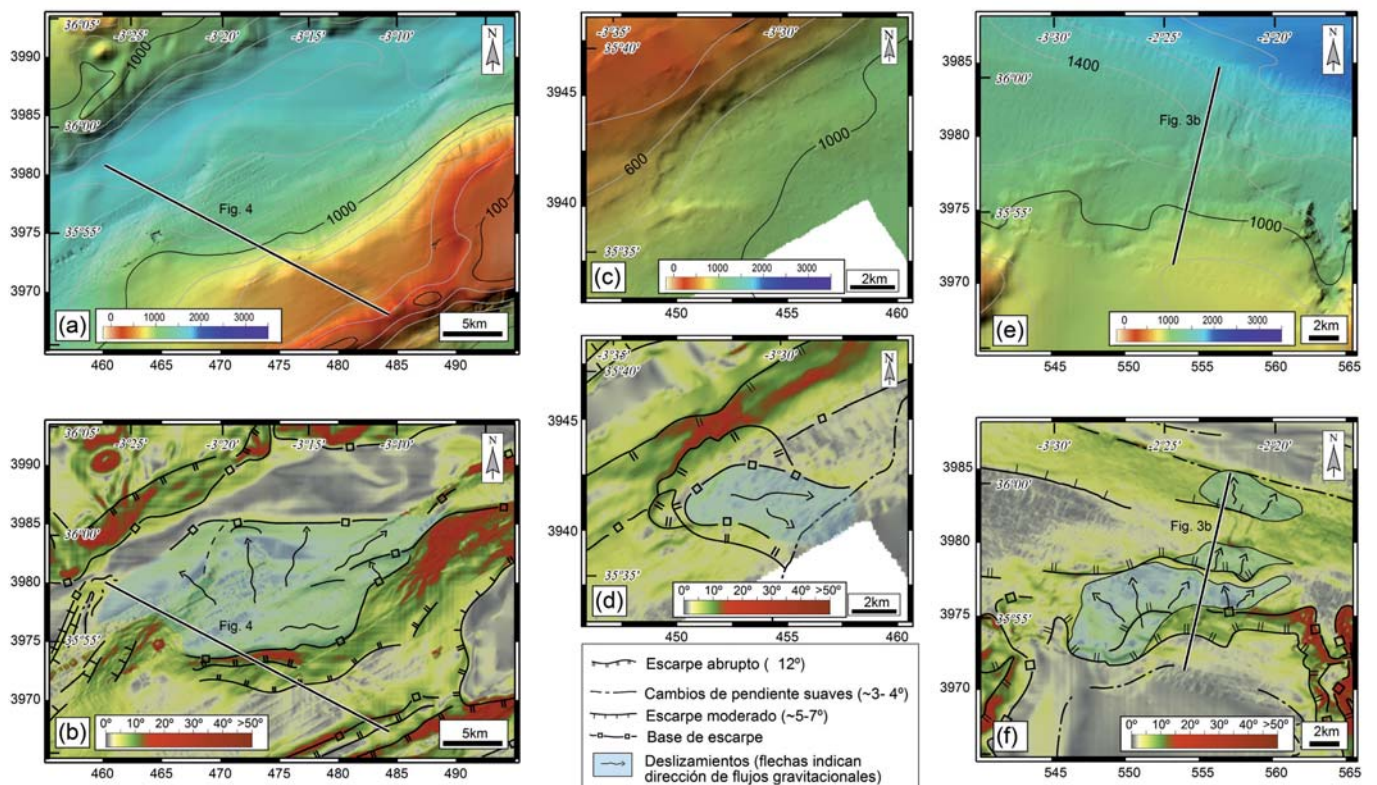


Fig. 2.- Mosaicos batimétricos y mapas de pendiente mostrando la geometría en planta de los deslizamientos (*slides* y *scars*) en los sectores estudiados: A y B: Talud Norte de la Cresta de Alborán; C y D: Talud Sur de la Cresta de Alborán; E y F: Escarpe de Yusuf. Contornos batimétricos en metros de GEBCO 97 (IOC-IHO); el intervalo de contornos es 200 m. Proyección UTM, unidades en kilómetros (elipsoide WGS 84).

Fig. 2.- Bathymetric mosaics and slope maps showing the geometry in plan view of slides and scars in the different studied sectors: A and B: Northern Slope of the Alboran Ridge; C and D: Southern Slope of the Alboran Ridge; E and F: Yusuf Escarpment. Bathymetry contours in metres from GEBCO 97 (IOC-IHO); contour interval is 200 m. UTM projection, units in kilometres (ellipsoid WGS 84).

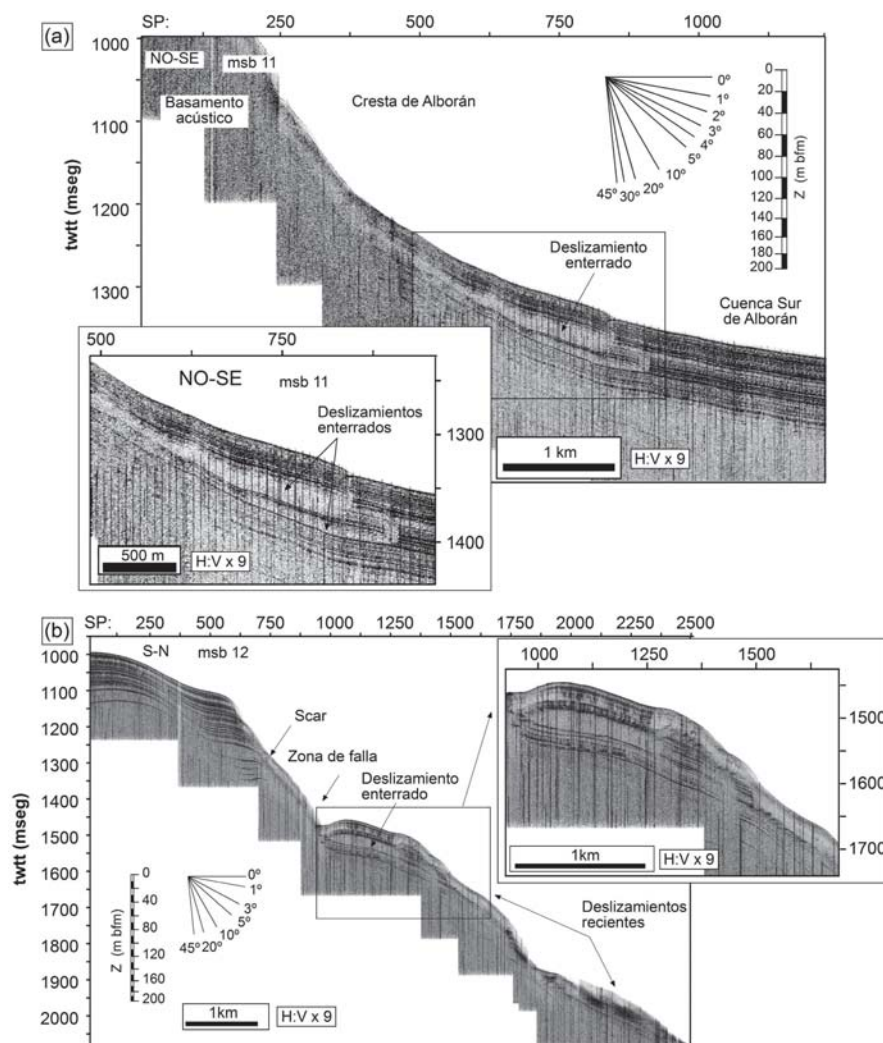


Fig. 3.- Perfiles de alta resolución TOPAS mostrando la estructura interna de los deslizamientos. Se muestran escala de profundidad estimada y ábaco de buzamientos para comparación. A: Deslizamientos en el talud Sur de la Cresta de Alborán; B: deslizamientos en el Escarpe de Yusuf. Localización en figuras 1 y 2.

Fig. 3. TOPAS profiles showing the internal structure of slides. Estimated depth scale and calculated dip abacus are shown for comparison. A: Slides in the South slope of the Alborán Ridge; B: slides in the Yusuf Escarpment. Location figures 1 and 2.

geología y geofísica ALBA (1992), TECALB (2000), y MARSIBAL I-06 (2006), realizadas en el Mar de Alborán a bordo del B.I.O. Hespérides. Los datos batimétricos fueron adquiridos mediante la ecosonda multihaz SIM-RAD EM12S-120. Además se han utilizado datos complementarios, procedentes de MediMap Group (2008), para elaborar los mosaicos. El análisis morfológico ha sido completado con mapas de pendientes (Figs. 2B, D, F).

Los deslizamientos identificados en batimetría han sido analizados además sobre perfiles de sísmica multicanal y perfiles acústicos de alta resolución (TOPAS: Topographic Parametric Sonar, penetración máxima de 170-180 m) para conocer la estructura interna de las masas deslizadas.

Evidencias de deslizamientos masivos

En el entorno de la Cresta de Alborán se han reconocido numerosos deslizamientos en masa de sedimentos, a profundidades variables entre los -640 y -1810 m. Las cabeceras de los deslizamientos son escarpes (*scars*) con 10-25° de pendiente, con geometrías cóncavas hacia la base del talud y depresiones en el frente. Los depósitos correspondientes a estos deslizamientos (*Mass Transport Deposits* – MTD) forman lóbulos de techo abovedado y delimitados por cambios de pendiente a su base. Los deslizamientos presentados en este trabajo se localizan en los taludes de la Cresta de Alborán y también en el Escarpe de Yusuf (Fig. 1B).

Talud Sur de la Cresta de Alborán

Aquí se ha identificado la cabecera de un deslizamiento localizado entre 35° 35'36" N-35°39' N y 3°34' W-3°28' W, que cubre un área mínima de 19 km² y se extiende desde los -640 a -1000 m. Las figuras 2c y 2d muestran el *scar* como una cicatriz nítida cóncava hacia el SE con trazado festoneado en detalle y se encuentra en el frente de un escarpe lineal de orientación SO-NE y pendiente variable entre 10° y 25° (Fig. 2D). La imagen TOPAS de la Figura 3a evidencia la existencia de más deslizamientos recientes a lo largo de la Cresta. Las facies acústicas transparentes que presentan las masas deslizadas son interpretadas como depósitos caóticos.

Talud Norte de la Cresta de Alborán

Se ha identificado un amplio sector afectado por procesos de inestabilidad sin-sedimentaria, y los deslizamientos resultantes se localizan entre 35°52' N-36°0' N y 3°27' W-3°7' W, ubicándose entre los -880 y -1650 m. Este área abarca unos 230 km² y se caracteriza por un relieve escalonado, con escarpes estrechos y desnivel de cientos de metros, separados por rellanos. La cicatriz principal tiene una traza festoneada y se instala en cotas altas de la Cresta (Fig. 2A, B). En el perfil sísmico de la figura 4 se identifican claramente la arquitectura y facies sísmicas (caóticas y semitransparentes) de tres deslizamientos recientes con despegues gravitacionales en sus bases. Los MTD que localmente conforman depósitos yuxtapuestos, progresan como máximo unos 20 km hacia el N (Fig. 2B). Se observan además numerosas fallas de alto ángulo que deforman las secuencias sedimentarias del Plio-Cuaternario; algunas de estas fallas condicionan incluso la morfología del fondo marino, indicando que son actualmente activas.

Escarpe de Yusuf

Existen varias cabeceras de deslizamientos de pequeñas dimensiones marcados por cicatrices de curvatura variable. *Scars* y MTD que ocupan el área comprendida entre 35°53' N-36°0' N y 2°30' W-2°17' W, y se extienden desde -900 a -1810 m (Figs. 2E, F). Los depósitos consistentes en lóbulos superpuestos de facies semitransparentes (Fig. 3B) son interpretados como MTD. El volumen total de los deslizamientos reconocidos en Yusuf se estima en torno a 1,4 km³, considerando un área mínima de 70 km² (calculada sobre el mosaico batimétrico, Fig. 2F) y un espesor promedio de los cuerpos deslizados de 20 m (cálculo sobre perfil TOPAS, Fig. 3B).

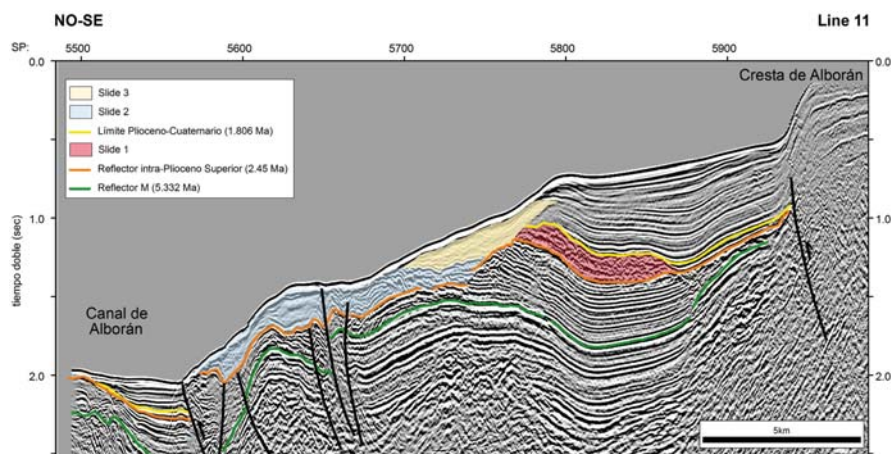


Fig. 4.- Perfil sísmico de reflexión multicanal mostrando la estructura profunda del talud septentrional de la Cresta de Alborán. Nótese las slides determinadas y la intensa deformación que afecta al fondo marino. M: Reflector M, base de secuencias plio-cuaternarias.

Fig. 4.- Multichannel seismic reflection profile showing the depth structure of the Northern slope of the Alboran Ridge. Notice determined slides and the intense deformation affecting the seafloor. M: M Reflector, base of the Plio-Quaternary sequences.

Discusión y Conclusiones:

Deslizamientos y Tectónica activa

Los datos analizados sobre los taludes de la Cresta de Alborán y el Escarpe de Yusuf muestran deslizamientos submarinos con depósitos transportados masivamente (MTD). Los depósitos gravitacionales de flujos densos resultan de un transporte a favor de la máxima pendiente en los taludes, perpendicular a la cicatriz de los deslizamientos y a sus frentes lobulados (Fig. 2). Con esto, cabe afirmar que las sucesiones de deslizamientos visibles en ambos flancos de la Cresta de Alborán y en el Escarpe de Yusuf han inducido al desmantelamiento y remodelado de esos taludes por procesos concomitantes de despegues gravitatorios, transporte y acumulación masiva de depósitos alóctonos sobre el fondo marino.

El perfil sísmico de multicanal de la figura 4, correspondiente al flanco septentrional de la Cresta de Alborán (Fig. 1), demuestra que los casos de deslizamientos y MTD considerados en este trabajo están generados por procesos de inestabilidad causados por una tectónica activa coetánea. La superposición de las masas deslizadas sugiere una recurrencia de episodios de inestabilidad sedimentaria en la región. El hecho de que el deslizamiento 2 aparezca plegado y deformado por las fallas, demuestra una tectónica activa posterior a su emplazamiento.

Los deslizamientos estudiados están constituidos por distintos lóbulos superpuestos, y en ocasiones separados por niveles hemipelágicos. Este hecho indica que el acúmulo de MTD sobre

los taludes es recurrente en el tiempo y espacio, y denota episodios de acumulación rápida (depósitos caóticos) que alternan con periodos de sedimentación hemipelágica en épocas actuales o muy recientes.

La localización de estos deslizamientos en ámbitos de probada actividad sísmica actual (e.g., Fernández-Ibáñez *et al.*, 2007 y referencias incluidas), sugiere que probablemente fueron activados por terremotos. En este sentido, los deslizamientos reconocidos en la Cresta de Alborán y el Escarpe de Yusuf pueden estar condicionados por movimientos de fallas sismogénicas activas o recientes. No obstante, para determinar la influencia de otros factores de control en los deslizamientos masivos en esta región (i.e., cambios eustáticos o sobrecarga sedimentaria) sería necesario un estudio de testigos de sedimentos de los deslizamientos de los que por ahora no disponemos.

Finalmente cabe señalar que los procesos actuales de inestabilidad sedimentaria probados en el Mar de Alborán suponen un potencial riesgo geológico de interés por tanto para estudios futuros, dirigidos a cuantificar adecuadamente los volúmenes de los deslizamientos y determinar el riesgo tsunamigénico de esta región.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos CTM2005-08071-CO3-01/MAR (SAGAS) y TOPO-IBERIA (CONSOLIDER-Ingenio 2010 CSD2006-00041), fondos FEDER, el Grupo RNM-215 del Plan Andaluz de In-

vestigación (JA), y el Programa de Introducción a la Investigación (CSIC).

Referencias

- Alonso, B., Ercilla, G., Martínez-Ruiz, F., Baraza, J. y Galimont, A. (1999). *Proc. ODP, Sci. Results*, 161: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 57-76.
- Alvarez-Marrón, J. (1999). *Proc. ODP, Sci. Results*, 161: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 345-355.
- Ballesteros, M., Rivera, J., Muñoz, A., Muñoz-Martín, A., Acosta, J., Carbó, A. y Uchupi, E. (2008). *Marine and Petroleum Geology*, 25, 75-101.
- Bárceñas, P., Vázquez, J.T., Díaz del Río, V. y Fernández Salas, L.M. (2004). Geomorfología del Banco de la Isla de Alborán. *GeoTemas*, 6(2), 209-212.
- Casas, D., Ercilla, G., Baraza, J., Alonso, B. y Maldonado, A. (2003). *Marine and Petroleum Geology*, 20, 445-447.
- Comas, M. C., García-Dueñas, V. y Jurado, M. J. (1992). *Geo-Marine Letters*, 12, 157-164.
- Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I. y Watts, A.B. (1999). *Proc. ODP, Sci. Results*, 161: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 555-579.
- Chalouan, A., Saji, R., Michard, A. y Bally, A.W. (1997). *A.A.P.G. Bulletin*, 81, 1161-1184.
- Fernández-Ibáñez, F., Soto, J. I., Zoback, M.D. y Morales, J. (2007). *Journal of Geophysical Research*, 112, B08404, doi:10.1029/2006JB004683.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C. y Martínez-Martínez, J.M. (1992). *Geo-Marine Letters*, 12, 88-95.
- Gràcia, E., Pallàs, R., Soto, J. I., Comas, M. C., Moreno, X., Masana, E., Santanach, P., Diez, S., García, M. y Dañobeitia, J.J., HITS scientific party, (2006). *Earth and Planetary Science Letters*, 241, 734-749.
- Jurado, M.J. y Comas, M. C. (1992). *Geo-Marine Letters*, 12, 129-136.
- Mauffret, A., Ammar, A., Gorini, C. y Jabbour H. (2007). *Terra Nova*, 19, 195-203.
- MediMap Group (2008). *Ifremer Spetial Publication*, Atlas and Maps.
- Sultan, N., Voisset, M., Marsset, B., Marsset, T., Cauquil, E. y Colliat, J.L. (2007). *Marine Geology*, 237, 169-190.
- Platt, J.P. y Vissers, R.L.M. (1989). *Geology*, 17, 540-543.
- Torne, M., Fernández, M., Comas, M.C. y Soto, J.I. (2000). *Journal of Geophysical Research*, 105, 3209-3228.
- Watts, A.B., Platt, J.P. y Buhl, P. (1993). *Basin Research*, 5, 153-177.
- Woodside, J.M. y Maldonado, A. (1992). *Geo-Marine Letters*, 12, 111-116.