

Influencia de los procesos tectónicos y volcánicos en la morfología de los márgenes continentales ibéricos

A. Maestro⁽¹⁾, F. Bohoyo⁽¹⁾, J. López-Martínez⁽²⁾, J. Acosta⁽³⁾, M. Gómez-Ballesteros⁽³⁾, E. Llave⁽¹⁾, A. Muñoz⁽⁴⁾, P. G. Terrinha⁽⁵⁾, M. Dominguez⁽¹⁾ y F. Fernández-Sáez⁽¹⁾

(1) Instituto Geológico y Minero de España. La Calera 1, 28760 Tres Cantos, Madrid.

a.maestro@igme.es, f.bohoyo@igme.es, e.llave@igme.es, m.dominguez@igme.es, ffdezsaez@gmail.com

(2) Departamento de Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid, 28049 Madrid.
jeronimo.lopez@uam.es

(3) Instituto Español de Oceanografía. Corazón de María 8, 28002 Madrid.

juan.acosta@md.ieo.es, maria.gomez@md.ieo.es

(4) TRAGSA-SGM. Núñez de Balboa, 117, 28006 Madrid.

amur@tragsa.es

(5) Instituto Português do Mar e da Atmosfera (IPMA), Divisao de Geologia e Georecursos Marinhos,
Rua C do Aeroporto, 1749-077 Lisboa, Portugal.

pedro.terrinha@ipma.pt

RESUMEN

Los márgenes continentales ibéricos son mayoritariamente de tipo pasivo, si bien, el sector septentrional ha actuado durante algunas etapas de su evolución geológica como un margen activo, y la zona meridional puede considerarse como un margen transformante que corresponde al límite entre las placas Ibérica y Africana y que también actuó como margen activo. Los diferentes tipos, orígenes e intensidades de los procesos endógenos que han afectado a los márgenes ibéricos han dado lugar al desarrollo de diferentes morfologías de origen tectónico y volcánico. La expansión del Atlántico norte ha contribuido al desarrollo de amplias plataformas marginales en los márgenes Cantábrico y de Galicia. La reactivación de fallas desarrolladas durante la Orogenia Varisca ha controlado la orientación de algunos de los más importantes cañones submarinos de los márgenes ibéricos. El Golfo de Cádiz se caracteriza por el desarrollo de morfologías relacionadas con tectónica salina, migración de fluidos, frentes de cabalgamiento y lineaciones de fallas direccionales con centenares de kilómetros de longitud. La Cuenca de Alborán y el Margen Bético muestran morfología relacionadas con la fase de *rift* miocena, que dio lugar al desarrollo de edificios volcánicos y relieves estructurales, y la posterior fase compresiva que comenzó en el Mioceno superior y se mantiene hasta la actualidad, con la formación de pliegues, fallas direccionales e inversas, fenómenos de diapirismo y desarrollo de volcanes de lodo. Por último, en el Margen Catalán-Valenciano y en el Promontorio Balear los rasgos morfológicos están estrechamente controlados por la presencia de altos y depresiones estructurales relacionadas con el desarrollo del Surco de Valencia durante el Paleógeno. Los rasgos morfoestructurales de origen endógeno han controlado de un modo muy importante la localización y magnitud de los procesos erosivos y sedimentarios a lo largo de los márgenes ibéricos y del mismo modo las morfologías asociadas a ellos.

Palabras clave: Evolución Tectónica, Márgenes Continentales, Morfología Estructural Submarina, Morfología Volcánica Submarina, Procesos Endógenos.

The influence of tectonic and volcanic processes on the morphology of the Iberian continental margins

ABSTRACT

The Iberian continental margins are mainly passive margins. Nevertheless, the northern sector of the margin was active during some stages of its geological evolution. The southern sector is considered as a transformed margin, which defines the boundary between the Iberian and African plates. This margin was also an active margin in the past. The different types, origins and intensities of the endogenic processes that have affected

the Iberian continental margins have led to the development of various tectonic and volcanic morphologies. The North Atlantic rifting allowed the development of large marginal platforms in the Cantabrian and Galician margins the North-Atlantic Ocean spreading. The reactivation of Variscan faults during the Mesozoic and Cenozoic controlled the strike of some of the largest canyons in the Iberian margins. The Gulf of Cadiz margin is characterized by the development of morphologies related to salt tectonic, fluid seepage, thrust fronts and strike-slip fault lineaments hundreds of kilometres long. The Alboran basin and the Betic margin show morphologies connected with the Miocene rift phase, which generated volcanic edifices and various structural reliefs, and with the subsequent compressive phase, when folds and strike-slip, reverse faults, diapirs and mud volcanoes were developed. Finally, the Catalan-Valencian margin and the Balearic promontory are characterized by the presence of horst and graben structures related to the development of the Valencia trough during the Paleogene. The morphological features of endogenic origin have largely controlled the location and extent of the sedimentary processes and morphological products along the Iberian margins.

Key words: tectonic evolution, continental margins, submarine structural morphology, submarine volcanic morphology, endogenic processes.

ABRIDGED ENGLISH VERSION

The Iberian continental margins constitute the submarine edge of the Iberia continental crust. They extend from the coast up to the adjacent ocean basins: the Biscay basin, in the north; the Tagus, Horseshoe and Sena basins, to the west and southwest; the Alboran basin, to the south; and the Algero-Balearic and Liguro-Provençal basins, to the east (Figs. 1 and 2). The morphology of the Iberian margins is the result of the interaction of endogenic and exogenic processes and shows a great variety of morphological features (Maestro et al., 2013). In general, the endogenic processes act as the creators of the principal morphostructural units (Budell, 1968, 1977), and the exogenic processes act as triggers of a continuous denuding that tends to reduce the original relief (Burbank and Anderson, 2001). The landforms resulting from the activity of endogenic processes without the intervention of the denuding forces are called tectonic (Twidale, 1971; Goudie, 2004) or tecto-dynamic (Tricart, 1968) landforms. The aim of this paper is to describe the morphologies of the Iberian margins which are connected with tectonic and volcanic processes.

The main morphostructural features of the Iberian continental margins

The Catalan-Valencian margin and the Balearic promontory

The Catalan coastal margin is mainly controlled by the NE-SW tectonic trending imposed by the Catalan coastal range (Medialdea et al., 1994), and by the N-S and NW-SE faults that compartmentalized its main trending. The most important morphostructural feature of the eastern sector in the Catalan-Valencian margin is the Valencia trough (Fig. 3). Volcanic reliefs have been described on the Valencia trough seafloor related to two magmatic events developed in the western Mediterranean margin during the Cenozoic (Fig. 4). Morphologies associated with saline dynamic processes exist in the Liguro-Provençal abyssal plain.

The Balearic promontory is segmented in three blocks by major NW-SE transcurrent faults (Maillard et al., 1992; Ballesteros, 2000; Acosta, 2005). These faults have controlled the development of channels between each block: the Ibiza, Mallorca, and Menorca channels.

The Betic margin and the Alboran basin

The structural trendings controlling the morphostructure in this area consist of two conjugated strike-slip fault systems with N-S to NE-SW left-lateral component, and NW-SE to WNW-ESE right-lateral component.

The most important morphological features of the Betic margin are the Emile-Baudot escarpment with a NE-SW orientation, and the Mazarron escarpment with an E-W direction (Fig. 5). Halokinetic and volcanic reliefs associated with these escarpments are described.

The Alboran margin shows submarine canyons controlled by NW-SE faults in the western sector, NNE-SSW faults in the central area, and NE-SW faults in the eastern sector. The seamounts described in the Alboran margin are controlled by ENE-WSW and NE-SW faults, and are related to volcanic structures, basement highs, folds or diapiric structures (Fig. 6). Other morphological features related to the tectonic activity are pockmarks, carbonated mounds generated by methane expulsion and oxidation along fracture planes, and mud volcanoes (Sautkin et al., 2003; Ballesteros et al., 2009; Somoza et al., 2012).

The Gulf of Cadiz margin and the Gibraltar Strait

*This area is characterized by NE-SW, ENE-WSW, E-W, NW-SE and WNW-ESE structural trends resulting from the interference between the southern Iberian palaeomargin structures, the prolongation of the Betic Range toward the west, and the post-orogenic deformational stages (Fig.7). The Gulf of Cadiz shows a marked asymmetry defined by a broad depression named the Central Basin (Medialdea, 2005), bounded by a series of basement highs in the middle slope of the southern Portuguese margin. This asymmetry controls the morphology of the margin, which progressively changes to an E-W direction in the southern Portuguese margin, a NW-SE direction in the Guadalquivir basin and Cadiz margin, and finally, a NE-SW direction in the Morocco margin. The Central Basin shows Palaeozoic basement highs with NE-SW direction in the eastern area and a WNW-ESE in the western part. The Cape Saint Vincent meridian marks the transition of the continental margin to the oceanic domain coinciding with a change in the structural trends from NE-SW to WNW-ESE and NW-SE. The Gulf of Cadiz is also characterized by halokinetic processes, especially in the slope (Fig. 8). It is possible to distinguish two types of diapiric processes related to the marl-saline units of the Guadalquivir allochthonous unit (Perconig, 1960-1962) and the autochthonous Triassic evaporites (Maestro *et al.*, 2003). Pockmarks and mud volcanoes related to fluid seepage through fractures have been described in the Gulf of Cadiz (Baraza and Ercilla, 1996; León *et al.*, 2001; Somoza *et al.*, 2003; León, 2005) (Fig. 9).*

The Atlantic Portuguese and Galician margins

*This sector extends from the northern boundary of the Galicia Bank, in the north, to the Gorringe Bank in the south (Fig. 9). The Atlantic Portuguese and Galician margins are mainly characterized by horsts and grabens bounded by NW-SE and NE-SW strike-slip faults, N-S normal faults and E-W reverse faults (Fig. 10) (Álvarez-Marrón *et al.*, 1997; Boillot *et al.*, 1988; Pinheiro *et al.*, 1996; Vázquez *et al.*, 2008). The fault orientations are related to the geological evolution of this sector from the Variscan Orogeny until the present-day. The NE-SW and NW-SE Variscan faults (Arthaud and Matte, 1975) were reactivated as normal faults during the Mesozoic and became strike-slip faults during the Paleogene compression. The N-S faults are related to the extensional processes during the North Atlantic development (Mauffret and Montadert, 1987; Boillot *et al.*, 1988). The E-W faults are associated with the compressional processes linked to the convergence between Africa and Eurasia during the Alpine Orogeny (Boillot *et al.*, 1979; Boillot and Mallod, 1988). Both the Atlantic Portuguese and Galician margins have been defined as starved margins (Montadert *et al.*, 1979), meaning that sediments are scarce and the basement palaeotopography has not been covered by sediments; therefore, the observable morphological features on their surfaces are due to tectonic and erosive processes.*

The Cantabrian Margin

The Cantabrian margin is characterized by an E-W trend related to the geodynamic evolution of this area from the Late Jurassic until the present (Fig. 11). Moreover, N-S, NE-SW and NW-SE tardi-Variscan and Mesozoic fractures were activated during the Alpine Orogeny. The most distinctive morphostructural features in this area are banks, highs, seamounts and marginal platforms (Fig.12), which have also controlled the orientation of submarine canyons and valleys.

Control of the structural features in the oceanographic and sedimentary processes in the Iberian continental margins

*In general, the morphostructural features of the continental margins exert a strong influence on the circulation of water masses, in the preferred orientation of the erosive processes in relation to the development of canyons and mid-ocean channels, and the location and distribution of sedimentary features associated with slope instabilities and turbiditic flows. Seafloor morphology can control the development and changes in the trajectory and the velocity of the water masses, favouring erosional and depositional processes and the development of contourite depositional systems (Reed *et al.*, 1987; Cunningham *et al.*, 2002; Reeder *et al.*, 2002; MacLachlan *et al.*, 2008) (Fig. 13). Tectonic processes significantly contribute to the deformation of the margins and relief development, and they are a key factor in the location and morphology of submarine canyons (McAdoo *et al.*, 1996, 2004; Dominguez *et al.*, 1998; Liu *et al.*, 2004; Kukowski *et al.*, 2008; Morgan *et al.*, 2008). In most cases the mid-ocean channels are controlled by faults or basement grabens (Heezen *et al.*, 1960; Adrews, 1970; Griggs and Kulm, 1970; Cherkis *et al.*, 1973; Ness and Kulm, 1973; Belderson and Kenyon, 1980; Hesse and Rakofky, 1992). Moreover, earthquakes are the triggering mechanism of the main submarine*

slides (Piper et al., 1999). In the same way, seismic movements may trigger turbiditic flows that pass through the submarine canyons and channels (Field, 1984; Kastens, 1984; Adams, 1990; Anastasakis and Piper, 1991; Karlin and Abella, 1992; Niemi and Ben-Avraham, 1994; Grantz et al., 1996; Inouchi et al., 1996; Nelson et al., 1996; Goldfinger and Nelson, 1999; Nakajima and Kanai, 2000; Goldfinger et al., 2003, 2007, 2008; Blumberg et al., 2008; Gràcia et al., 2010; Goldfinger, 2011).

Final remarks

The Iberian continental margins are passive margins, although the northern sector was an active margin during some stages, and the southern sector may be considered as a transformed margin. The main morphological features related to tectonic processes are the marginal platforms, which occur in different places along the Iberian margin but are outstanding on the Betic-Alboran, southern Portuguese, Galician and Cantabrian continental margins. Morphologies associated with raised or sunken structures caused by tectonic activity are evident on the Valencia, Balearic and Galician margins. Reliefs associated with sea-bottom deformations caused by migration of evaporites and marl processes are located on the Mediterranean and Gulf of Cadiz margins. Structures related to vertical fluid flow, such as mud volcanoes and pockmarks, can be found on the Balearic, Betic, Gulf of Cadiz and Galician margins. Volcanic reliefs in the study area are mainly located in Mediterranean areas.

Introducción

Los márgenes continentales ibéricos son la parte sumergida de la corteza continental de Iberia que se extiende desde su costa hasta las cuencas oceánicas de Vizcaya al norte, de Iberia, Tajo, Herradura y Sena al oeste y suroeste, de Alborán al sur, y Algero-Balear y Liguro-Provenzal al este (Fig. 1). Sus rasgos morfológicos son el resultado de la interacción de procesos endógenos y exógenos. En general, los procesos endógenos actúan como creadores de las grandes unidades morfoestructurales, y los procesos exógenos, como desencadenantes de una continua denudación que tiende a rebajar el relieve original (Büdel, 1968, 1977; Burbank and Anderson, 2001). Las formas de relieve resultantes de la actividad de los procesos endógenos, sin la intervención de las fuerzas de denudación se denominan modelados tectónicos (Twidale, 1971; Goudie, 2004) o tectodinámicos (Tricart, 1968). Este tipo de morfologías son las que se tratan en el presente trabajo, las cuales son una parte de la amplia variedad de formas que existen en los márgenes continentales ibéricos (Maestro *et al.*, 2013).

El objetivo de este trabajo es mostrar los principales rasgos morfológicos de los márgenes continentales ibéricos cuyo desarrollo ha sido fundamentalmente controlado por fenómenos tectónicos y volcánicos, que han afectado a estos márgenes durante su evolución geológica, desde el *rifting* de Pangea hasta la actualidad. Se trata de un trabajo de síntesis donde se ha pretendido recopilar la información relacionada con los estudios morfoestructurales de los márgenes ibéricos, realizados tanto por los autores de este estudio como por otros investigadores, con el propósito de poner de manifiesto el grado de conocimiento en

este ámbito de modo que pueda resultar útil para los trabajos futuros.

Tipos de márgenes continentales de la Península Ibérica

Los procesos geodinámicos internos influyen en los rasgos geomorfológicos en una amplia gama de escalas que van desde la fisiografía regional a las interacciones de fallas locales que levantan, hunden o desplazan determinadas áreas. En cada una de estas escalas, entender el modelado tectónico o la tectodinámica de los márgenes ibéricos se puede lograr a partir del análisis de las formas de relieve y de comprender el funcionamiento de los procesos geomorfológicos que lo originan.

El encuadre geodinámico permite diferenciar tres tipos principales de márgenes continentales: pasivos, activos y transformantes. Los márgenes pasivos se sitúan dentro de las placas litosféricas y por consiguiente su actividad tectónica no es importante, presentando una actividad volcánica y sísmica baja. Son lugares donde se acumulan los materiales procedentes de la meteorización de las zonas continentales emergidas, que forman una cuña potente y ancha de sedimentos relativamente inalterados. Por el contrario, los márgenes continentales activos se localizan en los límites de las placas litosféricas, donde la corteza oceánica está siendo subducida debajo del borde de un continente. El resultado es un margen relativamente estrecho, constituido por sedimentos muy deformados. Por último, los márgenes transformantes son aquellos que definen límites de placas donde estas se desplazan una al lado de la otra sin producir

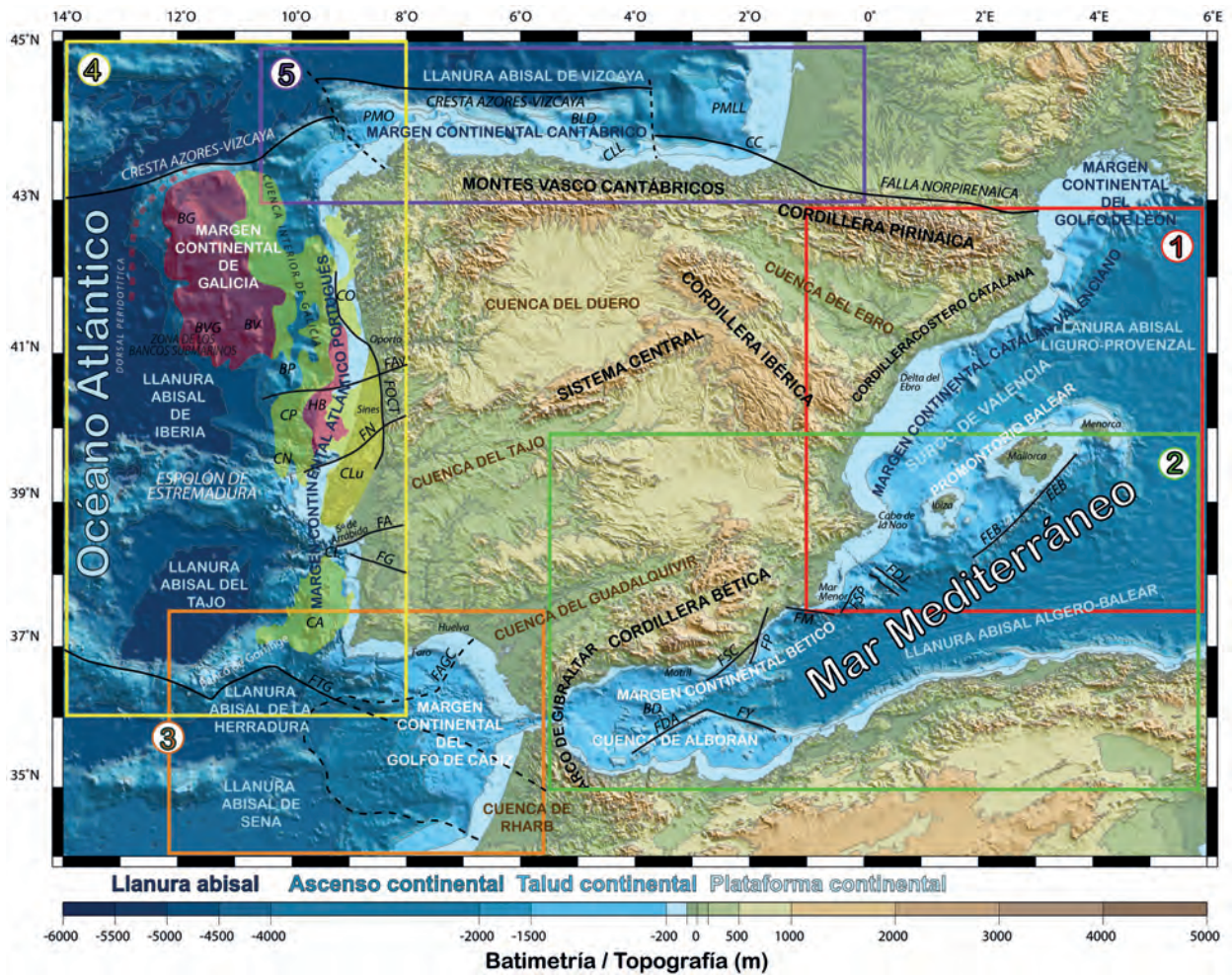


Figura 1. Provincias fisiográficas de los márgenes continentales ibéricos, con indicación de los diferentes sectores descritos en este artículo: 1) Margen Catalán-Valenciano y Promontorio Balear; 2) Margen Bético y Cuenca de Alborán; 3) Margen del Golfo de Cádiz y Estrecho de Gibraltar; 4) Margen Atlántico de Portugal y Galicia; y 5) Margen Cantábrico. En el Margen Atlántico Portugués se han indicado en el mapa los principales altos estructurales (color rojo) y cuencas mesozoicas (color amarillo) citadas en el texto. BD: Banco de Djibouti; BG: Banco de Galicia; BLD: Banco de Le Danois; BP: Banco de Porto; BV: Banco de Vigo; BVG: Banco de Vasco da Gama; CA: Cuenca de Alentejo; CC: Cañón de Capbreton; CL: Cañón de Lisboa; CLu: Cuenca Lusitánica; CN: Cañón de Nazaré; CO: Cuenca de Oporto; CP: Cuenca de Peniche; EEB: Escarpe de Emile Baudot; HB: Horst de Berlenga; FA: Falla de Arrábida; FAv: Falla de Aveiro; FDA: Falla de la Dorsal de Alborán; FDJ: Falla de Don Juan; FEB: Falla de Emile Baudot; FG: Falla de Grándola; FM: Falla de Mazarrón; FN: Falla de Nazaré; FOCT: Falla de Oporto-Coimbra-Tomar; FP: Falla de Palomeras; FSC: Falla de Serrata-Carboneras; FSP: Falla de Seco de Palos; FTG: Falla Transformante de Gloria; FAGC: Frente de Acreeión del Golfo de Cádiz; FY: Falla de Yusuf; PMLL: Plataforma Marginal de Las Landas; PMO: Plataforma Marginal de Ortelgal.

Figure 1. Physiographic provinces of the Iberian continental margins showing the sectors described in this paper: 1) the Catalan-Valencian margin and the Balearic Promontory; 2) The Betic margin and the Alboran basin; 3) The Gulf of Cadiz margin and Gibraltar Strait; 4) the Atlantic Portuguese and Galician margin; and 6) the Cantabrian margin. The Mesozoic horts (red colour) and basins (yellow colour) cited in the text, located in the Atlantic Portuguese margin, are shown on the map. BD: Djibouti Bank; BG: Galicia Bank; BLD: Le Danois Bank; BP: Porto Bank; BV: Vigo Bank; BVG: Vasco da Gama Bank; CA: Alentejo Basin; CC: Capbreton Canyon; CL: Lisboa Canyon; CLu: Lusitanian Basin; CN: Nazare Canyon; CO: Oporto Basin; CP: Peniche Basin; EEB: Emile Baudot Escarpment; HB: Berlenga Horst; FA: Arrabida Fault; FAv: Aveiro Fault; FDA: Alboran Ridge Fault; FDJ: Don Juan Fault; FEB: Emile Baudot Fault; FG: Grandola Fault; FM: Mazarron Fault; FN: Nazare Fault; FOCT: Oporto-Coimbra-Tomar Fault; FP: Palomeras Fault; FSC: Serrata-Carboneras Fault; FSP: Seco de Palos Fault; FTG: Gloria Transform Fault; FAGC: Gulf of Cadiz Accretionary Front; FY: Yusuf Fault; PMLL: Las Landas Marginal Platform; PMO: Ortelgal Marginal Platform.

ni destruir litosfera. Estos límites tienen un trazado sinuoso al adaptarse la zona de desplazamiento principal a las discontinuidades y cambios de materiales que cortan, dando lugar a lo largo de su trazado a

zonas de compresión y de distensión, que originan cuencas de geometrías y evolución muy variadas (Mann *et al.*, 1983; Biddle and Christie-Blick, 1985).

En vista de lo expuesto, se puede decir que en la

actualidad la mayor parte de los márgenes continentales ibéricos son de tipo pasivo, sin embargo, aunque no hay ninguna zona de subducción activa en la actualidad, el borde septentrional funcionó como margen activo durante el Cenozoico, y su impronta es muy patente en los rasgos morfológicos de este sector. Por otro lado, el margen meridional presenta en la actualidad actividad sísmica, con focos que alcanzan los 600-700 km de profundidad, pero que por lo general se localizan a profundidades intermedias a someras, y que se distribuyen a lo largo del límite entre las placas Ibérica y Africana. Por lo tanto, podemos distinguir dos tipos de márgenes pasivos, *sensu stricto* y complejo, además de márgenes transformantes.

Márgenes ibéricos pasivos *sensu stricto*

En este apartado se describen aquellos sectores de los márgenes ibéricos cuya configuración se relaciona fundamentalmente con procesos de apertura oceánica en contextos extensionales. Dentro de esta clasificación cabe destacar fundamentalmente el sector nororiental del Margen Mediterráneo de la Península Ibérica, al que hemos denominado Margen Catalán-Valenciano, limitado al sur por el Promontorio Balear, y el localizado en la fachada atlántica, llamado Margen Atlántico Portugués y de Galicia (Fig. 1).

Margen Catalán-Valenciano y Promontorio Balear

El Margen Catalán-Valenciano es un margen continental joven de tipo pasivo que se inició en el Oligoceno superior-Mioceno inferior (Biju-Duval *et al.*, 1978; Mauffret, 1979; Maldonado, 1985; Rehault *et al.*, 1985; Maillard *et al.*, 1992), y cuyo desarrollo se mantiene en la actualidad bajo un régimen general convergente (Jolivet and Faccena, 2000). La estructura de este margen es debida a un importante adelgazamiento de la corteza continental durante la propagación de sucesivos eventos de *rifting* relacionados con la apertura del Mediterráneo noroccidental, y que se manifiesta con el desarrollo de fallas lítricas normales que configuran estructuras en altos y surcos (Dañobeitia *et al.*, 1990; Roca and Deselgaux, 1992). Esta etapa extensional origina una depresión con muy elevada subsidencia, de dirección NE-SO, conocida como Surco de Valencia (Fig. 1). Las fallas normales generadas se presentan según dos sistemas extensionales, uno de dirección NE-SO a NNE-SSO, de edad Oligoceno superior-Mioceno inferior, y otro de orientación NO-SE, de edad Neógeno superior.

La evolución geodinámica de este sector durante el Neógeno, debe ser considerada en el contexto de los procesos que tuvieron lugar a escala regional en el Mediterráneo noroccidental. Esta evolución estuvo condicionada por el movimiento relativo de las placas Africana y Euroasiática, y la consecuente variación de la orientación de esfuerzos tectónicos durante este periodo, pudiendo diferenciarse dos etapas principales (Vázquez *et al.*, 1994). En una primera etapa tiene lugar la estructuración principal del margen mediante un sistema de fallas normales de dirección NE-SO a N-S, que generó un sistema de fosas que se extiende a lo largo del Golfo de León, Cordillera Costero-Catalana y el Margen Catalán-Valenciano (Fig. 1). Esta primera etapa corresponde al episodio de *rifting* (Oligoceno superior-Burdigaliense) que generó la Cuenca Liguro-Provenzal y el Surco de Valencia, bajo un movimiento de convergencia hacia el NNE de África respecto a Europa (Dewey *et al.*, 1989) (Fig. 1). En esta etapa se desarrollaría un margen continental pasivo, en el que las fallas limitarían los bloques corticales extensionales producidos durante la etapa de *rifting*. Las estructuras NO-SE a ONO-ESE, que constituyen una anomalía en la tendencia general del margen, consistirían en fallas direccionales ligadas a los procesos del *drifting* Burdigaliense, que en el Mar de Liguria estuvieron asociados a la rotación del Bloque Corso-Sardo (Carminati and Doglioni, 2005). La segunda etapa comprende desde el Tortoniense hasta el Plioceno. Debido al cambio de dirección de convergencia entre África y Europa, puesto de manifiesto en reconstrucciones recientes (Dewey *et al.*, 1989), que pasa a ser hacia el NO, se produce un cierto bloqueo de los procesos extensionales sobre el sistema de fallas NE-SO a N-S, mientras que se favorece el movimiento tensional del sistema de fracturas NO-SE a ONO-ESE que quedan paralelas a la dirección de máxima compresión, y que a partir de este momento funcionan como fallas normales (Medialdea *et al.*, 1996). En la actualidad las direcciones de esfuerzos compresivos determinadas a partir de mecanismos focales y *break-outs* en sondeos presentan una orientación N-S a NNE-SSO predominantemente (Heidbach *et al.*, 2008). Bajo este campo de esfuerzo, las fallas de dirección NO-SE y NE-SO se han comportado como fallas direccionales, presentando las fallas NO-SE una componente de movimiento dextral, y las fallas NE-SO una componente sinistral. En general, se observa que las fallas de dirección NO-SE a ONO-ESE son las que parecen haber mantenido una actividad más continua hasta la actualidad, mientras que las fallas del sistema NE-SO a N-S no presentan una actividad tan reciente (Medialdea *et al.*, 1996).

El Promontorio Balear corresponde a la prolongación hacia el NE de la Cordillera Bética, cuyo sector suroccidental se une al margen oriental de la Península Ibérica. El promontorio se ha visto afectado por la superposición de los episodios de *rifting* durante el Terciario inferior (Fontboté *et al.*, 1990), y los materiales mesozoicos-cenozoicos que afloran se correlacionan con los de las Zonas Externas Béticas (Azañón *et al.*, 2002). La evolución tectónica del Promontorio Balear es compleja como se constata por la presencia de estructuras extensionales y compresionales sobreimpuestas (Sàbat *et al.*, 1995) (Fig. 1). El promontorio es una elevación estructural importante, presentando un relieve que varía entre los 1000 y 2000 m de altura con respecto a las cuencas marginales que lo rodean. Presenta una longitud de 348 km y una anchura de 105 km, separando las llanuras abisales Liguro-Provenzal y Algero-Balear al norte y al sur, respectivamente (Fig. 1). La configuración actual del Promontorio Balear se debe a la rotación en sentido horario de los bloques de Mallorca e Ibiza debido a la migración hacia el oeste del Bloque de Alborán (Andrieux *et al.*, 1971; Auzende *et al.*, 1973a, b; Balanyá and García-Dueñas, 1987; Lavecchia, 1988; Mantovani *et al.*, 1990; Vegas, 1992).

Margen Atlántico de Portugal y Galicia

Este margen continental se clasifica como un margen pasivo no volcánico, creado a partir de la propagación hacia el norte de la apertura del Océano Atlántico hace aproximadamente 110 Ma (Malod *et al.*, 1993). Durante el Cretácico inferior se sucedieron varios episodios tectónicos de tipo extensional en esta área, el más importante de ellos entre el Valanginiense y el Aptiense (Shipboard Scientific Party, 1987). Al norte está limitado por todo el frente de deformación compresiva alpina de dirección E-O, que define el Margen Cantábrico, y al sur por el Banco de Gorringe, de dirección NE-SO, que separa este sector del Margen del Golfo de Cádiz (Fig. 1).

Desde el punto de vista estructural, los márgenes Portugués y de Galicia están caracterizados por estructuras de bloques levantados y hundidos limitados por fallas normales de dirección N-S (Mauffrett and Montadert, 1987; Thommeret *et al.*, 1988; Sibuet, 1992), enraizadas en un gran despegue extensional localizado entre los 2 y 5 km de profundidad (Reston *et al.*, 1996; Sibuet *et al.*, 1995; Whitmarsh *et al.*, 1996) y estructuras con componente direccional de orientación NO-SE y NE-SO. Vázquez *et al.* (2008) proponen que el patrón de fracturación que se observa en la actualidad en el Margen de Galicia está relacionado

con la deformación cenozoica, que reactiva las estructuras mesozoicas, y evidencia un despegue entre la estructura tectónica del basamento y las unidades suprayacentes, debido a la presencia de un nivel viscoso compuesto por margas (*black shales unit*) de edad Cretácico inferior.

Se pueden distinguir seis segmentos (Fig. 1):

- La Cuenca Interior de Galicia consiste en una cuenca sedimentaria de forma alargada que recorre gran parte del margen oeste peninsular, con una anchura de unos 100 km y una longitud de 350 km (Fig. 1) y cuya continuación hacia el sur son las cuencas de Peniche y de Alentejo (Fig. 1). Se trata de una cuenca asimétrica con grandes fallas normales NNO-SSE y NO-SE que buzcan hacia el oeste y hacia el este y que separan bloques estrechos y alargados de basamento continental que son basculados formando una serie de semicuevas (Murillas *et al.*, 1990). Estas cuencas se ven truncadas por otras fallas de direcciones OSO-ENE a E-O que las individualizan y entre las que cabe destacar las fallas de Aveiro, Nazaré y Arrábida (Kullberg *et al.*, 2013) (Fig. 1). Entre las fallas de Nazaré y Arrábida se desarrolla un alto estructural denominado Espolón de Estremadura (Kullberg *et al.*, 2013, Neves *et al.*, 2008; Neres *et al.*, 2014) (Fig. 1), que separa las llanuras abisales de Iberia y Tajo al norte y sur, respectivamente (Fig. 1). Los depósitos sedimentarios alcanzan un espesor de unos 6 km en el centro de la cuenca, adelgazándose la serie hacia la plataforma continental y el Banco de Galicia (Pérez-Gussinyé *et al.*, 2003).
- La Zona de los Bancos Submarinos (Fig. 1), que limita la Cuenca Interior de Galicia hacia el oeste, está constituida por bloques levantados que forman una barrera con la Llanura Abisal de Iberia de dirección NNO-SSE, que limita el aporte sedimentario hacia esa zona. De norte a sur, los bloques levantados de mayor entidad, limitados por fallas, son los bancos de Galicia, Vigo, Vasco da Gama y Porto (Fig. 1), cuya cima se sitúa a una profundidad mínima de 620 m bajo el nivel del mar (Mougenot *et al.*, 1984; Murillas *et al.*, 1990; Ercilla *et al.*, 2006). Han sido interpretados como *horsts* que se formaron inicialmente durante el *rifting* mesozoico y luego fueron reactivados y levantados durante los eventos compresivos cenozoicos (Boillot *et al.*, 1979; Mougenot, 1988; Vázquez *et al.*, 2008). Murillas *et al.* (1990) sugieren que la alineación de las zonas elevadas se extiende hacia el sur bajo la plataforma continental portuguesa constituyendo el Horst de Berlenga (Fig. 1), que constituye el límite occidental de la Cuenca Lusitánica (Fig. 1). Sin embargo, esta continuidad

hacia el sur estaría compartimentada por las fallas de Aveiro y Nazaré (Pinheiro *et al.*, 1996).

- La Cuenca de Oporto (Fig. 1) es una cuenca relativamente estrecha (aproximadamente 50 km de ancho), que se extiende por debajo de la plataforma continental externa y el talud continental desde Oporto a Vigo. Podría ser la continuación hacia el norte de la Cuenca Lusitánica (o la sub-cuenca septentrional de la Cuenca Lusitánica). Su margen oriental está formado por la continuación en alta mar de la Falla de Oporto-Coimbra-Tomar (Murillas *et al.*, 1990) (Fig. 1). Un alto estructural en su lado occidental la separa de la Cuenca Interior de Galicia (Pinheiro *et al.*, 1996).
- La Cuenca Lusitánica (Fig. 1) se extiende hasta más de 300 km al norte de la Sierra de la Arrábida, al sur de Lisboa (Fig. 1). La mayor parte de ella se encuentra en la zona emergida, con su límite oriental coincidiendo con la Falla de Porto-Coimbra-Tomar. Al norte de la Falla de Nazaré, su margen occidental está limitado por el Horst de Berlenga, pero al sur de esta falla, el carácter tectónico del borde occidental se desconoce. Las subcuencas que conforman la Cuenca Lusitánica están bordeadas por estructuras salinas o fallas normales que se hunden hacia el océano (Montenat *et al.*, 1988; Wilson *et al.*, 1989). Las más antiguas muestran orientación dominante NNE-SSO, mientras que las más recientes presentan orientación N-S (Pinheiro *et al.*, 1996).
- La Cuenca de Alentejo (Fig. 1) se localiza en el margen continental, al sur de la Sierra de Arrábida (Mougenot, 1988) y presenta una orientación N-S. Se desconoce su relación con la Cuenca Lusitánica (Pinheiro *et al.*, 1996).
- La zona de Transición Océano-Continente se localiza en el sector más occidental de esta zona. Cubre un área de pocas decenas de kilómetros de anchura, formada por una delgada corteza oceánica (2-4 km de espesor) de edad mesozoica con una ligera cobertera sedimentaria. Esta fina corteza oceánica se interpreta como el resultado del pobre aporte magmático durante unos pocos millones de años tras el inicio de la apertura continental. Por debajo de esa corteza oceánica se encuentra un nivel de peridotitas serpentinizadas que llegan a aflorar hacia el oeste, formando una cresta alargada y muy continua a lo largo de todo el margen (Whitmarsh *et al.*, 1993) (Fig. 1).

Al oeste de este último segmento, la Zona de Transición Océano-Continente, se encuentra la corteza oceánica de las llanuras abisales de Iberia y Tajo, con batimetrías superiores a los 4000 m (Fig. 1).

Márgenes ibéricos pasivos complejos

Se han denominado de este modo a los sectores de los márgenes continentales ibéricos cuya configuración se debe a la interacción de varias etapas de deformación sucesivas de carácter opuesto, habiendo sido en algún momento de su desarrollo geodinámico límites de márgenes activos *sensu lato*. Dentro de esta clasificación cabe destacar únicamente el Margen Cantábrico (Fig. 1).

Margen Cantábrico

Este margen se formó durante el Mesozoico en conexión con la apertura y la expansión oceánica del Atlántico Norte. Roest and Srivastava (1991) sitúan ese momento en el Cretácico medio, cuando comenzó la separación de Iberia y América marcada por la anomalía magnética M0 de 118 Ma, proceso que culminó con la separación de Galicia y el Flemish Cap hace 114 Ma (Uchupi, 1988; Ziegler, 1989). Sin embargo, la individualización total no se alcanzó hasta el Aptiense-Albiense, que es cuando la fragmentación culmina y el margen noribérico se separa de Eurasia (Deregnacourt and Boillot, 1982). Desde ese momento, la Placa Ibérica se movió independientemente del resto de Europa con un sentido antihorario hacia el sudeste, arrastrada por África en su movimiento hacia el este (Malod and Mauffret, 1990). Este movimiento antihorario produjo la apertura del Golfo de Vizcaya y la generación de corteza oceánica en su fondo, con la separación de los márgenes continentales Cantábrico (Iberia) y Armoricano (Eurasia). Ambos se comportan como márgenes pasivos, mientras que las regiones Vasca y Pirenaica están sometidas a un régimen de desgarre a lo largo de la Zona Transformante Noribérica (Boillot and Malod, 1988) y los Pirineos orientales a compresión. La apertura del Golfo de Vizcaya es diacrónica y se produce de oeste a este. En su parte occidental es un poco posterior a la anomalía M0 (Aptiense inferior), en la parte central la apertura es Aptiense superior (Montadert *et al.*, 1979; Deregnacourt and Boillot, 1982; Malod *et al.*, 1982) y en el sector oriental es Albiense inferior (Malod and Mauffret, 1990). La expansión oceánica en el Golfo de Vizcaya terminó al comienzo del Campaniense, a medida que la Dorsal Centro-Atlántica progresaba hacia el norte provocando la separación de Groenlandia y la Península de Labrador (Ziegler, 1989). El cese de la apertura se produjo hace casi 80 Ma, entre la anomalía 31 (Roest and Srivastava, 1991) o la anomalía 33 (Sibuet and Collette, 1991), y parece estar relacionado con la anexión de África e Iberia, en

algún momento antes de la anomalía 34 (84 Ma), y el movimiento de África hacia el norte que da fin al régimen distensivo Mesozoico en Iberia.

El movimiento hacia el noroeste y la rotación horaria de Iberia por el empuje de África en el Terciario inferior, produjeron la convergencia entre Eurasia e Iberia y una variación del contexto geodinámico. El resultado fue el inicio de la orogenia en los Pirineos dentro del ciclo Alpino, el cese de la generación de corteza oceánica en el centro del Golfo de Vizcaya y una subducción limitada a lo largo del Margen Cantábrico de Iberia que continuaba unos 1000 km hacia el oeste a lo largo de la Cresta Azores-Vizcaya y la Fosa de King (Fig. 1). Esta línea, junto con la Falla Norpirenaica, constituía el límite de placas entre África y Eurasia, ya que Iberia había pasado a formar parte de la placa Africana (Fig. 1). La subducción en el margen tuvo lugar entre el Paleoceno-Mioceno (Le Pichon *et al.*, 1971; Boillot *et al.*, 1979; Grimaud *et al.*, 1982), aunque la actividad en el borde occidental del límite de la placa y en otras zonas llega hasta el Mioceno, como marca la anomalía magnética 6C de 24 Ma (Ziegler, 1989; Srivastava *et al.*, 1990; Roest and Srivastava, 1991; Álvarez-Marrón *et al.*, 1996; Gallastegui *et al.*, 2002). Vegas and Banda (1982) y Roest and Srivastava (1991) coinciden en fijar una primera etapa con poca compresión y traslación a lo largo de la Falla Norpirenaica, entre 80 y 50 Ma respectivamente (Campaniense a Paleoceno), debido al movimiento de África hacia el oeste respecto de Europa. Desde ese momento hasta el Mioceno (aproximadamente 15 Ma) se produce un cambio en la dirección del desplazamiento de África que pasa a tomar una dirección NO-SE (Olivet, 1978; Vegas and Banda, 1982) provocando la convergencia entre Europa e Iberia (Boillot *et al.*, 1979; Boillot and Malod, 1988). El desplazamiento estimado en esa dirección es de unos 120 km entre el Cretácico superior y el Mioceno. Debido a ello se produce una fuerte compresión que genera deformaciones a lo largo de todo el Dominio Cántabro-Pirenaico. Su efecto es el nacimiento y desarrollo de la cadena de colisión de los Pirineos y la subducción limitada en el Margen Cantábrico con el levantamiento asociado de la Cordillera Cantábrica y el acortamiento y emersión parcial del margen continental mesozoico. El Neógeno se caracteriza por los procesos de denudación y erosión de los relieves preexistentes y su depósito en el borde del margen continental con una rápida homogenización de los caracteres morfológicos del borde del talud continental debido a la mayor actividad de los cañones y sistemas turbidíticos profundos (Faugères *et al.*, 1998; Mulder *et al.*, 2001; Bourillet *et al.*, 2006).

Márgenes transformantes

Se ha asignado esta denominación a los sectores de los márgenes continentales ibéricos localizados en las proximidades de un límite de placas convergente transcurrente con zonas transpresivas y transtensivas. Dentro de esta clasificación cabe destacar fundamentalmente los márgenes Bético y del Golfo de Cádiz (Fig. 1).

Margen Bético y Cuenca de Alborán

El Margen Bético comprende el sector suroriental del Margen Mediterráneo, limitado al noreste por el Promontorio Balear, al sur por la Cuenca de Alborán y al este por la Cuenca Algero-Balear. Este sector del Mediterráneo inició su apertura en el Oligoceno, tras la fase compresiva paleógena que originó la compresión entre las placas Africana y Euroasiática. El empuje hacia el norte motivado por el desplazamiento de la Placa Africana en la misma dirección generó zonas de subducción en sentido E-O y cuencas de *back-arc*. Posteriormente a esta etapa compresiva se estableció un régimen general distensivo de dirección NNO-SSE como consecuencia de un fuerte proceso extensional (Platt and Vissers, 1989; García-Dueñas *et al.*, 1992), de tal forma que desde el Mioceno inferior hasta el Mioceno superior se estructuró un sistema de fosas, que dio lugar a un pasillo relativamente ancho limitado al norte por el Sistema Bético y el Promontorio Balear, marcado en su vertiente meridional por el Escarpe de Emile Baudot, y al sur por el Sistema Rifeño, constituyendo la Cuenca de Alborán al oeste y la Cuenca Algero-Balear al este (Campillo *et al.*, 1992; Maldonado *et al.*, 1992) (Fig. 1). Esta fase de *rift* se produce sincrónicamente con la progresión hacia el oeste del Dominio de Alborán que implica la formación del Cabalgamiento Frontal de Gibraltar y con procesos de cabalgamiento y plegamiento en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas y del Rif (Balanyá and García-Dueñas, 1988). Durante el desplazamiento hacia el oeste del Dominio de Alborán se produce extensión en la Cuenca de Alborán y la formación de fallas de bajo ángulo que condicionan una subsidencia generalizada y un adelgazamiento de la corteza en el Dominio de Alborán. La inversión tectónica del Cabalgamiento Frontal de Gibraltar, que pasa de un estado compresivo a un estado distensivo, culmina en el Tortoniense inferior (Balanyá and García-Dueñas, 1988)

Desde el Mioceno medio al Tortoniense se produce un importante adelgazamiento de la corteza ligados a procesos extensionales con la formación de

pequeñas cuencas sedimentarias de dirección NO-SE en el sector occidental y de dirección NE-SO y E-O en el sector oriental (Comas *et al.*, 1992) debido al rejuego de las fallas originadas durante la etapa anterior (Bousquet and Philip, 1976; Bousquet *et al.*, 1976; Maldonado *et al.*, 1992). Durante este intervalo de tiempo tiene lugar también el inicio de una importante actividad volcánica a lo largo de todo el margen, que se alinean según direcciones NE-SO y NNE-SSO (Gierman *et al.*, 1968; Auzende *et al.*, 1975), que sería responsable de la formación de la mayor parte de los altos volcánicos, como el Banco de Djibuti (Comas *et al.*, 1999) (Fig. 1), y procesos diapíricos salinos, fundamentalmente en el sector occidental de la Cuenca de Alborán, que se caracterizan por alineaciones en dirección NNO-SSE (Campillo *et al.*, 1992), NNE-SSO (Comas *et al.*, 1992; Pérez-Belzuz *et al.*, 1997) y NO-SE y OSO-ENE (Talukder *et al.*, 2004).

Desde el Tortonense superior a la actualidad la fase extensiva continúa, simultáneamente a un régimen tectónico compresivo que afecta a toda la cuenca. La deformación del Margen Bético y la Cuenca de Alborán está condicionada durante este periodo por un máximo compresivo N-S (Tesson and Gensous, 1989; Comas *et al.*, 1992; Rodríguez-Fernández and Martín-Penela, 1993) a NNO-SSE (Ott d'Estevou and Montenat, 1985; De Mets *et al.*, 1990; Sanz de Galdeano, 1990; Bourgois *et al.*, 1992), acompañando por una extensión de dirección E-O, de acuerdo con la convergencia de las placas Africana y Euroasiática (Dillon *et al.*, 1980; Comas *et al.*, 1992; Maldonado *et al.*, 1992). El cambio de régimen tectónico causa la inversión tectónica de parte de las estructuras formadas en la fase distensiva anterior y la creación de pliegues y fallas transcurrentes conjugadas (Mauffret *et al.*, 1987; Bourgois *et al.*, 1992; Comas *et al.*, 1992; Maldonado *et al.*, 1992; Watts *et al.*, 1993; Morel and Meghraoui, 1996; Chalouan *et al.*, 1997; Estrada *et al.*, 1997; Álvarez-Marrón, 1999; Comas *et al.*, 1999). La actividad diapírica continúa siendo significativa, especialmente en el sector meridional de la Cuenca de Alborán (Pérez-Belzuz *et al.*, 1997). La inversión de estructuras tectónicas y la formación de pliegues asociados se producen tanto en el margen septentrional como en el margen meridional del Mar de Alborán (Comas *et al.*, 1992; Chalouan *et al.*, 1997). Las zonas más intensamente afectadas por los procesos de inversión tectónica son la Dorsal de Alborán y su terminación sur (Chalouan *et al.*, 1997). Las fallas transcurrentes pertenecen a la familia NE-SO y NNE-SSO (fallas de Seco de Palos, de Emile Baudot, de Palomares, de Serrata-Carboneras y de la Dorsal de Alborán) (Fig. 1), que se han desplazado con sentido de movimiento sinestrorso, y a la familia ONO-ESE

(fallas de Don Juan, de Mazarrón y de Yusuf) (Fig. 1), que presentan sentido de movimiento dextrorso (Mauffret *et al.*, 1987; Bourgois *et al.*, 1992; Maldonado *et al.*, 1992; Montenat and Ott d'Estevou, 1992; Woodside and Maldonado, 1992; Estrada, 1994; Estrada *et al.*, 1997; Álvarez-Marrón, 1999; Acosta *et al.*, 2013).

Margen del Golfo de Cádiz y Estrecho de Gibraltar

El Margen Continental del Golfo de Cádiz y el Estrecho de Gibraltar se encuentran en la transición entre la Falla Transformante Gloria (Fig. 1), que marca el límite entre las placas de África y Eurasia en el Atlántico, y la parte más occidental de la cadena orogénica alpina mediterránea, representada por el Arco de Gibraltar, que constituye el frente occidental del orógeno de colisión Bético-Rifeño. La naturaleza difusa de este segmento del límite de placas se acepta sobre la base de la sismicidad que presenta (Vázquez and Vegas, 2000). Representa una amplia zona de transpresión, debida a que la dirección de convergencia es de dirección NO-SE, oblicua al límite (Grimison and Chen, 1986; Buforn *et al.*, 1995; Gutsher *et al.*, 2002; Jiménez-Munt and Negro, 2003; Bartolome *et al.*, 2012). La evolución geodinámica del Golfo de Cádiz se caracteriza por tres fases sucesivas (Maldonado *et al.*, 1999): (1) desarrollo de un margen pasivo de edad mesozoica, relacionado con la apertura del Atlántico central y propagación del paleo-océano de Tetis hacia el Atlántico, (2) la aparición de un régimen compresivo desde el Eoceno superior al Mioceno inferior, condicionada por la convergencia N-S entre las placas Africana y Euroasiática, y (3) la evolución de un surco frontal mioceno asociado con la formación del orógeno Bético-Rifeño y la apertura de la cuenca occidental del Mediterráneo. La deriva hacia el oeste y la colisión del Dominio de Alborán con los márgenes del norte de África y el Suribérico en el Mioceno inferior-medio causaron el desarrollo de los orógenos del Rif y Bético, y como consecuencia el emplazamiento radial de enormes masas alóctonas (la llamada "Unidad Olistotrómica" o "Unidad Alóctona de Cádiz") en la cuenca del Guadalquivir (el antepaís ibérico), la Cuenca de Rharb (el antepaís del norte de África) y en el Golfo de Cádiz (Perconig, 1960-1962; Roberts, 1970; Flinch and Vail, 1998; Torelli *et al.*, 1997; Maldonado *et al.*, 1999; Gràcia *et al.*, 2003; Medialdea *et al.*, 2004) (Fig. 1). En la actualidad estas unidades alóctonas están siendo reinterpretadas como un prisma de acreción compuesto por el apilamiento de cabalgamientos vergentes al oeste que se ha denominado

Prisma de Acreción o Cinturón de Cabalgamientos del Golfo de Cádiz (Gustcher *et al.*, 2002; Iribarren *et al.*, 2007) (Fig. 1). Desde el Tortoniense el régimen compresivo ha cambiado, pasando a presentar una dirección NO-SE, y caracterizándose en el Golfo de Cádiz por el colapso extensional del frente de deformación, y la posterior removilización y emplazamiento hacia el oeste del cuerpo alóctono (Maldonado *et al.*, 1999; Medialdea *et al.*, 2004). Al final del Plioceno inferior la subsidencia disminuyó, y el margen evolucionó hacia condiciones más estables durante el Plioceno superior-Cuaternario (Nelson *et al.*, 1993; Maldonado *et al.*, 1999; Somoza *et al.*, 1999; Maestro *et al.*, 2003; Fernández-Puga, 2004; Medialdea *et al.*, 2004). El depósito de sedimentos desde el Plioceno ha sido fuertemente influenciado por el flujo de salida de agua del Mediterráneo, posterior a la reapertura del Estrecho de Gibraltar después de la crisis salina Messiniense, por los cambios en el clima global y el nivel del mar, y por la actividad neotectónica (principalmente diapirismo) (Nelson *et al.*, 1999; Llave, 2003; Llave *et al.*, 2006).

Provincias morfológicas de los fondos submarinos de los márgenes continentales ibéricos

Dependiendo de la naturaleza de las unidades que componen los márgenes y de la estructura del basamento subyacente se han diferenciado tres categorías de márgenes: un margen progradante, otro de tipo intermedio, y un tercero de carácter abrupto. El primero de ellos está caracterizado por taludes continentales con pendientes no muy elevadas y un perfil convexo-cóncavo que enlaza suavemente con el ascenso continental. A este tipo de margen corresponde el Margen Catalán-Valenciano y el sector septentrional del Promontorio Balear (Fig. 1). Al margen intermedio lo caracteriza un talud muy irregular influenciado por los accidentes tectónicos del basamento, como sucede en los márgenes Bético, del Golfo de Cádiz, Portugués, de Galicia y en la zona del Banco Le Danois y de la Plataforma Marginal de Las Landas en el Margen Cantábrico (Fig. 1). Por último, al margen abrupto le correspondería un talud de elevada pendiente, muy irregular que entra en contacto con un reducido o inexistente ascenso continental, como se puede observar en el sector meridional del Promontorio Balear, en la zona de Mazarrón en el Margen Bético, y en la mayor parte del Margen Cantábrico (Fig. 1).

Desde el punto de vista morfológico, los márgenes continentales pasivos, como son de manera general los márgenes continentales ibéricos, se subdividen

generalmente en tres provincias fisiográficas: la plataforma, el talud y el ascenso continental (Fig. 2). Esta subdivisión es aplicable a casi todos los sectores del Margen Ibérico, aunque es preciso enfatizar que existen notables diferencias morfológicas entre ellos, motivadas fundamentalmente por su distinta evolución geodinámica. Las características particulares de cada provincia fisiográfica y que las hacen perfectamente identificables como propias de ellas son, para cada una de las unidades citadas, las siguientes:

La plataforma continental se presenta como una superficie ocasionalmente irregular con valores de pendiente máximos de 1° (Fig. 2). Su anchura es variable, aunque por lo general se puede considerar estrecha, presentando un valor medio de 18 km, con valores máximos de 63 km en el Margen Mediterráneo, al sur del Delta del Ebro (Fig. 1). Se prolonga hasta aproximadamente los 190 (±10) m de profundidad, hasta la ruptura de pendiente que da paso al talud continental. En el Margen Mediterráneo la dimensión media es de 27 km, con longitudes que oscilan entre 63 km y los 3 km en las proximidades de los cañones de la Fonera y Blanes (Fig. 3). En el Promontorio Balear presenta una anchura media de 12 km, con valores que varían entre 5 km al sur de Menorca y 15 km al sur de Ibiza, en el entorno de Menorca y al oeste de Mallorca (Fig. 1). En el Margen Bético la dimensión media es de aproximadamente 15 km, variando entre 1 km en el Estrecho de Gibraltar y 2 km en las proximidades de Motril, hasta 34 km entre el Cabo de la Nao y el Mar Menor (Fig. 1). En el Golfo de Cádiz se observa que la anchura media de la plataforma es de 24 km, y oscila entre 11 km frente a Faro y 37 km frente a la costa de Huelva (Fig. 1). En los márgenes de Portugal y Galicia la anchura media es de 36 km, con dimensiones que varían entre 21 km en las proximidades de Sines y 48 km frente a Oporto (Fig. 1). Finalmente, en el Margen Cantábrico la dimensión media de la plataforma continental es de 17 km y presenta variaciones de la amplitud entre 2 km en la zona del Cañón de Llanes y 33 km en la zona del Banco Le Danois (Fig. 1).

En el talud continental las pendientes alcanzan valores de hasta 20°, aunque por lo general la pendiente media es de unos 6° (Fig. 2). Valores de pendientes entre 13° y 20° pueden observarse al norte del Banco Le Danois y de la Plataforma Marginal de Ortegá (Fig. 2). Pendientes entre 10° y 11° se dan al oeste del Cañón de Capbreton, al norte y oeste del Banco de Galicia y en los márgenes de los cañones de Nazaré y Lisboa. Pendientes que varían entre 7° y 8° existen en el talud continental del Margen Portugués, entre Lisboa y Oporto, al norte de la Dorsal de Alborán, y en los escarpes de Mazarrón y Emile

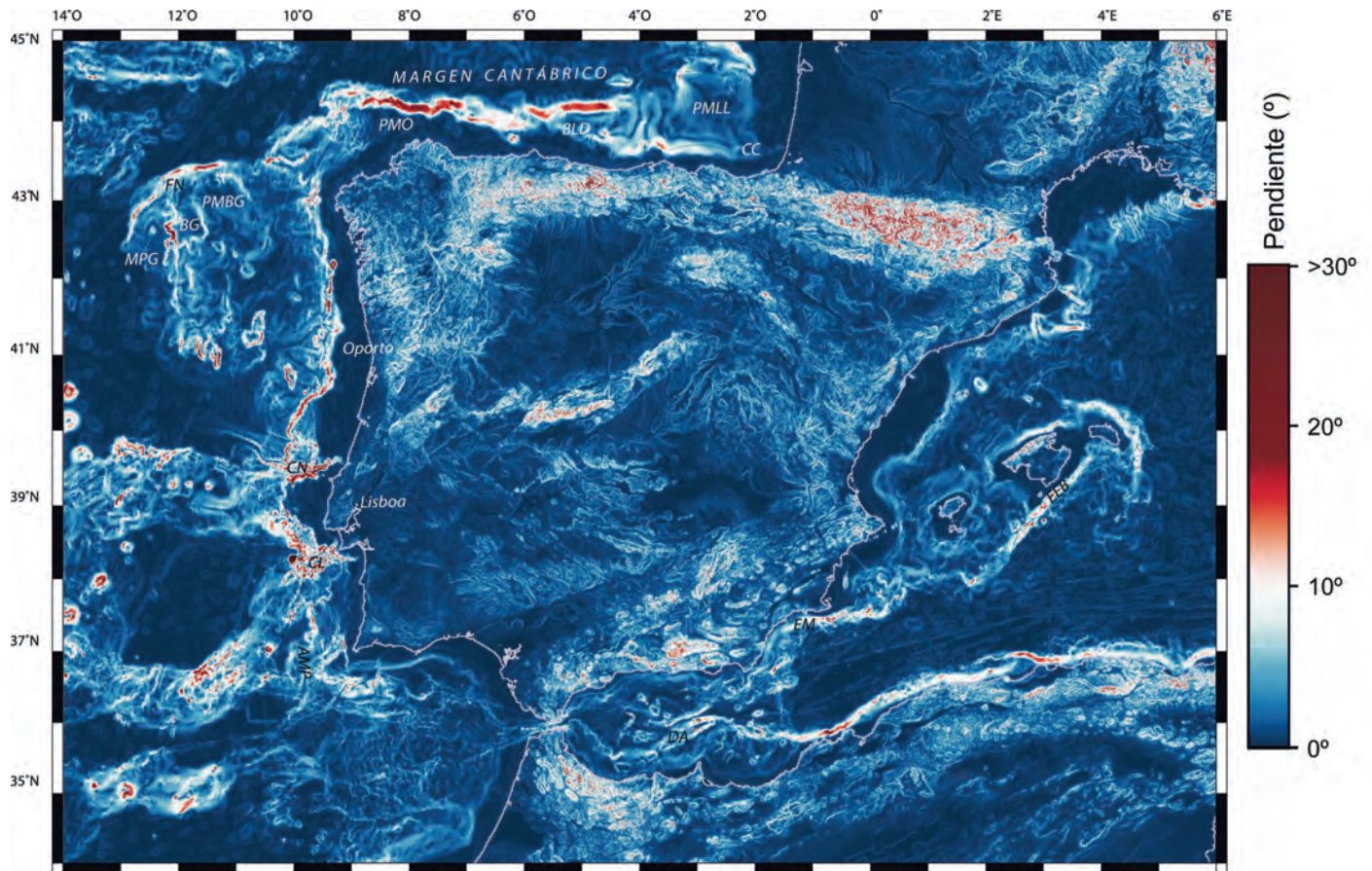


Figura 2. Mapa de pendientes (en grados) de la zona emergida, los márgenes continentales y las llanuras abisales de Iberia a partir de los datos de GEBCO (2003). AMP: Alto del Marqués de Pombal; BLD: Banco Le Danois; CL: Cañón de Lisboa; CN: Cañón de Nazaré; DA: Dorsal de Alborán; EEB: Escarpe de Emile Baudot; EM: Escarpe de Mazarrón; FN: Flanco Noroeste; MPG: Margen Profundo de Galicia; PMBG: Plataforma Marginal del Banco de Galicia; PMLL: Plataforma Marginal de Las Landas; PMO: Plataforma Marginal de Ortegal.

Figure 2. Slope gradient map (degrees) of the Iberian emerged area, continental margins and abyssal plains obtained from GEBCO (2003). AMP: Marques de Pombal High; BLD: Le Danois Bank; CL: Lisboa Canyon; CN: Nazare Canyon; DA: Alboran Ridge; EEB: Emile Baudot Escarpment; EM: Mazarron Escarpment; FN: Northwestern Flank; MPG: Deep Galicia Margin; PMBG: Galicia Bank Marginal Platform; PMLL: Las Landas Marginal Platform; PMO: Ortegal Marginal Platform.

Baudot en el Margen Bético (Fig. 2). En el resto de zonas los valores de pendiente son inferiores a 5° (Fig. 2). Esta provincia enlaza por lo general de manera poco accidentada con el ascenso continental en algunos sectores o con la llanura abisal en otros. La profundidad a la que se realiza este enlace es muy variable, por término medio a una cota batimétrica que oscila entre 1500-2000 m en la zona mediterránea y entre 4000-4500 m en el área atlántica (Fig. 1). La anchura media del talud continental en el Margen Catalán-Valenciano es de 126 km, con anchuras que varían entre 42 km en la zona del Golfo de Rosas y 260 km frente a las costas alicantinas (Fig. 1). La anchura del talud en el Promontorio Balear es de 27 km de media, variando entre 18 km al norte de Menorca y 40 km al sur de Ibiza (Fig. 1). En el Margen

Bético el talud presenta una anchura media de 39 km, con valores que oscilan entre 11 km en la zona de Mazarrón y 68 km en las proximidades de Mar Menor y Motril (Fig. 1). En el Golfo de Cádiz la anchura media del talud es de 194 km, variando entre 97 km en la zona de Cabo San Vicente y 267 km frente a las costas de Cádiz (Fig. 1). Los márgenes Portugués y de Galicia presentan un talud con una anchura media de 119 km, con valores que oscilan entre 31 km frente a Lisboa y 265 km en la zona del Banco de Galicia (Fig. 1). Finalmente, en el Margen Cantábrico la anchura media del talud es de 69 km, variando entre 34 km en el sector septentrional de la Plataforma Marginal de Ortegal y 104 km en la Plataforma Marginal de Las Landas (Fig. 1).

El ascenso continental, situado al pie del talud y

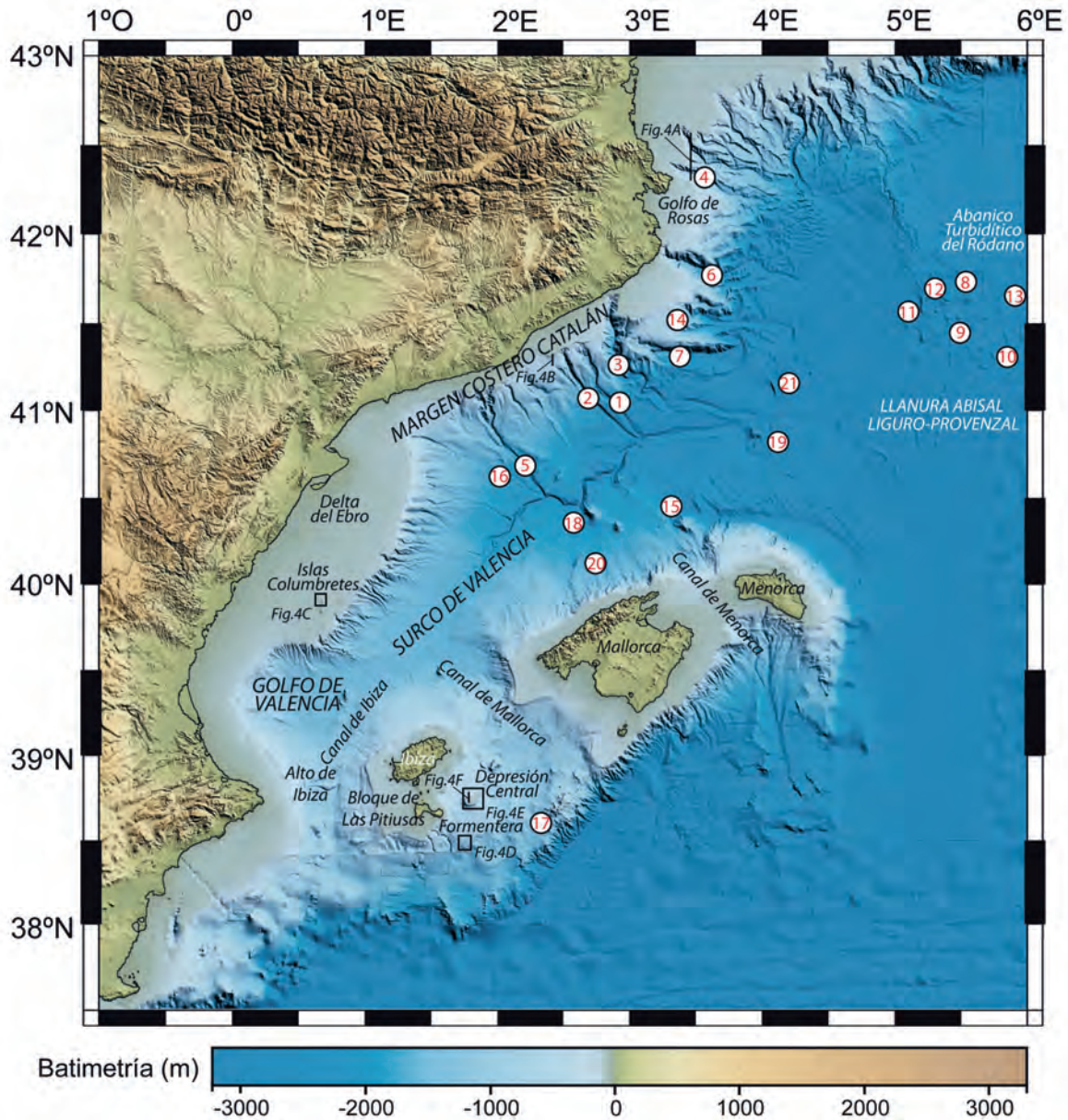


Figura 3. Modelo Digital del Terreno del Margen Catalán-Valenciano y del Promontorio Balear obtenido de la Carta Batimétrica y Topónimos del Mar Catalán-Balear (<http://www.icm.csic.es/geo/gma/MCB/index.htm>), y GEBCO (2003). Sobre el mapa se han señalado los topónimos mencionados en el texto: 1) Cañón de Arenys; 2) Cañón de Besós; 3) Cañón de Blanes; 4) Cañón de Cap de Creus; 5) Cañón de Foix; 6) Cañón de la Fonera; 7) Cañón de Sant Feliú; 8) Domo de Aguiló; 9) Domo de Carner; 10) Domo de Llorente; 11) Domo de Maragall; 12) Domo de Milá y Fontanals; 13) Domo de Millet; 14) Entrante de Palamós; 15) Monte Submarino de Bertrán; 16) Monte Submarino de Ebro; 17) Monte Submarino de Emile Baudot; 18) Monte Submarino de Los Cresques; 19) Monte Submarino de Mountaner; 20) Monte Submarino de Sollér; 21) Monte Submarino de Verdager.

Figure 3. Digital terrain model of the Catalan-Valencian margin and the Balearic promontory obtained from Catalano-Balearic sea-bathymetric chart and toponyms (<http://www.icm.csic.es/geo/gma/MCB/index.htm>) and GEBCO (2003). The place names used in the text are indicated on the map: 1) Arenys Canyon; 2) Besós Canyon; 3) Blanes Canyon; 4) Cap de Creus Canyon; 5) Foix Canyon; 6) Fonera Canyons; 7) Sant Feliu Canyon; 8) Aguiló Dome; 9) Carner Dome; 10) Llorente Dome; 11) Mila and Fontanals Dome; 12) Millet Dome; 13) Maragall Dome; 14) Palamos Inlet; 15) Bertran Seamount; 16) Ebro Seamount; 17) Emile Baudot Seamount; 18) Los Cresques Seamount; 19) Mountaner Seamount; 20) Soller Seamount; 21) Verdager Seamount.

suavemente inclinado hacia la cuenca profunda (Fig. 2), no está presente en todos los márgenes ibéricos. Es inexistente en el Golfo de Cádiz y el Margen

Cantábrico, y muy reducido en los márgenes de Portugal y Bético y en el sector suroccidental del Promontorio Balear (Fig. 1).

Principales rasgos morfoestructurales de los márgenes continentales ibéricos

Margen Catalán-Valenciano y Promontorio Balear

El elemento morfoestructural más importante del margen nororiental ibérico es el Surco de Valencia (Fig. 3). Este rasgo se desarrolló entre el Oligoceno superior-Mioceno inferior en relación con el movimiento relativo de las placas Africana y Euroasiática, que dio lugar a un régimen extensional en este sector y compartimentó el margen en una serie de altos y depresiones estructurales. Este valle constituye uno de los mejores ejemplos modernos de cuencas de *rift*-marginales en donde se ha desarrollado un canal medio-oceánico (Carter, 1988; Alonso *et al.*, 1995). Se relaciona con la creación de una cuenca oceánica que evoluciona a un valle de *rift* abortado (Carter, 1988). A grandes rasgos presenta una geometría triangular en planta, con una superficie de 38000 km² y cuyo vértice más meridional es el denominado Alto de Ibiza (Fig. 3). Está limitado al norte y al sur por el Margen Catalán-Valenciano y el Promontorio Balear, respectivamente. Actúa de colector de los aportes sedimentarios procedentes fundamentalmente del Margen Catalán-Valenciano, que se canalizan a través de un valle central de morfología meandriforme que se inicia en los 2400 m de profundidad, con una longitud de unos 400 km, y que desagua en la Llanura Abisal Liguro-Provenzal (Fig. 3).

Asociados con la evolución del margen occidental del Mediterráneo durante el Cenozoico y con el desarrollo del Surco de Valencia y los procesos de adelgazamiento cortical que tuvieron lugar durante su formación, se han producido dos etapas de magmatismo que han dado lugar a procesos volcánicos con expresión morfológica en el fondo marino. La primera etapa se desarrolló durante el Mioceno inferior-medio y se caracteriza por la presencia de rocas calcoalcalinas. La segunda etapa tuvo lugar desde el Mioceno medio hasta la actualidad y es representada por rocas alcalinas pobremente diferenciadas (Martí *et al.*, 1992). Los relieves submarinos volcánicos existentes pertenecen principalmente a esta segunda etapa magmática y cabe destacar en este sector los montes de Verdager, Mountaner, Bertrán, Los Cresques, de Sollér, en el margen este del Surco de Valencia y el Monte del Ebro en el margen oeste (Martín-Serrano *et al.*, 2005) (Fig. 3).

La Llanura Abisal Liguro-Provenzal, especialmente en el área del Abanico Turbidítico del Ródano, está constituida por numerosas estructuras relacionadas con dinámica salina (Fig. 3). Alinat and Cousteau (1962) fueron los primeros en sugerir la presencia de

estructuras de sal en el ascenso continental de este sector. Los diapiros salinos tienen forma subcircular o alargada en planta (de hasta 15 km de longitud) y sus crestas se elevan hasta 250 m sobre el fondo marino circundante (Pautot *et al.*, 1984), dando lugar a morfologías domáticas que se localizan principalmente en el sector más oriental del Surco de Valencia, como los domos de Maragall, Milá y Fontanals, Aguiló, Millet, Carner y Llorente entre otros (Vannev and Gennesseaux, 1979; Martín-Serrano *et al.*, 2005) (Fig. 3). La formación de estructuras salinas en esta zona se atribuye a la combinación de procesos de deslizamiento gravitacional y de expansión debidos a la carga litostática que produce la serie sedimentaria plio-pleistocena en las unidades salinas messinienses infrayacentes (Gauillier, 1993; Gauillier and Bellaiche, 1996; Dos Reis, 2001), y la tectónica regional (Le Cann, 1987). La traslación de las unidades salinas por sobrepresión da lugar a fenómenos tectónicos denominados de piel fina, que en las zonas proximales al margen continental de la Llanura Abisal Liguro-Provenzal se caracteriza por la presencia de fallas de crecimiento normales lítricas, *rollers* de sal localizados por debajo del bloque levantado y pliegues de arrastre en el boque hundido de las falla; por amplias ondulaciones en la zona intermedia; y anticlinales con núcleo salino y diapiros en las zonas distales al margen (Gauillier and Bellaiche, 1996). La distribución de los diapiros es perpendicular a la pendiente, por lo tanto presentan una orientación NO-SE al norte de la Llanura Liguro-Provenzal (Gauillier, 1993) y N-S en el ámbito nor-Balear (Maillard *et al.*, 2003). La evolución de las estructuras salinas influye directamente en la geometría de los depósitos plio-cuaternarios (Canals, 1985; Alonso *et al.*, 1991), ya que los sinclinales periféricos a las estructuras domáticas actúan como trampas para los sedimentos (Got, 1973). Su abundancia disminuye considerablemente hacia el norte y hacia el suroeste. Al norte, el gran espesor sedimentario del Abanico del Ródano inhibe la ascensión de los cuerpos salinos, aunque favorece su desarrollo alrededor (Sans and Sàbat, 1994). Hacia el suroeste, en el Canal de Valencia, los diapiros están menos desarrollados debido a que las unidades evaporíticas disminuyen su potencia desde el centro de la Cuenca Liguro-Provenzal hacia el Surco de Valencia (Montadert *et al.*, 1978), donde lateralmente pasan a sedimentos clásticos y a una superficie de erosión (Cita, 1974; Stampfli and Höcker, 1989).

Dentro del Margen Catalán-Valenciano se distinguen dos grandes dominios (Díaz del Río and Fernández-Salas, 2005): el Margen Costero-Catalán, al norte, y el Golfo de Valencia, al sur (Fig. 3).

El Margen Costero-Catalán se caracteriza principalmente por presentar una gran influencia tectónica impuesta por la Cadena Costero-Catalana que condiciona su orientación NE-SO (Medialdea *et al.*, 1994), así como de estructuras de orientación N-S a NE-SO que compartimentan la directriz principal de la Cadena Costero-Catalana y controla la orientación de las principales redes fluviales que desembocan en su margen. Ambas orientaciones juegan un papel muy importante en el desarrollo de los principales rasgos morfoestructurales de este sector, favoreciendo el desarrollo de algunos de los cañones submarinos más importantes que presentan direcciones NO-SE y N-S, y dando lugar a la formación de plataformas marginales que se alinean según una orientación NE-SO. Entre los cañones submarinos más relevantes y cuya directriz principal tiene un claro carácter tectónico cabe destacar, de norte a sur, los cañones de Cap de Creus, la Fonera, Blanes y Foix (Fig. 3). El Cañón de Cap de Creus, con una dirección NO-SE, se desarrolla hasta los 1800 m de profundidad. Su cabecera se sitúa a 120 m de profundidad y está fuertemente entallado en formaciones del Mioceno y Paleozoico. Presenta un perfil asimétrico, con un margen meridional más abrupto. La existencia de este cañón está condicionada por fracturas de basamento de dirección NO-SE, que coinciden con la trayectoria general del cañón (Medialdea *et al.*, 1994) (Fig. 4A). Los cañones de La Fonera y Blanes presentan sus cabeceras entre 60 y 90 m de profundidad y a menos de 4 km de la línea de costa. Están también fuertemente encajados en una secuencia de materiales del Mioceno y Paleoceno. Muestran un marcado control estructural, puesto de manifiesto por el giro sinistral que presenta el Cañón de la Fonera en su cabecera, pasando de presentar una orientación NNO-SSE a NO-SE, condicionado por las lineaciones estructurales, o por la orientación preferente del Cañón de Blanes de dirección NNO-SSE. La localización de estos cañones coincide con dos cuencas de direcciones NO-SE y N-S denominadas de Palamós y de Blanes, respectivamente, desarrolladas durante el Mioceno y el Plioceno-Cuaternario (Mauffret *et al.*, 1978). La formación de estos cañones es posterior al Mioceno y sus cabeceras presentan perfiles en V, que pasan a mayor profundidad a perfiles de fondo plano (Medialdea *et al.*, 1989). Finalmente, el Cañón de Foix muestra una trayectoria de claro origen tectónico, condicionada por la presencia de una fractura de dirección NNE-SSO (Alonso *et al.*, 1984; Medialdea *et al.*, 1986). Se han observado variaciones de los rasgos morfológicos del Canal de Valencia al inicio de su curso superior, en la zona de intersección con el Cañón de Foix, que han favorecido el aumento de la actividad erosi-

va en este sector inducido por un incremento del gradiente axial en respuesta a fenómenos tectónicos recientes (Alonso *et al.*, 2000). En el talud de este sector del Margen Catalán-Valenciano se ha descrito la presencia de cinco plataformas marginales que se extienden entre 150-200 m y 500-700 m de profundidad con pendientes entre 1° y 3° (Medialdea *et al.*, 1989), relacionadas con la compartimentación del margen durante el desarrollo del Surco de Valencia. La plataforma marginal más occidental está limitada al este por el Cañón de Besós, y lateralmente pasa de manera gradual al talud suave localizado frente a Barcelona. La segunda plataforma marginal está limitada por los cañones de Besós y Arenys, tiene forma irregular y cubre una superficie de 72 km². Sus límites superior e inferior quedan bien definidos, situándose el primero a 200 m de profundidad, con un fuerte cambio de pendiente del talud superior, y el segundo a 500 m (Fig. 4B). La tercera plataforma se encuentra enmarcada entre los cañones de Arenys y Blanes, y presenta una extensión de 210 km². Su límite superior es la continuación de la plataforma continental, debido al talud en rampa que hace difícil establecer el límite entre ambas plataformas. Las plataformas marginales segunda y tercera se encuentran unidas por un estrecho cinturón de aproximadamente 1,5 km de anchura, situado entre el talud superior y la cabecera del Cañón de Arenys. La cuarta plataforma marginal, situada hacia el este, se halla delimitada por el Cañón de Blanes y el Entrante de Palamós, extendiéndose sobre 340 km² con una forma muy irregular. Se encuentra entallado por los tributarios de los cañones de Blanes y Sant Feliú, y del Entrante de Palamós. La quinta y última plataforma marginal, se sitúa entre el Entrante de Palamós y el Cañón de La Fonera y su límite superior, como en la tercera plataforma, es continuación de la plataforma continental. Ambas plataformas están unidas también en su parte superior por un estrecho cinturón de 3 km de anchura, entre el talud superior y el Entrante de Palamós. En la zona de la plataforma continental del Margen del Golfo de Valencia, destaca la presencia de las Islas Columbretes, que constituyen el afloramiento superficial de un extenso campo volcánico submarino (Maillard and Mauffret, 1993), dispuesto sobre corteza continental adelgazada (Figs. 3 y 4C). Los materiales volcánicos que aparecen por encima del nivel marino corresponden mayoritariamente a basanitas y fonolitas emitidas durante el Cuaternario (Aparicio and García, 1995). En el talud continental destaca una secuencia de escarpes que estructuran la plataforma con un relieve en graderío hacia la cuenca (Rey and Díaz del Río, 1983). Este relieve continúa más allá de la ruptura de pendiente del talud, situada a 140-160 m

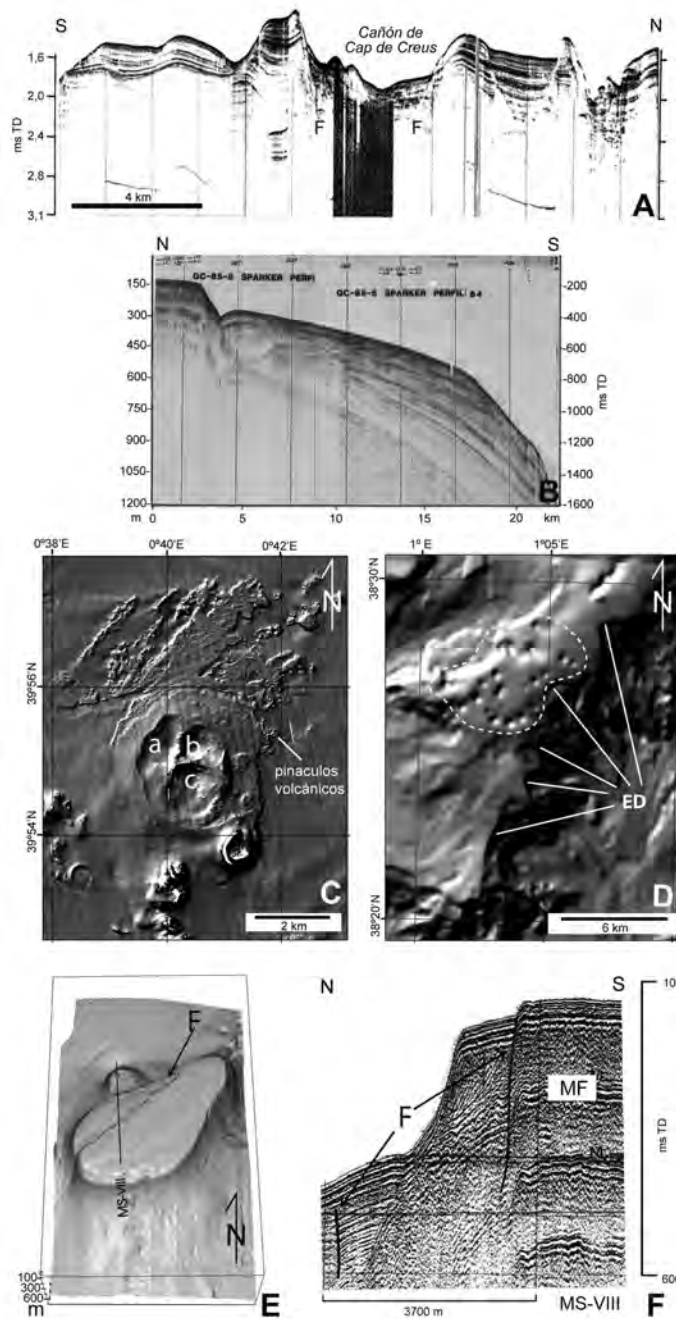


Figura 4. A) Perfiles de sismica de media resolución (*cañones de aire*) donde se observa la sección transversal del Cañón de Cap de Creus de fondo plano y limitado por fallas (F). Ver situación en la Figura 3, (modificado de Medialdea *et al.*, 1994). B) Perfil de sismica de alta resolución (Sparker 4500 J) de una plataforma marginal en el Margen Catalán-Valenciano. Se puede observar el borde de talud abrupto, una depresión periférica al pie del mismo, y la plataforma marginal que aumenta de pendiente hacia su borde. Ver situación en la Figura 3 (modificado de Medialdea *et al.*, 1989). C) Mapa batimétrico sombreado de un sector al norte del archipiélago de las Columbretes en el Margen Continental Catalán-Valenciano, donde se han señalado los cráteres de un gran edificio volcánico (a, b y c) que presenta una morfología en ‘pata de perro’. Los flancos del edificio volcánico se extienden suavemente hacia el noreste a una amplia superficie subhorizontal constituida por piroclastos o flujos de lava. Ver situación en la Figura 3 (modificado de Maestro *et al.*, 2013). D) Mapa batimétrico sombreado del área enmarcada en la Figura 3. La línea de puntos limita una zona de pequeñas depresiones o *pockmarks* que dan al fondo textura de “piel de naranja”. ED: Escarpes de deslizamientos situados en el talud suroeste del Promontorio Balear (modificado de Maestro *et al.*, 2013). E) Imagen tridimensional del Monte Submarino Ausiàs March, al este de las Islas Pitiusas, realizada a partir de datos de sonda multihaz. Se observa claramente la traza de la falla, así como un gran depósito de deslizamiento en su flanco noroeste. Sobre ella se indica la posición de la línea de Sparker MS-VIII (modificado de Acosta *et al.*, 2002). F) Línea MS-VIII de Sparker (4500 J) donde se observa la falla y su escarpe. Ver su localización en la Figura 3. F: Falla; MF: Múltiple del fondo (modificado de Acosta *et al.*, 2002). **Figure 4.** A) Seismic profile (air-gun) shows a Cap de Creus canyon cross section that shows a flat bottom channel bounded by faults (F). See Figure 3 for location. Modified from Medialdea *et al.* (1994). B) High resolution seismic profile (Sparker 4500 J) showing a marginal platform of the Catalan-Valencian margin. The upper slope is steep with a peripheral depression at the foot, and the platform marginal slope increases towards its edge. See Figure 3 for location. Modified from Medialdea *et al.* (1989). C) Shaded relief map of the region north of the Columbretes archipelago in the Catalan-Valencian continental margin (see location in Fig. 3) where the craters are marked (a, b, and c) of the large volcanic edifice that form a dog’s “paw print” structure. The gentle flanks of the volcanic edifice continue northeastwards to an extensive sub-horizontal pyroclastic or lava flow. Modified from Maestro *et al.* (2013). D) Shaded mean depth map of framed area in Figure 3. Dashed line indicates the extent of small pits or pockmarks which give the seafloor an “orange peel” texture. ED: Extensive “sheet slide scars” on the SW slope off Balearic promontory margin. Modified from Maestro *et al.* (2013). E) Three-dimensional image from multi-beam data of Ausias March seamount, east of the Pitiuses Islands. The fault trace is clearly displayed as well as a large slump deposit on its NW flank. Position of Sparker line MS-VIII is indicated. Modified from Acosta *et al.* (2002). F) Sparker 4500 J line MS-VIII, showing fault and its associated relief. See Figure 3 for location. F: Faults; MFs: Sea-floor multiple. Modified from Acosta *et al.* (2002).

de profundidad, constituyendo la cabecera del Canal de Valencia.

El Promontorio Balear, prolongación nororiental del Sistema Bético, con una extensión de 45240 km², se sitúa entre el Canal de Valencia y la Llanura Lliguro-Provenzal, al norte, y la Cuenca Argelino-Balear, al sur (Fig. 3). El origen del Promontorio Balear se atribuye a la rotación en sentido horario de los bloques tectónicos de las Pitiusas (Ibiza y Formentera), Mallorca y Menorca a causa de la migración hacia el oeste de la microplaca de Alborán (Andrieux *et al.*, 1971;

Auzende *et al.*, 1973a, b; Balanyá and García-Dueñas, 1987, 1988; Lavecchia, 1988; Mantovani *et al.*, 1990; Vegas, 1992). Estos tres bloques, segmentados a partir de grandes fallas transcurrentes de dirección NO-SE (Maillard *et al.*, 1992; Ballesteros, 2000; Acosta, 2005), habrían actuado de forma independiente. Estas fallas transcurrentes han controlado el desarrollo de

canales entre cada uno de los bloques individualizados: el bloque de las Pitiusas está limitado al oeste por el Canal de Ibiza (Fig. 3), de unos 800 m de profundidad, que separa los bloques baleáricos del Margen Ibérico, y al este por el Canal de Mallorca (Fig. 3), de 700 m de profundidad, que separa este bloque del bloque de Mallorca; al sur del bloque de Mallorca se localiza la Depresión Central o Depresión de Formentera (Fig. 3), de 1000 m de profundidad; finalmente, los bloques de Mallorca y Menorca están limitados por el Canal de Menorca (Fig. 3), de tan solo 100 m de profundidad. Además, la actividad reciente de las fallas transcurrentes en algunos sectores han dado lugar a elementos morfológicos como los altos estructurales asociados al Monte Emile Baudot (Fig. 3) o la intensa deformación de las secuencias infra-cuaternarias observada en el Canal de Menorca (Acosta, 2005).

El bloque de las Pitiusas habría tenido un control tectónico y estructural mucho más complejo que el resto de los bloques, poniéndose de manifiesto en la fuerte delimitación de orientación N-S de su plataforma (con anchura variable de 2 a 25 km) y talud superior, además de los procesos tectono-sedimentarios asociados, como son los fenómenos de desestabilización sedimentaria observados al suroeste de las Pitiusas. Otro claro ejemplo del control tectónico en los rasgos morfológicos es la presencia de dos campos de *pockmarks* situados en el Canal de Ibiza y al este y sur de las Pitiusas (Acosta *et al.*, 2001, 2002) (Figs. 3 y 4D). La presencia de estas morfologías, de hasta 500 m de diámetro y más de 50 m de profundidad, y generadas por escape de fluidos de origen biogénico, termogénico o hidrotermal, relacionado con la actividad volcánica, habrían podido ser el origen de fenómenos de inestabilidad submarina. Para finalizar, otra estructura destacable en este bloque es el escarpe de falla que se observa en la cima del Monte Ausiàs March, de dirección NE-SO, y con un salto de más de 20 m (Figs. 4E y F, y 5).

Margen Bético y Cuenca de Alborán

Las directrices morfológicas de esta zona están estrechamente relacionadas con la reactivación de estructuras ligadas al régimen compresivo de dirección NNO-SSE a NO-SE, asociado a la convergencia entre las placas Ibérica y Euroasiática desde el Mioceno superior hasta la actualidad. El sistema de fracturación creado en el Margen Bético y en la Cuenca de Alborán durante esta fase está dominado por dos sistemas conjugados de fallas direccionales que presentan movimiento sinistral las de orientación NE-SO y

N-S, y componente dextral las de dirección NO-SE y ONO-ESE.

En el sector más oriental y septentrional del Margen Bético, entre el margen sur del Promontorio Balear y el margen de Alicante, Murcia y Almería, los rasgos morfológicos de primer orden están controlados claramente por estructuras tectónicas que presentan preferentemente dos orientaciones: ONO-ESE a E-O y NE-SO.

El límite sur del Promontorio Balear y, específicamente su bloque central y parte del occidental, está formado por el Escarpe de Emile Baudot (Fig. 5), que Acosta *et al.* (2001) interpretan como una falla transformante, de acuerdo con la propuesta previa de Rehault *et al.* (1985). El Escarpe de Emile Baudot, de orientación NE-SO, presenta una morfología lineal que se curva al sureste de Ibiza. Su relieve varía desde 800 m en las proximidades de Menorca a 1500 m al sureste de Formentera. Su pendiente varía desde 6,5° al noreste hasta 8° al suroeste (Fig. 2). El escarpe está surcado por un sistema de cárcavas y pequeños cañones con cambios bruscos en sus orientaciones y pendientes, que estarían indicando un control estructural, y que se habría desarrollado en dos fases erosivas, una messiniense subaérea y otra plio-pleistocena submarina (Acosta, 2005). El escarpe se encuentra flanqueado al NE por uno de los elementos más destacados en el talud, el Cañón de Menorca y su sistema de tributarios (Fig. 5). Este cañón se inicia en el borde de la plataforma y en su curso alto y medio se aprecia un control estructural a favor de fracturas NO-SE de carácter direccional que compartimentan el bloque menorquín (Maillard *et al.*, 1992; Maillard and Mauffret, 1993; Acosta *et al.*, 2001). El Cañón de Menorca pasa a disponerse en una dirección N-S a 2400 m de profundidad, y adopta un perfil en U, por lo que pasa a denominarse Canal de Menorca, siendo el principal conducto de transporte sedimentario desde la plataforma hasta los grandes fondos (Fig. 5). Relacionado con el escarpe se observa la presencia de montes submarinos de origen volcánico. Entre estos relieves caben destacar los montes Ses Olives y Ausiàs March (Figs. 4E y F), localizados entre el bloque de Ibiza-Formentera y Mallorca, y el Monte Emile Baudot localizado en el flanco SE del talud continental del Promontorio Balear (Fig. 5). Los tres presentan morfología elongada según la dirección NE-SO, coincidiendo con la orientación de las principales estructuras tectónicas del promontorio. Las cimas de estos montes se localizan a 250, 86 y 80 m de profundidad, respectivamente, y presentan una superficie plana de origen erosivo debido al efecto del oleaje en épocas de bajada de nivel del mar en el Cuaternario, en las que quedaron expuestas. Asociado al Monte Emile

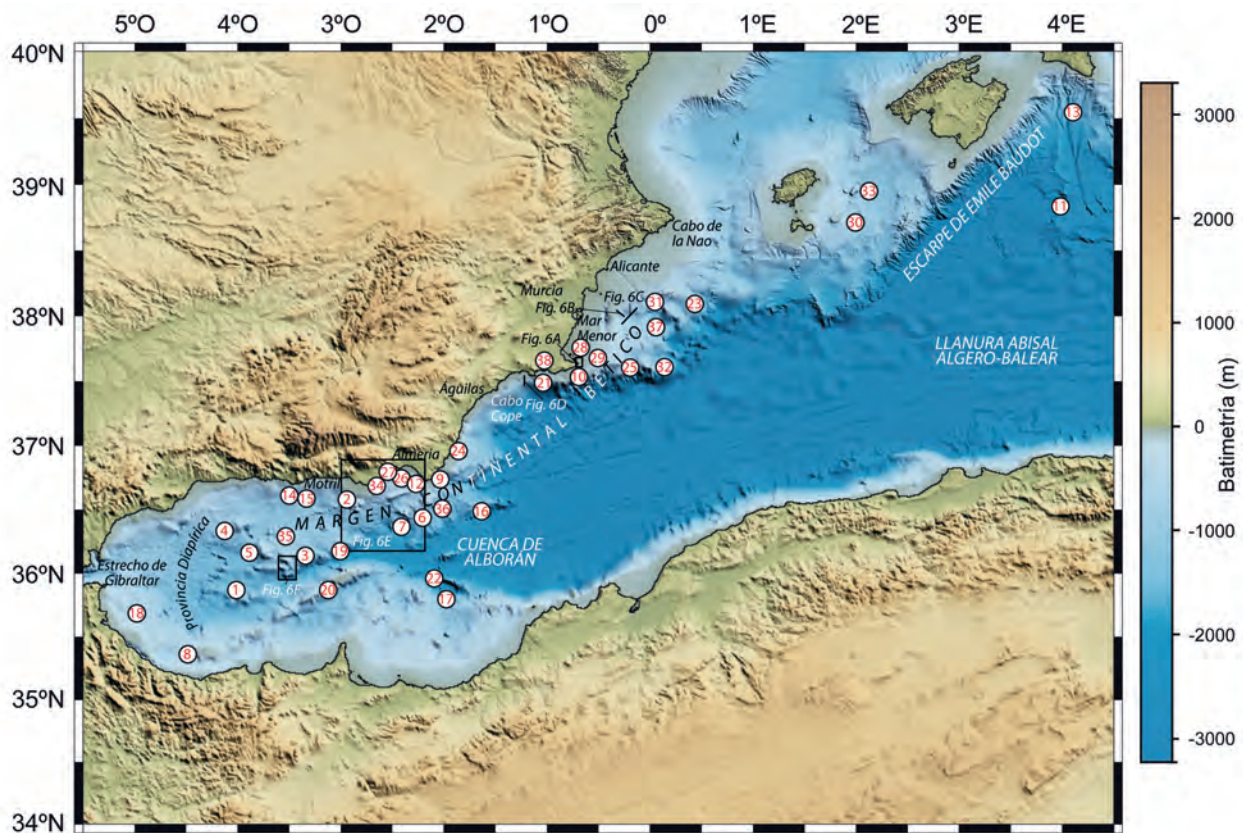


Figura 5. Modelo Digital del Terreno del Margen Bético y de la Cuenca de Alborán obtenido a partir de los datos batimétricos de GEBCO (2003). Los topónimos utilizados en el texto están indicados en el mapa: 1) Banco de B/O Vizconde de Eza; 2) Banco de Chella; 3) Banco de Djibouti; 4) Banco de El Algarrobo; 5) Banco de La Herradura; 6) Banco de Pollux; 7) Banco de Sabinar; 8) Banco de Xauén; 9) Cabo de Gata; 10) Cabo de Palos; 11) Canal de Menorca; 12) Cañón de Almería; 13) Cañón de Menorca; 14) Cañón de Motril; 15) Cañón de Sacratif; 16) Cresta de Los Genoveses; 17) Cuenca de Yusuf; 18) Depósito Contornítico de Ceuta; 19) Dorsal de Adra; 20) Dorsal de Alborán; 21) Escarpe de Mazarrón; 22) Escarpe/Falla de Yusuf; 23) Falla de Don Juan; 24) Falla de Palomares; 25) Falla de Seco de Palos; 26) Falla de Serrata-Carboneras; 27) Golfo de Almería; 28) Isla Grosa; 29) Islas Hormigas; 30) Monte Submarino de Ausiàs March; 31) Monte Submarino de Don Juan; 32) Monte Submarino de Seco de Palos; 33) Monte Submarino de Ses Olives; 34) Plataforma Continental de Campo de Dalías; 35) Plataforma Marginal de Djibouti-Motril; 36) Promontorio de Cabo de Gata; 37) Semigraben de Torrevieja; 38) Sierra de Cartagena-La Unión.

Figure 5. Digital terrain model of the Betic margin and the Alboran basin obtained from GEBCO (2003). On the map the place names used in the text are indicated: 1) B/O Vizconde de Eza Bank; 2) Chella Bank; 3) Djibouti Bank; 4) El Algarrobo Bank; 5) La Herradura Bank; 6) Pollux Bank; 7) Sabinar Bank; 8) Xauen Bank; 9) Gata Cope; 10) Palos Cape; 11) Menorca Channel; 12) Almeria Canyon; 13) Menorca Canyon; 14) Motril Canyon; 15) Sacratif Canyon; 16) Los Genoveses Crest; 17) Yusuf Basin; 18) Ceuta Drift; 19) Adra Ridge; 20) Alboran Ridge; 21) Mazarron Escarpment; 22) Yusuf Escarpment/Fault; 23) Don Juan Fault; 24) Palomares Fault; 25) Seco de Palos Fault; 26) Serrata-Carboneras Fault; 27) Almeria Gulf; 28) Grosa Island; 29) Hormigas Islands; 30) Ausiàs March Seamount; 31) Don Juan Seamount; 32) Seco de Palos Seamount; 33) Ses Olives Seamount; 34) Campo de Dalías Continental Shelf; 35) Djibouti-Motril Marginal Platform; 36) Gata Cape Promontory; 37) Torrevieja Half-Graben; 38) Cartagena-La Union Range.

Baudot se ha identificado un campo volcánico formado por 118 intrusiones con relieves sobre el fondo marino de 8 a 501 m y diámetros desde 11 a 1714 m, y que cubren un área total estimada de 858 km². Este origen volcánico ha sido atribuido no solo a partir de las evidencias de la morfología submarina de detalle y de los perfiles sísmicos de reflexión, sino también mediante muestras tomadas en el Monte Emile Baudot identificadas como basaltos olivínicos de edad pleistocena (Acosta *et al.*, 2004). En la Llanura Abisal Algero-Balear, al suroeste de Mallorca se

observa un canal oceánico de orientación NE-SO, al pie del Escarpe de Emile Baudot, que presenta una profundidad de 25 m y una anchura que varía entre 3 y 11 km, que ha sido interpretado como la prolongación natural de los sistemas turbidíticos del margen meridional de Mallorca y Menorca (Acosta, 2005) y cuya orientación claramente está marcada por la estructura tectónica que define el escarpe. En este mismo sector es destacable la presencia de domos y crestas diapíricas que presentan orientaciones N-S, E-O y NE-SO con relieves inferiores a 40 m y longitudes

que varían de 2 a 50 km, originados por procesos halocinéticos de las series evaporíticas del Messiniense (Camerlenghi *et al.*, 2009).

En la plataforma continental de la zona del Mar Menor-Cabo de Palos se observa una serie de lineaciones volcánicas de dirección NE-SO asociadas a extrusiones volcánicas a lo largo de fallas. Próximo a este afloramiento se desarrollan los archipiélagos de Isla Grosa e Islas Hormigas (Figs. 5 y 6A), también de dirección NE-SO que se correlaciona con el vulcanismo Mioceno del Mar Menor y los montes submarinos existentes en el talud, al este de la plataforma continental (Fig. 6B). Al suroeste de la plataforma continental de Sierra de Cartagena y La Unión se observan una serie de escarpes de orientación NO-SE, con relieves de hasta 4 m relacionados con escarpes de fallas. Estas estructuras se siguen observando hacia el sur en las proximidades de Cabo Cope y la localidad de Águilas.

En el talud continental del Mar Menor existen dos plataformas marginales localizadas una entre 400 y 525 m con una pendiente de 0.5° , y otra localizada entre 525 y 625 m con una pendiente de 2° . Al norte de estas plataformas se desarrolla un campo de *pockmarks* con diámetros de varios cientos de metros y un relieve que varía entre 5 y 60 m. En la parte norte del talud continental de este sector se desarrolla un canal de dirección E-O controlado por fallas denominado Semigraben de Torrevieja, con una amplitud en su cabecera de 15 km (Acosta *et al.*, 2013) (Figs. 5 y 6C). Este canal drena a la Llanura Abisal Algero-Balear a través de una brecha de 2 km de anchura de dirección N-S. Al NE del canal se aprecia un escarpe relacionado con una falla de dirección E-O. En la parte central, al norte del canal, se observa un relieve positivo de origen volcánico de dirección E-O denominado Monte submarino de Don Juan descrito por Maillard and Mauffret (2013) (Fig. 5). Al norte se encuentran dos escarpes de orientación NO-SE relacionada con la actividad de fallas direccionales que constituyen la Zona de Falla Don Juan (Acosta *et al.*, 2013) (Fig. 5).

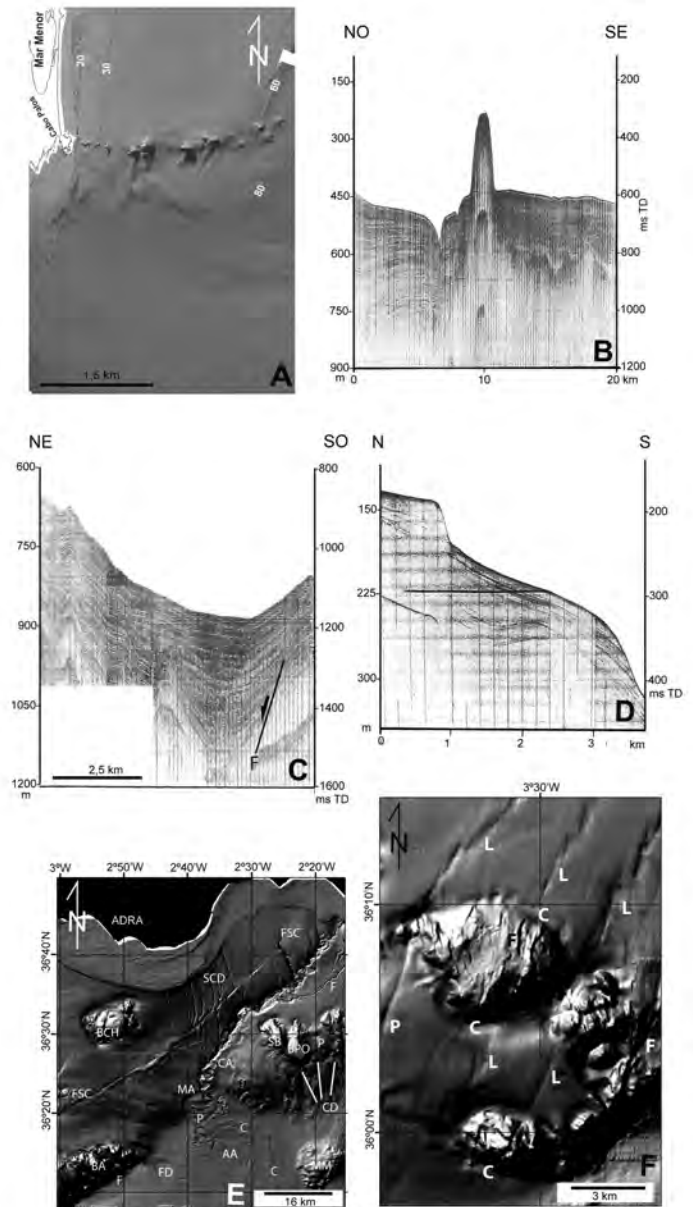
Hacia el sur del Mar Menor se encuentra el Escarpe de Mazarrón (Figs. 5 y 6D). Este rasgo morfológico tiene una longitud de 145 km y una anchura que varía entre 7 y 19 km, con un relieve que alcanza los 2400 m y una pendiente que varía entre 14° y 31° (Fig. 2). Presenta una orientación preferente E-O, aunque muestra cierto alabeo relacionado con la presencia de fallas direccionales perpendiculares y oblicuas al escarpe que desplaza su traza. Este rasgo morfológico, junto con el Escarpe de Emile Baudot, son considerados elementos morfoestructurales de primer orden, que constituyen el límite entre dos megaes-

tructuras, el Sistema Bético y la Cuenca Oceánica Algero-Balear. Se ha propuesto que la Microplaca de Alborán, que originó la Cuenca de Alborán al oeste de la Cuenca Algero-Balear, migró hacia el oeste a lo largo de la fallas dextral de Emile Baudot (Vegas, 1992; Acosta *et al.*, 2001). La presencia de cataclásticas y brechas de grano fino compuestas por pizarras y carbonatos (Fernández-Soler, 2000) sugiere que el Escarpe de Mazarrón tiene el mismo origen. Relacionado con el Escarpe de Mazarrón se observa la presencia de algún monte submarino de origen volcánico (p.e. Monte submarino Seco de Palos, Fig. 5). La Llanura Abisal Algero-Balear al sur del Escarpe de Mazarrón está afectada por relieves positivos que alcanzan decenas de metros de altura, posiblemente también de origen halocinético, que dan lugar a un cuerpo relacionado con procesos diapíricos de 14 km de diámetro.

Es en el talud continental del sector occidental del Margen Bético, en la Cuenca de Alborán, donde más evidentemente ha quedado reflejada la actividad tectónica. Su principal característica morfológica es la red de cañones que surcan el fondo, que suelen presentar pequeñas longitudes (menores a 10 km) y orientación NO-SE en el sector occidental. En el sector central se desarrolla un importante sistema de cañones submarinos en el talud superior y medio, como son los cañones de Motril y Sacratif (Fig. 5), de orientación NNE-SSO y longitudes comprendidas entre 8 y 12 km, que se apoya sobre la Plataforma Marginal de Djibouti-Motril (Fig. 5). Finalmente, en la zona más oriental del Mar de Alborán cabe destacar el Cañón de Almería (Figs. 5 y 6E), con una longitud próxima a 75 km y una dirección NE-SO, claramente controlada por procesos tectónicos relacionados con la actividad del Sistema de Falla Serrata-Carbonera (Figs. 5 y 6E), que presenta un movimiento sinistral (Cronin, 1995; García *et al.*, 2006; Ballesteros *et al.*, 2008). El Sistema de Falla Serrata-Carbonera se extiende a lo largo de varios kilómetros mostrando un patrón de estructura en flor negativa, con los bloques inferiores fallados al noroeste de la traza de la falla (Rodríguez-Fernández and Martín-Penela, 1993). Los canales tributarios de orientación NO-SE que drenan hacia el Cañón de Almería desde la plataforma continental del Campo de Dalías, muestran aparentes desplazamientos laterales dextrales en el cruce con el Sistema de Falla Serrata-Carbonera, con saltos que van desde menos de 1 km a casi 3 km (Fig. 6E). Algunos autores proponen que la geometría del Cañón de Almería, al SE de la zona del Sistema de Falla Serrata-Carbonera, está en parte controlada por un sistema de fallas secundarias de dirección NNO-SSE y NE-SO (Cronin, 1994; Cronin *et al.*, 1995).

Posiblemente las fallas que controlan la geometría del cañón, son el resultado de la rotación de pequeños bloques basculados entre el Sistema de Falla Serrata-Carbonera y otra falla a lo largo del talud de la cuenca al sur del Cabo de Gata. La interacción entre estos bloques produciría segmentos de convergencia y divergencia.

Los altos morfológicos que se encuentran en la Cuenca de Alborán están limitados por fallas de dirección ENE-OSO y NE-SO, y están relacionados con edificios volcánicos, elevaciones del zócalo, pliegues o estructuras diapíricas. El sector central se caracteriza por la presencia de relieves submarinos que, o se desarrollan sobre la Plataforma Marginal de Djibouti-Motril y están relacionados con altos estructurales y/o volcánicos, entre los que destacan los bancos de B/O Vizconde de Eza, de La Herradura, El Algarrobo y Djibouti (Figs. 5 y 6F), todos ellos de morfología tabular con la superficie de la cima suavemente inclinada; o bien constituyen la amplia Dorsal de Alborán, de unos 200 km de longitud según una dirección NE-SO y que se extiende entre la Falla de Yusuf al NE y el Banco de Xauén al SO (Fig. 5). La Plataforma Marginal de Djibouti-Motril (también denominado High 36°10; Muñoz *et al.*, 2008) está situada a profundidades comprendidas entre 775 y 925 m, con orientación preferente E-O, pendientes suaves entorno a 1° y anchura que varía entre 40 y 85 km (Fig. 5). Sobre ella se han observado numerosas depresiones lineales de decenas de kilómetros de longitud, orientadas según dos direcciones preferentes, NNE-SSO y NO-SE (Ballesteros *et al.*, 2008; Martínez-García *et al.*, 2011) (Fig. 6F). Esta plataforma marginal ha sido interpretada como un horst generado durante el proceso de levantamiento del margen durante el proceso de *rifting* del Mioceno, y posteriormente cubierta por rocas volcánicas del Neógeno y basculada hacia el norte (Watts *et al.*, 1993; Comas *et al.*, 1999; Muñoz *et al.*, 2008; Ballesteros *et al.*, 2008). El sondeo DSDP 121 en el extremo oeste de esta plataforma revela que ésta puede estar formada por un núcleo compuesto por rocas metamórficas del Dominio de Alborán cubierto por rocas volcánicas del Neógeno (Ryan *et al.*, 1970; Le Pichon *et al.*, 1971; Olivet *et al.*, 1973; Campos *et al.*, 1992; Maldonado *et al.*, 1992). Por otro lado, la Dorsal de Alborán es una compleja estructura constituida por un antiguo eje volcánico que localmente aflora en la Isla de Alborán, junto con bloques del basamento levantados (Vázquez, 2005) (Fig. 5). La activación de las fallas direccionales bajo el régimen de acortamiento instaurado en la zona de dirección NO-SE, aparte de dar lugar al desarrollo de la Dorsal de Alborán, ocasionan también el levantamiento de la Plataforma Marginal de Djibouti-Motril.



Este levantamiento influyó en los procesos sedimentarios en la Cuenca de Alborán, generando procesos de carácter tectonosedimentario que afectaron al curso de los cañones, viéndose estos interrumpidos por sistemas de fallas, como ya se ha mencionado anteriormente en relación al Sistema Tributario de Campo de Dalías en el Golfo de Almería (Fig. 6E). Finalmente, el sector oriental muestra en su margen norte diversas elevaciones submarinas relacionadas con edificaciones volcánicas como el Banco de Chella, también conocido como Seco de los Olivos, de morfología casi circular, los bancos de Pollux y de

Figura 6. A) Modelo Digital del Terreno al este del Mar Menor donde se observa una serie de relieves volcánicos alineados según una dirección NE-SO que componen el grupo de Islas Hormigas. Ver situación en la Figura 5. B) Perfil de sismica de alta resolución (Sparker 4500 J) donde se muestra un monte submarino de origen volcánico de morfología cónica en el talud superior. Ver situación en la Figura 5. Modificado de Medialdea *et al.* (1990). C) Perfil de sismica de alta resolución (Sparker 4500 J) donde se muestra una sección perpendicular al Semigraben de Torre Vieja limitado por fallas normales en su flanco suroeste (F). Ver situación en la Figura 5. Modificado de Medialdea *et al.* (1990). D) Perfil de sismica de alta resolución (Sparker 4500 J) donde se observa la ruptura abrupta de la plataforma continental en el Escarpe de Mazarrón. El talud presenta una morfología escalonada controlada por fallas. Ver situación en la Figura 5. Modificado de Medialdea *et al.* (1990). E) Relieve sombreado del sistema de cañones del Campo de Dalias (SCD) y del Cañón de Almería (CA) y sus tributarios Ver situación en Figura 5. Compilado a partir de datos de multihaz. Se observa el desplazamiento de los tributarios procedentes del Sistema de Campo de Dalias por la Falla de Serrata-Carboneras (FSC) de movimiento sinistral; que aparenta haber desplazado el eje de los valles en sentido dextral a lo largo de su plano de falla. Uno de los tributarios situados al noreste del Cañón de Almería está también desplazado por una falla dextral de dirección noroeste. BA: Banco de Adra; CA: Cañón de Almería; AA: Abanico de Almería; MA: Meandro abandonado; C: Canal; BCH: Banco de Chella; SCD: Sistema de cañones de Campo de Dalias; Tributario del Cañón de Almería; FD: Flujo de derrubios; F: Falla; MM: Monte Submarino Maimonides; P: *Pockmark*; BPO: Banco de Pollux; BS: Banco del Sabinar; CD: Cicatrices de deslizamientos y flujos de derrubios. El talud superior e inferior de las zonas sur y suroeste presenta importantes evidencias de deslizamientos en masa y que hacia la cuenca; al pie del talud; están constituidos por flujos de derrubios y turbiditas. Ver situación en la Figura 5. Modificado de Maestro *et al.* (2013). F) Relieve sombreado de un segmento de la Cuenca de Alborán en las proximidades del monte submarino de Djibouti. F: Fallas; C: Canal contornítico; L: Depresiones a lo largo de fracturas; P: *Pockmarks*. Ver situación en la Figura 5.

Figure 6. A) Digital terrain model toward the west of the Menor Sea showing a series of volcanic relief aligned in NE-SW direction. These reliefs constitute the Hormiga Islands. See Figure 5 for location. B) High resolution seismic profile (Sparker 4500 J) showing a volcanic conic relief in the upper slope in the northern part of the Betic continental margin. See Figure 5 for location. Modified from Medialdea *et al.* (1990). C) High resolution seismic profile (Sparker 4500 J) perpendicular to the Torre Vieja half-graben. The southwestern border of this morphological feature is controlled by normal faults (F). See Figure 5 for location. Modified from Medialdea *et al.* (1990). D) High resolution seismic profile (Sparker 4500 J) showing the abrupt rupture of continental shelf in the Mazarron Escarpment area. The continental slope shows a stepped morphology controlled by faults. See Figure 5 for location. Modified from Medialdea *et al.* (1990). E) Shaded relief map of Dalias canyon system (SCD) and Almería canyon (CA) system and tributaries (see location in Figure 5). Compiled from multibeam data. Note the displacement of tributaries from Campo de Dalias by the left-lateral Serrata-Carboneras fault (FSC) that appears to have been displaced right-laterally along the shear. Note that one of the Almería canyon northeast tributaries is also disrupted by northwest-trending right-lateral faults. BA: Adra Bank; CA: Almería Canyon; AA: Almería Fan; MA: abandoned meander; C: channel; BCH: Chella Bank; SCD: Campo de Dalias canyon system; tributaries to Almería canyon; FD: debris flow; F: fault; MM: Maimonides Seamount; P: pockmark; BPO: Pollux Bank; BS: Sabinar Bank; CD: scars of slumps and debris flows. Note that the upper and lower slopes south and southwest of the represented area display extensive evidence of mass wasting and that the basin apron at the foot of the slope consists of debris flows and turbidites. See Figure 5 for location. Modified from Maestro *et al.* (2013). F) Shaded relief diagram of a segment of the Alboran basin apron in the vicinity of the Djibouti seamounts. F: faults; C: moat; L: depression along fractures; P: pockmarks. See location in Figure 5.

Sabinar, el Promontorio del Cabo de Gata, sobre el que se ha desarrollado una plataforma carbonática, y la Cresta de Los Genoveses, constituida por una alineación de montes submarinos de pequeña entidad situados sobre el talud continental con orientación NE-SO (Fig. 5). En el Banco de Chella se han identificado fallas de dirección NO-SE que controlan la tectónica del banco, así como presencia de intrusiones de origen volcánico a favor de las mismas. La génesis de los montes submarinos en la Cuenca de Alborán ha sido atribuida, por diferentes autores, a dos orígenes diferentes (Gierman *et al.*, 1968; Mauffret *et al.*, 1987; Alvarez-Marrón, 1999; Hoernle *et al.*, 2003): uno como consecuencia del levantamiento del basamento que sufrió la cuenca, y otro como un episodio volcánico datado en el Mioceno.

Al sureste de la Cuenca de Alborán los rasgos morfológicos están controlados por el Sistema de Yusuf (Fig. 5). Este sistema está constituido por dos elementos asociados entre sí: un escarpe morfológico y una estrecha cuenca situada en la zona central del escarpe. Este conjunto se caracteriza por su longitud, extendiéndose a lo largo de 210 km en dirección

ONO-ESE a NO-SE, entre la Dorsal de Alborán y el Margen Occidental de Argelia. El sistema es el resultante de la dinámica de un sistema de fallas transcurrentes, de dirección NO-SE y movimiento dextral, por lo que la Cuenca de Yusuf ha sido definida como una cuenca de tipo *pull-apart* (Mauffret *et al.*, 1987).

Por último, cabe destacar los procesos relacionados con la formación de relieves positivos ligados a diapiros y volcanes de lodo que se localizan fundamentalmente en el sector occidental de la Cuenca de Alborán. Estos diapiros están alimentados por flujos de sedimentos sub-compactados o presurizados procedentes de las capas más profundas del relleno sedimentario de la Cuenca de Alborán. En esta cuenca existe una extensa provincia de diapiros, conocida como la Provincia Diapírica de lodo de Alborán (Fig. 5), que se desarrolla en el máximo depocentro de la Cuenca Oeste de Alborán y cuya superficie cubre un área de aproximadamente 3200 km² (Talukder *et al.*, 2004; Somoza *et al.*, 2012).

Otra de las morfologías estrechamente relacionadas a la actividad tectónica es la formación de *pockmarks* y montículos carbonatados generados por la

expulsión y oxidación de metano a favor de los planos de fracturación, que han sido identificados al norte del Banco del Algarrobo, al norte de la Dorsal de Alborán, al norte de la Dorsal de Adra y sobre el *Drift* de Ceuta (Ballesteros *et al.*, 2008; Somoza *et al.*, 2012) (Fig. 5).

Margen del Golfo de Cádiz y Estrecho de Gibraltar

Este margen se caracteriza por presentar unas directrices estructurales dominantes de dirección NE-SO, ENE-OSO, E-O, NO-SE y ONO-ESE, que resultan de la interferencia entre las estructuras del paleomargen sudibérico, la prolongación occidental en el margen de la Cordillera Bética y las fases de deformación post-orogénicas. A escala regional, el Golfo de Cádiz presenta una marcada asimetría definida por una amplia depresión denominada Cuenca Central (Medialdea, 2005), limitada sólo en su borde septentrional, por una serie de elevaciones del basamento en el talud medio del Margen Sudportugués (Fig. 7). Esta asimetría controla la morfología del margen, que pasa progresivamente de adoptar una dirección E-O al sur de Portugal, a NO-SE frente a la Cuenca del Guadalquivir y Cádiz y finalmente, NE-SO en Marruecos.

Afectando a la Cuenca Central del Golfo de Cádiz se observa en el sector septentrional una importante elevación del basamento paleozoico que presenta dirección NE-SO en la zona oriental y ONO-ESE en la occidental (Gràcia *et al.*, 2003; Zitellini *et al.*, 2004). En esta elevación del basamento sobresalen el Banco del Guadalquivir (Figs. 7, 8A y B), el Alto de Portimão y el Alto de Albufeira (Figs. 7 y 8B). Estos relieves junto a algunas estructuras tectónicas de dirección NO-SE y N-S han controlado el desarrollo de canales y cañones submarinos: El Canal Contornítico del Guadalquivir (Figs. 7 y 8C) desvía la dirección de su eje, y pasa de tener una orientación ONO-ESE al este del Banco de Guadalquivir a disponerse con una orientación NE-SO al sur del banco (Llave, 2003); El Canal de Diego Cão, al este del Banco de Guadalquivir, presenta un trazado rectilíneo de dirección NO-SE, que coincide con la prolongación hacia el mar de la Falla de San Marcos-Quarteira (Terrinha *et al.*, 2009); y el Cañón de Portimão, donde se observa a lo largo de su trazado dos fallas, una principal de dirección N-S, denominada Falla de Portimão (Terrinha *et al.*, 2009) (Figs. 7, 8B y D), que controla el trazado general del cañón, y otra secundaria, de dirección NNE-SSO, que condiciona su cabecera (Vázquez *et al.*, 2000). El límite morfológico del Alto de Portimão coincide con la transición corteza oceá-

nica-continental en el sur de Portugal (Sallarès *et al.*, 2013) (Fig. 7).

El meridiano de Cabo San Vicente marca la transición del margen continental Atlántico al dominio del Golfo de Cádiz, que coincide con un cambio en la tendencia de las directrices estructurales, que pasan de NE-SO a ONO-ESE y NO-SE. Estas directrices están representadas por dos elevaciones del basamento, el Alto de Albufeira en el sector septentrional y la Dorsal de Coral Patch en el sector meridional del Golfo de Cádiz (Figs. 7 y 8A). El dominio oceánico viene marcado una vez más por un cambio en la tendencia estructural al adoptar una dirección predominante NE-SO, definida por dos grandes montes submarinos: el Banco de Gorringe y los montes de Coral Patch, que se elevan unos 4700 y 3600 m sobre el fondo respectivamente, presentando su borde más abrupto en la vertiente septentrional (Figs. 7 y 8A). Entre ambos altos se encuentra la Llanura Abisal de la Herradura, que en este sector mantiene igualmente una dirección NE-SO. Al sur de los montes de Coral Patch, se extiende la Llanura Abisal del Sena con profundidades que oscilan entre 4300-4400 m (Figs. 7 y 8A) y al norte del Banco de Gorringe la Llanura Abisal del Tajo con profundidades superiores a 5000 m. Estas tres llanuras están escalonadas de sur a norte, separadas por los montes submarinos de la Dorsal de Coral Patch y el Banco de Gorringe, cuyos frentes septentrionales están definidos por cabalgamientos buzando al sur (Jiménez-Munt *et al.*, Duarte *et al.*, 2013; Martínez-Loriente *et al.*, 2013; Sallarès *et al.*, 2013).

Aparte de estos altos estructurales de primer orden se pueden distinguir una serie de morfologías positivas relacionadas a la actividad fundamentalmente de otras fallas inversas y fallas direccionales. El límite oriental de la Llanura Abisal de la Herradura está definido por un cabalgamiento de dirección NE-SO de unos 85 km de longitud, que se ha denominado Cabalgamiento de la Herradura (Fig. 7) (Gràcia *et al.*, 2003, Zitellini *et al.*, 2004). Esta estructura se extiende entre la terminación del Cañón de San Vicente y la Dorsal de Coral Patch, y está limitado, tanto al norte como al sur, por importantes fallas en dirección (Figs. 7 y 8A). El relieve que origina en el fondo marino, la deformación de los sedimentos suprayacentes y la existencia de numerosos deslizamientos, nos indican claramente una actividad reciente. Este cabalgamiento da lugar a la elevación del basamento y la cobertera, generando un importante desnivel en el fondo marino. El segmento central del cabalgamiento ha sido reconocido y denominado como Escarpe de la Herradura por Zitellini *et al.* (2001) (Figs. 7 y 8A). Este escarpe marca la base del

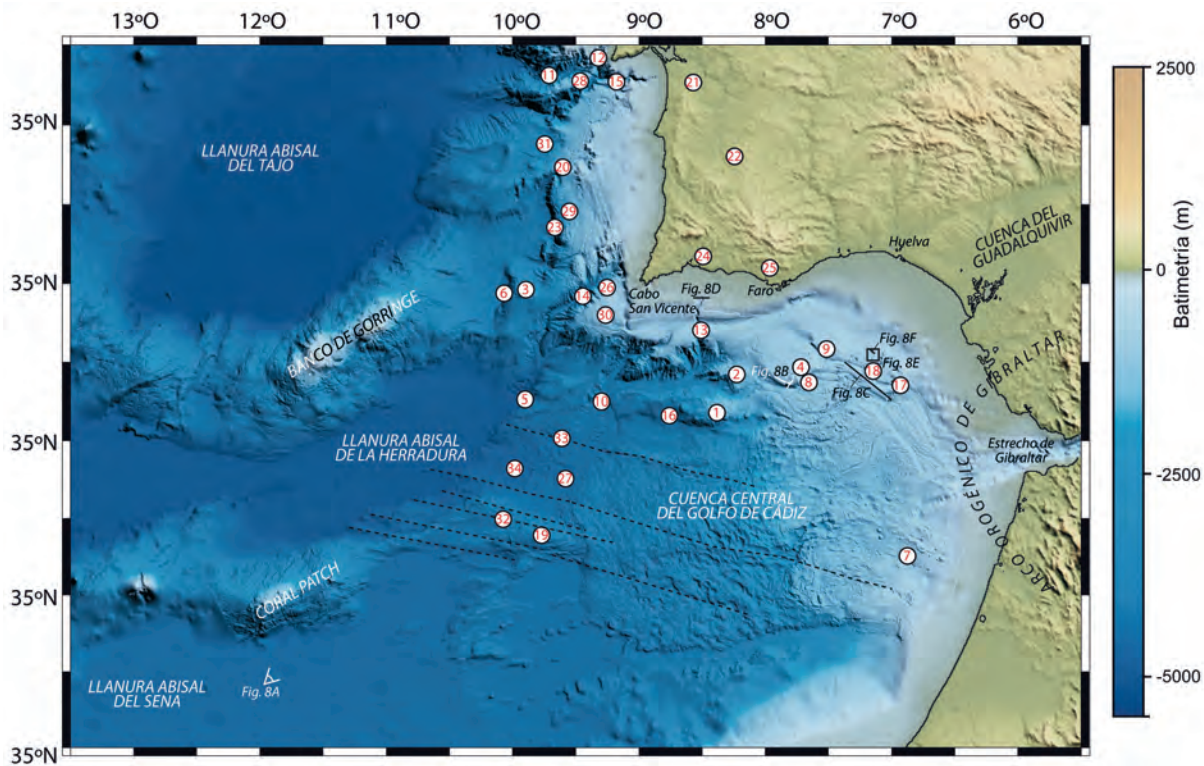


Figura 7. Modelo Digital del Terreno del Margen del Golfo de Cádiz y del Estrecho de Gibraltar obtenido a partir de los datos batimétricos de Zitellini *et al.* (2009) y GEBCO (2003). Los topónimos utilizados en el texto están indicados en el mapa: 1) Alto de Albufeira; 2) Alto de Portimão; 3) Alto del Marqués de Pombal; 4) Banco del Guadalquivir; 5) Cabalgamiento de La Herradura; 6) Cabalgamiento del Marqués de Pombal; 7) Campo de diapiros de Marruecos; 8) Canal Contornítico del Guadalquivir; 9) Canal de Diego Cão; 10) Cañón de Aljezur; 11) Cañón de Cascais; 12) Cañón de Lisboa; 13) Cañón de Portimão; 14) Cañón de San Vicente; 15) Cañón de Setúbal; 16) Diapiro 'Lolita'; 17) Dorsal de Cádiz; 18) Dorsal de Guadalquivir; 19) Dorsal del Coral Patch; 20) Dorsal del Príncipe de Avis; 21) Falla de Grândola; 22) Falla de Odemira-Ávila; 23) Falla de Pereira de Sousa; 24) Falla de Portimão; 25) Falla de San Marcos-Quarteira; 26) Falla de San Vicente; 27) Depresiones de media luna; 28) Plataforma Marginal de Afonso de Albuquerque; 29) Plataforma Marginal de Pereira de Sousa; 30) Plataforma Marginal de Sagres; 31) Plataforma Marginal del Príncipe de Avis; 32) Sistema de fallas de la Dorsal del Coral Patch; 33) Sistema de fallas Goringe-La Herradura; 34) Valle de La Herradura. En trazo discontinuo se ha representado el Sistema de Fallas SWIM de Zitellini *et al.* (2009).

Figure 7. Digital Terrain Model of the Gulf of Cadiz Margin and the Gibraltar Strait obtained from Zitellini *et al.* (2009) and GEBCO (2003). On the map the place names used in the text are indicated: 1) Albufeira High; 2) Portimao High; 3) Marques de Pombal High; 4) Guadalquivir Bank; 5) La Herradura Thrust; 6) Marques de Pombal Thrust; 7) Morocco diapirs field; 8) Guadalquivir Contouritic Channel; 9) Diego Cao Channel; 10) Aljezur Canyon; 11) Cascais Canyon; 12) Lisboa Canyon; 13) Portimao Canyon; 14) San Vicente Canyon; 15) Setubal Canyon; 16) 'Lolita' Diapir; 17) Cadiz Ridge; 18) Guadalquivir Ridge; 19) Coral Patch Ridge; 20) Principe de Avis Ridge; 21) Grandola Fault; 22) Odemira-Avila Fault; 23) Pereira de Sousa Fault; 24) Portimao Fault; 25) San Marcos-Quarteira Fault; 26) San Vicente Fault; 27) Crescentic depressions; 28) Afonso de Albuquerque Marginal Platform; 29) Pereira de Sousa Marginal Platform; 30) Sagres Marginal Platform; 31) Principe de Avis Marginal Platform; 32) Coral Patch Ridge Fault System; 33) Goringe-Horseshoe Fault System; 34) Horseshoe Valley. In dashed line has been represented the SWIM Fault System from Zitellini *et al.* (2009).

talud continental inferior al sur de Portugal y su altura disminuye progresivamente desde 600 m al norte, a unos 280 m al sur. En su parte más meridional adopta una forma escalonada debido a intersecciones con las fallas de dirección ONO-ESE (Rosas *et al.*, 2012), segmentándose en dos tramos principales por el desplazamiento que produce la falla en dirección que limita al norte la Dorsal de Coral Patch (Medialdea, 2005). En el límite suroriental de la Llanura Abisal de la Herradura, entre los montes submarinos de Coral Patch y la Dorsal de Coral Patch, se ha reconocido una serie de cabalgamientos de direc-

ción ENE-OSO, que dan lugar a una morfología escalonada del fondo, que asciende progresivamente a lo largo de unos 30 km desde los 4800 m hasta 4200 m de profundidad (Medialdea, 2005; Martínez-Loriente *et al.*, 2013, 2014).

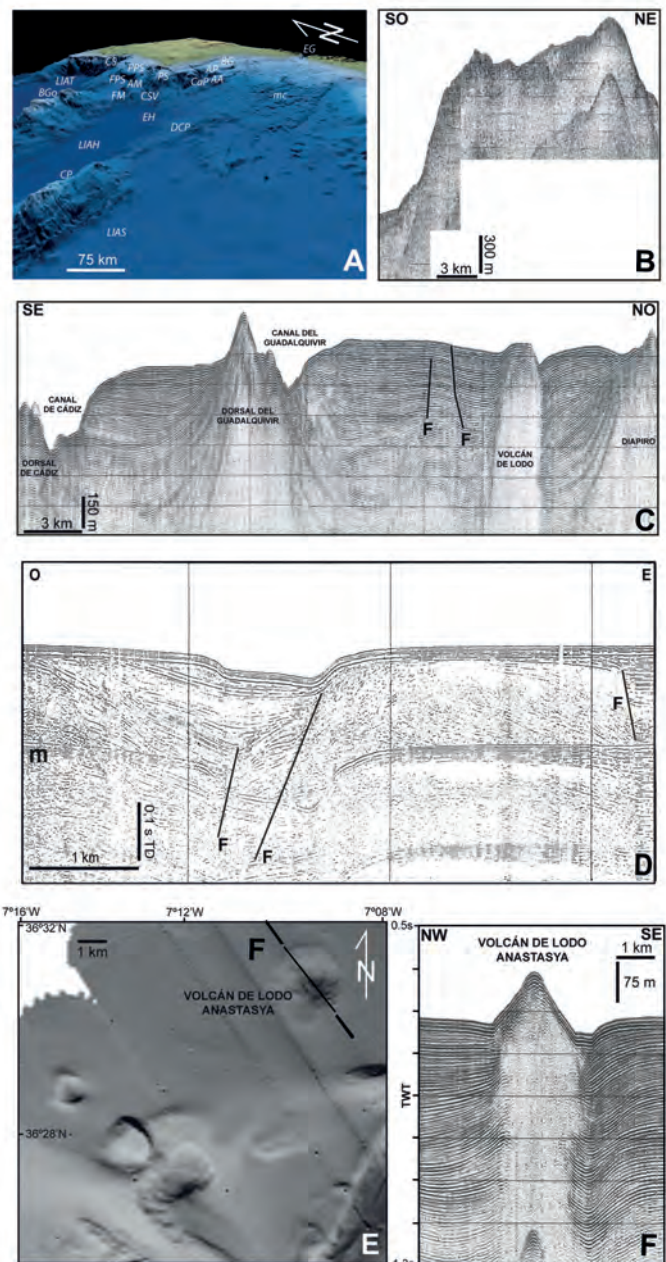
En el talud inferior, en la zona nororiental y suoriental de la Llanura Abisal de la Herradura y en el área de la Dorsal de Coral Patch se observa la existencia de fallas muy verticales con salto en dirección que muestran un claro reflejo morfológico dando lugar a elevaciones y depresiones alineadas en la dirección de estas estructuras. Entre las estructuras

transcurrentes de mayor escala destacan las fallas que constituyen los sistemas que se han denominado Sistema de Gorringe-La Herradura y Sistema de la Dorsal de Coral Patch, limitadas al norte por la elevación del basamento varisco en el talud medio sudportugués y al sur por la Dorsal de Coral Patch (Medialdea, 2005; Terrinha *et al.*, 2009; Zitellini *et al.*, 2009) (Fig. 7). Estos sistemas presentan una tendencia ONO-ESE, materializada por surcos y crestas resultantes de erosión o pliegues en *échelon* (Rosas *et al.*, 2009, Terrinha *et al.*, 2009). El Sistema de Gorringe-La Herradura debe su denominación a la región sobre la que se extiende, y constituye el complejo de fallas más importante, si tenemos en cuenta sus 200 km de longitud. Se prolonga entre el borde septentrional de la Llanura Abisal de la Herradura y el Alto de Albufeira, conectando así importantes estructuras de directriz NE-SO, como son los bancos Gorringe y del Guadalquivir (Figs. 7 y 8A). Por otro lado, une el Cabalgamiento del Marqués de Pombal, de dirección N-S, y el Cabalgamiento de la Herradura, de dirección NE-SO (Figs. 7 y 8A). Este sistema se compone de tres fallas en dirección con movimiento dextral y una importante componente transpresiva (Medialdea, 2005). De acuerdo con Rosas *et al.* (2009) los ángulos entre los pliegues en *échelon* y las fallas de dirección ONO-ESE indican una edad próxima a los 2 Ma para la formación de los pliegues y el movimiento de desgarre. En paralelo al Sistema de Gorringe-La Herradura, se ha identificado un segundo sistema que se ha denominado Sistema de la Dorsal de Coral Patch (Medialdea, 2005). Este sistema se compone de dos fallas principales NO-SE direccionales con una longitud de unos 110 km y movimiento dextral. La falla septentrional tiene una longitud de unos 100 km y se extiende entre la Llanura Abisal de la Herradura y el Frente del Prisma de Acreción del Golfo de Cádiz, la falla meridional recorre 50 km y limita el flanco nororiental de la Dorsal de Coral Patch (Medialdea, 2005). Zitellini *et al.* (2009) sostiene que el sistema de desgarre dextral ONO-ESE forma una zona de cizalla que materializa el límite de placas Africana e Ibérica, conectando el sur del Banco de Gorringe con el margen noroeste de Marruecos, al que ha denominado Sistema de Fallas SWIM (Fig. 7).

La Cuenca Central del Golfo de Cádiz está ocupada por un cuerpo convexo con forma de herradura abierta al este, que presenta una superficie ondulada ligeramente inclinada al oeste. Se trata de un prisma formado por el apilamiento de cabalgamientos vergentes al oeste cabalgado por el Arco Orogénico de Gibraltar. La génesis, edad de la deformación y significado tectónico de este cuerpo son ampliamente discutidos (Maldonado *et al.* 1999; Gutscher *et al.*,

2002; Iribarren *et al.*, 2007). El frente del cuerpo está deformado por la interferencia con la Dorsal de Coral Patch (Gutscher *et al.*, 2012). La deformación reciente que presenta ha llevado a que algunos autores propongan que se trata de un prisma de acreción ligado a la subducción de la corteza del paleo-océano Tetis, todavía activa (Gutscher *et al.* 2002). Este cuerpo presenta dos deslizamientos de grandes dimensiones hacia el oeste en su parte más somera (Gutscher *et al.*, 2009).

Entre la Llanura Abisal de la Herradura y el Prisma de Acreción se localiza el Valle de la Herradura, donde



desembocan los valles submarinos de dirección E-O que proceden de la plataforma frente a la Cuenca del Guadalquivir y los cañones de Portimão y Aljezur de dirección N-S en Portugal. En este valle son muy frecuentes los procesos de deslizamiento y se ha observado la presencia de depresiones en forma de media luna con dimensiones máximas de 5 km de largo y escarpes de hasta 120 m de altura relacionadas con procesos tectónicos (Duarte *et al.*, 2010). Estas morfologías se localizan entre 4300 m y 4700 m de profundidad y son las más profundas reconocidas hasta el presente (Duarte *et al.*, 2010) (Fig. 7).

El Golfo de Cádiz se caracteriza también por el gran desarrollo que alcanzan los fenómenos halocinéticos, especialmente en el talud. Se pueden diferenciar dos tipos de procesos diapíricos, aquellos relacionados con el desplazamientos de unidades margo-salinas asociadas al Prisma de Acreción del Golfo de Cádiz y un diapirismo salino relacionado con las evaporitas triásicas autóctonas del margen (Maestro *et al.*, 2003).

Los diapiros salinos están formados por evaporitas autóctonas del Triásico y del Jurásico inferior (Hettangiense) depositadas sobre el basamento en las etapas iniciales de formación del margen, durante

el *rifting* que dio paso a la apertura del Atlántico central. Se concentran fundamentalmente en la plataforma continental, en el talud medio-inferior del margen sudportugués y en el talud del margen marroquí. Entre el Cabo de San Vicente y Faro, en el Alto de Albufeira, se desarrollan numerosos domos redondeados que llegan a dar notables relieves en el fondo marino, mientras que en otros casos se encuentran subaflorescentes. Un ejemplo lo constituye el diapiro "Lolita" (Fig. 7), formado por evaporitas autóctonas del margen, que atraviesan el Prisma de Acreción del Golfo de Cádiz (Medialdea, 2005). A ambos lados y sobre este domo, los materiales mioceno-cuaternarios se encuentran deformados formando sinclinales y anticlinales. En el margen marroquí, se han cartografiado numerosos domos salinos (Medialdea, 2005). Sus dimensiones oscilan entre unos 3-5 km de diámetro. Presentan formas ovaladas y redondeadas en planta, y atraviesan y deforman prácticamente toda la serie sedimentaria hasta llegar a aflorar. Estos diapiros distribuidos ampliamente sobre el margen parecen alinearse siguiendo una tendencia ENE-OSO (Fig. 7).

Los diapiros margo-salinos están formados por arcillas y margas de edad miocena y evaporitas triá-

Figura 8. A) Imagen 3D desde la llanura abisal de Sena hacia el noreste del Margen del Golfo de Cádiz mostrando los principales rasgos morfoestructurales. CS: Cañón de Setúbal; LIAT: Llanura Abisal del Tajo; BGo: Banco de Gorringe; PPS: Plataforma Marginal de Pereira de Sousa; FPS: Falla de Pereira de Sousa; AM: Alto del Marquês de Pombal; FM: Falla del Marquês de Pombal; PS: Plataforma Marginal de Sagres; CSV: Cañón de San Vicente; EH: Escarpe de La Herradura; LIAH: Llanura Abisal de La Herradura; CP: Coral Patch; LIAS: Llanura Abisal de Sena; DCP: Dorsal del Coral Patch; AA: Alto de Albufeira; CaP: Cañón de Portimão; AP: Alto de Portimão; BG: Banco de Guadalquivir; EG: Estrecho de Gibraltar; mc: mini-cuencas relacionadas con la migración de las unidades salinas hacia la cuenca. B) Perfil monocanal de Sparker (4500 J) en el Banco del Guadalquivir. Ver situación en la Figura 7. Modificado de Llave (2003). C) Perfil sísmico de Sparker (4500 J) de los canales contorníticos de Guadalquivir y Cádiz relacionados con la circulación de la Masa de Agua Mediterránea de Salida en su recorrido a través del Margen Continental del Golfo de Cádiz. La trayectoria de los canales está controlada por la orientación de las Dorsales diapíricas de Guadalquivir y Cádiz y en sus márgenes se observan potentes depósitos contorníticos afectados ocasionalmente por volcanes de lodo y fallas (F). Ver situación en la Figura 7. Modificado de Llave (2003). D) Perfil sísmico de Geopulse mostrando el Cañón de Faro localizado en el talud superior del margen continental Golfo de Cádiz. El perfil sísmico muestra la morfología asimétrica del canal controlado por una falla localizada en la pared oriental del cañón. m: múltiple; F: falla. Ver situación en la Figura 7. Modificado de Vanney and Mougnot (1981). E) Detalle de una superficie batimétrica obtenida a partir de datos de multihaz donde se observa el volcán de lodo Anastasya y la localización del perfil de Sparker que se muestra en la Figura 8B. Ver situación en la Figura 7. Modificado de Maestro *et al.* (2013). F) Perfil monocanal de Sparker a través del volcán de lodo Anastasya. En la batimetría multihaz se puede observar como la estructura de colapso que se muestra en el perfil corresponde a una depresión de morfología en anillo (ver Figura 8A). Ver situación en la Figura 7. Modificado de Maestro *et al.* (2013).

Figure 8. A) Three-dimensional image from the Sena abyssal plate toward the northeast of the Gulf of Cadiz margin showing the main morfostructural features: CS: Setubal Canyon; LIAT: Tagus Abyssal Plain; BGo: Gorringe Bank; PPS: Pereira de Sousa Marginal Platform; FPS: Pereira de Sousa Fault; AM: Marques de Pombal High; FM: Marques de Pombal Fault; PS: Sagres Marginal Platform; CSV: San Vicente Canyon; EH: Horseshoe Escarpment; LIAH: Horseshoe Abyssal Plain; CP: Coral Patch; LIAS: Sena Abyssal Plain; DCP: Coral Patch Ridge; AA: Albufeira High; CaP: Portimao Canyon; AP: Portimao High; BG: Guadalquivir Bank; EG: Gibraltar Strait; mc: mini-basins related with salt units migration basinward. See viewpoint in Figure 7. B) Sparker (4500 J) seismic profile of the Guadalquivir Bank. See location in Figure 7. Modified from Llave (2003). C) Sparker (4500 J) seismic profile of the Guadalquivir and Cadiz contourite channels related with the circulation of the Mediterranean Outflow Water on the Gulf of Cádiz continental margin. The trajectory of the channels is controlled by the orientation the Guadalquivir and Cadiz diapiric ridges and in their margins show thick contouritic deposits affected occasionally by mud volcanoes and faults (F). See location in Figure 7. Modified from Llave (2003). D) Geopulse seismic profile showing the Faro canyon in the upper slope of the Gulf of Cadiz continental margin. The seismic profile shows the asymmetric morphology of the channel controlled by a fault located in the eastern wall of the canyon. m: multiple; F: fault. See location in Figure 7. Modified from Vanney and Mougnot (1981). E) Detailed multibeam relief and location of seismic profile showing the Anastasya mud volcano (see location in Figure 7). Modified from Maestro *et al.* (2013). F) Single-channel sparker line across the Anastasya mud volcano. The collapsed structure is observed on multibeam bathymetry as a ring-like depression (see Figure 8A). See location in Figure 7. Modified from Maestro *et al.* (2013).

sicas, que son los materiales de los que se compone fundamentalmente el Prisma de Acreción del Golfo de Cádiz en este sector del margen. Forman alineaciones generalmente con tendencia NE-SO, paralelas al segmento septentrional del Frente Subbético, de hasta 85 km de longitud y 4 km de anchura, que dan lugar a relieves de unos 250 m (Fernández-Puga *et al.*, 2004). Los principales sistemas diapíricos son la Dorsal de Guadalquivir, de orientación NE-SO que se extiende a lo largo de unos 86 km en el talud medio y superior, y la Dorsal de Cádiz, de dirección N-S y 43 km de longitud (Figs. 7 y 8C). El estudio de este diapirismo y su génesis ha sido abordado en detalle por Somoza *et al.* (1999), Maestro *et al.* (2003) y Fernández-Puga (2004). La mayor concentración de estas estructuras se produce en el talud medio, entre un alto del basamento al norte y el Frente Subbético. La formación de estos diapiros es consecuencia de la sobrecarga producida por las láminas cabalgantes del Prisma de Acreción del Golfo de Cádiz, y estaría favorecida por la plasticidad de los materiales salinos y margosos, que han actuado de superficies de despegue. La dirección de estas dorsales diapíricas es paralela al escarpe meridional del Banco del Guadalquivir, situado al norte, y al Frente Subbético, al sur. Estas dorsales diapíricas han controlado la localización y la dirección de una de las ramas de la Corriente Mediterránea de Salida en su desplazamiento dentro del Golfo de Cádiz, constituyendo el Canal de Cádiz, que circula paralelo a lo largo del flanco meridional de la Dorsal del Guadalquivir (Figs. 7 y 8C). Otros diapiros se desarrollan a favor de estructuras extensionales, como son las fallas lítricas, localizadas frente a Cádiz, en cuyo caso se relacionarían con el transporte tectónico hacia el OSO (Fernández-Puga *et al.*, 2004), así como con fallas de transferencia que conectarían ambos tipos de estructuras (Maestro *et al.*, 2003) o frentes con diferente tasa de avance o espesor.

Relacionados con los procesos de emisiones de fluidos a través de fracturas cabe destacar morfológicas como los *pockmarks* y los volcanes de lodo (Baraza and Ercilla, 1996; León *et al.*, 2001; Somoza *et al.*, 2003; León, 2005). Los *pockmarks* son muy variables tanto en su tamaño como en morfología (León, 2005). Su diámetro oscila desde unos pocos metros hasta los 3 km, y su morfología pasa desde *pockmarks* aislados hasta formas muy complejas, constituidas por la unión de varios elementos. Las pendientes de los flancos del *pockmark* también son muy variables. Por lo general son muy escarpadas (entre 12° y 35°). En *pockmarks* incipientes y de perfil convexo-concavo las pendientes son un poco más tendidas, entre 2° y 6°. Los volcanes de lodo son estructu-

ras cónicas que se forman por la erupción de sedimento y fluido. El diámetro de estos volcanes oscila entre 800 m y 2.5 km y su altura entre 150 y 300 m (León, 2005) (Figs. 7, 8E y F). La mayoría de ellos presenta una serie de elementos morfológicos comunes como: anillos exteriores a modo de terrazas circulares, domos internos y diferentes episodios de coladas de brechas fangosas. Generalmente, los volcanes de lodo aparecen aislados y con una planta circular. Estas formas cónicas simples presentan pendientes moderadas entre 3° y 7° y pueden estar bordeadas por estructuras de colapso como en la Dorsal de Guadalquivir (León, 2005). Las dimensiones son muy variables, con diámetros entre 1 km a 2,8 km y alturas que pueden superar los 80-100 m (León, 2005). Las pendientes suelen ser asimétricas por la disposición de las coladas y los pequeños deslizamientos que suelen producirse. Las coladas están formadas por varios episodios de flujo de fango con pendientes entre 3° y 8°, a menudo interdigitados con los depósitos contorníticos del Golfo de Cádiz (León, 2005). En la cima del cono se pueden encontrar pequeñas estructuras colapsadas tipo cráter y cuerpos domáticos.

Margen Atlántico Portugués y de Galicia

Este sector se extiende desde el límite septentrional del Banco de Galicia al norte, hasta el Banco de Goringe al sur (Fig. 9). Desde el punto de vista estructural los márgenes Atlántico Portugués y de Galicia se caracterizan fundamentalmente por presentar relieves asociados a altos y depresiones, limitados por lo general, por estructuras tectónicas de componente direccional de orientación NO-SE y NE-SO, fallas normales de dirección N-S y estructuras de dirección E-O de carácter compresivo (Boillot *et al.*, 1988; Pinheiro *et al.*, 1996; Álvarez-Marrón *et al.*, 1997; Vázquez *et al.*, 2008). Estas directrices están estrechamente relacionadas con las direcciones de las fracturas generadas durante la evolución geológica de este sector, desde la Orogenia Varisca hasta la actualidad. Las direcciones de las principales fallas hercínicas en este sector, reactivadas como normales durante el Mesozoico y como direccionales durante la compresión paleógena, son NE-SO y NO-SE (Arthaud and Matte, 1975). Las fracturas de orientación N-S se relacionan con los procesos extensionales ligados a la formación del Atlántico norte (Mauffret and Montadert, 1987; Boillot *et al.*, 1988), y las fallas de dirección E-O se desarrollarían asociadas a los procesos compresivos ligados a la etapa de convergencia entre África y Eurasia durante la Orogenia Alpina

(Boillot *et al.*, 1979; Boillot and Malod, 1988). Por otro lado, este margen continental ha sido definido como un margen "desnutrido" (Montadert *et al.*, 1979), es decir, los aportes sedimentarios son escasos y la paleotopografía del basamento no ha sido cubierta por sedimentos, por lo que los rasgos morfológicos observables en su superficie son debidos fundamentalmente a procesos tectónicos y erosivos.

El sector septentrional de este área, aproximadamente al norte del paralelo 42°N, se ha denominado Margen Atlántico de Galicia y muestra una estructura geológica compleja que es fácilmente reconocible en la morfología del fondo marino. El talud continental ha sido dividido en cinco provincias morfoestructurales (Vázquez *et al.*, 2008), que de este a oeste se han denominado (Fig. 9): Cuenca Interior de Galicia, Zona Transicional, Banco de Galicia, Dominio de Semicuencas, Margen Profundo de Galicia y Flanco

Noroeste. Estas zonas limitan al norte y al sur con las llanuras abisales de Vizcaya e Iberia, respectivamente.

La Cuenca Interior de Galicia tiene su reflejo, en su sector más septentrional, en el denominado Valle de Valle Inclán (Fig. 9). Este valle se localiza entre el talud superior más próximo a la Plataforma Continental de Galicia y la Zona Transicional. Tiene una longitud de 150 km con una orientación NNO-SSE a NO-SE, una anchura de 45 km y sus márgenes están controlados por fallas normales que buzanan hacia el este y oeste, dando lugar a la formación de escarpes que alcanzan 450 m de altura (Vázquez *et al.*, 2008).

La Zona Transicional se localiza entre el Valle de Valle Inclán y el Banco de Galicia, y corresponde al flanco de una plataforma marginal (Figs. 9 y 10A). Está constituida fundamentalmente por un sistema de altos y depresiones estructurales en el que el basamento esta compartimentado por fallas normales de

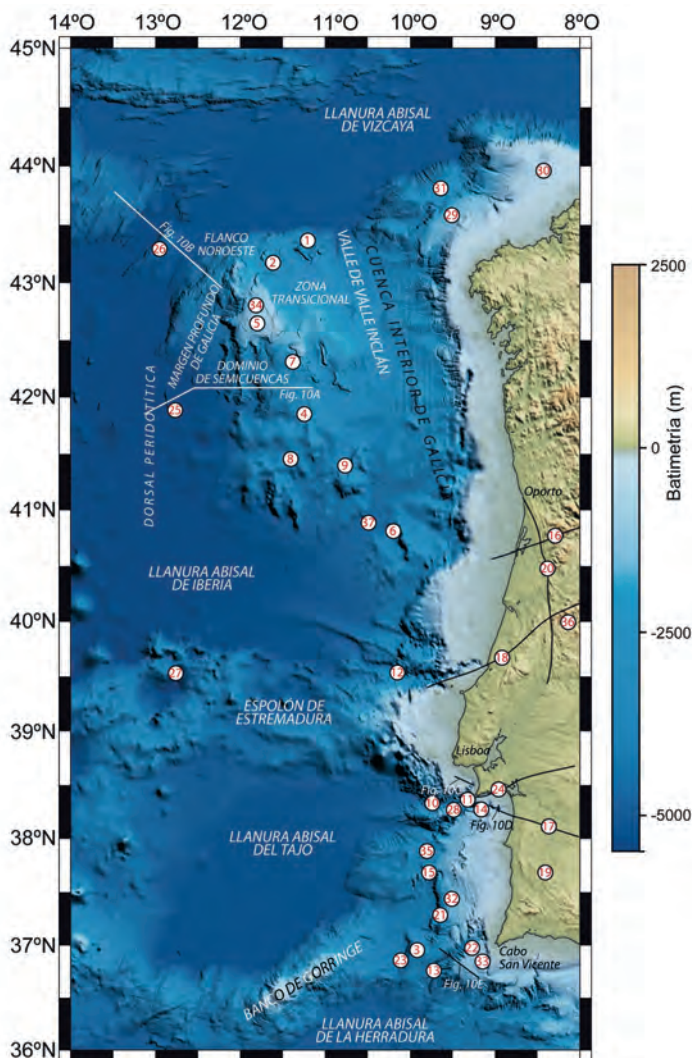


Figura 9. Modelo Digital del Terreno del margen Atlántico Portugués y de Galicia a partir de los datos batimétricos de Zitellini *et al.* (2009) y GEBCO (2003). Los topónimos utilizados en el texto están indicados en el mapa: 1) Alto de Fernando; 2) Alto de García; 3) Alto del Marqués de Pombal; 4) Banco de Afonso; 5) Banco de Galicia; 6) Banco de Porto; 7) Banco de Sancho; 8) Banco de Vasco da Gama; 9) Banco de Vigo; 10) Cañón de Cascais; 11) Cañón de Lisboa; 12) Cañón de Nazaré; 13) Cañón de San Vicente; 14) Cañón de Setúbal; 15) Dorsal del Príncipe de Avis; 16) Falla de Aveiro; 17) Falla de Grândola; 18) Falla de Nazaré; 19) Falla de Odemira-Ávila; 20) Falla de Oporto-Coimbra-Tomar; 21) Fallas de Pereira de Sousa; 22) Falla de San Vicente; 23) Falla del Marqués de Pombal; 24) Falla/Sierra de Arrábida; 25) Monte Submarino 5100; 26) Monte Submarino de Finisterre; 27) Monte Submarino Tore; 28) Plataforma Marginal de Afonso de Albuquerque; 29) Plataforma Marginal de Castro; 30) Plataforma Marginal de Ortegá; 31) Plataforma Marginal de Pardo Bazán; 32) Plataforma Marginal de Pereira de Sousa; 33) Plataforma Marginal de Sagres; 34) Plataforma Marginal del Banco de Galicia; 35) Plataforma Marginal del Príncipe de Avis; 36) Sistema Central Portugués; 37) Valle de Don Carlos.

Figure 9. Digital terrain model of the Atlantic Portuguese and Galician margins obtained from Zitellini *et al.* (2009) and GEBCO (2003). The place names used in the text are indicated on the map: 1) Fernando High; 2) Garcia High; 3) Marques de Pombal High; 4) Afonso Bank; 5) Galicia Bank; 6) Porto Bank; 7) Sancho Bank; 8) Vasco da Gama Bank; 9) Vigo Bank; 10) Cascais Canyon; 11) Lisboa Canyon; 12) Nazare Canyon; 13) San Vicente Canyon; 14) Setubal Canyon; 15) Principe de Avis Ridge; 16) Aveiro Fault; 17) Grandola Fault; 18) Nazare Fault; 19) Odemira-Avila Fault; 20) Oporto-Coimbra-Tomar Fault; 21) Pereira de Sousa Fault; 22) San Vicente Fault; 23) Marques de Pombal Fault; 24) Arrabida Fault/Range; 25) Hill 5100; 26) Finisterre Seamount; 27) Tore Seamount; 28) Afonso de Albuquerque Marginal Platform; 29) Castro Marginal Platform; 30) Ortegá Marginal Platform; 31) Pardo Bazan Marginal Platform; 32) Pereira de Sousa Marginal Platform; 33) Sagres Marginal Platform; 34) Galicia Bank Marginal Platform; 35) Príncipe de Avis Marginal Platform; 36) Portuguese Central Range; 37) Don Carlos Valley.

orientación NO-SE a N-S y NE-SO. Los altos estructurales presentan relieves que oscilan entre 600 y 700 m de altura, como los bancos de Sancho, Afonso, Vigo, Vasco da Gama y Porto (Vanney *et al.*, 1979) (Fig. 9). Los tres últimos de ellos se encuentran localizados dentro del Margen Atlántico Portugués. La superficie del fondo también está deformada por la existencia de anticlinales y sinclinales que se adaptan a las estructuras de basamento que presentan longitudes de onda de 20-30 km y amplitudes de 200 m, aunque excepcionalmente pueden alcanzar 600 m (Vázquez *et al.*, 2008). Se ha observado además en la Zona Transicional, la existencia de tres grandes depresiones de geometría aproximadamente circular, que se encuentran a profundidades entre 1600 y 1850 m y presentan un diámetro comprendido entre 3000 y 5000 m, con un desnivel desde la parte central a los bordes comprendido entre 100 y 370 m (Vázquez *et al.*, 2009) (Fig. 9). Estas depresiones se han interpretado como grandes colapsos de la superficie del fondo asociados a unidades sedimentarias con dinámica de fluidos viscosos en el subsuelo del margen (Unidad de Arcillas Negras, Groupe Galicia, 1979). Los colapsos se ocasionarían por una intensa fracturación normal con geometría de graderío, relacionada con la alta movilidad de los niveles viscosos en el subsuelo. El abombamiento de la superficie en torno a estas depresiones se originaría por el ascenso diapírico desde la Unidad de Arcillas Negras. El mecanismo desencadenante de esta movilidad se debe a la elevación de este sector del margen continental durante las fases compresivas cenozoicas y la reactivación, durante este proceso, de estructuras del basamento (Vázquez *et al.*, 2008). Estas depresiones presentan un claro carácter erosivo, prácticamente sin relleno sedimentario, factor que señalaría bien una tasa de sedimentación muy baja en esta parte del margen o un origen muy reciente, e incluso un posible funcionamiento similar al de un *pockmark* donde el escape de fluidos procedentes, probablemente de la propia formación sedimentaria de comportamiento viscoso, produciría la erosión de las unidades suprayacentes. Este hecho estaría avalado por la presencia de zonas con escapes de gas en las proximidades de la depresión (Vázquez *et al.*, 2009).

El Banco de Galicia se localiza en torno a los 700 m de profundidad, constituyendo una amplia plataforma marginal con un flanco occidental muy abrupto (Figs. 9 y 10B). Su relieve general muestra una tendencia NNO-SSE y se puede dividir en dos sectores diferenciados (Vázquez *et al.*, 2008). El sector meridional es el más somero y se trata de un monte submarino de cumbre plana con una geometría prácticamente rectangular inclinada suavemente hacia el

noroeste. Sus flancos son abruptos y presentan escarpes lineales. Este monte corresponde a un alto estructural limitado al este por un escarpe de dirección NO-SE de 800 m de altura, que se relaciona con una falla de basamento normal de 50 km de longitud y afecta enteramente a la cobertera sedimentaria (Vázquez *et al.*, 2008). El flanco sur también está definido por un escarpe de 600 m de altura relacionado con una falla de dirección NE-SO y 15 km de longitud. El flanco occidental presenta un escarpe complejo de 2000 m de altura, que se relaciona con una falla normal de dirección N-S de al menos 25 km de longitud (Vázquez *et al.*, 2008). El flanco norte también está asociado a una falla normal de dirección NE-SO, pero el escarpe es menor y da lugar a un talud más suave. El sector septentrional se localiza entre 1200 y 2000 m de profundidad y se caracteriza por presentar un relieve suave que representa la transición entre la zona abrupta del alto estructural del sector meridional y la provincia morfoestructural del Flanco Noroeste (Figs. 9 y 10B). Como ocurría en el sector meridional, sus límites este y oeste están relacionados con escarpes de fallas normales. La superficie suave de este sector se encuentra interrumpida en algunas zonas por la presencia de altos estructurales limitados por fallas normales, de hasta 500 m de altura y con dirección NE-SO y NNO-SSE, como son los altos de García y de Fernando, respectivamente (Vanney *et al.*, 1979) (Fig. 9).

El Dominio de Semicuencas se localiza en el flanco suroeste del Banco de Galicia, entre la Zona Transicional y el Margen Profundo de Galicia (Figs. 9 y 10A). La estructura de esta provincia está definida por una sucesión de bloques rotados que dan lugar al desarrollo de tres semicuencas. La falla normal principal buza hacia el oeste según una dirección NNO-SSE a N-S y presenta una longitud de al menos 30 km (Vázquez *et al.*, 2008). Esta estructura controla la morfología del fondo marino, constituyendo una serie de dorsales y cuencas muy próximas ligadas a la falla principal. Las dorsales son asimétricas, con un escarpe occidental abrupto y un flanco oriental suave. Están separadas entre sí de 10 a 15 km y su cima presenta una anchura que varía entre 1 y 3 km (Vázquez *et al.*, 2008). Las cuencas localizadas entre las dorsales tienen una anchura variable, que oscila entre 5 y 10 km (Vázquez *et al.*, 2008).

El Margen Profundo de Galicia está situado al oeste del Banco de Galicia y del Dominio de Semicuencas y se caracteriza por una pendiente suave hacia el suroeste que representa la transición a la Llanura Abisal de Iberia, que Vanney *et al.* (1979) definen como el ascenso continental del Margen de Galicia (Fig. 9).

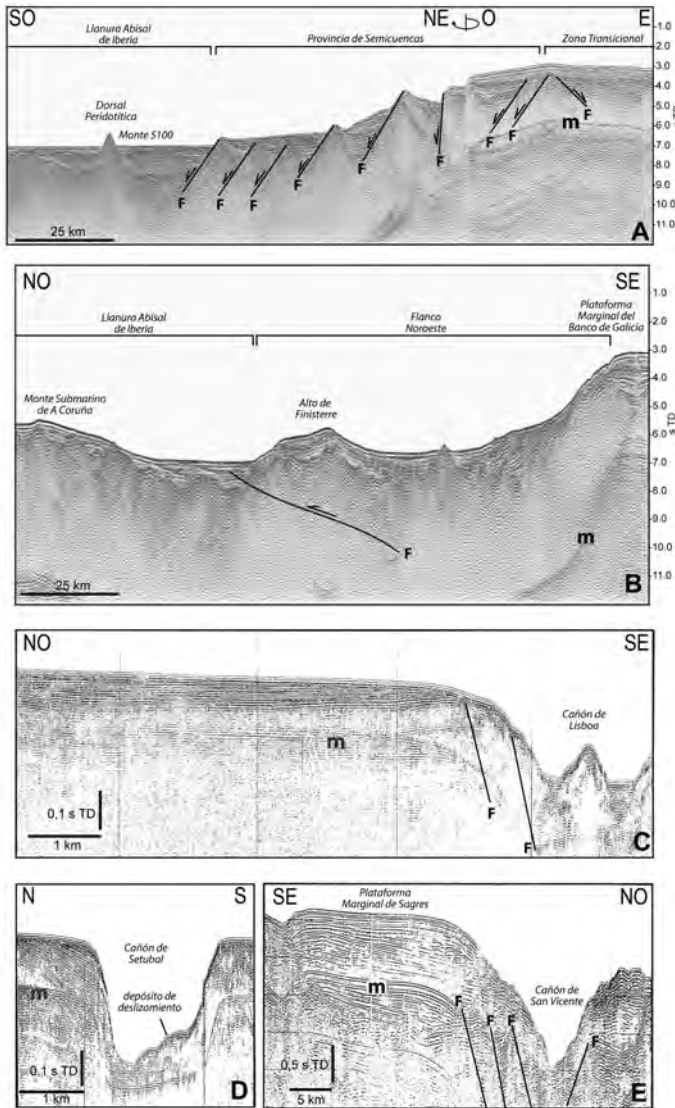


Figura 10. A) Perfil sísmico multicanal del Margen Continental de Galicia mostrando las diferentes provincias fisiográficas descritas en el área (Vázquez *et al.*, 2008): a) Zona Transicional; que constituye un sistema de altos y depresiones estructurales en el cual el basamento está compartimentado en bloques limitados por fallas normales (F); b) Dominio de Semicuencas definido por una serie de sucesivos bloques extensionales limitados por fallas normales (F) y c) Llanura Abisal de Iberia afectada por la extrusión de la Dorsal Peridotítica. m: múltiple. Ver situación en la Figura 9. B) Perfil sísmico multicanal del Margen Continental de Galicia donde se muestran las diferentes provincias fisiográficas descritas en el área (Vázquez *et al.*, 2008): a) Plataforma Marginal del Banco de Galicia caracterizada por un relieve suave; b) Provincia del Flanco Noroeste producida por un sistema de fallas inversas (F). La falla más occidental de este sistema se localiza en el borde occidental del Monte Submarino de Finisterre; y c) La Llanura Abisal de Iberia con estructuras de deformación relacionadas con la compresión cenozoica que constituye el Monte Submarino de A Coruña. m: múltiple. Ver situación en la Figura 9. C) Perfil sísmico de Geopulse que muestra el Cañón de Lisboa y la Plataforma Continental Portuguesa. m: múltiple; F: falla. Ver situación en la Figura 9. Modificado de Vanney and Mougén (1981). D) Perfil sísmico de Geopulse que muestra el Cañón de Setúbal en el talud superior del Margen Continental de Portugal. m: múltiple. Ver situación en la Figura 9. Modificado de Vanney and Mougén (1981). E) Perfil sísmico de Geopulse que muestra el Cañón de San Vicente en el talud superior del Margen Continental de Portugal y la Plataforma Marginal de Sagres. Se puede observar la morfología asimétrica del cañón en la sección transversal y su emplazamiento sobre un graben. m: múltiple; F: falla. Ver situación en la Figura 9. Modificado de Vanney and Mougén (1981).

Figure 10. A) Multichannel seismic profile of the Galicia continental margin showing the different physiographic provinces described in the area (Vázquez *et al.*, 2008): a) the transitional zone; made up of a horst-graben system in which the basement is compartmentalized into successive blocks bounded by normal faults (F); b) the half-graben province defined by a set of successive extensional blocks bounded by normal faults (F) that generate half-grabens; and c) the Iberian abyssal plain affected by the extrusion of the peridotitic ridge. m: multiple. See location in Figure 9. B) Multichannel seismic profile of the Galicia continental margin showing the different physiographic provinces described in the area (Vázquez *et al.*, 2008): a) the Galicia bank marginal platform characterized by a gentler relief; b) The Northwestern flank province produced by a reverse fault system. The westernmost fault of this system is located on the western edge of the Finisterre seamount; and c) the Iberia abyssal plain with deformational structures related to Cenozoic compression that constituted the A Coruña seamount. m: multiple. See location in Figure 9. C) Geopulse seismic profile showing the Lisboa canyon and the Portuguese continental shelf. m: multiple; F: fault. See location in Figure 9. Modified from Vanney and Mougén (1981). D) Geopulse seismic profile showing the Setubal canyon in the upper slope of the Portuguese continental margin. m: multiple. See location in Figure 9. Modified from Vanney and Mougén (1981). E) Geopulse seismic profile showing the San Vicente canyon in the upper slope of the Portuguese continental margin and Sagres marginal platform. The seismic profile shows the asymmetric morphology of the canyon in cross section and its emplacement over a graben. m: multiple; F: fault. See location in Figure 9. Modified from Vanney and Mougén (1981).

Por último, la provincia del Flanco Noroeste corresponde con un escarpe abrupto de morfología arqueada localizado en la parte noroeste de la Plataforma Marginal del Banco de Galicia, relacionado con una falla inversa que presenta una longitud de alrededor de 140 km y en el que pueden diferenciarse dos sectores (Figs. 9 y 10B). El sector septentrional está constituido por el escarpe principal y presenta una orientación ENE-OSO, una longitud de 80 km, un relieve entre 3000 y 2000 m de altura, y una pendiente en torno a 16° (Fig. 2). El sector meridional corresponde a un espolón asimétrico de dirección NNE-SSO con inmersión hacia el sur, una longitud aproximada de 60 km y una anchura de 20 km. Este espolón en su parte oriental presenta un talud suave hacia el Margen Profundo de Galicia, mientras que en

su sector oriental muestra un fuerte escalón con casi 1000 m de altura y una pendiente próxima a los 50° (Fig. 2). Hacia el oeste de esta provincia morfoestruc-

tural se observa un relieve de origen estructural denominado Monte Submarino de Finisterre, que limita al oeste con el Canal de Theta Gap, que conecta la Llanura Abisal de Vizcaya con la Llanura Abisal de Iberia (Figs. 9 y 10B). El Monte Submarino de Finisterre tiene morfología elongada en dirección NNE-SSO a NE-SO, con una longitud de 75 km y una anchura que varía entre 20 y 30 km. La cresta de este monte submarino se localiza a 4330 m de profundidad y su flanco occidental presenta una diferencia de cotas desde la base a la cima de 950 m y el oriental de 650 m. Su génesis se ha relacionado a un sistema de fallas inversas vergentes al noroeste desarrolladas durante la Orogenia Alpina y que han dado lugar al levantamiento de un bloque del basamento (Vázquez *et al.*, 2009).

Al sur de las provincias morfoestructurales anteriormente descritas se extiende el Margen Atlántico Portugués hasta el Banco de Gorringe (Fig. 9). En este sector el control tectónico de los rasgos morfológicos es muy patente, condicionando no solo el desarrollo de valles y cañones submarinos sino también los rasgos en resaltes del relieve submarino. Entre los valles y cañones submarinos, cuyos trazados están controlados por estructuras de origen tectónico, cabe destacar de norte a sur el Valle de Don Carlos y los cañones de Nazaré, Lisboa-Setúbal (también denominado Sado) y San Vicente (Fig. 9). Entre los altos estructurales más relevantes cabe destacar de norte a sur, a parte de los ya citados bancos de Vigo, Vasco da Gama y Porto, el Espolón de Estremadura, la Dorsal del Príncipe de Avis, el Alto del Marqués de Pombal, las plataformas marginales de Afonso de Albuquerque, del Príncipe de Avis, Pereira de Sousa y Sagres, y el Banco de Gorringe (Fig. 9).

En el sector más septentrional del Margen Atlántico Portugués, entre los bancos de Vigo y Porto se desarrolla el Valle de Don Carlos, de dirección NE-SO. Este valle es una depresión limitada por fallas normales donde se canalizan los sedimentos transportados por los cañones de Porto y Aveiro, y desemboca en la Llanura Abisal de Iberia (Mougenot *et al.*, 1984; Mougenot, 1988).

Con respecto a los cañones submarinos, numerosos autores han puesto de manifiesto que su localización está estrechamente relacionada con fallas (Boillot *et al.*, 1974; Lallemand and Sibuet, 1986; Pinheiro *et al.*, 1996, 2000; Lastras *et al.*, 2009). Weaver and Canals (2003) señalan que los factores que controlan la localización, la morfología y el espaciado de los cañones del Margen Ibérico Occidental son fundamentalmente la fábrica tectónica y la posición de las desembocaduras de los ríos. La tendencia NE-SO y E-O de los cañones es casi paralela a dirección

dominante de los desgarres tardihercínicos y a las estructuras alpinas en el sector occidental de Iberia, y algunos cañones al menos están localizados como prolongación de fallas observadas en la zona emergida (Boillot *et al.*, 1974). En el sector septentrional del Margen Atlántico Portugués, al norte del Espolón de Estremadura, se localiza el Cañón de Nazaré (Fig. 9). La cabecera de éste cañón corta la plataforma continental, casi desde la costa (a 50 m de profundidad), presenta una orientación predominantemente E-O y en su zona distal el cañón alcanza la Llanura Abisal de Ibéria, a unos 210 km de la costa y a una profundidad de 5000 m (Arzola *et al.*, 2008). No está conectado a un sistema fluvial principal, por lo que se supone que debe de actuar como trampa de los materiales que son transportados a lo largo de la plataforma (Oliveira *et al.*, 2007). Su localización y orientación coincide con la Falla de Nazaré, que se observa en la zona emergida (Lallemand and Sibuet, 1986; Pinheiro *et al.*, 1996, 2000). Los cañones de Lisboa y Setúbal se extienden hacia la Llanura Abisal del Tajo a través de la plataforma continental, desde la desembocadura de los ríos Tajo y Sado, respetivamente (Figs. 9, 10C y D). El Cañón de Lisboa conecta con el Cañón de Setúbal, como un afluente, a unos 2000 m de profundidad (Arzola *et al.*, 2008). El Cañón de Lisboa presenta una orientación NE-SO y se relaciona con la Falla del Tajo (Lastras *et al.*, 2009) (Figs. 9 y 10C). El Cañón de Setúbal continúa talud abajo hasta llegar a la Llanura Abisal del Tajo a 4840 m de profundidad, y a unos 175 km de la cabecera del cañón (Arzola *et al.*, 2008) (Figs. 9 y 10D). El sector superior del Cañón de Setúbal se cree que constituye la prolongación de la Falla de Grândola (Alves *et al.*, 2000; Lastras *et al.*, 2009). Además, en el trazado del Cañón de Setúbal en su tramo proximal-intermedio se observa una morfología curvada en Z a unos 2000 m de profundidad, que muestra una sección en forma de V y está limitado por tramos del cañón rectos en planta (Lastras *et al.*, 2009). La sucesión de tramos rectos con diferentes orientaciones están por lo general asociados a un control de la geometría del cañón por la actividad de fallas (Popescu *et al.*, 2004; García *et al.*, 2006; Gaudin *et al.*, 2006). En el caso del Cañón de Lisboa-Setúbal se trataría de una falla de dirección N-S que controla la parte central del tramo en Z y que trasladaría el eje del cañón al sur. Además de esto, se han detectado ajustes en el perfil longitudinal del cañón, lo que sugiere cambios en la sucesión temporal de la actividad del cañón relacionados con procesos tectónicos (Lastras *et al.*, 2009). El Cañón de San Vicente presenta una orientación NE-SO y no es alimentado por un curso fluvial importante (Coppier and Mougenot, 1982; Lebreiro *et al.*, 1997), al igual que ocurría con el

Cañón de Nazaré (Figs. 9 y 10E). La cabecera de este cañón se localiza a 400 m de profundidad y alcanza la Llanura Abisal de La Herradura a una profundidad de 4800 m. Este cañón está controlado por la Falla de San Vicente, un cabalgamiento de dirección NE-SO que aflora a lo largo del flanco sureste del cañón (Valadares *et al.*, 2009), y posiblemente sea la prolongación submarina de la Falla de Odemira-Ávila, de 600 km de longitud (Fig. 9).

Entre los altos morfológicos cabe destacar por sus dimensiones el Espolón de Estremadura (Fig. 9). Esta estructura es una elevación de orientación E-O que enlaza de manera continua con el interior peninsular a través del Sistema Central Portugués. Se extiende desde los 1000 m hasta los 5000 m de profundidad a lo largo del paralelo 39°N y presenta una longitud de aproximadamente 200 km y una anchura media de 70 km. Separa la Llanura Abisal de Iberia, al norte, de la Llanura Abisal del Tajo, al sur. La parte occidental constituye un área volcánica importante, con el Monte Submarino Tore (Fig. 9), seguido por el bloque levantado del Espolón de Estremadura *sensu stricto* hacia el este. Su origen está ligado a la apertura del Atlántico central, que dio lugar a la formación de cuencas y altos estructurales durante el Mesozoico y la inversión alpina posterior. Está limitado en sus márgenes septentrional y meridional por dos grandes zonas de fallas, las fallas de Nazaret y de Arrábida, respectivamente, de dirección E-O a OSO-ENE (Kullberg *et al.*, 2013). Estas estructuras han sido consideradas fallas de transferencia mesozoicas que presentan continuidad en la zona emergida (Alves, 2009). Además, su margen meridional está controlado por fallas inversas de dirección NO-SE que acomodan el levantamiento (Fernández-Lozano, 2012).

Entre el Espolón de Estremadura y el Banco de Gorringe se ha desarrollado una serie de plataformas marginales y altos ligados a fallas de orientación N-S a NNE-SSO. De norte a sur se han distinguido cuatro plataformas marginales que se desarrollan entre los 500 y 2500 m de profundidad (Fig. 9): 1) La Plataforma Marginal de Afonso de Albuquerque tiene una morfología elongada en dirección OSO-ENE, se extiende entre los 1300 y 1500 m de profundidad y presenta una longitud de su eje mayor de 24 km y de su eje menor de 4 km. Está limitada al norte y sur por los cañones de Cascais y Setúbal, respectivamente. 2) La Plataforma del Príncipe de Avis presenta una orientación N-S y está delimitada en sus sectores septentrional y meridional por cabalgamientos de dirección NNE-SSO a ENE-OSO que muestran vergencias opuestas (Cunha *et al.*, 2010). Tiene morfología cuadrada, con una longitud de norte a sur de 35 km y de este a oeste de 30 km. Se extiende entre los 2000 y

2500 m de profundidad, con una pendiente media de 1,5°. Al sur de esta plataforma marginal se localiza la Dorsal del Príncipe de Avis, de dirección ENE-OSO. Se trata de una estructura en *pop-up* limitada por dos cabalgamientos que buzan en sentido contrario y que presentan una orientación ENE-OSO. La falla localizada en la parte meridional de la dorsal intersecta el tramo norte de la Falla de Pereira de Sousa por lo que se considera que las fallas de dirección ENE-OSO son antiguas fallas de transferencia asociadas al *rifting* mesozoico (Cunha *et al.*, 2010). 3) La Plataforma Marginal de Pereira de Sousa presenta una orientación N-S con una longitud de 65 km y una anchura de 30 km. Se extiende desde una profundidad de 500 m hasta alcanzar los 1500, con una pendiente de 2°. Está limitada al oeste por un escarpe de 180 m, con una pendiente superior a los 13°, relacionada con una falla normal de dirección N-S y una longitud de 65 km, denominada Falla de Pereira de Sousa (Cunha *et al.*, 2010). 4) La Plataforma Marginal de Sagres tiene una morfología triangular y se desarrolla entre los 500 y 1000 m de profundidad. Presenta una longitud y una anchura en su parte central de 30 km, con una pendiente de 1°. Está controlada por fallas normales de dirección N-S que han actuado hasta comienzos del Paleógeno (Cunha *et al.*, 2010).

Al sur de la Plataforma Marginal de Sousa de Pereira está el Alto del Marquês de Pombal (Fig. 9). Es una estructura lineal de dirección NNE-SSO con 18 km de longitud, una altura de su flanco occidental de 1 km y una pendiente de 20° a 30° (Fig. 2), condicionada por la Falla del Marquês de Pombal (Gràcia *et al.*, 2003) (Fig. 9). La Falla del Marquês de Pombal es un cabalgamiento de dirección NNE-SSO que buza al SE, con una longitud de 50 km (Zitellini *et al.*, 2001). Las fallas del Marquês de Pombal y de Pereira de Sousa han funcionado como fallas extensionales durante el Triásico-Cretácico inferior en las fases de *rifting* de la apertura del Atlántico norte. Durante el Cretácico superior-Paleógeno y Neógeno este margen estuvo afectado por dos fases de inversión tectónica relacionadas con la Orogenia Alpina (Terrinha, 1998). Durante este tiempo la Falla del Marquês de Pombal actuó como falla inversa, mientras que la Falla de Pereira Sousa siguió funcionando como falla normal hasta la actualidad (Terrinha *et al.*, 2003; Zitellini *et al.*, 2004).

El Banco de Gorringe presenta una orientación NE-SO, una longitud de 200 km y una anchura de 80 km (Fig. 9). Su batimetría varía entre 100 m en su parte más somera y 5000 m en la Llanura Abisal del Tajo. Esta alineación separa las llanuras abisales del Tajo y de La Herradura. Su origen se interpreta como la expresión en superficie del límite de placas África-

Eurasia (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2003; Stich *et al.*, 2005; De Vicente, 2008; Zitellini, *et al.*, 2009) y está constituida una corteza oceánica heredada del *rifting* jurásico que se ha elevado bajo un campo de esfuerzos transpresivo durante la Orogenia Alpina, en relación a un cabalgamiento que se extiende por su borde norte (Pinheiro *et al.*, 1996). Recientemente, modelos gravimétricos obtenidos por Jiménez-Munt *et al.*, (2008) para una transecta NO-SE a lo largo del banco muestran un engrosamiento cortical con adelgazamiento hacia el sur. Los bancos de Galicia y Goringe y el Espolón de Extremadura están relacionados con pliegues litosféricos de dirección E-O, generados bajo un campo de esfuerzos de dirección N-S durante la Orogenia Alpina (Cloetingh *et al.*, 2002). Este modelo de zonas topográficamente elevadas y deprimidas constituiría un tren de pliegues que sigue un patrón periódico y se extenderían desde la parte más occidental de la Península Ibérica hacia el Margen Atlántico (Fernández-Lozano *et al.*, 2011). La periodicidad de dichos pliegues está entre 50 km y 250-300 km de longitud de onda y se localizaría sobre zonas de corteza engrosada, como se desprende de los trabajos de Tejero *et al.* (2006) y Muñoz-Martín *et al.* (2010).

Otro elemento morfológico muy destacado de este sector del Margen Atlántico Portugués y de Galicia es la Dorsal Peridotítica (Figs. 9 y 10A). Este rasgo presenta una morfología de cresta alargada y muy continua, de 400 km de longitud (Whitmarsh *et al.*, 1993), que se extiende desde la provincia morfológica del Flanco Noroeste hasta el borde septentrional del Espolón de Extremadura, atravesando toda la Llanura Abisal de Iberia de norte a sur (Chazot *et al.*, 2005). En su parte septentrional presenta una morfología arqueada, pasando de tener una orientación NE-SO, a inflexionarse hasta disponerse con una dirección N-S. No aflora de una forma continua, conformando algunos relieves aislados, de morfología por lo general alargada de dirección N-S en la Llanura Abisal de Iberia, a aproximadamente 5000 m de profundidad (Hill 5100, Sibuet *et al.*, 1987) (Figs. 9 y 10A). También podría aflorar en el escarpe que constituye la provincia del Flanco Noreste, favoreciéndose de este modo que presente pendientes elevadas, de hasta 55° (Vázquez *et al.*, 2008) (Fig. 2). Tradicionalmente, se asume que esta cresta de peridotitas serpentizadas marca el límite océano-continente debido a que al este de la misma se encuentran los sedimentos que cubren la zona de transición océano-continente y que se interpretan como depósitos *sin-rift*, inexistentes al otro lado de la cresta de peridotitas (Boillot *et al.*, 1989b), por lo que puede considerarse el límite del margen continental.

Margen Cantábrico

El Margen Cantábrico se caracteriza por presentar una orientación E-O definida por su evolución tectónica desde el Jurásico hasta la actualidad (Fig. 11A). En el Jurásico superior un evento extensional marca el inicio de la apertura del Golfo de Vizcaya (Lepvrier and Martínez-García, 1990). Esta etapa distensiva continúa durante el Cretácico, especialmente durante el Aptiense, dando lugar a la rotación antihoraria de la Península Ibérica (Van der Voo, 1969; García-Mondéjar, 1996; Gong *et al.*, 2008). Posteriormente, la convergencia entre las placas Ibérica y Euroasiática desde finales del Cretácico hasta el Neógeno (Álvarez-Marrón *et al.*, 1996) cierran parcialmente el Golfo de Vizcaya, provocando la inversión de las fallas extensionales y la formación de estructuras contractivas (Pulgar *et al.*, 1999), llegándose a producir la subducción de parte de la corteza oceánica y de transición del Golfo de Vizcaya bajo la corteza continental Ibérica. Este proceso conlleva el acortamiento y levantamiento del Margen Cantábrico (Gallastegui, 2000; Gallastegui *et al.*, 2002), dando lugar a un talud continental abrupto, con valores de pendiente que superan en algunos sectores los 20° (Fig. 2). Aunque en la actualidad es considerado un margen pasivo, la actividad tectónica continúa hasta nuestro días como pone de manifiesto la elevación episódica de las rasas costeras (Flor, 1983; Mary, 1983; Álvarez-Marrón *et al.*, 2008), la presencia de fallas inversas en los materiales cuaternarios situados sobre las rasas (Gutiérrez-Claverol *et al.*, 2006) y una actividad sísmica con valores máximos de magnitud entre 3 y 4.

Los rasgos morfoestructurales más relevantes de esta zona se reflejan fundamentalmente por la presencia del Banco Le Danois, el Promontorio de Santander y el Alto de Jovellanos; en el desarrollo de extensas plataformas marginales como las de Ortegá, Castro y Pardo Bazán en el sector más occidental, y de Las Landas en su parte más oriental; y en la orientación de los principales cañones submarinos que afectan al talud, y que de oeste a este son los cañones de Avilés, Lastres, Llanes y Capbreton y los valles submarinos de Torrelavega y Santander (Fig. 11A).

El Banco Le Danois es un relieve estructural constituido fundamentalmente por rocas mesozoicas sobre un basamento paleozoico (Figs. 11A y B). Las unidades mesozoicas se depositaron en pequeñas cuencas constituidas por bloques basculados controlados por fallas normales lítricas, relacionadas con la etapa extensional de formación del Golfo de Vizcaya (Fig. 11B). Durante la Orogenia Alpina estas cuencas se invierten y se generan una serie de fallas inversas

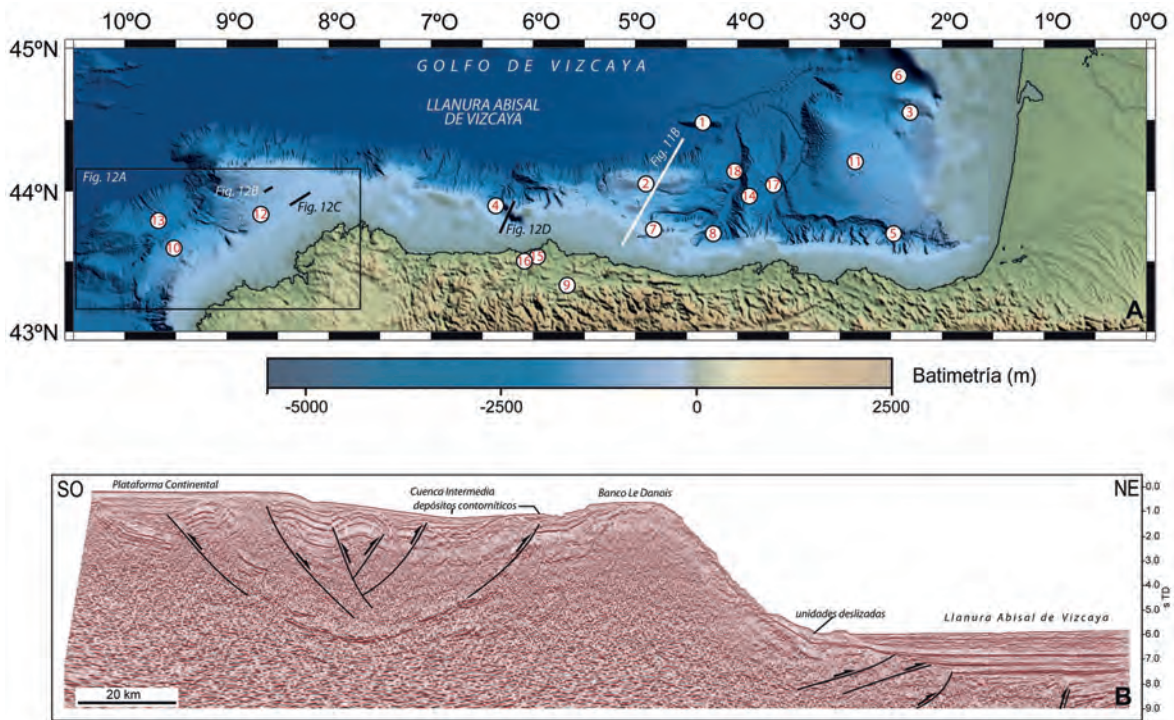


Figura 11. A) Modelo Digital del Terreno del Margen Cantábrico a partir de los datos batimétricos de GEBCO (2003). Los topónimos utilizados en el texto están indicados en el mapa: 1) Alto de Jovellanos; 2) Banco Le Danois; 3) Cañón de Arcachon; 4) Cañón de Avilés; 5) Cañón de Capbreton; 6) Cañón de Cap-Ferret; 7) Cañón de Lastres; 8) Cañón de Llanes; 9) Falla de Ventaniella; 10) Plataforma Marginal de Castro; 11) Plataforma Marginal de Las Landas; 12) Plataforma marginal de Ortegal; 13) Plataforma Marginal de Pardo Bazán; 14) Promontorio de Santander; 15) Ría de Avilés; 16) Río Nalón; 17) Valle de Santander; 18) Valle de Torrelavega. B) Perfil sísmico multicanal del sector central del Margen Continental Cantábrico donde se observan las principales provincias fisiográficas: a) La Plataforma Continental; b) El Talud Continental Complejo, constituido por una Depresión Intermedia, el Banco Le Danois y un talud inferior con una elevada pendiente; y c) La Llanura Abisal de Vizcaya afectada por estructuras contractivas.

Figure 11. A) Digital terrain model of the Cantabrian margin obtained from GEBCO (2003). The place names used in the text are indicated on the map: 1) Jovellanos High; 2) Le Danois Bank; 3) Arcachon Canyon; 4) Aviles Canyon; 5) Capbreton Canyon; 6) Cap-Ferret Canyon; 7) Lastres Canyon; 8) Llanes Canyon; 9) Ventaniella Fault; 10) Castro Marginal Platform; 11) Las Landas Marginal Platform; 12) Ortegal Marginal Platform; 13) Pardo Bazan Marginal Platform; 14) Santander Promontory; 15) Aviles Ria; 16) Nalon River; 17) Santander Valley; 18) Torrelavega Valley. B) Multichannel seismic profile of the central sector of the Cantabrian continental margin showing the main physiographic provinces: a) Continental shelf; b) Complex continental slope constitutes by the intermediate depression, the Le Danois Bank, and a steep lower slope; and c) the Biscay abyssal plain affected by contractional structures.

vergentes al norte ligadas a la subducción de la corteza oceánica hacia el sur, bajo el talud noribérico, que por lo tanto constituía el límite septentrional de la Placa Ibérica (Fig. 11B). La presencia del Banco Le Danois crea una cuenca intratalud de orientación E-O con una anchura que oscila entre 17 y 25 km y una longitud de aproximadamente 50 km (Figs. 11A y B). El Banco Le Danois tiene una forma elongada convexa hacia el sur de aproximadamente 72 km de longitud y 15 km de anchura. Su cumbre es plana, constituyendo una amplia plataforma de dirección E-O que se localiza entre los 550 y 600 m de profundidad (Figs. 11A y B). Su talud meridional es suave hacia la cuenca de intratalud, alcanzando profundidades entre 500 y 850 m, pendientes de alrededor de 2° y una morfología irregular (Fig. 2). Por otro lado, su flanco sep-

tentrional, que representa la parte superior del talud inferior, es abrupto, con una pendiente media de 12°, presentado gradientes de 17° en su parte superior y de hasta 18° en su parte intermedia (Fig. 2). Se extiende desde los 600-800 m de profundidad hasta los 4000 m en la base del talud, ya en contacto con la Llanura Abisal de Vizcaya.

El Promontorio de Santander es un espolón elongado de dirección N-S con una longitud de 70 km y una anchura que varía entre los 15 a 30 km (Fig. 11A). Está limitado a oeste y este por los valles de Torrelavega y Santander, respectivamente (Fig. 11A). La cumbre de este promontorio se encuentra entre los 1000 y 2000 m de profundidad y presenta una superficie regular, pasando de modo abrupto a las paredes de los cañones en sus márgenes orientales y

occidentales, así como al talud inferior en su sector septentrional. Este promontorio es el reflejo de una estructura cortical de primer orden que marca la separación de dos dominios estructurales: el Dominio Vasco-Parentis y el Dominio del Cantábrico, al este y oeste del Promontorio de Santander, respectivamente. En el Dominio Vasco-Parentis, el frente Nor-Pirenaico se encuentra cerca de la costa española y el antepaís consiste en una corteza continental adelgazada. En el Dominio del Cantábrico, el frente Nor-Pirenaico se desplaza hacia el norte del orden de 40-70 km y el antepaís se caracteriza por la exhumación del manto (Roca *et al.*, 2011). Desde el punto de vista morfoestructural, el Promontorio de Santander está constituido por una corteza continental deformada por cabalgamientos de orientación NE a E limitados por fallas de dirección N a NNE (Deregnaucourt, 1981; Sánchez Ferré, 1991). Los cabalgamientos de dirección NE a E y pliegues de vergencia norte están principalmente desarrollados a lo largo de la dirección del frente Nor-Pirenaico. Estas estructuras afectan al basamento y a la secuencia sedimentaria suprayacente hasta el Mioceno medio (Cámara, 1989; Sánchez Ferré, 1991). El mayor espesor de la serie mesozoica en su bloque superior sugiere que esta estructura es el resultado de la inversión de las fallas extensionales del Cretácico inferior durante la deformación pirenaica (Sánchez Ferré, 1991). Las fallas de orientación N a NNE, por otro lado, están presentes a lo largo de toda la zona de unión y no muestran una clara vergencia (Deregnaucourt, 1981). Estas han sido interpretadas como fallas extensionales de edad Jurásico-Paleógeno, las cuales habrían controlado la localización de los valles de Santander y Torrelavega (Deregnaucourt, 1981). Sin embargo, en el territorio emergido, la continuación hacia el sur de esta zona de unión se refleja por la presencia de fallas de dirección N a NNE, que conectan con fallas extensionales de orientación E-O a NO-SE, que han sido identificadas como zonas de transferencia extensional de edad Cretácico inferior y que han sido posteriormente invertidas oblicuamente durante el acortamiento pirenaico (Quintana *et al.*, 2006, 2009; López-Mir and Roca, 2008; García-Senz and Robador, 2009). Por lo tanto, la unión entre los dominios Vasco-Parentis y Cantábrico-Nor-Pirenaico aparece como una zona de transferencia sintética parcialmente imbricada donde predomina las fallas de dirección N a NNE. Estas fallas podrían haber sido activas durante el Paleógeno, sincrónicamente con los cabalgamientos vergentes al norte y que son el resultado de la inversión de un sistema de fallas de transferencia extensionales desarrolladas durante el Cretácico inferior. La inexistencia de una estructura direccional clara

conectando ambos frentes y que esta conexión se produzca por un conjunto de fallas de orientación N a NNE que se distribuyen de forma difusa en una zona de 60 km de anchura que corresponde al Promontorio de Santander ha dado lugar a que esta zona de transferencia se relacione con una zona de unión constituidas por fallas discontinuas en profundidad (zona de transferencia 'dúctil') (Roca *et al.*, 2011).

El Alto de Jovellanos se localiza a unos 3500 m de profundidad y presenta una morfología elongada en planta de dirección E-O con una longitud de 30 km y una anchura de 10 km (Fig. 11A). Este alto se correlaciona con el bloque superior de una lámina de cabalgamiento que queda separado del talud continental por una depresión de fondo plano. Corresponde a un bloque de basamento basculado al sur (Bloque del Monte Submarino 3270, Roca *et al.*, 2011) cubierto por una secuencia de sedimentos mesozoicos que buzcan también hacia el sur. El emplazamiento de este bloque ha sido datado como Eoceno superior-Mioceno medio?, y puede continuar hasta la actualidad (Roca *et al.*, 2011).

En el talud continental medio se desarrollan en los sectores occidentales y orientales del Margen Cantábrico una serie de plataformas marginales relacionadas con la apertura y compartimentación del Golfo de Vizcaya en el marco de un régimen extensional. En el área occidental, en el sector NO del Margen Gallego cabe destacar las plataformas de Ortegal, Pardo Bazán y Castro (Figs. 11A y 12A). La Plataforma de Ortegal presenta una anchura de aproximadamente 22 km y se localiza a una profundidad entre 200 y 400 m. Se caracteriza por presentar una forma triangular, con una ligera inclinación hacia el noroeste, con una pendiente de 0,2°. Se observan abombamientos y *pockmarks* en la superficie del fondo marino relacionadas con la migración de fluido a la superficie (Jané *et al.*, 2010) (Figs. 12B y C). Se han identificado un total de 349 *pockmarks* que presentan un diámetro que varía entre 29 y 448 m y una profundidad entre 1 y 16 m y se distribuyen según dos direcciones: NE-SO y NNO-SSE a N-S, coincidentes con la orientación de las principales estructuras tectónicas. La Plataforma de Pardo Bazán presenta una orientación NE-SO, una longitud de 80 km y una anchura de 25 km. Se extiende desde una profundidad de 900-1000 m hasta alcanzar 1800 a 2000 m, con una pendiente de 2,5°. La Plataforma de Castro se localiza a mayor profundidad, aproximadamente entre 2200 m y 2400 m. Presenta una superficie regular ligeramente tendida hacia el noroeste con una pendiente de 1,5°.

En el sector oriental, en el Margen Continental Francés, se encuentra la Plataforma Marginal de las

Landas, que presenta una morfología cuadrada en planta y está limitada al norte por el Cañón de Cap-Ferret, al oeste por el Valle de Santander y al sur por el Cañón de Capbreton (Fig. 11A). Esta plataforma está conectada directamente con la plataforma continental francesa al este, a través del talud superior de dirección N-S en su sector meridional, y a través del Cañón de Arcachon en el sector septentrional. La Plataforma de Las Landas presenta una superficie regular localizada entre 1000 y 2000 m de profundidad, ligeramente inclinada hacia la cuenca, con un gradiente de la pendiente que varía entre 0.1° y 3° (Fig. 2). Finaliza en una ruptura brusca que define el comienzo de los márgenes de los cañones submarinos. Este rasgo morfoestructural es el resultado de la compartimentación de la corteza continental durante el desarrollo de la Cuenca de Vizcaya por fallas normales de orientación preferentemente E-O que dio lugar al denominado Alto de Las Landas, una meseta levantada y erosionada durante Cretácico inferior (Robles *et al.*, 1988). A partir del Eoceno al Mioceno medio la deformación compresiva asociada a la fase orogénica Pirenaica progresa hacia el norte dando lugar a cabalgamientos de dirección NE que superponen el basamento continental de la Plataforma de Las Landas sobre la corteza de transición de la Llanura Abisal de Vizcaya. Durante este intervalo de tiempo se produce la incisión y el desarrollo de los cañones de Capbreton y Cap-Ferret en la parte superior de la Plataforma de Las Landas (Ferrer *et al.*, 2008), que podría explicarse por el emplazamiento del sistema de cabalgamientos descrito, que hundió las partes más orientales de la llanura abisal en relación con el cabalgamiento de la Plataforma de Las Landas. En la Plataforma de Las Landas se han observado además depresiones subcirculares de 1.5 km de diámetro y aproximadamente 35 m de profundidad asociados a escape de fluidos, deslizamientos, procesos diapíricos asociados a migración de sales y rellenos de canales que dieron lugar al desarrollo de estas formas desde el Mioceno al Plioceno y que se han preservado hasta el Plio-Cuaternario debido a una lenta y baja tasa de sedimentación (Iglesias *et al.*, 2010).

Para finalizar, cabe destacar la presencia de una serie de cañones y valles submarinos que disectan el talud continental y cuya orientación claramente tienen un control estructural. La orientación del cañón de Avilés, oblicua a la dirección E-O del talud continental, fue desde los primeros estudios batimétricos realizados en el Margen Cantábrico (Boillot *et al.*, 1979; Deregnaucourt and Boillot, 1982) relacionada con la continuación en mar de la Falla de Ventaniella, de dirección N137E (Figs. 11A y 12D). Este cañón submarino se encuentra a 12 km de la costa y se extiende

desde los 128 m de profundidad en el borde de la plataforma hasta los 4766 m en la base del talud. Este descenso se produce en una longitud de tan solo 40 km, por lo que este cañón es uno de los más profundos a escala mundial en lo que se refiere en términos de relieve neto (Nomark and Carson, 2003; Harris and Whiteway, 2011). Se desconoce el momento de su formación, pero sin duda existe una desproporción desconcertante entre las dimensiones del cañón y el tamaño de la Ría de Avilés, lo que apoya la idea de que el origen del cañón se deba a causas tectónicas. Estudios recientes (Fernández-Viejo *et al.*, 2014) establece que a partir de un análisis geomorfológico de las redes hidrográficas del área se confirma que el Estuario de Avilés no tiene entidad para desarrollar un cañón de las dimensiones que tiene el Cañón de Avilés, por lo que relaciona su origen bien con procesos tectónicos, bien con la actividad del Río Nalón, uno de los más grandes e importantes de la cornisa cantábrica, cuyo recorrido anterior, antes de su captura actual, discurrió subparalelo a la traza de la Falla de Ventaniella en la zona emergida. Continuos levantamientos de la Cordillera Cantábrica desde el Eoceno favorecieron el encajamiento y dimensiones del cañón.

El trazado de los cañones de Lastres y Llanes presentan una orientación NE-SO y su cabecera se localiza a unos 20 km de la línea de costa (Fig. 11A). El Cañón de Lastres presenta una anchura de 37 km y un relieve superior a los 2 km, mientras que el Cañón de Llanes es algo más estrecho, con una anchura media de 15 km, y un relieve también superior a los 2 km. Su localización corresponde a la traza morfológica de accidentes tardi-hercínicos direccionales que funcionaron hasta el Eoceno superior, y que definieron el surco permotriásico de Villaviciosa (Sánchez de la Torre *et al.*, 1977; Suárez, 1988). Ambos cañones confluyen en el Valle de Torrelavega.

El Cañón de Capbreton presenta una orientación E-O y una longitud de 300 km antes de cambiar su dirección hacia el norte conectando con el Valle de Santander y alcanzar la llanura abisal a 3500 m de profundidad (Fig. 11A). Presenta un trazado meandri-forme y su anchura varía entre los 5 a 32 km y en el drenan una serie de *gullies* procedentes de la plataforma (Mulder *et al.*, 2004; Gaudin *et al.*, 2006). Su cabecera se encuentra solo a 250 m de la costa francesa. Varios estudios demuestran la estrecha relación entre los procesos tectónicos con la localización y morfología del Cañón de Capbreton (Boillot *et al.*, 1973, 1974; Rigaut, 1997; Cirac *et al.*, 2001), cuya orientación se relaciona con fallas normales (Deregnaucourt and Boillot, 1982), procesos de diapirismo salino (Cirac *et al.*, 2001) y cabalgamientos

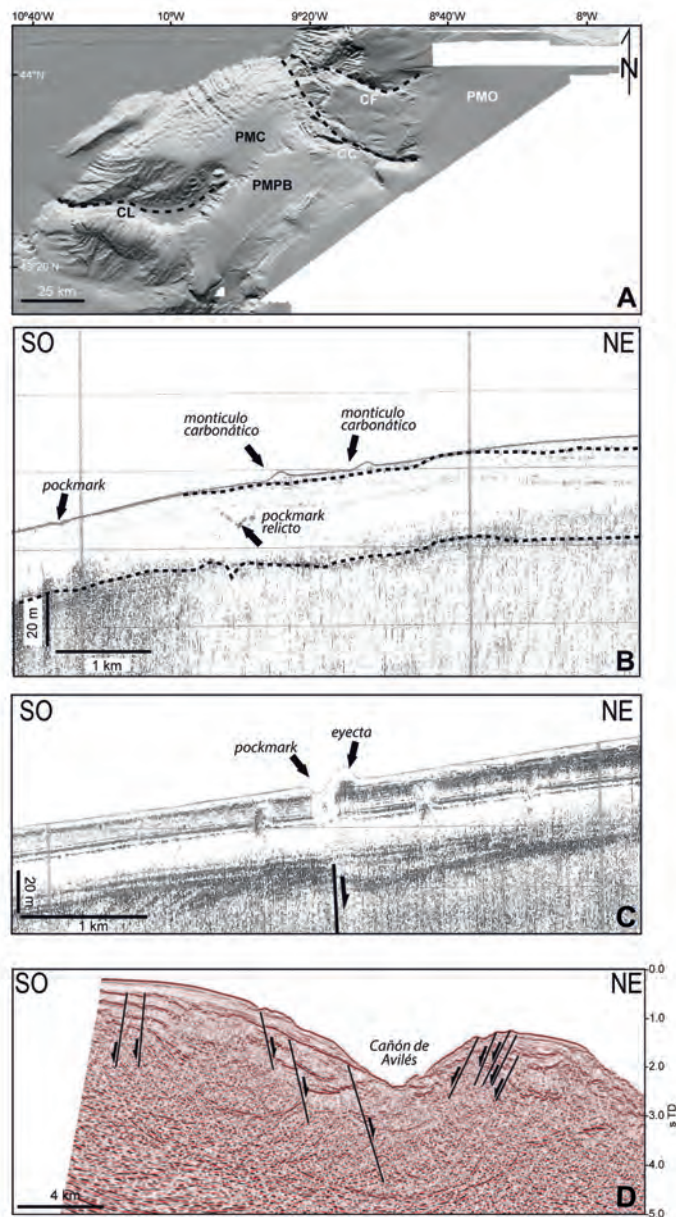


Figura 12. A) Mapa batimétrico del sector occidental del Margen Cantábrico donde se muestran las tres plataformas marginales localizadas a diferentes profundidades: Plataforma Marginal de Castro (PMC), a aproximadamente 2200-2400 m de profundidad; Plataforma Marginal de Pardo Bazán (PMPB), localizada entre los 900-2000 m de profundidad; y Plataforma Marginal de Ortegá (PMO), entre los 200-400 m de profundidad. Estas plataformas marginales están atravesadas por los cañones de Ferrol (CF); Coruña (CC) y Lage (CL). Ver situación en la Figura 11. B) Perfil sísmico de muy alta resolución (Topas) que muestra estructuras monticulares en la superficie del fondo marino posiblemente debidas a la precipitación de carbonatos por oxidación bacteriana de emisiones de metano. Ver situación en la Figura 11. Modificado de Jané *et al.* (2010). C) Perfil sísmico de muy alta resolución (TOPAS) donde se observan depósitos de expulsión asociados a eventos de salida violenta de fluidos que de manera instantánea expulsan grandes volúmenes de sedimentos desde el fondo marino y se depositan cerca de las estructuras de *pockmarks*. Se observan también anomalías acústicas debidas a la presencia de sedimentos cargados en fluidos. Los fluidos migran hacia el fondo marino a favor de fallas normales. Ver situación en la Figura 11. Modificado de Jané *et al.* (2010). D) Perfil sísmico multicanal donde se muestra la morfología del Cañón de Avilés en sección transversal. Se puede observar la morfología asimétrica del canal y su localización sobre una depresión estructural. Ver situación en la Figura 11.

Figure 12. A) Shaded relief map of the western part of the Cantabrian continental margin showing three marginal platforms located at different depths: the Castro marginal platform (PMC); about 2200-2400 m depth; the Pardo Bazan marginal platform (PMPB); located between 900-2000 m depth; and Ortegá marginal platform (PMO); 200-400 m depth. These marginal platforms are dissected by the Ferrol (CF); Coruña (CC) and Lage (CL) canyons. See location in Figure 11. B) Ultra high-resolution (TOPAS) seismic profile showing mound structures on the seafloor surface possibly due to the precipitation of cold seep carbonates by methane oxidizing bacteria. See Figure 11 for location. Modified from Jané *et al.* (2010). C) Ultrahigh resolution (TOPAS) seismic profile showing ejecta deposits associated with violent fluid expulsion events that instantaneously lift huge sediment volumes from the seafloor and deposit them close to the pockmark structure. The seismic profile shows acoustic anomalies due to the presence of fluid-charged sediments. The fluid migrates toward the seafloor through normal faults. See location in Figure 11. Modified from Jané *et al.* (2010). D) Multichannel seismic profile showing the morphology of the Aviles Canyon in cross section. The seismic profile shows the asymmetric morphology of the channel and its location over a graben. See location in Figure 11.

(Gailhard *et al.*, 1971; Bois *et al.*, 1997) asociados a la apertura del Golfo de Vizcaya y a la formación del orógeno pirenaico.

Por último, la orientación de los valles de Torrelavega y Santander está claramente controlada por la dirección del Promontorio de Santander (Fig. 11A). El Valle de Torrelavega tiene una longitud de 80 km, una anchura media de 15 km y un trazado rectilíneo de su cauce en dirección N-S. Como se ha comentado anteriormente, su sistema de drenaje está formado por los cañones de Llanes y Lastres. El Valle de Santander presenta también una orientación N-S y tiene una longitud de 70 km y una anchura que varía entre los 26 y 38 km. Su sector más meridional es

más ancho y sus paredes muestran salientes que están bordeados por un cauce sinuoso.

Control de los rasgos estructurales en los procesos sedimentarios y oceanográficos en los márgenes ibéricos

En general, los rasgos morfoestructurales de los márgenes continentales ejercen una fuerte influencia sobre la circulación de las masas de agua, en la orientación preferente de los procesos erosivos en relación con el desarrollo de cañones y canales medio-oceánicos, y en la localización y distribución de depósitos

sedimentarios asociados con inestabilidades del talud y flujos turbidíticos. La morfología del fondo marino puede controlar el desarrollo o cambios en la trayectoria de las masas de agua y en sus velocidades, favoreciendo los procesos sedimentarios y erosivos en el desarrollo de los sistemas deposicionales contorníticos (Reed *et al.*, 1987; Cunningham *et al.*, 2002; Reeder *et al.*, 2002; MacLachlan *et al.*, 2008). Los procesos tectónicos contribuyen de manera importante en lo que respecta a la deformación de los márgenes y en el desarrollo de relieve, y es un factor clave en la localización y morfología de los cañones submarinos. El control estructural de los rasgos morfológicos de los márgenes ha sido muy bien estudiado sobre todo en márgenes convergentes (McAdoo *et al.*, 1996, 2004; Domínguez *et al.*, 1998; Liu *et al.*, 2004; Kukowski *et al.*, 2008; Morgan *et al.*, 2008). La estructura regional y local influye sobre la linealidad y geometría de los cañones, produciendo elevaciones locales del gradiente del canal (Huyghe *et al.*, 2004), el alineamiento y desplazamiento del eje del cañón a lo largo de fallas (Greene *et al.*, 1991; Liu *et al.*, 1993; Mountjoy *et al.*, 2009); y la desviación de la trayectoria del cañón alrededor de crestas estructurales (Kukowski *et al.*, 2001; Chiang and Yu, 2006). En la mayoría de los casos los canales medio-oceánicos coinciden con fallas o depresiones del basamento (Heezen *et al.*, 1960; Andrews, 1970; Griggs and Kulm, 1970; Cherkis *et al.*, 1973; Ness and Kulm, 1973; Belderson and Kenyon, 1980; Hesse and Rakofky, 1992), por los que han circulado flujos gravitativos (Cherkis *et al.*, 1973; Ness and Kulm, 1973).

Por otro lado, los terremotos son el mecanismo desencadenante de deslizamientos submarinos más importante (Piper *et al.*, 1999). Mientras que muchos factores contribuyen a la inestabilidad de los taludes, modelos numéricos aplicados a grandes deslizamientos en masa demuestran que se requiere un fuerte evento sísmico para iniciar el movimiento pendiente abajo de la masa deslizada (Leynaud *et al.*, 2007; Locat *et al.*, 2009). Son numerosos los trabajos que relacionan deslizamientos con eventos sísmicos (Boucart and Glangeaud, 1958; Piper *et al.*, 1999; Lastras *et al.*, 2002; Beck *et al.*, 2003; Giresse *et al.*, 2004; Canals *et al.*, 2004). Se ha determinado que inestabilidades en los taludes generadas en zonas donde con frecuencia se producen regularmente terremotos de magnitud elevada, contribuyen significativamente en el desarrollo de cañones submarinos y en la morfología del talud (Mountjoy, 2009). Del mismo modo, movimientos sísmicos pueden desencadenar corrientes turbidíticas que se trasladan a través de los cañones y canales submarinos (Field, 1984; Kastens, 1984; Adams, 1990; Anastasakis and Piper,

1991; Karlin and Abella, 1992; Niemi and Ben-Avraham, 1994; Grantz *et al.*, 1996; Inouchi *et al.*, 1996; Nelson *et al.*, 1996, 2004; Nakajima and Kanai, 2000; Goldfinger *et al.*, 2003, 2007, 2008; Blumberg *et al.*, 2008; Gràcia *et al.*, 2010; Goldfinger, 2011; Masson *et al.*, 2011).

La situación más importante de control tectónico en la circulación marina es la apertura o cierre de portales o pasillos oceánicos, siendo el Estrecho de Gibraltar, en el margen meridional de la Península Ibérica, localizado entre los márgenes del Golfo de Cádiz y el sector occidental del Margén Bético, uno de los más importantes existentes a nivel global, a través del cual se produce el intercambio de las masas de aguas Mediterráneas y Atlánticas. La apertura del Estrecho de Gibraltar se produjo a finales del Mioceno (Berggren and Hollister, 1974; Mulder and Parry, 1977; Maldonado *et al.*, 1999), después del aislamiento total del mar Mediterráneo y los efectos globales de la Crisis de Salinidad del Messiniense (Ryan *et al.*, 1973; Hsü *et al.*, 1978; Duggen *et al.*, 2003). Existen dos hipótesis diferentes relativas al origen de esta reapertura: 1) Una depresión topográfica como consecuencia del colapso de un graben estrecho y relacionado con una extensión regional o con una falla transcurrente (cuenca *pull-apart*) (e.j., Hsü *et al.*, 1973 a, b; Campillo *et al.*, 1992; Kastens, 1992; Maldonado *et al.*, 1999; Hodell *et al.*, 2001), 2) la segunda hipótesis considera que la desecación del Mar Mediterráneo durante el Messiniense indujo a un abrupto descenso del nivel del mar (hasta 1500 m por debajo del actual nivel del mar) (Hsü *et al.*, 1973a; Clauzon *et al.*, 1996), lo que produjo una fuerte reincisión de los ríos que fluían hacia el Mediterráneo, produciéndose el encajamiento de grandes cañones por la erosión regresiva en todo el Mediterráneo, incluido el Mar de Alborán (ej., Clauzon *et al.*, 1996; Blanc, 2002; Loget and Van Den Driessche, 2006).

La apertura del Estrecho de Gibraltar favorece la circulación de la Masa de Agua Mediterránea al Océano Atlántico, constituyendo un aporte adicional de agua salina densa hacia el Océano Atlántico, contribuyendo significativamente en la formación de Masa de Agua Noratlántica Profunda y por tanto en la circulación termohalina global (Serra, 2004; Legg *et al.*, 2009). En este sentido la conexión Atlántico-Mediterráneo y el papel de la Masa de Agua Mediterránea en la circulación oceánica, en la Circulación Meridional Atlántica de Retorno y en el clima, son temas de gran importancia (Reid, 1994; Candela, 2001; Slater, 2003; Rogerson *et al.*, 2012). Además el estrechamiento de Gibraltar produce un aumento en la intensidad de la corriente, no sólo en sus proximidades dentro de la Cuenca de Alborán

(Ercilla *et al.*, 2012, 2013), sino alcanzando velocidades tan altas tras su salida que resultan ser de las más relevantes en la zona de estudio, llegando a velocidades de casi 300 cm/s (Madelain, 1970; Mélières *et al.*, 1970; Ambar and Howe, 1979; Iorga and Lozier, 1999; Candela, 2001).

En cuanto a las irregularidades del fondo marino, Hernández-Molina *et al.* (2008) distinguen entre dos grupos de obstáculos: puntuales y lineales. Los obstáculos puntuales como los montes submarinos dan lugar a la distorsión de la circulación que se produce alrededor, provocando (Hernández-Molina *et al.*, 2006a): (1) Procesos de vorticidad, en los que predomina la acción de un par de vórtices helicoidales que giran a favor de la corriente en direcciones opuestas a lo largo de los flancos del obstáculo (Zenk, 2008); (2) Procesos advectivos, en los cuales la velocidad de la masa es menor, y el flujo alrededor del obstáculo gira en sentido horario (en el hemisferio norte) constituyendo un *eddy* vertical anticiclónico sobre el obstáculo (Columna de Taylor), aunque la estratificación de las masas de agua, en general, inhibe los movimientos verticales y por tanto la extensión vertical de dichos *eddies*. Por esta acción, las masas de agua aumentan en intensidad y con frecuencia suelen desarrollarse surcos o valles marginales (*marginal troughs*, *scours* o *moats*) alrededor de la base de estos montes submarinos (Fig. 13A). Además la acción de la fuerza de Coriolis permite que se acelere el vórtice de la izquierda y se desacelere el vórtice de la derecha (corriente abajo y en el hemisferio norte), favoreciendo el mejor desarrollo de valles marginales en los flancos izquierdos en ese hemisferio (al contrario en el hemisferio sur) (Roberts *et al.*, 1974; McCave and Carter, 1997). Por otra parte detrás de los obstáculos se favorece la acumulación sedimentaria y por tanto el desarrollo de *drifts* (*patch drifts*) (Davies and Laughton, 1972; McCave and Carter, 1997; Masson *et al.*, 2003; Hernández-Molina *et al.*, 2006b). Los mejores ejemplos de interacción de las masas de agua con montes submarinos se localizan en el Mar de Alborán (Palomino *et al.*, 2010; Ercilla *et al.*, 2012, 2013), y a lo largo del Margen Atlántico Ibérico, en concreto, en el Golfo de Cádiz (Hernández-Molina *et al.*, 2006b; García *et al.*, 2009) y en el Margen de Galicia (Ercilla *et al.*, 2009, 2010, 2011, 2013), los cuales producen incrementos de velocidad de hasta 10-20 veces las velocidades medias en sus flancos, llegando a alcanzar velocidades de más de 50 cm/s (Hernández-Molina *et al.*, 2011).

Entre los obstáculos lineales cabe destacar el efecto de las dorsales diapíricas, zonas de fractura, los bancos y las cadenas de altos submarinos, en el comportamiento de las masas de agua (Fig. 13B). Cuando

la masa de agua interacciona de manera perpendicular u oblicua a estas irregularidades del fondo, genera dos vórtices que favorecen los procesos erosivos, uno delante del obstáculo, el cual permite la formación de un "canal contornítico", y otro detrás del obstáculo, permitiendo el desarrollo de "valles marginales". Además, los obstáculos de mayores dimensiones pueden generar ondas internas en la masa de agua una vez sobrepasado el obstáculo (Kenyon and Belderson, 1973; Roden, 1987, 1991; Nelson *et al.*, 1993; Merrifield *et al.*, 2001; García, 2002; Hernández-Molina *et al.*, 2003, 2006b; Serra, 2004; García *et al.*, 2009). Este es el caso del Golfo de Cádiz, donde las dorsales diapíricas de Cádiz y Guadalquivir producen importantes irregularidades lineales en el fondo marino que no sólo cambian la trayectoria de la rama de la Masa de Agua Mediterránea, sino que además producen un aumento local de la intensidad de la Masa de Agua Mediterránea desde 10-50 cm/s a 50-90 cm/s (Madelain, 1970; Kenyon and Belderson, 1973; Mélières, 1974; Zenk, 1975; Nelson *et al.*, 1999; Hanquiez *et al.*, 2007; Stow *et al.*, 2013), dando lugar al desarrollo de cinco canales contorníticos principales así como un sistema de valles marginales (Hernández-Molina *et al.*, 2006b; García *et al.*, 2009; Stow *et al.*, 2013). En el Mar de Alborán, cuando las masas de agua mediterráneas interaccionan con la Dorsal de Alborán se producen también turbulencias que provocan aumentos en el flujo dando lugar a rasgos contorníticos de alta energía a pie de la dorsal (Ercilla *et al.*, 2012, 2013). Además, los escarpes, bancos y promontorios más relevantes en el margen continental de Iberia producen también división en ramas o cambios en las trayectorias de las corrientes, así como aumento de la velocidad superiores a la media alrededor de ellos (Hernández-Molina *et al.*, 2011), donde se han desarrollado rasgos contorníticos como en los bancos estructurales de Galicia, Guadalquivir y Le Danois (Madelain, 1970; Kenyon and Belderson, 1973; Ercilla *et al.*, 2008 a, b, 2009, 2010, 2011; García *et al.*, 2009; Iglesias, 2009; Van Rooij *et al.*, 2010), en el Promontorio Balear (Mauffret, 1979; Velasco *et al.*, 1996), el Espolón de Estremadura (Alves *et al.*, 2003) y en la Plataforma Marginal de Ortegá (Hernández-Molina *et al.*, 2009; Jané *et al.*, 2012; Llave *et al.*, 2013).

Consideraciones finales

Los márgenes continentales ibéricos pertenecen al tipo pasivo y transformante, aunque hay notables diferencias en cuanto al encuadre tectónico, ya que a

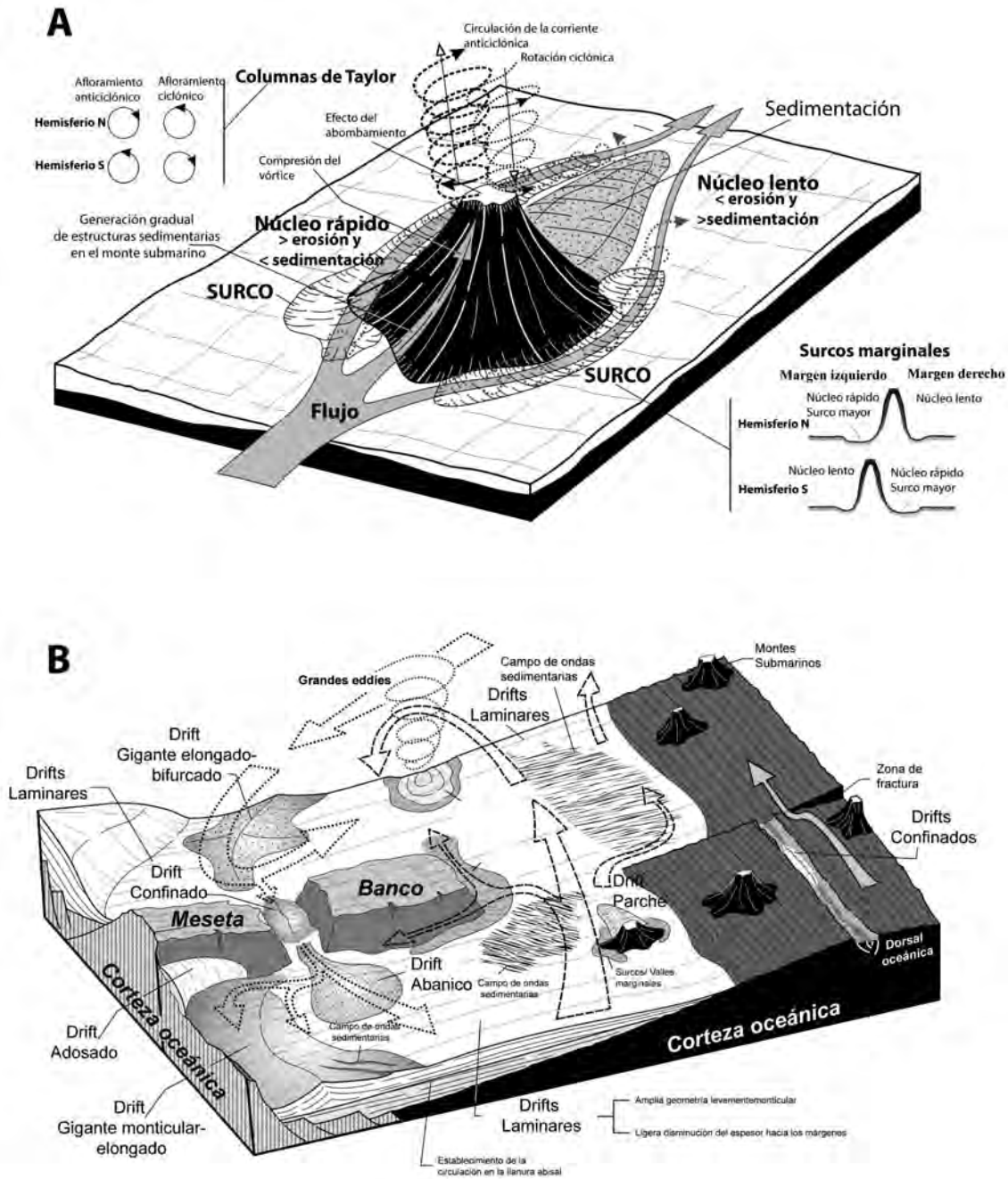


Figura 13. A) Principales rasgos hidrodinámicos relacionados con un flujo entrante al interactuar con un monte submarino; donde se muestra la formación de surcos o valles marginales y de colas sedimentarias (modificado de Hernández-Molina *et al.*, 2006b). Los obstáculos con forma puntiaguda (como es el caso de los montes submarinos aislados); suelen presentar depresiones marginales (surcos o fosas) alrededor de sus pies. En el hemisferio norte; se puede observar una asimetría lateral en los procesos de flujo debido al efecto de Coriolis; que genera mayor erosión en el margen izquierdo del obstáculo y menor en el derecho en el sentido de la corriente. También es frecuente que se desarrollen colas sedimentarias a sotavento de grandes obstáculos o montículos. B) Esquema conceptual en 3D en el cual se muestran los principales rasgos deposicionales y erosivos debidos a la circulación de masas de agua profundas en llanuras abisales (modificado de Hernández-Molina *et al.*, 2008).

Figure 13. A) Main hydrodynamic features related to an incoming flow with a seamount, showing the formation of scours or marginal troughs (valleys) and sedimentary tails (modified from Hernández-Molina *et al.*, 2006b). Point-shaped obstacles (such as isolated seamounts) frequently have marginal troughs (scours or moats) around their bases. In the northern hemisphere lateral asymmetry in the flow processes due to the Coriolis effects leads to greater erosion on the left side of the obstacle and lesser erosion on the right downstream. Large sediment tails are also commonly developed in the lee of large obstacles or mounds. B) 3D conceptual sketch showing the main depositional and erosive features due to the circulation of deep-water masses on abyssal plains (modified from Hernández-Molina *et al.*, 2008).

lo largo de su evolución ha sufrido repetidas etapas compresivas y extensionales, con procesos de inversión tectónica, que en algunos sectores han complicado la estructura del margen. Incluso, en los sectores septentrional y meridional las etapas compresivas alpinas han llegado a producir fenómenos de subducción haciendo que estos márgenes funcionaran durante un periodo de tiempo como activos.

La expansión del Atlántico norte ha dado lugar al desarrollo de amplias plataformas marginales en los márgenes Cantábrico y de Galicia. Así mismo el desarrollo del Surco de Valencia y la Cuenca de Alborán, en el contexto de la formación del Mediterráneo occidental, ha dado lugar también a pequeñas plataformas marginales diseminadas a lo largo de los márgenes Catalán-Valenciano y Bético. Los rasgos morfológicos relacionados con la presencia de altos y depresiones estructurales son frecuentes en el Margen Catalán-Valenciano y en el Promontorio Balear, debidos al desarrollo del Surco de Valencia durante el Paleógeno, y en los márgenes del Golfo de Cádiz, Portugués, de Galicia y Cantábrico asociados a la apertura del Atlántico norte y durante la Orogenia Alpina Golfo de Vizcaya desde el Jurásico. La reactivación durante la Orogenia Alpina de fallas de dirección NE-SO y NO-SE desarrolladas durante la Orogenia Varisca, así como las estructuras neoformadas durante esa etapa, de orientación E-O, han controlado la orientación de algunos de los más importantes cañones submarinos de los márgenes ibéricos, sobre todo en los márgenes de Portugal, Galicia y Cantábrico. El Golfo de Cádiz, el sector occidental de la Cuenca de Alborán y la Llanura Abisal Liguro-Provenzal presentan el desarrollo de morfologías relacionadas con tectónica salina debido a la migración de los depósitos salinos y margosos del Triásico y Mioceno, que da lugar a morfologías domáticas y elongadas. Procesos de migración de fluidos procedentes de unidades localizadas en profundidad, dando lugar a depresiones o *pockmarks*, son muy frecuentes en los márgenes ibéricos, habiéndose descrito en el entorno del Promontorio Balear, Cuenca de Alborán y en los márgenes del Golfo de Cádiz, de Galicia y Cantábrico. Asociadas a estos fenómenos de expulsión de fluidos, otra forma muy representativa son los volcanes de lodo, descritos fundamentalmente en la Cuenca de Alborán y Golfo de Cádiz. Para finalizar, en la Cuenca de Alborán, los márgenes Bético y Catalán-Valenciano y el Promontorio Balear muestran morfologías positivas relacionadas con el desarrollo de edificios volcánicos durante la fase de *rifting* cenozoico.

Los rasgos morfoestructurales de origen endógeno han controlado de un modo muy importante la locali-

zación y magnitud de los procesos erosivos y deposicionales en los márgenes ibéricos y del mismo modo las morfologías asociadas a ellos. Esta incidencia no solo es destacable a escala regional, con la formación de canales y depósitos contorníticos controlados por la existencia de altos morfoestructurales o dorsales diapíricas como ocurre en la Cuenca de Alborán o en los márgenes del Golfo de Cádiz, Galicia y Cantábrico, o en los abanicos turbidíticos que se canalizan a través de cañones controlados por estructuras tectónicas, sino que en el caso concreto del Margen Sur-Ibérico, ha influido en el desarrollo de uno de los pasillo oceánicos que más incidencia ha tenido en la circulación marina en el Atlántico norte como es el Estrecho de Gibraltar, que desde finales del Plioceno comunica el mar Mediterráneo con el Atlántico.

Una vez establecida la estrecha relación entre algunos rasgos morfológicos del fondo marino de los márgenes ibéricos con los procesos endógenos, conviene abordar si estos elementos son relictos o son el resultado de procesos activos. Aunque este no ha sido el objetivo de este trabajo, consideramos importante remarcar este aspecto como actividad futura dentro de los estudios de geomorfología tectónica, ya que el análisis de las formas de relieve desarrolladas por procesos tectónicos activos puede proporcionar datos básicos necesarios para la predicción a largo plazo de terremotos y para la evaluación de la peligrosidad sísmica y de riesgo sísmico probabilístico. La investigación de la tectónica activa basada en técnicas geomorfológicas puede variar desde trabajos de reconocimiento regional a detallados estudios de procesos-respuesta en sitios específicos. Este tipo de estudios son muy escasos en la actualidad, aunque en algunos sectores de los márgenes continentales ibéricos recientemente se han desarrollado algunos trabajos en esta línea (Amblas *et al.*, 2006; Lastras *et al.*, 2009). La causa principal de que estas líneas de trabajo se estén empezando a realizar en la actualidad, cuando ya en la zona emergida se vienen desarrollando desde hace décadas, es principalmente por la falta de información detallada de la morfología de los fondos marinos, que no ha sido posible hasta la utilización de las sondas multihaz, que han marcado una auténtica revolución en la observación batimétrica y morfológica de los fondos marinos y que empezaron a ser operativas en los años 1980.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco de los proyectos "Investigación Científica de la ZEEE" del Ministerio de Defensa y CTM2011-13367-E del Plan

Nacional de I+D+i. Los autores agradecen a la compañía geofísica TGS-NOPEC (Tomlinson Geophysical Services Inc. and Norwegian Petroleum Exploration Consultants) y al proyecto 'Estudio Geológico para la Ampliación de la Plataforma Continental Española' del Instituto Geológico y Minero de España que hayamos podido disponer, para su utilización en la parte gráfica de este trabajo, de cuatro secciones de perfiles sísmicos multicanal (Figs. 10A y B, 11A y 12D). También agradecemos a Javier Navas el cálculo de la malla de pendientes. Asimismo, agradecemos los comentarios y sugerencias realizadas por los revisores de este trabajo, Jorge Gallastegui y Jesús Galindo-Zaldívar, que han contribuido a mejorar el manuscrito.

Referencias

- Acosta, J. 2005. *El Promontorio Balear: morfología submarina y recubrimiento sedimentario*. Ph.D. Thesis. University of Barcelona and the Instituto Español de Oceanografía, Barcelona, 154 pp.
- Acosta, J., Canals, M., Carbó, A., Muñoz, A., Urgeles, R., Muñoz-Martín, A. and Uchupi, E. 2004. Sea floor morphology and Plio-Quaternary sedimentary cover of the Mallorca Channel, Balearic Islands, western Mediterranean. *Marine Geology*, 206, 165-179.
- Acosta, J., Canals, M., López-Martínez, J., Muñoz, A., Herranz, P., Urgeles, R., Palomo, C. and Casamor, J.L. 2002. The Balearic Promontory geomorphology (western Mediterranean): morphostructure and active processes. *Geomorphology*, 49 (3-4), 177-204.
- Acosta, J., Fontán, A., Muñoz, A., Muñoz-Martín, A., Rivera, J. and Uchupi, E. 2013. The morpho-tectonic setting of the Southeast margin of Iberia and the adjacent oceanic Algero-Balearic Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 45, 17-41.
- Acosta, J., Muñoz, A., Herranz, P., Palomo, C., Ballesteros, M., Vaquero, M. and Uchupi, E. 2001. Geodynamics of the Emile Baudot escarpment and the Balearic Promontory, western Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology*, 18 (3), 349-369.
- Adams, J. 1990. Paleoseismicity of the Cascadia subduction zone: Evidence from turbidites off the Oregon-Washington Margin. *Tectonics*, 9, 569-584.
- Alinat, J. and Cousteau, J.Y. 1962. Accidents de terrain en Mer de Ligurie. Océanographie géologique et géophysique de la méditerranée occidentale, Villefranche-Sur-Mer. *Colloque Centre National de la Recherche Scientifique*, 121-123.
- Alonso, B., Canals, M., Got, H. and Maldonado, A. 1991. Sea Valleys and Related Depositional Systems in the Gulf of Lion and Ebro Continental Margins. *Association of American Petroleum Geologists Bulletin*, 75 (7), 1195-1214.
- Alonso, B., Díaz, J.L., Farrán, M., Giro, S., Maldonado, A. and Vázquez, A. 1984. Cañones Submarinos del Margen Catalán Meridional: Morfología y Evolución. *I Congreso Español de Geología*, 1, 301-311.
- Alonso, B., Canals, M. and Palanques, A. 2000. El Canal Medio-Oceánico de Valencia (Mediterráneo Noroccidental): Procesos sedimentarios y evolución durante el Plio-Cuaternario. In: Alonso B., Ercilla, G. (eds.), *Valles Submarinos y Sistemas Turbidíticos Modernos*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 230-249.
- Alonso, B., Canals, M., Palanques, A. and Rehault, J.P. 1995. A deep-sea channel in the Northwestern Mediterranean Sea: Morpho-sedimentary evolution of the Valencia Channel and its surroundings. *Marine Geophysical Researches*, 17, 469-484.
- Álvarez-Marrón, J. 1999. Pliocene to Recent structure of the Eastern Alboran Sea (W Mediterranean). In: Zahn, R., Comas, M.C. and Klaus, A. (eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 161, 345-355.
- Álvarez-Marrón, J., Niedermann, S., Hetzel, R., Menéndez, R. and Marquinez, J. 2008. Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: a multiple cosmogenic nuclide approach. *Geomorphology*, 93, 316-334.
- Álvarez-Marrón, J., Pérez-Estaún, A., Dañobetia, J.J., Pulgar, J.A., Martínez Catalán, J.R., Marcos, A., Bastida, F., Ayarza Arribas, P., Aller, J., Gallart A., González-Lodeiro F., Banda, E., Comas M. and Córdoba, D. 1996. Seismic structure of the northern continental margin of Spain from ESCIN deep seismic profiles. *Tectonophysics*, 264, 153-174.
- Álvarez-Marrón, J., Rubio, E. and Torné, M. 1997. Subduction-related structures in the North Iberian Margin. *Journal of Geophysical Research*, 102, 22497-22511.
- Alves, T.M., Gawthorpe, R.L., Hunt, D. and Monteiro, J.H. 2000. Tertiary evolution of the São Vicente and Setúbal submarine canyons, Southwest Portugal: insights from seismic stratigraphy. *Ciências da Terra*, Universidad Nova de Lisboa, 14, 243-256.
- Alves, T.M., Gawthorpe, R.L., Hunt, D.W. and Monteiro, J.H. 2003. Cenozoic tectono-sedimentary evolution of the western Iberian margin. *Marine Geology*, 195, 75-108.
- Ambar, I. and Howe, M.R. 1979. Observations of the Mediterranean outflow-II. The deep circulation in the vicinity of the Gulf of Cadiz. *Deep-Sea Research*, 26 A, 555-568.
- Amblas, D., Canals, M., Urgeles, R., Lastras, G. and Hughes-Clarke, J.E. 2006. Morphogenetic mesoscale analysis of the northeastern Iberian margin, NW Mediterranean basin. *Marine Geology*, 234 (1-4), 3-20.
- Anastasakis, G.C. and Piper, D.J.W. 1991. The character of seismo-turbidites in the S-1 sapropel, Zakynthos and Strofadhés basins, Greece. *Sedimentology*, 38, 717-733.
- Andrews, J.E. 1970. Structure and sedimentary development of the outer channel of the Great Bahama Canyon. *Geological Society of America Bulletin*, 81, 217-226.
- Andrieux, J., Fontboté, J. M. and Mattauer, M. 1971. Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, 12, 191-198.

- Aparicio, A. and García, R. 1995. El volcanismo de las Islas Columbretes (Mediterráneo Occidental). Quimismo y mineralogía. *Boletín Geológico y Minero*, 106, 468-488.
- Arthaud, F. and Matte P. 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du sud ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, 139-171.
- Arzola, R.G., Wynn, R.B., Lastras, G., Masson, D.G. and Weaver, P.P.E. 2008. Sedimentary features and processes in the Nazare and Setubal submarine canyons, west Iberian margin. *Marine Geology*, 250, 64-88.
- Auzende, J.M., Bonnin, J. and Olivet, J.L. 1973a. The origin of the western Mediterranean Basin. *Journal of Geological Society of London*, 129, 607-620.
- Auzende, J.M., Olivet, J.L. and Pautot, G. 1973b. Balearic Islands: southern prolongation. In: Ryan, W.B.F., Hsü, K.J. et al., (eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. XIII, U.S. Government Printing Office, Washington DC, 1441-1447.
- Auzende, J.M., Reahult, J.P., Pastouret, L., Szep, B. and Olivet, J.L. 1975. Les Bassins Sedimentaires de la Mer d'Alboran. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7 (17), 98-107.
- Azañón, J.M., Galindo-Zaldívar, J., García-Dueñas, V. and Jabaloy, A., 2002. Alpine tectonics, II: Betic Cordillera and Balearic Islands. In: Gibbons, W., Moreno, T. (eds.), *The Geology of Spain*. The Geological Society of London, 401-416.
- Balanyá, J.C. and García-Dueñas, V. 1987. Les directions structurales dans le Domaine d'Alborán de part et d'autre du Détroit de Gibraltar. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 304, 929-932.
- Balanyá, J.C. and García-Dueñas, V. 1988. El cabalgamiento cortical de Gibraltar y la tectónica de las Béticas y el Rif. *II Congreso Geológico de España*, Simposios, Granada, 35-44.
- Ballesteros, M. 2000. *Estudio morfológico y estructural basado en datos geofísicos del área submarina situada al E de las Islas Pityusas (Mar Balear)*. Tesis de Licenciatura, Facultad de CC. Geológicas. Universidad Complutense, Madrid, 162 pp.
- Ballesteros, M., Rivera, J., Muñoz, A., Muñoz-Martín, A., Acosta, J., Carbó, A. and Uchupi, E. 2008. Alboran Basin, southern Spain Part II: Neogene tectonic implications for orogenic flota model. *Marine and Petroleum Geology*, 25, 75-101.
- Baraza, J. and Ercilla, G. 1996. Gas-charged sediments and large pockmark-like features on the Gulf of Cádiz slope (SW Spain). *Marine and Petroleum Geology*, 13 (2), 253-261.
- Bartolome, R., Gràcia, E., Stich, D., Martínez-Loriente, S., Klaeschen, D., Mancilla, F.L., Lo Iacono, C., Dañoibeitia J.J. and Zitellini, N. 2012. Evidence for active strike-slip faulting along the Eurasia-Africa convergence zone: Implications for seismic hazard in the SW Iberian Margin. *Geology*, 40(6), 495-498
- Beck, C., Schneider, J.L., Mercier de Lépinay, B., Cagatay, N., Labeyrie, L., Wendenbaum, E., Boutareau, S., Ménot-Combes, G., Hadjas, I., Turon, J.L. and Marmacore Scientific Party 2003. Late Pleistocene Major Sedimentary Reworking Event (Homogenite) in Marmara Sea Central Basin. *American Geophysical Union (AGU), European Union of Geosciences (EUG), and the European Geophysical Society (EGS) Joint Assembly*, Abstracts from the meeting held in Nice, France.
- Belderson, R.H. and Kenyon, N.H. 1980. The Ecuatorial Atlantic Mid-Ocean Canyon seen on a sonograph. *Marine Geology*, 34, M77-M81.
- Berggren, W.A. and Hollister, CD. 1974. Paleogeography, paleobiogeography and the history of circulation in the Atlantic Ocean. In: Hay, W. (ed.), *Studies in paleo-oceanography*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 20, 126-186.
- Biddle, K.T. and Christine-Blick, N. 1985. *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, Special Publication, 37, 375 pp.
- Biju-Duval, B., Letouzey, J. and Montadert, L. 1978. Structure and evolution of the Mediterranean Basins. *Initial Reports Deep Sea Drill Project*, 42 (1), 951-984.
- Blanc, P.L. 2002. The opening of the Plio-Quaternary Gibraltar Strait: assessing the size of a cataclysm. *Geodinamica Acta*, 15, 303-317.
- Blumberg, S., Lamy, F., Arz, H.W., Echter, H.P., Wiedicke, M., Haug, G.H. and Oncken, O. 2008. Turbiditic trench deposits at the South-Chilean active margin: A Pleistocene-Holocene record of climate and tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, 268, 52-539.
- Boillot, G., Dupeuble P.A., Hennequin-Marchand, I., Lamboy, M. and Lepretre, J.P. 1973. Carte géologique du plateau continental nord-espagnol entre le canyon de Capbreton et le canyon d'Aviles. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 15 (3-4), 367-391.
- Boillot, G., Dupeuble, P.A., Hennequin-Marchand, I., Lamboy, M., Lepretre, J.P. and Musellec, P. 1974. Le Role des Décrochements "Tardi-hercyniens" dans l'évolution structurale de la marge continentale et dans la localisation des grands canyons sous-marins à l'ouest et au nord de la péninsule Ibérique. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, XVI (1), 75-86.
- Boillot, G., Dupeuble, P.A. and Malod, J. 1979. Subduction and tectonics on the continental margin off northern Spain. *Marine Geology*, 32, 53-70.
- Boillot, G., Girardeau, J. and Kornprobst, J. 1988. Rifting of the Galicia margin: crustal thinning and emplacement of mantle rocks on the seafloor. In: Boillot, G., Winterer, E.L., et al. (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 103, 741-756.
- Boillot, G. and Malod, J. 1988. The north and north-west Spanish continental margin: a review. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1, 295-316.
- Bois, C., Pinet, B. and Gariel, O. 1997. The sedimentary cover along the ECORS Bay of Biscay deep seismic reflection profile: A comparison between the Parentis basin and other European rifts and basins. *Mémoires de la Société Géologique de France*, 171, 143-165.
- Boucart, J. and Glangeaud, L. 1958. Perturbations sous-marines et courants de turbidité résultant du tremblement

- de terre d'Orléanville. *Bulletin d'information du Comité Central d'Océanographie et d'Étude des Côtes*, 10, 642.
- Bourgeois, J., Mauffret, A., Ammar, A. and Demnati, A. 1992. Multichannel Seismic Data Imaging of Inversion Tectonics of the Alboran Ridge (Western Mediterranean Sea). *Geo-Marine Letters*, 12, 117-122.
- Bourillet, J.F., Zaragosi, S. and Mulder, T. 2006. The French Atlantic margin and deep-sea submarine systems. *Geo Marine Letters* 26, 311-315.
- Bousquet, J.C. and Philip, H. 1976. Observations microtectoniques sur la compression nord-sud quaternaire des Cordillères bétiques orientales (Espagne méridionale-Arc de Gibraltar). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 18, 711-724.
- Bousquet, J.C., Montenat, C. and Philip, H. 1976. La evolución tectónica reciente en las Cordilleras Béticas Orientales. In: *Reunión sobre la geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán*, Universidad de Granada, 59-78.
- Büdel, J. 1968. Geomorphology principles. In: Fairbridge, R.W. (ed.), *Encyclopedia of Geomorphology*. New York, Reinhold, 416-422.
- Büdel, J. 1977. *Klima-Geomorphologie*. Borntrager, Berlin, 297 pp.
- Bufo, E., Sanz de Galdeano, C. and Udías, A. 1995. Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region. *Tectonophysics*, 248, 247-261.
- Burbank, D.W. and Anderson, R.S. 2001. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Scientific, Oxford, 270 pp.
- Cámara, P. 1989. La terminación estructural occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica. In: *Libro Homenaje a Rafael Soler*. Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo, Madrid, 27-35.
- Camerlenghi, A., Accettella, D., Costa, S., Lastras, G., Acosta, J., Canals, M. and Wardell, N. 2009. Morphogenesis of the SW Balearic continental slope and adjacent abyssal plain, western Mediterranean Sea. *International Journal Earth Sciences*, 98, 735-750.
- Campillo, A., Maldonado, A. and Mauffret, A. 1992. Stratigraphic and tectonic evolution of the western Alborán Sea: Late Miocene to recent. *Geo-Marine Letters*, 12, 165-172.
- Campos, J., Maldonado, A. and Campillo, A.C. 1992. Post-Messinian Evolutional Patterns of the Central Alboran Sea. *Geo-Marine Letters*, 12, 173-178.
- Canals, M. 1985. *Estructura sedimentaria y evolución morfológica del talud y el glacis continental del Golfo de León: Fenómenos de desestabilización de la cobertera sedimentaria plio-cuaternaria*. Ph.D. Thesis. University of Barcelona, Spain.
- Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., Casamor, J.L., Mienert, J., Cattaneo, A., De Batist, M., Hafliadon, H., Imbo, Y., Laberg, J.S., Locat, J., Long, D., Longva, O., Masson, D.G., Sultan, N., Trincardi, F. and Bryn, P. 2004. Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: an overview. *Marine Geology*, 213, 9-72.
- Candela, J. 2001. Mediterranean Water and Global Circulation. In: Sedler, G., Church, J., Gould, J. (eds.), *Ocean Circulation and Climate observing and Modelling the Global Ocean*. Academic Press, 419-429.
- Carminati, E. and Doglioni, C. 2005. Mediterranean Tectonics. In: Selley, R.C., Cocks, L.R.M., Plimer, I.R. (eds.), *Encyclopedia of Geology*, Elsevier Academic Press, 135-146.
- Carter, R.M. 1988. The nature and evolution of deep-sea channel systems. *Basin Research*, 1, 41-54.
- Chalouan, A., Saji, R., Michard, A. and Bally, A.W. 1997. Neogene tectonic evolution of the Southwestern Alborán Basin as inferred from seismic data off Morocco. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 81, 1161-1184.
- Chazot, G., Charpentier, S., Kornprobst, J., Vannucci, R. and Luais, B. 2005. Lithospheric mantle evolution during continental break-up: the West Iberia non-volcanic passive margin. *Journal of Petrology*, 46, 2569-2592.
- Cherkis, N.Z., Fleming, H.S. and Feden, R.H. 1973. Morphology and structure of Maury Channel, Northeast Atlantic Ocean. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 1601-1606.
- Chiang, C.S. and Yu, H.S. 2006. Morphotectonics and incision of the Kaoping submarine canyon, SW Taiwan orogenic wedge. *Geomorphology*, 80, 199-213.
- Cirac, P., Bourillet, J.F., Griboulard, R., Normand, A., Mulder, T. and the Itsas Team 2001. Le canyon de Capbreton: Nouvelles approches morphostructurales et morphosédimentaires. Premiers résultats de la campagne Itsas. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Serie IIa: Sciences de la Terre et des Planets*, 332, 447-455.
- Cita, M.B. 1974. Statigraphie du Néogène dans le fonds marines de la Méditerranée. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 78, 387-389.
- Clauzon, G., Suc, J.P., Gautier, F., Berger, A. and Loutre, M.F. 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved?. *Geology*, 24, 363-366.
- Cloetingh, S., Burrov, E., Beekman, F., Andeweg, B., Andriessen, P.A.M., García-Castellanos, D., De Vicente, G. and Vegas, R. 2002. Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics*, 21 (5), 1041-1067.
- Comas, M.C., García-Dueñas, V. and Jurado, M.J. 1992. Neogene tectonic evolution of the Alborán Sea from MCS data. *Geo-Marine Letters*, 12, 157-164.
- Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I. and Watts, A.B. 1999. The origin and tectonic history of the Alborán Basin: insights from Leg 161 results. In: Zahn, R., Comas, M.C., Klaus, A. (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 161, 555-580.
- Coppier, G. and Mougénat, D. 1982. Stratigraphie sismique et évolution géologique des formations néogènes et quaternaires de la plate-forme continentale portugaise au Sudde Lisbonne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 24 (3), 421-431.
- Cronin, B.T. 1994. *Channel-fill architecture in deep-water sequences: variability, quantification and applications*. Ph.D. Thesis, University of Wales, 332 pp.
- Cronin, B.T. 1995. Structurally-controlled deep sea channel courses: examples from the Miocene of southeast Spain

- and the Alboran, southwest Mediterranean. In: Hartley, A.J.P. and Prosser, D.J. (eds.), *Characterization of Deep Marine Clastic Systems*. Geological Society, Special Publication, 115-135.
- Cronin, B., Kenyon, N.H., Woodside, J., Den Bezemer, T., Van der Wal, A., Millington, J., Ivanov, M.K. and Livonov, A. 1995. The Almeria Canyon: A meandering channel system on an active margin, Alborán Sea, Western Mediterranean. In: Pickering, K.T., Hiscott, R.N., Kenyon, N.H., Ricci-Lucchi, F., Smith, R.D.A. (eds.), *Atlas of Deep Water Environments: Architectural Style in Turbidite Systems*. Chapman & Hall, London, 84-88.
- Cunha, P., Buylaert, J., Murray, A., Andrade, C. Freitas, M.C., Fatela, F., Munhá, J., Martins, A. and Sugisaki, S. 2010. Optical dating of clastic deposits generated by an extreme marine coastal flood: the 1755 tsunami deposits in the Algarve (Portugal). *Quaternary Geochronology*, 5 (2-3), 329-335.
- Cunningham, A.P., Howe, J.A. and Barker, P.F. 2002. Contourite sedimentation in the Falkland Trough, western South Atlantic. In: Stoker, M.S., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugeres, J.C., Viana, A.R. (eds.), *Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics*. Memoirs of Geological Society, London, 22, 337-352.
- Dañobeitia, J., Alonso, B. and Maldonado, A. 1990. Geological framework of the Ebro continental margin and surrounding areas. *Marine Geology*, 95, 265-288.
- Davies, T.D. and Laughton A.S. 1972. Sedimentary processes in the North Atlantic. In: Laughton, A.S., Berggren, W.C., et al. (eds.), *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 12, 905-934
- De Mets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S. 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101, 425-478.
- De Vicente, G., Cloetingh, S., Muñoz-Martín, A., Olaiz, A., Stich, D., Vegas, R., Galindo-Zaldívar, J. and Fernández-Lozano, J. 2008. Inversion of moment tensor focal mechanisms for active stresses around the Microcontinent Iberia: Tectonic implications. *Tectonics*, 27 (TC1009), 1-22.
- Deregnacourt, D. 1981. *Contribution a l'étude géologique du Golfe de Gascogne*. Ph.D. Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 207 pp.
- Deregnacourt, D. and Boillot, G. 1982. Structure géologique du golfe de Gascogne. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 1, 149-178.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W. and Knott, S.D. 1989. Kinematics of the western Mediterranean. In: Coward, M.P., Dietrich, D., Park, R.G. (Eds.), *Alpine Tectonics*. Geological Society Special Publication, 45, 265-283.
- Díaz del Río, V. and Fernández-Salas, L.M. 2005. El margen continental del Levante español y las Islas Baleares. In: Martín-Serrano, A. (ed.), *Mapa Geomorfológico de España y del margen continental*. Escala 1:1.000.000. Instituto Geológico y Minero de España, 117-198.
- Dillon, W., Robb, J.M., Greene, H.G. and Lucena, J.C. 1980. Evolution of the Continental Margin of Southern Spain and the Alboran Sea. *Marine Geology*, 36, 205-226.
- Dominguez, S., Lallemand, S.E., Malavieille, J. and Von Huene, R. 1998. Upper plate deformation associated with seamount subduction. *Tectonophysics*, 293 (3-4), 207-224.
- Dos Reis, A.T. 2001. *La tectonique salifère et son influence sur l'architecture sédimentaire quaternaire de la marge du Golfe du Lion en Méditerranée Occidentale*. Thèse, Université Paris VI, 373 pp.
- Duarte, J.C., Rosas, F.M., Terrinha, P., Schellart, W.P., Boutelier, D., Gutscher, M.A. and Ribeiro, A. 2013. Are subduction zones invading the Atlantic?. Evidence from the southwest Iberian margin. *Geology*, 41 (8), 839-842.
- Duarte, J.C., Terrinha, P., Rosas, F.M., Valadares, V., Pinheiro, L.M., Matias, L., Magalhães, V. and Roque, C. 2010. Crescent-shaped morphotectonic features in the Gulf of Cadiz (offshore SW Iberia). *Marine Geology*, 271, 236-249.
- Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Rüpke, L. and Morgan, J.P. 2003. Deep roots of the Messinian salinity crisis. *Nature*, London, U. K., 422 (6932), 602-606.
- Ercilla, G., Casas, D., Estrada, F., Vázquez, T., Iglesias, J., García, M., Gómez, M., Acosta, J., Gallart, J., Maestro-González, A. and Marconi Team 2008b. Morphosedimentary features and recent depositional architectural model of the Cantabrian continental margin. *Marine Geology*, 247 (1-2), 61-83.
- Ercilla, G., Casas, D., Iglesias, J., Vázquez, J.T., Somoza, L., León, R., Medialdea, T., Juan, C. and García, M. 2010. Contourites in the Galicia Bank region (NW Iberian Atlantic). *Geo-Temas*, 11, 33-34.
- Ercilla, G., Casas, D., Somoza, L., Vázquez, J.T., Iglesias, J., García-Gil, S., Medialdea, T., León, R., Estrada, F., ERGAP Project and Cruise Teams 2009. Cartografiando la dinámica sedimentaria de la región del Banco de Galicia. In: *Extended Abstracts 6th Symp Atlantic Iberian Margin (MIA 09)*, *Nuevas Contribuciones al Margen Ibérico Atlántico*. University of Oviedo, 201-204.
- Ercilla, G., Casas, D., Vázquez, J.T., Iglesias, J., Somoza, L., Juan, C., Medialdea, T., León, R., Estrada, F., García-Gil, S., Farran, M., Bohoyo, F., García, M., Maestro, A., ERGAP Project and Cruise Teams 2011. Imaging the recent sediment dynamics of the Galicia Bank region (Atlantic, NW Iberian Peninsula). *Marine Geophysical Researches*, 32 (1-2), 99-126.
- Ercilla, G., Córdoba, D., Gallart, J., Gracia, E., Muñoz, J.A., Somoza, L., Vázquez, J.T., Vilas, F. and Prestige Group 2006. Geological characterization of the Prestige sinking area. *Marine Pollution Bulletin*, 53 (5-7), 208-219.
- Ercilla, G., García-Gil, S., Estrada, F., Gracia, E., Vizcaino, A., Vázquez, T., Díaz, S., Vilas, F., Casas, D., Alonso, B., Dañobeitia, J. and Farran, M. 2008a. High resolution seismic stratigraphy of the Galicia Bank Region and neighbouring abyssal plains (NW Iberian continental margin). *Marine Geology*, 249, 108-127.
- Ercilla, G., Juan, C., Estrada, F., Casas, D., Alonso, B., García, M., Farran, M., Palomino, D., Vázquez, J.T., Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Medialdea, T., Gorini, C.,

- D'Acromont, E., El Moumni, B., Gensous, B., Tesson, M., Maldonado, A., Ammar, A., Contouriber and Montera Teams 2012. Contourite sedimentation in the Alboran Sea: morphosedimentary characterization. *Geo-Temas*, 13, 1809-1812.
- Ercilla, G., Juan, C., Hernández-Molina, F.G., Estrada, F., Alonso, B., Casas, D., García, M., Farran, M., Llave, E., Palomino, D., Vázquez, J.T., Medialdea, T., Gorini, C., D'Acromont, E., El Moumni, B., Ammar, A., CONTOURIBER, MONTERA and Action Marges Teams 2013. Oceanographic and sedimentary processes in the Alborán Sea. *Abstract Volume 30th IAS MANCHESTER*, T3S4-P16.
- Estrada, F. 1994. *La Conca Nor-oriental De La Mar D'Alborán: Evolució Morfo-Sedimentaria I Tectònica Durant El Pliocè I El Quaternari*. Master's Thesis, Universitat Central de Barcelona, Spain, 195 pp.
- Estrada, F., Ercilla, G. and Alonso, B. 1997. Pliocene-Quaternary tectonic-sedimentary evolution of the NE Alboran Sea (SW Mediterranean Sea). *Tectonophysics*, 282, 423-442.
- Faugère, J.C., Imber, P., Mézerai, M.L. and Crémer, M. 1998. Seismic patterns of a muddy contourite fan (Vema Channel, South Brazilian Basin) and a sandy distal turbidite deep-sea-fan (Cap Ferret system, Bay of Biscay): a comparison. *Sedimentary Geology*, 115, 81-110.
- Fernández-Lozano, J. 2012. *Cenozoic deformation of Iberia. A model for intraplate mountain building and basin development based on analogue modelling*. Ph.D. Thesis, Utrecht University, Faculty of Geosciences. Utrecht Studies in Earth Sciences, 13, 174 pp.
- Fernández-Lozano, J., Sokoutis, D., Willingshofer, E., Cloetingh, S. and De Vicente, G. 2011. Cenozoic deformation of Iberia: A model for intraplate mountain building and basin development based on analogue modelling. *Tectonics*, 30 (1), 1-25.
- Fernández-Puga, M.C. 2004. *Diapirismo y estructuras de expulsión de gases hidrocarburos en el talud continental del Golfo de Cádiz*. Ph.D. Thesis, University of Cádiz, Spain, 336 pp.
- Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., Medialdea, T., Alveirinho, J. and Vázquez, J.T. 2001. Seabed morphology and gas venting in the Gulf of Cadiz mud volcano area: Imagery of multibeam data and ultra-high resolution data. *Intergovernmental Oceanographic Commission, Workshop Report*, 175, 43-45.
- Fernández Puga, M.C., Vázquez, J.T., Somoza, L., Medialdea, T., Díaz del Río, V. and Pinheiro, L.M. 2004. Caracterización y clasificación de estructuras diapíricas en el talud medio del Golfo de Cádiz. VI Congreso Geológico de España, Zaragoza, *Geo-Temas*, 6 (5), 171-174.
- Fernández-Soler, J.M., Azañón, J.M., Sánchez-Gómez, M., Soto, J.I., Martínez-Martínez, J.M. and BASACALB Cruise (TTR-9 Leg 3) Scientific Party 2000. Major finding on the nature of the acoustic basement of the Alboran and South-Balearic Basins from the Basacalb Cruise (TTR-9, Leg 3). *Geological Processes on European Continental Margins*, TTR-9 Post-Cruise Meeting, UNESCO, Granada, Spain. *Intergovernmental Oceanographic Commission, Workshop Report*, 168, 31-32.
- Fernández-Viejo, G., López-Fernández, C., Domínguez-Cuesta, M.J. and Cadenas, P. 2014. How much confidence can be conferred on tectonic maps of continental shelves?. The Cantabrian-Fault case. *Nature Scientific Reports*, 4, 3661.
- Ferrer, O., Roca, E., Benjumea, B., Muñoz, J.A., Ellouz, N. and the MARCONI Team 2008. The deep seismic reflection MARCONI-3 profile: Role of extensional Mesozoic structure during the Pyrenean contractional deformation at the eastern part of the Bay of Biscay. *Marine Petroleum Geology*, 25 (8), 714-730.
- Field, M.E. 1984. The submarine landslide of 1980 off Northern California. U.S. *Geological Survey, Circular*, 938, 65-72.
- Flinch, J.F. and Vail, P.R. 1998. Plio-Pleistocene sequence stratigraphy and tectonics of the Gibraltar Arc. In: De Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Thierry, J., Vail, P.R. (eds.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 60, 199-208.
- Flor, G. 1983. Las rasas asturianas: ensayos de correlación y emplazamiento. *Trabajos de Geología*, 13, 65-82.
- Fontboté, J.M., Guimerá, J., Roca, E., Sábata, F., Santanach, P. and Fernández-Ortigosa, F. 1990. The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia Trough (western Mediterranean). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 3 (3-4), 249-259.
- Gailhard, G., Kmiecluck, C. and Winnock, E. 1971. Interpretation d'un profil sismique tire sur la plage atlantique de Mimizan aux Pyrenées. In: Debyser, J., Le Pichon, X., Montadert, L. (eds.), *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*. Institut Français du Pétrole, Technip, Paris, 1, IV.3.1-IV.3.9.
- Galindo-Zaldívar, J., Maldonado, A. and Schreider, A.A. 2003. Goringe Ridge gravity and magnetic anomalies are compatible with thrusting at a crustal scale. *Geophysical Journal International*, 153(3), 586-594.
- Gallastegui, J. 2000. Estructura cortical de la cordillera y margen continental cantábricos: perfiles ESCI-N. *Trabajos de Geología de la Universidad de Oviedo*, 22, 9-231.
- Gallastegui, J., Pulgar, J.A. and Gallart, J. 2002. Initiation of an active margin at the North Iberian continent-ocean transition. *Tectonics*, 21 (4), 15-1-15-13.
- García, M. 2002. *Caracterización morfológica del sistema de canales y valles submarinos del talud medio del Golfo de Cádiz (SO de la Península Ibérica): implicaciones oceanográficas*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Cádiz, 114 pp.
- García, M., Alonso, B., Ercilla, G. and Gràcia, E. 2006. The tributary systems of the Almería Canyon (Alboran Sea, SW Mediterranean): Sedimentary architecture. *Marine Geology*, 226, 207-223.
- García, M., Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Stow, D.A.V., León, R., Fernández-Puga, M.C., Díaz del Río, V. and Somoza, L. 2009. Contourite erosive features caused by the Mediterranean Outflow Water in the Gulf of Cadiz:

- quaternary tectonic and oceanographic implications. *Marine Geology*, 257, 24-40.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C. and Martínez-Martínez, J.M. 1992. Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the Northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Marine Letters*, 12, 88-95.
- García-Mondéjar, J. 1996. Plate reconstruction of the Bay of Biscay. *Geology*, 24 (7), 635-638.
- García-Senz, J. and Robador, A. 2009. Variation in structural style at the lateral termination of a basement-involved wedge: The margin of the Western Cantabrian basin. In: Flor, G. et al. (eds.), *Nuevas Contribuciones al Margen Ibérico Atlántico*, University of Oviedo, Spain, 61-63.
- Gaudin, M., Mulder, T., Cirac, P., Berne, S. and Imbert, P. 2006. Past and present sedimentary activity in the Capbreton Canyon, southern Bay of Biscay. *Geo-Marine Letters*, 26 (6), 331-345.
- Gaullier, V. 1993. *Diapirisme salifère et dynamique sédimentaire dans le bassin Liguro-Provençal: données sismiques et modèles analogiques*. Thèse de l'Université de Paris, VI, 327 pp.
- Gaullier, V. and Bellaiche, G. 1996. Diapirisme liguro-provençal: les effets d'une topographie résiduelle sous le sel messinien. Apports de la modélisation analogique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, série Ila, 322, 213-220.
- GEBCO, 2003. *One minute global bathymetric grid from The General Bathymetric Chart of the Oceans*. <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gebco/>.
- Giermann, G., Pfannenstiel, M. and Wimmenauer, W. 1968. Relations entre morphologie, tectonique et volcanisme en mer d'Alboran. (Méditerranée occidentale). Résultats préliminaires de la campagne Jean-Charcot (1967). *Comptes Rendus Sommaires Société Géologique de France*, 4, 116-118.
- Giresse, P., Pauc, H., Deverchère, J., Savoye, B. and the MARADJA Scientific Party 2004. Gravity-induced transport on the Algerian margin. EGU First General Assembly, Nice, France, 25-30 April, *Geophysical Research Abstracts*, 6.
- Goldfinger, C. 2011. Submarine Paleoseismology Based on Turbidite Records. *Annual Reviews of Marine Science*, 3, 35-66.
- Goldfinger, C., Grijalva, K., Burgmann, R., Morey, A.E., Johnson, J.E., Nelson, C.H., Gutierrez-Pastor, J., Karabanov, E., Chaytor, J.D., Patton, J. and Gracia, E. 2008. Late Holocene rupture of the northern San Andreas fault and possible stress linkage to the Cascadia subduction zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98, 861-889.
- Goldfinger, C., Morey, A.E., Nelson, C.H., Gutiérrez-Pastor, J., Johnson, J.E., Karabanov, E., Chaytor, J., Ericsson, A., and Shipboard Scientific Party 2007. Rupture lengths and temporal history of significant earthquakes on the Offshore and North coast segments of the Northern San Andreas Fault based on turbidite stratigraphy. *Earth and Planetary Science Letters*, 254, 9-27.
- Goldfinger, C., Nelson, C.H., Johnson, J.E. and Shipboard Scientific Party 2003. Holocene earthquake records from the Cascadia subduction zone and northern San Andreas Fault based on precise dating of offshore turbidites. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 31, 555-577.
- Gong, Z., Langereis, C.G. and Mullender, T.A.T. 2008. The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay. *Earth and Planetary Science Letters*, 273, 80-93.
- Got, H. 1973. *Étude des correlation tectonique-sédimentation au cours de l'histoire quaternaire du precontinent pyreneo-catalan*. Tesis doctoral, Universidad de Languedoc, 294 pp.
- Goudie, A.S. 2004. Tectonic Activity Indices. In: Goudie, A.S. (ed.), *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge, London, 1036-1037.
- Gràcia, E., Dañoibeitia, J., Vergés, J. and PARSIFAL Team 2003. Mapping active faults offshore Portugal (36°N-38°N): Implications for seismic hazard assessment along the southwest Iberian margin. *Geology*, 31 (1), 83-86.
- Gràcia, E., Vizcaino, A., Escutia, C., Asioli, A., Rodés, A., Pallas, R., García-Orellana, J., Lebreiro, S. and Goldfinger, C. 2010. Holocene earthquake record offshore Portugal (SW Iberia): Testing turbidite paleoseismology in a slow convergence margin. *Quaternary Sciences Reviews*, 29, 1156-1172.
- Grantz, A., Phillips, R.L., Mullen, M.W., Starratt, S.W., Jones, G.A., Naidu, A.S. and Finney, B.P. 1996. Character, paleoenvironment, rate of accumulation, and evidence of seismic triggering of Holocene turbidites, Canada Abyssal Plain, Arctic Ocean. *Marine Geology*, 133, 51-73.
- Greene, H.G., Clarke, S.H., Jr. and Kennedy, M.P. 1991. Tectonic evolution of submarine canyons along the California continental margin. In: Osbourne, R.H. (ed.), *From shoreline to abyss: contributions in marine geology in honor of Francis Parker Shepard*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 231-248.
- Griggs, G.B. and Kulm, L.D. 1970. Sedimentation in Cascadian Deep-Sea Channel. *Geological Society of America Bulletin*, 81, 1361-1384.
- Grimaud, S., Boillot, B., Collette, B.J., Mauffret, A., Miles, P.R. and Roberts, D.B. 1982. Western extension of the Iberian-European plate boundary during the Early Cenozoic (Pyrenean) convergence: a new model. *Marine Geology*, 45, 63-77.
- Grimison, N.L. and Chen, W.P. 1986. The Azores-Gibraltar plate boundary: focal mechanisms, depths of earthquakes, and their tectonic implication. *Journal Geophysical Research*, 91, 2029-2047.
- Groupe Galice 1979. The continental margin off Galicia and Portugal: acoustical stratigraphy, dredge stratigraphy and structural evolution. In: Sibuet, J.C., Ryan, W.B.F. et al. (eds.), *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 47 (II), 633-662.
- Gutiérrez Claverol, M., López Fernández, C. and Alonso, J.L. 2006. Procesos neotectónicos en los depósitos de rasa de la zona de Canero (Occidente de Asturias). *Geogaceta*, 40, 75-78.

- Gutscher, M.A., Dominguez, S., Westbrook, G.K., Gente, P., Babonneau, N., Mulder, T., Gonthier, E., Bartolome, R., Luis, J., Rosas, F., Pedro, T. and the Delila and DelSis Scientific Teams 2009. Tectonic shortening and gravitational spreading in the Gulf of Cadiz accretionary wedge: observations from multi-beam bathymetry and seismic profiling. *Marine and Petroleum Geology*, 26, 647-659.
- Gutscher, M.A., Dominguez, S., Westbrook, G.K., Le Roy, P., Rosas, F., Duarte, J.C., Terrinha, P., Miranda, J.M., Graindorge, D., Gailler, A., Sallarès, V. and Bartolome, R. 2012. The Gibraltar subduction: A decade of new geophysical data. *Tectonophysics*, 574-575, 72-91.
- Gutsher, M.A., Malod, J., Rehault, J.P., Contrucci, I., Klingelhofer, F., Mendes-Victor, L. and Spakman, W. 2002. Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*, 30, 1071-1074.
- Hanquiez, V., Mulder, T., Lecroart, P., Gonthier, E., Marchès, E. and Voisset, M. 2007. High resolution seafloor images in the Gulf of Cadiz, Iberian margin. *Marine Geology*, 246, 42-59.
- Harris, P.T. and Whiteway, T. 2011. Global distribution of large submarine canyons: geomorphic differences between active and passive continental margins. *Marine Geology*, 285, 69-86.
- Heezen, B.C., Ewing, M. and Johnson, G.L. 1960. Cable failures in the Gulf of Corinth: A case history. Palisades, New York: Lamont Geological Observatory, Columbia University, 100 pp.
- Heidbach, O., Tingay, M., Barth, A., Reinecker, J., Kurfeß, D. and Müller, B. 2008. *The World Stress Map database release 2008*. doi:10.1594/GFZ.WSM.Rel2008.
- Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Somoza, L., Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., León, R., Barnolas, A., Medialdea, T., García, M., Vázquez, J.T., Díaz del Río, V., Fernández-Salas, L.M., Lobo, F., Alveirinho Dias, J.M., Rodero, J. and Gardner, J. 2003. Looking for clues to paleoceanographic imprints: a diagnosis of the Gulf of Cádiz contourite depositional systems. *Geology*, 31 (1), 19-22.
- Hernández-Molina, F.J., Larter, R.D., Rebesco, M. and Maldonado, A. 2006a. Miocene reversal of bottom water flow along the Pacific Margin of the Antarctic Peninsula: Stratigraphic evidence from a contourite sedimentary tail. *Marine Geology*, 228 (1-4), 93-116.
- Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Stow, D.A.V., García, M., Somoza, L., Vázquez, J.T., Lobo, F.J., Maestro, A., Díaz del Río, V., León, R., Medialdea, T. and Gardner, J. 2006b. The contourite depositional system of the Gulf of Cádiz: a sedimentary model related to the bottom current activity of the Mediterranean outflow water and its interaction with the continental margin. *Deep-Sea Research II*, 53, 1420-1463.
- Hernández-Molina, F. J., Maldonado, A. and Stow, D.A.V. 2008. Sediment drift of Abyssal plains and oceanic basins. In: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (eds.), *Contourites. Developments in Sedimentology*, Elsevier, 60, 347-378.
- Hernández-Molina, F.J., Nombela, M.A., Van Rooij, D., Roson, G., Ercilla, G., Urgorri, V., Llave, E., Francés, G., De Mol, L., Estrada, F., León, R., Mena, A., Pérez Arlucea, M., Alejo, I., Jané, G. and VanReusel, A. 2009. The Ortegá Spur Contourite Depositional System (Bay of Biscay): the implications of the Mediterranean Outflow Waters in sedimentary processes and cold-water coral ecosystems. *Extended Abstracts 6th Symposium Atlantic Iberian Margin (MIA 09), Nuevas Contribuciones al Margen Ibérico Atlántico*. 1-5 December 2009, University of Oviedo, 281-284.
- Hernández-Molina, F.J., Serra, N., Stow, D.A.V., Llave, E., Ercilla, G. and Van Rooij, D. 2011. Along-slope oceanographic processes and sedimentary products around the Iberian margin. *Geo-Marine Letters*, 31, 315-341.
- Hesse, R. and Rakofky, A. 1992. Deep-sea channel/submarine-yazoo system of the Labrador Sea: A new deep water facies model. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 76 (5), 680-707.
- Hodell, D.A., Curtis, J.H., Sierro, F.J. and Raymo, M.E. 2001. Correlation of Late Miocene to Early Pliocene sequences between the Mediterranean and North Atlantic. *Paleoceanography*, 16, 164-178.
- Hoernle, K., Duggen, S., Geldmacher, J., Klügel, A. and Scientific Party 2003. METEOR Cruise No. 51, Leg 1, Vulkosa: Vulkanismus Ostatlantik-Alboran. In: *Meteor Berichte 03-1 Ostatlantik-Mittelmeer-Schwarzes Meer, Cruise No. 51*. 12 September to 28 December 2001. GEOMAR Research Centre, Kiel, 38 pp.
- Hsü, K.J., Montadert, L., Bernoulli, D., Cita, M.B., Erickson, A., Garrison, R.E., Kidd, R.B., Mélières, F., Müller, C. and Wright, R. 1978. History of the Mediterranean salinity crisis. In: Hsü, K.J., Montadert, L., *et al.* (eds.), *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, U.S. Washington D.C., U.S. Government Printing Office, 42, 1053-1077.
- Hsü, K.J., Ryan, W.B.F. and Cita, M.B. 1973a. Late Miocene desiccation of the Mediterranean. *Nature*, 242, 240-244.
- Hsü, K. J., Ryan, W.B.F. and Cita, M.B. 1973b. The origin of the Mediterranean evaporites. In: Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., *et al.* (eds.), *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, Washington D.C., U.S. Government Printing Office, 13, 1023-1231.
- Huyghe, P., Foata, M., Deville, E., Mascale, G. and Group, C.W. 2004. Channel profiles through the active front of the Barbados prism. *Geology*, 32 (5), 429-432.
- Iglesias, J. 2009. *Sedimentation on the Cantabrian Continental Margin from Late Oligocene to Quaternary*. Tesis Doctoral, Universidad de Vigo, España, 185 pp.
- Iglesias, J., Ercilla, G., García-Gil, S. and Judd, A.G. 2010. Pockforms: An evaluation of pockmark-like seabed features on the Landes Plateau, Bay of Biscay. *Geo-Marine Letters*, 30 (3-4), 207-219.
- Inouchi, Y., Kinugasa, Y., Kumon, F., Nakano, S., Yasumatsu, S. and Shiki, T. 1996. Turbidites as Records of Intense Palaeoearthquakes in Lake Biwa, Japan. *Sedimentary Geology*, 104, 117-125.
- Iorga, M. and Lozier, M.S. 1999. Signatures of the Mediterranean outflow from a North Atlantic climatology. 1. Salinity and density fields. *Journal of Geophysical Research*, 194, 25985-26029.
- Iribarren, L., Vergés, J., Camurri, F., Fulléa, J. and

- Fernández, M. 2007. The structure of the Atlantic-Mediterranean transition zone from the Alboran Sea to the Horseshoe Abyssal Plain (Iberia–Africa plate boundary). *Marine Geology*, 243, 97-119.
- Jané, G., Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Maestro, A., Ercilla, G., López-Martínez, J., De Andrés, J.R., González-Aller, D. and Catalán-Morollón, M. 2012. Contourite features along the Northwestern Iberian continental margin and abyssal plain: the local influence of regional water masses in a down-slope dominated margin. *34th International Geological Congress*, 5-10 August, 2012, Brisbane (Australia).
- Jané, G., Maestro, A., Ercilla, G., López-Martínez, J., De Andrés, J.R., Casas, D., González-Aller, D. and Catalán-Morollón, M. 2010. Occurrence of pockmarks on the Ortegal Spur continental margin, Northwestern Iberian Peninsula. *Marine and Petroleum Geology*, 27, 1551-1564.
- Jiménez-Munt, I., Fernández, M., Vergés, J., Afonso, J.C., García-Castellanos, D. and Fullea, J. 2010. The lithospheric structure of the Gorringe Bank: insights into its origin and tectonic evolution. *Tectonics*, 29, TC5019, doi:10.1029/2009TC002458.
- Jiménez Munt, I., Fernández, M., Vergés, J., Zeyen, H., Fullea, J., Afonso, J.C. and García Castellanos, D. 2008. The lithospheric structure across the NW Moroccan margin: evidences for large scale tectonic inversion. EGU, Vienna, April 2008. *Geophysical Research Abstracts*, 10.
- Jiménez-Munt, I. and Negrodo, A.M. 2003. Neotectonic modelling of the western part of the Africa- Eurasia plate boundary: from the Mid-Atlantic Ridge to Algeria. *Earth and Planetary Science Letters*, 205, 257-271.
- Jolivet, L. and Faccenna, C. 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 19 (6), 1095-1106.
- Karlin, R. E. and Abella, S.E.B. 1992. Paleoearthquakes in the Puget Sound Region Recorded in Sediments from Lake Washington, U.S.A. *Science*, 258, 1617-1620.
- Kastens, K.A. 1984. Earthquakes as a triggering mechanism for debris flows and turbidites on the Calabrian Ridge. *Marine Geology*, 55, 13-33.
- Kastens, K.A. 1992. Did glacio-eustatic sea level drop trigger the Messinian Salinity Crisis? New evidence from ocean drilling program site 654 in the Tyrrhenian Sea. *Paleoceanography*, 7, 333-356.
- Kenyon, N.H. and Belderson, R.H. 1973. Bed forms of the Mediterranean undercurrent observed with side-scan sonar. *Sedimentary Geology*, 9, 77-99.
- Kukowski, N., Hampel, A., Hoth, S. and Bialas, J. 2008. Morphotectonic and morphometric analysis of the Nazca plate and the adjacent offshore Peruvian continental slope -Implications for submarine landscape evolution. *Marine Geology*, 254 (1-2), 107-120.
- Kukowski, N., Schillhorn, T., Huhn, K., von Rad, U., Husen, S. and Flueh, E.R. 2001. Morphotectonics and mechanics of the central Makran accretionary wedge off Pakistan. *Marine Geology*, 173 (1-4), 1-19.
- Kullberg, J.C., Rocha, R.B., Soares, A.F., Rey, J., Terrinha, P., Azerêdo, A.C., Callapez, P., Duarte, L.V., Kullberg, M.C., Martins, L., Miranda, J.R., Alves, C., Mata, J., Madeira, J., Mateus, O., Moreira, M. and Nogueira, C.R. 2013. A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (eds.), *Geologia de Portugal*, 2, Escolar Editora, 195-347.
- Lallemant, S. and Sibuet, J.C. 1986. Tectonic implications of canyon directions over the northeast Atlantic continental margin. *Tectonics*, 5, 1125-1143.
- Lastras, G., Arzola, R.G., Masson, D.G., Wynn, R.B., Huvenne, V.A.I., Hühnerbach, V. and Canals, M. 2009. Geomorphology and sedimentary features in the central Portuguese submarine canyons, western Iberian margin. *Geomorphology*, 103, 310-329.
- Lastras, G., Canals, M., Hughes-Clarke, J.E., Moreno, A., De Batist, M., Masson, D.G. and Cochonat, P. 2002. Seafloor imagery from the BIG'95 debris flow, western Mediterranean. *Geology*, 30 (10), 871-874.
- Lavecchia, G. 1988. The Tyrrhenian-Apennines system: structural setting and seismotectogenesis. *Tectonophysics*, 147, 263-296.
- Le Cann, C. 1987. *Le diapirisme dans le bassin liguro-provençal*. Thèse, Université de Bretagne occidentale, 296 pp.
- Le Pichon, X., Bonnin, J., Francheteau, J. and Sibuet, J.C. 1971. Une hypothèse tectonique du Golfe de Gascogne. In: Debysier, J., Le Pichon, X. and Montadert, L. (eds.), *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*. Publication de l'Institut Français du Pétrole, Technip, Paris, VI.11.1-VI.11.44.
- Lebreiro, S.M., McCave, I.N. and Weaver, P.P.E. 1997. Late Quaternary turbidite emplacement on the Horseshoe Abyssal Plain (Iberian margin). *Journal of Sedimentary Research*, 67 (5), 856-870.
- Legg, S., Briegleb, B., Chang, Y., Chassignet, E.P., Danabasoglu, G., Ezer, T., Gordon, A.L., Griffies, S., Hallberg, R., Jackson, L., Large, W., Özgökmen, T.M., Peters, H., Price, J., Riemenschneider, U., Wu, W., Xu, X. and Yang, J. 2009. Improving oceanic overflow representation in climate models. The gravity current entrainment climate process team. *American Meteorological Society*, Washington D.C., 657-670.
- León, R. 2005. *Modelo S.I.G. del campo de estabilidad de los hidratos de gas: Aplicación a las estructuras geológicas ligadas a las emisiones submarinas de fluidos hidrocarburos en el Golfo de Cádiz*. Ph.D. Thesis, Complutense University of Madrid, Spain, 475 pp.
- León, R., Somoza, L., Ivanov, M.K., Diaz-del-Rio, V., Lobato, A., Hernández-Molina, F.J., Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., Medialdea, T., Alveirinho, J. and Vazquez, T. 2001. Seabed morphology and gas venting in the Gulf of Cadiz mudvolcano area: Imagery of multibeam data and ultra-high resolution data. In: Akhmanov, G., Suzyumov, A. (eds.), *Geological Processes on Deep-water European Margins*. IOC Workshop Report, 175, 43-45.
- Lepvrier, C. and Martínez-García, E. 1990. Fault development and stress evolution of the post-Hercynian Asturian Basin (Asturias and Cantabria, northwestern Spain). *Tectonophysics*, 184, 345-356.
- Leynaud, D., Sultan, N. and Mienert, J. 2007. The role of sedimentation rate and permeability in the slope stabi-

- lity of the formerly glaciated Norwegian continental margin: The Storegga slide model. *Landslides*, 4 (4), 297-309.
- Liu, C.S., Deffontaines, B., Lu, C.Y. and Lallemand, S. 2004. Deformation patterns of an accretionary wedge in the transition zone from subduction to collision offshore southwestern Taiwan. *Marine Geophysical Researches*, 25 (1-2), 123-137.
- Liu, C.S., Lundberg, N., Reed, D.L. and Huang, Y.L. 1993. Morphological and seismic characteristics of the Kaoping Submarine Canyon. *Marine Geology*, 111, 93-108.
- Llave, E. 2003. *Análisis morfosedimentario y estratigráfico de los depósitos contorníticos del Golfo de Cádiz: Implicaciones paleoceanográficas*. Ph.D. Thesis, University of Cádiz, Spain, 303 pp.
- Llave, E., Schönfeld, J., Hernández-Molina, F.J., Mulder, T., Somoza, L., Díaz del Río, V. and Sánchez-Almazo, I. 2006. High-resolution stratigraphy of the Mediterranean outflow contourite system in the Gulf of Cádiz during the late Pleistocene: the impact of Heinrich events. *Marine Geology*, 227, 241-262.
- Locat, J., Lee, H., Ten Brink, U., Twichell, D., Geist, E. and Sansoucy, M. 2009. Geomorphology, stability and mobility of the Currituck slide. *Marine Geology*, 264 (1-2), 28-40.
- Loget, N. and Van Den Driessche, J. 2006. On the origin of the Strait of Gibraltar. *Sedimentary Geology*, 188-189, 341-356.
- López-Mir, B. and Roca, E. 2008. Estructura geológica de las secuencias cretácico-cenozoicas en el extremo noroccidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Pirineos Occidentales). *Geotemas*, 10, 453-456.
- MacLachlan, S.E., Elliott, G.M. and Parson, L.M. 2008. Investigations of the bottom current sculpted margin of Hatton Bank, NE Atlantic. *Marine Geology*, 253 (3-4), 170-184.
- Madelain, F. 1970. Influence de la topographie du fond sur l'écoulement Méditerranéen entre le Détroit de Gibraltar et le Cap Saint-Vincent. *Cahiers Oceanographiques*, 22, 43-61.
- Maestro, A., López-Martínez, J., Llave, E., Bohoyo, F., Acosta, J., Hernández-Molina, F.J., Muñoz, A. and Jané, G. 2013. Geomorphology of the Iberian Continental Margin. *Geomorphology*, 196, 13-35.
- Maestro, A., Somoza, L., Medialdea, T., Talbot, C.J., Lowrie, A., Vázquez, J.T. and Díaz del Río, V. 2003. Large-scale slope failure involving Triassic and Middle Miocene salt and shale in the Gulf of Cádiz (Atlantic Iberian Margin). *Terra Nova*, 15 (6), 380-391.
- Maillard, A. and Mauffret, A. 1993. Structure et volcanisme de la fosse de Valence (Méditerranée nord-occidentale). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 164 (3), 365-383.
- Maillard, A. and Mauffret, A. 2013. Structure and present-day compression in the offshore area between Alicante and Ibiza Island (Eastern Iberian Margin). *Tectonophysics*, 591, 116-130.
- Maillard, A., Mauffret, A., Watts, A.B., Torné, M., Pascal, G., Buhl, P. and Pinet, B. 1992. Tertiary sedimentary history and structure of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203, 57-75.
- Maillard, A., Virginie, G., Vendeville, B.C. and Odonne, F. 2003. Influence of differential compaction above basement steps on salt tectonics in the Ligurian-Provençal Basin, northwest Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 13-27.
- Maldonado, A. 1985. Evolution of the Mediterranean Basins and Detailed Reconstruction of the Cenozoic Paleooceanography. In: Margalef, R. (ed.), *Western Mediterranean*. Pergamon Press, 17-59.
- Maldonado, A., Campillo, A.C., Mauffret, A., Alonso, B., Woodside, J. and Campos, J. 1992. Alboran Sea Late Cenozoic tectonic and stratigraphic evolution. *Geo-Marine Letters*, 12 (2-3), 179-186.
- Maldonado, A., Somoza, L. and Pallarés, L. 1999. The Betic orogen and the Iberian-African boundary in the Gulf of Cádiz: geological evolution (central North Atlantic). *Marine Geology*, 155 (1-2), 9-43.
- Malod, J.A., Boillot, G., Capdevila, R., Dupeuble, P.A., Lepvrier, C., Mascle, G., Muller, C. and Taugordeau-Lantz, J. 1982. Subduction and tectonics on the continental margin off northern Spain: observations with the submersible Cyanna. In: Legget, J.K. (ed.), *Trench-fore arc geology*. Geological Society, Special Publication, London, 10, 309-315.
- Malod, J. A. and Mauffret, A. 1990. Iberian plate motions during the Mesozoic. *Tectonophysics*, 184, 261-278.
- Malod, J.A., Murillas, J., Kornprobst, J. and Boillot, G. 1993. Oceanic lithosphere at the edge of a Cenozoic active continental margin (northwestern slope of Galicia Bank, Spain). *Tectonophysics*, 221, 195-206.
- Mann, P., Hempton, M.R., Bradley, D.C. and Burke, K. 1983. Development of pull-apart basins. *Journal of Geology*, 91, 529-554.
- Mantovani, E., Babucci, D., Albarello, D. and Mucciarelli, G. 1990. Deformation patterns in the central Mediterranean and behavior of the African/Adriatic Promontory. *Tectonophysics*, 179, 63-79.
- Martí, J., Mijavila, J., Roca, E. and Aparicio, A. 1992. Cenozoic magmatism of the Valencia Trough (western Mediterranean): relationship between structural evolution and volcanism. *Tectonophysics*, 203, 145-165.
- Martínez-García, P., Soto, J.I. and Comas, M. 2011. Recent structures in the Alboran Ridge and Yusuf zones based on swath bathymetry and sub-bottom profiling: evidence of active tectonics. *Geo-Mar Letters*, 31, 19-36.
- Martín-Serrano, A., Maestro, A., Nozal, F., Salazar, A. and Suarez, A. 2005. *Mapa Geomorfológico de España y del Margen Continental, Escala 1:1.000.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Martínez-Loriente, S., Gràcia, E., Bartolome, R., Sallarès, V., Connors, C., Perea, H., Lo Iacono, C., Klaeschen, D., Terrinha, P., Dañoibeitia, J.J. and Zitellini N. 2013. Active deformation in old oceanic lithosphere and significance for earthquake hazard: Seismic imaging of the Coral Patch Ridge area and neighboring abyssal plains (SW Iberian Margin). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14 (7), 2206-2231.
- Mary, G. 1983. Evolución del margen costero de la cordille-

- ra Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 13,3-35.
- Masson, D.G., Bett, B.T., Billett, D.S.M., Jacobs, C.L., Wheeler, A.J. and Wynn, R.B. 2003. The origin of deep-water, coral-topped mounds in the northern Rockall trough, Northeast Atlantic. *Marine Geology*, 194, 159-180.
- Masson, D.G., Arzola, R.G., Wynn, R.B., Hunt, J.E. and Weaver, P.P.E. 2011. Seismic triggering of landslides and turbidity currents offshore Portugal. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 12, Q12011,doi:10.1029/2011GC003839.
- Mauffret, A. 1979. Étude géodynamique de la marge des Illes Baléares. *Memoires de la Société Géologique de France*, LVII(132), 1-96.
- Mauffret, A., El-Robrini, M. and Gennesseaux, M. 1987. Indice de la compression récente en mer Méditerranée: un bassin losangique sur la margenor-algérienne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, 1195-1206.
- Mauffret, A. and Montadert, L. 1987. Rift tectonics on the passive continental margin off Galicia (Spain). *Marine and Petroleum Geology*, 4, 49-70.
- Mauffret, A., Montadert, L., Lavergne, M. and Wilm, C. 1978. Geological and geophysical setting of DSDP Site 372 (Western Mediterranean). In: Montadert, L., Hsü, K.J. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Washington DC, U.S. Government Printing Office, 42, 889-896.
- McAdoo, B.G., Capone, M.K. and Minder, J. 2004. Seafloor geomorphology of convergent margins: Implications for Cascadia seismic hazard. *Tectonics*, 23 (6).
- McAdoo, B.G., Orange, D.L., Silver, E.A., McIntosh, K., Abbott, L., Galewsky, J., Kahn, L. and Protti, M. 1996. Seafloor structural observations, Costa Rica accretionary prism. *Geophysical Research Letters*, 23 (8), 883-886.
- McCave, I.N. and Carter, L. 1997. Recent sedimentation beneath the Deep Western Boundary Current off northern New Zealand. *Deep-Sea Research I*, 4, 1203-1237.
- Medialdea, J., Maldonado, A., Alonso, B., Díaz, J.I., Escutia, C., Farrán, M., Giró, S., Serra, M., Medialdea, T. and Vázquez, J.T. 1989. *Memoria explicativa y Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes 1:200.000, hoja nº 35-42E (Barcelona)*. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, Spain, 117 pp.
- Medialdea, J., Maldonado, A., Alonso, B., Díaz, J.I., Farrán, M., Giró, S., Vázquez, A., Sainz, E., Martínez, A. and Medialdea, T. 1986. *Memoria explicativa y Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes 1:200.000, hoja nº 41-42 (Tortosa-Tarragona)*. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, Spain, 78 pp.
- Medialdea, J., Medialdea, T., Vázquez, J.T., Maldonado, A., Alonso, B., Díaz, J.I., Ercilla, G. and Farrán, M. 1994. *Memoria explicativa y Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes a escala 1:200.000, hoja 25-25E (Figueres)*. Instituto Tecnológico Geominero de España, 82 pp.
- Medialdea, T. 2005. *Estructura y evolución tectónica del Golfo de Cádiz*. Ph.D. Thesis, Complutense University of Madrid, Spain, 328 pp.
- Medialdea, T., Vázquez, J.T. and Vegas, R. 1996. Estructura y evolución geodinámica del extremo noreste del margen continental catalán durante el Neógeno. *Acta Geológica Hispánica*, 29 (4), 39-53.
- Medialdea, T., Vegas, R., Somoza, L., Vázquez, J.T., Maldonado, A., Díaz-del-Río, V., Maestro, A., Córdoba, D. and Fernández-Puga, M.C. 2004. Structure and evolution of the "Olistostrome" complex of the Gibraltar Arc in the Gulf of Cádiz (eastern Central Atlantic): evidence from two long seismic cross-sections. *Marine Geology*, 209, 173-198.
- Mélières, F. 1974. *Recherches sur la dynamique sédimentaire du Golfe de Cadix (Espagne)*. Ph.D. Thesis, University of Paris VI, 44 pp.
- Mélières, F., Nesteroff, W. D and Lancelot, Y. 1970. Étude photographique des fonds du Golfe de Cadix. *Cahiers Océanographiques de Paris*, 22, 63-72.
- Merrifield, M.A., Holloway, P.E. and Johnston, T.S. 2001. The generation of internal tides at the Hawaiian Ridge. *Journal of Geophysical Research*, 106, 559-562.
- Montadert, L., Letouzey, J. and Mauffret, A. 1978. Messinian event: Seismic evidence. In: Montadert, L., Hsü, K.J., *et al.* (eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, U.S. Washington D.C., Government Printing Office, 42, 1037-1050.
- Montadert, L., Roberts, D.G., De Charpal, O. and Guennoc, P. 1979. Rifting and subsidence of the northern continental margin of the Bay of Biscay. In: Usher, X. (ed.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, U.S. Washington D.C., Government Printing Office, 48, 1025-1060.
- Montenat, C., Guery, F., Jamet, M. and Berthou, Y.B. 1988. Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin: comparison with the adjacent margin. In: Boillot, G., Winterer, E.L., *et al.* (eds.), *Proceedings of the Deep Sea Drilling Project, Scientific Results*. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 103, 757-775.
- Montenat, C. and Ott d'Estevou, P. 1992. Geodynamics of Eastern Betic late Neogene Basins. A review. In: Mörner, N. (ed.), *Revisión de la geodinámica de las cuencas del Neógeno Superior de las Béticas Orientales*. Física de la Tierra, 4, 57-75.
- Morel, J.L., and Meghraoui, M. 1996. The Goringe-Alboran-Tell (Galtel) tectonic zone: A transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary. *Geology*, 24, 755-758.
- Morgan, E.C., McAdoo, B.G. and Baise, L.G. 2008. Quantifying geomorphology associated with large subduction zone earthquakes. *Basin Research*, 20 (4), 531-542.
- Mougenot, D. 1988. *Geologie de la marge portugaise*. These de Doctorat d'Etat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 258 pp.
- Mougenot, D., Kidd, R.B., Mauffret, A., Regnaud, H., Rothwell, R.G. and Vanney, J.R. 1984. Geological interpretation of combined SEABEAM, GLORIA and seismic data from Porto and Vigo Seamounts, Iberian continental margin. *Marine Geophysical Research*, 6 (4), 329-363.

- Mountjoy, J.J. 2009. *Development of submarine canyon systems on active margins: Hikurangi Margin, New Zealand*. Ph.D. Thesis, University of Canterbury, 219 pp.
- Mountjoy, J.J., Barnes, P.M. and Pettinga, J.R. 2009. Morphostructure and evolution of submarine canyons across an active margin: Cook Strait sector of the Hikurangi Margin, New Zealand. *Marine Geology*, 260 (1-4), 45-68.
- Mulder, C.J. and Parry, G.R. 1977. Late Tertiary evolution of the Alboran Sea at the eastern entrance of the Strait of Gibraltar. In: Biju-Duval, B., Montadert, L. (eds.), *Structural History of the Mediterranean Basins*. Technip, Paris, 401-410.
- Mulder, T., Cirac, P., Gaudin, M., Bourillet, J.F., Tranier, J., Normand, A., Weber, O., Griboulard, R., Jouanneau, J.M., Anschutz, P. and Jorissen, F.J. 2004. Understanding continent-ocean sediment transfer, E.O.S. *Transactions of the American Geophysical Union*, 85 (257), 261-262.
- Mulder T., Weber O., Abschutz P., Jorissen J. and Jouanneau M. 2001. A few months-old storm-generated turbidite deposited in the Capbreton Canyons (Bay of Biscay, SW France). *Geo-Marine Letters*, 21, 149-156.
- Muñoz, A., Ballesteros, M., Montoya, I., Rivera, J., Acosta, J. and Uchupi, E. 2008. Alborán Basin, southern Spain. Part I: *Geomorphology. Marine and Petroleum Geology*, 25 (1), 59-73.
- Muñoz-Martín, A., De Vicente, G., Fernández-Lozano, J., Cloetingh, S., Willingshofer, E., Sokoutis, D. and Beekman, F. 2010. Spectral analysis of the gravity and elevation along the western Africa-Eurasia plate tectonic limit: Continental versus oceanic lithospheric folding signals. *Tectonophysics*, 495 (3-4), 298-314.
- Murillas, J., Mougénot, D., Boillot, G., Comas, M.C., Banda, E. and Mauffret, A. 1990. Structure and evolution of the Galicia Interior Basin (Atlantic Western Iberian continental margin). *Tectonophysics*, 184, 297-319.
- Nakajima, T. and Kanai, Y. 2000. Sedimentary features of seismoturbidites triggered by the 1983 and older historical earthquakes in the eastern margin of the Japan Sea. *Sedimentary Geology*, 135,1-19.
- Nelson, A.R., Asquith, A.C. and Grant, W.C. 2004. Great earthquakes and tsunamis of the past 2000 years at the Salmon River estuary, central Oregon coast, USA. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94, 4, 1276-1292.
- Nelson, A.R., Shennan, I. and Long, A.J. 1996. Identifying coseismic subsidence in tidal-wetland stratigraphic sequences at the Cascadia subduction zone of western North America. *Journal of Geophysical Research*, 101, 6115-6135.
- Nelson, C.H., Baraza, J. and Maldonado, A. 1993. Mediterranean undercurrent "contourites" in the eastern Gulf of Cadiz. *Sedimentary Geology*, 82 (1-4), 103-132.
- Nelson, C.H., Baraza, J., Maldonado, A., Rodero, J., Escutia, C. and Barber, J.H. 1999. Influence of the Atlantic inflow and Mediterranean outflow currents on Late Quaternary sedimentary facies of the Gulf of Cadiz continental margin. *Marine Geology*, 155, 99-129.
- Neres, M., Bouchez, J.L., Terrinha, P., Font, E., Moreira, M., Miranda, R., Launeau, P. and Carvallo, C. 2014. Magnetic fabric in a Cretaceous sil (Foz da Fonte, Portugal): flow model and implications for regional magmatism. *Geophysical Journal International*, 199, 79-101.
- Ness, G.E. and Kulm, L.D. 1973. Origin and development of Surveyor Seep-SEA Channel. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 3339-3354.
- Neves, M.C., Terrinha, P., Afilhado, A., Moulin, M., Matias, L. and Rosas, F. 2008. Response of a multi-domain continental margin to compression: study from seismic reflection-refraction and numerical modelling in the Tagus Abyssal Plain. *Tectonophysics*, 468, 113-130.
- Niemi, T.M. and Ben-Avraham, Z. 1994. Evidence for Jericho earthquakes from slumped sediments of the Jordan River delta in the Dead Sea. *Geology*, 22, 395-398.
- Nomark, W.R. and Carson, P.R. 2003. Giant submarine canyons: is size any clue to their importance in the rock record?. *Geological Society of America Special Papers*, 370, 151-173.
- Oliveira, A., Santos, A.I., Rodrigues, A. and Vitorino, J. 2007. Sedimentary particle distribution and dynamics on the Nazaré canyon system and adjacent shelf (Portugal). *Marine Geology*, 246 (2-4), 105-122.
- Olivet, J.L. 1978. *Nouveau modèle d'évolution de l'Atlantique nord et central*. Ph.D. Thesis. University of Paris. 234 pp.
- Olivet, J.L., Pautot, G. and Auzende, J.M. 1973. Structural framework of selected regions of the Western Mediterranean: Alboran Sea. In: Ryan, W.B.F., Hsu, K.J., *et al.* (eds.), *Initial Reports of The Deep Sea Drilling Project*. Washington D.C., U.S. Government Printing Office, 1417-1430.
- Ott d'Estevou, P. and Montenat, C. 1985. Evolution structurale de la zone bétique orientale (Espagne) du Tortonien à Holocène. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 300, 363-368.
- Palomino, D., Vázquez, J.T., Ercilla, G., Alonso, B., López-González, N., Díaz del Río, V. and Fernández-Salas, L.M. 2010. Influence of water masses on the seabed morphology around the Seamounts of the Motril Marginal Shelf (Alboran Sea, Western Mediterranean). *Geo-Temas*, 11, 131-132.
- Pautot, G., Lecann, C., Coutelle, A. and Mart, Y. 1984. Morphology and extension of the evaporitic structures of the Liguro-Provençal Basin: new Sea-Beam data. *Marine Geology*, 55, 387-409.
- Perconig, E. 1960-1962. Sur la constitution géologique de l'Andalousie Occidentale, en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne meridionale). Livre Mémoire du Professeur Paul Fallot. *Memories Hors-Ser. Société Géologique de France*, 1, 229-256.
- Pérez-Belzuz, F., Alonso, B. and Ercilla, G. 1997. History of mud diapirism and trigger mechanisms in the Western Alboran Sea. *Tectonophysics*, 282, 399-422.
- Perez-Gussinyé, M., Ranero, C.R., Reston, T.J. and Sawyer, D. 2003. Mechanisms of extension at nonvolcanic margins: Evidence from the Galicia interior basin, west of Iberia. *Journal of Geophysical Research*, 108, B5, 2245, doi:10.1029/2001JB000901.

- Pinheiro, L.M., Lebreiro, S., Cunha, T., Terrinha, P., Teixeira, F., Monteiro, H., Teixeira, F.C., Alves, T. and Janus, R. 2000. Deep-sea sedimentation in the Tagus abyssal plain (W. Iberia): sediment transport and tectonic control. *Intergovernmental Oceanographic Commission, Workshop Report*, 168, 11.
- Pinheiro, L.M., Wilson, R.C.L., Pena dos Reis, R., Whitmarsh, R.B.W. and Ribeiro, A. 1996. The Western Iberian Margin: a Geophysical and Geological Overview. In: Whitmarsh, R.B., Daywer, D., Klaus, A., Masson, D.G. (eds.), *Proceedings Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 149, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 3-23.
- Piper, D.J.W., Cochonat, P. and Morrison, M.L. 1999. The sequence of events around the epicentre of the 1929 Grand Banks earthquake: initiation of debris flows and turbidity current inferred from sidescan sonar. *Sedimentology*, 46, 79-97.
- Platt, J.P. and 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.
- Popescu, I., Lericolais, G., Panin, N., Normand, A., Dinu, C. and Le Drezen, E. 2004. The Danube submarine canyon (Black Sea): morphology and sedimentary processes. *Marine Geology*, 206, 249-265.
- Pulgar, J.A., Alonso, J.L., Espina, R.G. and Marín, J.A. 1999. La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 21, 283-294.
- Quintana, L., Alonso, J.L., Pulgar, J.A. and Rodríguez-Fernández, L.R. 2006. Transpressional inversión in an extensional transfer zone (the Saltacaballos fault, northern Spain). *Journal of Structural Geology*, 28 (11), 2038-2048.
- Quintana, L., Alonso, J.L., Pulgar, J.A. and Rodríguez-Fernández, L.R. 2009. Zonas de transferencia extensional en el sector central de la Zona Vasco-cantábrica. *Extended Abstracts 6th Symposium Atlantic Iberian Margin (MIA 09), Nuevas Contribuciones al Margen Ibérico Atlántico*. 1-5 December 2009, University of Oviedo, 57-60.
- Reed, D.L., Meyer, A.W., Silver, E.A. and Prasetyo, H. 1987. Contourite sedimentation in an intraoceanic forearc system: eastern Sunda Arc, Indonesia. *Marine Geology*, 76 (3-4), 223-242.
- Reeder, M.S., Rothwell, G. and Stow, D.A.V. 2002. The Sicilian gateway: anatomy of the deep-water connection between East and West Mediterranean basins. In: Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugeres, J.C., Viana, A.R. (eds.), *Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics*. Geological Society, London, Memoirs, 22, 171-189.
- Rehault, J.P., Boillot, O. and Mauffret, A. 1985. The Western Mediterranean Basin. In: Stanley, D. J., Wezel, F. (eds.), *Geological evolution of the Mediterranean Basin*. Springer-Verlag, New York, 101-130.
- Reid, J.L. 1994. On the total geostrophic circulation of the North Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports. *Progress in Oceanography*, 33, 1-92.
- Reston, T.J., Krawczyk, C.M. and Klaeschen, D. 1996. The S reflector West of Galicia (Spain): evidence from prestack depth migration for detachment faulting during continental breakup. *Journal of Geophysical Research*, 101 (B4), 8075-8092.
- Rey, J. and Díaz del Río, V. 1983. Relación entre las formaciones sedimentarias y la tectónica reciente, en la plataforma continental del Golfo de Valencia. *X Congreso Nacional de Sedimentología, Menorca, Comunicaciones*. Universidad Autónoma de Barcelona, 5.18-5.21.
- Rigaut, F. 1997. *Analyse et évolution récente d'un système turbiditique méandriforme: L'éventail profond du Zaïre*. Ph.D. Thesis, Université de Bretagne Occidentale, Brittany, France, 209 pp.
- Roberts, D.G. 1970. The Rift-Betic orogen in the Gulf of Cádiz. *Marine Geology*, 9, M31-M37.
- Roberts, D.G., Hogg, N.G., Derek, G., Bishop, G. and Flewellen, C.G. 1974. Sediment distribution around moated seamounts in the Rockall Trough. *Deep-Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 21, 175-184.
- Robles, S., García-Mondéjar, J. and Pujalte, V. 1988. A retreating fan-delta system in the Albian of Biscay, northern Spain: Facies analysis and paleotectonic implications. In: Nemeč, W., Steel, R.J. (eds.), *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Setting*. Blackie, London, 197-211.
- Roca, E. and Deselgaux, P. 1992. Analysis of the geological evolution and vertical movements in the Valencia Trough area, western Mediterranean. *Marine Petroleum Geology*, 9, 167-185.
- Roca, E., Muñoz, J.A., Ferrer, O. and Ellouz, N. 2011. The role of the Bay of Biscay Mesozoic extensional structure in the configuration of the Pyrenean orogen: Constraints from the MARCONI deep seismic reflection survey. *Tectonics*, 30, TC2001, doi:10.1029/2010TC002735.
- Roden, G.I. 1987. Effects of seamount chains on ocean circulation and thermohaline structure. In: Keating, B.H., et al. (eds.), *Seamounts, Islands and Atolls*. American Geophysical Union, Monograph, 96, 335-354.
- Roden, G.I. 1991. Mesoscale flow and thermohaline structure around Fieberling Seamount. *Journal of Geophysical Research*, 96 (C9), 653-672.
- Rodríguez-Fernández, J. and Martín-Penela, A.J. 1993. Neogene evolution of the Campo de Dalías and surrounding off-shore areas (Northeastern Alboran Sea). *Geodinamica Acta*, 6, 255-270.
- Roest, W.R. and Srivastava, S.P. 1991. Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology*, 19, 613-616.
- Rogerson, M., Rohling, E.J., Bigg, G.R. and Ramírez, J. 2012. Paleooceanography of the Atlantic-Mediterranean exchange: Overview and first quantitative assessment of climatic forcing. *Reviews of Geophysics*, 50 (2), doi:10.1029/2011RG000376.
- Rosas, F.M., Duarte, J.C., Neves, M.C., Terrinha, P., Silva, S. and Matias, L. 2012. Thrust-wrench interference between major active faults in the Gulf of Cadiz (Africa-Eurasia)

- plateboundary, offshore SW Iberia): tectonic implications from analogue and numerical modeling. *Tectonophysics*, 548-549, 1-21.
- Rosas, F.M., Duarte, J.C., Terrinha, P., Valadares, V. and Matias, L. 2009. Morphotectonic characterization of major bathymetric lineaments in Gulf of Cadiz (Africa-Iberia plate boundary): insights from analogue modelling experiments. *Marine Geology*, 261, 33-47.
- Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., Cita, M.B., Dumitrica, P., Lort, J., Maync, W., Nesteroff, W.D., Pautot, G., Stradner, H. and Wezel, F.C. 1973. Western Alboran Basin-Site 121. In: Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., *et al.* (eds.), *Initials Reports of Deep Sea Deep Project*, Washington D.C., U.S. Government Printing Office, 13, 43-89.
- Ryan, W.B.F., Stanley, D.J., Hersey, J.B., Fahlquist, D. and Allan, T.D. 1970. The tectonics and geology of the Mediterranean Sea. In: Maxwell, A.E. (ed.), *The Sea*. Wiley-Interscience, New York, 4, 387-492.
- Sábat, F., Roca, E., Muñoz, J.A., Vergés, J., Santanach, P., Sans, M., Masana, E., Estévez, A. and Santisteban, C. 1995. Role of extension and compression in the evolution of the eastern margin of Iberia: the ESCI-Valencia Trough seismic profile. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8, 431-448.
- Sallarès, V., Martínez-Lorient, S., Prada, M., Gràcia, E., Ranero, C.R., Gutscher, M.A., Bartolome, R., Gailler, A., Dañobeitia, J.J. and Zitellini, N. 2013. Seismic evidence of exhumed mantle rock basement at the Goringe Bank and the adjacent Horseshoe and Tagus abyssal plains (SW Iberia). *Earth Planetary Science Letters*, 365, 120-131.
- Sánchez de la Torre J.A., Agueda Villar, J.R., Colmenero, J.R. and Manjón, M. 1977. La serie permotriásica en la región de Villaviciosa (Asturias). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 4, 329-338.
- Sánchez Ferré, F. 1991. *Evolución estructural post-kimmerica de la plataforma continental Vasco-Cantábrica*. Tesis Doctoral Inédita, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas, Universidad Politécnica de Madrid, 174 pp.
- Sans, M. and Sábat, F. 1994. Estructura de las sales messinienses y de los depósitos sincinemáticos asociados en el sector Noreste del surco de Valencia. *Acta Geologica Hispánica*, 29(2-4), 77-92.
- Sanz de Galdeano, C. 1990. Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172, 107-119.
- Serra, N. 2004. *Observations and numerical modelling of the Mediterranean Outflow*. PhD Thesis, University of Lisbon.
- Shipboard Scientific Party 1987. Introduction, objectives, and principal results: Ocean Drilling Program Leg 103, west Galicia Margin. In: Boillot, G., Winterer, E.L., Meyer, A.W., *et al.*, (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initials Reports*, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 103, 3-17.
- Sibuet, J.C. 1992. New Constraints on the formation of the non-volcanic continental Galicia Flemish Cap conjugate margins. *Journal of the Geological Society of London*, 149, 829-840.
- Sibuet, J.C. and Collette, B. 1991. Triple junctions of Bay of Biscay and North Atlantic: New constraints on the kinematic evolution. *Geology*, 19, 522-525.
- Sibuet, J.C., Louvel, V., Whitmarsh, R.B., White, R.S., Horsefield, S.J., Sichler, B., Leon, P. and Recq, M. 1995. Constraints on rifting processes from refraction and deep-tow magnetic data: the example of the Galicia Continental Margin (West Iberia). In: Banda, E. (ed.), *Rifted Ocean-Continent Boundaries*. Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 197-218.
- Sibuet, J.C., Maze, J.P., Amortila, P. and Le Pichon, X. 1987. Physiography and structure of the western Iberian continental margin off Galicia, from Sea Beam and seismic data. In: Boillot, G., Winterer, E.L., Meyer, A.W., *et al.* (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initials Reports*, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 103, 77-97.
- Slater, D.R. 2003. *The transport of Mediterranean water in the North Atlantic Ocean*. PhD Thesis, University of Southampton, 155 pp.
- Somoza, L., Díaz-del-Río, V., León, R., Ivanov, M., Fernández-Puga, M.C., Gardner, J.M., Hernández-Molina, F.J., Pinheiro, L.M., Rodero, J., Lobato, A., Maestro, A., Vázquez, J.T., Medialdea, T. and Fernández-Salas, L.M. 2003. Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cádiz mud volcano area: Acoustic imagery, multibeam and ultra-high resolution seismic data. *Marine Geology*, 195, 153-176.
- Somoza, L., Maestro, A. and Lowrie, A. 1999. Allochthonous Blocks as Hydrocarbon Traps in the Gulf of Cadiz. *Offshore Technology Conference (OTC)*, Houston, Texas, 10889, 571-577.
- Somoza, L., Medialdea, T., León, R., Ercilla, G., Vázquez, J.T., Farran, M., Hernández-Molina, J.F., González, F.J., Juan, C. and Fernández-Puga, M.C. 2012. Structure of mud volcano systems and pockmarks in the region of the Ceuta Contourite Depositional System (Western Alborán Sea). *Marine Geology*, 332, 4-26.
- Srivastava, S.P., Schouten, H., Roest, W.R., Klitgord, K.D., Kovacs, L.C., Verhoef, J. and Macnab, R. 1990. Iberian plate kinematics: a jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature*, 344, 756-759.
- Stampfli, G.M. and Höcker C.F.W. 1989. Messinian paleorelief from a 3D seismic survey in the Tarraco concession area (Spanish Mediterranean Sea). *Geologie en Mijnbouw*, 68, 201-210.
- Stich, D., Mancilla, F.D.L. and Morales, J. 2005. Crust-mantle coupling in the Gulf of Cadiz (SW Iberia). *Geophysical Research Letters*, 32 (13), doi: 10.1029/2005GL023098.
- Stow, D.A.V., Hernández-Molina, F.J., Llave, E., García, M., Díaz del Río, V., Somoza, L. and Bruno, M. 2013. The Cadiz Contourite Channel: Sandy Contourites, Bedforms and Dynamic Current Interaction. *Marine Geology*, 343, 99-114.
- Suárez, A. 1988. Estructura del área de Villaviciosa-Libardón (Asturias, Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 17, 87-98.
- Talukder, A.R., Comas, M.C. and Soto, J.I. 2004. Estructura y evolución durante el Mioceno del diapirismo de lodo en el sector septentrional de la Cuenca Oeste de Alborán

- (Mediterráneo occidental). *Boletín Geológico y Minero*, 115 (3), 439-452.
- Tejero R., González-Casado, J.M., Gómez-Ortiz, D. and Sánchez-Serrano, F. 2006. Insights into the tectonic topography of the present-day landscape of the central Iberian Peninsula (Spain). *Geomorphology*, 76, 280-294.
- Terrinha, P. 1998. *Structural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin, South Portugal*. PhD Thesis Doctoral. Department of Geology, Imperial College, University of London, 430 pp.
- Terrinha, P., Matias, L., Vicente, J., Duarte, J., Luís, J., Pinheiro, L., Lourenço, N., Diez, S., Rosas, F., Magalhaes, V., Valadares, V., Zitellini, N., Roque, C., Mendes-Victor, L. and MATESPRO Team 2009. Morphotectonics and strain partitioning at the Iberia-Africa plate boundary from multibeam and seismic reflection data. *Marine Geology*, 267, 156-174.
- Terrinha, P.A., Pinheiro, L., Henriot, J.P., Matias, L., Ivanov, M.K., Monteiro, J.H., Azhmetzhanov, A., Volkonskaya, A., Cunha, T., Shaskin, P. and Rovere, M. 2003. Tsunamigenic-seismogenic structures, neotectonics, sedimentary process and slope instability on the south-west Portuguese margin. *Marine Geology*, 195, 55-73.
- Tesson, M. and Gensous, B. 1989. Les bases d'une stratigraphie sismique du Neogene Post-Nappes en Mer d'Alboran, au large du Maroc. Implications structurales et paleogeographiques. *Journal of African Earth Sciences*, 9, 421-433.
- Thommeret, M., Boillot, G. and Sibuet, J.C. 1988. Structural map of the Galicia margin. In: Boillot, G., Winterer, E.L. et al. (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 103, 31-36.
- Torelli, L., Sartori, R. and Zitellini, N. 1997. The giant chaotic body in the Atlantic Ocean off Gibraltar: new results from a deep seismic reflection survey. *Marine and Petroleum Geology*, 14, 125-138.
- Tricart, J. 1968. *Précis de Géomorphologie. Géomorphologie Structurale*. Société d'Etudes pour le Développement Economique et Social, Paris, 322 pp.
- Twidale, C.R. 1971. Structural Landforms. *Australian National University Press*, Canberra, 81-89.
- Uchupi, E. 1988. The Mesozoic-Cenozoic geologic evolution of Iberia. A tectonic link between Africa and Europe. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1 (3-4), 257-294.
- Valadares, V., Roque, C. and Terrinha, P. 2009. Tectonic control and mass-wasting processes along S. Vicente Canyon (SW Iberia): evidences from multibeam bathymetry and seismic reflection data. *European Union of Geosciences, General Assembly*, 19-24 April, Vienna, Austria, 12685.
- Van der Voo, R. 1969. Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 7, 5-56.
- Van Rooij, D., Iglesias, J., Hernandez-Molina, F.J., Ercilla, G., Gómez-Ballesteros, M., De Hauwere, A., Casas, D., Llave, E., García Gil, S., Henriot, J.P. and Acosta, J. 2010. The Le Danois Contourite Depositional System off the North Iberian margin, Spain. *Marine Geology*, 274 (1-4), 1-20.
- Vanney, J.R., Auxière, J.L. and Dunand, J.P. 1979. Geomorphic provinces and the evolution of the North Western Iberian Continental Margin. *Annales de l'Institut Océanographique*, Paris, 55 (1), 5-20.
- Vanney, J.R. and Gennesseaux, M. 1979. Propositions relatives a la toponymie marine de la méditerranée occidentale. *Annales de l'Institut Océanographique Paris*, 52 (2), 185-194.
- Vázquez, J.T. 2005. El Margen Continental del Mar de Alborán. In: Martín Serrano, A. (Ed.), *Mapa geomorfológico de España y del margen continental a escala 1:1.000.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 191-198.
- Vázquez, J.T., Díaz del Río, V., Maestro, A., Barnolas, A., Fernández-Puga, M.C., Somoza, L., Hernández-Molina, F.J. and Alveirinho Dias, J.M. 2000. Características del Cañón Submarino de Portimao (SW Margen Ibérico). 2º *Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, Lagos, 675-676.
- Vázquez, J.T., Ercilla, G., Medialdea, T., Somoza, L., Bohoyo, F., Casas, D., Estrada, F., Farrán, M., García-Gil, S. and León, R. 2009. El colapso BURATO ERGAP: Un rasgo morfo-tectónico de primera magnitud en el Banco de Galicia. 6º *Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico*, 205-208.
- Vázquez, J.T., Medialdea, T., Ercilla, G., Somoza, L., Estrada, F., Fernández-Puga, M.C., Gallart, J., Gràcia, E., Maestro, A. and Sayago, M. 2008. Cenozoic deformational structures on the Galicia Bank Region (NW Iberian continental margin). *Marine Geology*, 249 (1-2), 128-149.
- Vázquez, J.T. and Vegas, R. 2000. Estilos diferentes de deformación en el límite de placas entre África y Eurasia, desde el Arco de la Herradura al Mar de Alborán. 2ª *Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, S03-19, 147-148.
- Vegas, R. 1992. The Valencia Trough and the origin of the western Mediterranean basins. *Tectonophysics*, 203, 249-261.
- Vegas, R. and Banda, E. 1982. Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evolution Science*, 2, 320-343.
- Velasco, J.P.B., Baraza, J., Canals, M. and Balón, J. 1996. La depresión periférica y el lomo contourítico de Menorca: Evidencias de la actividad de corrientes de fondo al N del Talud Balear. *Geogaceta*, 20(2), 359-362.
- Watts, A.B., Platt, J.P. and Buhl, P. 1993. Tectonic evolution of the Alborán Sea basin. *Basin Research*, 5, 153-177.
- Weaver, P.P.E. and Canals, M. 2003. The Iberian and Canary Margin including NW Africa. In: Mienert, J., Weaver, P.P.E. (eds.), *European Margin Sediment Dynamics*. Springer-Verlag, Berlin, 251-260.
- Whitmarsh, R.B., Pinheiro, L.M., Miles, P.R., Recq, M. and Sibuet, J.C. 1993. Thin crust at the western Iberia ocean-continent transition and ophiolites. *Tectonics*, 12, 1230-1239.
- Whitmarsh, R.B., White, R.S., Horsefield, S.J., Sibuet, J., Recq, M. and Louvel, V. 1996. The ocean-continent boundary off the Western continental margin of Iberia: Crustal structure West of Galicia Bank. *Journal of Geophysical Research*, 101 (B12), 28291-28314.

- Wilson, R.C.L., Hiscott, R.N., Willis, M.G. and Gradstein, F.M. 1989. The Lusitanian Basin of West Central Portugal: Mesozoic and Tertiary tectonic, stratigraphic, and subsidence history. In: Tankard, A.J., Balkwill, H. (eds.), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. American Association of Petroleum Geologists Memoirs, 46, 341-361.
- Woodside, J.M. and Maldonado, A. 1992. Styles of Compressional Neotectonics in the Eastern Alboran Sea. *Geo-Marine Letters*, 12, 111-116.
- Zenk, W. 1975. On the origin of the intermediate double-maxima in T/S profiles from the North Atlantic. *Meteor Forsch-Ergebnisse*, A (16), 35-43.
- Zenk, W. 2008. Abyssal and contour currents. In: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (eds), *Developments in sedimentology, Contourites*, Elsevier, Amsterdam, 60, 37-57.
- Ziegler, P.A. 1989. Evolution of the North-Atlantic: An overview. In: Tankard, A.J. and Balwill, H.R., (eds.), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margin*. American Association of Petroleum Geologists Memoirs, 46, 111-129.
- Zitellini, N., Gràcia, E., Matias L., Terrinha, P., Abreu, M.A., DeAlteriis, G., Henriët, J.P., Dañobeitia, J.J., Masson, D.G., Mulder, T., Ramella, R., Somoza, L. and Diez, S. 2009. The Quest for the Africa-Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, 280 (1-4), 13-50.
- Zitellini, N., Mendes, L.A., Córdoba, D., Dañobeitia, J., Nicolich, R., Pellis, G., Ribeiro, A., Sartori, R., Torelli, L., Bartolomé, R., Bortoluzzi, G., Calafato, A., Carrilho, F., Casoni, L., Chierici, F., Corela, C., Correggiari, A., Della Vedova, B., Gràcia, E., Jornet, P., Landuzzi, M., Ligi, M., Magagnoli, A., Marozzi, G., Matias, L., Penitenti, D., Rodríguez, P., Rovere, M., Terrinha, P. Vigliotti, L. and Zahinos-Ruiz, A. 2001. Source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunami investigated. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 82 (26), 285-291.
- Zitellini, N., Rovere, M., Terrinha, P., Chierici, F., Matias, L. and BIGSETS Team 2004. Neogene through Quaternary tectonic reactivation of SW Iberian passive margin. *Pure and Applied Geophysics*, 161 (3), 565-587.

Recibido: mayo 2014

Revisado: noviembre 2014

Aceptado: diciembre 2014

Publicado: junio 2015

