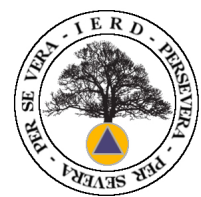


El riesgo de maremotos en la Península Ibérica a la luz de la catástrofe del 1 de noviembre de 1755

Jornadas técnicas, 30 y 31 octubre 2015



IERD

Instituto **E**spañol para la
Reducción de los **D**esastres



**EL RIESGO DE MAREMOTOS EN LA
PENÍNSULA IBÉRICA A LA LUZ DE LA CATÁSTROFE DEL
1 DE NOVIEMBRE DE 1755**

IERD Instituto Español para la Reducción de los Desastres

Edición en formato electrónico:

© Instituto Español para la Reducción de los Desastres, 2016

Maquetación y portada: José Antonio Aparicio Florido
Editado en España

Los derechos de los artículos publicados en este libro corresponden a sus respectivos autores. Cualquier forma de reproducción, distribución, comunicación pública o transformación de esta obra solo puede ser realizada con la autorización de sus titulares, salvo excepción prevista por la ley. El IERD se exime de toda responsabilidad sobre la originalidad de los contenidos y la titularidad de las figuras entregadas por los autores para su publicación.

Índice

	Pág.
Presentación	i-ii
El impacto del terremoto de 1755 en Portugal y España: efectos del maremoto de 1755 en las costas de Cádiz y Huelva. <i>José Manuel Martínez Solares</i>	1-10
La reacción de los ciudadanos de Cádiz durante el maremoto del 1 de noviembre de 1755. <i>José Antonio Aparicio Florido</i>	11-18
Registros de paleotsunamis en el litoral atlántico de la provincia de Cádiz: antecedentes del maremoto de 1755. <i>Francisco Javier Gracia Prieto</i>	19-27
Registros de paleotsunamis en las costas del litoral atlántico de la provincia de Huelva: antecedentes del maremoto de 1755. <i>Joaquín Rodríguez Vidal</i>	29-35
¿Qué es un tsunami?: importancia de la educación ciudadana. <i>Gregorio Gómez Pina</i>	37-46
Desarrollo de metodologías para el cálculo del riesgo por tsunami y aplicación para el caso de Cádiz. <i>Mauricio González Rodríguez</i>	47-53
Peligrosidad sísmica y tsunamigénica de la región Azores-Túnez. <i>Vicenta María Elisa Buforn Peiró</i>	55-61
La Red Sísmica Nacional: Sistema Nacional de Alertas de Tsunamis. <i>Emilio Carreño Herrero</i>	63-68
Detección Marina de Maremotos: situación actual y contribución a la Red Nacional de Alerta de Tsunamis. <i>Begoña Pérez Gómez</i>	69-78
Sistema de Alerta Sísmica Temprana ALERTES-SC3 desarrollado en el ROA. <i>Antonio Pazos García</i>	79-85
Procesos generadores de maremotos en la región del Golfo de Cádiz. <i>Juan Tomás Vázquez Garrido</i>	87-98
Simulación del tsunami de 1755 y su impacto en las costas españolas del Golfo de Cádiz. <i>Jorge Macías Sánchez</i>	99-109
Tendencias actuales en GRRD (Gestión de Reducción de Riesgos de Desastres) y resiliencia: posibilidades y ejemplos de aplicación del «Manual para líderes de los gobiernos locales» de la EIRD en municipios con riesgo de tsunamis en España. <i>Marga Zango Pascual</i>	111-131
RPAS ante maremotos: aplicaciones en seguridad y supervivencia e intervención en emergencias y grandes catástrofes. <i>José Domínguez León</i>	133-142

Procesos generadores de maremotos en la región del Golfo de Cádiz

Juan Tomás Vázquez Garrido

*Doctor en Ciencias Geológicas - Científico Titular.
Instituto Español de Oceanografía*

Resumen

El Golfo de Cádiz es una región caracterizada por una importante dinámica geológica. La actividad tectónica en relación con la dinámica convergente-transpresiva del límite entre las placas de Eurasia y Nubia y la reactivación tectónico-gravitacional de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz, emplazada en el frente de deformación del orógeno bético-rifeño, están condicionando en esta región el desarrollo de un conjunto de fuentes tsunamigénicas capaces de generar maremotos. Fundamentalmente se tienen en cuenta dos tipos de fuentes tsunamigénicas, en primer lugar fallas inversas activas que rompen la morfología de la superficie del fondo oceánico y, en segundo lugar deslizamientos submarinos en relación con inestabilidades gravitacionales en los taludes de alta pendiente o a partir de unidades geológicas de comportamiento plástico. Así mismo, la localización de importantes montes submarinos en la región les confiere una mayor resistencia frente a la deformación y favorecen la concentración de la actividad tectónica en estos bancos. Por tanto es necesario el conocimiento tanto de la actividad tectónica como de las inestabilidades gravitacionales de la región para poder realizar una evaluación completa del riesgo de generación de maremotos en el Golfo de Cádiz.

Palabras clave: tectónica activa, fallas normales, fallas inversas, fallas en dirección, deslizamientos, fuentes tsunamigénicas potenciales.

1. Introducción.

Al evaluar el riesgo de maremotos o tsunamis en una región es necesario conocer cuáles son las probables fuentes tsunamigénicas potencialmente generadoras de maremotos y a partir de su geolocalización se derivarán los modelos que simulan tanto su generación como su propagación en las masas de agua y su impacto contra la franja costera. Hay fundamentalmente cinco mecanismos que se han propuesto clásicamente en la literatura: los terremotos y la deformación cosísmica que presentan junto con los movimientos bruscos de las fallas que los generan; los movimientos en masa del tipo deslizamiento tanto submarinos como subaéreos, en el caso de que alcancen en su desplazamiento las masas de agua; las erupciones explosivas en islas volcánicas o elevaciones submarinas de carácter volcánico; las expulsiones violentas de gas acumulado en el subsuelo; y, con menor fre-

cuencia pero con gran importancia, el impacto de grandes meteoritos.

Dejando a un lado el último de estos mecanismos, y aunque se han localizado acumulaciones de gas en el subsuelo del margen continental del Golfo de Cádiz, se considera que las dos fuentes tsunamigénicas principales de la región son la actividad sismotectónica y los deslizamientos submarinos de masas de tierra, que en algún caso sí pueden estar asociados con la presencia de gas en el sedimento, dado que este factor favorece la inestabilidad gravitacional de los sedimentos al aumentar la presión intersticial. Los estudios que se realizan con más frecuencia son los de fuentes tsunamigénicas potenciales asociadas a la actividad sismotectónica; probablemente a este proceso corresponde el mayor porcentaje de generación de maremotos. Para establecer el potencial de estas fuentes es necesario conocer las características de la geometría de la falla (tipo, longitud, salto) así como sus caracterís-

ticas sísmicas (magnitud potencial, propagación de las ondas). En el Golfo de Cádiz, diversos autores como Omira et al. (2011), Matías et al. (2013) y Omira et al. (2014) entre otros han analizado las principales fuentes tsunamigénicas del tipo sismotectónico que se describirán más adelante.

El estudio de tsunamis generados por deslizamientos de masas de tierras submarinas ha aumentado fuertemente en los últimos años. Ello está ocasionado a su vez por el aumento de la resolución de las técnicas de estudio de la geología marina, que han permitido conocer con más detalle las estructuras que afectan a la superficie del fondo marino, tanto las tectónicas como las producidas por inestabilidades gravitacionales que generan movimientos de materiales en masa, en particular deslizamientos submarinos. En este caso los parámetros básicos a tener en cuenta son el área y el volumen tanto de la zona de evacuación como de la zona de acumulación. La observación de estos rasgos morfológicos ha permitido, como en el caso de la actividad tectónica, evaluar el papel que tienen los deslizamientos submarinos como fuentes tsunamigénicas potenciales (Harbitz, 1992; Haugen et al., 2005; Løvholt et al., 2005; Harbitz et al., 2006; Masson et al., 2006; Tappin, 2010; Harbitz et al., 2014). Los estudios de generación de deslizamientos submarinos son complejos pues implican no sólo la existencia de una pendiente suficiente en la zona para que las unidades geológicas se destabilicen y/o de unidades geológicas constituidas por sedimentos que tengan una alta facilidad para sufrir una inestabilidad gravitacional, como son litologías caracterizadas por su comportamiento plástico como las arcillas; pero también que tengan una alta presión intersticial favorecida tanto por la propia agua de sedimentación como por la generación de gas a partir de la materia orgánica acumulada dentro del sedimento al depositarse, o incluso por la existencia de fluidos que migran a través de las unidades sedimentarias. Además es necesario tener en cuenta otros factores que pueden favorecer su formación como los cambios de presión asociados a las tormentas, a los cambios de nivel del mar de alta amplitud o a cargas producidas por el propio proceso de sedimentación, así como la presencia de gas libre o la disociación de los hidratos de gas dentro de los sedimentos, e incluso los propios

terremotos o cambios en la inclinación de los sedimentos relacionados con la actividad tectónica (Locat y Lee, 2002). En este sentido, los estudios de tsunamis generados potencialmente por deslizamientos son mucho menos numerosos en el Golfo de Cádiz. Entre ellos cabe destacar los trabajos de Lo Iacono et al. (2012) y Omira et al. (2016), si bien otros autores han citado la presencia de deslizamientos de diversa escala en esta región (Hernández-Molina et al., 2006; Mulder et al., 2009; Leynaud et al., 2016).

2. Contexto tectónico del Golfo de Cádiz.

La región del Golfo de Cádiz se sitúa en el dominio atlántico del actual límite de placas actual entre Eurasia y Nubia (África Occidental) (figura 1).

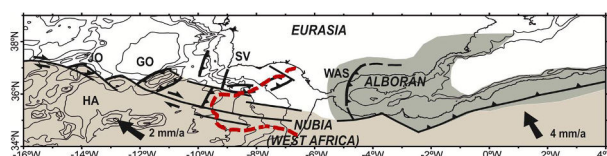


Fig. 1. Esquema de la región límite entre las placas de Eurasia (blanco) y Nubia (beige), así como el emplazamiento de la microplaca o dominio cortical de Alborán (gris) sobre este límite caracterizado por una convergencia oblicua con el desarrollo de fallas transformantes y fallas inversas. El trazado en rojo corresponde al límite en superficie de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz. Esquema modificado de Vázquez y Vegas (2001).

En este contexto, la región comprende tanto los dominios de corteza continental adelgazada de los márgenes africano e ibérico (Eurasia), los diferentes dominios de corteza oceánica atlántica que son conocidos de sur a norte como los sectores de Sena, la Herradura y Tajo (Vázquez y Vegas, 2000) en relación con la llanura abisal que tiene asociados y el margen bético-rifeño que está constituido por el emplazamiento de una unidad alóctona en el frente de deformación del Arco de Gibraltar sobre los márgenes continentales africano e ibérico, e incluso sobre los dominios de corteza oceánica atlántica. El basamento del Golfo de Cádiz está constituido en su mayor parte por corteza continental ibérica o africana que se adelgaza hacia el oeste (Gràcia et al., 2003a; Medialdea et al., 2004), mientras que la corteza oceánica se encuentra bajo las llanuras abisales de la Herradura y Sena, y los montes

submarinos próximos (entre ellos los bancos de Gorringe, Ampere y Coral Patch).

La estructura de la corteza del Golfo de Cádiz y la propia actividad tectónica actual están controladas por la historia geodinámica entre las placas de África y Eurasia. La evolución geológica se ha caracterizado sucesivamente según Maldonado et al. (1999) por la apertura del Atlántico Central en el Mesozoico y construcción de un margen pasivo, por una convergencia general N-S entre el final del Cretácico y el Oligoceno Superior, en relación con el cierre por subducción del dominio de la cuenca oceánica del Tethys Alpino, y finalmente por el desarrollo del cinturón orogénico bético-rifeño generado por la migración hacia el oeste del Dominio Cortical de Alborán entre el Oligoceno Superior y el Tortonense y su colisión contra los márgenes continentales del sur de Iberia y del norte de África.

Por tanto, la estructura y evolución neógeno-cuaternaria de esta región está ligada al desarrollo de las Béticas y el Rif y la formación en su frente occidental del Arco de Gibraltar. Como consecuencia se produce, durante el Mioceno inferior y superior, el emplazamiento radial mediante un mecanismo mixto tectónico-gravitacional de un gran complejo de unidades alóctonas sobre las cuencas adyacentes al norte y el sur del orógeno, sobre el margen continental y sobre los dominios de corteza oceánica del Atlántico. Esta gran unidad alóctona es conocida como la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz o AUGC (Medialdea et al., 2004) y corresponde al principal rasgo morfotectónico de la región adoptando una geometría arqueada según se desplazaba hacia el oeste. La configuración interna de esta unidad está fuertemente deformada y ha sido definida como un prisma de acreción o *melange* tectónico. Su estructura interna se caracteriza por fallas inversas de cabalgamiento que afectan tanto a sus rampas frontal y laterales, mientras que al este se han desarrollado fallas normales lítricas que afectan a las unidades del Messiniense, Plioceno y Cuaternario, que mantienen la migración de esta unidad hacia el OSO, favorecido por el propio gradiente del margen. La AUGC está constituida por formaciones sedimentarias de baja densidad, evaporitas de edad Triásica y arcillas y margas con bloques de edad

comprendida entre Cretácico superior y el Mioceno (Maldonado et al., 1999). Estas unidades de baja densidad son en parte la fuente de las estructuras diapíricas observadas en la superficie del margen en forma de dorsales alargadas (Fernández-Puga et al., 2007).

Desde el Mioceno superior (Tortonense superior) a la actualidad, la región del Golfo de Cádiz se ha localizado sobre el límite de placas entre Nubia (África Occidental) y Eurasia, que se caracteriza en esta región por una convergencia oblicua de orientación general NO-SE a ONO-ESE (Herraiz et al., 2000). La dinámica de las placas de Eurasia y Nubia a través de su límite común, y el gradiente tectónico entre los principales relieves orogénicos presentes en los continentes y los dominios oceánicos atlánticos son los dos factores que condicionan la actividad tectónica más superficial de la región (Vázquez et al., 2008). Esta dinámica ha producido el desarrollo de importantes estructuras de transferencia de dirección ONO-ESE (Medialdea et al., 2004; Zitellini et al., 2009) y la reactivación compresiva de la AUGC, con el desarrollo de numerosas estructuras arqueadas especialmente en los dominios fisiográficos del talud medio e inferior, y la formación de un importante sistema de fallas lítricas normales en sectores proximales del margen (Medialdea et al., 2004; Vázquez et al., 2004, 2008). Además, cabe señalar que son numerosas las evidencias de escapes de gas en forma de volcanes de fango (Somoza et al., 2003), así como de una importante actividad diapírica (Fernández Puga et al., 2007) de forma que el mecanismo de migración, en ambos casos, está controlado por las estructuras tectónicas reactivadas durante el Plioceno-Cuaternario (Medialdea et al., 2009).

3. Modelos geodinámicos en el Golfo de Cádiz.

Existen dos grupos de modelos geodinámicos en el Golfo de Cádiz: los que contemplan procesos de subducción activa en relación con la colisión del orógeno bético-rifeño apoyándose en modelos de tomografía sísmica del manto (Gutscher, 2002; Gutscher et al., 2012) —en este caso la AUGC es considerada como un prisma de acreción activo y tendría lugar el hundimiento de la corteza oceánica atlántica

bajo el Arco de Gibraltar – y los que proponen que la subducción bajo este Arco ya no sería activa (Medialdea et al., 2004; Terrinha et al., 2009; Zitellini et al., 2009), tal como se observa en los perfiles sísmicos de reflexión donde una unidad sedimentaria recubre el frente de deformación de la AUGC.

Estos autores proponen, a partir de la interpretación de los modelos batimétricos obtenidos con sonda multihaz (Zitellini et al., 2009) y del estudio sistemático de perfiles de reflexión, que en la actualidad el límite de placas estaría definido por un sistema de fallas transformantes de dirección ONO-ESE, y desplazamiento dextral, que se extiende desde el sur del Banco de Gorringe hasta el margen africano al sur de Larache. Este sistema de fallas asumiría, de una forma distribuida, gran parte de la lenta convergencia oblicua que ha tenido lugar desde el Tortonense superior entre las placas de Eurasia y Nubia, si bien parte de la deformación ha sido asumida por fallas inversas y cabalgamientos de dirección NE-SO a ENE-OSO, generadas probablemente como consecuencia de la existencia de discontinuidades reológicas entre los diferentes segmentos de corteza presentes en el Golfo de Cádiz (Vegas y Vázquez, 2001; Sallares et al. 2013, Martínez-Loriente et al., 2014). De forma alternativa, algunos autores proponen que las fallas compresivas activas en la región, principalmente en el flanco norte del Banco de Gorringe y en relación con la falla de la Herradura, constituirían zonas de subducción incipiente (Maldonado et al., 1999; Duarte et al., 2013).

El límite actual entre las placas de Eurasia y Nubia se extiende desde el punto triple de Azores y la falla de Gloria hasta el oeste del Banco de Gorringe y continúa hacia el este en el Golfo de Cádiz a lo largo de la zona de falla SWIM (Zitellini et al., 2009). Esta zona de falla conecta con el sistema Rift-Tell al sur del orógeno bético-rifeño (Terrinha et al., 2009; Rosas et al., 2012) (figuras 1 y 2). Los diferentes modelos geodinámicos señalan la existencia de una convergencia oblicua de dirección NO-SE y con magnitudes de entre 2 a 5 mm/año entre las placas de Eurasia y Nubia (Nocquet, 2012). Los datos geodésicos obtenidos de estaciones de GPS de registro continuo (CGPS) y campañas de estaciones de GPS

muestran un desplazamiento general de dirección NO-ONO en la parte occidental de las cordilleras béticas (Koulali et al., 2011) con respecto al Macizo Ibérico, demostrando que las estructuras que constituyen el Arco de Gibraltar continúan activas en la actualidad.

4. Principales controles de la fisiografía de Cádiz.

Se diferencian tres áreas en el margen continental del Golfo de Cádiz en relación con los distintos dominios tectónicos (figura 2).

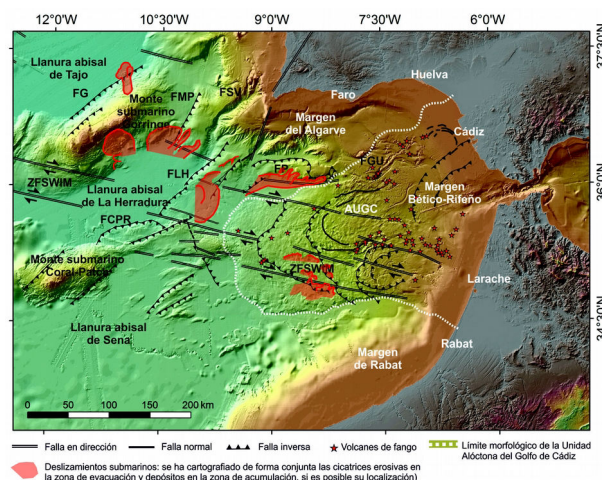


Fig. 2. Esquema tectónico del Golfo de Cádiz en el que se han cartografiado las principales estructuras tectónicas y deslizamientos de la región. Modificado de Medialdea et al. (2004), Terrinha et al. (2009) y Zitellini et al. (2009). FG: falla del Banco de Gorringe; FLH: falla de la Herradura; FMP: falla del Marqués de Pombal; FSV: falla de San Vicente; FCPR: falla norte de la cresta Coral-Patch; FP: falla del Banco de Portimao; FGU: falla del Banco del Guadalquivir; ZFSWIM: zona de falla SWIM.

La parte central corresponde al margen bético-rifeño, que en la plataforma continental se sitúa sobre las unidades correspondientes a este sistema orogénico. Las unidades del flych del Campo de Gibraltar se localizan en el sector próximo al Estrecho de Gibraltar rodeado tanto al norte como al sur por las unidades externas del orógeno, localizándose como frente de deformación del orógeno la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz. La AUGC se extiende hacia el norte sobre la cuenca de antepaís del Guadalquivir, hacia el oeste sobre el margen continental y hacia el sur sobre la cuenca de antepaís de Gharb (Medialdea et al., 2004). Al norte y al sur de este sector se encuentran respectivamente los márgenes continentales del sur de Portugal (margen del Algarve) y del

oeste de Marruecos (margen de Rabat), que corresponden a la extensión en el margen de las regiones de antepaís del sistema orogénico bético-rifeño.

La morfología de esta región, en especial el talud continental, es muy compleja debido a la interacción de varios factores:

- i) neotectónica, en relación a su proximidad con un límite principal de placas;
- ii) emplazamiento de un gran cuerpo alóctono, en relación con la tectónica de las Béticas y el Rif, que controla la fisiografía del talud inferior;
- iii) reactivación de la deformación de este cuerpo durante el Plioceno y Cuaternario;
- iv) presencia de formaciones plásticas con procesos de soprepresión;
- v) desarrollo de procesos de escape de fluidos;
- vi) influencia de las masas de agua sobre la superficie del fondo (especialmente sobre el talud medio y superior);
- vii) existencia de diversos segmentos corticales de tipo tanto continental como oceánico, con diferentes comportamientos reológicos y diferencias de gradientes entre ellos;
- viii) y presencia de grandes elevaciones submarinas, especialmente en el entorno de la llanura abisal de la Herradura y en el margen del Algarve.

5. Estructuras tectónicas activas.

Se han diferenciado una serie de estructuras tectónicas activas a lo largo del Golfo de Cádiz (figura 2). Se trata de estructuras de carácter regional que afectan a la superficie del fondo marino y controlan la fisiografía de la región, llegando a generar elementos morfológicos sobre la superficie del fondo como escarpes, depresiones, crestas o abombamientos. Asimismo, estas estructuras afectan a las unidades sedimentarias pliocenas y cuaternarias e incluso a las unidades sedimentarias depositadas en los últimos 18.000 años (Medialdea et al., 2004; Vázquez et al., 2004; Hernández-Molina et al., 2006; Vázquez et al.,

2008; Vázquez et al., 2010). Se trata de fallas de movimiento en dirección, fallas inversas y en menor importancia fallas normales.

Fallas normales.

Se han descrito fallas normales en diversos escenarios. Las más significativas corresponden a fallas lítricas generadas mediante superficies de despegue despegadas a favor de las masas alóctonas (figuras 2 y 3).

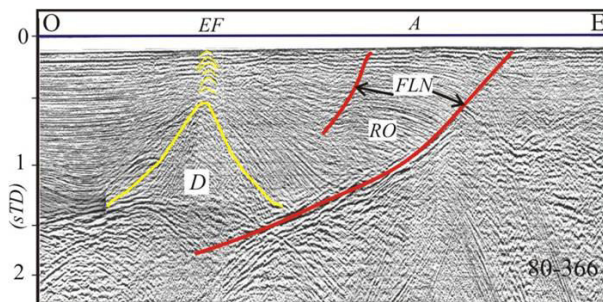


Figura 3. Perfil obtenido con sismica de reflexión en donde se observa la presencia de fallas normales lítricas (FLN) cuya actividad llega hasta la superficie del fondo marino, así como su relación en el bloque de techo de la falla con deformaciones de tipo *roll-over* (RO) y diapirismo (D). Tomado de Vázquez et al., 2008.

Se han localizado en los dominios de plataforma o del talud superior, donde pueden llegar a formar pequeños escarpes sobre la superficie del fondo. Además, en estos casos se generan pliegues de *roll-over* que pueden generar asimismo suaves abombamientos en la superficie del fondo, como sucede en la plataforma continental situada frente a la ciudad de Cádiz. Otros grupos de fallas normales son fallas gravitacionales y minicuevas de tipo semigraben, desarrolladas con mayor importancia en el talud inferior. Por último, son frecuentes fallas de tipo crestal y fallas de colapso sobre los cuerpos diapíricos.

Fallas Inversas.

Se han identificado una serie de grandes estructuras interpretadas como fallas inversas (figuras 2 y 4). Predominan fallas de tendencia NE-SO en las que además se produce una concentración de los eventos sísmicos que nos indica su importante actividad en la actualidad. Este grupo de estructuras está constituido por: la falla de Gorringe, localizada en el flanco noroeste de dicho banco con una longitud aproximada de 120 km; la falla

del Marqués de Pombal, con una longitud de unos 50 km; la falla de San Vicente, localizada en la prolongación suroccidental del cabo de San Vicente y que tiene una longitud aproximada de 100 km en el margen continental, si bien se ha relacionado clásicamente con la falla de San Vicente-Messejana-Palencia que atraviesa gran parte de la Península Ibérica; y la falla de la Herradura (figura 4), situada prácticamente en el límite entre el talud inferior del margen continental y la llanura abisal de la Herradura, caracterizándose por generar un marcado escarpe entre ambos dominios, con una longitud aproximada de 100 km, dividida en dos segmentos por la acción de fallas en dirección dextrales.

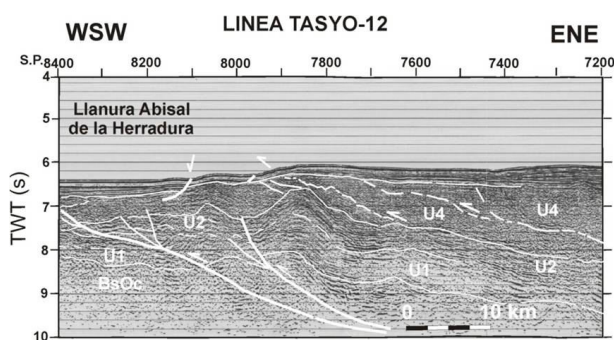


Fig. 4. Perfil sísmico de reflexión donde se observa la estructura de la falla inversa de la Herradura y la elevación de la superficie del fondo marino que se produce sobre el bloque elevado de esta falla. Tomado de Vázquez et al. (2004).

Prácticamente en continuidad con la anterior pero cambiando ligeramente a una dirección ENE-OSO se encuentra la falla norte del Coral-Patch Ridge, que es la prolongación hacia el este del monte submarino Coral-Patch, con una longitud de aproximadamente 60 km. Se proponen otras fallas en la región cuya localización está siendo debatida por la comunidad científica como la falla del Banco de Portimao (figura 2), de orientación E-O y 55 km de longitud, cuya orientación le hace más favorable a un comportamiento de falla en dirección aunque se han observado fallas inversas tanto hacia el norte como hacia el sur de dicho banco; o la falla del Banco del Gualquivir (figura 2), que podría ser en realidad una reactivación hacia el norte de la rampa lateral de la AUGC. Además, se han identificado dentro de la AUGC (figura 2) estructuras de geometría arqueada, diferenciadas a lo largo del talud continental al quedar marcadas por escarpes y

crestas. Su orientación varía de N-S a NO-SE, muestran una convexidad dirigida hacia el oeste y presentan diferentes amplitudes. Estas estructuras controlan especialmente la morfología del talud inferior, si bien también se han identificado en el talud medio de la parte africana del margen. Se interpretan como estructuras de fallas inversas que afectan a las masas alóctonas.

Fallas en Dirección.

En los modelos de batimetría multihaz ha sido posible cartografiar una serie de fallas de orientación ONO-ESE que han sido interpretadas como fallas en dirección y como el posible límite de placas entre Eurasia y Nubia (Terrinha et al., 2009; Zitellini et al., 2009) (figura 2). Se trata de fallas transformantes dextrales que conectan la parte meridional del Banco de Gorringe con la parte meridional de la cordillera del Rif. Se trata de una amplia zona de falla con cerca de 100 km de anchura y 600 km de longitud que estaría constituida por al menos 8 segmentos con similares características en su comportamiento mecánico. La localización de estas fallas fue ya propuesta previamente por Medialdea et al. (2004) a partir de perfiles sísmicos, y su caracterización final se ha realizado asimismo a partir del estudio de los diferentes segmentos con perfiles sísmicos (Bartolomé et al., 2012; Hensen et al., 2015).

Estas fallas controlan el emplazamiento de las masas alóctonas hacia la llanura abisal de la Herradura. Asimismo se ha observado que estas fallas fracturan y desplazan las estructuras arqueadas localizadas en el talud, o bien conectan el desplazamiento de dos de estas estructuras funcionando como fallas de transferencia. Morfológicamente su traza viene definida por escarpes, depresiones y crestas discontinuas alargadas, en respuestas a situaciones transtensivas o transpresivas a lo largo de estas fallas.

A pesar de su clara influencia sobre la morfología, estas fallas no presentan una neta actividad sísmica asociada. Este hecho se explica por la baja magnitud de la convergencia de placas en esta región y porque las fallas inversas, desarrolladas con una dirección más perpendicular a los esfuerzos regionales, asu-

mirían gran parte de los esfuerzos mientras que en estas fallas los esfuerzos se asumirían mediante una deformación más lenta y continua.

En general, la actividad contemporánea de este conjunto de fallas se observa en los perfiles sísmicos de reflexión, si bien la sismicidad se concentra en aquellas estructuras que asumen mejor la convergencia entre las placas, fundamentalmente las fallas inversas y las zonas de interferencia entre fallas inversas y fallas en dirección (Rosas et al., 2016). En relación con las fallas inversas es interesante señalar que no existen estructuras de longitudes superiores a 120 km, si bien la falla de la Herradura se encuentra prácticamente en continuidad hacia el norte con la falla de San Vicente y hacia el sur con la falla que limita hacia el norte la prolongación del Banco Coral-Patch, con lo cual se podría definir un sistema de fallas inversas con una longitud de hasta 260 km, donde además se concentra uno de los principales focos sísmicos de la región (Geissler et al., 2010; Martínez-Lorient et al., 2016; Rosas et al., 2016).

Los modelos geodinámicos realizados a partir de medidas de GPS obtenidas sobre el noroeste de África e Iberia, junto con la tasa de deformación sísmica y los datos de esfuerzo, permiten evaluar los diferentes contextos geodinámicos propuestos para la región. Los resultados de los modelos soportan la presencia de un límite de placas difuso entre Eurasia y Nubia, donde la convergencia es acomodada principalmente a lo largo de fallas inversas de dirección NNE-SSO a NE-SO y ENE-OSO, junto con fallas en dirección dextrales de orientación ONO-ESE sobre una zona de más de 200 km de anchura, datos que están de acuerdo, de forma general, con la distribución de la tasa de deformación sísmica y los mecanismos de falla asociados (Cunha et al., 2012).

6. Deslizamientos submarinos.

Son diversos los trabajos en los que se han identificado procesos de movimientos en masa y, en concreto, deslizamientos submarinos en el Golfo de Cádiz. Los deslizamientos se localizan en zonas de altas pendientes como son los flancos de los montes submarinos más importantes de la región, en áreas de tectónica

activa normalmente en relación con las principales fallas inversas, o en relación con la propia inestabilidad de las formaciones geológicas presentes en los niveles superiores. En la figura 2 se han cartografiado los deslizamientos reconocidos en la región y alguna posibles evidencias observadas en los rasgos de la batimetría.

Prácticamente en los flancos de todos los montes submarinos de la región existen deslizamientos de diferente tamaño, los más estudiados y más importantes son los que se encuentran en el flanco del Banco de Gorrinige, probablemente relacionados también con la alta actividad sísmica que presenta este banco. Lo Iacono et al. (2012) han estudiado la avalancha del norte de Gorrinige (NGA), se extiende entre las profundidades de 2.900 y 5.100 m y calculan que alcanzó un desplazamiento próximo a 80 km³ de materiales. Algo más al oeste, Omira et al. (2016) han definido el deslizamiento del sur del monte submarino Hironnelle, que en este caso implicaría a un volumen de unos 500 km³. En otros bancos morfológicos también se han localizado deslizamientos pero solo se ha realizado una primera cartografía de los mismos como en el Banco de Portimao, donde se han considerado deslizamientos de menores dimensiones tanto en su flanco septentrional como en el meridional (Terrinha et al., 2009; Vázquez et al., 2015; Leynaud et al., 2016).

En relación con la actividad y frentes de deformación de las fallas inversas también son numerosos los ejemplos citados que, aunque no presentan grandes dimensiones, son utilizados en este caso como una evidencia de la actividad de las propias fallas, dado que el movimiento de la falla y la actividad sísmica asociada serían importantes factores de inestabilidad del frente de deformación de la estructura. En este sentido se han citado deslizamientos asociados a las fallas inversas de La Herradura, San Vicente y Marqués de Pombal (Gràcia et al., 2003b; Terrinha et al., 2003; Terrinha et al., 2009; Martínez Lorient et al., 2016).

Por último, se han localizado deslizamientos submarinos que afectan a los materiales de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz (figura 2). En este caso un factor importante a tener en

cuenta es la presencia de un factor de inestabilidad interno de los materiales que constituyen esta unidad al estar constituida por diversas formaciones de comportamiento plástico, si bien el disparo de dichos deslizamientos se encuentra en la actividad tectónica, bien por la reactivación de estructuras como los cabalgamientos internos que presenta esta unidad, o bien por la formación de fallas normales gravitacionales (figura 5) como respuesta al desarrollo de elevaciones de la superficie del fondo, por ejemplo por diapirismo, que favorecen la inestabilidad gravitacional de los flancos de estos relieves, o incluso como consecuencia del movimiento de las fallas en dirección de orientación ONO-ESE.

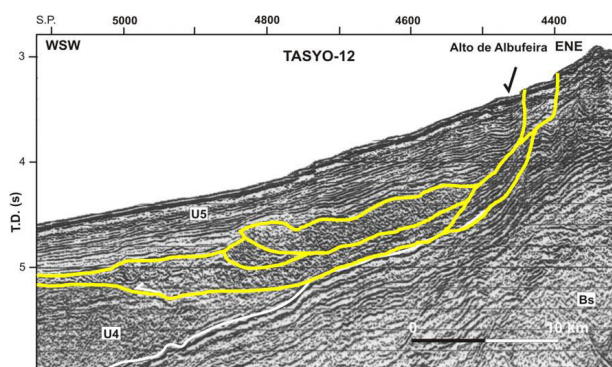


Fig. 5. Desarrollo de un deslizamiento a favor de fallas normales gravitacionales enraizadas en materiales de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz. El deslizamiento está enterrado, pero se observa en las unidades suprayacentes el desarrollo de nuevas fallas gravitacionales.

7. Conclusiones.

El Golfo de Cádiz es una región caracterizada por una importante dinámica geológica. La actividad tectónica contemporánea es resultado de dos factores tectónicos principales: el primero es su localización en el límite entre las placas de Eurasia y Nubia, tal como se define hoy en día, caracterizada por una convergencia oblicua-transpresiva de baja velocidad y por la presencia de diferentes dominios corticales en la región; el segundo es el emplazamiento de la AUGC caracterizada por una estructura compleja de cabalgamientos imbricados con un importante volumen de unidades de materiales con comportamiento plástico, predominantemente margarcillosos y salinos. La AUGC ha sufrido procesos de neoformación y reactivación de estructuras tectónicas en su interior a lo largo del Plio-

ceno-Cuaternario, favorecidas por la presencia de unidades de materiales con comportamiento plástico.

Estos factores condicionan el desarrollo de dos tipos de fuentes tsunamigénicas: en primer lugar fallas inversas activas que rompen la morfología de la superficie del fondo oceánico y en segundo lugar generación de deslizamientos submarinos en relación con inestabilidades gravitacionales a partir de los taludes de alta pendiente o de las unidades geológicas de comportamiento plástico. Además, la localización de importantes montes submarinos alargados les confiere una mayor resistencia frente a la deformación y favorecen la concentración de la actividad tectónica en estos bancos al actuar como barreras reológicas, formándose fallas inversas y deslizamientos asociados en sus flancos.

La AUGC en el margen continental bético-rifeño del Golfo de Cádiz acomoda la mayor parte del esfuerzo tectónico mediante deformación dúctil para profundidades superficiales, tal como indica la ausencia de terremotos sobre esta Unidad Alóctona. Asimismo oblitera la deformación de las estructuras que afectan a su substrato. La alta movilidad lateral y vertical de las unidades geológicas que constituyen la AUGC, su comportamiento mecánico dúctil y el gradiente regional, favorecen el desarrollo de fallas extensionales que afectan a las unidades situadas sobre las estructuras diapíricas.

Está compleja situación fisiográfica, geodinámica, estratigráfica y tectónica hace que la región presente un elevado número de estructuras tectónicas, principalmente fallas inversas, o de deslizamiento submarinos que son potencialmente generadoras de maremotos, siendo necesario el control de su actividad y el conocimiento de la evolución de todas estas estructuras para tener una evaluación completa del riesgo tsunamigénico en la región, así como para la adopción de medidas preventivas.

Referencias.

BARTOLOMÉ, R.; GRÀCIA, E.; STICH, D.; MARTÍNEZ-LORIENTE, S.; KLAESCHEN, D.; MANCILLA, F.L.; LO IACONO, C.I.; DAÑOBEITIA, J.J. y ZITELLINI, N. «Evidence

for active strike-slip faulting along the Eurasia-Africa convergence zone: implications for seismic hazards on the SW Iberian Margin». En: *Geology*, 2012, G33107.1, <http://dx.doi.org/10.1130/G33107.1>.

CUNHA, T. A.; MATIAS, L.M.; TERRINHA, P.; NEGREDO, A.M.; ROSAS, F.; FERNANDES, R.M.S y L.M. PINHEIRO. «Neotectonics of the SW Iberia Margin, Gulf of Cadiz and Alboran Sea: a reassessment including recent structural, seismic and geodetic data». En: *Geophysical Journal International*, núm. 188, 2012, págs. 850–872. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05328.x>.

DUARTE, J. C.; ROSAS, F.M.; TERRINHA, P.; SCHELLART, W.P.; BOUTELIER, D.; GUTSCHER, M.A. y RIBEIRO, A. «Are subduction zones invading the Atlantic? Evidence from the southwest Iberia margin». En: *Geology*, núm. 41, 2013, págs. 839–842. <http://dx.doi.org/10.1130/G34100.1>.

FERNÁNDEZ-PUGA, M.C.; VÁZQUEZ, J.T.; SOMOZA, L.; DÍAZ DEL RIO, V.; MEDIALDEA, T.; MATA, M.P. y LEÓN, R. «Gas-related morphologies and diapirism in the Gulf of Cádiz». En: *Geo-Marine Letters*, núm. 27, 2007, págs. 213–221.

GEISSLER, W.H.; MATÍAS, L.; STICH, F.; CARRILHO, F.; JOKAT, W.; MONNA, S.; IBENBRAHIM, A.; MANCILLA, F.; GUTSCHER, M.A.; SALLARÈS, V. y ZITELLINI, N. «Focal mechanisms for sub crustal earthquakes in the Gulf of Cadiz from a dense OBS deployment». En: *Geophysical Research Letters*, núm. 37, 2010, L18309.

GRÀCIA, E.; DAÑOBEITIA, J.; VERGÉS, J. y TEAM, P. «Mapping active faults offshore Portugal (36 degrees N–38 degrees N): implications for seismic hazard assessment along the southwest Iberian margin». En: *Geology*, vol. 31 (1), 2003(b), págs. 83–86.

GRÀCIA, E.; DAÑOBEITIA, J.J.; VERGÉS, J.; BARTOLOMÉ, R. y CÓRDOBA, D. «Crustal architecture and tectonic evolution of the Gulf of Cadiz (SW Iberian margin) at the convergence of the Eurasian and African plates». En:

Tectonics, vol. 22 (4), 2003(a), 1033. DOI: 10.1029/2001TC901045.

GUTSCHER, M.A.; J. MALOD, J.P.; REHAULT, I.; CONTRUCCI, F.; KLINGELHOEFER, L.; MENDES-VICTOR, y SPAKMAN, W. «Evidence for active subduction beneath Gibraltar». En: *Geology*, núm. 30, 2002, págs. 1071–1074.

GUTSCHER, M.A.; DOMÍNGUEZ, S.; WESTBROOK, G.K.; LE ROY, P.; ROSAS, F.; DUARTE, J.C.; TERRINHA, P.; MIRANDA, J.M.; GRAINDORGE, D.; GAILLER, A.; SALLARÈS, V. y BARTOLOMÉ, R. «The Gibraltar subduction: a decade of new geophysical data». En: *Tectonophysics*, núm. 574–575, 2012, págs. 72–91.

HARBITZ, C.B. «Model simulations of tsunamis generated by the Storegga slides». En: *Marine Geology*, núm. 105, 1992, págs. 1–21.

HARBITZ, C.B.; LOVHOLT, F.; PEDERSEN, G. y MASSON, D.G. «Mechanisms of tsunami generation by submarine landslides: a short review». *Norwegian Journal of Geology*, núm. 86, 2006, págs. 255–264.

HARBITZ, C.B.; LØVHOLT, F. y BUNGUM, H. «Submarine landslide tsunamis: how extreme and how likely?». En: *Natural Hazards*, núm. 72, 2014, págs. 1341–1374.

HAUGEN, K.B.; LØVHOLT, F. y HARBITZ, C.B. «Fundamental mechanisms for tsunami generation by submarine flows in idealised geometries». En: *Marine and Petroleum Geology*, núm. 22, 2005, págs. 209–217.

HENSEN, CH.; SCHJOLZ, F.; NUZZO, M.; VALADARES, V.; GRÀCIA, E.; TERRINHA, P.; LIEBETRAU, V.; KAUL, N.; SILVA, S.; MARTÍNEZ-LORIENTE, S.; BARTOLOMÉ, R.; PIÑERO, E.; MAGALHAES, V.H.; SCHMIDT, M.; WEISE, S.; CUNHA, M.; HILARIO, A.; PEREA, H.; ROVELLI, L. y LACKSCHEWITZ, K. «Strike-slip faults mediate the rise of crystal-derived fluids and mud volcanism in the deep sea». En: *Geology*, vol. 43 (4), 2015, págs. 339–342.

HERNÁNDEZ-MOLINA, F.J.; LLAVE, E.; STOW, D.A.V.; GARCÍA, M.; SOMOZA, L.; VÁZQUEZ, J.T.; LOBO, F.; MAESTRO, A.;

DÍAZ DEL RÍO, V.; LEÓN, R.; MEDIALDEA, T. y GARDNER, J. «The Contourite Depositional System of the Gulf of Cadiz: a sedimentary model related to the bottom current activity of the Mediterranean Outflow Water and the continental margin characteristics». En: *Deep Sea Research II*, núm. 53, 2006, págs. 1420-1463.

HERRAIZ, M.; DE VICENTE, G.; LINDONAUPARI, R.; GINER-ROBLES, J.L.; SIMÓN, J.L.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; VADILLO, O.; RODRÍGUEZ-PASCUA, M.; CICUÉNDEZ, J.I.; CASAS, A.; CABAÑAS, L.; RINCÓN, P.; CORTÉS, A.L.; RAMÍREZ, M. y LUCINI, M. Recent (Upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. En: *Tectonics*, vol. 19 (4), 2002, págs. 762-786.

KOULALI, A.; OUAZAR, D.; TAHAYT, A.; KING, R.W.; VERNANT, P.; REILINGER, R.E.; MCCLUSKY, S.; MOURABIT, T.; DAVILA, J.M. y AMRAOUI, N. «New GPS constraints on active deformation along the Africa-Iberia plate boundary». En: *Earth and Planetary Science Letters*, núm. 308, 2011, págs. 211-217.

LEYNAUD, D.; MULDER, T.; HANQUIEZ, H.; GONTHIER, E. y RÉGERT, A. «Sediment failures types, preconditions and triggering factors in the gulf of Cadiz». En: *Landslides*, 2016. DOI: 10.1007/s10346-015-0674-2.

LO IACONO, C.; GRÀCIA, E.; ZANIBONI, F.; PAGNONI, G.; TINTI, S.; BARTOLOMÉ, R.; MASSON, D.G., RUSSELL, B.W.; LOURENÇO, N.; ABREU, M.P.; DAÑOBEITIA, J.J. y ZITELLINI, N. «Large, deep water slope failures: implications for landslide-generated tsunamis». En: *Geology*, vol. 40 (10), 2012, págs. 931-934.

LOCAT, J. y LEE, H.J. «Submarine landslides: advances and challenges». En: *Canadian Geotechnical Journal*, núm. 39, 2002, págs. 193-212.

LØVHOLT, F.; HARBITZ, C.B. y HAUGEN, K.B. «A parametric study of tsunamis generated by submarine slides in the Ormen Lange/Storegga area off western Norway». En: *Marine and Petroleum Geology*, núm. 22, 2005, págs. 219-231.

MALDONADO, A.; SOMOZA, L. y PALLARÉS, L. «The Betic orogen and the Iberian-African boundary in the Gulf of Cadiz: Geological evolution (central North Atlantic)». En: *Marine Geology*, núm. 155, 1999, págs. 9-43.

MARTÍNEZ-LORIENTE, S.; GRÀCIA, E.; BARTOLOMÉ, R.; SALLARÈS, V.; CONNORS, C.; PEREA, H.; LO IACONO, C.; KLAESCHEN, D.; TERRINHA, P.; DAÑOBEITIA, J.J. y ZITELLINI, N. «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)». En: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, núm. 14, 2013. DOI: 10.1002/ggge.20173.

MARTÍNEZ-LORIENTE, S.; SALLARÈS, V.; GRÀCIA, E.; BARTOLOMÉ, R.; DAÑOBEITIA, J.J. y ZITELLINI, N. «Seismic and gravity constraints on the nature of the basement in the Africa-Eurasia plate boundary: New insights for the geodynamic evolution of the SW Iberian margin». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, núm. 119, 2014, DOI:10.1002/2013JB010476.

MARTÍNEZ-LORIENTE, S.; GRÀCIA, E.; BARTOLOMÉ, R.; PEREA, H.; KLAESCHEN, D.; DAÑOBEITIA, J.J.; ZITELLINI, N.; WYNN, R.B. y MASSON, D.G. «Morphostructure, tectono-sedimentary evolution and seismic potential of the Horseshoe Fault, SW Iberian Margin». En: *Basin Research*, 2016. DOI: 10.1111/bre.t2225.

MASSON, D.G.; HARBITZ, C.B.; WYNN, R.B.; PEDERSEN, G. y LØVHOLT, F. «Submarine landslides: processes, triggers and hazard prediction». En: *Philosophical Transactions of the Royal Society*, A364 (1845), 2006, págs. 2009-2039.

MATIAS, L. M.; CUNHA, T.; ANNUNZIATO, A.; BAPTISTA, M.A. y CARRILHO, F. «Tsunamiogenic earthquakes in the Gulf of Cadiz: fault model and recurrence». En: *Natural Hazards and Earth System Sciences*, núm. 13, 2013, págs. 1-13.

- MEDIALDEA, T.; VEGAS, R.; SOMOZA, L.; VÁZQUEZ, J.T.; MALDONADO, A.; DÍAZ-DEL-RÍO, V.; MAESTRO, A.; CÓRDOBA, D. y FERNÁNDEZ-PUGA, M.C. «Structure and evolution of the "Olistostrome" complex of the Gibraltar Arc in the Gulf of Cádiz (eastern Central Atlantic): Evidence from two long seismic crosssections». En: *Marine Geology*, núm. 209, 2004, págs. 173-198.
- MEDIALDEA, T.; SOMOZA, L.; PINHEIRO, L.M.; FERNÁNDEZ-PUGA, M.C.; VÁZQUEZ, J.T.; LEÓN, R.; IVANOV, M.K.; MAGALHAES, V.; DÍAZ-DEL-RÍO, V. y VEGAS, R. «Tectonics and mud volcano development in the Gulf of Cádiz». En: *Marine Geology*, núm. 261, 2009, págs. 48-63.
- MULDER, T.; GONTHIER, E.; LECROART, P.; HANQUIEZ, V.; MARCHÈS, E.; y VOISSET, M. «Sediment failures and flows in the Gulf of Cadiz (Eastern Atlantic)». En: *Marine and Petroleum Geology*, núm. 26, 2009, págs. 660-672.
- NOCQUET, J.M. y CALAIS, E. «Geodetic measurements of crustal deformation in the western Mediterranean and Europe». En: *Pure and Applied Geophysics*, núm. 161, 2004, págs. 661-681.
- NOCQUET, J.M. «Present-day kinematics of the Mediterranean: a comprehensive overview of GPS results». En: *Tectonophysics*, núm. 579, 2012, págs. 220-242.
- OMIRA, R.; BAPTISTA, M. A. y MIRANDA, J.M. «Evaluating tsunami impact on the Gulf of Cadiz coast (northeast Atlantic)». En: *Pure and Applied Geophysics*, vol. 168 (6-7), 2011, págs. 1033-1043.
- OMIRA, R.; BAPTISTA, M. A. y MIRANDA, J.M. «Probabilistic Tsunami Hazard in the Northeast Atlantic from Near and Far Field Tectonic Sources». En: *Pure and Applied Geophysics*, 2014. DOI 10.1007/s00024-014-0949-x.
- OMIRA, R.; RAMALHO, I.; TERRINHA, P.; BAPTISTA, M. A.; BAPTISTA, L. y ZITELLINI, N. «Deep-water seamounts, a potential source of tsunami generated by landslides? The Hirondelle Seamount, NE Atlantic». En: *Marine Geology*, núm. 379, 2016, págs. 267-280.
- ROSAS, F.M.; DUARTE, J.C.; NEVES, M.C.; TERRINHA, P.; SILVA, S.; MATIAS, L.; GRÁCIA, E. y BARTOLOMÉ, R. «Thrust wrench interference between major active faults in the Gulf of Cadiz (Africa-Eurasia plate boundary, offshore SW Iberia): tectonic implications from coupled analog and numerical modeling». En: *Tectonophysics*, núm. 548-549, 2012, págs. 1-21.
- ROSAS, F.M.; DUARTE, J.C.; SCHELLART, W.P.; TOMÁS, R. y TERRINHA, P. «Seismic Potential of Thrust-Wrench Tectonic Interference between Major Active Faults Offshore SW Iberia: a New Explanation for the 1755 Great Lisbon Earthquake?» En: *Plate Boundaries and Natural Hazards, Geophysical Monograph*, núm. 219, ch. 9, 2016, págs. 193-217. American Geophysical Union. Jhon Wiley & Sons, Inc.
- SALLARÈS, V.; GAILLER, A.; GUTSCHER, M.A.; GRAINDORGE, D.; BARTOLOMÉ, R.; GRÁCIA, E.; DÍAZ, J.; DAÑOBEITIA, J.J. y ZITELLINI, N. «Seismic evidence for the presence of Jurassic oceanic crust in the central Gulf of Cadiz (SW Iberian margin)». En: *Earth and Planetary Science Letters*, núm. 311, 2011, págs. 112-123.
- SOMOZA, L.; DÍAZ DEL RÍO, V.; LEÓN, R.; IVANOV, M.; FERNANDEZ-PUGA, M.C.; GARDNER, J.M.; HERNÁNDEZ-MOLINA, F.J.; PINHEIRO, L.M.; RODERO, J.; LOBATO, A.; MAESTRO, A.; VÁZQUEZ, J.T.; MEDIALDEA, T. y FERNÁNDEZ-SALAS, L.M. «Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cádiz mud volcano area: acoustic imagery, multibeam and ultrahigh resolution seismic data». En: *Marine Geology*, núm. 195, 2003, págs. 153-176.
- TAPPIN, D.R. «Submarine mass failure as tsunami sources: their climate control». En: *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, núm. 368, 2010, págs. 2417-2434.
- TERRINHA, P.; MATIAS, L.; VICENTE, J.; DUARTE, J.; LUÍS, J.; PINHEIRO, L.; LOURENÇO, N.; DIEZ, S.; ROSAS, F.;

MAGALHÃES, V.; VALADARES, V.; ZITELLI-NI, N.; ROQUE, C. y VÍCTOR, L.M. «Morphotectonics and strain partitioning at the Iberia-Africa plate boundary from multi-beam and seismic reflection data». En: *Marine Geology*, núm. 267, 2009, págs. 156-174.

VÁZQUEZ, J.T. y VEGAS, R. «Acomodación de la convergencia entre África y la Península Ibérica, Golfo de Cádiz y Mar de Alborán, a partir del análisis de terremotos». En: *Geogaceta*, núm. 27, 2000, págs. 171-174.

VÁZQUEZ, J.T.; MEDIALDEA, T.; HERNÁNDEZ-MOLINA, F.J.; SOMOZA, L.; DÍAZ DEL RÍO, V.; VEGAS, R.; LEÓN, R.; BÁRCENAS, P.; MAESTRO, A. y FERNÁNDEZ-PUGA, M.C. «Morfología y tectónica del talud inferior del Golfo de Cádiz». En: VI Congreso Geológico de España, *Geotemas*, vol. 6 (5), 2004, págs. 210-214.

VÁZQUEZ, J.T.; MEDIALDEA, T.; SOMOZA, L.; VEGAS, R. y FERNÁNDEZ PUGA, M.C. «Revisión de las estructuras neotectónicas en la región del Golfo de Cádiz: margen continental y llanuras abisales adyacentes». En: *GeoTemas*, núm. 10 (SO7028), 2008, págs. 591-594.

VÁZQUEZ, J.T.; FERNÁNDEZ-PUGA, M.C.; MEDIALDEA, T.; DÍAZ DEL RÍO, V.; FERNÁNDEZ-SALAS, L.M.; LLAVE, E.; LOBO, F.J.; LOPES, F.C.; MALDONADO, A.; SOMOZA, L. y PALOMINO, D. «Fracturación Normal durante el Cuaternario Superior en la Plataforma Continental Septentrional del Golfo de Cádiz». En: *Resúmenes de la 1ª Reunión Ibérica sobre Tectónica Activa y Paleosismología*, Sigüenza, España, 2010.

ZITELLINI, N.; GRÁCIA, E.; MATÍAS, L.; TERRINHA, P.; ABREU, M.A.; DE ALTERIIS, G.; HENRIET, J.P.; DAÑOBEITIA, J.J.; MASSON, D.G.; MULDER, T.; RAMELLA, R.; SOMOZA, L. y DÍEZ, S. «The quest for the Africa-Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar». En: *Earth and Planetary Science Letters*, núm. 280, 2009, págs. 13-50.