

SISMICIDAD DEL GOLFO DE CADIZ Y ZONAS ADYACENTES

SEISMICITY OF THE GULF OF CADIZ AND SURROUNDING AREAS

J. Martín Davila y A. Pazos

Real Instituto y Observatorio de la Armada en San Fernando (ROA)

RESUMEN

En el presente trabajo se resumen las principales características de la sismicidad existente en el Golfo de Cádiz y sus zonas adyacentes, para lo cual se ha seleccionado una zona comprendida entre las latitudes 34° y 38° Norte y longitudes 6° y 12° Oeste, de forma que el citado Golfo queda enmarcado por la zona Sur de la Península Ibérica, la zona Nor-occidental de África y por una zona marina al Oeste que se extiende hasta el Banco Gorringe. Para definir dichas características se han empleado representaciones de la sismicidad a nivel superficial y en profundidad, en dos y tres dimensiones.

ABSTRACT

Main characteristics of seismicity at Gulf of Cadiz and boundary regions have been summarised in this paper, selecting a zone between latitudes 34° and 38° North and longitudes 6° and 12° West, surrounding the above mentioned Gulf by the Southern part of Iberian Peninsula, the north-western part of Africa and, to the West, by a marine area including Gorringe bank. To study those characteristics, seismicity has been represented on maps at surface level and in depth, both in two and three dimensions.

Palabras clave: Sismicidad histórica e instrumental, distribución espacial, Golfo de Cádiz, Banco de Gorringe.

INTRODUCCIÓN

El Golfo de Cádiz (figura 1) queda enmarcado geográficamente por la zona marina comprendida entre las longitudes de 9° O y 6° O. En su parte Norte está claramente delimitado por el paralelo de 37° N, y en su parte Sur podría fijarse como límite el paralelo de 34° N, en el caso que se tome como referencia la curvatura de las isolíneas batimétricas, para fijar su cierre meridional.

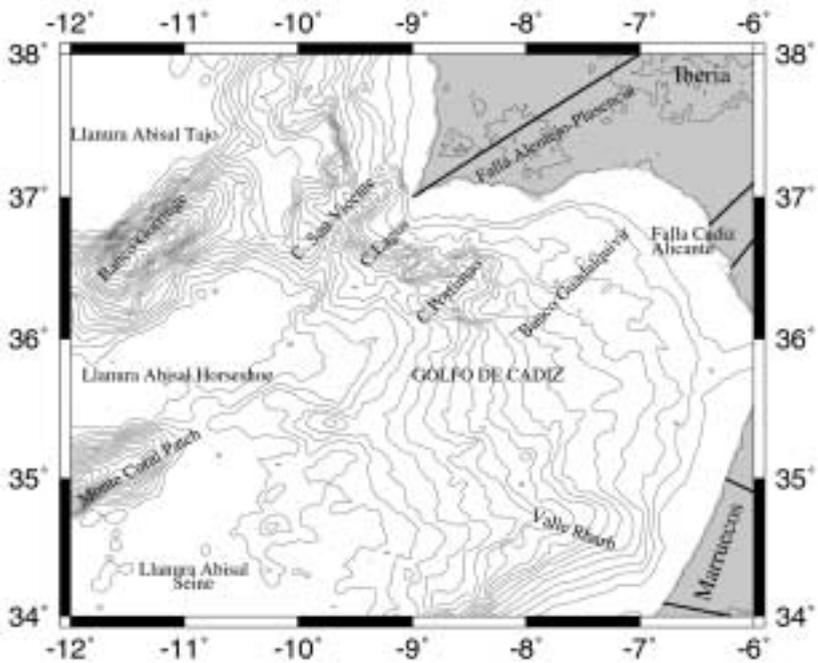


Figura 1. Localización de los principales accidentes topográficos del Golfo de Cádiz. Isolíneas batimétricas cada 250 m (Modelo topográfico ETOPO 2, United States Geological Survey).

La principal característica tectónica de esta región es que es atravesada por la zona de contacto entre las placas Euroasiática y Africana, que en dirección aproximada Oeste/Este va, en su parte más occidental, desde las Islas Azores hasta el Estrecho de Gibraltar. La zona ha sido objeto de un gran número de estudios de diversa índole en los últimos 30 años: Udías y López Arroyo, 1970; Roberts, 1970; Bonini et al, 1973; Purdi, 1975; Bonnin, 1978; Udías et al 1976; Udías; 1977; Buforn et al, 1988; 1990; 1995; González, 1996; Seber et al,

1996; Lonergan y White, 1997; Maldonado et al, 1999, Dañobeitia et al, 1999; Grácia, et al 2003, por citar tan sólo alguno de ellos. Dichos trabajos han incluido estudios gravimétricos, geomagnéticos, sísmicos, batimétricos, etc. Como consecuencia de ellos, se han propuesto para esta zona diferentes modelos tectónicos que incluyen una posible delaminación de la litosfera, una subducción pasada o actual con buzamiento bien al Norte, al Sur, al Este o al Oeste, según el autor y trabajo que se seleccione, si bien los últimos trabajos apuntan a un buzamiento en dirección preferentemente al Este (Buforn et al 1995, Gutscher et al, 2002; Grácia et al 2003).

En el presente trabajo se pretende hacer un resumen de la sismicidad en el Golfo de Cádiz y zonas aledañas, tema éste abordado previamente en diferentes trabajos, como se detallará posteriormente. Para realizar una recopilación de dicha sismicidad, inicialmente se amplió la zona antes mencionada del Golfo de Cádiz, tomando como límites geográficos los paralelos 34° N y el 38° N, a fin de incluir el SO de la Península Ibérica y el NO de Marruecos, y los meridianos de 12° O y 6° O, para incluir en la zona de estudio el Banco Gorringe por el Oeste. El límite oriental de la zona no ha sido ampliado más allá del Estrecho de Gibraltar debido a que la parte más occidental del mar de Alborán (6° O a 4° O) concentra un número tan elevado de sismos que, de incluirla, se distorsiona la imagen de la sismicidad del Golfo de Cádiz. Dentro de dicho marco, los principales accidentes geográficos han sido señalados en la figura 1. Destaca la compleja fisiografía de esta zona donde se pasa de más de 5000 m. de profundidad en la llanura Abisal Horseshoe a menos de 100 m. en el monte Ormonde (Banco Gorringe). Otros rasgos característicos de la zona son el monte Gettysburg que junto al monte Ormonde constituyen el Banco Gorringe, el monte Coral Patch localizado más al Sur, etc. y las llanuras abisales del Tajo (al Norte de los accidentes citados) y de Seine (al Sur de los mismos). Hacia el Este, el suelo marino asciende suavemente hacia las plataformas continentales de Portugal, España y Marruecos. Roberts, 1970, señala la existencia de una amplia terraza entre los 434 m. y 507 m. de profundidad a la altura de Cádiz, que se inclina suavemente hacia el O. Esta terraza no existe al Sur de Portugal, ni frente a Marruecos. En su lugar hay fuertes pendientes cortadas por cañones, sierras y valles curvilíneos en el NO del Golfo de Cádiz y una gran cuenca frente a la costa marroquí (Valle Rharb). Frente a las costas de Cádiz, la amplia terraza es seguida por una zona de valles curvilíneos entre los 500 m y los 1000 m aproximadamente. Cruzando la zona central del Golfo, en una dirección aproximada NE/SO, se encuentran una serie de elevaciones submarinas que se corresponden con el Banco del Guadalquivir y el Banco de Portimao.

En la figura puede identificarse una prolongación en el suelo marino de ciertas estructuras terrestres: Fallas de Plasencia-Alentejo (ó Messejana), Nazaré, Cádiz-Alicante y Norte de Cádiz-Alicante (Sanz de Galdeano, 1983), etc, que se encuentran relacionadas con valles submarinos, tales como San Vicente, Lagos y Portimão, etc. (Buforn et al, 1988; Cabral y Ribeiro, 1989; Moreira, 1991; Fonseca y Long 1991). El cañón de San Vicente, el más notable de la zona, desemboca en la llanura Abisal Horseshoe.

La primera estación sísmica instalada en esta zona geográfica fue un péndulo horizontal Milne, que en el año 1898 se emplazó en un pilar ubicado en el recinto del Real Instituto y Observatorio de la Armada en San Fernando. El número de estaciones sísmicas disponibles en la zona ha sido tradicionalmente bajo, con algunas estaciones aisladas localizadas en el Suroeste de España, Sur de Portugal y Norte de Marruecos, lo que unido a las peculiares características geográficas del Golfo de Cádiz, con un amplio sector cubierto solamente por mar y, por consiguiente, sin estación sísmica alguna, y sumado asimismo a la en general moderada magnitud de los eventos registrados, ha provocado que las localizaciones epicentrales hayan sido difíciles, tanto más cuanto más al Oeste se localiza el sismo.

En la década de los años 1960 tiene lugar la modernización de la instrumentación sísmica de diversos observatorios Peninsulares: Toledo, Málaga, Oporto, Almería, San Fernando, etc. A mitad de los años 1980 se procede al despliegue de estaciones sísmicas de corto período de la red Nacional por el IGN, y al despliegue en la zona por el ROA de la Red del Observatorio-Red del Estrecho, en colaboración con el IGN y la empresa SECEGSA, así como el despliegue de estaciones similares en el Sur de Portugal y Norte de Marruecos. De forma más reciente, a mitad de los años 1990 comienza un nuevo despliegue en la zona, en este caso de estaciones sísmicas de Banda Ancha, a cargo de las instituciones antes citadas.

No obstante, pese a que en la actualidad se dispone de un mayor número de estaciones sísmicas y pese a las mejores características de las mismas, tanto en sensores como en sistemas de adquisición de datos, las especiales características geográficas y de sismicidad antes citadas, continúan limitando en parte el estudio de la sismicidad de esta región.

SISMICIDAD HISTÓRICA.

Una de las características de la región estudiada es la existencia de una actividad sísmica constante con terremotos de magnitud moderada, junto con la ocurrencia de forma esporádica grandes terremotos, separados por largos intervalos de tiempo. Existen referencias de los mismos desde hace más de

2000 años, pero por las razones anteriormente aducidas, la incertidumbre es grande tanto en la localización epicentral como en la magnitud alcanzada, estando ambas magnitudes basadas principalmente en datos macro sísmicos. Es por ello que muchas de las localizaciones epicentrales se sitúan en tierra, en zonas donde los daños sufridos han sido más importantes. En este apartado merece una mención especial los catálogos de Sánchez Navarro-Neumann de 1917, de Galbis de 1932 y 1940, donde se compendia la sismicidad acaecida en la región incluyendo el Norte de Marruecos. Asimismo, y como complemento a la sismicidad detectada en esta última zona están, entre otros, los trabajos de Rothé de 1962, 1968, etc; y la reciente recopilación de sismos de la Península Ibérica realizada por Martínez Solares y Mezcua, en el año 2002.

En la figura 2, se ha representado la localización geográfica de los principales sismos acaecidos en la zona y de los que existe una constancia histórica, así como su magnitud o intensidad estimada. El más importante terremoto histórico acaecido en la zona es el conocido como terremoto de

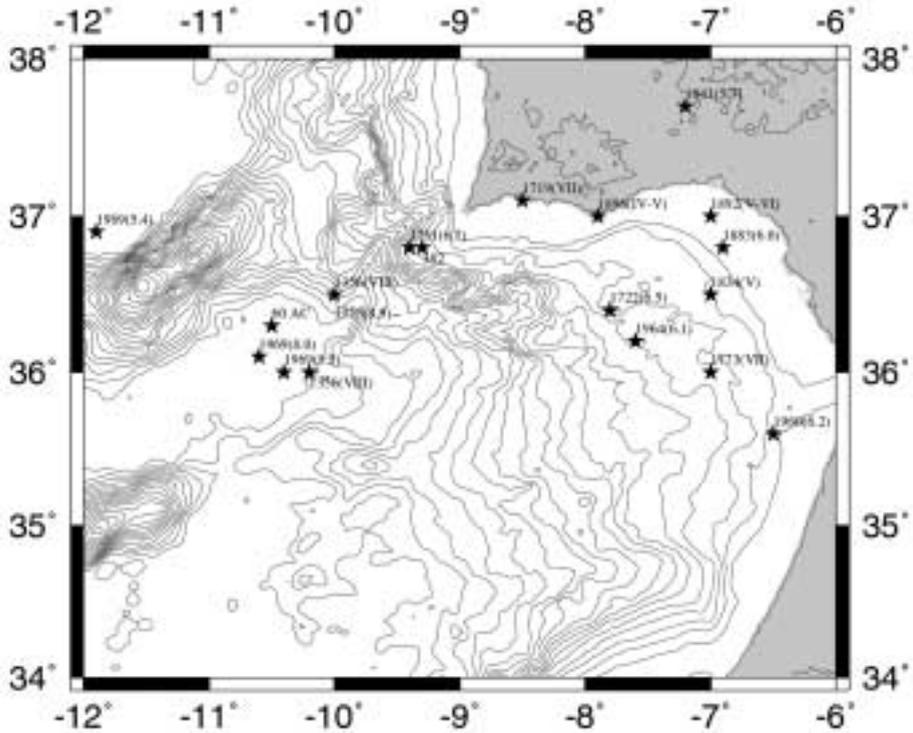


Figura 2. Localización de los principales terremotos históricos en la zona.

Lisboa de 1 de noviembre de 1755, de magnitud 8.5 (Martínez Solares y Mézcua, 2002), cuyo epicentro ha sido localizado al SO del Cabo San Vicente. Este evento fue sentido en una gran parte de Europa y produjo un gran Tsunami que, conjuntamente con el terremoto, produjo en Lisboa entre 20.000 y 40.000 muertes (Moreira, 1968; Martínez Solares et al, 1979; Boloix, 1998; Martínez Solares y Mézcua, 2002) y fue seguido de una serie numerosa de réplicas entre los años 1755 y 1756. En esta misma zona hay asimismo constancia de series sísmicas acaecidas en los años 1761, 1772, 1791, 1877 y 1878.

En las proximidades del gran terremoto de 1755, ha sido localizado posteriormente otro gran terremoto, acaecido el 28 de febrero de 1969, cuya magnitud oscila entre 7.6 y 8.0 según la fuente. Con una localización parecida han sido situados los sismos de 60 a.C., 1356 y 1761, que tuvieron similares características (Udías y López Arroyo 1976; Moreira, 1985 y 1991; Buforn et al., 1988.

En la costa Sur de Portugal y asociados a la falla de Loulé, se sitúan los sismos de 27 de diciembre de 1722 y 12 de enero de 1856, entre otros. En el SO de San Vicente, pero más próximo a tierra, Moreira, 1991, sitúa también el epicentro del sismo del año 382.

Merece también ser destacado el terremoto de 15 de marzo de 1964, que con una magnitud estimada de 6.1 ha sido localizado en el centro del Golfo de Cádiz, en las inmediaciones del Banco del Guadalquivir.

Otros terremotos acaecidos en la zona, de los que existe constancia histórica pero de los que se conoce únicamente una zona aproximada de localización epicentral, son los sismos de 246 a.C., 881, 957 y 1079, localizados en el Golfo de Cádiz, y lo sismos de 218 a.C. y 1009, localizados en el SO de San Vicente.

DESCRIPCIÓN GENERAL DE LA SISMICIDAD

Como se ha mencionado previamente, son numerosos los trabajos sobre la sismicidad de esta región. A los previamente mencionados Catálogos de Galbis y los trabajos de Rothé, cabría añadir los catálogos de Hee, 1932; Rey Pastor, 1927; Martín Romero, 1957; Munuera, 1963. En época más reciente podemos destacar los trabajos de McKenzie, 1970 y 1972; Udías et al., 1976; Hatzfeld y Frogneux, 1981; Moreira, 1985 y 1991; Udías y Buforn, 1991; Medina y Cherkaoui, 1992; Buforn et al., 1988; 1990; 1995; 1997; Martín Davila, 1999, y otros.

Evidentemente, la actividad sísmica en esta zona debe suponerse asociada al contacto entre las placas de Euroasiática y Africana, que en su parte occidental se extiende desde las Islas Azores hasta el Estrecho de Gibraltar, continuando hacia el Este por el Norte de África. Una característica general de este contacto es, como se ha visto en el apartado anterior, la ocurrencia de

grandes terremotos de forma esporádica y, asimismo, una actividad continua de terremotos de magnitud moderada y pequeña.

En los trabajos y mapas de sismicidad de los autores antes citados, (p.e. Buforn et al., 1988, se remarca una alineación que desde las Islas Azores y hasta el Estrecho de Gibraltar sigue una dirección aproximada O/E, en una latitud aproximada de 37° N en la parte occidental; curvándose hacia el SE en 12° O aproximadamente y, continuando sobre los 36° N hasta el Estrecho de Gibraltar (6° O)

Con el fin de completar estos estudios sobre distribución geográfica de los sismos registrados en la zona, cuyo número ha aumentado de forma muy notable provocado por la instalación y posterior ampliación de las redes locales anteriormente citadas, se ha procedido a una representación, tanto de epicentros en superficie como de distribución de hipocentros mediante cortes verticales de la zona, de aquellos eventos ocurridos en un período que comprende desde 1965, año desde el que se ha procedido a la relocalización hipocentral de sismos en el IGN, hasta el año 2002 incluido. Para ello se ha utilizado el banco de datos sísmicos del Instituto Geográfico Nacional (IGN) (Mezcua y Martínez Solares, 1983 y modificaciones posteriores), de forma conjunta con el Banco de datos sísmicos de ROA (Anales de observaciones meteorológicas, geomagnéticas y sísmicas del ROA).

De esta forma, en la figura 3 se ha procedido a realizar una representación de la localización epicentral de aquellos terremotos localizados por el IGN/ROA en la zona anteriormente mencionada durante el período 1965-2002, donde se han incluido todas las localizaciones disponibles en los Bancos de Datos citados, mientras que en la figura 4 se han representado aquellos terremotos cuyo error cuadrático en profundidad, en la localización hipocentral, es inferior a 10 Km. En ambas figuras, a partir de 11°O resalta la concentración de epicentros en una banda de dirección aproximada E/O, situada en la mitad Norte del Golfo de Cádiz entre 36°N - 37°N. No obstante, existe sismicidad, aunque más aislada, fuera de dichos límites. En la citada banda geográfica, la sismicidad no se presenta de forma continua, sino que en ambas figuras se pueden apreciar concentraciones de sismos coincidentes con los siguientes accidentes de la topografía submarina: Banco Gorringe, Cañón de San Vicente, Cañón de Lagos, Banco del Guadalquivir y este de la llanura abisal Horseshoe. En todas ellas, salvo en la última, se aprecia una dirección predominante en las agrupaciones aproximadamente del NE/SO, en la que se alinean los sismos, coincidente, aproximadamente, con la prolongación marina de las fallas de Plasencia-Alentejo, Nazaré, Guadalquivir y Cádiz-Alicante (Buforn et al, 1988 y 1995). El agrupamiento de sismos existente en el Este de la llanura Horseshoe presenta una alineación de sismos aproximadamente en

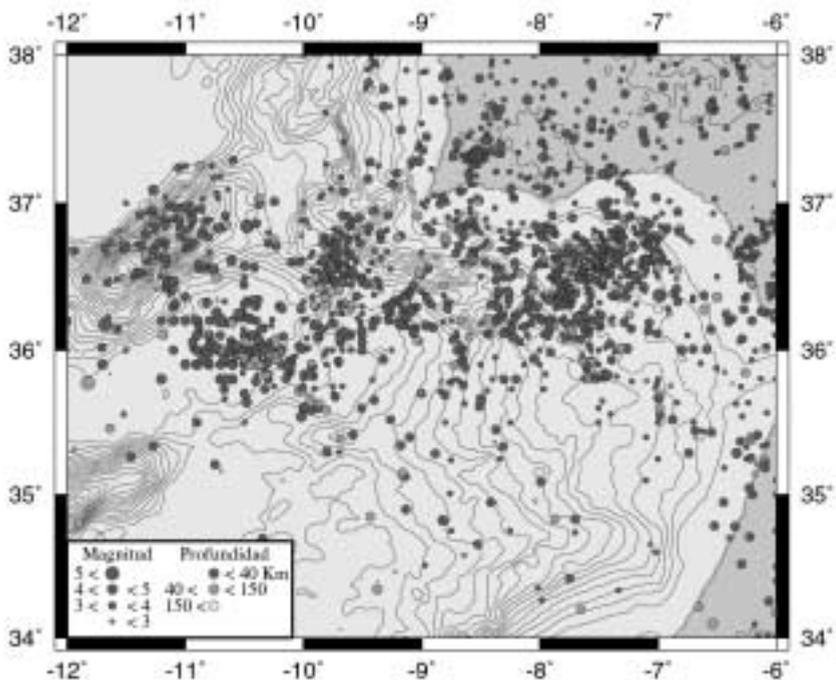


Figura 3. Localización epicentral de los sismos registrados en la zona entre las longitudes 12° O y 6° O, y entre las latitudes 34° N y 38° N, durante el período 1965-2002. Fuente: Bancos de Datos del Instituto Geográfico Nacional (IGN) y del Real Instituto y Observatorio de la Armada (ROA).

dirección perpendicular a la anterior, es decir NO/SE. Asimismo, se aprecia una alineación de sismos en dirección aproximada Este/Oeste entre las longitudes de 11° y 7°, a una altura de unos 36.3° N, de tal forma que a partir de esta alineación partirían en direcciones NE y SO las alineaciones previamente mencionadas.

Por lo que respecta a la mitad sur del Golfo de Cádiz, cabe destacar que, de las agrupaciones de sismos antes mencionadas de la llanura Horseshoe y del Banco del Guadalquivir parten, respectivamente, dos líneas hacia el continente africano con una dirección aproximada SE, y que cabría asociarlas al sistema de fallas que en esta dirección fracturan de forma sucesivamente paralela tanto el sur de la Península Ibérica, desde Almansa hasta la misma costa de Cádiz (Sanz de Galdeano; 1983), como la zona Norte del continente africano (Medina y Cherkaoui, 1992).

Las líneas de contacto y de fracturas no aparecen nítidamente definidas por la sismicidad, por lo que cabe pensar que además de las posibles dificultades y errores en la determinación epicentral en esta región anteriormente señalados, la zona se encuentra ampliamente fracturada, absorbiendo en una ancha banda 36°N-37°N la interacción de las placas Africana y Euro-Asiática en la región del Golfo de Cádiz, sin delimitar un borde bien definido de placas. Por este motivo, la sismicidad en esta zona ha sido calificada de difusa por diversos autores, aunque a la vista de lo expuesto, dentro de la »difusión» por la zona, aparecen zonas preferentes de agrupamiento.

Si se procede a un corte mediante un plano vertical en la dirección de un paralelo de la zona representada en la figura 4, y se proyectan sobre él todos los sismos de dicha figura, se obtiene la figura 5. En ella se observa que, a pesar de predominar la actividad superficial ($h < 30$ Km.), no aparecen dudas sobre la existencia de actividad intermedia, pues a partir de 11.5° O aparece un número elevado de sismos localizados a una profundidad $30 \leq h \leq 70$ km, y

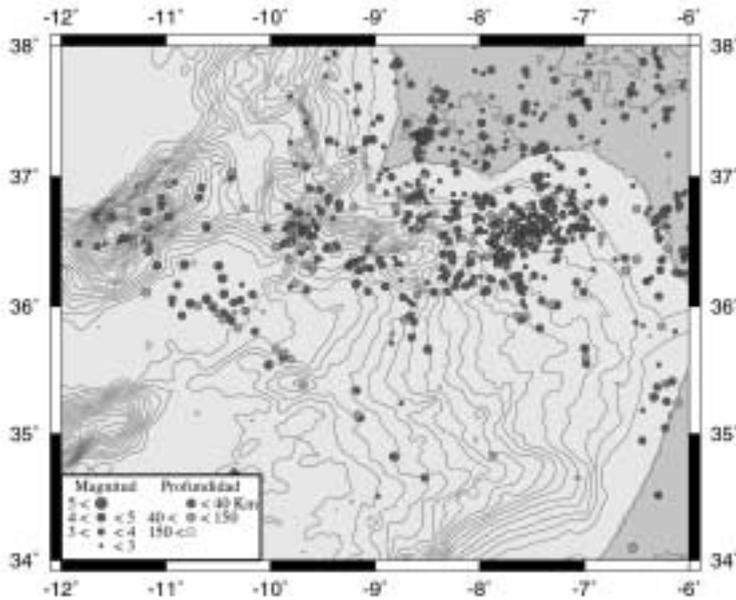


Figura 4. Localización epicentral de los sismos registrados en la zona entre las longitudes 12° O y 6° O, y entre las latitudes 34° N y 38° N, durante el período 1965-2002, con un error en profundidad en la localización epicentral inferior a 10 km. Fuente: Bancos de Datos del Instituto Geográfico Nacional (IGN) y del Real Instituto y Observatorio de la Armada (ROA).

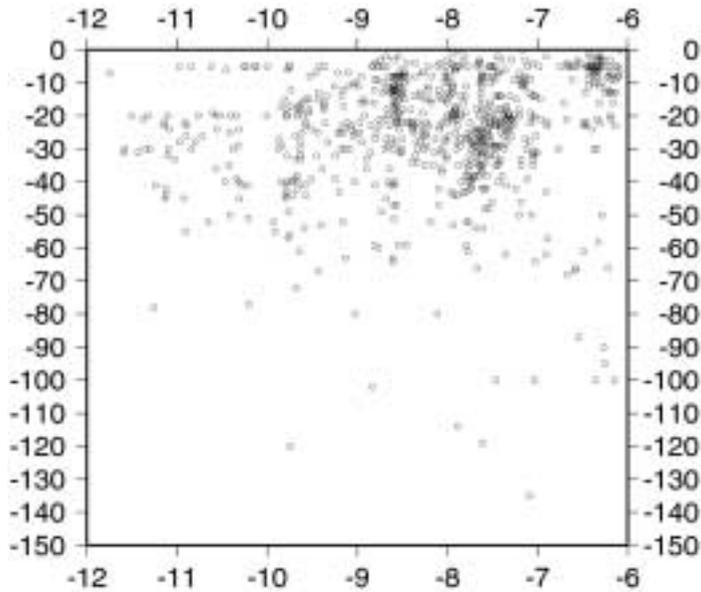


Figura 5. Corte en profundidad mediante un plano vertical según la dirección de un paralelo de la zona representada en la figura 5, proyectando sobre él los sismos de dicha figura.

un número apreciable entre los $70 \leq h \leq 150$ Km. Debe de recordarse que los sismos de la figura 4 presentaban errores en profundidad en su localización hipocentral inferiores a 10 Km. Es de resaltar que se aprecia claramente el aumento en profundidad de los sismos registrados, de forma que a partir de los 11.5° O y a partir de los 30 km de profundidad, se podría trazar una línea buzando unos 35° que dejaría prácticamente todos los sismos en la parte superior de la figura. Asimismo, se aprecia una agrupación de sismos en profundidad entre 7° O y 8° O, que se corresponde en superficie con la agrupación de sismos del Banco del Guadalquivir antes citada. No obstante, debe quedar claro que la representación de la figura 5 es una proyección de los terremotos de la zona sobre un plano vertical, por lo que cambiando la dirección del plano de proyección podrían ponerse de manifiesto características en éste omitidas.

Si el corte mediante un plano vertical de la zona representada en la figura 4 se realiza siguiendo la dirección de un meridiano, y se proyectan sobre él los sismos de dicha figura, se obtiene la figura 6. En ella se pone de manifiesto la

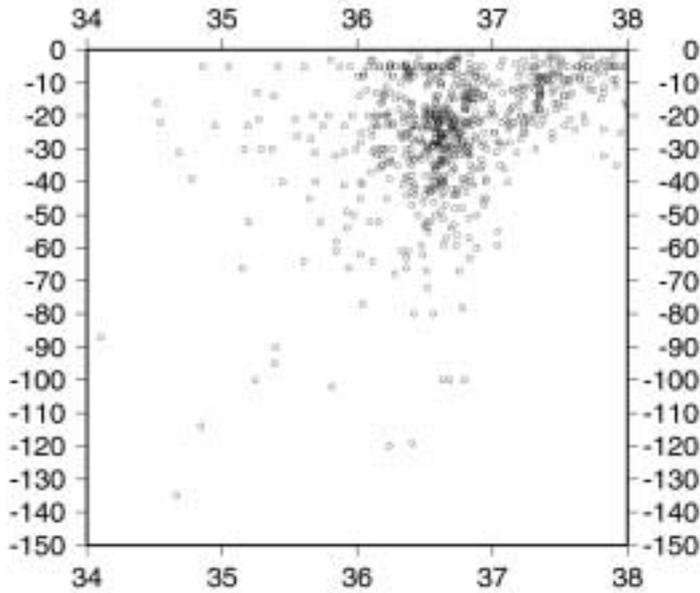


Figura 6. Corte en profundidad mediante un plano vertical según la dirección de un meridiano de la zona representada en figura 5, proyectando sobre él los sismos de dicha figura.

concentración principal de los sismos en la banda 36°N-37°N, de tal modo que desplazándose de Sur a Norte, a partir de 34.5° N aumenta progresivamente el número de eventos y su profundidad, con un valor máximo de ambas magnitudes entorno a los 36.5°N, a partir de los cuales se aprecia una disminución brusca de los eventos intermedios. En este caso, la mayoría de los eventos se encuentra localizada en el interior de la zona delimitada por dos líneas, la primera con origen en 34.5° y 10 km de profundidad y con un buzamiento entre 40° y 55°, según la alineación que se tome como referencia, y la segunda con origen en 37.5° y 20 km de profundidad, y con un buzamiento de unos 110° aproximadamente, cortándose ambas líneas en una latitud aproximada de 36.5° N, y a una profundidad de unos 110 km. Dado el tipo de representación que se está realizando, con proyección de todos los sismos de la zona sobre un plano vertical, la gran agrupación de sismos entorno a los 36.5° incluye los sismos de las cuatro zonas de agrupamiento anteriormente citadas, no obstante, de la comparación entre las figuras 5 y 6 se deduce que las mayores profundidades corresponden a sismos de la zona del Banco del Guadalquivir.

Si además de los cortes de la zona mediante un plano vertical según un paralelo y un meridiano, se procede a realizar 2 cortes verticales adicionales mediante un plano vertical según dos diagonales que crucen la figura 4, y se proyectan sobre ellos los sismos de dicha figura, entonces se obtienen las figuras 7 y 8:

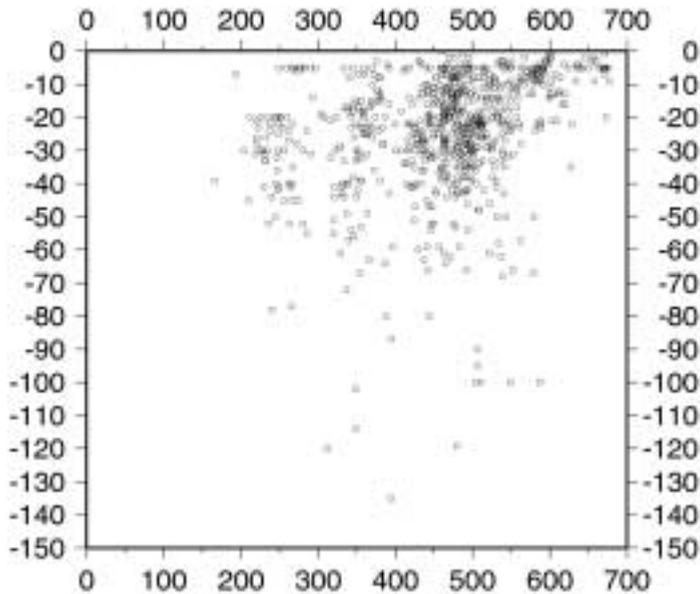


Figura 7. Corte en profundidad mediante un plano vertical según la dirección SO/NE de la zona representada en figura 5, con origen en el punto (34° N, 12° O) y final en el punto (38° N, 6° O), proyectando sobre él los sismos de dicha figura.

1. Figura 7: Corte mediante un plano vertical en dirección aproximada SO/NE, uniendo los puntos (34° N, 12° O) y (38° N, 6° O), tomado el primero de ellos como origen de distancias de dicha figura. En esta figura se aprecia que en los primeros 200 km de la proyección, que se corresponde con la parte SO de la figura 4, no aparece lógicamente ningún sismo. A partir de dicha distancia el número de sismos intermedios y la profundidad de los mismos aumenta a medida que nos desplazamos hasta el extremo NE de la figura, lo cual se corresponde, al comparar con la figura 5, con que la profundidad máxima aumenta a medida que nos desplazamos en sentido Oeste/Este. Asimismo se aprecia como la sismicidad intermedia está comprendida entre dos líneas, la primera de ellas partiría de los 200 km y buzaría entre unos 35°

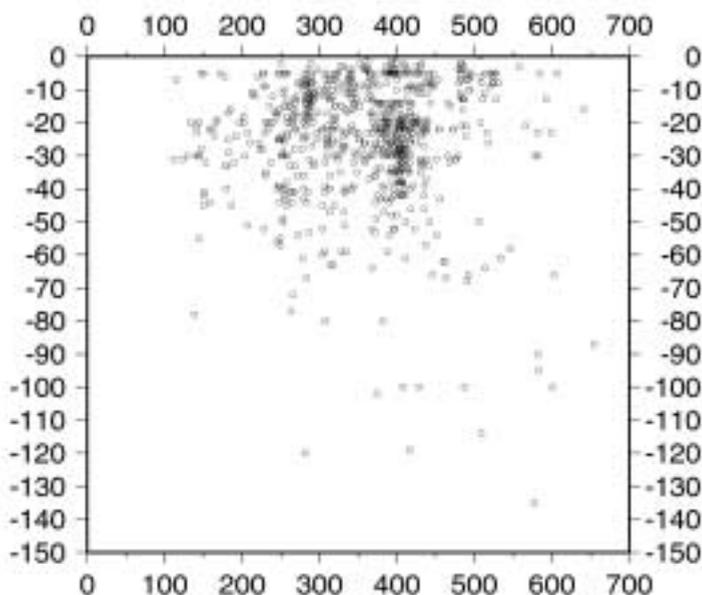


Figura 8. Corte en profundidad mediante un plano vertical según la dirección NO/SE de la zona representada en figura 5, con origen en el punto (38° N, 12° O) y final en el punto (34° N, 6° O), proyectando sobre él los sismos de dicha figura.

y 55° , dependiendo de la referencia que se tome, y la segunda partiría de los 700 km y buzaría unos 110° . La sismicidad intermedia aumenta a medida que nos desplazamos hacia el Este, alcanza un máximo a una distancia de unos 500 km correspondiéndose con la proyección de la sismicidad del Banco del Guadalquivir, para disminuir bruscamente. Además de esta agrupación, en la figura se puede apreciar que en los 250 km y en los 340 km, aproximadamente, existen otras dos agrupaciones de sismos intermedios que se corresponderían con la proyección de las agrupaciones de sismos de la llanura Horseshoe y del cañón de San Vicente, respectivamente.

2. Figura 8: Corte mediante un plano vertical en dirección aproximada NO/SE, uniendo los puntos (38° N, 12° O) y (34° N, 6° O), tomado como origen de distancias el primero de los puntos. En este corte se aprecia una ausencia de sismicidad en los 100 primeros kilómetros de la proyección, que se corresponden con la esquina noroccidental de la figura 4. A partir de dicha distancia el número de sismos así como la sismicidad intermedia aumentan a medida que nos desplazamos en dirección hacia el Este, quedando todos los

sismos agrupados por encima de una línea que partiendo de los 100 km de distancia y una profundidad de 30 kilómetros buza unos 50°. Por otra parte, se aprecian dos agrupaciones de sismos, la primera de ellas centrada en unos 275 km, y la segunda centrada aproximadamente en los 400 km. La primera de ellas se corresponde con la proyección de los sismos correspondientes al Cañón de San Vicente y a la llanura Horseshoe, y la segunda a la proyección de sismos del Banco del Guadalquivir.

A fin de tener una perspectiva diferente de la sismicidad intermedia en el Golfo de Cádiz, se ha procedido a representarla utilizando el programa SURFER para Windows (Golden Software Inc., Colorado, USA), utilizando dos tipos de representación:

1. En tres dimensiones mediante una malla, de tal forma que a partir de las localizaciones hipocentrales y mediante una función de interpolación se ha generado una superficie (malla). Debido al propio proceso de interpolación inherente al sistema de representación, se suavizan los rasgos propios de la gráfica. En este caso se han considerado las profundidades como positivas, ya que con las profundidades negativas quedaban algunas zonas ocultas debido a la propia forma de representación.
2. Partiendo de la superficie obtenida mediante la función de interpolación mencionada, se ha generado un mapa en dos dimensiones (latitud, longitud) incluyendo las isolíneas de profundidades hipocentrales, con incremento de isolíneas cada 5 km.

Para ambos tipos de representación se ha considerado el período 1965-2002, con aquellos sismos cuyos error cuadrático en profundidad es inferior a 10 km. De la forma antes mencionada, y empleando el método Kriging de interpolación, se han obtenido las figuras 9 y 10, en las que cabe resaltar las siguientes características:

1. Se aprecia de forma clara la región de sismicidad intermedia situada en la mitad norte del Golfo de Cádiz, que agrupándose en una franja no muy extensa (36° N – 37° N), parte desde una longitud aproximada de 6.5° O en una dirección media Este/Oeste hasta las inmediaciones del Cabo de San Vicente (9° O), y a partir de ese punto describe se curva ligeramente hasta terminar en la zona este de la llanura Abisal Horseshoe, siguiendo aproximadamente la tendencia de los valles submarinos existentes en dicha zona. Ya en la parte más occidental de la mitad norte se sitúan los sismos asociados al Banco Goringe. Por otra parte, en el valle submarino del Rharb, localizado en la mitad sur del Golfo de Cádiz, destaca un mínimo en profundidad que domina una amplia zona de la parte sureste del citado Golfo. A diferencia de la zona

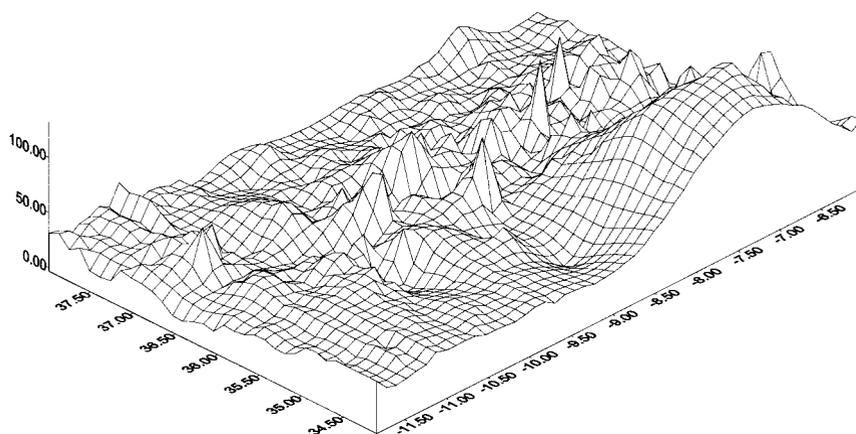


Figura 9. Representación en tres dimensiones, mediante una malla, de los sismos de la figura 5, empleando el software SURFER (Golden Software Inc., Colorado, USA).

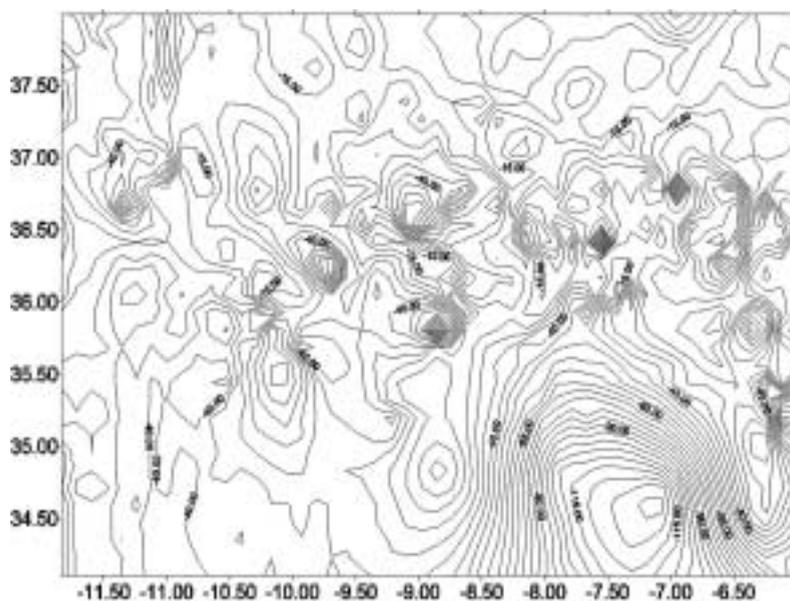


Figura 10. Representación en dos dimensiones, mediante isolíneas de profundidad cada 5 km, de los sismos representados en la figura 5, empleando el software SURFER (Golden Software Inc., Colorado, USA).

de mínimos de la parte norte del Golfo de Cádiz, provocada por un gran número de eventos bien determinados con una profundidad intermedia clara, el mínimo de la zona sur esta producido principalmente por un evento, también bien determinado pero aislado, por lo que no se puede considerar representativo de las características de esta zona sur.

2. En ambas figuras es clara, asimismo, la agrupación de terremotos de profundidad intermedia en las inmediaciones del Estrecho de Gibraltar (6° O), especialmente en la parte norte de África.
3. Si en ambas figuras se trazase la diagonal NO/SE se pone de manifiesto que la sismicidad intermedia se encontraría concentrada prácticamente en la mitad nor-oriental del Golfo de Cádiz, mientras que en la sur-occidental la ausencia de sismicidad intermedia es patente.

Por otra parte, se ha calculado la relación existente entre la frecuencia de terremotos frente a la magnitud en la zona de estudio, siguiendo a Richter (1958), quien emplea la clásica relación empírica derivada por Gutenberg y Richter en 1944:

$$\text{Log } N = A - bM$$

Para ello se ha realizado una regresión lineal por el método de mínimos cuadrados entre el logaritmo decimal del número medio anual de sismos (N) acaecidos en la zona cuya magnitud era mayor o igual que una magnitud M prefijada, frente a dicha Magnitud M . La representación gráfica del número de sismos registrados con magnitudes inferiores a 3.0 denota claramente una falta de completitud de los bancos de datos para dichas magnitudes, y, por otra parte, dicha gráfica delata que, el número de sismos de magnitud superior a 6.0 registrados en dicha zona para el período 1965-2002, es de un solo evento (28.02.1969), por lo que en el cálculo de la citada regresión se han incluido solamente aquellos sismos cuya magnitud se encuentra entre 3.0 y 6.0. El banco de datos empleado en la misma es el mismo que se ha utilizado para elaborar la figura 3 (IGN-ROA).

Para el cálculo de la regresión se han considerado dos zonas geográficas. Ambas tienen por límites de latitud (34°-38° N), pero en una de ellas se han considerado como límites de longitud (12°-6° O), al igual que en las figuras 3 y 4, pero en la otra se han considerado como límites (9°-6° O).

Los resultados de dicha regresión se han representado gráficamente en la figura 11. En el primero de los casos el parámetro $b = 0.99 \pm 0.02$, y $A = 4.43 \pm 0.16$. Por consiguiente el parámetro « b » presentaría un valor prácticamente igual a la unidad, lo que sería indicativo de unas características de la zona que pueden considerarse medias. Sin embargo, el resultado

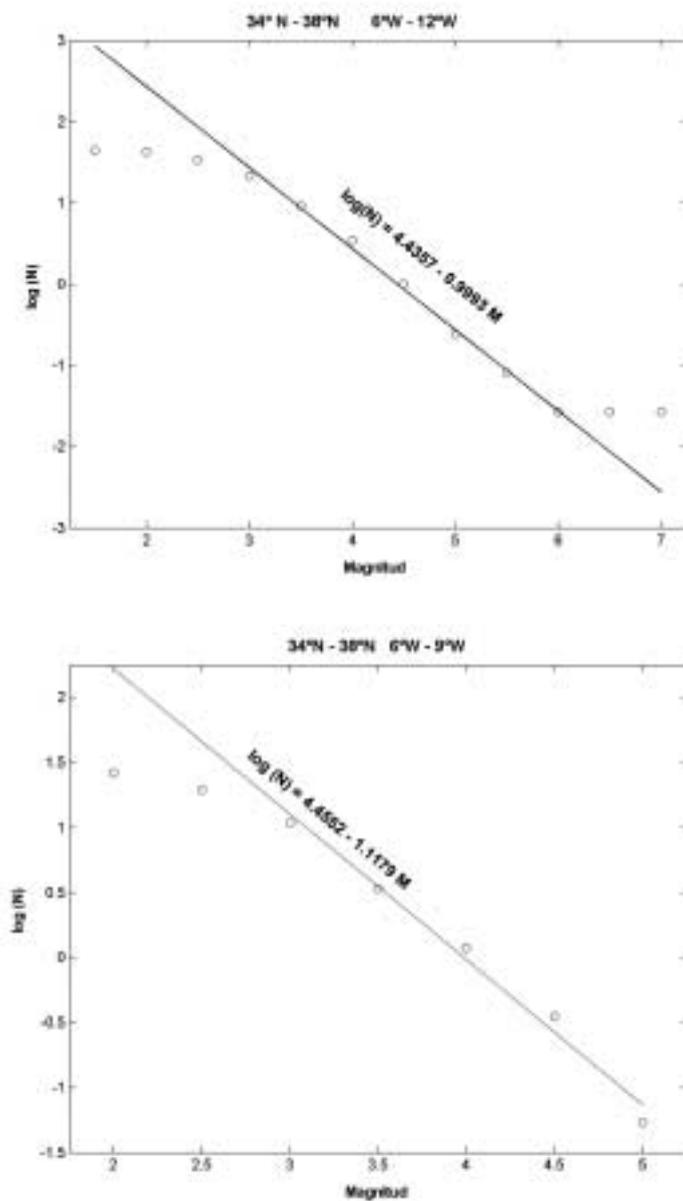


Figura 11. Relación entre la frecuencia de los terremotos frente a la magnitud para la zona de estudio, calculada siguiendo a Richter (1958).

contrastaría con algún trabajo previo (Buforn, et al, 1988), en que para la misma zona de estudio fue obtenido un parámetro más bajo ($b = 0.75 \pm 0.2$).

Si se considera el segundo caso, es decir unos límites de longitudes (9° - 6° O), entonces los valores obtenidos en la regresión serían $b = 1.12 \pm 0.05$, y $A = 4.45 \pm 0.11$. Este valor de «b» se encuentra por encima de los valores considerados como media, y podría ser indicativo de una corteza muy fracturada y con facilidad para la liberación de energía, pese a ser sus características de tipo continental (Martín Davila, 1999). En ambos casos el parámetro «A» toma valores similares, y en línea con los que caben esperar para la actividad sísmica de esta región.

CONCLUSIONES

En los apartados precedentes se ha procedido a resumir las principales características de la sismicidad en el Golfo de Cádiz, utilizando para ello representaciones de en superficie y en profundidad, en dos y tres dimensiones, de los sismos correspondientes al período 1965-2002, y empleando los Bancos de Datos del IGN y del ROA. Principalmente se han empleado aquellos sismos cuyo error en la determinación de la profundidad hipocentral era conocido e inferior a 10 km. El marco geográfico empleado ha sido el comprendido entre las longitudes 12° O y 6° O, y entre las latitudes 34° N y 38° N, de forma que además del Golfo de Cádiz se incluyesen las regiones aledañas. El margen Este se ha fijado en 6° O, justo el comienzo del Golfo, para las representaciones en profundidad, pues la elevada sismicidad en superficie e intermedia existente entre 6° O y 4° O (cierre del Mar de Alborán) distorsionaba las representaciones en profundidad correspondientes al resto del Golfo.

De lo expuesto en los apartados anteriores podemos extraer las siguientes conclusiones:

1. El Golfo de Cádiz es una zona con una actividad sísmica considerable, provocada por la interacción entre las placas Euroasiática y Africana, con sismos principalmente superficiales ($h < 30$ km) y de moderada magnitud (figuras 3 y 4). No obstante, existe una clara actividad intermedia con sismos localizados a una profundidad $30 \leq h \leq 70$ km, y registro de un número apreciable de sismos entre los $70 \leq h \leq 150$ km (figuras 5 a 10). Asimismo, existe constancia histórica e instrumental de sismos de elevada magnitud acaecidos en la zona. Entre ellos destacan los sismos de 1755 y de 1969 (figura 2).
2. En la mitad Norte la actividad es más intensa, agrupándose los sismos en la banda situada entre las latitudes 36° N y 37° N. Aunque en general la actividad sísmica ha sido clasificada como difusa, se pueden

apreciar agrupaciones de sismos (figuras 3 y 4), con una dirección predominante NE/SO, coincidentes con los principales accidentes submarinos: Banco Gorrinige, Cañones submarinos de San Vicente, Lagos y Portimao, y Banco del Guadalquivir, y con la prolongación marina de las fallas Plasencia-Alentejo, Nazaré, Cádiz-Alicante y Norte de Cádiz-Alicante. Asimismo se aprecia una agrupación de dirección NO/SE, coincidente con la Llanura Abisal Horseshoe. La actividad sísmica intermedia es clara, aumentando sucesivamente el número de estos sismos conforme se avanza en dirección Este, hacia el Estrecho de Gibraltar.

3. En la mitad Sur la sismicidad es considerablemente inferior, aunque existen registros de sismicidad superficial e intermedia. Se aprecian dos alineaciones en superficie que partiendo del Banco del Guadalquivir y de la Llanura Abisal Horseshoe, en dirección SE, alcanzan las costas de Marruecos (figuras 3 y 4). Conforme nos aproximamos al norte de Marruecos, esta actividad sísmica aumenta, incluida la intermedia, concentrándose principalmente en las vecindades del Estrecho de Gibraltar, en una zona de fracturas de dirección aproximada NNO-SSE existentes en el Norte de dicho país y asociadas a la actividad Rifeña.
4. El parámetro «b» calculado en la regresión lineal efectuada en la zona siguiendo la relación empírica de Gutenberg y Richter, toma un valor prácticamente igual a la unidad si se considera la zona de estudio en su conjunto, que coincide con el valor medio esperado (figura 11). Sin embargo, para la zona comprendida entre 9° y 6° O, el valor de dicho parámetro es de 1.12, lo que podría ser indicativo de una gran fracturación de la corteza, cuyas características en esta zona son de tipo continental.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido subvencionado en parte por el Ministerio de Ciencia y Tecnología, proyectos REN2000-C0777-C02 RIES y REN2003-05178-C03-02. En el presente trabajo se han empleado los datos sísmicos disponibles en los Bancos de Datos del Instituto Geográfico Nacional y del Real Instituto y Observatorio de la Armada. Las figuras 1 a 8 han sido realizadas empleando el programa «Generic Mapping Tool Graphics (GMT)» (Wessel y Smith, 1998), en las figuras 9 y 10 se ha utilizado el programa SURFER (Golden Software Inc., Colorado, USA). Los autores quieren agradecer a D. Javier Gallego Carrasco, técnico informático del ROA, su colaboración en la realización de las citadas figuras.

BIBLIOGRAFÍA

- BOLOIX, M. (1998): El maremoto de Cádiz de 1 de Noviembre de 1755. Boletín del Real Instituto y Observatorio de la Armada en San Fernando núm. 8/98. Cádiz. Edita Ministerio de Defensa - Secretaría General Técnica. 60 pp.
- BONINI, W.E.; LOOMIS, T.P. y ROBERSTON, J.D. (1973): Gravity anomalies, ultramafic intrusions and the tectonics of the region around the Strait of Gibraltar. *Journal of Geophys. Res.* 78: 1372-1382.
- BONNIN, J.; OLIVET, J.L. y AUZENDE, J.M. (1975): Structure en nappe á l'Ouest de Gibraltar. C.R. Acad. Sc. París. 280, Série D: 559-562.
- BUFORN, E.; UDIAS, A. y COLOMBAS, M.A. (1988): Seismicity ,source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics.* 152: 89-118.
- BUFORN, E.; UDIAS, A. y MEZCUA, J. (1990): Sismicidad y sismotectónica de la región Ibero-Mogrebí. *Rev. de Geofísica.* 46: 171-180.
- BUFORN, E. ; SANZ DE GALDEANO, C. y UDIAS, A. (1995): Seismotectonics of the Ibero-Mahrebian region. *Tectonophysics,* 248: 247-261.
- BUFORN, E.; COCA, P.; UDIAS, A. y LASA, C. (1997): Source mechanism of intermediate and deep earthquakes in southern Spain. *Journal of Seismology;* 1: 113-130.
- CABRAL, J. y RIBEIRO, A. (1989): Estudos de neotectónica em Portugal Continental. En «*Encontro sobre engenharia sísmica*». LNEC. Lisboa.
- DAÑOBEITIA, J.J.; CHECA, A.; SLOOTWEG, A.P. y MALDONADO, A. (1999): An interpretation of a prominent magnetic anomaly near the boundary between the Eurasian and African plates (Gulf of Cadiz, Southwest margin of Iberia). *Marine Geology.* 155: 45-62.
- GALBIS, J. (1932): *Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5° E y 20° W y paralelos 45° y 25° N.* Tomo I. Inst. Geog. y Cat. Madrid. pp. 807.
- GALBIS, J. (1940): *Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5° E y 20° W y paralelos 45° y 25° N.* Tomo II. Inst. Geog. y Cat. Madrid. pp. 277.
- GONZALEZ, A. (1996): Análisis de señales sísmicas. Estudio de la Estructura de la Litosfera en el margen suroccidental Ibérico. *Tesis doctoral.* Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I. Universidad Complutense. Madrid.
- GRACIA, E.; DAÑOBEITIA, J.; VERGÈS, J. Y BARTOLOMÉ, R. (2003): Crustal evolution of the Gulf of Cadiz (SW Iberia) at the convergence of Eurasian and African Plates. *Tectonics,* 22, Nº 4: 7-1 a 7-19.
- GUTSCHER, M.A.; MALOD, J.; REHAULT, J.P.; CONTRUCCI, I.; KILINGELHOEFER, F.; MENDES VICTOR, L. Y SPAKMA, W. (2002): Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology,* 30, Nº 12: 1071-1074.
- HATZFELD, D. y FROGNEUX, M. (1981): Intermediate depth seismicity in the western Mediterranean unrelated to subduction of oceanic lithosphere. *Nature.* 292: 443-445.
- HEE, A. (1932): La seismicité dans l'Afrique du Nord de 1911 a 1931. *Mat. par l'etude Cal.* Geneve 1931-32. 28: 291-337.

- LONERGAN, L. y WHITE, N. (1997): Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16, Nº 3: 504-522.
- MALDONADO, A.; SOMOZA, L. y PALLARÉS, L. (1999): The Betic orogen and the Iberian-African boundary in the Gulf of Cadiz: geological evolution (central North Atlantic): *Marine Geology*, 155: 9-43.
- MARTÍN DAVILA, J. (1999): Estructura y Dinámica del Golfo de Cádiz determinadas a partir de métodos geofísicos. *Tesis Doctoral*. Boletín del Real Instituto y Observatorio de la Armada 03/99: 299 pp.
- MARTÍN ROMERO, J. (1957): *La región sísmica del seno de Cádiz*. Inst. Geog. Cat. Madrid. pp. 39.
- MARTINEZ SOLARES, J.M.; LOPEZ ARROYO, A. y MEZCUA J. (1979): Isoleismal map of the 1755 Lisbon earthquake obtained from Spanish data. *Tectonophysics*. 53: 301-314.
- MARTÍNEZ SOLARES, J.M. y MEZCUA, J. (2002): Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 AC-1900). *Monografía número 18*. Instituto Geográfico Nacional. Madrid. 253 pp.
- MC KENZIE, D.P. (1970): Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*. 226: 239-243.
- MC KENZIE, D. (1972): Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. Royal Astron. Soc.* 30: 109-185.
- MEDINA, F. y CHERKAOUI, T.E. (1991): Focal mechanisms of the Atlas earthquakes, and tectonic implications. *Geologische Rundschau*. 80/3: 639-648. Stuttgart.
- MOREIRA, V.S. (1968): *Tsunamis observados en Portugal*. Ed. Servicio Meteorológico Nacional. Lisboa. Port.
- MOREIRA, V.S. (1985): Seismotectonics of Portugal and its adjacent area in the Atlantic. *Tectonophysics*. 117: 85-96.
- MOREIRA, V.S. (1991): Historical seismicity and seismotectonics of the ea situated between the Iberian Península, Morocco, Selvagens and Azores Islands. En «*Seismicity, seismotectonics and seismic risk of the Ibero-Maghrebian region*». J. Mezcuca y A. Udías Eds. Monografía Nº. 8. IGN. Madrid.
- MUNUERA, J.M. (1963): Datos básicos para el estudio de la sismicidad en el área de la Península Ibérica (Seismic Data). *Mem. Inst. Geog. Cat.* Madrid. Tomo XXXII. Cuad. I. pp. 93.
- PURDY, G.M. (1975): The eastern end of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Geophys. Jour. Royal. Astron. Soc.* 43: 973-1000.
- REY PASTOR, A. (1927): *Traits sismiques de la Peninsule Iberique*. Instituto Geográfico y Catastral. 72 pp.
- RICHTER C. F. (1958): *Elementary Seismology*. Editorial W.H. Freeman y compañía. San Francisco y Londres. 768 pp.
- ROBERTS, D.G. (1970): The Rif-Betic orogen in the Gulf of Cadiz. *Marine Geol.* 9: M31-M37.
- ROTHÉ, J.P. (1962): Le seisme d'Agadir et la sismicité du Maroc. *Ser. Geol. Maroc*, núm. 154: 7-29.
- ROTHÉ, J.P. (1968): Seismicité de l'Atlantique Oriental et de la Mediterranee Occidentales. *Colloque Int. Geol. et Geoph. sous marine*. Villafranche sur Mer Sep. pp. 11.

- SÁNCHEZ NAVARRO-NEUMANN, M. (1917): Lista de los terremotos más notables sentidos en la Península Ibérica. *Mem. R. Acad. Cien. y Artes de Barcelona*. Vol. XII, núm. 8: 179-188.
- SEBER, D.; BARAZANGI, M.; IBENBRAHIM, B.A. y DENMATI, A. (1996): Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rift-Betic Mountains. *Nature*, 379: 785-790.
- UDIAS, A. y LOPEZ ARROYO, A. (1970): Body and surface wave study of source parameters of the March 15, 1964 Spanish earthquake. *Tectonophysics* 9: 323-346.
- UDIAS, A.; LOPEZ ARROYO, A. y MEZCUA, J. (1976): Seismotectonic of the Azores-Alborán region. *Tectonophysics*. 31: 259-289.
- UDIAS, A. (1977): Perfiles sísmicos profundos en España (1974-1975). *Com. Esp. del Proyecto Geodinámico*. IGC. Madrid: 160.
- UDIAS, A. y BUFORN, E. (1991): Regional stresses along the Eurasia-Africa plate boundary derived from focal mechanisms of large earthquakes. *Pageoph*. 136; 4: 433-448.