

MECANISMOS FOCALES DE TERREMOTOS EN ESPAÑA

FOCAL MECHANISMS OF EARTHQUAKES IN SPAIN

E. Buforn y A. Udías

Dpto de Geofísica y Meteorología, Universidad Complutense, Madrid

ABSTRACT

Focal mechanisms of shallow ($h < 40\text{km}$) earthquakes occurred in Spain between 1950 and 1999 (magnitudes from 4.0 to 8.3) are presented in this paper. We have also included the shocks with focus at intermediate ($40 < h < 150\text{ km}$) and deep depth ($h \sim 650\text{ km}$, $3.5 \leq M \leq 7.0$) occurred during the same period. Thrusting motions have been obtained for shallow earthquakes in the Gulf of Cadiz and normal and strike-slip motion in the Betics and Alboran Sea. In the Pyrenees and the Catalanian coast the predominant motion corresponds to thrusting faults with a strike-slip component. Vertical motions with vertical tension axes have been obtained for intermediate depth earthquakes. Solutions obtained for the very deep shocks give pressure axes dipping 45° to the east. The regional stress pattern obtained from the study of shallow shocks corresponds to horizontal compression in N-S to NNW-SSE direction, consequence of the collision between Eurasia and Africa. The intermediate depth seismicity may be explained in terms of a subduction of the lithospheric material in the Alboran Sea and it is not related with the very deep activity, which may be caused by mineral phase transformations.

RESUMEN

En este trabajo se presenta una recopilación de mecanismos focales de terremotos ocurridos en España entre 1950 y 1999 con focos superficiales

($h < 40$ km) y magnitudes entre 4.0 y 8.3. También se han estudiado sismos de profundidad intermedia ($40 < h < 150$ km) y muy profunda ($h \sim 650$ km) con magnitudes entre 3.5 y 7.0 ocurridos en el mismo periodo. Los resultados obtenidos para sismos superficiales indican predominio de movimientos de fallas inversas en el Golfo de Cádiz, normales y de desgarre en las Béticas y mar de Alborán. En la zona del Pirineo predominan los movimientos de fallas inversas con componentes de desgarre al igual que en la zona costero catalana. Los mecanismos de terremotos de profundidad intermedia indican en su mayoría movimientos verticales con eje de tensión vertical, mientras que en los terremotos muy profundos el eje de presión esta buzando unos 45° hacia el este. Estos resultados indican en superficie un régimen de esfuerzos horizontales compresivos en dirección N-S a NNW-SSE, con extensión horizontal en el mar de Alborán, consecuencia de la colisión entre Eurasia y Africa. La sismicidad a profundidad intermedia puede explicarse en términos de una subducción de material litosférico en el mar de Alborán sin conexión con la sismicidad muy profunda que sería debida a cambios súbitos de fase en el material.

Palabras clave: Mecanismo focal, terremotos superficiales, profundidad intermedia y profundos, estado esfuerzos, España

INTRODUCCIÓN

El estudio del mecanismo focal de los terremotos tiene como objetivo determinar los procesos físicos que ocurren en el foco de un terremoto con ruptura del material litosférico y la consiguiente liberación de energía en forma de ondas sísmicas. Este estudio puede hacerse desde un punto de vista cinemático o dinámico. En el primer caso, se aborda el problema de la ruptura sin tener en cuenta el estado de esfuerzos, sino solamente el movimiento relativo de los dos lados de la falla. En la segunda hipótesis se tiene en cuenta todo el proceso que incluye el estado de esfuerzos y el mismo proceso dinámico. Los métodos más sencillos son los cinemáticos y por tanto son los que primero se desarrollaron y aplicaron. En este caso, el objetivo es determinar la orientación del movimiento de la falla asociada al terremoto estudiado. Como la mayor parte de los problemas en geofísica, el estudio del mecanismo focal de los terremotos corresponde a un problema inverso, es decir, a partir de los desplazamientos de las ondas sísmicas registradas a cierta distancia (sismogramas) determinar los procesos físicos ocurridos en el foco sísmico que han ocasionado estos desplazamientos. Hay que tener en cuenta que el estudio del mecanismo focal de un terremoto no se limita a la

determinación de la orientación de los planos de falla, sino que consiste en calcular otros parámetros, como son el momento sísmico escalar, función temporal de la fuente sísmica y profundidad del foco. El modelo más utilizado para representar la fuente sísmica es el de una fractura de cizalla o lo que es equivalente un doble par de fuerzas. Una representación más general, es la que consiste en el tensor momento sísmico, del que la representación anterior es un caso particular. De esta forma es costumbre realizar la inversión del tensor momento sísmico, lo que elimina la hipótesis del modelo de doble par de fuerzas. En muchos casos es suficiente la utilización de una fuente puntual, pero si se trata de terremotos de gran magnitud el modelo de fuente puntual se sustituye por modelos de fuentes extensas. Hoy en día el problema de calcular el mecanismo focal de un terremoto aun utilizando los modelos mas sencillos, constituye un problema complejo en el que se trata de dar la mayor información posible del proceso de ruptura, incluyendo el mayor número de detalles sobre el mismo.

Evidentemente el estudio del mecanismo focal que puede realizarse para terremotos de una zona concreta, queda muy condicionado por el tipo de sismicidad y de la instrumentación existente en la misma. En el caso de España, la sismicidad se caracteriza por la ocurrencia de terremotos de magnitud moderada, en general inferior a 5.0, estando los grandes terremotos separados por grandes periodos de tiempo (Buforn et al., 1988). Ello implica que los terremotos se registran solo a distancias epicentrales relativamente pequeñas (distancias regionales inferiores a 1000 km), siendo necesaria una gran densidad de estaciones, si se quieren efectuar estudios detallados del mecanismo focal. La otra característica de la sismicidad en España es la ocurrencia de sismos a diferentes profundidades: superficial ($h < 40$ km), intermedia ($40 < h < 150$ km) y muy profunda ($h \sim 650$ km). En la figura 1 se muestra la distribución de terremotos de magnitud superior a 3.0 para el periodo 1980-1999 tomada de la Base de Datos Sísmicos del Instituto Geográfico Nacional (IGN). En el periodo representado ningún terremoto tuvo una magnitud superior a 5.5. Se observa que la mayoría de los sismos son superficiales, mientras que los terremotos de profundidad intermedia y profunda se localizan en el Golfo de Cádiz y parte oeste del Mar de Alborán.

La baja magnitud de los terremotos ocurridos en el periodo representado no es significativa para periodos grandes de tiempo, ya que en esta zona han ocurrido terremotos de gran magnitud, no solo los correspondientes al periodo histórico (Muñoz y Udías, 1988; Martínez Solares, en este número), sino en la segunda mitad del siglo XX. Entre ellos se puede citar los terremotos de Jaén (1951), Golfo de Cádiz (1964), Cabo de San Vicente (1969), todos ellos con foco superficial o el sismo Dúrcal (Granada) de 1954 de magnitud 7.0 e

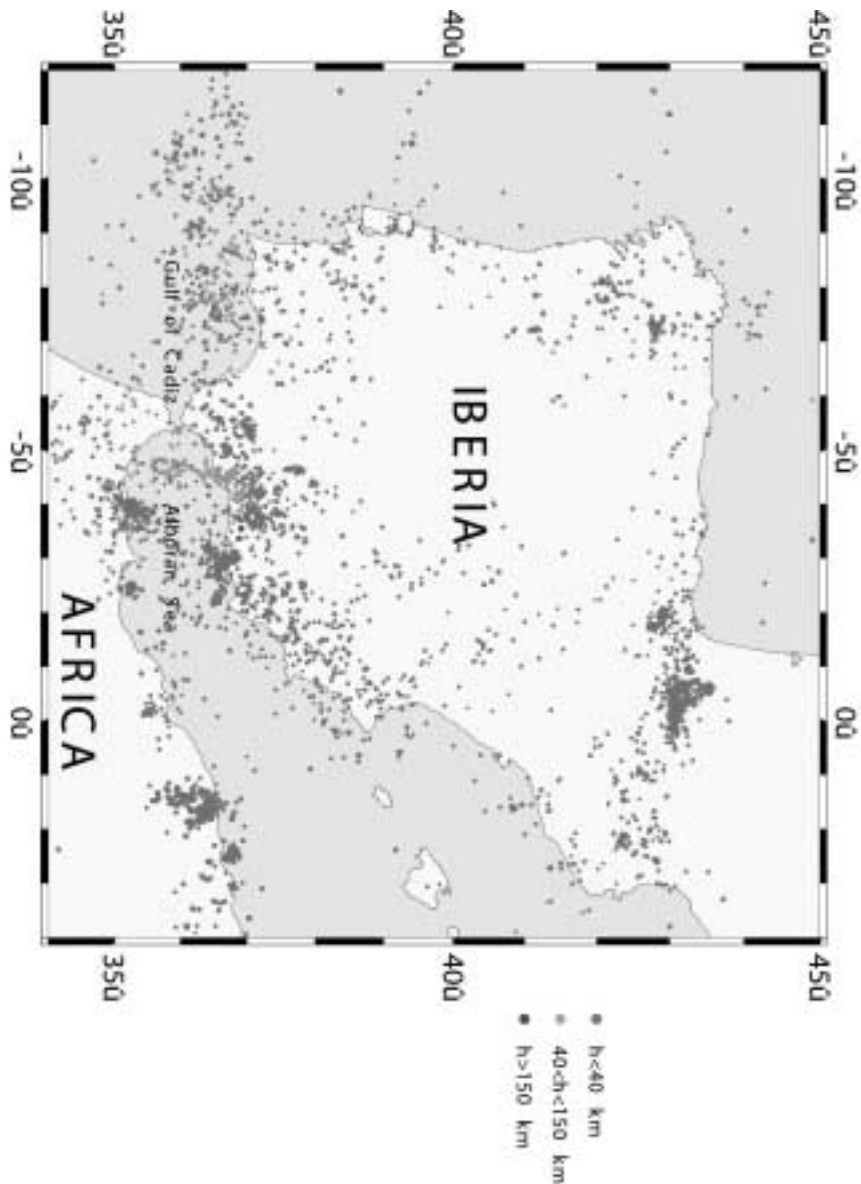


Figura 1. Distribución de epicentros para el periodo 1980-1999 y magnitudes superiores a 3.0 tomada de la Base de Datos Sísmicos del Instituto Geográfico Nacional. Círculos negros corresponden a los terremotos superficiales ($h < 40$ km), en gris claro a los de profundidad intermedia ($40 < h < 150$ km) y en gris medio los terremotos muy profundos ($h \sim 650$ km)

hipocentro a 650 km de profundidad. Como ya se ha mencionado, esta característica de la sismicidad va a condicionar los estudios de mecanismos focales en España.

MECANISMOS FOCALES ANTES DE 1980.

El número de estaciones sísmicas que existían en España antes de 1980 apenas superaba la quincena. Se trataba de estaciones analógicas pertenecientes a la red del IGN, y las de los Observatorios de San Fernando, Ebro, Fabra y Cartuja (Mezcua y Martínez Solares, 1980). Por tanto sólo se podía calcular el mecanismo focal de aquellos terremotos con magnitud suficiente para poder registrarse en estaciones telesísmicas (distancias epicentrales superiores a 1000 km).

En la figura 2 se ha representado las soluciones de mecanismos focales calculados antes de 1980. Todas corresponden a terremotos superficiales con excepción del terremoto de Dúrcal de 1954 ($h = 650$ km, referencia HC en el mapa) y de un terremoto en el mar de Alborán (HZ9) con foco a profundidad intermedia. En todos los casos sólo se calculó la orientación de los planos de falla, utilizando como datos la polaridad de las ondas P, a partir de un método gráfico, salvo para el terremoto de 1965 del Golfo Cádiz (U17).

El primer mecanismo calculado para España, fue el del sismo profundo de 1954, cuya solución se debe a Hogdson y Cock (1956), utilizando datos de polaridades de onda *P* de estaciones telesísmicas. Chacón (1963) realizó un intento por calcular el mecanismo del terremoto de Jaén de 1951, pero no supo aplicar bien el método de Byerly, obteniendo una solución errónea, ya que los planos de falla no eran ortogonales. Otro problema que presentaba esta solución es que el autor no leyó personalmente las polaridades a partir de los sismogramas, sino que utilizó las lecturas de polaridades dadas por el ISC (International Seismological Center) en el que el número de inconsistencias era muy grande. La mayor parte de las soluciones en este periodo se deben a López Arroyo y Udías (1972) y Udías et al (1976) que recalculó el mecanismo del terremoto de 1951 (U19) con los mismos datos que Chacón y el del terremoto profundo de 1973 (U21), además de determinar los mecanismos de tres terremotos de 1964 y 1960 del Golfo de Cádiz (U17, U18) y el de 1969 del cabo de San Vicente (U16). Para el sismo de 1964 se utilizó no sólo las polaridades de la onda *P*, sino también el ángulo de polarización de la onda *S* (Udías, 1967). Estos tres terremotos tienen magnitudes superiores a 6.0. Para los de 1964 y 1969 se utilizaron datos de la red mundial WWSSN, con lo que la calidad de las observaciones mejoró notablemente.

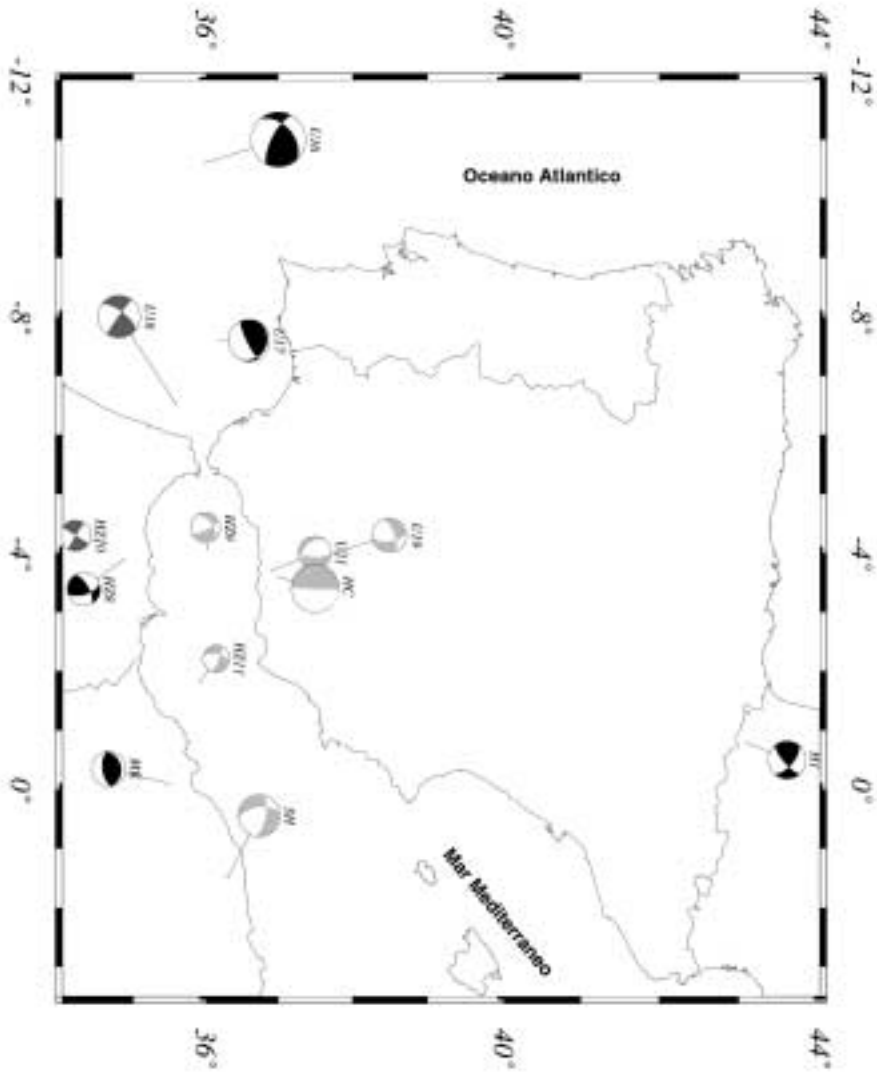


Figura 2. Mecanismos focales de terremotos determinados antes de 1980. Se ha representado una proyección estereográfica de la semiesfera inferior. Las partes blancas corresponden al cuadrante de dilataciones y las oscuras al de compresiones. En negro los mecanismos de falla inversa, en gris medio los de falla de desgarre y en gris claro los de falla normal. El tamaño del círculo es proporcional a la magnitud del terremoto.

Como la sismicidad de España no puede estudiarse de forma aislada, sino dentro del contexto de la región Ibero-Mogrebí, habrá que tener en cuenta las soluciones existentes para terremotos importantes de esta zona.

En el mar de Alborán y norte de Marruecos, las primeras soluciones se deben a Hatzfeld (1978) quien determinó el mecanismo focal de cuatro terremotos, tres superficiales (HZ11, HZ8 y HZ10) y uno intermedio (HZ9), todos ellos basados en la polaridad de la onda P. Sin embargo como todos estos terremotos tenían magnitudes inferiores a 5.5, solo pudo utilizar sismogramas correspondientes a estaciones de la Península Ibérica y Marruecos, por lo que las soluciones presentan un amplio margen de error.

Para la zona de Argelia, con una sismicidad muy importante y que influye en los estudios de riesgo sísmico de España, la primera solución de un mecanismo focal (SH) fue calculada por Shirokova (1976), sin embargo la solución no es fiable, debido al escaso número de observaciones utilizadas. La otra solución corresponde a un terremoto de la zona de El Asnam determinada por McKenzie (1972; MK). En los dos casos los datos utilizados corresponden a polaridades de la onda P, sin embargo en el caso de la solución de McKenzie (1972), al tratarse de un sismo de 1967, se pudo utilizar un mayor número de estaciones WWSSN, ya que esta red se instaló a partir de 1962.

Por último hay que mencionar el la zona del Pirineo el mecanismo del terremoto de 1967 (H1) de magnitud 5.5.

Como se ve antes de 1980, el número de soluciones de mecanismo focal existentes para España, era realmente bajo. Para solucionar este problema algunos autores propusieron la determinación conjunta del mecanismo focal. La idea consiste en utilizar una serie de terremotos que ocurran cercanos en el espacio y tiempo. La hipótesis es que su mecanismo focal sigue el patrón regional de esfuerzos en la zona, de forma que el método debe permitir discriminar aquellos sismos cuyo mecanismo no corresponde al regional. Este método facilita la determinación de la orientación de planos de falla en aquellos casos en que debido a la baja magnitud de los terremotos y escaso número de estaciones, no es posible determinar el mecanismo focal de cada terremoto de forma individual. El primer intento se debe a Udías (1967) para terremotos del mar de Alborán. Posteriormente Udías et al., (1982, 1988) determinaron el mecanismo conjunto de terremotos de Pirineo y Lorca, sin embargo la baja magnitud de estos terremotos, hace que no se haya incluido sus soluciones, en este trabajo.

MECANISMOS POSTERIORES A 1980

A partir de 1979, el Instituto Geográfico Nacional comienza la modernización de sus estaciones sísmicas, con la instalación de estaciones

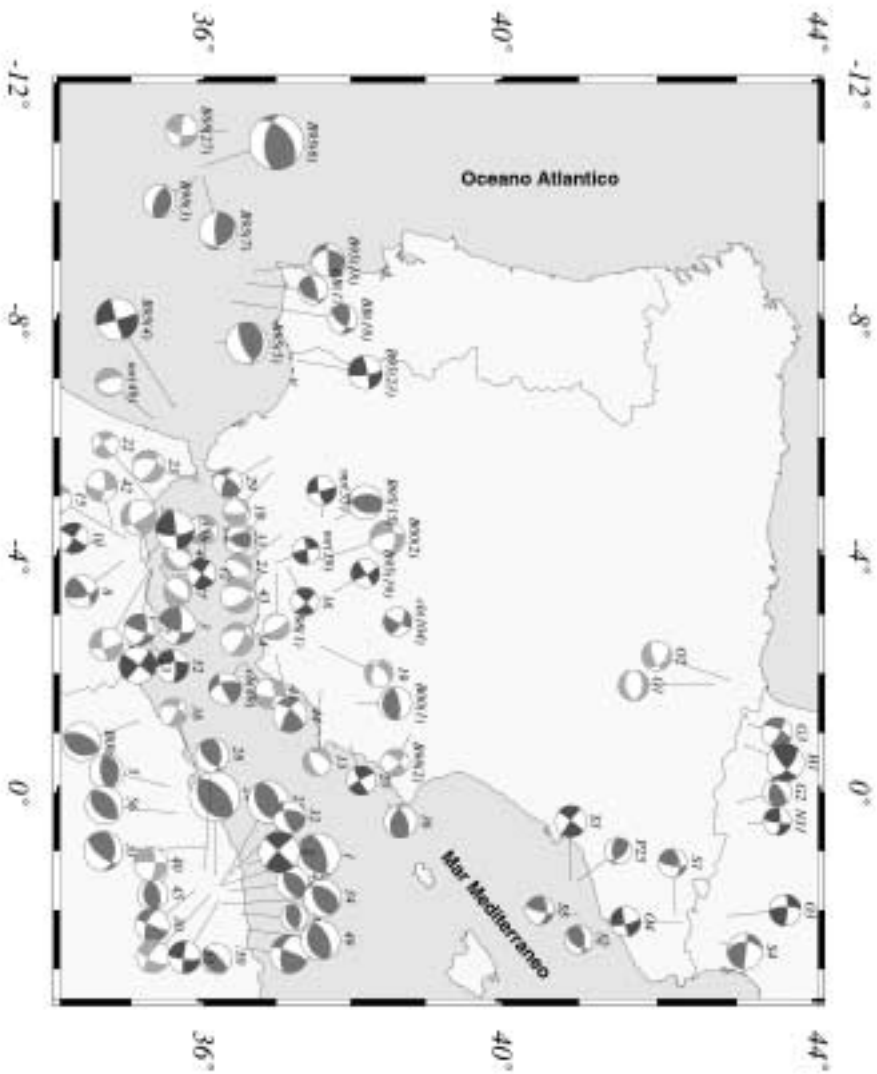


Figura 3. Mecanismos focales de terremotos superficiales ($h < 40$ km) del sur de España. En gris medio los mecanismos de falla inversa, negro de desgarre y gris claro normal.

digitales de periodo corto y 12 bits constituyendo la Red Sísmica Nacional (Tejedor y García, 1993). Posteriormente algunas de estas estaciones pasan a tres componentes, ampliando su rango dinámico. A mediados de los años 90 comienza la instalación de estaciones sísmicas digitales de banda ancha por parte de diversas instituciones (ver trabajo de Alguacil et al en este número): Red del IGN, la Universidad de Barcelona (Vila, 1998), Universidad Complutense y Real Instituto y Observatorio de la Armada (Buforn *et. al.*, 2002), Instituto Andaluz de Geofísica, Instituto Cartográfico de Cataluña (Goula et al, 2001), Universidad de Alicante. Esto supone un cambio radical en los estudios de mecanismo focal, de forma que ahora es posible calcular el mecanismo focal de un terremoto de magnitud igual a 4.0 o incluso menor si el terremoto esta en el centro de alguna de las redes locales.

TERREMOTOS SUPERFICIALES

En la figura 3 se muestra una selección de mecanismos focales para terremotos superficiales de magnitud superior a 5.0, para los anteriores a 1975 y mayores de 4.0 con posterioridad a esa fecha. La diferencia con la figura 2 es que algunas soluciones se han recalculado, como la del sismo de 1951 (B00(2)), que se ha obtenido a partir de una nueva lectura directa de los sismogramas, con lo que las estaciones utilizadas no son las mismas que en la solución de Udías et al (1976). Lo mismo ocurre con los terremotos de 1969 (B95(6)) o 1964 (B95(5)). Para los sismos de las Béticas, las soluciones pueden encontrarse en Buforn *et. al.* (2004). Para los terremotos del Pirineo, las soluciones pueden encontrarse en Buforn *et. al.*, (1990), Gallart *et. al.*, (1984) y en los Boletines Sísmicos del Servei Geologic de Catalunya. La mayoría de las soluciones representadas corresponden a soluciones de polaridad, salvo las de los terremotos de 1964 (B95(5)), 1994 (55a, 55b y 56) y 1999 (B00) que corresponden a modelización e inversión de ondas internas. El periodo representado abarca hasta el 31/12/00.

Si se analiza la figura 3 se observa que en el sur de España, en el Golfo de Cádiz, predominan los mecanismos de falla inversa, con uno de los planos de falla orientado en dirección aproximada E-W y eje de presión horizontal y orientado en dirección NNW-SSE. El mismo tipo de soluciones se encuentra en Argelia: mecanismos de falla inversas con planos orientados en dirección NE-SW y eje de presión horizontal en dirección NW-SE. Hay que recordar que en estas dos zonas han ocurrido grandes terremotos como los de 1964, 1969 (en el Golfo de Cádiz) y 1954 y 1989 (en El Asnam), o el reciente sismo de 21 de Mayo de 2003, todos de magnitud superior a 6.0.

Más confusa es la situación en la zona de las Béticas y el mar de Alborán. En la zona de las Béticas predominan los mecanismos de falla normal, con eje de tensión horizontal en dirección E-W, mientras que en el mar de Alborán coexisten estos mecanismos con los de falla de desgarre. Al norte del accidente Cádiz-Alicante, parece haber un predominio de mecanismos de desgarre bien puros o con una gran componente del mismo. En la mayoría de los casos se obtiene un eje de presión horizontal en dirección NW-SE aproximadamente. Es importante recordar que en esta zona, ninguno de los terremotos cuyo mecanismo se ha calculado alcanza una magnitud de 6.0, lo que marca una importante diferencia con relación a la zona del Golfo de Cádiz y de Argelia.

En la costa catalana, existen un claro predominio de las soluciones inversas, con eje de presión horizontal orientado en dirección NNW-SSE, compatible con la única solución de desgarre que existe en la zona (S3). En el Pirineo oriental las soluciones del lado español, (solo 2), corresponden a mecanismo de desgarre en un caso con cierta componente inversa y eje de presión casi horizontal orientado en dirección NE-SW, si bien los dos sismos son de magnitud inferior a 5.5. En el Pirineo occidental las soluciones son de desgarre o fallas inversas con eje de presión horizontal y orientación NNW-SSE. En esta zona se localiza el sismo de mayor magnitud de la zona (5.5) de 1967.

Por último en la zona de Navarra existen dos mecanismo focales de fallas normales y eje de tensión horizontal N-S, si bien corresponden a terremotos de $M < 4.5$.

Si se comparan las figuras 1 y 3, se observa que los mecanismos focales de la figura 3 representan muy bien las principales zonas de actividad sísmica superficial dibujadas en la figura 1. Quizás la excepción es la zona de San Vicente-Golfo de Cádiz donde en los últimos 30 años no han ocurrido terremotos de magnitud superior a 4.0.

TERREMOTOS INTERMEDIOS Y PROFUNDOS

Ya se ha mencionado que la ocurrencia de terremotos con foco a profundidad intermedia ($40 < h < 150$ km) es una de las características de la sismicidad de España. Estos terremotos, en general tienen magnitudes inferiores a 5.0, por lo que antes de 1980 apenas existían soluciones de su mecanismo focal. El incremento en el número y calidad de las estaciones sísmicas a partir de la década de los 80, ha hecho posible el cálculo de mecanismos focales para estos terremotos.

En la figura 4 se muestran las soluciones existentes para terremotos de magnitud superior a 3.5 (Buforn et al, 2004) y profundidades que oscilan entre

60 y 110 km. La mayoría de las soluciones corresponden a determinación de los planos de falla a partir de la polaridad de ondas P, salvo los terremotos con referencia B97 y C99, cuyo mecanismo se ha calculado a partir de modelización de formas de ondas e inversión del tensor momento sísmico.

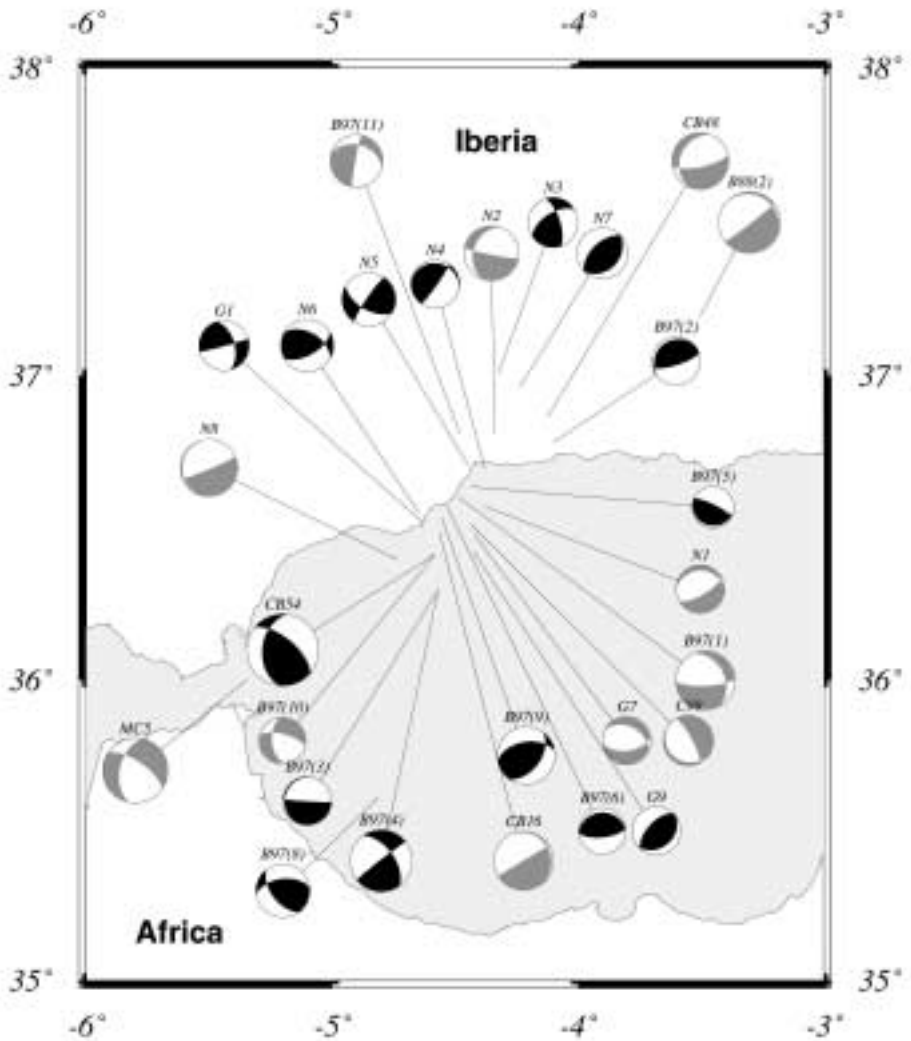


Figura 4. Mecanismos focales de terremotos a profundidad intermedia ($h < 40 < 150$ km) ocurridos en la parte occidental del mar de Alborán. En negro las soluciones que presentan eje de tensión vertical y en gris las que tienen eje de tensión horizontal.

Salvo dos terremotos (MC5 y B97(8)) cerca de las costas de Marruecos, y un terremoto en Granada (B88(2)), la mayoría de los sismos tienen su epicentro entre 36.5° y 37°N y entre 4° y 5°W, es decir en la zona de Málaga. Se observa que en la mayoría de las soluciones uno de los planos es casi vertical con una orientación media en dirección NW-SW, siete con componente normal y nueve con movimiento de componente inversa. Solo cuatro de los terremotos presentan una componente apreciable de desgarre. Un eje de tensión vertical se ha obtenido para quince terremotos, siete de ellos calculados a partir de modelización o inversión de ondas internas.

En la figura 5 se muestran los mecanismos focales de cuatro terremotos ocurridos al sur de Granada con foco a unos 650 km de profundidad y con magnitudes alrededor de 5, salvo el de 1954 con magnitud 7 (Buforn et al, 2004). En todos los casos presentan soluciones similares, con un plano casi vertical, orientado en dirección N-S y el eje de presión buzando unos 45° hacia el E. Las soluciones de los terremotos de 1954 (B91(1)) y 1990 (B(91(8))) son las mejor determinadas, en el primer caso, debido a su magnitud se usaron observaciones telesísmicas y en el segundo a que fue posible usar los registros digitales de la red de corto periodo del IGN. Se observa que en este caso el tipo de solución es muy homogéneo y muy diferente a las de los terremotos intermedios, lo que permite concluir que no hay relación entre la sismicidad intermedia y la profunda.

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

A partir de los resultados obtenidos para los terremotos superficiales se ha realizado un esquema sismotectónico que se muestra en la figura 6. La dirección del esfuerzo regional corresponde a una compresión N-S a NNW-SSE, debida a la convergencia entre Iberia y Africa. Esta compresión es muy clara en la zona del Golfo de Cádiz y de Argelia, donde predominan los mecanismos de fallas inversas con eje de presión horizontal en dirección N-S a NNW-SSE. En estas zonas el límite de placas aparece bien delimitado, con ocurrencia de terremotos de magnitud igual o superior a 7, lo que indicaría una zona en la que la acumulación de esfuerzos se manifiesta en forma de grandes terremotos. En el sur de España, mar de Alborán y norte de Africa, la situación es más compleja, ya que los mecanismos focales indican un cierto predominio de fallas normales, también hay soluciones de fallas inversas y de desgarre. Esta situación, no obstante es compatible con un régimen de esfuerzos compresivos horizontales en dirección NNW-SSE y extensión horizontal E-W en el mar de Alborán. En esta zona el límite de placas no está bien delimitado y correspondería a toda una amplia zona de deformación que abarca las

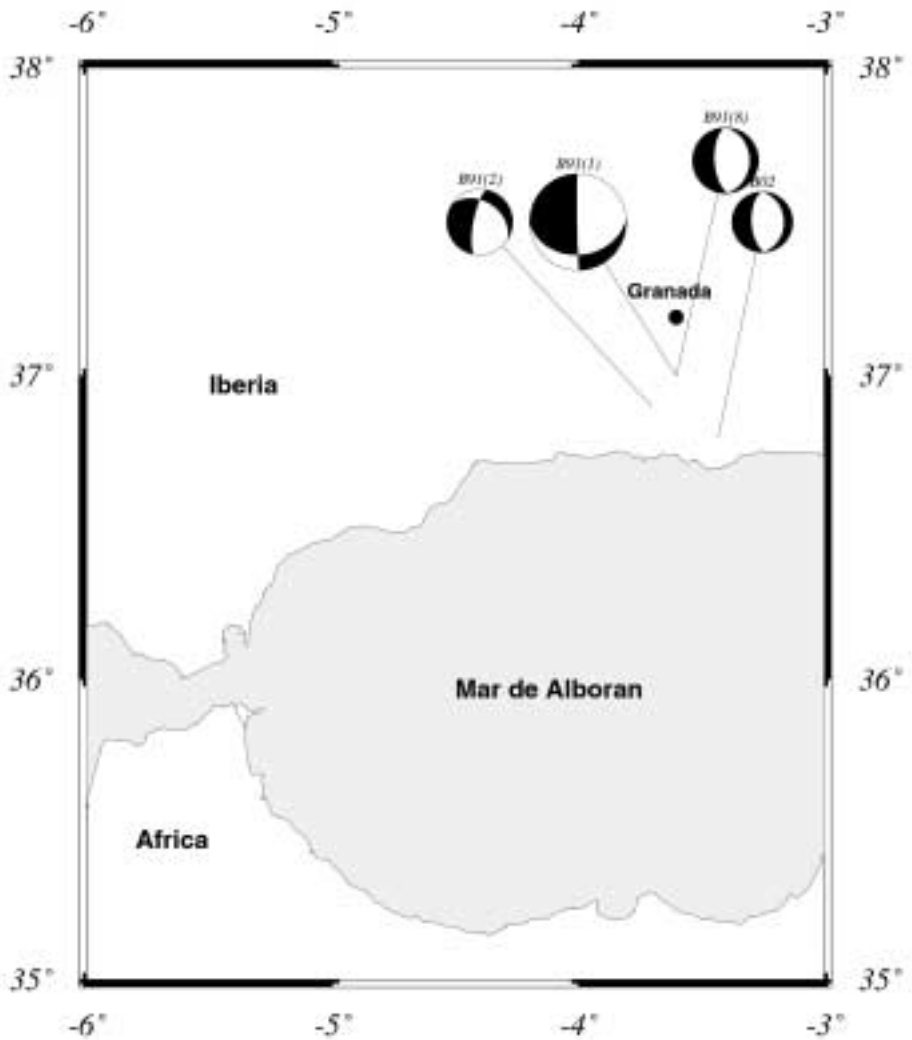


Figura 5. Mecanismos focales de terremotos profundos ($h \sim 650$ km) para el mismo área representada en la figura 4.

Béticas, en el sur de España, el mar de Alborán y norte de Africa. Esta región está cruzada por gran número de fallas, con tres direcciones predominantes (Sanz de Galdeano, 1983): N70°E formado por grandes fallas como el sistema Cádiz-Alicante o fallas E-W en el corredor de las Alpujarras o en la zona de la costa entre Málaga y Almería; en el este el sistema de fallas de Alhama de

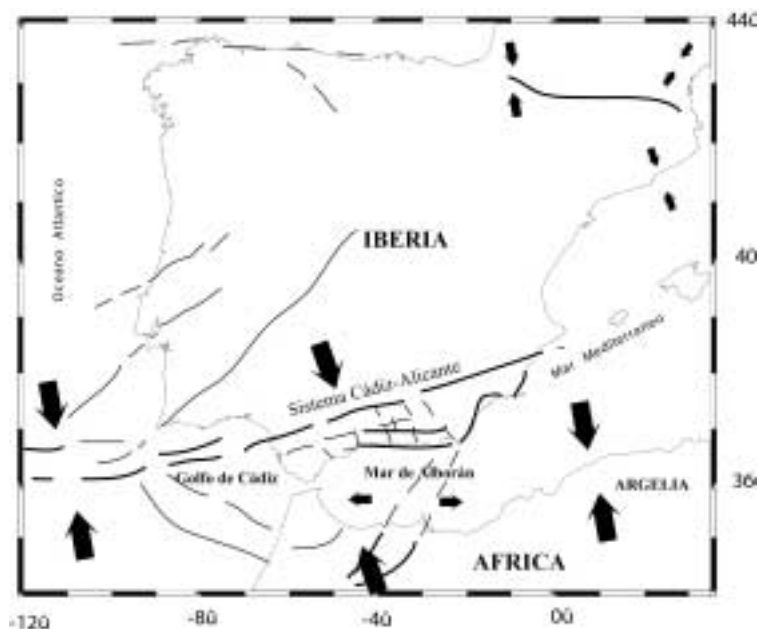


Figura 6. Esquema sismotectónico para España obtenido de los mecanismos focales de terremotos superficiales. Las flechas indican la dirección de compresión o extensión. Se han incluido las principales direcciones de fallas.

Murcia- Carboneras-Palomeras, que para algunos autores continúan por el mar de Alborán y enlazan con las fallas de Jebka y Nekor en el norte de Marruecos, y por último por una serie de fallas más cortas que se conoce como el sistema N30-60°W. Este entramado de fallas cortas haría que en esta zona la acumulación de esfuerzos se traduzca en pequeños movimientos, representados por sismos de magnitud inferior a 5. Es necesario que los esfuerzos se acumulen durante largos periodos de tiempo para que se produzcan grandes terremotos que rompan a través de varias fallas.

En la zona norte, Pirineo occidental, los datos de mecanismos focales indican una compresión horizontal N-S acorde con la dirección general de esfuerzos entre Iberia-Africa. En la zona NE, el régimen de esfuerzos es compresivo en dirección NNW-SSE, si bien en este caso todos los terremotos estudiados son de magnitud inferior a 5.0.

Para complicar aún más la situación en el sur de España, hay que recordar la existencia de la sismicidad de profundidad intermedia y muy profunda. Este tipo de terremotos no puede estar ligado a las fallas que existen en

superficie, ni a la dirección de convergencia entre Iberia y Africa que se manifiesta por la compresión N-S y que originaría terremotos distribuidos en dirección E-W. Los terremotos intermedios, tienen una distribución epicentral N-S que puede explicarse en términos de una subducción del material litosférico, acorde con la extensión horizontal este-oeste obtenida en el mar de Alborán. Además el tipo de mecanismos focales obtenidos es propio de las zonas de subducción que se encuentran en estado de extensión vertical. Esta sismicidad intermedia no está conectada con la muy profunda, solo muy puntual y con mecanismos focales diferentes a los intermedios, que se podría explicar en términos de un cuerpo anómalo que se ha detectado en estudios de tomografía en la zona (Blanco y Spakman, 1993; Morales et al, 1999). El mecanismo obtenido para estos terremotos muy profundos con un plano vertical y otro horizontal es similar al encontrado en otros terremotos a esta profundidad, como el de Bolivia de 1994. El mecanismo de estos terremotos parece estar relacionado con procesos de cambios de fase súbitos a lo largo de una superficie horizontal.

A partir del mecanismo focal de los terremotos superficiales se puede concluir que el sur de España se encuentra bajo un régimen de esfuerzos horizontales compresivos en dirección N-S, consecuencia de la convergencia entre Eurasia y Africa y con extensión horizontal E-W en el mar de Alborán. El mismo régimen de esfuerzos compresivos se encuentra en el Pirineo occidental y en la zona costera catalana. La existencia de los terremotos a profundidad intermedia puede explicarse en términos de una subducción del material litosférico en el mar de Alborán que causada por la extensión de la cuenca está relacionado con la colisión entre Africa e Iberia. Esta subducción tiene lugar en la parte oeste del mar de Alborán manifestándose en un régimen de esfuerzos verticales extensivos. La sismicidad muy profunda no está relacionada con la intermedia y se puede explicar en términos de cambios súbitos de fase.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido subvencionado en parte por el Ministerio de Ciencia y Tecnología, proyectos REN2000-C0777-C01 y REN2003-05178-C03-01.

REFERENCIAS

BLANCO, M.J. y SPAKMAN, W. (1993). The P velocity structure of the mantle below the Iberian Peninsula: evidence for subducted lithosphere below south Spain. *Tectonophysics* 221. 13-34.

- BUFORN, E., UDÍAS, A. and MÉZCUA, J. (1988). Seismicity and focal mechanisms in south Spain. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 2008-2224.
- BUFORN, E., UDÍAS, A. y MEZCUA, J. (1990). Sismicidad y sismotectónica de la región Ibero-Mogrebí. *Rev. de Geofísica* 46, 171-180
- BUFORN, E. y SANZ DE GALDEANO, C. (2001). Focal mechanism of Mula (Murcia, Spain) earthquake of February 2, 1999. *J. Seismology* 5, 277-280.
- BUFORN, E., UDÍAS, A., MARTÍN DÁVILA, J., HANKA, W. y PAZOS, A. (2002). Broadband stations network ROA/UCM/GFZ in south Spain and northern Africa. *Seism. Res. Lett.* 73, 173-176.
- BUFORN, E., BEZZEGHOUD, M., UDÍAS, A. y PRO, C. (2004) Seismic sources in the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications *PAGEOPH* 161, 623-646
- CHACON, L. (1963). Ensayo del método de Byerly para la determinación de fallas sísmicas, aplicado a la zona de Martos-Alcaudete (Jaén), utilizando el terremoto de 19 de mayo de 1951. Instituto Geográfico y Catastral, Madrid 14pp.
- GALLART, J., DAIGNIERES, M., GAGNEPAIN, J., HIRN, A. y OLIVERA, C. (1984). Seismostructural studies in the Pyrenees: Evolution and recent results. *PAGEOPH* 122, 720-726.
- GOULA, X., JARA, J A, SUSAGNA, T., ROCA, A. (2001). A New Broad-Band Seismic Network with Satellite Transmission in Catalonia (Spain). Orfeus Newsletter, Vol 3, no1, (<http://orfeus.knmi.nl/newsletter/vol3no1/catalonianet.html>)
- HATZFELD, D. (1978). Etude sismotectonique de la zone de collision Ibero-Maghrebien. Tesis Doctoral, Universidad de Montpellier, 282 pp.
- HODGSON, J.H. y COCK, J.L. (1956) Direction of faulting in the deep focus Spanish earthquake of March 29, 1954. *Tellus* 8, 321-328.
- LÓPEZ ARROYO, A. y UDÍAS, A. (1972). Aftershocks sequence and focal parameters of the Feb 28, 1969 earthquakes of the Azores-Gibraltar fracture zone. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 699-719.
- McKENZIE, D. (1972) Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 30, 109-185.
- MÉZCUA, J. and MARTÍNEZ SOLARES, J.M. (1983). *Sismicidad del área Ibero-Mogrebí*. Instituto Geográfico Nacional Madrid.
- MORALES, J., SERRANO, I., JABALOY, A., GALINDO-ZALDIVAR, J., ZHAO, D., TORCAL, F., VIDAL, F. and GONZALEZ-LODEIRO, F. (1999). Active continental subduction beneath the Betic Cordillera and the Alboran Sea. *Geology*, 27, 735-738.
- MUÑOZ, D. and UDÍAS, A. (1988). Evaluation of damage and source parameters of the Málaga earthquake of 9 October 1680. In. W.H.K. Lee, H. Meyer and K. Shimazaki (eds), *Historical seismograms and earthquakes of the world*. Academic Press, San Diego, 208-221.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983). Los accidentes y fracturas principales de las cordilleras Béticas. *Estudios Geol.* 39, 157-165.
- SHIROKOVA, E.J. (1967). General features in the orientation of principal stresses in earthquake foci in the Mediterranean-Asian seismic belt. *Izv. Earth Phys* 1, 12-22.
- TEJEDOR, J.M. y GARCÍA, O. (1993). *Funciones de transferencia de las estaciones de la Red Sísmica Nacional*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 82 pp.

- VILA, J. (1998). The broadband seismic station CAD (Túnel del Cadí, eastern Pyrenees): Site characteristics and background noise. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 297-3003.
- UDÍAS, A. (1967). The focal mechanism of earthquakes in the southern coast of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics* 4, 229-234.
- UDÍAS, A., LÓPEZ ARROYO, A. y MÉZCUA, J. (1976) Seismotectonics of the Azores-Alboran region. *Tectonophysics* 31, 259-289.
- UDÍAS, A., BUFORN, E., BRILLINGER, D. y BOLT, B.A. (1982). Joint statistical determination of fault parameters. *Phys. Earth Planet. Int.* 30, 178-184.
- UDÍAS, A. y BUFORN, E. (1988). Single and joint fault-plane solution from first motion data. En: D. Doornbos (ed). *Seismological Algorithms*. Academic Press, Londres, 443-453.