

Sismotectónica en relación con la Zona de Fractura Azores – Gibraltar: Análisis del terremoto de 12 de febrero de 2007, SO del Banco de Gorringe

Seismotectonics related to the Azores – Gibraltar Fracture Zone: Analysis of the February 12th 2007 earthquake, SW Gorringe Bank

F.M. Alonso-Chaves ⁽¹⁾, E. García Navarro ⁽¹⁾, E.M. Mantero ⁽¹⁾, C. Fernández ⁽¹⁾, M.A. Camacho ⁽¹⁾ y J.A. Morales ⁽²⁾

⁽¹⁾ Departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva, Bulevar de las Artes y las Ciencias, Huelva 21007
alonso@uhu.es; navarro@uhu.es; elena.mantero@dgyp.uhu.es; fcarlos@uhu.es; manuel.camacho@dgeo.uhu.es

⁽²⁾ Departamento de Geología, Universidad de Huelva, Bulevar de las Artes y las Ciencias, Huelva 21007
j.morales@uhu.es

ABSTRACT

This work deals with the analysis of the seismicity and tectonic evolution of the eastern end of the Azores – Gibraltar Fracture Zone. The location of the main seismogenetic areas in this region is related to the complex geometry of the boundary between the Iberian and African lithospheric plates. To the west of the San Vicente Cape the seismicity can be related to a local compression at the Gorringe Bank. A detailed seismotectonic analysis allows the geological interpretation of the position of the hypocenter for the 12th February 2007 earthquake. It had Mw 6.0 and was placed on a fault having a NNE-SSW strike and a high dip to NW. The fault shows an oblique displacement (sinistral) and locates in the margin of the Horseshoe abyssal basin. Displacement along this fault is here tentatively related to complex deformation in the outer swell of an incipient downgoing plate. This can be the first indication of the beginning of subduction of the northern part of the African plate under the continental margin of Iberia. On the other hand, an analysis of the location of earthquakes having Mw ≥ 6.0 generated to the SW of the San Vicente Cape and the estimated isoseismal map has been made. It can be noted the importance of the uppermost crustal materials on the seismic intensity measurement. Sea waves resulting from these earthquakes and measured in the littoral of the Huelva province have an average velocity of propagation of approximately 600 km/h.

Key words: seismotectonics, seismicity, fracture zone, Gorringe Bank.

Geogaceta, 43 (2007), 39-42
ISSN: 0213683X

Introducción

El análisis de la sismicidad y los estudios sismotectónicos al Suroeste de la Península Ibérica ha sido objeto de numerosas investigaciones que se vienen desarrollando por parte de equipos multidisciplinarios de geólogos y geofísicos de diferentes países en los últimos 30 años (Vegas, 1975; Udías *et al.*, 1976; Udías y Buforn, 1985; Moreira, 1985; Buforn *et al.*, 1988; Mézcua y Udías, 1991; Camacho y Alonso-Chaves, 1997; Borges *et al.*, 2001). En 1977 se creó un grupo de trabajo de la European Seismological Commission con el propósito de estudiar, entre otras zonas, la sismicidad a lo largo del cinturón sísmico que cruza el Atlántico Norte, desde las Islas Azores hasta el Estrecho de Gibraltar. Al suroeste del Cabo San Vicente se producen terremotos de elevada magnitud. Basta referir como ejemplo de terremoto histórico en esta región el sucedido el 1 de Noviembre de 1755 (para el que según los autores que se consulte se estima una magni-

tud mínima de 8). En el periodo de sismicidad instrumental merece la pena destacar el del día 28 de febrero de 1969, con una magnitud de 7.3 (cf. Banco de Datos Sísmicos del Instituto Geográfico Nacional). Recientemente, un nuevo terremoto ocurrió el 12 de febrero de 2007 y de Mw 6.0, con un epicentro relativamente cercano al anterior, pone de manifiesto la importancia de la sismicidad en esta región.

El propósito de este artículo es presentar un análisis sismotectónico ligado a la evolución geodinámica de Iberia en relación con la Zona de Fractura Azores - Gibraltar, e integrar en dicho análisis los datos referidos al último terremoto fuerte sucedido en esta región.

Rasgos morfoestructurales en el margen continental Atlántico al SO de Iberia

Al suroeste del Cabo San Vicente existe un importante relieve submarino

con una orientación N060°E. Dicha lineación montaña submarina es conocida como Banco de Gorringe, el cual emerge 4800 m desde las llanuras abisales de Tagus y Horseshoe, situadas al NO y SE respectivamente, y a una profundidad de 5000 m (Fig. 1). La Cuenca de Tagus (o de Tajo), con una morfología triangular se prolonga hacia el NO hasta los relieves submarinos de Madeira – Tore y por el E queda limitada por el talud y plataforma continental de Iberia, al O de Portugal. La Cuenca de Horseshoe, tiene forma de herradura, y está limitada al Sur por los relieves submarinos de Ampere y Coral Patch. La parte alta del Banco de Gorringe se corresponde con dos planicies, que alcanzan los 200 metros de profundidad por debajo del nivel del mar. Uno y otro alto submarino están situados en los extremos NE y SO del Banco de Gorringe, y son denominados Ormonde y Gettysburg, respectivamente. El perfil batimétrico al SO de Gettysburg

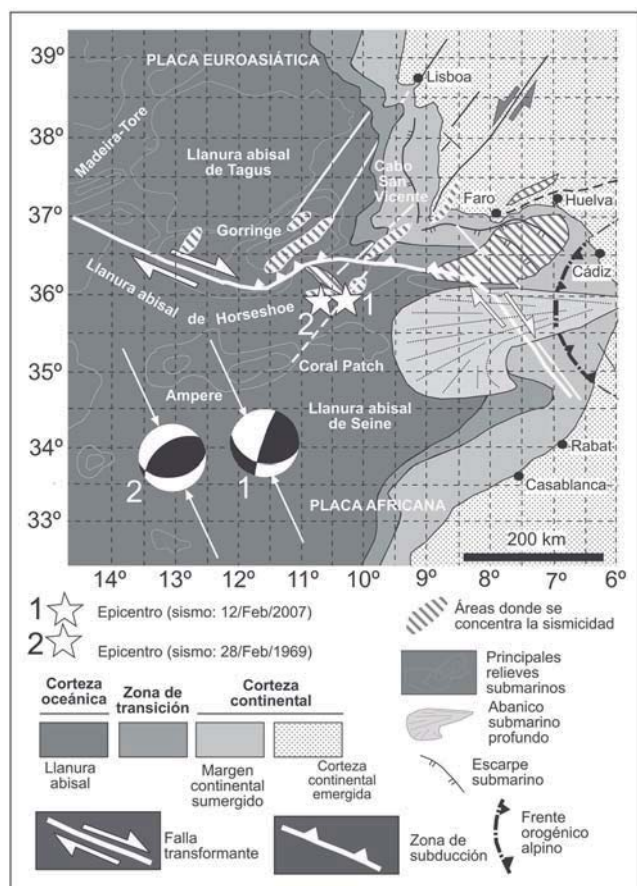


Fig. 1.- Mapa sismotectónico para el extremo oriental de la Zona de Fractura Azores – Gibraltar (fuente de datos sísmicos: IGN, EMSC y USGS)

Fig. 1.- Seismotectonic map for the eastern end of the Azores – Gibraltar Fracture Zone (from seismic data of IGN, EMSC and USGS)

pone de manifiesto un importante cambio en la pendiente del mismo, aproximadamente a los 3200 metros de profundidad y a lo largo de la dirección: N 140° E. El relieve submarino pierde entidad coincidiendo con la citada lineación, y sin embargo se extiende aproximadamente de manera paralela a tal dirección hacia el NO (Fig. 1). En la plataforma continental de Iberia, entre el Cabo de San Vicente y el meridiano de Huelva se observan grandes escarpes submarinos con forma arqueada, aproximadamente paralelos a la línea de costa. Otro rasgo importante en el Golfo de Cádiz es un abanico submarino profundo que se extiende desde el Estrecho de Gibraltar hacia el Atlántico.

Sismicidad

La zona objeto de nuestro estudio, situada entre los meridianos 14° O - 6° O y los paralelos 34° N - 38° N, se corresponde con el extremo occidental de la región Ibero – Magrebí. En la figura 1 se ilustran las principales zonas sísmicas, a partir del registro de la sismicidad instrumental obtenida entre 1990 y Febrero de 2007 (de acuerdo con datos del Instituto Geográfico Nacional y Centro Sismológico Euro-Mediterráneo). La mayoría de las zonas al O del meridiano del Cabo San Vicente resultan ser bastante más estrechas y alargadas,

y en ellas predomina una orientación, aproximadamente NE – SO. Al E de dicho meridiano se observa una orientación similar, aunque en dicho sector la zona sísmica es bastante más ancha y la lineación es menos evidente. En este trabajo vamos a analizar por separado uno y otro sector. En el sector occidental la mayoría de los sismos se producen en distintos niveles de la corteza oceánica (y manto litosférico) mientras que en el sector oriental los sismos se producen en la litosfera continental (generalmente en la corteza). La mayoría de los eventos sísmicos en ambos sectores se originan a profundidad relativamente superficial (entre 0 y 35 km), en algunos casos menos frecuentes se producen sismos entre 35 y 70 km de profundidad, en tal caso la mayoría de ellos están situados en el Golfo de Cádiz, entre los meridianos de Faro y Huelva. En ambos sectores son excepcionales los sismos originados a profundidades comprendidas entre 70 y 150 km. Dichos terremotos se alinean según la dirección NO – SE. No hay niveles sismogénicos a profundidades mayores en este extremo del cinturón Ibero – Magrebí.

El terremoto de 12 de febrero de 2007

Un importante evento sísmico sucedió a las 10 horas, 35 minutos y 21 segundos

(UTC) con una $M_w = 6.0$ al SO del Cabo San Vicente, en el extremo oriental de la llanura abisal de Horseshoe (Fig. 1). El epicentro estuvo situado a 250 km de Faro, y equidistante de Lisboa, Huelva y Casablanca, exactamente a 340 km, de acuerdo con los datos del United States Geological Survey (USGS). Stich et al. (2007) sitúan el foco sísmico a 40 km del fondo marino, y estiman el área de la superficie de ruptura en 53 km², con un desplazamiento de 0.27 m. El mecanismo focal del sismo (determinado por USGS) y la ubicación de su epicentro sobre un rasgo submarino de dirección NNE-SSO, al que se asocia una de las zonas sísmicas alargadas comentadas anteriormente, nos hace pensar que el plano de falla activo fue el orientado en dicha dirección (NNE – SSO), y estaría en relación con una falla de salto oblicuo (sinistral). La intensidad máxima del sismo fue de V, afectando a una zona próxima al litoral del Suroeste de la Península Ibérica, entre Lisboa y Huelva. Véase en la figura 2 el mapa de isosistas, en él se ha diferenciado la zona afectada por la máxima intensidad como ya se ha indicado más arriba y otra zona con intensidad IV paralela a la anterior que se desarrolla a lo largo de la cuenca del Guadalquivir, con tal intensidad llega a afectar a Sevilla y Córdoba. Igualmente, se observa que la zona de intensidad III se extiende aun más hacia el extremo nororiental de dicha cuenca, alcanzando la provincia de Jaén. En la mayor parte de la provincia de Málaga el terremoto fue sentido con una intensidad de III, si bien en algunas zonas de Málaga capital puede considerarse que tuvo características típicas de intensidad IV. También fue sentido con intensidad III en las provincias atlánticas de Marruecos y zonas adyacentes. En las provincias del levante español, desde Almería a Cataluña no fue sentido el sismo por las personas. Sin embargo, el temblor sísmico fue detectado por algunas personas en puntos muy alejados del epicentro, como Albacete, Madrid, Salamanca, Valladolid, Zamora, en el NO de Galicia, en el País Vasco, Zaragoza y Teruel. Obsérvese en la figura 2A la comparación de las isosistas entre el evento de febrero de 2007 y el ocurrido en día 28 de febrero de 1969 (basado en datos de Ben Sari, 1978 y Mezcuá, 1982). Los epicentros en ambos casos estaban muy próximos. La distribución de bandas es bastante paralela, obviamente no coinciden los rangos de intensidad, ya que el último terremoto tuvo una magnitud sensiblemente menor. En la figura 2A también se han representado las isosistas correspondientes al terremoto de 1 de noviembre de 1755, de acuerdo con

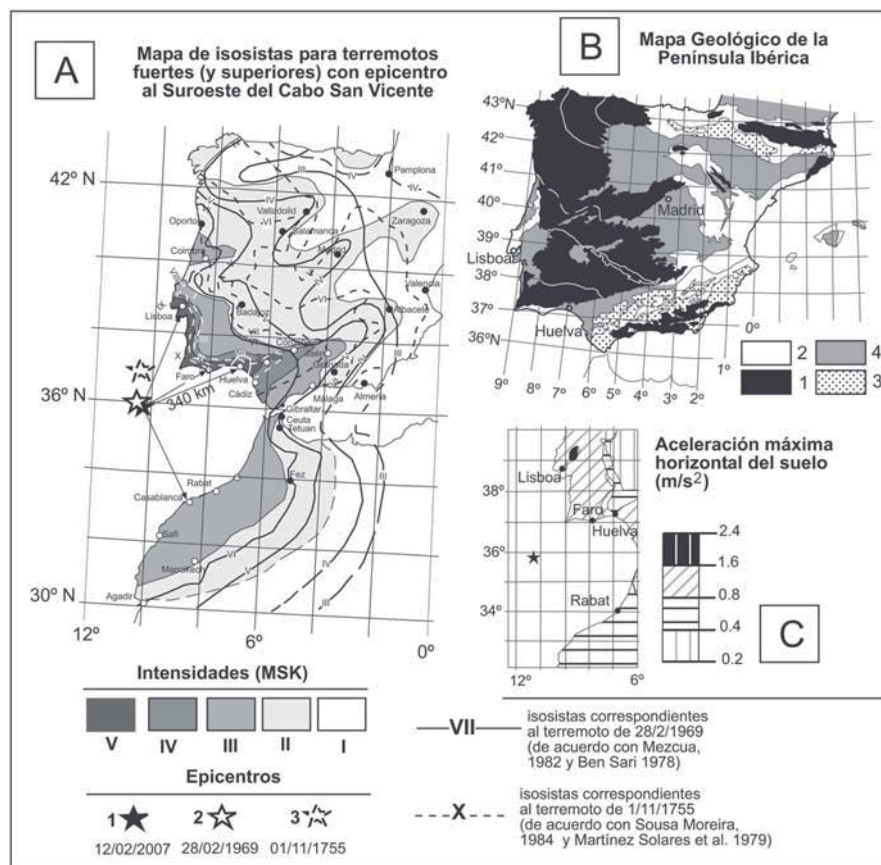


Fig. 2.- A) Mapa de isosistas para el terremoto de 12 de febrero de 2007. B) Mapa Geológico de la Península Ibérica. Leyenda: 1, Rocas pre-Mesozoicas; 2, Rocas Mesozoicas; 3, Sedimentos sin-orogénicos en relación con las cadenas alpinas; 4, Sedimentos terciarios y más recientes. C) Registro de la aceleración máxima del suelo. Ver texto para más explicaciones.

Fig. 2.- A) Isoseismal map for the earthquake of February 12, 2007. B) Geological map of the Iberian Peninsula. Legend: 1, pre-Mesozoic rocks; 2, Mesozoic rocks; 3, syn-orogenic sediments related to alpine chains; 4, Tertiary sediments and recent materials. C) Record of peak ground acceleration. See main text for further explanations.

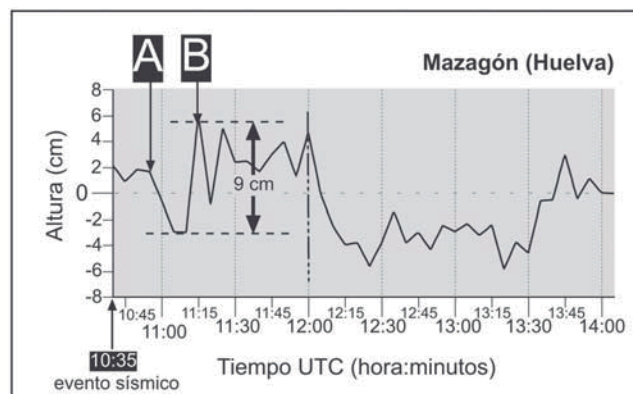
los datos de Sousa Moreira (1984) y Martínez Solares *et al.* (1979), observándose igualmente ciertas analogías con los mapas anteriormente comentados. Por otra parte, si comparamos los mapas de isosistas con el mapa tectónico de la península Ibérica (Fig. 2B), se observa la influencia que tienen los materiales del subsuelo (sedimentos de las cuencas terciarias, y otros materiales más recientes) en la distribución de intensidades, haciendo que en las provincias donde afloran dichos materiales sea sentido el terremoto con una intensidad sensiblemente mayor a aquellas zonas donde afloran las rocas pre-Mesozoicas (zócalo varisco). En la figura 2C se muestra también el mapa de la aceleración máxima del suelo (aceleración sísmica expresada en valores de unidades de m/s^2) elaborado por el United States Geological Survey, dicho parámetro ha sido considerado para un periodo de retorno de 50 años con una probabilidad del 10%. Al NE de Lisboa se dan valores críticos ($1.6 - 2.4 m/s^2$) coincidiendo con la

zona donde se han localizado daños de importancia relacionados con terremotos históricos de importancia. En el resto de Portugal y en la provincia de Huelva se dan valores de cierta importancia ($0.8 - 1.6 m/s^2$). Igualmente, existe una estrecha relación entre el pico de aceleración máxima horizontal del suelo y los materiales que en él existen.

Por otra parte se ha estudiado la onda

Fig. 3.- Registro temporal de las variaciones relativas del nivel del mar en Mazagón (Huelva) supuestamente relacionadas con el evento sísmico estudiado.

Fig. 3.- Time record of the relative changes of sea level in Mazagón (Huelva) supposedly associated with the analyzed seismic event.



de marea real obtenida por el mareógrafo de Mazagón (litoral onubense). A los valores de altura total se les ha restado los valores de la curva armónica de la marea astronómica, de dicha diferencia resultan los movimientos residuales de la superficie del agua. En la figura 3 se representa la curva correspondiente a dichos movimientos residuales, observándose que a las 10 horas y 50 minutos hubo una caída significativa de la superficie del agua (punto A, figura 3) seguida posteriormente por un ascenso que tuvo su máximo a las 11 horas y 10 minutos (punto B, de la figura 3). De manera tentativa, puede sugerirse que estas oscilaciones del nivel del mar pudieron deberse al sismo que había ocurrido a las 10 horas y 35 minutos.

Evolución del Margen Atlántico de Iberia

La individualidad de Iberia como bloque continental situado entre dos grandes placas litosféricas, la Euroasiática al Norte y la Africana al Sur, se puede constatar desde el inicio del Cretácico, coincidiendo con la apertura del Atlántico Norte (cf. García Navarro *et al.*, 2005). En esa época, Iberia estaría situada al Norte del paralelo $40^{\circ}N$, y el margen occidental de Iberia se orientaba en dirección $N 010^{\circ} E$ (Fig. 4). Desde entonces hasta la actualidad el movimiento relativo entre Iberia y África ha estado relacionado con la Zona de Fractura Azores - Gibraltar. En la figura 4 se indica con flechas la trayectoria seguida por algunos elementos de referencia del margen atlántico ibérico, en los últimos 140 M.a. A partir de la geometría de esta zona se ha calculado el polo de rotación, situándose éste al Oeste de las Islas Canarias. El análisis combinado de la evolución geométrica del extremo oriental de la Zona de Fractura Azores - Gibraltar, junto con el movimiento dextral a lo largo de dicha zona, permite plantear un marco tectónico con desarrollo de estructuras compresivas en el Ban-

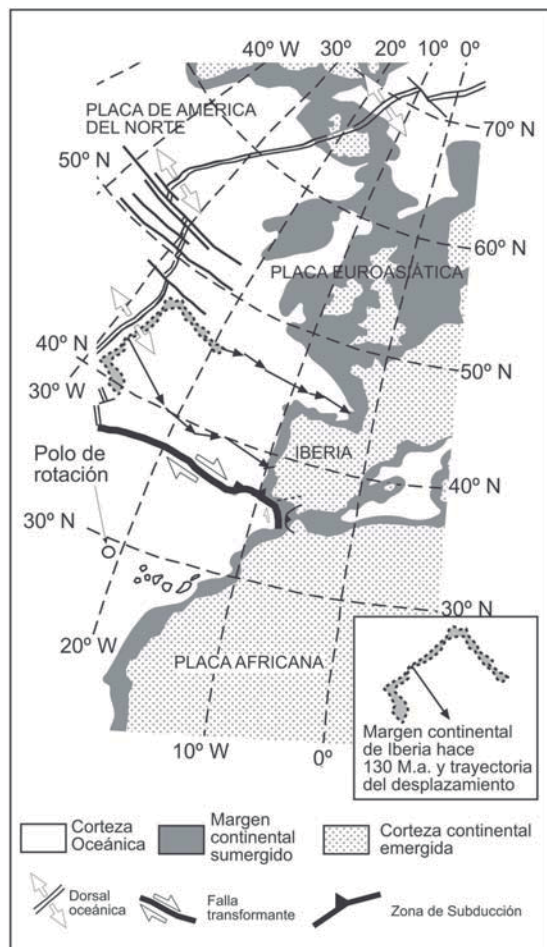


Fig. 4.- Reconstrucción del movimiento de la Península Ibérica desde el inicio del Cretácico a la Actualidad y geometría de la Zona de Fractura Azores – Gibraltar.

Fig. 4.- Reconstruction of the Iberian Peninsula relative displacement since Early Cretaceous to present day and geometry of the Azores – Gibraltar Fracture Zone.

co de Gorringer, que pueden estar evidenciando el inicio de una subducción dirigida hacia el Norte de la Placa Africana bajo Iberia, junto con el desarrollo de estructuras transpresivas en la Cuenca de Horseshoe, en el margen externo de la posible fosa (Fig.1 y 4). En este mismo margen de la Cuenca de Horseshoe, los perfiles sísmicos de reflexión obtenidos por Hayward *et al.* (1999) muestran estructuras interpretables como fallas geotectónicas con una componente normal de desplazamiento. La actividad simultánea de fallas con componentes normales e inversas de movimiento en buzamiento, y con importantes componentes de movimiento en dirección, sugiere que en el margen oriental de la Cuenca de Horseshoe estaría funcionando un complejo sistema de zonas de transpresión y transtensión, que podría estar testimoniando el inicio de la subducción de un segmento de la litosfera oceánica bajo Iberia.

Conclusiones

Las zonas sismogénicas a lo largo de la Fractura Azores-Gibraltar están relacionadas con la geometría curvada del límite

de las placas litosféricas en el Atlántico Norte. La cinemática dextral de dicho límite y las variaciones en la curvatura del mismo en relación con la evolución geodinámica entre África e Iberia condiciona la aparición de zonas de compresión (Banco de Gorringer) y otras de transpresión y transtensión (en la llanura abisal de la Cuenca de Horseshoe). El terremoto del 12 de febrero de 2007, con M_w 6.0, se produjo en la Cuenca Horseshoe, y el epicentro estuvo cerca del sismo registrado el 28 de Febrero de 1969, que tuvo una magnitud de 7.3. El plano de falla activo en el terremoto del 12 de Febrero de 2007 tuvo una dirección NNE-SSO, con buzamiento hacia el O. Se trató de una falla de tipo oblicua (sinistral-inversa), que tiene su expresión morfoestructural en el borde de la Cuenca de Horseshoe. El mapa de isosistas para la Península Ibérica refleja las zonas donde tuvo mayor intensidad (V), situadas en el litoral entre Lisboa y Huelva. También muestra la influencia de los materiales del subsuelo, incluso en áreas muy alejadas del epicentro. Para terremotos con epicentros en la Cuenca de Horseshoe es posible que el tiempo de llegada de una ola a las costas de Huelva sea de 30 a 35

minutos, deduciéndose una velocidad media de propagación de la ola de 600 km/h.

Agradecimientos

Los autores agradecen la información facilitada por los siguientes organismos: Instituto Geográfico Nacional de España (IGN), European-Mediterranean Seismological Centre (EMSC) y United States Geological Survey (USGS). Igualmente, agradecemos la financiación de la Junta de Andalucía al grupo de investigación RNM-316, y las ayudas del plan propio de investigación de la Universidad de Huelva. Los autores agradecen las sugerencias hechas por dos revisores anónimos.

Referencias

- Ben Sari, D. (1978). *Connaissance Géophysique du Maroc*. Tesis Doctoral, Univ. de Grenoble, 262 p.
- Borges, J.F., Fitas, A.J.S., Bezzghoud, M. y Teves-Costa P. (2001). *Tectonophysics*, 337, 373-387
- Bufo, E., Udías, A y Colombas, M.A. (1988). *Tectonophysics*, 152, 89-118.
- Camacho, M. A. y Alonso-Chaves, F.M. (1997). *Geogaceta*, 21, 51-54
- García-Navarro, E., Fernández, C. y Camacho, M.A. (2005). *Geodinamica Acta*, 18, 131-144.
- Hayward, N., Watts, A.B., Westbrook, G.K. y Collier, J.S. (1999). *Geophysical Journal International*, 138, 831-850
- Martínez Solares, J.M., López Arroyo, A. y Mézcua, J. (1979). *Tectonophysics*, 53, 301-313.
- Mezcua, J. (1982). *Catálogo general de isosistas de la Península Ibérica*. 202. Instituto Geográfico Nacional, 62 p.
- Mezcua, J. y Udías A. (1991). *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region*. 8. Instituto Geográfico Nacional, 390 p.
- Moreira, V. S. (1985). *Tectonophysics*, 117, 85-96.
- Sousa Moreira V. (1984). *Sismicidade histórica de Portugal continental*. I.N.M.G. 79 p.
- Stich, D., Mancilla F., Pondrelli, S. and Morales, J. (2007). *Geophysical Research Letters*, 34, doi:10.1029/2007GL030012.
- Udías, A., Muñoz, D y Bufo, E. (1985). *Mecanismo de los terremotos y tectónica*. UCM, 232 p.
- Udías, A., López Arroyo, A. y Mézcua, J. (1976). *Tectonophysics*, 31, 259-289
- Vegas, R. (1975). *Geologische Rundschau*, 64, 266-278.