



Revista Geográfica de América Central
ISSN: 1011-484X
ISSN: 2215-2563
revgeo@una.cr
Universidad Nacional
Costa Rica

Interpretación de la Actividad Sísmica Reciente de la Zona de Interior de Placas en la Península Ibérica, Guadalajara

Cotilla-Rodríguez¹, Mario Octavio; Córdoba-Barba², Diego

Interpretación de la Actividad Sísmica Reciente de la Zona de Interior de Placas en la Península Ibérica, Guadalajara

Revista Geográfica de América Central, vol. 2, núm. 61, 2018

Universidad Nacional, Costa Rica

Disponible en: <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=451755941009>

DOI: <https://doi.org/10.15359/rgac.61-2.9>

Artículo de la Revista Geográfica de América Central de la Universidad Nacional, Costa Rica y está bajo una Licencia Creative Commons Atribución-NoComercial 4.0 Internacional.



Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons Atribución-NoComercial 4.0 Internacional.

Interpretación de la Actividad Sísmica Reciente de la Zona de Interior de Placas en la Península Ibérica, Guadalajara

Interpretation of the Recent Seismic Activity of the Intraplate Zone in the Iberian Peninsula, Guadalajara, Spain

Mario Octavio Cotilla-Rodríguez¹
Universidad Complutense de Madrid, España
macot@ucm.es

DOI: <https://doi.org/10.15359/rgac.61-2.9>
Redalyc: <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=451755941009>

Diego Córdoba-Barba²
Universidad Complutense de Madrid, España
dcordoba@ucm.es

Recepción: 11 Enero 2018
Aprobación: 05 Marzo 2018

RESUMEN:

La ocurrencia de 130 terremotos (2007-2017) en la zona de interior de placas, de la Península Ibérica, valida la regionalización morfotectónica entorno a la provincia de Guadalajara del año 2004. Estos terremotos están localizados en tres bloques (BG6, BG7, y BG8) del mesobloque más oriental (6.3) dentro del macrobloque Intermedio.

PALABRAS CLAVE: Guadalajara, morfotectónica, Península Ibérica, sismicidad, terremoto.

ABSTRACT:

The occurrence of 130 earthquakes (2007-2017) in the intraplate zone of the Iberian Peninsula validates the morphotectonic regionalization of the province of Guadalajara in 2004. These earthquakes were located in three blocks (BG6, BG7, and BG8) of the eastern-most mesoblock (6.3) included in the intermediate macroblock.

KEYWORDS: Guadalajara, morphotectonics, Iberian Peninsula, seismicity, earthquake.

INTRODUCCIÓN

La zona de interior de placas de la Península Ibérica [PI] es un amplio territorio continental (Figura 1). En una parte de él, el Instituto Geográfico Nacional [IGN] registró, en un intervalo temporal de 10 años, 130 terremotos de magnitudes bajas (Ejemplos: Escopete: M= 4,2 / 07.06.2007 y Yebra: M= 3,7 / 20.12.2017; distantes entre sí 7 km). Estos pueblos españoles pertenecen a la provincia de Guadalajara (~83.700 habitantes / 235,51 km²) en la Comunidad de Castilla La Mancha (~2,041 millones de habitantes / 79.463 km²), que se caracteriza por el despoblamiento rural. Ellos están asociados con los 2 terremotos mencionados (los de mayores magnitudes) y tienen los siguientes datos poblacionales: Escopete = 84 habitantes y Yebra = 571 habitantes.

En Guadalajara (Figura 1), desde su fundación en los siglos VIII-IX, se han producido eventos de baja magnitud, muy pocos perceptibles por la población. Así, se ha asegurado que es un territorio sísmicamente estable.

La aplicación del método morfotectónico de Rantsman (1979), a diferente escala, en la PI ha permitido, a los autores, delimitar elementos lineales y superficiales activos, con sus principales zonas de articulación. Esos resultados resultan significativos porque han mostrado, posteriormente, con la ocurrencia de terremotos en áreas de interior de placas, la validez de su apuesta.

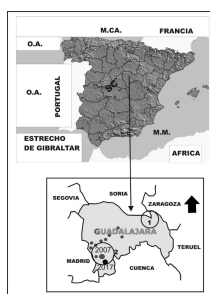


FIGURA 1.

Esquema de la localización de la Provincia Guadalajara en España.

Aparecen: 1) siglas (O.A. = Océano Atlántico, M.C.A. = Mar Cantábrico, M.M.= Mar Mediterráneo, SC= Montañas del Sistema Central); 2) epicentros (A) círculos mayores: gris= 07.06.2007 y negro= 20.12.2017; B) círculos grises pequeños); 3) círculos grandes con número (áreas epicentrales significativas indicadas por Cotilla y Córdoba, 2004).

Características de la zona de interior de placas

La PI (España y Portugal) es un megabloque emergido que interacciona, directamente, como parte de la placa Euroasiática con la vecina placa de África (Figura 2B). En ese proceso se generan importantes esfuerzos tectónicos (DeMets et al., 1990; Savostin et al., 1986) que se transmiten, desde el límite de contacto de las placas (Mar Mediterráneo), hacia el interior (Herraiz et al., 2000). Es en el interior de la PI donde se localiza la sismicidad de interior de placa. Para el caso de Guadalajara hay una distancia de ~500 km desde la zona de contacto.

Como resultado de la convergencia de placas se aprecian la distribución y la configuración orográfica, así como también la geometría, las disposiciones de las cuencas hidrográficas superficiales de primer orden (Figura 2A), y los cambios estructurales locales (incluidos en un círculo de líneas discontinuas). Estos elementos se relacionan muy bien con la localización de los epicentros de terremotos.

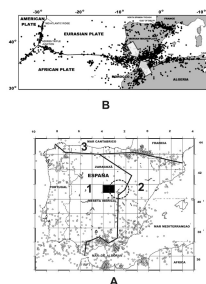


FIGURA 2.

Marco tectónico regional.

Figura 2A. Selección de la sismicidad en la Península Ibérica. Aparecen: 1) epicentros de terremotos (círculos en blanco); 2) zonas de escurrimiento superficial (1, 2, 3); 3) divisorias principales de primer orden (líneas gruesas negras); 4) área de estudio (rectángulo negro); 5) zona de deformación superficial (círculo con líneas discontinuas).

Figura 2B. Esquema de la tectónica y sismicidad del límite Europa-África. Aparecen:

1) Vectores de convergencia (flechas blancas); 2) epicentros (círculos negros).

Los 130 terremotos de la provincia de Guadalajara (IGN, 2017) tienen los rangos de: 1) magnitud (mbLg) (Tabla 1); y 2) profundidad (Tabla 2); mientras que las localidades donde han sido detectados aparecen en la tabla 3. En este intervalo temporal sólo ha habido una serie sísmica (19.10.2017-06.12.2017) con 23 terremotos, en la localidad de Brihuega. La serie cubre un rango de: 1) magnitud / eventos ($<1=8$, $1-2=13$, y $2-3=2$); y 2) profundidad (km) / eventos ($0-10=21$, y $>10=2$). Evidentemente, tales datos son típicos de una región de baja energía. Este pueblo de 296 km² tiene 2.376 habitantes.

TABLA 1.
Rangos de magnitud y cantidad de terremotos

Magnitud	Cantidad	Magnitud	Cantidad
4-4,2	1	1,6-1,9	43
3-3,9	1	1,0-1,5	37
2-2,9	27	<1,0	21

Fuente: Instituto Geográfico Nacional (IGN), España, 2017.

TABLA 2.
Rangos de profundidad y cantidad de terremotos

Profundidad (km)	Cantidad
0-10	84
>10-20	45
>20	1

Fuente: Instituto Geográfico Nacional (IGN), España, 2017.

TABLA 3.
Localidades donde se han producido más de dos terremotos

Localidad	Cantidad	Localidad	Cantidad
Brihuega	25	Albate de Zorita	2
Barriopedro	7	Argencilla	2
Escopete	6	Angueles del Pedregal	2
Ablanque	4	Campiño de Dueñas	2
Castilnuevo	4	Castejón de Henares	2
Cobeta	3	Cifuentes	2
Escariche	3	Cendejas de la Torre	2
Henche	3	Cifuentes	2
		Horche	2
		Utande	2
		Yebra	2

Fuente: Instituto Geográfico Nacional (IGN), España, 2017.

De todos los datos sísmicos de Guadalajara destaca que: 1) el 98 % tiene magnitud inferior a 3,0; 2) el 99 % está en profundidades menores de 20 km; 3) en ningún caso hay soluciones de mecanismos focales, ni rupturas del terreno; 4) los daños en viviendas y objetos constructivos son insignificantes; 5) las distancias (en km) entre las localidades con actividad sísmica es de 5-20; y 6) la agrupación de terremotos en espacio y tiempo es muy significativa en los casos de: A) Yebra con 2 eventos (13.02.2017 y 20.12.2017); B) Escopete con 6 eventos (07.06.2007-09.06.2007, 09.06.2007, y 01.02.2008). Así, es posible sostener que existe en la región un bulbo de deformación tectónico activo de ~20 km de diámetro y profundidad. Esto se corresponde, muy bien, con las características de una zona de interior de placas de baja energía (Cotilla Rodríguez, 2014).

Campbell (1978), Johnston y Kanter (1990) y Hough et al. (2003), entre otros, estudiaron la ocurrencia de terremotos en zonas continentales estables, denominadas como de interior de placas. En ese tipo de marco tectónico pueden ocurrir terremotos fuertes (con largos periodos de recurrencia) y también eventos débiles. En el primer grupo están los terremotos: 1) de Charleston (31.08.1886, Estados Unidos de Norteamérica)

(Bollinger, 1972; Cotilla, 1995). Ese terremoto tuvo una intensidad sísmica máxima de 10 grados (escala de Mercalli) y produjo 60 muertos; 2) del centro de Italia (24.08.2016 con $M=6,2$ y 250 muertos) (IRIS). Pero estos ejemplos no se corresponden con el caso de Guadalajara en España, que si se aviene a los eventos débiles.

La figura 3 muestra una regionalización sismotectónica de la PI. En ella aparece la zona C ($227 \times 103 \text{ km}^2$), la de menores rangos de profundidad (10-40 km) y de magnitud ($< 5,0$) de los terremotos, y que es parte de la mencionada zona de interior de placa (Cotilla y Córdoba, 2004). Esa zona C incluye, entre otras, a las localidades de Guadalajara (la de nuestro interés), Madrid, Segovia, y Soria.

Los epicentros de Guadalajara de los años 2007 (Escopete) y 2017 (Yebra) aparecen en la figura 3 y colindan al este con la zona B. Esa zona límite es también la posición aproximada de la localidad de Brihuega, donde se produjo la serie sísmica.

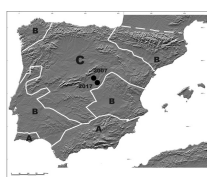


FIGURA 3.

Zonas sismotectónicas de la Península Ibérica.

Aparecen: 1) las zonas (A, B, y C); 2) límite de las zonas (líneas blancas); 3) círculos negros (epicentros de 2007 y 2017).

Morfotectónica

Investigaciones sobre morfotectónica, con fines sismotectónicos, se pueden localizar en los siguientes trabajos: Alekseevskaya et al. (1977); Arsovsky y Hadzievsky (1970); Assinovskaya y Solovyev (1994); Chigariov (1977); Dumistrashko y Lilienberg (1954); Gorshkov et al. (2000); Imaeva et al. (2011); Nishenko y Singh (1987); Rantsman (1979); y Schenckova et al. (1995). Cotilla (1993), Cotilla et al. (1991A, B) y González et al. (2003) han aplicado, con buenos resultados, esa metodología en Cuba e incluso la adaptaron a las condiciones locales e implementaron un SIG.

En forma resumida se puede asegurar que es factible delimitar alineamientos, unidades superficiales e intersecciones de alineamientos (o nudos) de distintos órdenes y categorías. Para ello, se valoran entre otros: el relieve, la geología y la tectónica, así como la estructura de la corteza. Se considera que las intersecciones de alineamientos son las zonas donde se concentran las principales interacciones.

La metodología de Rantsman (1979) se aplicó en la PI, por primera vez, por Cotilla y Córdoba (2004) (Figura 4). También se empleó para otras zonas y regiones de la Península y se encuentran en: 1) [Galicia] Cotilla y Córdoba (2003); 2) [Asturias] Cotilla et al. (2004); 3) [Sistema Central] Cotilla et al. (2007B); 4) [Murcia] Cotilla y Córdoba (2009B); 5) [Córdoba y Granada] Cotilla et al. (2012); 6) [Cádiz-Málaga] Cotilla y Córdoba (2015A); y 7) [Almería-Jaén] Cotilla y Córdoba (2015B). Para otros lugares, fuera de la PI, se han logrado los siguientes resultados: 1) [La Española] Cotilla et al. (2007A); 2) [Jamaica] Cotilla y Córdoba (2009); 3) [Puerto Rico] Cotilla y Córdoba (2010); 4) [Antillas Mayores] Cotilla et al. (2017A); y 5) [Puerto Vallarta-Oaxaca, México] Cotilla et al. (2017B).

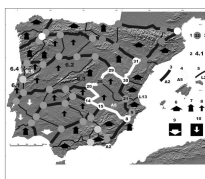


FIGURE 4.

Mapa morfoestructural simplificado de la Península Ibérica.

Aparecen indicados en la leyenda de la figura: 1= nudos principales (círculos con números); 2= mesobloques (4.1); 3, 4, 5= alineamientos principales (líneas irregulares de color (negro y blanco)); 6, 7, 8= zonas de levantamientos (muy activos, activos y débiles); 9, 10= zonas de descensos (muy activos y débiles).

Los autores han comprobado, a partir de la posterior ocurrencia de terremotos, que la metodología es eficiente, como demuestran las siguientes publicaciones: Cotilla Rodríguez (2016, 2017); y Cotilla y Córdoba (2011, 2013, 2016).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En la figura 6B de Cotilla et al. (2007B) se distingue el mesobloque 6.3 que pertenece al macrobloque 6 (Intermedio / ~97x103 km²). El mesobloque (Figura 4) tiene un sistema de 15 bloques, 58 microbloques, y 137 nanobloques. Es decir, las estructuras están muy segmentadas, por lo que la magnitud de sus terremotos es baja. Cotilla y Córdoba (2004) asociaron 20 terremotos a 3 bloques (BG6= 9, BG7= 4, y BG8= 7), adyacentes entre sí (Figura 5). Ellos son los más occidentales del mesobloque, y están localizados en Guadalajara. Además, tienen una marcada cercanía al morfoalineamiento de primer orden A5 (en color blanco, Figura 4) el más activo.

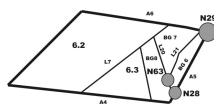


FIGURE 5.

Esquema de los bloques morfoestructurales en Guadalajara.

Aparecen: 1) los mesobloques (6.2 y 6.3); 2) los bloques (BG6, BG7, y BG8); 3) los alineamientos (A4, A5, A6, L7, L20, y L21); 3) los nudos de alineamientos (N28, N29, y N63).

Los 130 terremotos de Guadalajara están todos en los 3 bloques antes mencionados. La región está en el área de: 1) significativas inflexiones del relieve superficial como muestran los dibujos de los alineamientos (A4, A5, y A6); 2) importantes contrastes de movimientos neotectónicos verticales; y 3) una importante densidad de fracturas. Esta zona, los autores, la habían identificado como la de mayor deformación intraplaca de la PI. Entonces, se utilizó una selección de terremotos del IGN y de Herraiz et al. (2000) con la que se delimitaron 2 zonas activas (Figura 1), entorno a las localidades de: Yebra-Escopete (en el sur) y Tumel (en el noreste). Esta última zona, (indicada con el círculo y el número 1 en la Figura 1) se corresponde con el nudo morfoestructural N29 (de primer orden) sobre los alineamientos A5 y A6, y que también involucra a localidades de Soria y Zaragoza. La primera zona, Yebra-Escopete (indicadas con otro círculo y el número 2 en la Figura 1), está, indiscutiblemente, justificada con la reciente actividad sísmica, y con el nudo N28 (intersección de los alineamientos A5 y L20) de tercer orden. Además, Brihuega aparece incluida en un nudo de 5º orden (N63), conformado por los alineamientos L20 y L21. Todos ellos están incluidos en la zona de deformación superficial, indicada con un círculo (Figura 2A).

Con anterioridad los especialistas Sbar y Sykes (1973), Liu y Zoback (1977), McKenzie y Jackson (1983), Leonov (1995), y LeRoy y Mauffret (1996), entre otros, propusieron la existencia de zonas de deformación intracontinental por la influencia de la convergencia de placas, como es el caso de Guadalajara. La influencia

de la colisión de placas y la consecuente transmisión de esfuerzos tectónicos en la corteza, con la asociación de terremotos en el interior continental, se demostró, muy bien, a partir de mediciones estructurales, principalmente, en el ejemplo de Bohemia en la República Checa (Bankwitz et al., 2003). En ese trabajo se apreció que una zona de intersección de fallas se corresponde con una anomalía de la corteza, donde se localizan terremotos. También Zhidkov et al. (1975), Backmanov y Rasskazov (2000), y Cotilla Rodríguez (2016, 2017) consideran a las zonas de intersección como las de mayor importancia y donde asumen la concentración de los esfuerzos. En nuestra investigación, la deformación se concreta en un bulbo tectónico activo, como ya se expuso.

Otro bulbo de deformación tectónico activo se definió al NO de España (Comunidad de Galicia), en las vecinas localidades de Sarria - Samos - Becerreá - Triacastela (Cotilla y Córdoba, 2003). En esa zona de interior de placas hay un cruce de fallas con una significativa concentración de epicentros, en un área de 7-20 km. Para su delimitación se aplicó la metodología de Rantsman y emplearon datos similares a los aquí utilizados (como: epicentros de terremotos, series de terremotos, eventos sin solución de mecanismos focales, no rupturas en superficie, etc.).

De acuerdo con Reisner (1980) y Krestnikov (1986) es factible definir el espesor de la capa sismoactiva, estimar las magnitudes máximas posible de los terremotos, y con ello proponer la categoría sismogeneradora (de I a IV niveles) de una estructura. Así, con los datos que disponemos para Guadalajara, se considera que la zona de Yebra-Escopete tiene categoría IV, la menor.

Se concluye entonces, que la actividad sísmica reciente en Guadalajara es de tipo interior de placas y está bien acotada por la regionalización morfotectónica.

AGRADECIMIENTOS

Los fondos provinieron principalmente de los proyectos: SB97 00134623, HP98-74, TOPOIBERIA (CSD2006/0041), y GR35/10-A/910549. El Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica facilitó las instalaciones. Al Árbitro anónimo por sus opiniones.

REFERENCIAS

- Alekseevskaya, M., Gabrielov, A., Gelfand, I., Gvishiani, A. y Rantsman, E. (1977). Formal morphostructural zoning in mountain territories. *J. Geophys.*, 43, 227-233.
- Arsovsky, M. y Hadzievsky, D. (1970). Correlation between neotectonics and the seismicity of Macedonia. *Tectonophysics*, 9, 129-142.
- Assinovskaya, B.A. y Solovyev, S. L. (1994). Definition and description of the sources zone of potencial earthquakes in the Barents Sea. *Physics of the Solid Earth*, 29(8), 664-675.
- Backmanov, D. M. y Rasskazov, A. A. (2000). Recent faults in the junction area between the southern and central Urals. *Geotectonics*, 4, 25-31.
- Bankwitz, P., Schneider, G., Kämpf, H. y Bankwitz, E. (2003). Structural characteristics of epicentral areas in Central Europe: study case Cheb Basin (Czech Republic). *Jour. of Geodynamics*, 35, 5-32.
- Bollinger, G. A. (1972). Historical and recent seismic activity in South Carolina. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 62(3), 851-864.
- Campbell, D. L. (1978). Investigation of the stress concentration mechanism for intraplate earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, 5, 477-479.
- Chigariov, V. P. (1977). Aspectos teóricos y regionales del análisis morfoestructural. En: *Compendio de la Sociedad Moscovita de Experimentadores de la Naturaleza*. Editorial de la Universidad de Moscú, 12, 85-95.
- Cotilla-Rodríguez, M. O. (2017). Evaluation of recent intraplate seismic activity on Cochin Bay, Cuba. *Revista Geográfica de América Central*, 58, 195-222.

- Cotilla-Rodríguez, M.O. (2016). The Guane active fault. *Revista Geográfica de América Central*, 57, 159-198.
- Cotilla-Rodríguez, M.O. (2014). Sismicidad de interior de placas. *Revista Geofísica*, 64, 93-125.
- Cotilla, M. (1995). José Martí, la Sismología y los terremotos en zonas estables. *Revista de Historia de América*, 119, 35-47.
- Cotilla, M.O. (1993). Una caracterización sismotectónica de Cuba. (PhD Tesis, Instituto de Geofísica y Astronomía), Academia de Ciencias de Cuba, 200 p.
- Cotilla, M. y Córdoba, D. (2016). Morphotectonic interpretation of the 23.02.2015 Albacete earthquake, Spain. *Revista Geográfica de América Central*, 57, 223-233.
- Cotilla, M. y Córdoba, D. (2015A). Morfotectónica del segmento Cádiz-Málaga, sur de España. *Revista Geográfica de América Central*, 55, 169-198.
- Cotilla, M.O. y Córdoba, D. (2015B). Delimitación de las unidades morfoestructónicas en el sector Almería-Jaén, España. *Geología Colombiana*, 38, 99-135.
- Cotilla, M. y Córdoba, D. (2013). El terremoto de Lorca-Murcia, España (2011): Interpretación morfoestructónica. *Revista Geográfica*, 154, 115-131.
- Cotilla, M.O. y Córdoba, D. (2011). Study of the earthquake of the January 23, 1880, in San Cristóbal, Cuba and the Guane fault. *Izvestiya Physics of the Solid Earth*, 47(6), 496-518.
- Cotilla, M.O. y Córdoba, D. (2010). Análisis morfoestructónico de la isla de Puerto Rico, Caribe. *Revista Geofísica*, 62, 79-126.
- Cotilla, M.O. y Córdoba, D. (2009A). Morphostructural analysis of Jamaica. *Geotectonics*, 43(5), 420-431.
- Cotilla, M.O. y Córdoba, D. (2009B). Morfoestructónica de Murcia, España. *Revista Geográfica*, 146, 77-110.
- Cotilla, M.O. y Córdoba, D. (2004). Morphotectonics of the Iberian Peninsula. *Pure appl.geophys.*, 42(4), 589-602.
- Cotilla, M.O. y Córdoba, D. (2003). Caracterización morfoestructónica de Galicia, España. *Revista Geofísica*, 58, 5-56.
- Cotilla, M.O., Córdoba, D. y Dulcet, F. (2012). Morphotectonic study of two regions in the Centre-South segment of Spain: Córdoba and Granada. *Geotectonics*, 47(3), 215-240.
- Cotilla, M.O., Córdoba, D. y Calzadilla, M. (2007A). Morphotectonic study of Hispaniola. *Geotectonics*, 41(5), 368-391.
- Cotilla M.O., Córdoba D. y Herraiz M. (2007B). A morphotectonic study of the Central System, Iberian Peninsula. *Russian Geology and Geophysics*, 48(4), 378-387.
- Cotilla, M. O., Córdoba, D. y Herraiz, M. (2004). Main morphotectonic characteristics of Asturias, Spain. *Geofísica Internacional*, 44(1), 65-101.
- Cotilla, M. O., Córdoba, D., y Núñez, D. (2017A). Morphotectonic study of the Greater Antilles. *Geotectonics*, 51(1), 89-104.
- Cotilla, M., Córdoba, D., Núñez, F., Gómez, A., Pinzón, J. I., y Rivera, L. (2017B). Morfoestructónica de Jalisco y Oaxaca (1), México. *Revista Geográfica de América Central*, 59, 197-248.
- Cotilla, M., Bankwitz, P., Franzke H. J., Álvarez, L., González, E., Díaz, J.L., Grünthal, G., Pilarski, J. y Arteaga, F. (1991A). Mapa sismotectónico de Cuba, escala 1:1.000.000. *Comunicaciones Científicas sobre Geofísica y Astronomía*, 23, 35 p.
- Cotilla, M. O., González, E. C., Franzke, H.J., Díaz J.L., Arteaga, F., y Álvarez, L. (1991B). Mapa neotectónico de Cuba, escala 1:1.000.000 *Comunicaciones Científicas sobre Geofísica y Astronomía*, 22. 37 p. Instituto de Geofísica y Astronomía, Academia de Ciencias de Cuba.
- DeMets, C., Garden, R.G., Argus, D.F. y Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101, 425-478.
- Dumistrashko, N.V. y Lilienberg, D. A. (1954). Utilización de los métodos geomorfológicos en las investigaciones sismotectónicas. En: *Trudy Geofizika*, 25, 152 p. Academia de Ciencias de la U.R.S.S., Moscú,
- González, E. C., Cotilla, M.O., Cañete, C.C., Díaz, J. L., Carral, R., y Arteaga, F. (2003). Estudio morfoestructural de Cuba. *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria*, 26 (1), 49-70.

- Gorshkov, A. I., Kuznetsov, I. V., Panza, G. F. y Soloviev, A. A. (2000). Identification of future earthquake sources in the Carpatho-Balkan orogenic belt using morphostructural criteria. *Pure and Applied Geophysics*, 157, 79-95.
- Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo, R., Giner, J., Simón, J. L., Gómez-Casado, J. M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascuas, M., Cicuendez, J. I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, M., Ramírez, M. y Lucini, M. (2000). The recent (Upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distribution in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, 19(4), 762-786.
- Hough, S. E., Seeber, L. y Armbruster, J. G. (2003). Intraplate triggered earthquakes: Observations and interpretation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(3), 2.212-2.221.
- Imaeva, L. P., Imaev, V. S. y Koz'min, B. M. (2011). Seismotectonic analysis of the Yana-Indigirka segment of the Chersky Zone. *Izvestiya Physics of the Solid Earth*, 47(12), 23-36.
- Instituto Geográfico Nacional (IGN), España. (2017). <http://www.ign.es/web/ign/portal/sis-area-sismicidad>.
- Incorporated Research Institutions for Seismology, (IRIS). University of Portland. <http://www.iris.edu/earthquake>.
- Johnston, A. C. y Kanter, L.R. (1990). Earthquakes in stable continental crust. *Scientific American*, 262(3), 42-49.
- Krestnikov, V. N. (1986). Geological aspects of earthquakes hazard. *Proceedings of the UNDRO/URSS/UNESCO/UNDR*, Moscú.
- Leonov, Yu, G. (1995). Esfuerzos en la litosfera y geodinámica de interior de placa. *Geotectonika*, 6, 3-22.
- LeRoy, S. D. y Mauffret, A. (1996). Intraplate deformation in the Caribbean region. *J. Geology*, 21(1), 113-122.
- Liu, L. y Zoback, M. D. (1977). Lithospheric strengths and intraplate seismicity in the New Madrid seismic zone. *Tectonics*, 16, 585-595.
- McKenzie, D. P. y Jackson, J. (1983). The relationship between strain rates, crustal thickening, paleomagnetism, finite strain and faults movements within a deforming zone. *Earth Planetary Sc. Lett.*, 65, 182-202.
- Nishenko, S. P. y Singh, S. K. (1987). Conditional probabilities for the recurrence of large and great interplate earthquake along the Mexican subduction zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(6), 2.095-2.114.
- Rantsman, E.Ya. (1979). Earthquake locations and morphostructure of mountain countries. Moscú: Editorial Nauka, 172 p.
- Reisner, G. I. (1980). Métodos geológicos de la peligrosidad sísmica. Editorial Nauka, Moscú, 99 p.
- Savostin, L. A., Sibuet, J. C., Zomenshain, L. P., Le Pichon, X. y Roulet, M. J. (1986). Kinematic evolution of the Tethys Belt from the Atlantic Ocean to the Pamir since the Triassic. *Tectonophysics*, 123, 1-35.
- Sbar, L. y Sykes, L. R. (1973). Contemporary compressive stress and seismicity in Eastern North America: An example of intraplate tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 1.861-1.882.
- Schenckova, Z., Schenck, V., Pospissil, C. y Kottbauer, P. (1995). Seismogeological pattern of transition area between the eastern Alps and the western Carpathians. *Tectonophysics*, 248, 235-245.
- Zhidkov, M. P., Rotvain, I. M. y Sadowskii, A. M. (1975). Forecast of more probable sites for earthquake occurrences. Multiple interceptions of lineaments in the Armenian area. *Vichislitielnaya Seismologiya*, 8, 53-70.

NOTAS

- 1 Doctor en Ciencias Físicas y Profesor del Departamento de Geofísica y Meteorología, Facultad de Ciencias Físicas. Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid. Correo electrónico: macot@ucm.es
- 2 Doctor en Ciencias Físicas y Profesor del Departamento de Geofísica y Meteorología, Facultad de Ciencias Físicas. Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid. Correo electrónico: dcordoba@ucm.es