

DEFORMACIÓN SÍSMICA Y ASÍSMICA EN LA ZONA BÉTICAS-RIF-ALBORÁN

D. Stich, J.B. Martín y J. Morales

*Instituto Andaluz de Geofísica, Universidad de Granada, Campus Universitario de Cartuja s/n, 18071 Granada, España
daniel@iag.ugr.es; benito@iag.ugr.es; morales@iag.ugr.es*

Resumen: Analizamos el reparto actual de la deformación sísmica y asísmica en la zona de las Cordilleras Béticas, el Rif y el Mar de Alborán, basándonos en la comparación entre las medidas GPS de tasas de deformación geodésica y las tasas de liberación de momento sísmico. Las características del tensor de deformación sísmica, que se ha obtenido de la suma de los tensores momento del catálogo del Instituto Andaluz de Geofísica (IAG), indican un régimen de deformación con eje principal compresivo N149°E y un eje principal tensional N59°E. La tasa de deformación sísmica promedio para los últimos 21 años es aproximadamente de $4,4 \cdot 10^{-17} \text{ s}^{-1}$, incluyendo el tensor momento suma, más la contribución estimada de los demás terremotos con $M_w \geq 0$, cuya contribución se extrapola usando regresiones entre magnitudes, el parámetro de la consistencia sísmica y la pendiente «b» de la relación de Gutenberg-Richter. La comparación con las tasas de deformación geodésica, de $1,7 \cdot 10^{-16} \text{ s}^{-1}$ según la dirección ~N150°E y de $1,9 \cdot 10^{-16} \text{ s}^{-1}$ en la dirección ~N60°E, implica un acoplamiento sísmico del 24%, mientras el 76% restante podría estar acumulándose como deformación elástica o generándose en procesos asísmicos. El parámetro b de la relación Gutenberg-Richter obtenido para la zona es 1,25, lo que sugiere que la microsismicidad contribuye de forma significativa a la deformación sísmica. Esta característica mitiga la dependencia del cálculo de los eventos más grandes, los cuales se distribuyen irregularmente en el tiempo y probablemente no están representados adecuadamente en los catálogos sísmicos disponibles.

Palabras clave: Deformación sísmica, tensor momento sísmico, parámetro b, observaciones GPS.

Abstract: We analyze the repartition between seismic and aseismic deformation in the Betic and Rif cordilleras and the Alboran Sea from a comparison between GPS measurements of geodetic deformation and seismic moment release. The seismic deformation tensor, obtained from summing solutions of the Instituto Andaluz de Geofísica (IAG) moment tensor catalogue, indicates a deformation regime with principal compressive axis at N149°E and principal tensional axis at N59°E. Average deformation rates over the last 21 years are about $4,4 \cdot 10^{-17} \text{ s}^{-1}$, including the sum moment tensor and the estimated contribution of other earthquakes with $M_w \geq 0$, inferred from magnitude regressions, the estimate of seismic consistency and the b value from the Gutenberg-Richter relation. The comparison with geodetic deformation rates of $1,7 \cdot 10^{-16} \text{ s}^{-1}$ in ~N150°E direction and $1,9 \cdot 10^{-16} \text{ s}^{-1}$ in direction ~N60°E, indicates a seismic coupling of ~24%, while the 76% remainder might be generated in aseismic processes or be accumulating as elastic deformation. The b-value of the Gutenberg Richter relationship is 1.25 in the study area, which suggests that the microseismicity contributes significantly to seismic moment release. This observation limits the dependency of the results on the largest regional earthquakes, which are distributed irregularly in time, and are probably not represented adequately in available seismic catalogues.

Key words: Seismic deformation, seismic moment tensor, b-value, GPS observations.

Stich, D., Martín, J.B. y Morales, J. (2007): Deformación sísmica y asísmica en la zona Béticas-Rif-Alborán. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20 (3-4): 311-319.

La región Ibero-Magrebí está situada en el borde de las grandes placas tectónicas Africana y Euroasiática (Fig. 1). Actualmente, la región está sometida a una convergencia oblicua con velocidades de ~4-6 mm/año y orientación SE-NO a ESE-ONO (e.g., Sella *et al.*, 2002; McClusky *et al.*, 2003; Serpelloni *et al.*, 2007). Esta deformación viene acompañada de terremotos cuyos mecanismos focales son predominantemente de tipo inverso a lo largo de la costa norte de Argelia, y de terremotos con

mecanismos inversos o de desgarre en el Atlántico oriental (e.g., Buforn *et al.*, 1995; Stich *et al.*, 2006). En la región Béticas-Rif-Alborán, en medio de las dos franjas sísmicas del Atlántico y de Argelia, la sismicidad presenta una distribución geográfica difusa y está dominada por terremotos de magnitud pequeña a moderada ($M_w \leq 5$), con mecanismos focales fundamentalmente de desgarre (Fig. 1), aunque exista una relevante heterogeneidad del régimen sismotectónico a escala local (e.g., Stich *et al.*, 2003;

Bufo *et al.*, 2004; Fernández-Ibáñez *et al.*, 2007).

Llama la atención el contraste entre la relativa frecuencia de terremotos con magnitud ≥ 6 en el norte de Argelia (*e.g.*, El Asnam 1980, M_w 7.0, y Bourmedes-Zemmouri 2003, M_w 6.9) y en el Atlántico (Golfo de Cádiz 1964, M_w 6.6, Cabo San Vicente 1969, M_w 7.8, y 2007, M_w 6.0) con la relativa escasez de terremotos de magnitud comparable en el sector del Mar de Alborán. El número relativamente bajo de terremotos grandes en la zona Béticas-Rif-Alborán podría ser interpretado como un momentáneo déficit de eventos dentro del ciclo sísmico (que podrían ser inminentes), o bien como una relevante contribución de terremotos pequeños o procesos asísmicos a la deformación litosférica. Los resultados de una comparación entre las tasas de deformación sísmica, generada en terremotos como expresión de la deformación tectónica frágil y la deformación litosférica total deducida de modelos cinemáticos del movimiento de placas, sugieren valores para el acoplamiento sísmico de entre el 10% y el 82% para la zona ibero-magrebí (Jackson y McKenzie, 1988; Ward, 1998b, Bufo *et al.*, 2004; Masana *et al.*, 2004). Para verificar y cuantificar un posible déficit en la deformación sísmica, en este trabajo se exploran las características del tensor de deformación sísmica en la zona Béticas-Rif-Alborán usando soluciones del tensor momento, y se comparan con las tasas de deformación medidas directamente con técnicas geodésicas.

El tensor de deformación sísmica se obtiene del catálogo de tensores momento sísmicos del Instituto Andaluz de Geofísica (IAG, Stich *et al.*, 2003, 2006), y el tensor de deformación geodésico de las observaciones en estaciones GPS (*Global Positioning*

System) en el sur de la Península Ibérica y el norte de África (Stich *et al.*, 2006; Serpelloni *et al.*, 2007). Como la deformación sísmica es proporcional al momento sísmico escalar (Kostrov, 1974), los terremotos grandes son las mayores fuentes individuales de liberación de momento sísmico. En consecuencia, los estudios de deformación sísmica poseen una cierta ambigüedad intrínseca en los resultados, debido a la irregularidad en la ocurrencia de terremotos grandes durante el periodo de observación, que es corto comparado con la duración de los ciclos sísmicos regionales (*e.g.*, Ekström y England, 1989; Ward, 1998a). En este contexto, es clave la consideración del reciente terremoto de Al Hoceima del 24 de Febrero 2004 (M_w 6,3; Stich *et al.*, 2005). Por otra parte, usamos métodos indirectos para estimar además la contribución de terremotos pequeños, no incluidos en el catálogo de tensores momento. Aún contribuyendo poco a la deformación visto de forma individual, los terremotos de menor magnitud representan una parte desproporcionadamente numerosa de la sismicidad total, y veremos que su contribución total esta ligada al valor del parámetro b de la pendiente logarítmica de la distribución magnitud-frecuencia de los terremotos (Gutenberg y Richter, 1944).

Tensores de deformación sísmica y geodésica en la zona Béticas-Rif-Alborán

Los ejes principales de los tensores momento sísmico representan las orientaciones de la máxima compresión y dilatación en la fuente, y sus correspondientes autovalores corresponden a la

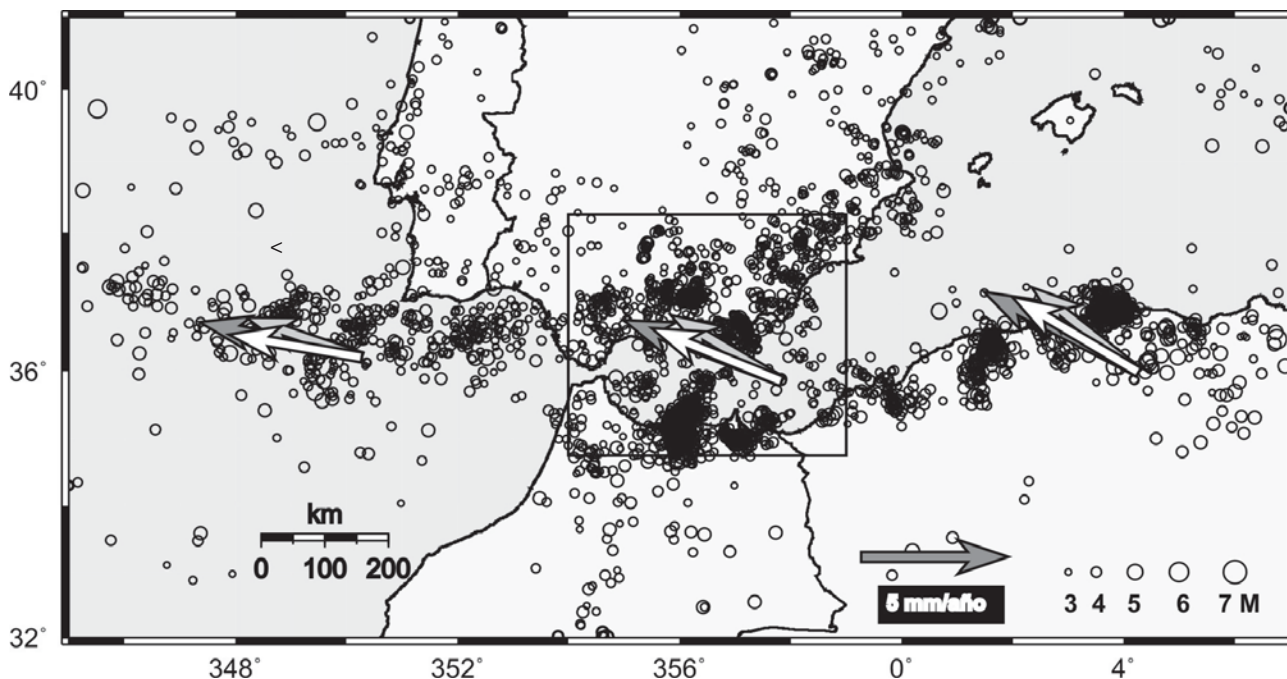


Figura 1.- Distribución de epicentros de terremotos ($m_b \geq 3.0$, <http://neic.usgs.gov>) en la región Ibero-Magrebí, y velocidades del movimiento de la placa africana relativo a Europa (flechas gris oscuras de Sella *et al.*, 2002, flechas gris claras de McClusky *et al.*, 2003, flechas blancas de Serpelloni *et al.*, 2007). La zona de estudio está marcada con un rectángulo negro.

cantidad de la deformación. Consecuentemente, el tensor de deformación sísmica total $\epsilon_{ij(SEIS)}$ se puede obtener mediante la suma de todos los tensores momento sísmico individuales M_{ij} en la zona (Kostrov, 1974):

$$\epsilon_{ij(SEIS)} = \frac{1}{2 \cdot V \cdot \mu} \cdot M_{ij(SUM)}; \quad M_{ij(SUM)} = \sum_{n=1}^N M_{ij} \quad (1)$$

donde, m es la rigidez efectiva o el módulo de cizalla del material deformado ($m=r \cdot n_s^2 \approx 30$ GPa en la corteza continental), y V es el volumen deformado. Limitamos nuestro análisis a una zona rectangular con dimensiones de 450 km en dirección E-O (6,0°O-1,0°O) y 390 km en dirección N-S (34,75°N-38,25°N). Geográficamente, esta zona incluye la Cordillera Bética, el Mar de Alborán, así como una parte de la cordillera del Rif. Para esta zona tenemos información de la deformación geodésica neta por observaciones GPS en estaciones situadas en el norte de Argelia, el arco de Gibraltar y el centro y oeste de la Península Ibérica (Serpelloni *et al.*, 2002; Stich *et al.*, 2006; Fadil *et al.*, 2006; Serpelloni *et al.*, 2007; Fernandes *et al.*, 2007). Se trata además de una zona de considerable actividad sísmica y con una distribución relativamente densa de estaciones sísmicas de banda ancha que permiten el cálculo de una base de datos representativa de tensores momento mediante la

inversión de sismogramas a distancias regionales (Stich *et al.*, 2003). Aparentemente, la deformación litosférica no está distribuida uniformemente dentro de la zona, sino que se concentra en el margen Mediterráneo de Marruecos y Argelia así como en la zona de cizalla Béticas-Alborán (Bousquet, 1979; Leblanc y Olivier, 1984; Sanz de Galdeano, 1990; Figs. 1 y 2). Además, la región muestra diversos regimenes sismotectónicos a diferentes escalas espaciales (*e.g.*, Stich *et al.*, 2006; Fernández-Ibáñez *et al.*, 2007). No obstante esta heterogeneidad, es difícil de subdividir en zonas mas pequeñas con los datos actualmente disponibles por la corta duración de los catálogos sísmicos existentes y por la escasez de observaciones GPS, por lo que optamos por una caracterización de valores promedios en este estudio.

La ecuación (1) se ha aplicado al catálogo de tensores momento sísmicos del Instituto Andaluz de Geofísica (IAG, www.ugr.es/~iag/tensor, Stich *et al.*, 2003, 2006), excluyendo los terremotos intermedios bajo el Mar de Alborán. Este catálogo contiene 87 soluciones para la zona de estudio, con magnitudes momento entre 3,5 y 6,3; la magnitud más grande corresponde al terremoto de Al Hoceima del 2004. Aparte de tres soluciones para terremotos de los años 80, registrados en estaciones temporales, el catálogo

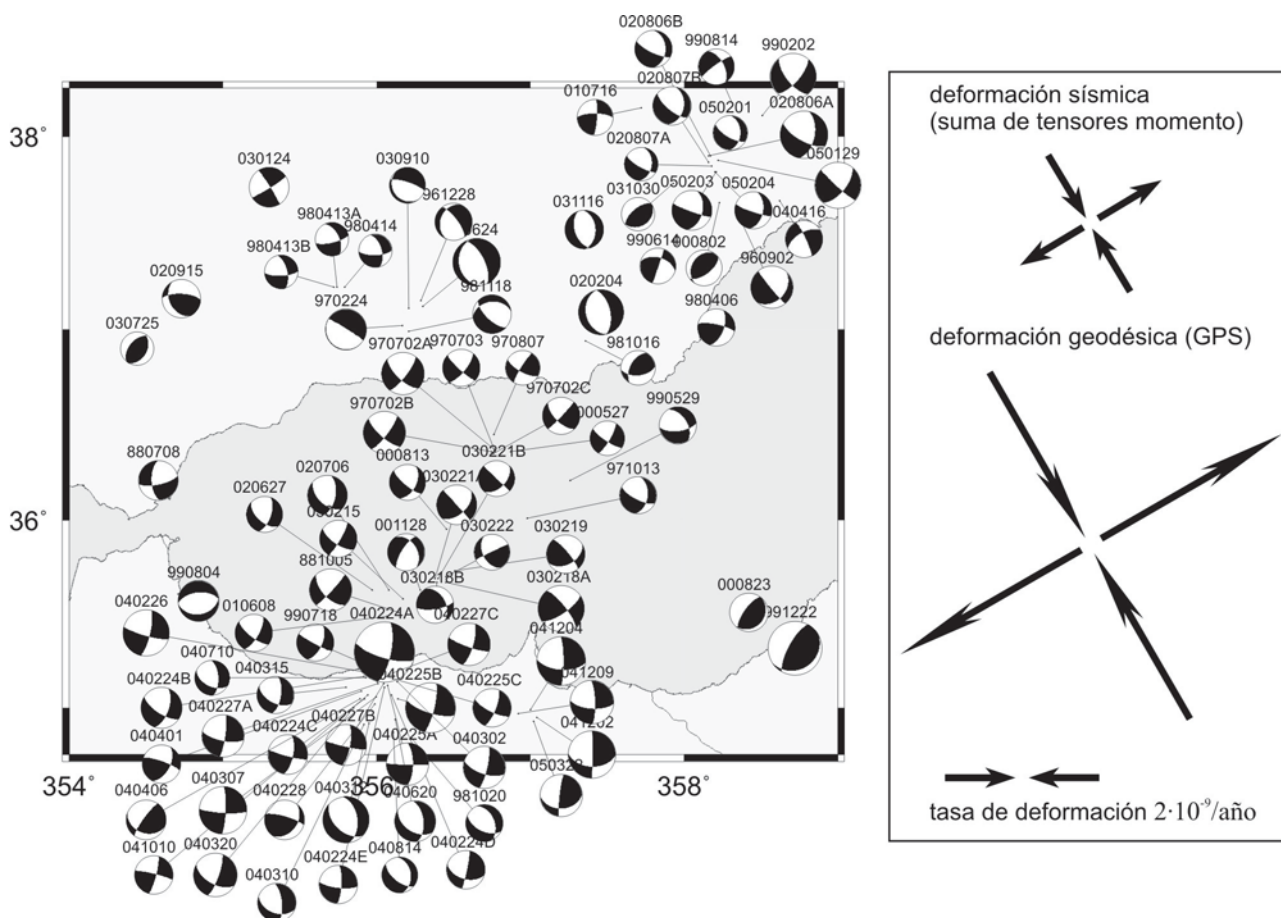


Figura 2.- Izquierda: Soluciones del tensor momento del catálogo IAG (Stich *et al.*, 2003, 2006). Los números de referencia representan año/mes/día del evento (ver www.ugr.es/~iag/tensor). Derecha: Comparación entre orientación y tasa de la deformación sísmica promedio en los últimos 10 años en base al tensor momento suma ($\sim 2 \cdot 10^{-9}$ /año), y orientación y tasa de la deformación geodésica ($\sim 6 \cdot 10^{-9}$ /año). Después de extender la sumatoria a un periodo más largo y extrapolar la contribución de terremotos pequeños estimamos un acoplamiento sísmico del 24% (ver texto).

actualmente cubre un periodo efectivo de ~10 años desde 1995 hasta 2005. Para este periodo, el catálogo está probablemente completo para terremotos a partir de una magnitud $M_w = 4,2$ en toda la zona de estudio, excepto para las primeras horas siguientes del terremoto de Al Hoceima, cuando la superposición de la coda del terremoto principal a las formas de onda de las primeras réplicas imposibilita la inversión del tensor momento. El resultado $M_{ij(SUM)}$ de la suma de 87 eventos indica una deformación prácticamente deviatorica y un régimen tectónico de cizalla, con una liberación de momento sísmico total (Silver y Jordan, 1982) de $3,45 \cdot 10^{18}$ Nm (Tabla 1).

Con el fin de poder comparar el tensor de deformación sísmica con las velocidades geodésicas horizontales relacionadas con la convergencia de placas, se realiza la proyección del tensor de momento suma en un tensor 2D en el plano horizontal. El eje principal compresivo horizontal tiene orientación $N149^\circ E$, con un autovalor de $-3,30 \cdot 10^{18}$ Nm, y el eje principal tensional horizontal tiene orientación $N59^\circ E$, con un autovalor de $3,32 \cdot 10^{18}$ Nm. Asumiendo un espesor promedio de la capa sismogénica de 15 km (donde la composición del material y las condiciones de presión y temperatura sugieren que el mecanismo de deformación predominante es de deslizamiento friccional) se estima que los valores principales del tensor de deformación sísmica en la horizontal (ec. 1) son de $\epsilon_{N149^\circ E}^{SEIS} = -2,09 \cdot 10^{-8}$ y $\epsilon_{N59^\circ E}^{SEIS} = 2,10 \cdot 10^{-8}$. Dividiendo por una duración efectiva del catálogo de 10 años, obtenemos una tasa de compresión sísmica, con orientación SSE-NNO ($N149^\circ E$), de $6,63 \cdot 10^{-17} s^{-1}$ y una tasa de extensión sísmica, con orientación ENE-OSO ($N59^\circ E$), de $6,66 \cdot 10^{-17} s^{-1}$. Las orientaciones de los ejes de deformación son consistentes con los ejes horizontales de máxima presión (s_1 de $N134^\circ E$ a $N169^\circ E$) y dilatación (s_3 $N61^\circ E$) en las Béticas y el norte del Mar de Alborán, obtenidos de la inversión del tensor de esfuerzos con el mismo catálogo de tensores momento (Stich *et al.*, 2006). Esto sugiere un comportamiento neto cercano a la ley de Hooke para un medio homogéneo e isotrópico. Los ejes principales de deformación y esfuerzo, actualmente, no coinciden en el norte de Marruecos y sur del Mar de Alborán (s_1 $N174^\circ E$ y s_3 $N88^\circ E$), aunque esto pueda ser debido a un mayor rango de incertidumbre en el tensor de esfuerzos invertido (Stich *et al.*, 2006).

A partir del gradiente horizontal del campo de velocidades GPS obtenemos el tensor de deformación

M_{ij}^{SUM} Béticas-Alborán ($6,0^\circ O-1,0^\circ O$; $34,75^\circ N-38,25^\circ N$)
$M_{xx} = -1,19 \cdot 10^{18}$ Nm, $M_{yy} = 2,74 \cdot 10^{18}$ Nm, $M_{zz} = 1,65 \cdot 10^{18}$ Nm,
$M_{xy} = -1,18 \cdot 10^{18}$ Nm, $M_{yz} = 0,89 \cdot 10^{18}$ Nm y $M_{zx} = -0,47 \cdot 10^{18}$ Nm
Eje P: Orientación $N238^\circ E$, buzamiento 26° , autovalor $-3,56 \cdot 10^{18}$ Nm
Eje N: Orientación $N154^\circ E$, buzamiento 64° , autovalor $0,23 \cdot 10^{18}$ Nm
Eje T: Orientación $N59^\circ E$, buzamiento 2° , autovalor $3,32 \cdot 10^{18}$ Nm

Tabla 1.- Parámetros numéricos del tensor $M_{ij(SUM)}$ (ec. 1) a partir de soluciones del tensor momento sísmico para la zona Béticas-Alborán en el catálogo IAG.

geodésico, despreciando la componente anti-simétrica en este contexto (que esta ligada a rotaciones):

$$\dot{\epsilon}_{ij(GEO)} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right) \quad (2)$$

Representamos el tensor simétrico mediante una conveniente proyección de los ejes principales y sus correspondientes valores propios. La deformación geodésica en la zona Béticas-Alborán (Stich *et al.*, 2006; Fadil *et al.*, 2006; Fernandes *et al.*, 2007) está determinada por velocidades de ~2 mm/año hacia NO en el Noroeste de Argelia (las velocidades son relativas a la referencia Europea de Serpelloni *et al.*, 2007), de ~3-3,5 mm/año hacia O en el arco de Gibraltar y noroeste de Marruecos, y de ~1 mm/año hacia S en la parte estable de la Península Ibérica. La correspondiente deformación neta de nuestra zona de estudio consiste en una extensión de ~2,5 mm/año en dirección ENE-OSO ($N60^\circ E$), y una compresión de ~2,3 mm/año con orientación SSE-NNO ($N150^\circ E$, Stich *et al.*, 2006). Suponiendo una deformación uniforme en el tiempo, y promediando sobre una escala horizontal de ~420 km, esas velocidades corresponden a una deformación de $1,9 \cdot 10^{-16} s^{-1}$ en dirección $N60^\circ E$, y de $-1,7 \cdot 10^{-16} s^{-1}$ en dirección $N150^\circ E$. Estos valores promedios se encuadran dentro del rango de tasas de deformación sugerido por el modelado neotectónico en la zona, que da valores entre $\sim 5 \cdot 10^{-17} s^{-1}$ en el límite norte de la zona de estudio, y $\sim 1 \cdot 10^{-15} s^{-1}$ en el margen Mediterráneo de Argelia (Jiménez-Munt *et al.*, 2001, Negredo *et al.*, 2002, Jiménez-Munt y Negredo, 2003). El correspondiente régimen de deformación está en muy buena correspondencia con el tensor de deformación sísmica obtenido. En este momento nuestras tasas de deformación geodésicas ($1,7-1,9 \cdot 10^{-16} s^{-1}$) son cerca de tres veces las tasas de deformación sísmica ($6,6 \cdot 10^{-17} s^{-1}$) obtenidas para los últimos 10 años.

Catálogos sísmicos paramétricos y tasa de deformación sísmica

De la comparación de los tensores momento sísmico y de la deformación geodésica pudimos obtener una primera estimación del acoplamiento sísmico. Debemos puntualizar que este resultado está condicionado necesariamente por la utilización de un catálogo sísmico que abarca un corto periodo de tiempo. El tensor suma está dominado por el reciente terremoto de $M_w = 6,3$ de Al Hoceima, que contribuye con el 77 % al momento sísmico acumulado, y que ha sido el más grande en la región desde el terremoto de 1884 en Zafarraya, cuya magnitud estimada M_w es de 6,6 (Reicherter *et al.*, 2003). Eso sugiere que el catálogo empleado, al tener un terremoto de esa magnitud en una ventana temporal de 10 años, puede no ser representativo para estudiar la deformación a largo plazo. Por otro lado, el catálogo de tensores momento

no está completo por debajo de una magnitud umbral de 4,2, lo cual introduce una subestimación de la contribución de terremotos pequeños. Para obtener tasas de deformación sísmica más significativas, extrapolamos la tasa de deformación promedio $|\epsilon_{SEIS}|$ en tiempo y magnitud mediante algunas observaciones indirectas, usando las características del catálogo de tensores momento sísmico (para el periodo 1995-2005) y del catálogo de localizaciones del IAG (para el periodo 1986-2006). Para ello, necesitamos tres herramientas adicionales, que son: a) una descripción de la consistencia de la deformación sísmica (Frohlich y Apperson, 1992), b) una regresión entre la magnitud momento M_W y la magnitud de duración M_D del catálogo, y c) las características de la distribución frecuencia-magnitud de terremotos (Gutenberg y Richter, 1944).

Consistencia sísmica

La consistencia sísmica C_S relaciona el momento sísmico de la suma tensorial con la suma de los momentos sísmicos individuales (Frohlich y Apperson, 1992):

$$C_S = \frac{M_{0(SUM)}}{\sum_{n=1}^N M_{0(n)}} \quad (3)$$

C_S es 1 si la forma y orientación de todos los tensores momentos es idéntica, pero es < 1 si la deformación es heterogénea dentro de la zona de estudio o si las estructuras sismogénicas individuales no responden de forma directa a las características promedio de la deformación regional. La utilización de C_S nos permite incluir en el análisis terremotos que no tienen calculado el tensor momento, y estimar su contribución a la tasa de deformación mediante su magnitud momento escalar:

$$|\epsilon_{(SEIS)}| = \frac{1}{2 \cdot V \cdot \mu} \cdot C_S \cdot \sum_{n=1}^N M_{0(n)} \quad (4)$$

Para el catálogo de tensores momento del IAG, C_S es igual a 0,91, lo cual representa una consistencia sísmica alta, y un valor común en varios límites de placas (excluyendo los sistemas de dorsales-transformantes con mecanismos dinámicamente incompatibles, Frohlich y Apperson, 1992). No obstante, C_S puede estar sobrestimado en nuestro caso por el dominio del terremoto de Al Hoceima en el tensor suma.

Regresión de magnitudes

La magnitud de la deformación liberada (ec. 4) en un terremoto individual es proporcional al momento sísmico escalar (Silver y Jordan, 1982), como una medida física del tamaño del terremoto. El momento sísmico y la magnitud momento (en unidades de Nm) están relacionados vía (Hanks y Kanamori, 1979):

$$M_W = \frac{2}{3} \log_{10} M_0 - 6.03 \quad (5a)$$

y

$$M_0 = 10^{1.5 \cdot M_W + 9.05} \quad (5b)$$

En los catálogos sísmicos paramétricos se asigna una magnitud empírica a los eventos; en el caso del catálogo del IAG esta magnitud esta basada en la duración del sismograma (magnitud de duración M_D , de Miguel *et al.*, 1988). Por lo tanto, para utilizar la ec. (4) necesitamos una regresión entre M_D y la magnitud momento:

$$M_D = \beta \cdot M_W + \alpha \quad (6)$$

Los valores para β y α se obtuvieron de la base de datos IAG mediante una regresión lineal de máxima verosimilitud (Havskov y Ottemöller, 1999, 2005). El terremoto de Al Hoceima no fue incluido en la regresión, porque la larga duración de los sismogramas perjudica la asignación de una magnitud M_D fiable por efectos de la atenuación. La correspondencia entre magnitud duración y la magnitud momento es alta ($\beta = 1,011 \pm 0,059$, $\alpha = 0,008 \pm 0,252$), aunque para terremotos individuales se observa una relevante dispersión alrededor de la línea del mejor ajuste (Fig. 3). Valores de β similares ($\beta = 1,04$) fueron obtenidos para la magnitud de duración del catálogo del IAG por Havskov *et al.* (2001), usando el espectro de ondas P y S para la estimación del momento sísmico.

Distribución magnitud-frecuencia

Habitualmente se asume que la deformación sísmica está adecuadamente representada por los eventos más grandes, por su mayor contribución individual a la liberación de esfuerzos (*e.g.*, Jackson y McKenzie, 1988; Ekström y England, 1989; Pondrelli *et al.*, 1995).

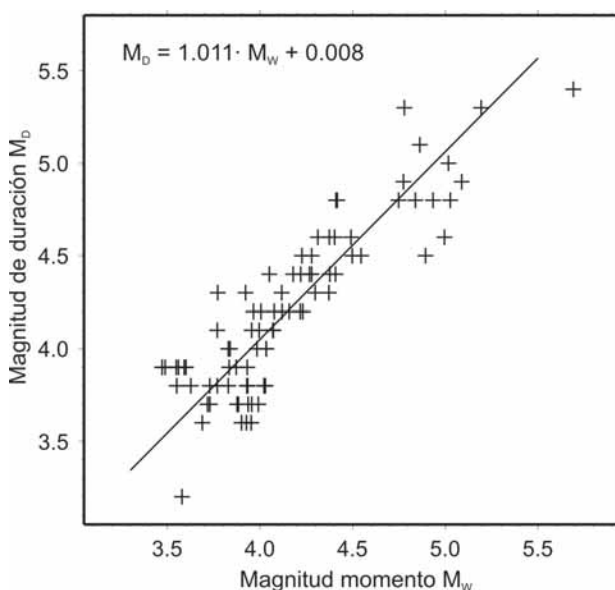


Figura 3.- Regresión lineal de máxima verosimilitud entre magnitudes de duración M_D del catálogo IAG y magnitud momento M_W del catálogo del tensor momento, mostrando una correlación de 0,88 y una buena correspondencia entre ambas ($\beta = 1,011 \pm 0,059$, $\alpha = 0,008 \pm 0,252$).

Esta hipótesis está justificada en la auto-semejanza de la deformación en un rango amplio de magnitudes (*e.g.*, Abercrombie, 1995, Amelung y King, 1997) y en la relación logarítmica entre magnitud y momento sísmico (ec. 5a). Sin embargo, la relación igualmente logarítmica de Gutenberg y Richter (1944) entre la frecuencia y la magnitud de terremotos, indica que los terremotos pequeños representan una porción desproporcionadamente grande de la sismicidad total:

$$\log_{10} n(M_W) = a - b \cdot M_W \quad (7a)$$

$$\log_{10} N(M_W) = a - b \cdot M_W; \quad N(M_W) = \int_{M_W}^{\infty} n(M'_W) dM'_W \quad (7b)$$

Aquí $N(M_W)$ denota el número total de eventos por encima de una magnitud M_W , representando la distribución acumulada, y $n(M_W)$ representa la distribución diferencial. La constante b de la pendiente logarítmica es igual en ambos casos. Combinando (5) y (7) resulta que la mayor deformación asociada con los terremotos grandes y la mayor frecuencia de los terremotos pequeños contraponen sus respectivas contribuciones a la deformación total, y su proporcionalidad sigue una ley exponencial:

$$N(M_W) \sim M_0^{-\frac{b}{1.5}} \quad (8)$$

Con estas consideraciones, vemos que tan solo el valor del parámetro b decide sobre la contribución relativa de terremotos pequeños a la deformación total. Generalmente, el parámetro b presenta un valor cerca de 1 (*e.g.*, Gutenberg y Richter, 1944), y en este caso está numéricamente justificado el obviar los terremotos pequeños. Sin embargo, en la región Béticas-Rif-Alborán vemos indicaciones para un valor de b más alto: los terremotos grandes son infrecuentes y la deformación tectónica se suele presentar en una sismicidad de magnitud pequeña y moderada durante el periodo instrumental e histórico. Destaca la ocurrencia de series sísmicas con centenares de microterremotos sin un terremoto principal dominante (*e.g.*, Posadas *et al.*, 1993; Saccorotti *et al.*, 2002). De acuerdo con esto, en la zona de estudio se han propuesto previamente

valores de b altos de 1,1 a 1,3 (López Casado *et al.*, 1995, 2001) y hasta 1,5 (Buforn *et al.*, 2004).

Estimamos el valor del parámetro b dentro de los límites geográficos de la zona de estudio en base al catálogo del IAG para la época 1986-2006, ajustando la relación (7b) por mínimos cuadrados (Havskov y Ottemöller, 1999, 2005). (7b) se cumple por encima de una magnitud umbral de completitud del catálogo, mientras que por debajo del umbral la falta de parte de los terremotos en el catálogo lleva a una subestimación en $N(M_W)$. Este umbral no es uniforme; es generalmente más bajo en la cordillera Bética y más alto en las regiones periféricas respecto a la red sísmica, así como para épocas con menos instrumentación hasta la mitad de los años 90. De la linealidad de la distribución magnitud-frecuencia (Fig. 4) inferimos un umbral de completitud apropiado para todo el catálogo cerca de 3,6. El ajuste χ^2 (7b) entre $M_D = 3,6$ y $6,0$ (excluyendo el terremoto principal de Al Hoceima por los motivos previamente discutidos) indica un valor b_D (obtenido a partir de magnitudes M_D) igual a 1,24. Para convertir b_D en el parámetro b de ec. (7), se multiplica por b la pendiente de la regresión entre M_D y M_W , obteniéndose $b = 1,25$.

Con estos resultados podemos estimar la deformación sísmica de terremotos que no están incluidos en el catálogo de tensores momento. Primero, usando las ecs. (6, 5b, 4), sumamos los momentos sísmicos restituidos para un total de 461 terremotos que están por encima del umbral de completitud. Estos eventos corresponden a un momento escalar total de $5,74 \cdot 10^{17} \text{Nm}$ y una deformación $|\epsilon_{SEIS}|$ de $3,30 \cdot 10^{-9}$. Además, podemos extrapolar la contribución de terremotos por debajo del umbral de completitud mediante el parámetro b , si representamos la deformación escalar promedio (ec. 4) en función de la magnitud momento:

$$\frac{d|\epsilon_{(SEIS)}|}{dM_W} = \frac{C_S}{2 \cdot V \cdot \mu} \cdot n(M_W) \cdot M_0(M_W) \quad (9)$$

Substituyendo ec. (5b) y (7a) en ec. (9) lleva a:

$$\frac{d|\epsilon_{(SEIS)}|}{dM_W} = \frac{C_S \cdot 10^{a+9,05}}{2 \cdot V \cdot \mu} \cdot 10^{(1,5-b)M_W} \quad (10)$$

La integración en un intervalo de magnitudes entre $M_{W(1)}$ y $M_{W(2)}$ lleva a:

$$\begin{aligned} |\epsilon_{(SEIS)}|_{[M_{W(1)}, M_{W(2)}]} &= \frac{C_S \cdot 10^{a+9,05}}{2 \cdot V \cdot \mu} \cdot \int_{M_{W(1)}}^{M_{W(2)}} 10^{(1,5-b)M_W} dM_W \\ &= \frac{C_S \cdot 10^{a+9,05}}{2 \cdot V \cdot \mu \cdot (1,5-b) \cdot \ln(10)} \cdot (10^{(1,5-b)M_{W(2)}} - 10^{(1,5-b)M_{W(1)}}) \end{aligned} \quad (11)$$

De (11) se puede obtener directamente la relación entre la deformación en dos intervalos de magnitudes adyacentes en función del parámetro b .

$$\frac{|\epsilon_{(SEIS)}|_{[M_{W(\min)}, M_{W(\text{med})}]} }{|\epsilon_{(SEIS)}|_{[M_{W(\text{med})}, M_{W(\text{max})}]} } = \frac{10^{(1,5-b)M_{W(\text{med})}} - 10^{(1,5-b)M_{W(\min)}}}{10^{(1,5-b)M_{W(\text{max})}} - 10^{(1,5-b)M_{W(\text{med})}}} \quad (12)$$

Estamos interesados en la relación entre la deformación medida y calculada en el intervalo entre $M_{W(\text{max})} = 6,3$ y $M_{W(\text{med})} = 3,6$, y la deformación en el

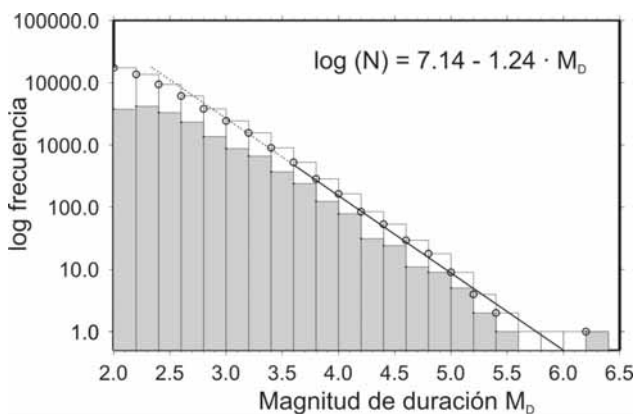


Figura 4.- Distribución magnitud-frecuencia para magnitudes de duración M_D del catálogo IAG para la época 1986-2006, y ajuste logarítmico ($\text{rms}=0,08$) por mínimos cuadrados para un valor del parámetro b_D de 1,24, correspondiente a un parámetro $b = b_D b$ de 1,25.

intervalo por debajo de $M_{W(\text{med})}$ hasta $M_{W(\text{min})}$. Elegimos una magnitud mínima conveniente de $M_{W(\text{min})} = 0$, porque terremotos de menor magnitud ya no contribuyen de forma significativa para un valor de $b = 1,25$, y porque está ampliamente aceptado que los conceptos de autosemejanza son válidos en este rango de magnitudes (*e.g.*, Abercrombie, 1995). En este caso, los terremotos con magnitud entre 0 y 3,6 equivalen a un momento total estimado de $8,84 \times 10^{17} \text{Nm}$ y $|\epsilon_{\text{SEIS}}| = 5,08 \cdot 10^{-9}$, contribuyendo un 21% adicional a la deformación sísmica. Todas las contribuciones a la deformación consideradas vienen resumidas y sumadas en Tabla 2. La deformación sísmica total estimada para el periodo entre 1986 y 2006 es igual a $2,933 \cdot 10^{-8}$. Esto corresponde a una tasa de deformación promedia de $4,44 \cdot 10^{-17} \text{ s}^{-1}$, lo cual representa el 24% de la deformación geodésica GPS.

Discusión

En el caso de un acoplamiento sísmico perfecto, toda la deformación elástica introducida por fuerzas tectónicas regionales se transformaría en deformación permanente con fallamiento frágil del material durante el proceso sísmico de ruptura. En el IAG en los últimos años se han calculado tensores momento sísmicos para 87 terremotos corticales en la Cordillera Bética y Mar de Alborán. La suma de los tensores momentos indica un tensor de deformación sísmica con eje de tensión ENE-OSO, consistente con el régimen de esfuerzos tectónicos en la zona y la deformación geodésica medida con observaciones GPS. El momento sísmico del tensor suma es de $3,45 \cdot 10^{18} \text{Nm}$, correspondiente a una tasa de deformación de $3,2 \cdot 10^{-17} \text{ s}^{-1}$ en los últimos 21 años. Investigamos en este análisis además la contribución de terremotos pequeños a la deformación total. La mayor deformación asociada con un terremoto grande y la mayor frecuencia de los terremotos pequeños se contraponen considerando sus respectivas contribuciones, y su equilibrio queda determinado por el valor b de la relación Gutenberg-Richter. Observamos la peculiaridad de un valor b relativamente alto, de 1,25, en la zona de estudio, tal que una deformación estimada de $1,3 \cdot 10^{-17} \text{ s}^{-1}$ corresponde a terremotos no incluidos en el catálogo de tensores momento. Aun así, las tasas de deformación sísmica de $4,4 \cdot 10^{-17} \text{ s}^{-1}$ no llegan a las tasas de deformación geodésica GPS de $\sim 1,8 \cdot 10^{-16} \text{ s}^{-1}$. Solo el 24% de la

deformación total se ha generado en los procesos sísmicos considerados, mientras que el 76% restante se está acumulando como deformación elástica o generándose en otros procesos (asísmicos).

Este reparto entre la deformación sísmica y asísmica está dentro del rango de valores para el acoplamiento sísmico observado en varias zonas de deformación continental difusa (*e.g.*, Jackson y McKenzie, 1988; Ekström y England, 1989; Pondrelli *et al.*, 1995; Masson *et al.*, 2004; Jenny *et al.*, 2004). Si bien parece que zonas de deformación difusa, en general, tienen un aparente déficit de deformación sísmica, el procedimiento tiene relevantes ambigüedades intrínsecas. Para nuestro cálculo, eso incluye sobre todo posibles errores en la estimación de tasas de deformación geodésica (del orden del 30% para una desviación estándar, Stich *et al.*, 2006), del espesor efectivo de la capa sismogénica (asumiendo un valor de 10 km en vez de 15 km se obtendría un acoplamiento sísmico del 36%), así como del momento sísmico del terremoto de Al Hoceima.

Más difíciles de evaluar son las consecuencias de la irregularidad en la ocurrencia de terremotos grandes, que pueden estar representados de forma inadecuada durante la limitada duración del catálogo sísmico considerado. Ward (1998a) propone que, representando la sismicidad como un proceso de Poisson, un catálogo demasiado corto tiende a llevar a una subestimación del acoplamiento sísmico. Ward (1998b) estima además un acoplamiento sísmico del 50% para el Mediterráneo occidental que efectivamente podría ser consistente con que no exista ningún déficit real del acoplamiento, sin embargo esta estimación está basada en terremotos argelinos y no refleja la situación en la zona Béticas-Rif-Alborán. Para una zona similar a la nuestra, Buforn *et al.* (2004) estiman un acoplamiento sísmico de tan sólo el 10%. La discrepancia con nuestro resultado parece ser debido a las diferencias en los datos más que a las diferencias metodológicas, ya que el análisis se basa aún en la deformación geodésica deducida a partir de la rotación rígida de placas en lugar de las nuevas observaciones GPS directas, y tampoco considera el reciente terremoto de Al Hoceima. En nuestro caso, el terremoto de Al Hoceima contribuye con el 55% a la deformación sísmica total. Por otra parte, eso indica que el 45% restante se liberaría en terremotos de $M_W < 6$. Esta característica refleja el valor del parámetro b alto, y reduce la dependencia en la estimación de la deformación sísmica de los eventos más grandes.

Tenemos que preguntarnos si algunos presuntos procesos asísmicos asociados a este déficit en la deformación se pueden observar mediante su expresión en superficie. Una contribución relevante puede ser el deslizamiento postsísmico en terremotos tectónicos, que representa deformación conceptualmente sísmica en el contexto de deformación frágil transitorio, pero que se genera a una escala de tiempo que no se considera en la inversión del tensor momento. De hecho, de datos de interferometría de satélite (InSAR)

$ \epsilon_{\text{SEIS}} _{\text{total}} = 2,933 \cdot 10^{-8}$, tasa de deformación: $1,40 \cdot 10^{-9}$ /año
De lo cual:
$ \epsilon_{\text{SEIS}} = 1,613 \cdot 10^{-8}$, 55%, terremoto de Al Hoceima, $M_W = 6,3$
$ \epsilon_{\text{SEIS}} = 0,482 \cdot 10^{-8}$, 16%, resto del catálogo de tensores momento IAG
$ \epsilon_{\text{SEIS}} = 0,330 \cdot 10^{-8}$, 11%, resto del catálogo IAG con $M_D \geq 3,6$
$ \epsilon_{\text{SEIS}} = 0,508 \cdot 10^{-8}$, 17%, microterremotos con $M_D < 3,6$

Tabla 2.- Deformación sísmica total en la zona Béticas-Alborán para los años 1986-2006, y las diferentes contribuciones (en tasas absolutas y % de participación en la tasa total) de a) del terremoto más grande, b) de otras soluciones del tensor momento sísmico, c) de magnitudes de duración en el catálogo IAG y d) de microterremotos (ver texto).

de la deformación geodésica del terremoto de Al Hoceima se obtienen estimaciones significativamente más altas para la magnitud momento que las obtenidas mediante la inversión del tensor momento sísmico ($M_W = 6,5$; Cakir *et al.*, 2006, Biggs *et al.*, 2006). Además, la práctica de invertir tensores momento con una norma de mínimos cuadrados puede llevar a una subestimación sistemática del momento sísmico por una corrección incompleta de los efectos de propagación. Considerando todos estos posibles errores, no podemos por el momento rechazar rigurosamente la hipótesis de que no exista ningún déficit del acoplamiento sísmico en la corteza Béticas-Alborán (comparar con Ward, 1998b), aunque los datos apuntan más bien a la existencia de una componente relevante de deformación asísmica. La densificación de la red GPS, una aplicación más sistemática de técnicas geodésicas espaciales, y la búsqueda de deformación lenta a partir de datos sísmicos, puede contribuir a estimaciones más precisas en el futuro.

Agradecimientos

Agradecemos las detalladas y constructivas revisiones del manuscrito por Juan Ignacio Soto y Josechu Martínez Díaz. Este trabajo ha sido apoyado por el grupo de investigación de la Junta de Andalucía RNM#104, por el proyecto de investigación CGL2005-04541-C03-01-BTE y Topo-Iberia: CSD2006-0041.

Referencias

- Abercrombie, R. (1995): Earthquake source scaling relationships from -1 to 5 ML using seismograms recorded at 2.5-km depth. *Journal of Geophysical Research*, 100: 24015-24036.
- Amelung, F. y King, G. (1997): Large-scale tectonic deformation inferred from small earthquakes. *Nature*, 386: 702-705.
- Biggs, J., Bergman, E., Emmerson, B., Funning, G.J., Jackson, J., Parsons, B. y Wright, T.J. (2006): Fault identification for buried strike-slip earthquakes using InSAR: The 1994 and 2004 Al Hoceima, Morocco earthquakes. *Geophysical Journal International*, 166: 1347-1362.
- Bousquet, J.C. (1979): Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain. *Tectonophysics*, 52: 277-286.
- Bufo, E., Sanz de Galdeano, C. y Udías, A. (1995): Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region. *Tectonophysics*, 248: 247-261.
- Bufo, E., Bezzeghoud, M., Udías, A. y Pro, C. (2004): Seismic sources on the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications. *Pure and applied Geophysics*, 161: 623-646.
- Cakir, Z., Meghraoui, M., Akoglu, A.M., Jabour, N., Belabbes, S. y Ait-Brahim, L. (2006): Surface Deformation Associated with the M_w 6.4, 24 February 2004 Al Hoceima, Morocco, Earthquake Deduced from InSAR: Implications for the Active Tectonics along North Africa. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96: 59-68.
- Ekström, G. y England, P. (1989): Seismic strain rates in regions of distributed continental deformation. *Journal of Geophysical Research*, 94: 10.231-10.257.
- Fadil, A., Vernant, P., McClusky, S., Reilinger, R., Gomez, F., Ben Sari, D., Mourabit, T., Feigl, K. y Barazangi, M. (2006): Active tectonics of the western Mediterranean: Geodetic evidence for rollback of a delaminated subcontinental lithospheric slab beneath the Rif mountains, Morocco. *Geology*, 34: 529-532.
- Fernandes, R.M.S., Miranda, J.M., Meijninger, B.M.L., Bos, M.S., Noomen, R., Bastos, L., Ambrosius, B.A.C. y Riva, R.E.M. (2007): Surface velocity field of the Ibero-Maghrebian segment of the Eurasia-Nubia plate boundary. *Geophysical Journal International*, 169: 315-324.
- Fernández-Ibáñez, F., Soto, J.I., Zoback, M.D. y Morales, J. (2007): Present-day stress field in the Gibraltar arc (western Mediterranean). *Journal of Geophysical Research*, 112: B08404, doi:10.1029/2006JB004683.
- Frohlich, C. y Apperson, K.D. (1992): Earthquake focal mechanisms, moment tensors, and the consistency of seismic activity near plate boundaries. *Tectonics*, 11: 279-296.
- Gutenberg, B. y Richter, C.F. (1944): Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34: 185-188.
- Hanks, T.C. y Kanamori, H. (1979): A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*, 84: 2348-2350.
- Havskov, J. y Ottemöller, L. (1999): SeisAn earthquake analysis software. *Seismological Research Letters*, 70: 532-534.
- Havskov, J. y Ottemöller, L. (2005): *SeisAn: The earthquake analysis software. User manual for version 8.1*. Universidad de Bergen, 254 p.
- Havskov, J., Benito, J., Alguacil, G., Martos, A. y Peña, J.A. (2001): *The Andalusian seismic network, upgrades to Seisnet and Seisan and current status*. Instituto Andaluz de Geofísica, 32 p.
- Jackson, J. y McKenzie, D. (1988): The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rate of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophysical Journal*, 93: 45-73.
- Jenny, S., Goes, S., Giardini, D. y Kahle, H.G. (2004): Earthquake recurrence parameters from seismic and geodetic strain rates in the eastern Mediterranean. *Geophysical Journal International*, 157: 1331-1347.
- Jiménez-Munt, I. y Negrodo, A.M. (2003): Neotectonic modelling of the western part of the Africa-Eurasia plate boundary: from the Mid-Atlantic ridge to Algeria. *Earth and Planetary Science Letters*, 205: 257-271.
- Jiménez-Munt, I., Fernández, M., Torne, M. y Bird, P. (2001): The transition from linear to diffuse plate boundary in the Azores-Gibraltar region: results from a thin-sheet model. *Earth and Planetary Science Letters* 192: 175-189.
- Kostrov, V. (1974): Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rock. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 1: 23-44.
- Leblanc, D. y Olivier, P. (1984): Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian Orogeny. *Tectonophysics*, 101: 345-355.
- López Casado, C., Sanz de Galdeano, C., Delgado, J. y Peinado, M.A. (1995): The b parameter in the Betic Cordillera, Rif and nearby sectors. Relations with the tectonics of the region. *Tectonophysics*, 248: 277-292.
- López Casado, C., Sanz de Galdeano, C., Molina Palacios, S. y Henares Romero, J. (2001): The structure of the Alboran Sea: an interpretation from seismological and geological data. *Tectonophysics*, 338: 79-95.
- Masana, E., Martínez Díaz, J.J., Hernández Enrile, J.L. y

- Santanach, P. (2004): The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: Seismotectonic implications for the Ibero-Maghreb region. *Journal of Geophysical Research*, 109: B01301, doi:10.1029/2002JB002359.
- Masson, F., Chéry, J., Hatzfeld, D., Martinod, J., Vernant, P., Tavakoli, F. y Ghafory-Ashtiani, M. (2004): Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data. *Geophysical Journal International*, 160:217-226.
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D. y Tealeb, A. (2003): GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophysical Journal International*, 155: 126-138.
- Miguel, F. de, Alguacil, G. y Vidal, F. (1988): Una escala de magnitud a partir de la duración para terremotos del Sur de España. *Revista de Geofísica*, 44: 75-86
- Negredo, A.M., Bird, P., Sanz de Galdeano, C. y Buforn, E. (2002): Neotectonic modeling of the Ibero-Maghreb region. *Journal of Geophysical Research*, 107: 2292, doi:10.1029/2001JB000743.
- Pondrelli, S., Morelli, A. y Boschi, E. (1995): Seismic deformation in the Mediterranean area estimated by moment tensor summation. *Geophysical Journal International*, 122: 938-952.
- Posadas A.M, Vidal, F., De Miguel, F., Peña, J., Alguacil, G., Ibáñez, J.M. y Morales, J. (1993): Spatial-temporal analysis of a seismic swarm using the principal component analysis. The Antequera swarm (Spain), 1989. *Journal of Geophysical Research*, 98: 1923-1932
- Reicherter, K.R., Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., Ruano, P., Becker-Heidmann, P., Morales, J., Reiss S. y González-Lodeiro, F. (2003): Repeated palaeoseismic activity of the Ventas de Zafarraya fault (S Spain) and its relation with the 1884 Andalusian earthquake. *International Journal of Earth Science (Geologische Rundschau)*, 92: 912-922.
- Sanz de Galdeano, C. (1990): Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172: 107-119.
- Saccorotti, G., Carmona, E., Ibáñez J.M. y Del Pezzo, E. (2002): Spatial characterization of Agron, southern Spain, 1988-1989 seismic series. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 129: 13-29.
- Sella, G.F., Dixon, T.H. y Mao, A. (2002): REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy. *Journal of Geophysical Research*, 107: 10.1029/2000JB000033.
- Serpelloni, E., Anzidei, M., Baldi, P., Casula, G., Galvani, A., Pesci, A. y Riguzzi, F. (2002): Combination of permanent and non-permanent GPS networks for the evaluation of the strain-rate field in the central Mediterranean area. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 43: 195-219.
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P. y Gasperini, P. (2007): Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International*, 169: 1180-1200.
- Silver, P.G. y Jordan, T.H. (1982): Optimal estimation of scalar seismic moment. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 70: 755-787.
- Stich, D., Ammon, C.J. y Morales, J. (2003): Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region. *Journal of Geophysical Research*, 108: 2148, doi:10.1029/2002JB002057.
- Stich, D., Mancilla, F., Baumont, D. y Morales, J. (2005): Source analysis of the Mw 6.3 2004 Al Hoceima earthquake (Morocco) using regional apparent source time functions. *Journal of Geophysical Research*, 110: B06306, doi:10.1029/2004JB003366.
- Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F. y Morales, J. (2006): Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics*, 426: 295-317.
- Ward, S.N. (1998a): On the consistency of earthquake moment rates, geological fault data, and space geodetic strain: the United States. *Geophysical Journal International*, 134: 172-186.
- Ward, S.N. (1998b): On the consistency of earthquake moment release and space geodetic strain rates: Europe. *Geophysical Journal International*, 135: 1011-1018.

*Manuscrito recibido el 14 de septiembre de 2007
Aceptado el manuscrito revisado el 24 de enero de 2008*

