

Deformación cortical de las Béticas Orientales observada mediante GPS y su relación con el terremoto de Lorca

ANNA ECHEVERRÍA¹, GIORGI KHAZARADZE¹, EVA ASENSIO¹, JORGE GÁRATE²
& EMMA SURINACH¹

¹ Grupo RISKMAT, Dept. de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, C/Martí i Franquès s/n, 08028, Barcelona, España

² Real Instituto y Observatorio de la Armada, C/ Cecilio Pujazón s/n, 1110 San Fernando, España
anna.echeverria@ub.edu

Recibido: 02/05/2012

Aceptado: 24/09/2012

Resumen

El 11 de Mayo del 2011 tuvo lugar una serie sísmica en la localidad murciana de Lorca. El terremoto principal de M_w 5.2 se atribuye a la Falla de Alhama de Murcia, una de las fallas más activas del SE de la Península Ibérica. Mediante el análisis de las cinco campañas GPS de la red CuaTeNeo realizadas entre 1997 y 2011 se ha caracterizado el campo inter-sísmico de velocidades de la zona. Las velocidades de las estaciones más cercanas a la Falla Alhama de Murcia detectan el carácter inverso y de desgarre de esta falla. Las estaciones situadas entre la costa Mediterránea y la falla presentan las máximas velocidades de la zona (entre 1.4 y 1.8 mm/a) con una orientación NNO, oblicuas a la traza de esta. La cinemática de la falla deducida a través de las tasas de deformación obtenidas a partir de los vectores GPS de la red CuaTeNeo coincide con el mecanismo focal obtenido para el terremoto. El análisis en detalle de la estación GPS continua en Lorca permite la detección de un salto co-sísmico de ~6 mm hacia el Norte.

Palabras clave: deformación cortical, GPS, Béticas, terremoto de Lorca.

GPS crustal deformation of the Eastern Betics and its relationship with the Lorca earthquake

Abstract

On May 11th of 2011, a seismic series occurred near the city of Lorca (Murcia). The main earthquake of magnitude M_w 5.2 has been attributed to the Alhama de Murcia Fault, one of the most active faults in the SE Iberian Peninsula. We analyzed data from 5 GPS campaigns of the CuaTeNeo network conducted between 1997 and 2011. The velocities of the stations closest to the Alhama de Murcia Fault show the reverse and strike-slip direction of motion. Stations located on the southeastern side of the fault have the maximum velocities in the area (between 1.4 and 1.8 mm/yr), oriented towards NNW direction, obliquely to the trace of the fault. The kinematics of the fault and the strain rate directions obtained from the CuaTeNeo network GPS measurements matches the calculated focal mechanism of Lorca earthquake. Detailed analysis of the time-series from the continuous GPS station at the Lorca city allows the detection of co-seismic offset of ~6 mm to the North.

Keywords: crustal deformation, GPS, Betics, Lorca earthquake.

Sumario: Introducción. 1. Datos GPS. 1.1. Datos continuos. 1.2. Datos GPS de campañas. 2. Campo de velocidades. 3. Discusión de los resultados. 3.1 Velocidades GPS inter-sísmicas 3.2 Tasas de deformación. 3.3 Desplazamientos co-sísmicos y su modelización 4. Conclusiones. Referencias bibliográficas.

Referencia normalizada

Echeverría, E., Khazaradze, G., Asensio, E., Gárate, J., Suriñach, E. (2012). Deformación cortical de las Béticas Orientales observada mediante GPS y su relación con el terremoto de Lorca. *Física de la Tierra*, Vol. 24, 113-127.

Introducción

La zona sísmicamente más activa de la Península Ibérica corresponde al margen suroriental, abarcando la zona de Valencia, Murcia y Andalucía (Buforn et al., 1995). La deformación cortical en este área está controlada principalmente por la convergencia entre las placas de Nubia y Eurasia. Gran parte de esta sismicidad se atribuye a las fallas con componente de desgarre de la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO o EBSZ en inglés). La ZCBO, de orientación NE-SO, está formada principalmente por las siguientes fallas: Falla Bajo Segura, Falla Carrascoy, Falla Alhama de Murcia (FAM), Falla Palomares y la Falla Carboneras. La sismicidad instrumental en la ZCBO se caracteriza por terremotos superficiales de magnitud baja a moderada, no superiores a $M_w 6$ (e.g. Buforn et al., 2004; Buforn et al., 1995; Stich et al., 2003).

El último terremoto destacable de la zona ocurrió el 11 de Mayo del 2011 en la ciudad de Lorca (e.g. Martínez-Díaz *et al.*, 2012). Este terremoto de $M_w 5.2$ causó notables daños materiales así como nueve víctimas. El terremoto principal tuvo casi dos horas antes un precursor de magnitud $M_w 4.5$ y fue seguido por diversas réplicas de menor magnitud. La sismicidad histórica de la localidad de Lorca muestra registros de terremotos destacables, como el de 1579 o el de 1674, de intensidades EMS VII y VIII, respectivamente (Martínez Solares and Mezcua, 2002). En el registro instrumental, otras series sísmicas parecidas a la de Lorca ocurrieron en un radio de 50 km: en 1999 en Mula ($M_w 5.1$), en 2002 en Bullas ($M_w 4.6$) y en 2005 en La Paca ($M_w 4.7$).

El terremoto de Lorca se atribuye a la FAM, la traza de la cual pasa por Lorca. (e.g. IGME, 2011; Vissers and Meijninger, 2011). Martínez-Díaz (2012) propone como fuente del terremoto el área entre los segmentos de Goñar-Lorca y Lorca-Totana, formada por una compleja estructura. Los mecanismos focales publicados (e.g. López-Comino et al., 2012) muestran una componente de desgarre sinistral e inversa, donde la traza de uno de los planos nodales coincide con la orientación general de la falla (Figura 1). La relocalización de los sismos principales y las réplicas, recientemente publicadas por López-Comino (2012), se sitúan al norte y alineadas paralelamente a la traza superficial de la FAM (Figura 1). No obstante, en el reconocimiento de campo, no se detectaron rupturas superficiales (IGME, 2011).

1. Datos GPS

Para este trabajo se han utilizado dos tipos de registro de datos GPS que se diferencian según el modo de observación: continua o intermitente (campañas).

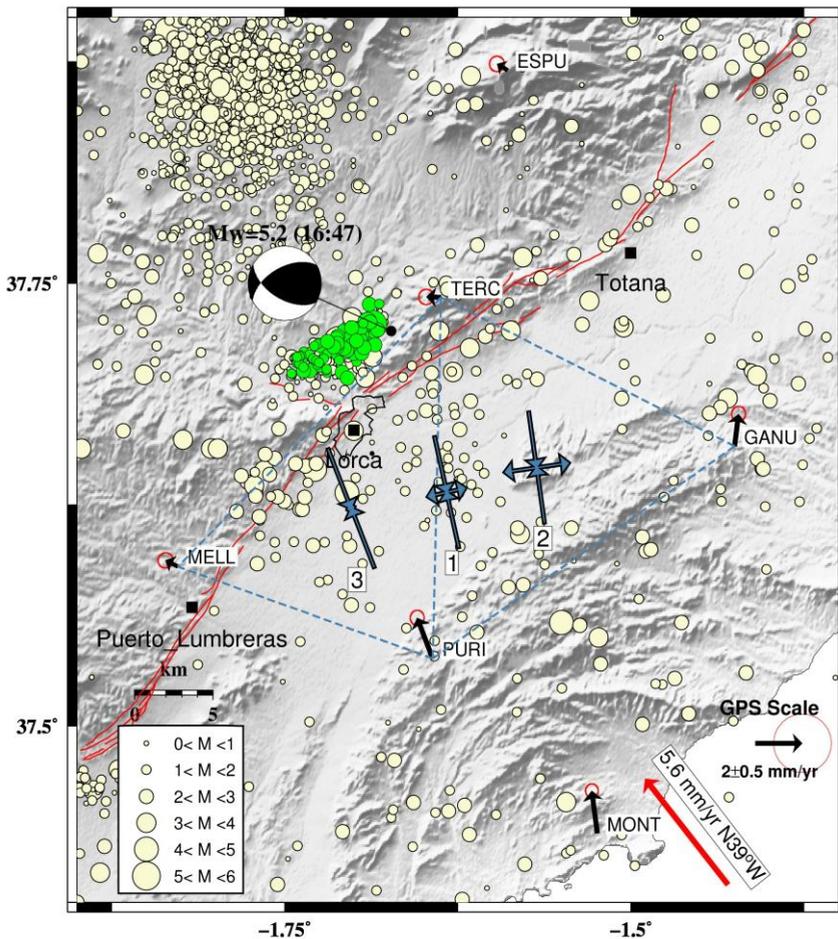


Fig. 1: Localización del mecanismo focal del terremoto principal ($M_w 5.2$) de Lorca de 11/05/2011 junto con las réplicas (color verde) según López-Comino (2012). La sismicidad instrumental del catálogo del IGN (www.ign.es) está representada con círculos amarillos. Las velocidades horizontales de las estaciones GPS de la red CuaTeNeo están respecto a Eurasia. Las tasas de deformación estimadas a partir de las velocidades de las estaciones TERC, MELL, PURI y GANU están indicadas con las flechas azules (ver Tabla 1). El vector rojo indica la convergencia entre las placas Eurasiática y Nubia según el modelo MORVEL (DeMets et al., 2010). La traza de la Falla de Alhama de Murcia ha sido obtenida de Martínez-Díaz, (1998) y García-Mayordomo (2010).

1.1 Datos GPS continuos

En la ciudad de Lorca existen dos estaciones de referencia GPS con registro continuo (CGPS), una perteneciente a la red Meristemum, de la Dirección General de Patrimonio Natural y Biodiversidad (<http://gps.medioambiente.carm.es/>), y la

otra a la red REGAM, del Servicio de Cartografía de la Consejería de Obras Públicas (www.iderm.es/geodesia/index.htm), ambas de la Región de Murcia. Las dos estaciones disponen un acceso libre y gratuito a los datos. Debido a que las dos estaciones se denominan LORC, a partir de ahora la estación de la red Meristemum se nombrará como LRCA.



Fig. 2: Estaciones GPS en las inmediaciones de Lorca. A) Estación permanente LORC de la red REGAM (www.cartomur.com/geodesia/lorca.htm). B) Estación TERC de la red CuaTeNeo situada en la Sierra de Tercia. C) Estación continua LRCA de la red Meristemum (imágenes cedidas por la Dirección General de Medio Ambiente de la Región de Murcia).

La estación GNSS de referencia **LORC** (red REGAM) está instalada sobre el tejado de un edificio del Parque de Bomberos (Figura 2A). La antena se encuentra enroscada a un mástil de acero, cuya base es un cubo de hormigón de 0,5 m de lado, solidario con la estructura. Los daños estructurales a causa del terremoto fueron apreciables, afectando en consecuencia a la antena (com. pers. de Ramón Pablo García de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia). Durante la ocurrencia

del terremoto la estación no estaba operativa, de modo que no hay datos registrados en esa época.

La estación de referencia permanente **LRC**A (red Meristemum) está situada en el tejado de una casa de una planta (Figura 2C). La estación fue instalada en 2006 pero hasta el 2008 no se han utilizado los datos registrados ya que se cambió su ubicación. Esta estación registró datos durante el evento.

1.2. Datos GPS de campañas

La red GPS CuaTeNeo (Cuantificación de la Tectónica y Neotectónica en la parte oriental de la Península Ibérica) fue establecida en 1996 con el fin de cuantificar las deformaciones tectónicas actuales del SE de las Béticas, especialmente en las fallas de Alhama de Murcia, Palomares y Carboneras (Soro et al., 1997). La red está formada por 15 vértices. Once están contruidos en una base de hormigón de 0.5x0.5x1m fijada en el substrato (ver la Figura 2B) y 4 vértices materializados en un clavo de acero incrustado directamente en la roca. La red abarca un área de ~6000 km² entre Murcia y Almería, con una distancia media entre los vértices de 25 km. La red se estableció gracias al proyecto PB93-0743-C02, realizado por la Universitat de Barcelona (UB) y el Institut Cartogràfic de Catalunya (ICC). Posteriormente, el Real Observatorio de la Armada Española (ROA) se unió al equipo para realizar observaciones de la red.

La red ha sido observada en su totalidad en 4 ocasiones: 1997, 2002, 2006 y 2009 (Khazaradze et al., 2008). Durante cada campaña, la estación es observada durante al menos 3 días (máximo 6 días), en sesiones de un mínimo de ocho horas. En las ocasiones en que se ha podido dejar el equipo por la noche, se ha registrado de manera continua. En las primeras dos campañas (1997 y 2002) los instrumentos utilizados fueron receptores Trimble 4000SSE y antenas Trimble 22020.00_gp. En las posteriores campañas, se utilizaron receptores Topcon GB1000 con antenas PG-A1_6_gp.

Dos semanas después del terremoto de Lorca del 2011, se llevó a cabo una campaña de medición extraordinaria. El motivo principal de esta campaña era poder detectar posibles deformaciones co-sísmicas en las estaciones de la red CuaTeNeo. En esta ocasión se midieron los 7 vértices más cercanos al epicentro: ESPU, TERC, MELL, MONT, PURI, GANU y MAJA. El tiempo de registro medio para cada estación fue de 4 días de manera continuada, a excepción de ESPU que fueron 3 y MELL 5.

2. Campo de velocidades

Los datos de las campañas han sido procesados mediante el software de alta precisión GAMIT/GLOBK (Herring et al. 2010; www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/), desarrollado por el Massachusetts Institute of Technology. Se han empleado los tres pasos propuestos por McClusky (2000). Los resultados obtenidos son las velocidades horizontales con un límite de confianza del 95% (las elipses de error), respecto a Eurasia (Figura 1). Estas velocidades representan una fase inter-sísmica de deformación promedio entre los 15 años de registro (1997-2011).

La principal característica del campo de velocidades GPS es la uniformidad del movimiento de las tres estaciones situadas en el lado SE de la FAM (MONT, PURI y GANU) hacia el NNO, aproximadamente en dirección de la convergencia entre Eurasia y Nubia. En cambio, las estaciones situadas en el bloque occidental de la falla (TERC, ESPU y MELL) muestran una velocidad de magnitud inferior, sobre los $0.5-0.6 \pm 0.3$ mm/a y con un pequeño componente oeste respecto a Eurasia. Es obvio que la Falla de Alhama de Murcia sirve como divisora entre dos regímenes tectónicos diferentes y acumula la mayoría de la deformación observada a través de las medidas de GPS. El movimiento relativo entre las estaciones a los dos lados de la FAM indica una compresión oblicua, donde predomina el movimiento de compresión.

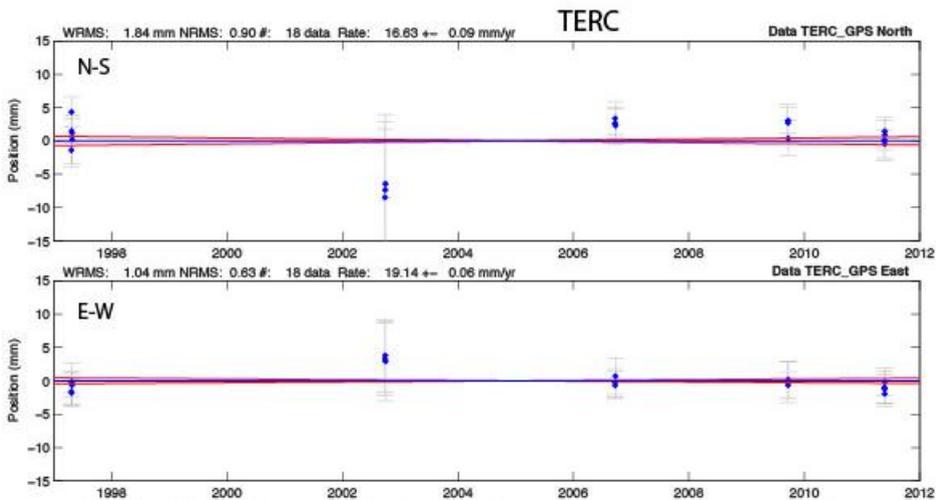


Fig. 3: Serie temporal residual de la estación TERC de la red CuaTeNeo en las dos componentes horizontales (N-S y E-O) en el sistema de referencia ITRF2008. Cada agrupación de puntos pertenece a los datos de una campaña de medición. Las rectas de regresión (líneas rojas) representan las incertidumbres asociadas al pendiente (e.g. velocidad). A la campaña del 2002 se le ha dado menos peso (ver las barras de error más grandes) ya que presenta alguna anomalía.

Respecto de la campaña de 2011, la cual se realizó después del terremoto de Lorca, existía la posibilidad que las medidas de esta campaña tuvieran efectos co-sísmicos relacionados con el terremoto. No obstante, el análisis en detalle de las series temporales de todas las estaciones medidas en la campaña de 2011 no muestra ningún salto debido al terremoto de Lorca. En la Figura 3 se muestra la serie temporal de la estación TERC de la red CuaTeNeo, la más cercana al epicentro, donde no se puede apreciar ningún salto co-sísmico entre las dos últimas campañas realizadas antes y después del terremoto de Lorca. La ausencia de deformación co-sísmica en las estaciones de CuaTeNeo no es sorprendente, debido

a la relativamente pequeña magnitud del terremoto (M_w 5.2) y a la ausencia de rotura superficial en la zona del epicentro (IGME, 2012). La modelización numérica presentada en el apartado 3.3, también corrobora esta afirmación.

3. Discusión de los resultados

3.1 Velocidades GPS inter-sísmicas

El campo de velocidades inter-sísmico obtenido a partir de las mediciones de la red CuaTeNeo muestra una cinemática en el área que coincide con la cinemática de la FAM (e.g. Martínez-Díaz, 2002) y con el tipo de mecanismo focal del terremoto de Lorca (López-Comino et al., 2012). Hemos escogido la estación más representativa de este tipo de movimiento, PURI, para un simple ejercicio. La velocidad horizontal obtenida en esta estación es de 1.7 ± 0.3 mm/a respecto Eurasia. La descomposición de esta velocidad en la componente paralela y perpendicular a la FAM muestra 0.55 y 1.6 mm/a, respectivamente. Se ha considerado una dirección de 235° para la FAM, coincidente con la traza a su paso por Lorca (Figura 1) y con la dirección obtenida por los modelos de inversión de Martínez-Díaz et al. (2012) (235°) y López-Comino (2012) (240°), así como uno de los planos nodales de los mecanismos focales publicados (e.g. 230° en la solución del IGN (2011)). La velocidad perpendicular a la falla es tres veces superior a la de la componente paralela. Este tipo de relación 3:1 es parecida al mecanismo focal del terremoto de Lorca, donde predomina la componente compresiva ante la de salto en dirección.

En el mapa de velocidades (Figura 1), también se puede observar que todas las estaciones GPS localizadas al SE de la FAM, presentan unas velocidades entre 1.2 ± 0.3 mm/a (GANU) y 1.7 ± 0.3 mm/a (PURI y MONT) con una orientación hacia el N-NNO. Estas orientaciones están un poco más desviadas hacia el norte que la orientación de la convergencia entre las placas Eurasiática y de Nubia (Figura 1). La convergencia en la zona según el modelo MORVEL (DeMets et al., 2010) es de 5.6 ± 0.3 mm/a, con una orientación hacia el NNO de $N321.3 \pm 1.8^\circ$. Estos valores muestran que el 20-30% de la convergencia entre las dos placas se está produciendo en el margen suroriental de las Cordilleras Béticas.

El análisis en detalle de las series temporales de las dos únicas estaciones CGPS existentes en la zona, LRCA y LORC, anteriores al terremoto de Lorca, indica un comportamiento altamente anómalo. La estación LRCA mostraba un hundimiento con una tasa de 95.0 ± 1.0 mm/a (Figura 4a) y un movimiento horizontal hacia el $N230^\circ E$ con la velocidad de 26.0 ± 0.5 mm/a respecto Eurasia. La estación LORC, también revela un movimiento anómalo, aunque en menor grado: 6.7 ± 0.7 mm/a hacia $N121^\circ E$ y con una subsidencia significativamente menor: -6.5 ± 0.1 mm/a (Figura 4b).

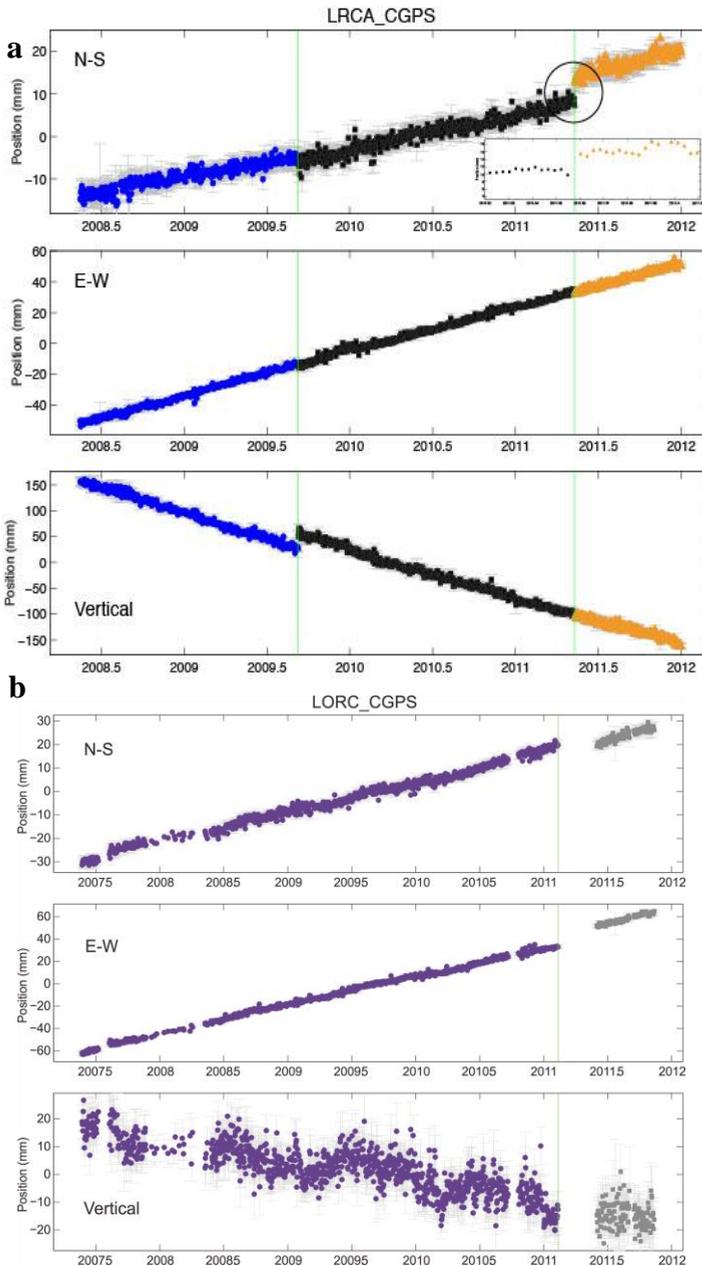


Fig. 4: Series temporales de la estación CGPS LRCA (a) y LORC (b) en el sistema de referencia de ITRF2008. a) La primera línea vertical verde (09/09/2009) corresponde a un cambio en la antena y la segunda al terremoto de Lorca del 11/05/2011. En la componente

N-S, donde se detecta el salto co-sísmico, se ha incluido una ampliación de la serie temporal.
a) El periodo de ausencia de datos coincide con el terremoto de Lorca de 2011.

En principio se pensó que estos movimientos anómalos correspondían a una inestabilidad del terreno, del edificio o del monumento geodésico donde se localizaban las estaciones, pero el hecho que las dos estaciones indican un movimiento anómalo hace pensar en una causa más general. Los estudios recientes de la deformación cortical mediante la utilización de datos InSAR han proporcionado una posible explicación de los movimientos anómalos en las estaciones CGPS alrededor de Lorca: es probable que estén afectadas por la subsidencia relacionada con la extracción de agua del acuífero en el valle del Guadalentín (Frontera et al., 2012; González and Fernández, 2011), un fenómeno de escala más regional.

3.2 Tasas de deformación

Para analizar con más detalle la relación entre el campo de las velocidades GPS inter-sísmicas y el terremoto de Lorca, hemos elegido las cuatro estaciones GPS cercanas al epicentro, TERC, MELL, PURI y GANU, y hemos formado tres sub-áreas (1 rectángulo y 2 triángulos). Para estas áreas hemos calculado las tasas de deformación (Figura 1 y Tabla 1) mediante el programa strnet (K. Wang, com. pers.) basado principalmente en la metodología presentada por Malvern (1969). Se puede observar que en la sección de Lorca-Totana de la FAM, las tasas de deformación cortical indican un predominio de la compresión uniaxial en dirección NNO oblicua a la traza de la falla. Dicha orientación, como ya hemos mencionado antes, implica una compresión perpendicular a la FAM con una componente menor de desgarre sinestro. Este tipo de régimen tectónico está en acuerdo con la cinemática obtenida mediante el mecanismo focal del terremoto (López-Comino et al., 2012) y el análisis de datos neo-tectónicos (Martínez-Díaz et al., 2012).

Tabla 1: Ejes principales de deformación (máximo ϵ_1 y mínimo ϵ_2) estimados a partir de las velocidades GPS de las estaciones TERC, MELL, PURI y GANU (Figura 1). El signo negativo significa compresión.

Subárea	ϵ_1 (nstrain) (extensión)	ϵ_1 acimut (N°E)	ϵ_2 (nstrain) (compresión)	ϵ_2 acimut (N°E)
1	+26.9 ± 4.9	77 ± 3	-78.3 ± 8.3	167 ± 3
2	+45.5 ± 7.8	82 ± 3	-77.3 ± 8.3	172 ± 3
3	+5.0 ± 8.9	69 ± 4	-88.0 ± 9.3	159 ± 4

El eje de la tasa de deformación mínima (ϵ_2) obtenido a partir de las velocidades GPS (~N167°E) es parecido al eje de presión P-axes (entre N167°E y N190°E), calculado mediante la inversión del tensor momento del terremoto de Lorca por

López-Comino (2012). Lo mismo sucede con el eje de deformación máxima (ϵ_1) ($\sim N77^\circ E$) y el eje de la tensión T-axes obtenido por López-Comino (2012) ($N90^\circ E$). La coincidencia entre las medidas sísmicas y de GPS no siempre se observa, ya que corresponden a parámetros físicos diferentes: el primero refleja la orientación de esfuerzos principales que causan el terremoto y el segundo la dirección de la deformación de la corteza (e.g. Wang, 2000). Además, los dos parámetros pueden exhibir variaciones espacio-temporales considerables, debido a perturbaciones locales controladas por estructuras preexistentes (e.g. Martínez-Díaz et al., 2012).

Los valores de las tasas de deformación dadas en la Tabla 1 indican claramente la actividad tectónica continua de la región y de la FAM en particular. Por ejemplo, en los Pirineos, las tasas de deformación calculadas a partir de mediciones de GPS indican la extensión de un orden de magnitud inferior: 2.5 ± 0.5 nstrain/yr (Asensio et al., 2012).

3.3 Desplazamientos co-sísmicos y su modelización

Referente a las deformaciones co-sísmicas, las estaciones de la red CuaTeNeo no han registrado ningún tipo de deformación relacionado con el terremoto de Lorca. En este tipo de estaciones, dado que no registran de manera continuada, es más difícil detectar un salto de pequeña magnitud. En cambio, los registros continuos de las estaciones CGPS son más idóneas para estudiar deformaciones co- y post-sísmicas. La única estación CGPS que estaba funcionando durante el terremoto en la zona de Lorca era la estación LRCA.

Con el objetivo de cuantificar el posible desplazamiento co-sísmico debido al terremoto de Lorca hemos realizado un análisis en detalle de la serie temporal de LRCA. Específicamente, se ha variado: i) el rango de serie temporal (e.g. quitar los datos anteriores al cambio de antena), ii) la modelización de la señal anual y/o la señal semi-anual iii) eliminación de observaciones aparentemente anómalas. Como resultado se obtienen unos desplazamientos co-sísmicos robustos y que concuerdan con todas las pruebas realizadas. El salto detectado en la componente N-S es de 6 ± 0.6 mm hacia el norte (Figura 4a y Tabla 3). En la componente E-W el salto es menos apreciable (-0.7 ± 0.5 mm). Mientras, en la componente vertical se observa un salto debido al cambio de antena en el 2009 pero no se puede detectar un salto co-sísmico significativo (Figura 4a) debido al elevado ruido. Las causas son: corto registro después del terremoto, la presencia de una señal anual fuerte en la componente vertical, y el error inherente del GPS en la vertical.

La otra estación CGPS en la zona (LORC) no estaba en funcionamiento durante el mes del terremoto (Figura 4b), pero el análisis de los datos después de la segunda parte de 2011, nos ayudan a calcular el salto que ha sufrido la estación entre Febrero y Junio de 2011, parcialmente relacionado con el terremoto de Lorca: Norte: -0.8 ± 0.7 mm; Este: 9.9 ± 1.1 mm. La aparente contradicción entre los desplazamientos co-sísmicos destacados en LRCA y LORC se explican por los daños estructurales importantes al edificio de LORC que afectan, en consecuencia, a la antena. Por esta razón, los datos de la estación LORC y quizás parcialmente, la estación LRCA, deben ser tratados teniendo en cuenta que los movimientos pueden

ser de carácter no tectónico. Los movimientos co-sísmicos horizontales de LRCA y LORC obtenidos están indicados con vectores de color verde en la Figura 1.

Para la interpretación de las deformaciones co-sísmicas, hemos empleado dos modelos numéricos. El primero, presentado por Frontera (2012), emplea un modelo con varias capas de Wang et al., (2003) y utiliza parámetros de la falla y su ruptura basados en la primera localización del terremoto principal y las réplicas del IGN. Para la estación LRCA el modelo daba el valor 8.6 mm de movimiento co-sísmico hacia el norte, comparando con ~ 6 mm observados con medidas geodésicas (Figura 1 y Tabla 3).

Para proporcionar unas predicciones de desplazamientos co-sísmicos más actualizadas, hemos adaptado un nuevo modelo para las deformaciones superficiales asociadas con el terremoto de Lorca utilizando el modelo de dislocación elástica de (Okada, 1985). Dado que sólo disponíamos de una medición fiable del desplazamiento co-sísmico, no ha sido posible realizar una inversión formal del desplazamiento sísmico de la falla ni ajustar los parámetros de la falla con el fin de mejorar la coincidencia entre los vectores modelados a los observados. Por lo tanto, simplemente se han utilizado los parámetros utilizados por Martínez-Díaz (2012), obtenidos mediante la inversión de datos InSAR. En la Tabla 2 se muestran los parámetros utilizados en la modelización, donde el desplazamiento co-sísmico de la falla en la dirección de movimiento (39°) es de 12.5 cm. En la estación LRCA la concordancia entre el movimiento horizontal detectado y el del modelo es sorprendentemente bueno (Tabla 3).

Utilizando las predicciones del modelo de la deformación co-sísmica también se puede explicar la ausencia de deformación co-sísmica en las estaciones de CuaTeNeo, y en particular en la estación TERC (Figuras 3 y 5)

Tabla 2: Parámetros para el modelo de dislocación elástica de *uniform slip* (12.5 cm) adaptados de Martínez-Díaz et al. (2012). Htop y Hbot son las profundidades de la falla y L es la longitud de la falla medida en la dirección del strike. Long y Lat indican las coordenadas del centro de la falla proyectada a la superficie (ver Figura 5).

Strike ($^\circ$)	Dip ($^\circ$)	Rake ($^\circ$)	Long ($^\circ$)	Lat ($^\circ$)	Htop (km)	Hbot (km)	L (km)
235	55	39	-1.680	37.689	1.5	5.0	4.0

Tabla 3: Comparación de los resultados de la modelización numérica con las observaciones en la estación CGPS LRCA.

Desplazamiento	Datos (mm) $\pm 1\sigma$ (LRCA CGPS)	Modelo (mm) (uniform slip)
S-N	6 ± 0.6	6.4
W-E	-0.7 ± 0.5	-0.2

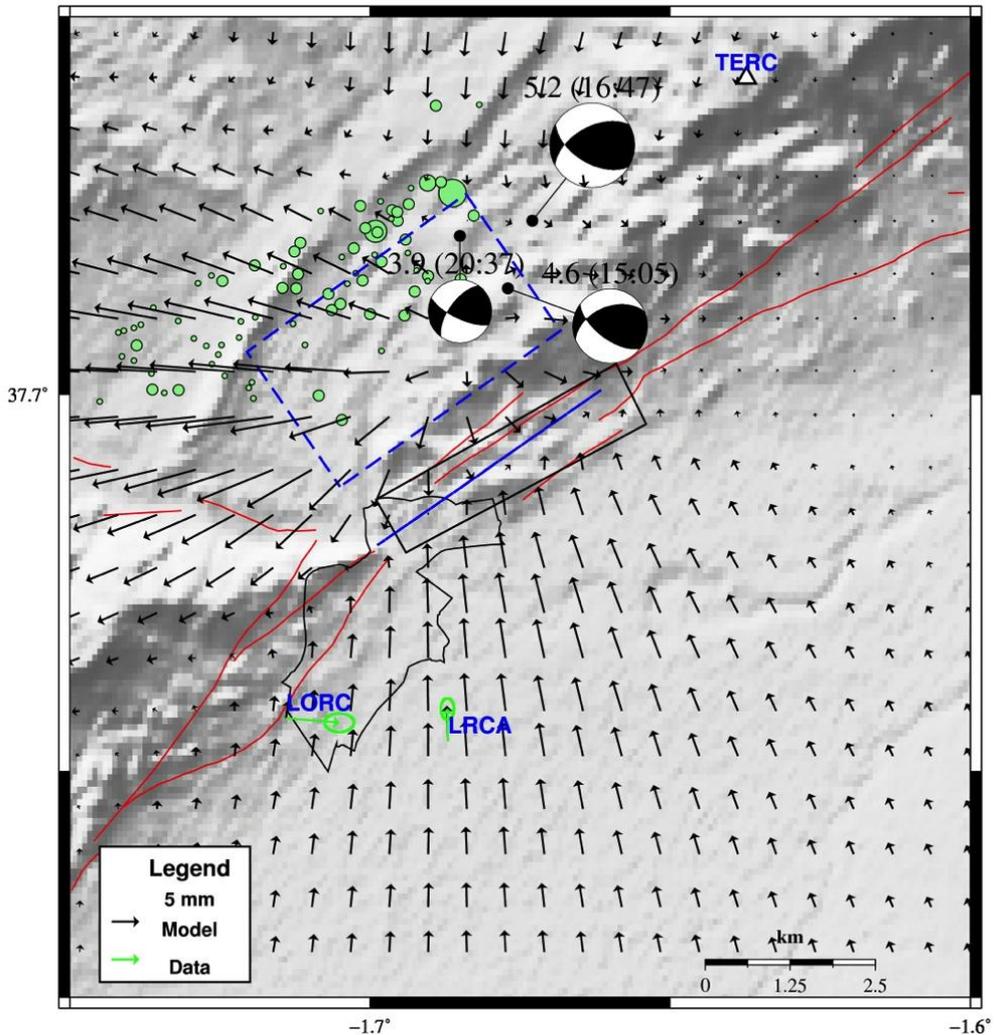


Fig. 5: Modelo de los desplazamientos co-sísmicos horizontales. La falla usada en el modelo está representada mediante un rectángulo en línea discontinua y su proyección en la superficie como una línea continua azul. Los tres mecanismos focales corresponden a los tres terremotos más importantes de la serie sísmica (el principal, Mw 5.2, un precursor de Mw 4.6 y una réplica de Mw 3.9), tomados de López-Comino et al., (2012). Los vectores representan los desplazamientos co-sísmicos observados en las estaciones CGPS LORC y LRCA. Se puede observar la ausencia de deformación para la estación TERC de la red CuaTeNeo.

4. Conclusiones

Mediante el análisis de cinco campañas GPS de la red CuaTeNeo, realizadas entre 1997 y 2011, se ha observado la cinemática inversa y sinistral del sector de Lorca-Totana de la Falla de Alhama de Murcia, la cual coincide con la cinemática obtenida mediante el mecanismo focal del terremoto de Lorca (López-Comino et al., 2012) y el análisis de datos neo-tectónicos (Martínez-Díaz, 2002).

Las estaciones del bloque sur-oriental de la falla muestran unas velocidades con orientación NNO, aproximadamente paralela a la convergencia entre las placas Eurasiática y Nubia. Esta convergencia es la principal causante de la deformación en la zona, absorbiéndose una tercera parte en el margen sur-oriental de las Béticas. Las estaciones situadas en el bloque noroccidental de la falla, presentan unas velocidades de magnitud muy inferior y orientadas hacia el oeste.

Las estaciones GPS de la red CuaTeNeo no han registrado ningún tipo de deformación co-sísmica relacionada con el terremoto de Lorca. El análisis detallado de la estación continua LRCA, muestra un salto de 6 ± 0.6 mm hacia el norte. El modelo de dislocación elástica, construido utilizando los parámetros de la falla y del terremoto proporcionados en recientes publicaciones de López-Comino (2012) y de Martínez-Díaz (2012) predicen un movimiento co-sísmico en la misma localidad muy similar al observado.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido subvencionado por los proyectos CuaTeNeo (CGL2004-21666-E) y CONSOLIDER Topo-Iberia (CSD2006-00041). A.E. es beneficiaria de una beca pre-doctoral APIF de la Universidad de Barcelona, y E.A. de una beca FPU del Ministerio de Educación de España. La campaña del 2011 fue subvencionada por la Facultat de Geologia de la Universitat de Barcelona y por el Laboratori d'Estudis Geofísics Eduard Fontserè del Institut d'Estudis Catalans. También nos gustaría agradecer la información y los datos aportados a la Dirección General de Patrimonio Natural y Biodiversidad y a la Consejería de Obras Públicas de la Región de Murcia. Agradecemos a todas las personas que han colaborado y realizado las campañas de campo.

Referencias bibliográficas

- ASENSIO, E., KHAZARADZE, G., ECHEVERRÍA, A., KING, R.W. & VILAJOSANA, I., (2012). GPS studies of active deformation in the Pyrenees. *Geoph. J. Int.*, 190, 913-921.
- BUFORN, E., BEZZEGHOUD, M., UDÍAS, A. & PRO, C., (2004). Seismic Sources on the Iberia-African Plate Boundary and their Tectonic Implications. *Pure Appl. Geophys.* 161, 623 - 646, doi: 610.1007/s00024-00003-02466-00021.
- BUFORN, E., SANZ DE GALDEANO, C. & UDÍAS, A. (1995), Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region. *Tectonophysics* 248, 247-261.
- DEMETS, C., GORDON, R.G. & ARGUS, D.F. (2010). Geologically current plate motions. *Geoph. J. Int.* 181, 1-80.

- FRONTERA, T., CONCHA, A., BLANCO, P., ECHEVERRÍA, A., GOULA, X., ARBIOL, R., KHAZARADZE, G., PÉREZ, F. & SURIÑACH, E. (2012). DInSAR coseismic deformation of the May 2011 Mw 5.1 Lorca earthquake, (Southern Spain). *Solid Earth* 3, 111-119.
- GARCÍA-MAYORDOMO, J., INSÚA-ARÉVALO, J.M., MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J., JIMÉNEZ-DÍAZ, A., ALVÁREZ-GÓMEZ, J.A., PÉREZ-LÓPEZ, R., RODRÍGUEZ-PASCUA, M.A., MARTÍN-GONZÁLEZ, F., GINER-ROBLES, J., MASANA, E., NEMSER, E. & CABRAL, J. (2010). Quaternary Active Faults DataBase of Iberia v 01. Technical editor: S. Martín Alfageme, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- GONZÁLEZ, P.J. & FERNÁNDEZ, J. (2011). Drought-driven transient aquifer compaction imaged using multitemporal satellite radar interferometry. *Geology* 39, 551-554.
- IGME (2011): INFORME GEOLÓGICO PRELIMINAR DEL TERREMOTO DE LORCA DEL 11 DE MAYO DEL AÑO 2011, 5.1 Mw. Instituto Geológico y Minero de España (www.igme.es), Madrid, p. 47.
- IGN (2011): INFORME DEL SISMO DE LORCA DEL 11 DE MAYO DE 2011. Instituto Geográfico Nacional de España (<http://www.ign.es/ign/resources/sismologia/www/lorca/Lorcainfo2011.pdf>), Madrid, p. 138.
- LÓPEZ-COMINO, J.-Á., MANCILLA, F.D.L., MORALES, J. & STICH, D. (2012). Rupture directivity of the 2011, Mw 5.2 Lorca earthquake (Spain). *Geophys. Res. Lett.* 39, L03301.
- MALVERN, L.E. (1969): Introduction to the mechanics of a continuous medium. *Prentice-Hall*, Englewood Cliffs, N.J.
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J. (2002). Stress field variation related to fault interaction in a reverse oblique-slip fault: the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. *Tectonophysics* 356, 291-305.
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J., BEJAR-PIZARRO, M., ÁLVAREZ-GÓMEZ, J.A., MANCILLA, F.D.L., STICH, D., HERRERA, G. & MORALES, J. (2012). Tectonic and seismic implications of an intersegment rupture. The damaging May 11th 2011 Mw 5.2 Lorca, Spain, earthquake. *Tectonophysics* 546-547, 28-37.
- MARTÍNEZ SOLARES, J.M. & MEZCUA, J. (2002). Catálogo Sísmico de la Península Ibérica (880 a.c. - 1900). *Monografía de Instituto Geográfico Nacional de España* 18, 253.
- MCCLUSKY, S., BALASSANIAN, S., BARKA, A., DEMIR, C., ERGINTAV, S., GEORGIEV, I., GURKAN, O., HAMBURGER, M., HURST, K., KAHLE, H., KASTENS, K., KEKELIDZE, G., KING, R., KOTZEV, V., LENK, O., MAHMOUD, S., MISHIN, A., NADARIYA, M., OUZOUNIS, A., PARADISSIS, D., PETER, Y., PRILEPIN, M., REILINGER, R., SANLI, I., SEEGER, H., TEALEB, A., TOKSOZ, M.N. & VEIS, G. (2000). Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *J. Geophys. Res.* 105, 5695-5719.
- OKADA, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 75, 1135-1154.

- SORO, M., GIMÉNEZ, J. & FLETA, J. (1997). Descripció dels emplaçaments per a observacions GPS del marge sudoriental de la Península Ibèrica (prov. Almería i Murcia). Projecte CuaTeNeo. ICC, Barcelona, Spain.
- STICH, D., AMMON C. J. & MORALES, J. (2003). Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region. *J. Geophys. Res.* 108, B3, 2148.
- VISSERS, R.L.M. & MEIJNINGER, B.M.L. (2011). The 11 May 2011 earthquake at Lorca (SE Spain) viewed in a structural-tectonic context. *Solid Earth* 2, 199-204.
- WANG, K. (2000). Stress-strain 'paradox', plate coupling, and forearc seismicity at the Cascadia and Nankai subduction zones. *Tectonophysics* vol. 319, 321-338.