

Interpretación tectónica de la fuente del terremoto de Lorca de 2011 (M_w 5,2) y sus efectos superficiales

J. J. Martínez-Díaz^(1, 2), J. A. Álvarez-Gómez⁽¹⁾, J. García-Mayordomo⁽³⁾, J. M. Insua-Arévalo⁽¹⁾, F. Martín-González⁽⁴⁾ y M. J. Rodríguez-Peces⁽¹⁾

(1) Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid.
Avda. J. Antonio Novais s/n. 28004 Madrid.

jmdiaz@geo.ucm.es

(2) Instituto de Geociencias IGEO (UCM, CSIC). Universidad Complutense de Madrid.

Avda. J. Antonio Novais s/n. 28004 Madrid

(3) Grupo de Riesgos Geológicos. Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas 23. 28003 Madrid

(4) Área de Geología. ESCET. Universidad Rey Juan Carlos. C/Tulipán, s/n. Móstoles, 28933 Madrid

RESUMEN

El 11 de mayo de 2011 ocurrió un terremoto de magnitud M_w 5,2 en el SE de la Cordillera Bética que produjo enormes daños en Lorca. El objetivo de este trabajo es realizar un análisis e interpretación de la fuente geológica del terremoto de Lorca que explique su localización, magnitud y efectos superficiales generados. Se analizan las estructuras en el entorno de la región epicentral, la distribución espacial de la secuencia, los daños en las edificaciones y los deslizamientos y desprendimientos inducidos. Combinando todos estos aspectos se presenta una visión sinóptica de la génesis y de los efectos del sismo y se discuten a través del estudio de la transferencia de esfuerzos estáticos de Coulomb, las posibles implicaciones en la peligrosidad de los segmentos adyacentes de la Falla de Alhama de Murcia (FAM). Las características sismotectónicas del terremoto, la estructura local y la localización y cuantía de la deformación superficial son coherentes con una ruptura asimétrica (propagándose hacia el SO) de un tramo de la FAM de hasta 7 km de longitud, aunque la mayor parte de la energía se liberó en una estructura compleja coincidiendo con el dúplex de Matalauva al SO del epicentro. La ruptura produjo una sacudida orientada NO-SE (perpendicular a la falla) que explicaría los efectos de direccionalidad observados en los desprendimientos de rocas y en los daños orientados de los edificios. El efecto de direccionalidad de la ruptura hacia el SO explicaría la concentración de los mayores efectos en el barrio de la Viña, al sur de Lorca, y en la vertiente norte de la Sierra de la Peña Rubia asociados a un pulso de movimiento de gran amplitud.

Palabras clave: cordillera Bética, falla activa, falla de Alhama de Murcia, Lorca, terremoto

Tectonic interpretation of the source of the 2011 M_w 5.2 Lorca earthquake and its surface effects

ABSTRACT

On 11 May 2011 a 5.2 M_w earthquake struck the city of Lorca (south-east Spain), causing huge damage. The aim of this paper is to analyse and interpret the geological source of the earthquake in order to explain its location, size and surface effects. We have studied in detail the tectonic structure of the epicentral region, the spatial distribution of the seismic sequence and the distribution and characteristics of the damage and earthquake-triggered debris and rock falls. Combining all this information we provide a synoptic view of the genesis and the effects of the earthquake and discuss the implications of this event in the context of the seismic hazard of the adjacent Alhama de Murcia fault (FAM) segments according to Coulomb failure stress modelling. The seismotectonic characteristics of the earthquake, the local structure of the epicentral area, and the location and amount of surface deformation are consistent with the asymmetric (southward propagating) rupture of a section of the FAM up to 7 km in length. Nevertheless, most of the energy was released in a complex structure coinciding with the Matalauva duplex located to the SW of the hypocentre. This rupture produced a pulse of NW-SE strong ground motion (normal to the FAM), with its maximum amplitude located to the south-west of the seismic sequence. This explains the directionality effects observed in the distribution of the rock-falls and building damage. The concentration of the worst of the damage on the northern slopes of the Sierra de la Peña Rubia is consistent with this seismotectonic scenario.

Key words: active fault, Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, earthquake, Lorca

ABRIDGED ENGLISH VERSION

Introduction

On 11 May 2011 a 5.2 M_w earthquake struck the city of Lorca in south-eastern Spain. This earthquake occurred 2 hours after a 4.6 M_w foreshock and caused 9 deaths, 300 injuries, serious damage to 1,164 buildings and economic losses of over 2,000 M€.

The aim of this paper is to analyse and interpret the geological source of the Lorca earthquake and to explain its location, size and surface effects. To this end we have studied in detail the tectonic structure of the vicinity of the epicentral region, the spatial distribution of the seismic sequence and the distribution and nature of the damage and earthquake-triggered rock falls. Combining this information we provide a synoptic view of the genesis and the effects of the earthquake and discuss the implications of this event in the context of the seismic hazard of the adjacent Alhama de Murcia fault (FAM) segments according to Coulomb failure stress modelling.

The Lorca seismic sequence and its surface effects

The Lorca seismic series occurred near the junction of two major segments of the Alhama de Murcia fault (FAM) (Fig. 1), the Goñar-Lorca and Lorca-Totana segments (Fig. 2). The distance from the epicentres to the FAM trace can be explained by the 55° - 65° NW dip of the fault. Given that the hypocentral depths of the largest earthquakes of the series and most of the aftershocks were between 4 and 8 km (López-Comino et al., 2012), the position of the series is consistent with the fault plane of the FAM.

The spatial distribution of macroseismic intensity is also consistent with the geometry of the FAM (Fig. 2). Most of the area affected by intensity (EMS) > V is located towards the north of the FAM, on the hanging wall of the fault.

Figure 3 shows the distribution of the surface effects triggered by the earthquake. These effects are basically of two types: a) rock falls and slope instabilities (green squares) and, b) damage to buildings (red and yellow dots in the same figure). Most of the rock falls and significant debris (> 1 m³) have been mapped on the Upper-Miocene calcarenitic crests of the Lorca basin, located on the hanging wall of the fault. We only took into account the instabilities observed in natural slopes and escarpments, disregarding those smaller but more numerous ones occurring along man-made slopes of roads. Most of the rock falls were located to the SW of the epicentre of the main shock.

During a field geological survey conducted two days after the earthquake no evidence of surface rupture was observed. Most surface effects were damage to buildings and the rock falls mentioned above. These effects were described in the preliminary report issued by IGME after the earthquake (IGME 2011) and also in more recent works (cf. Rodríguez-Peces et al., 2012).

Apart from slope instabilities, other geological effects have been observed in the field that bear witness to the strong ground motion experienced in some places: overturned boulders on slopes and fresh joints created in calcarenites by lateral fracture opening (Figs 4 and 5). There were numerous examples of boulders and blocks, sometimes of considerable size and located on slopes steeper than 25°-30°, which were overturned by the shaking (Fig. 6b,c).

Geology of the epicentral area

Focal mechanisms calculated by different agencies (Instituto Andaluz de Geofísica; Instituto Geográfico Nacional; Global CMT Project) are fairly homogeneous (Fig. 2). All of them show a focal solution sub-parallel to the FAM. The local structure of the FAM was mapped in detail in the epicentral area using both field data and a digital terrain model derived from LIDAR data from the Murcia Regional Government's CARTOMUR WEBSITE (www.cartomur.com) (Figs 7 and 8). In this area the trend of the FAM changes from N55° to N35°. The fault structure is complex, consisting of several branches that form a compressional strike-slip duplex (the Matalauva duplex) (Martínez-Díaz, 1999; 2002), which interacts with a WNW-ESE secondary fault (Las Viñas Fault) along the northern edge of the Sierra de La Peña Rubia (Fig. 3).

Implications of the Lorca earthquake in the context of seismic hazard

To analyse the influence of the Lorca earthquake in the context of the seismic hazard of the FAM we undertook Coulomb failure-stress-change (CFS) modelling to calculate the possible stress loading induced on the adjacent segments of the FAM. These segments are of particular interest since previous palaeoseismic analyses have identified Holocene palaeo-earthquakes of magnitude $M_w > 6.5$ associated with them (Masana et al., 2004). The largest CFS loading is located in the two sections of the FAM adjacent to the 2011 rupture, and also in the deepest area of the fault plane, below the rupture area (Fig. 9). The southernmost area of increased CFS

coincides with the compressional strike-slip duplex of Lorca (Fig. 9) (Silva et al., 1992; Martínez-Díaz, 1999). This structure is similar in size to that interpreted as being the source of the 2011 earthquake. The stress change in the Lorca duplex exceeds 1 bar, a value that has been shown to be enough to generate triggering processes (Stein, 1999; Chen et al., 2010). The other section of the FAM with CFS loading is the Carraclaca area. This area is part of the Lorca-Totana segment of the FAM.

The current state of stress in the fault is unknown, making CFS loading values difficult to use in quantifying changes in the seismic hazard. Nevertheless, when compared with recurrence intervals calculated using palaeoseismic data of the FAM segments adjacent to Lorca (Martínez-Díaz et al., 2001; García-Mayordomo, 2005; Masana et al., 2004; Ortuño et al., 2012), the time advance produced by the CFS change associated with the Lorca 2011 earthquake is estimated to range between 5% and 28% of the recurrence interval.

Discussion and Conclusions

The seismotectonic characteristics of the earthquake, the local structure of the epicentral area and the distribution and amount of surface deformation described in previous works are consistent with the asymmetric, southward propagating, rupture of a section of the FAM up to 7 km in length (Figs 3 and 7). Most of the energy, however, was released in an area of approximately 4 x 3 km, coinciding with the Matalauva duplex to the SW of the hypocentre (Fig. 7). Previous studies, using INSAR interferometry for modelling the ground deformation induced by the earthquake support this interpretation (Martínez-Díaz et al., 2012). This structural complexity generates long-term local changes in the stress tensor, thus explaining the complex kinematic structures in the side of the hanging wall.

The nature and distribution of the surface effects of the earthquake appear to be closely related to its tectonic characteristics. Evidence from eyewitnesses, security cameras and the accelerometric record of the Lorca station, all indicate that most of the ground shaking was concentrated in a pulse of NW-SE movement. The orientation of this pulse and the influence of the directivity of the propagation of the dynamic rupture explain most of the observed surface effects.

Strong ground-motion showing a strong pulse of movement belongs to a special kind of ground-motion that has been related to severe damage to structures. This type of motion (usually called pulse) is typically observed in the vicinity of the rupture plane, and it is perpendicular to the rupture plane (Fig. 10). (Somerville et al., 1997; Somerville, 2003, 2005; Spudich and Chiou, 2008). Moreover, in well studied cases such as the Landers 1994 earthquake, with many acceleration and velocity records along the rupture plane, these data have shown that south-to-north directivity in the dynamic rupture gave rise to an increase in the amplitude of horizontal movement and a concentration of the shaking in a pulse normal to the fault (Fig. 11). In the case of the Lorca earthquake we have only one accelerometric record near the rupture (Fig. 11b, c) but an analysis of local seismograms undertaken by López-Comino et al. (2012), together with the effects of the earthquake and the structure and geometry of the fault, is consistent with the rupture proposed from the seismotectonic analysis (yellow ellipse in Fig. 12a), in which the slip (dashed ellipse in the same figure) reaches a maximum value of ~15 cm. This rupture would have produced a strong NW-SE pulse of ground motion (normal to the FAM) with its maximum amplitude located outside the rupture to the southwest of the seismic sequence. This would explain the directionality effects observed in the rock falls and damage to buildings. The concentration of most of the damage to the southern districts of Lorca (particularly intense in the La Viña District) and along the northern slopes of the Sierra de la Peña Rubia is consistent with this seismotectonic scenario (Fig. 11b).

Coulomb stress transfer induced by the Lorca 2011 earthquake, loading the adjacent segments of the FAM, and the evidence of the directionality and intensity of the strong ground motion, controlled by tectonic factors, should be born in mind in seismic-risk studies in the region. The confirmation of the existence of strong ground-motion pulses perpendicular to the rupturing fault plane and the significant influence of the proximity to the seismic source should be taken into account in municipal land-management plans in villages close to the large active faults and in the structural design of buildings.

Introducción

El 11 de mayo de 2011 ocurrió un terremoto de magnitud M_w 5,2 en la región oriental de la Cordillera Bética que afectó de forma importante a la localidad de Lorca (Murcia). Este evento ocurrió aproximadamente dos horas después de un precursor de magnitud M_w 4,6. El terremoto principal causó 9 víctimas mortales, 300 heridos y daños severos en más de 1200 edificios

de diversas tipologías, induciendo pérdidas estimadas en alrededor de 2000 M€.

Este terremoto presenta especial interés ya que, pese a su escasa magnitud, generó importantes efectos socioeconómicos y ocurrió en una zona de articulación entre dos segmentos activos de la Falla de Alhama de Murcia (FAM) (Bousquet, 1979). Según estudios paleosísmicos previos llevados a cabo en los distintos segmentos de esta falla, se han produ-

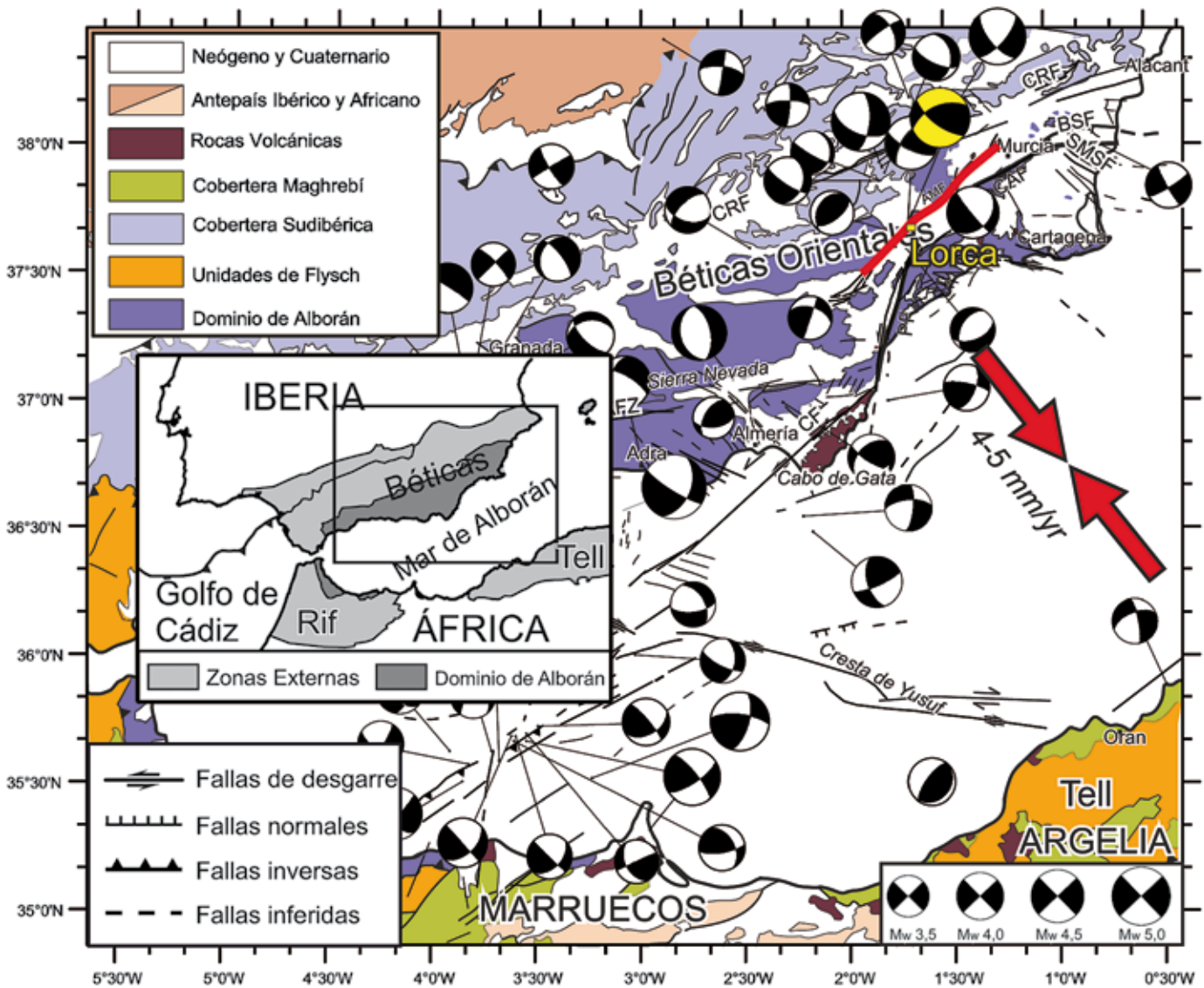


Figura 1. Mapa geológico de la Cordillera Bética y del mar de Alborán en el que se proyectan los mecanismos focales procedentes del Instituto Andaluz de Geofísica (<http://www.ugr.es/~iag/tensor/>). En amarillo se resalta el mecanismo focal del terremoto de Lorca de M_w 5,2. Las flechas rojas marcan la dirección y la velocidad de acortamiento regional media para la zona a partir de datos de velocidades GPS (DeMets *et al.*, 1994). La falla marcada en rojo representa la Falla de Alhama de Murcia (FAM).

Figure 1. Geological map of the Betic Cordillera and the Alboran Sea regions, onto which are projected the focal mechanisms from the Instituto Andaluz de Geofísica (<http://www.ugr.es/~iag/tensor/>). The focal mechanism of the Lorca M_w 5.2 earthquake is highlighted in yellow. The red arrows mark the direction of regional horizontal shortening. Beside them the shortening velocity of the area according to GPS velocity data is indicated (DeMets *et al.*, 1994). The fault drawn in red is the Alhama de Murcia fault (FAM).

cido eventos sísmicos de magnitud $M_w > 6,5$ durante el Holoceno a lo largo de la misma (Masana *et al.*, 2004; Ortuño *et al.*, 2012). Por ello, conocer cómo se comporta desde el punto de vista sismogénico esta falla y cuál es su estructura de detalle, en concreto su sector más próximo a Lorca, es de gran importancia a la hora de analizar el potencial sismogénico máximo de la FAM.

La FAM es una falla de desgarre sinistral con componente inversa (Martínez-Díaz, 2002). Se trata de una

de las fallas activas de mayor longitud de la zona de cizalla de las Béticas Orientales (Silva *et al.*, 1993). La mayoría de los terremotos históricos destructivos ocurridos a lo largo del valle del Guadalentín, así como parte importante de la sismicidad instrumental, parecen estar asociados a ella. Se trata asimismo, según los primeros trabajos realizados tras su ocurrencia, de la fuente más probable del terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011 (IGME, 2011; Vissers y Meijninger, 2011; Frontera *et al.*, 2012; Martínez-Díaz *et al.*, 2012a).

El objetivo de este trabajo es realizar un análisis e interpretación de la fuente geológica del terremoto de Lorca que explique su localización, su magnitud y los efectos superficiales generados por el mismo. Para ello, se analizan de forma detallada las estructuras en el entorno de la región epicentral la distribución espacial de los epicentros de la secuencia, de los daños en las edificaciones y de los desprendimientos inducidos por el terremoto. Combinando todos estos aspectos se presenta una visión sinóptica de la génesis y de los efectos del sismo y se discuten, a través del estudio de la transferencia de esfuerzos estáticos inducida, las posibles implicaciones en la peligrosidad de los segmentos de la FAM adyacentes a Lorca.

Marco tectónico

El terremoto de Lorca se localiza en las Zonas Internas de la Cordillera Bética (Fig. 1), comúnmente conocidas como el Dominio de Alborán (Balanya y Dueñas García, 1987). Este dominio está estructurado por una serie de complejos tectono-sedimentarios, compuestos de rocas paleozoicas, mesozoicas y terciarias dispuestas en un apilamiento de mantos de corrimiento generados durante la formación del Orogeno Alpino (Egeler y Simon, 1969). Muchos de los contactos entre estos complejos (Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide) fueron reactivados como fallas normales de bajo ángulo bajo un régimen extensional (Aldaya *et al.*, 1991; García Dueñas *et al.*, 1992; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1989; Jabaloy *et al.*, 1993) al menos hasta el Serravaliense (Martínez-Martínez y Azañón, 1997). El periodo neotectónico en el sector oriental de la Cordillera Bética comenzaría tras esta etapa extensional hace unos 9 Ma, dominado por un régimen compresivo con un máximo acortamiento NO-SE controlado por la convergencia entre las placas tectónicas Europea y Africana (Fig. 1). Los datos de velocidades GPS calculados en los últimos años a través de modelos regionales en el Mediterráneo occidental sugieren un acortamiento regional en el este de la Cordillera Bética entre 4 y 5 mm/a según una dirección casi ortogonal a la FAM (Fig. 1) (Koulali *et al.*, 2011). Velocidades GPS de carácter más local obtenidas por la red Cuateneo (Khazaradze *et al.*, 2008; Frontera *et al.*, 2012) indican, sin embargo, direcciones algo más norteadas y más coherentes con la componente de desgarre sinistral que presenta la FAM.

Las velocidades geodésicas, en todo caso, indican que las velocidades de movimiento que cabe esperar en las fallas activas de las Béticas orientales han de ser menores a 1 mm/a para cada una de las fallas individuales. En el caso de la FAM esto es coherente

con las observaciones geológicas para periodos de tiempo neotectónicos y con los estudios paleosísmicos sobre materiales cuaternarios que indican velocidades que oscilan entre 0,08 y 0,5 mm/a (Masana *et al.*, 2004; Martínez-Díaz *et al.*, 2012a; Ortuño *et al.*, 2012).

En relación con el régimen tectónico de la sismicidad, los mecanismos focales de los terremotos de magnitud mayor a 3,5 en el este de las Béticas (Fig.1) indican la existencia de regímenes de esfuerzos y deformación diferentes a distintas escalas, con terremotos de componente normal y normal-direccional asociados principalmente a fallas de orientaciones que van de NO-SE a N-S, mientras que los mecanismos de carácter más compresivo, inversos o inverso-direccionales, se asocian mayoritariamente a las fallas con una orientación más cerca de la perpendicularidad al acortamiento regional (NE-SO a E-O). En este sentido, la mayoría de los mecanismos focales a lo largo de la FAM presentan este carácter compresivo con cinemáticas que van de sinistral-inversa a inversa (Martínez-Díaz *et al.* 2012b).

La serie sísmica de Lorca y sus efectos

La serie sísmica de Lorca comenzó con un evento precursor de magnitud M_w 4,6 que ocurrió a las 15:05 UTC (hora local 17:05) el día 11 de mayo de 2011. A las 16:47 ocurrió el terremoto principal que alcanzó una magnitud M_w 5,2. A pesar de su tamaño moderado, este terremoto causó enormes daños materiales tanto en edificaciones de viviendas como en el patrimonio artístico, además de las nueve víctimas mortales y numerosas víctimas y desplazados (IGME, 2011).

La serie de réplicas que sucedieron al evento principal fueron relativamente escasas. Se detectaron 113 réplicas durante los 3 meses siguientes, el 80% de ellas ocurridas en los primeros 7 días (López-Comino *et al.*, 2012). Estos autores llevaron a cabo una relocalización de estas réplicas utilizando datos de una red sísmica local y el método de las dobles diferencias. La nube de réplicas obtenidas se muestra en las Figuras 2 y 3. La totalidad de ellas se sitúan al NO de la traza de la FAM entre 1 y 4 km al NE de la localidad de Lorca. El precursor y el evento principal tienen una posición excéntrica en el extremo oriental de la nube de réplicas.

Los mecanismos focales calculados por las distintas agencias (Instituto Andaluz de Geofísica; Instituto Geográfico Nacional; Global CMT Project) son bastante homogéneos e indican un plano casi paralelo a la FAM con buzamiento NO y un plano NO-SE con buzamiento SO. La cinemática es claramente oblicua

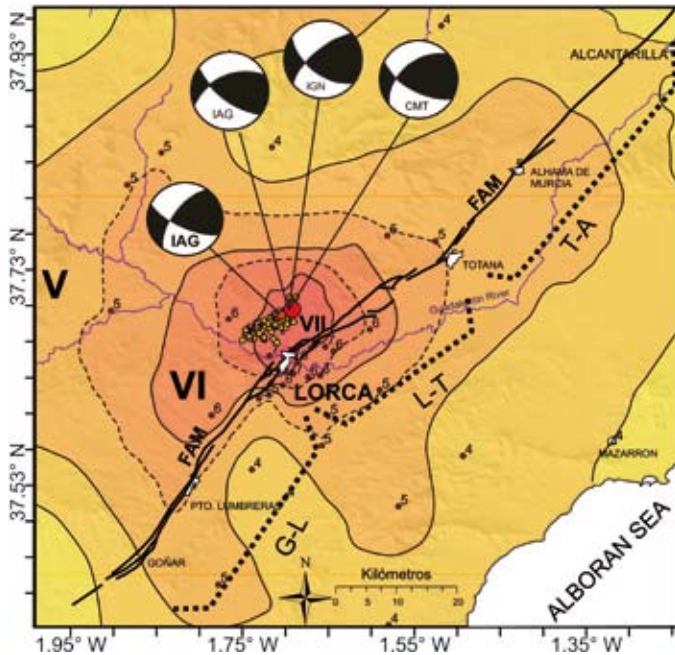


Figura 2. Mapa de isosistas del terremoto de Lorca construido a partir de datos del Instituto Geográfico Nacional (IGN, 2011) que se proyectan sobre el mapa de la traza de la FAM. Se proyectan asimismo los epicentros y las réplicas de la serie sísmica de Lorca (datos tomados de López-Comino *et al.*, 2012). Se proyectan también los mecanismos focales del precursor (punto naranja) y del evento principal (punto rojo) calculados por varias agencias (IGN: Instituto Geográfico Nacional; IAG: Instituto Andaluz de Geofísica; HAR: The Global Centroid-Moment-Tensor (CMT) Project, <http://www.globalcmt.org/>). FAM: Falla de Alhama de Murcia.

Figure 2. *Isoseismal map of the Lorca earthquake, according to data from the Instituto Geográfico Nacional (IGN, 2011), projected onto the map of the Alhama de Murcia fault line, together with the epicentres and aftershocks of the Lorca seismic series (data from López-Comino *et al.*, 2012). Also projected are the focal mechanisms of the foreshock (orange dot) and the main shock (red dot) as calculated by several agencies (IGN: Instituto Geográfico Nacional, IAG: Instituto Andaluz de Geofísica, HAR: The Global Centroid-Moment-Tensor (CMT) Project, <http://www.globalcmt.org/>). FAM: Alhama de Murcia fault.*

con una componente oblicua-desgarre casi del 50% (Fig. 2).

Desde un punto de vista tectónico regional, la serie sísmica de Lorca se sitúa muy cerca de la zona de unión entre dos de los segmentos principales de la FAM, los segmentos Góñar-Lorca y Lorca-Totana (Fig. 2). La distancia horizontal entre los epicentros de la serie y la traza de la falla se explica por el buzamiento hacia el NO de la falla que oscila entre 55° y 65°. Teniendo en cuenta que las profundidades hipocentrales de los mayores terremotos de la serie y de buena parte de las réplicas se sitúan entre los 4 y 8 km (López-Comino *et al.* 2012), la posición de la serie coincide aproximadamente con el plano de falla de la FAM. Por otra parte, la distribución espacial de las intensidades es también coherente con la geometría de

la FAM (Fig. 2). Lo mismo ocurre con la distribución de daños; la mayor parte del área sometida a intensidades superiores a VI se sitúa al norte de la traza de la FAM en el bloque de techo de la misma.

A una escala más detallada, la Figura 3 muestra la distribución de los efectos superficiales del terremoto en la zona más próxima a la serie sísmica. Estos efectos son fundamentalmente de dos tipos: a) desprendimientos provocados por el sismo (cuadrados verdes de la Figura 3) y b) daños en edificaciones (puntos rojos y amarillos de la misma figura). La mayor parte de los desprendimientos de dimensiones significativas ($> 1 \text{ m}^3$) se han cartografiado en las cornisas de las calcarenitas del Mioceno superior de la Cuenca de Lorca. Solamente se consideran en este trabajo aquellas inestabilidades observadas en laderas y escarpes naturales con las dimensiones mínimas antes citadas, y no aquellas innumerables que se registraron a lo largo de los taludes artificiales de caminos y carreteras. Como muestra la Figura 3 la mayor parte de las inestabilidades de ladera se sitúan al SO del epicentro del terremoto principal.

Además de su distribución espacial, el estudio de las inestabilidades ha mostrado unas características de direccionalidad que resultan interesantes a la hora de entender los efectos inducidos por el sismo. Como se muestra en la Figura 4 se ha observado que la mayoría de las inestabilidades se produjeron en laderas encaradas hacia orientaciones SE y NO. Un caso especialmente ilustrativo es la cresta de yesos Messinienses asociada a un relieve en cuesta situado al Norte del cejo de Los Enamorados (Fig. 4). La ladera asociada a la cresta presenta una forma sinuosa, cambiando de dirección debido a la erosión de las ramblas, de modo que el escarpe presenta orientaciones muy variadas. Sin embargo, todos los desprendimientos se han producido en los tramos encarados hacia el SE, como cabría esperar de una sacudida con esa orientación. Una sacudida perpendicular a la ladera tiende a abrir grietas y diaclasas y a favorecer el desprendimiento de bloques en mayor medida que una sacudida paralela a la dirección de la ladera (Fig. 4). Este mismo efecto se aprecia en muchos puntos de la Sierra de Las Estancias apoyando que la sacudida del terreno pudo ser más intensa en una dirección aproximadamente NO-SE. En algunos casos el análisis individualizado de los desprendimientos permite observar, tal y como se aprecia en la Figura 5, que, aunque la dirección del desprendimiento esté controlada hacia una dirección determinada por la pendiente de la ladera, el plano cuya apertura controla la caída de la masa rocosa puede ser coherente con la sacudida NO-SE. En dicha foto se aprecia cómo el desprendimiento se produce hacia el oeste debido

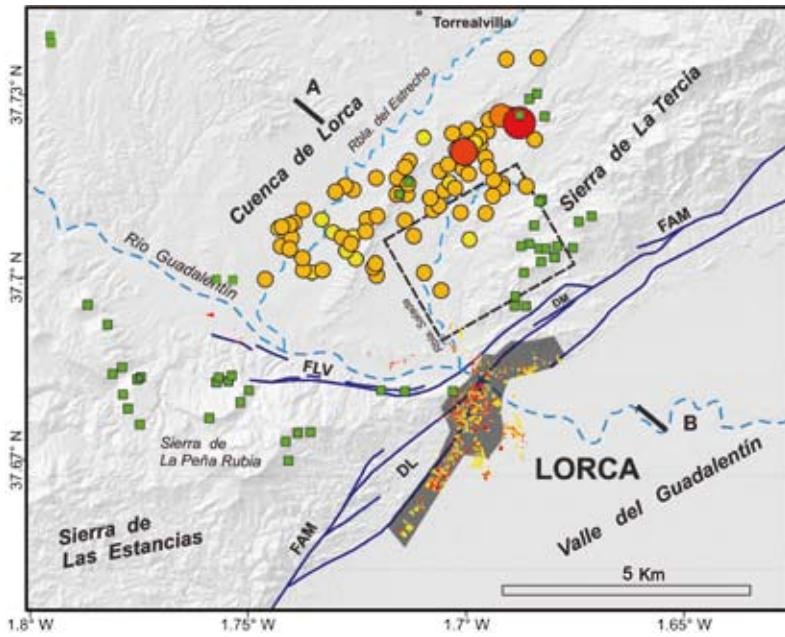


Figura 3. Mapa de distribución de los efectos generados por el terremoto de Lorca. Junto con los epicentros de las réplicas (puntos naranjas y amarillos) se muestran los desprendimientos de rocas provocados por el terremoto (cuadrados verdes). Los puntos rojos y amarillos representan las edificaciones que han sufrido daños graves o muy graves a causa del terremoto según datos cedidos por la CARM: Comunidad Autónoma de la Región de Murcia. El recuadro negro discontinuo indica la proyección de ruptura sobre el plano de falla que según la modelización de Martínez-Díaz *et al.* (2012a) generó el terremoto de Lorca. FAM: Falla de Alhama de Murcia. FLV: Falla de Las Viñas. DM: Dúplex de Matalahuva; DL: Dúplex de Lorca.

Figure 3. Map of the surface effects generated by the Lorca earthquake with the epicentres of the aftershocks (orange and yellow dots). The rockfalls triggered by the earthquake are projected as green squares. The small red and yellow dots and polygons represent buildings that have suffered serious or very serious damage during the earthquake according to data yielded by the Murcia Regional Government CARM. The dashed black box indicates the projection of the rupture on the fault plane which, according to the modelling of Martínez-Díaz *et al.* (2012a), produced the Lorca earthquake. FAM: Alhama de Murcia fault. FLV: Las Viñas fault. DM: Matalahuva duplex; DL: Lorca duplex.

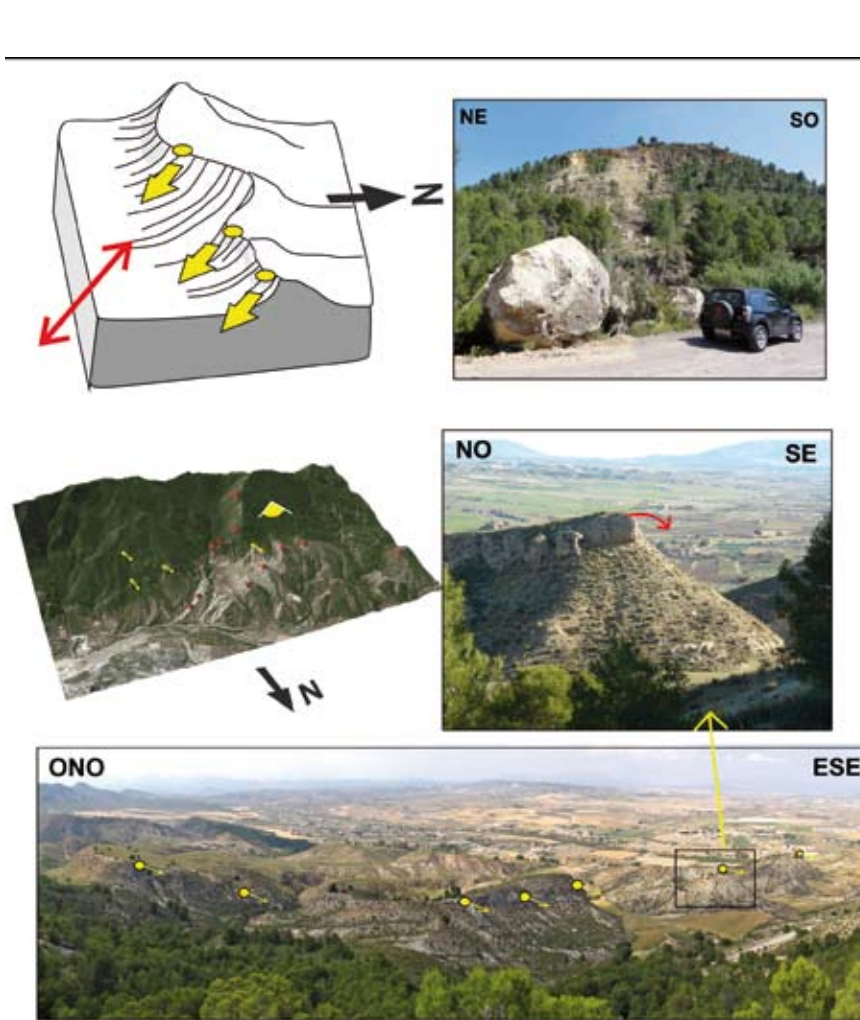


Figura 4. Arriba a la izquierda: modelo interpretativo de la direccionalidad observada en los desprendimientos de rocas a lo largo de la vertiente norte de la Sierra de la Peña Rubia. Los desprendimientos se concentran en las laderas encaradas hacia la dirección NO-SE. A la derecha de este esquema se muestra un ejemplo de desprendimiento en la rambla de los 17 Arcos. La panorámica inferior muestra la posición de los desprendimientos de rocas generados por el terremoto de Lorca a lo largo de la cresta de yesos messinienses situada al norte del Cejo de los Enamorados. Los puntos amarillos y las flechas indican la posición de la cabecera del desprendimiento y el sentido de la caída. En el centro a la izquierda se muestra una visión oblicua 3D del relieve en la vertiente norte de la Sierra de La Peña Rubia. Las líneas rojas y amarillas muestran la posición y dirección de movimiento de las inestabilidades identificadas en la zona. El ángulo amarillo marca el punto de vista y la orientación de la vista mostrada en la panorámica inferior. Los puntos rojos con flechas alineados al norte del mismo son los marcados en amarillo en la fotografía panorámica.

Figure 4. Top left: interpretative model of directionality observed in the rockfalls along the northern slopes of the Sierra de La Peña Rubia. Rockfalls concentrate in the sections of the slopes facing NW-SE. To the right of this diagram is an example of a rockfall in the 17 Arcos Creek. The panorama below shows the position of rockfalls triggered by the Lorca earthquake along the Messinian gypsum crest to the north of Cejo de Los Enamorados. The yellow dots and arrows indicate the position of rockfalls and their direction. Centre left: 3D oblique view of the relief of the northern slope of the Sierra de La Peña Rubia. Red and yellow lines show the position and direction of movement of instabilities identified in the zone. Yellow angle marks the point of view and the orientation of the panoramic view shown below. The red dots with northward-pointing arrows are the same as the yellow ones in the panoramic photograph.

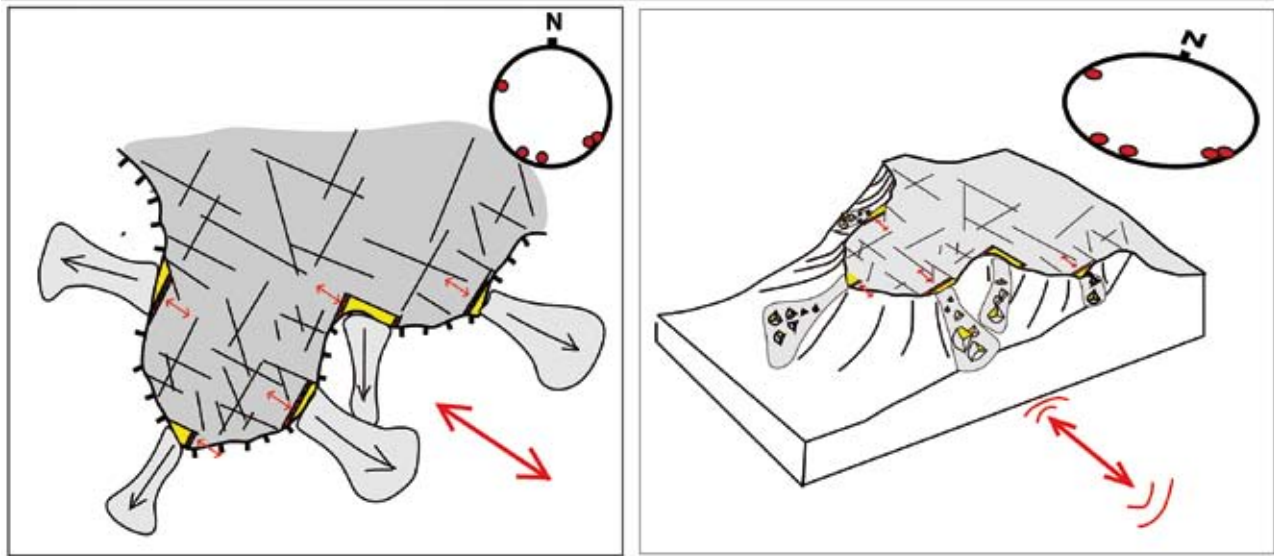


Figura 5. Ejemplo de interpretación del efecto de la sacudida del terreno según una dirección determinada en la orientación de los desprendimientos al pie de un escarpe. En la parte superior se muestran dos esquemas interpretativos. A la izquierda vista en planta y a la derecha vista oblicua. Una sacudida direccional como la que se dio en el terremoto de Lorca (flechas dobles rojas) tiende a abrir discontinuidades que son perpendiculares al movimiento y que controlan los bloques que van a caer. Sin embargo, la orientación de la caída está condicionada por la orientación del escarpe o ladera, de modo que una única dirección de sacudida puede producir orientaciones de caída muy diversas (puntos rojos en la proyección estereográfica). La fotografía muestra un ejemplo de esto en uno de los desprendimientos generados por el terremoto de Lorca en la Sierra de La Tercia. La sacudida produjo la desestabilización de un plano NE-SO (marcado con la línea roja), mientras que el desprendimiento se produjo siguiendo la ladera hacia el SO según indica la flecha.

Figure 5. Example of the interpretation of the influence of ground shaking in one particular direction according to the orientation of rockfalls at the bottom of a scarp. In the upper section are two interpretative sketches: map view on the left and oblique view on the right. Directional shaking (double red arrow) tends to open joints perpendicular to the movement. The trajectory of a rockfall, however, depends upon the orientation of the slope and thus a single direction of shaking may induce a variety of rockfall trajectories (red dots in the stereographic projection). The picture shows an example of this effect in one of the rockfalls triggered by the earthquake in the Sierra de La Tercia: the shaking caused the destabilization of a NE-SW plane (marked with a red line), whilst the subsequent rockfall followed the slope to the SW, as indicated by the arrow.

a la orientación del talud y, sin embargo, el plano de discontinuidad que controlaba el bloque caído es perpendicular a la dirección NO-SE. Éste es un claro ejemplo de que, a la hora de analizar la direccionalidad del movimiento del terreno y sus efectos en las

inestabilidades, la orientación de la caída gravitacional no es del todo informativa debido a que está controlada únicamente por la orientación de la ladera. Sin embargo, un análisis detallado del macizo fracturado en la cabecera del desprendimiento nos dará

una información mucho más valiosa a la hora de entender el movimiento cosísmico del terreno. En los casos estudiados en este trabajo se deduce que en la mayoría de ellos una sacudida del terreno en una dirección aproximada NO-SE explicaría gran parte de los mayores desprendimientos.

Aparte de los desprendimientos, otros efectos geológicos que se han observado en el terreno y que indican la fuerte aceleración alcanzada en algunos puntos son los cantos volcados en pendientes o la apertura de grietas en las calcarenitas por extensión lateral del terreno (Fig. 6). Fueron numerosos los ejemplos de cantos y bloques, a veces de dimensiones considerables y situados en pendientes superiores a 25°-30°,

que fueron volcados por la sacudida del terremoto (Fig. 6b,c).

El análisis espacial y geométrico de los daños generados en las estructuras artificiales también nos ha aportado información interesante a la hora de valorar el movimiento del suelo. En el mapa de la Figura 3 se muestran con puntos rojos y amarillos aquellos edificios dañados, reevaluados ya por los técnicos de la Comunidad de Murcia, y que se han clasificado como daños graves (amarillos) y muy graves (rojos). Es significativa su posición al SO del epicentro, e incluso al SO de la proyección horizontal de la superficie de ruptura modelizada en trabajos previos. Existe cierto sesgo debido a la distribución de los edificios y asociado

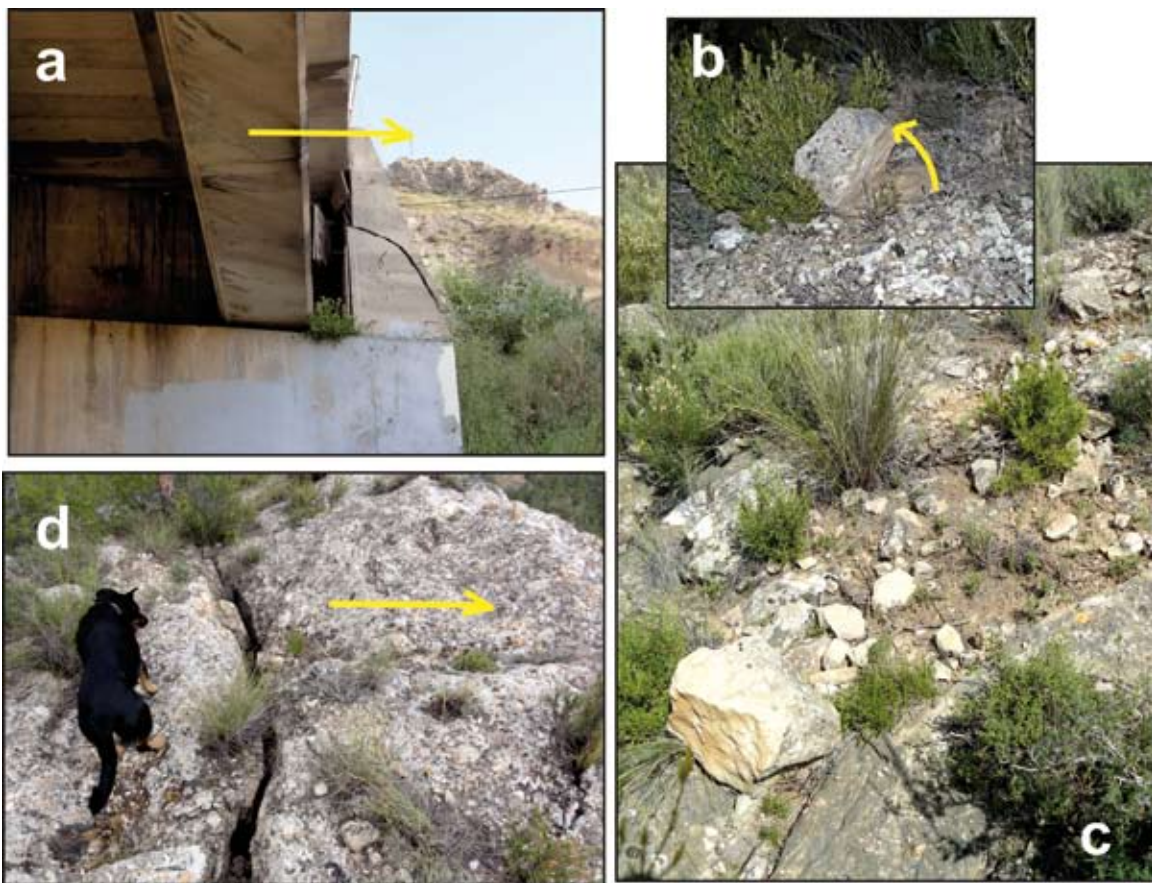


Figura 6. Detalles de algunos efectos asociados al movimiento del terreno producido por la sacudida cosísmica del terremoto de Lorca. a) Detalle del sentido de la sacudida que afectó al viaducto de la Autovía A7 100 m al norte de los túneles de Lorca. La dirección de apertura de la fractura producida por el impacto de las vigas sobre los topes laterales indica una sacudida en sentido ONO. b) y c) muestran detalles de bloques volcados por la sacudida en laderas con pendientes superiores a 30° observados en numerosas laderas de la zona epicentral. En b) se aprecia cómo el vuelco del canto fue parado por la vegetación. Estos efectos muestran que los valores elevados de aceleración medidos en la estación de Lorca tienen su reflejo en el terreno. d) Muestra un detalle de una de las múltiples grietas abiertas por el sismo en las calcarenitas tortonienses en zonas de escarpe al norte y NO de Lorca.

Figure 6. Some examples of several effects associated with the co-seismic ground shaking produced by the Lorca earthquake. a) The shaking affected this viaduct on the A7 main road, 100 m north of the Lorca tunnels. The direction of the fracture opening caused by the impact of the beams on the side fences of the viaduct reveal ground shaking with a WNW trend. b) and c) show details of blocks overturned by shaking in hillsides with slopes of more than 30° observed in many places throughout the epicentral area. In b) it can be seen how the toppling of the block was stopped by vegetation. These effects show that the high values of acceleration measured at the accelerometric station at Lorca are reflected in ground effects. d) shows in detail one of the many open joints caused by the earthquake in the Tortonian calcarenite escarpments towards the N and NW of Lorca.

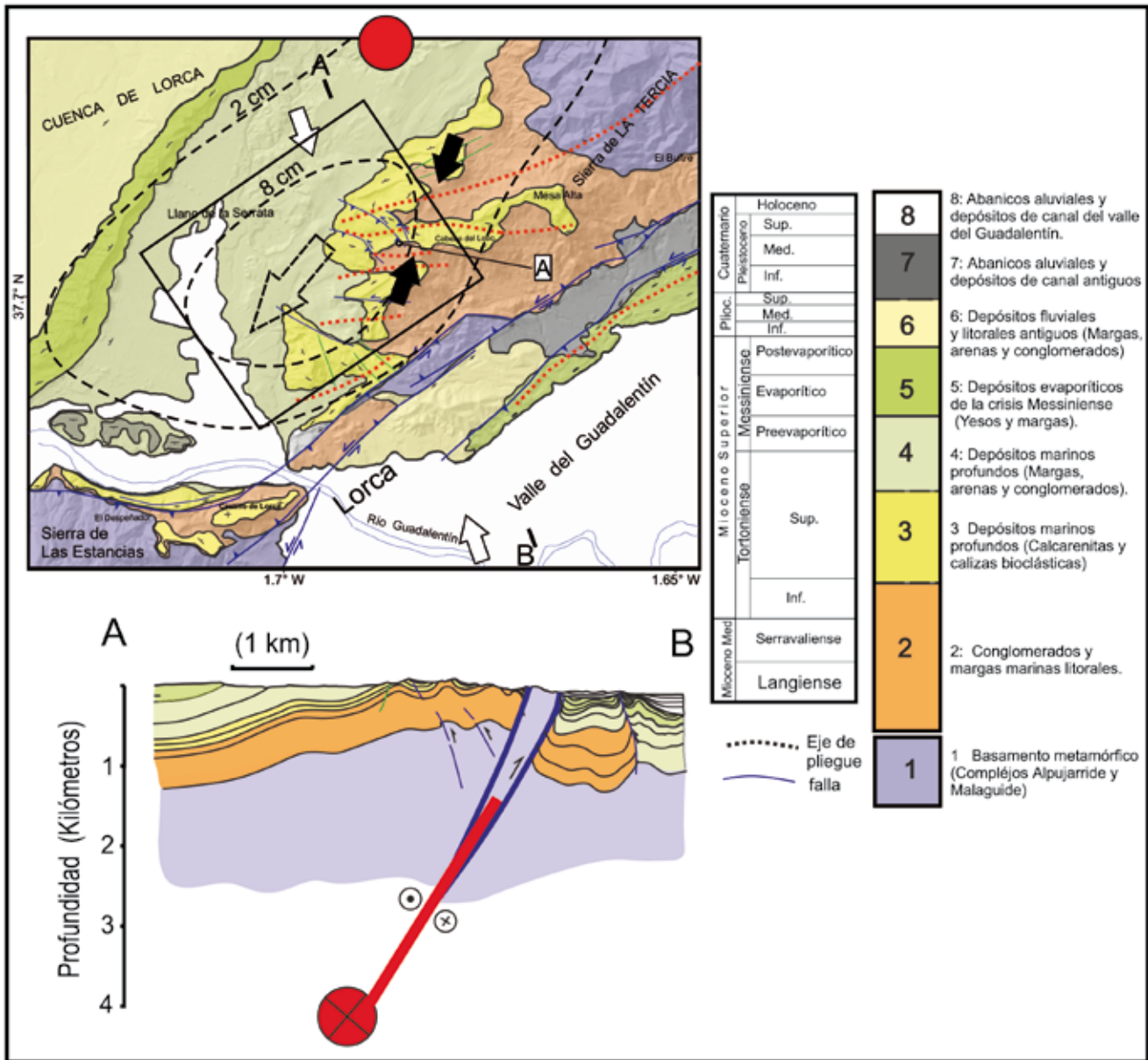


Figura 7. Mapa geológico de la región epicentral y corte geológico transversal a la falla a lo largo de dicha región. El punto rojo representa el epicentro del terremoto principal de M_w 5,2. El rectángulo negro representa la proyección en la horizontal de la ruptura sobre el plano de falla modelizada mediante interferometría de RADAR por Martínez-Díaz *et al.* (2012) considerando un deslizamiento homogéneo en la falla. Considerando un modelo con deslizamiento variable sobre la falla, estos autores obtienen una distribución de movimiento sobre la falla que se indica en centímetros con las isolíneas discontinuas. Parece claro que el desplazamiento cosísmico principal en la falla durante el sismo se produjo al SO del epicentro, a la altura del dúplex de Matalauva. La flecha sin relleno sobre el recuadro representa la dirección de propagación de la ruptura modelizada mediante datos sísmicos por López-Comino *et al.* (2012) que es coherente con una propagación desde el hipocentro hacia Lorca. Las flechas blancas y negras indican direcciones de acortamiento horizontal compatibles con las fallas neotectónicas identificadas en campo en el labio superior de la falla en la zona epicentral (ver Fig. 8). En el corte geológico, el punto rojo representa el hipocentro y el tramo rojo grueso de la FAM representa la sección de la falla que se desplazó de acuerdo al modelo de deslizamiento uniforme de Martínez-Díaz *et al.* (2012).

Figure 7. Geological map and geological cross-section of the epicentral area. The red dot represents the epicentre of the mainshock. The black rectangle represents the horizontal projection of the rupture area modelled by RADAR interferometry by Martínez-Díaz *et al.* (2012), assuming homogeneous slip in the fault. On the basis of a variable slip model these authors obtain a distribution of slip in the fault shown here in cm by the dashed isolines. It seems clear that the main co-seismic displacement along the fault during the earthquake occurred to the south-west of the epicentre, in the Matalauva duplex. The open arrow on the box represents the orientation of rupture propagation, as modelled by López-Comino *et al.* (2012), using seismic data, which is consistent with propagation from the hypocentre towards Lorca. The white and black arrows indicate the horizontal shortening directions compatible with the neotectonic faults identified during field work in the hanging wall close to the epicentral area (Fig. 8). In the geological cross-section the red dot represents the hypocentre, and the thick red line in the FAM plane represents the section of the fault that slipped, according to the uniform-slip model of Martínez-Díaz *et al.* (2012).

a la existencia de numerosas edificaciones a lo largo del curso alto del Río Guadalentín, en relación con el escaso número de construcciones en la zona epicentral que podrían explicar parte de esta concentración de daños. Sin embargo, existen construcciones a lo largo de la Rambla del Estrecho, algunas localidades como Torrealvilla y, sobre todo, numerosas viviendas a lo largo del borde norte del valle del Guadalentín siguiendo la Carretera de Murcia al NE de Lorca que apenas sufrieron daños a pesar de que su distancia al epicentro es igual o menor que la zona de acumulación de efectos descrita al SO. Todo ello parece indicar una mayor intensidad de movimiento del terreno al SO de la zona de ruptura. Además el análisis de la orientación y tipo de daños puede darnos información acerca de la direccionalidad del movimiento. Los daños ocasionados por la sacudida en el viaducto de la autovía de Lorca (Foto de la Figura 6a) son coherentes con un pulso de movimiento horizontal en la dirección ONO-ESE.

El análisis sistemático de los datos de la orientación de los daños en edificaciones, la mayoría de los cuales están localizados en los edificios históricos del casco antiguo de la ciudad de Lorca (castillo, muralla, diferentes iglesias, conventos, torres, arcos, tejadillos, arbotantes, bolardos y cimborrios) y corresponden a estructuras de deformación descritas en trabajos sobre arqueosismología (Giner-Robles *et al.*, 2009 y 2011; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2011), indica una marcada orientación del daño. La orientación de los muros afectados por el mayor grado de cizalla horizontal paralela a los mismos y expresada en las típicas fracturas en "x" así como las direcciones de vuelcos de muros, caída de elementos lineales, etc., concuerdan con un pulso de movimiento horizontal orientado N130°E (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2012a; 2012b y Giner-Robles *et al.*, 2012, en este volumen), coherente con los efectos geológicos arriba descritos.

Geología de la zona epicentral: fuente geológica del terremoto

El epicentro del terremoto de Lorca se localizó a unos 3 km al NO de la traza de la FAM (Fig. 3). Durante un reconocimiento geológico sobre el terreno realizado dos días después del terremoto no se encontraron evidencias de ruptura superficial, de modo que la mayoría de los efectos superficiales consistieron en los daños en edificaciones y desprendimientos de rocas antes descritos y evaluados en los informes preliminares posteriores al terremoto (IGME 2011) y estudios recientes (Rodríguez-Peces *et al.*, 2012). Los mecanismos focales calculados por las distintas agencias (Fig.

2) son bastante homogéneos y todos presentan un plano focal subparalelo al plano de la FAM descrito ya a partir de estudios previos en campo (Bousquet, 1979; Silva, 1994; Martínez-Díaz, 2002). Se ha cartografiado en detalle la estructura local de la FAM a partir de datos de campo, cartografías previas y un modelo digital del terreno derivado de datos LIDAR de la Comunidad de Murcia (Cartomur) (Fig. 7). En esta zona la FAM experimenta un cambio de dirección de N55° a N35°. La estructura de la falla es compleja, compuesta por varias ramas debido a la existencia de un dúplex de desgarre compresivo denominado dúplex de Matlauva (Martínez-Díaz, 1999; 2002) y a la interacción con una falla secundaria ONO-ESE que limita por el N la Sierra de Las Estancias (Falla de Las Viñas) y que juntas generan un bloque alargado a lo largo de la falla sometido a contracción que provoca el levantamiento diferencial de la esquina NE de la citada sierra así como el afloramiento de rocas paleozoicas en el interior del dúplex (Fig. 7).

Al norte de la estructura de dúplex se observa una compleja interacción entre fallas inversas, normales y de desgarre que trastocan el plegamiento NE-SO paralelo a la FAM responsable del levantamiento de la Sierra de La Tercia. En las fotografías de la Figura 8 se muestra un ejemplo de una de estas fallas con cinemática variable entre inversa y desgarre que genera escarpes en las calcarenitas tortonienses que muestran una expresión morfológica aparentemente muy reciente. Las complejas relaciones de corte entre estas estructuras afectando materiales del Mioceno superior apoyan la existencia de direcciones de acortamiento variables locales probablemente asociadas a procesos de bloqueo del movimiento de la FAM en la estructura de dúplex que actuaría como una zona que dificulta el deslizamiento de la falla y que podría haber actuado como una aspereza durante el terremoto (Martínez-Díaz *et al.*, 2012a)

Implicaciones del terremoto de Lorca en la peligrosidad sísmica

El terremoto de Lorca se produjo, según indican los modelos publicados en estudios previos (Frontera *et al.*, 2012; Martínez-Díaz *et al.*, 2012a), por el movimiento de un área de la falla de unos 4 x 3 km. Esta ruptura ha inducido un cambio de esfuerzos estáticos que puede condicionar la estabilidad de otros segmentos de la FAM. El modelo de cambio de esfuerzos estáticos de Coulomb (CFS) de la Figura 9 muestra el cálculo realizado para una profundidad de 2 km y sobre planos con la misma orientación y cinemática que la FAM. Los valores positivos (rojos) favorecen el movimiento de la

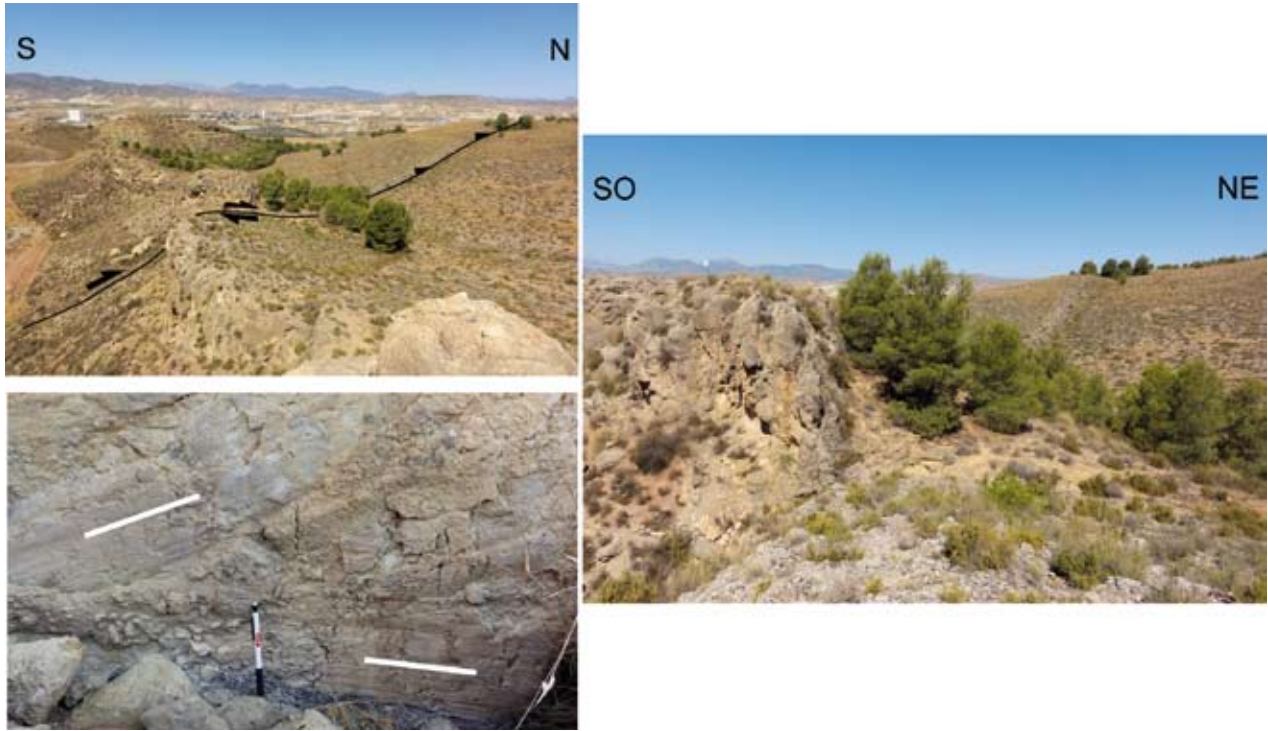


Figura 8. Detalle del escarpe de una de las fallas inversas e inverso-direccionales que afectan al plegamiento de las calcarenitas tortonienses en la zona epicentral. A pesar de la antigüedad de la formación, la frescura del escarpe indica una edad probablemente muy reciente de los últimos movimientos de la falla. En el detalle del espejo de falla se marcan las dos familias de estrias identificadas. Localización: punto A en la Figura 7. **Figure 8.** A few details of the oblique (reverse strike-slip) faults affecting the folding of Tortonian calcarenites in the epicentral area. Despite the considerable age of the rocks the scarp is very fresh, indicating the relatively recent age of the movements of this fault. The fault plane shows evidence of two different families of striations (white lines). Location: point A in Figure 7.

falla, mientras que los valores negativos (azul) estabilizarían la falla. En los perfiles del modelo se aprecia que alrededor de un 75% de las réplicas se acumulan en el extremo inferior de la ruptura mostrando una buena correlación con el cambio positivo de CFS. La acumulación superficial de réplicas sería réplicas *off fault* y parecen asociarse a la reactivación de fallas secundarias de cinemática distinta a la FAM en el interior del bloque levantado similares a las descritas en el apartado anterior. Los modelos realizados por Martínez-Díaz *et al.* (2012a) usando estas fallas como receptoras del esfuerzo en los modelos apoyan esta idea.

Sin embargo, el aspecto más importante en relación con la influencia del terremoto de Lorca en la peligrosidad sísmica de la zona es el cambio de CFS ocasionado por el mismo en los segmentos adyacentes de la FAM. Se ha reconocido en estudios paleosísmicos previos que estos segmentos han generado terremotos con ruptura superficial y magnitudes $M_w > 6.5$ (Masana *et al.*, 2004; Ortuño *et al.* 2012) y, por tanto, su reactivación implicaría efectos superficiales en Lorca mucho mayores que los generados en el terremoto aquí estudiado. El mayor aumento de CFS sobre la FAM inducido por este terremoto se localiza en los dos tramos superficiales de la FAM adyacentes a la

ruptura de 2011 y en la zona más profunda de la falla bajo la ruptura de 2011, por debajo de los 5 km (Fig. 9). De las dos zonas superficiales cargadas, la más meridional coincide con la posición de otra complejidad de la FAM, definida como un dúplex de desgarre en trabajos previos (dúplex de Lorca; Fig. 9) (Silva *et al.*, 1992; Martínez-Díaz, 1999), con unas dimensiones similares a la zona que se interpreta que generó el terremoto de 2011. El cambio de esfuerzos en esta estructura supera 1 bar, valor que se ha demostrado que es suficiente para la generación de procesos de *triggering* (Stein, 1999; Chen *et al.*, 2010). El sector más oriental cargado se sitúa en la zona de los baños de Carralada, donde la FAM se estructura también en un dúplex aunque de menores dimensiones.

El intervalo de recurrencia de un terremoto en un segmento de falla sometido a carga de esfuerzos está controlado por las propiedades friccionales propias de la falla y por los cambios estáticos y dinámicos inducidos sobre ella por terremotos cercanos (Stein, 1999). En una falla sometida a una carga de esfuerzos con una tasa de fondo constante, un cambio positivo de CFS produce un adelanto en el ciclo sísmico equivalente a

$$\Delta T = \Delta CFS / \tau, (1)$$

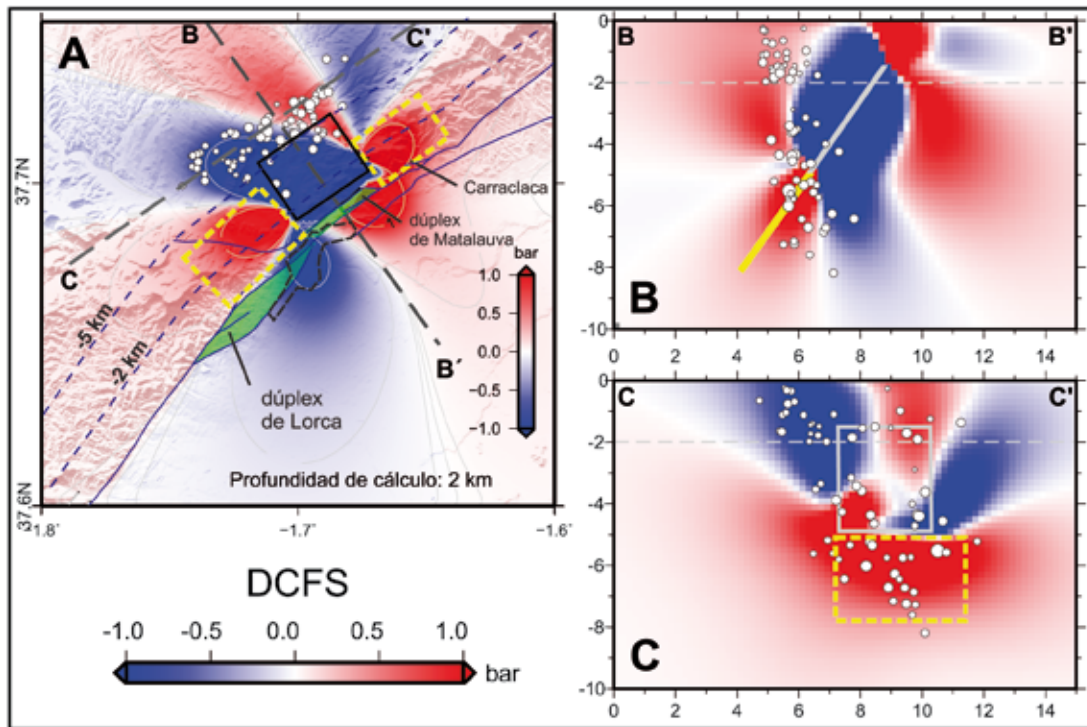


Figura 9. Modelo de cambio de esfuerzos de Coulomb estáticos inducido por el terremoto de Lorca sobre planos de falla paralelos a la FAM y con la misma cinemática para una profundidad de cálculo de 2 km. Las zonas marcadas en verde representan las dos complejidades de la FAM de mayor rango cartografiadas, el dúplex de Lorca y el dúplex de Matalauva que habría sido el responsable del terremoto de 2011. Las líneas y rectángulo amarillos marcan los tramos de la FAM que han sido cargados de forma significativa. Las líneas discontinuas azules son las curvas de nivel de la FAM considerando un buzamiento de 55° hacia el NO. Teniendo en cuenta que la profundidad de cálculo es de 2 km se evidencia que tanto el dúplex de Lorca como el tramo de Carraclaca de la FAM en el segmento Lorca-Totana han sido cargados de forma significativa por el terremoto de 2011.

Figure 9. Model of Coulomb static-stress change induced by the Lorca earthquake in fault planes parallel to and with the same kinematics as the FAM calculated for a depth of 2 km. The green areas represent the two strike-slip duplexes along the FAM mapped close to Lorca, the Lorca and Matalauva duplexes, the latter being responsible for the 2011 earthquake. The yellow rectangles mark the sections of the FAM affected by static-stress loading. The blue dashed lines are contours of the FAM, accepting a NW dip of 55°. Bearing in mind the calculation depth of 2 km, it is evident that both the Lorca duplex and the Carraclaca region of the FAM have been significantly loaded by the 2011 earthquake.

donde ΔT es el tiempo de adelanto, ΔCFS es el cambio de esfuerzo de Coulomb sufrido y τ es la tasa de carga de esfuerzos en la falla. Considerando un desplazamiento constante en la parte profunda y dúctil de la falla (Stein *et al.*, 1997; Toda *et al.*, 1998), Martínez-Díaz *et al.* (2012a) obtienen tasas de cambio de esfuerzo sobre la falla entre 0,001 y 0,005 bar/año, considerando una velocidad de movimiento para la falla oscilando entre 0,1 y 0,6 mm/a (Martínez-Díaz *et al.*, 2012b). En estas condiciones, un cambio de 1 bar sobre la falla implicaría un avance en el ciclo sísmico de 200 a 1000 años.

El desconocimiento del estado de esfuerzos actual sobre la falla hace que este dato no pueda utilizarse para cuantificar cambios en la peligrosidad sísmica de la misma. Sin embargo, si se compara con los intervalos de recurrencia calculados mediante datos paleosísmicos y geológicos para los segmentos adyacentes a Lorca (Martínez-Díaz *et al.*, 2001; García-

Mayordomo, 2005; Masana *et al.*, 2004; Ortuño *et al.*, 2012), ese adelanto puede constituir entre un 5 y un 28% del intervalo de recurrencia.

Discusión de la fuente y de las causas geológicas de los efectos del terremoto

Ya en varios trabajos se ha propuesto a la FAM como la fuente sismogénica responsable de la serie de Lorca de 2011. Vissers y Meijninger (2011) lo hacen a partir del análisis sismotectónico y geológico regionales. López-Comino *et al.* (2012) a partir del análisis detallado de los datos sísmicos obtenidos de una red local, analizan el proceso de ruptura e interpretan que sismo está asociado a la ruptura de un tramo unos 3 km de la FAM con una propagación asimétrica con un 70% de la ruptura propagándose desde el hipocentro hacia el SO.

Frontera *et al.* (2011) realizan un análisis mediante interferometría de RADAR usando imágenes TerraSAR-X y proponen una ruptura a lo largo de la FAM al NE de Lorca. Martínez-Díaz *et al.* (2012a), mediante análisis de interferometría utilizando imágenes ENVISAT, proponen una ruptura de unos 4 x 3 km de superficie (según el modelo de deslizamiento uniforme) en la FAM que generó una deformación vertical de hasta 4 cm en el labio superior de la falla. Esta ruptura (recuadro de las Figuras 3 y 7) se sitúa, sin embargo, al SO del epicentro del evento principal. Considerando un modelo de deslizamiento variable estos autores proponen que la deformación superficial sería coherente con una ruptura heterogénea con un desplazamiento de unos 3 cm en la zona hipocentral, propagándose hacia el SO de modo que a la altura del dúplex de Matalauva el desplazamiento aumentó hasta un máximo de 15 cm (isolíneas de la Figura 7).

Por tanto, la tectónica del terremoto, la estructura local y la localización y cuantía de la deformación superficial son coherentes con la ruptura asimétrica (propagándose hacia el SO) de un tramo de la FAM que pudo llegar hasta los 7 km de longitud, si bien la mayor parte de la energía se liberó en una aspereza de unos 4 x 3 km coincidiendo con una complejidad estructural de la falla. La complejidad estructural de la zona epicentral es coherente con que esta aspereza genere, a largo plazo, cambios locales del tensor de esfuerzos que explicarían la compleja cinemática de las estructuras de esa zona.

La naturaleza y distribución de los efectos superficiales del terremoto parecen estar asociados también a las características tectónicas del terremoto. Numerosas evidencias de testigos presenciales, cámaras de seguridad y, sobre todo, el registro del acelerómetro de la estación de Lorca indican que la mayor parte del movimiento del suelo se concentró en un pulso de amplitud relativa considerable según la dirección NO-SE.

Los movimientos del suelo con un pulso fuerte predominante asociado a un sismo pertenecen a una clase especial de movimiento del suelo que se ha relacionado con graves daños en las estructuras. Este tipo de movimiento que suele denominarse pulso se observa típicamente en la cercanía del plano de ruptura, es perpendicular al plano de falla y se cree que está causado principalmente por efectos de directividad en la ruptura dinámica. (Somerville *et al.*, 1997; Somerville, 2003, 2005; Spudich y Chiou, 2008). La Figura 10, tomada de Somerville *et al.* (1997), muestra gráficamente la génesis de esos pulsos de movimiento normales al plano de falla en campo próximo que se asocian a la propagación de la onda S polarizada en la horizontal (SH). Se ha reconocido en numerosos casos que ese pulso de movimiento fuerte induce de-

mandas extremas a las estructuras y es responsable de importantes daños (p.ej., Bertero *et al.*, 1978; Alavi y Krawinkler, 2001; Makris y Black, 2004; Akkar *et al.*, 2005; Luco y Cornell, 2007). En algunos modelos teóricos como los de Dunham y Archuleta (2005) se ha cuantificado la influencia de la distancia a la falla en este tipo de movimiento de campo cercano (Fig. 11a). En ellos se observa que, para rupturas similares en tamaño a la de Lorca, a distancias inferiores a 4 o 5 km el predominio de movimiento perpendicular al plano de falla es evidente. Este tipo de movimiento es coherente con el observado en el diagrama de movimiento de la partícula registrado por el acelerómetro del IGN instalado en Lorca (Fig. 11b,c).

Si a esta direccionalidad del movimiento fuerte del terreno unimos la influencia de la directividad en la propagación de la ruptura, podemos interpretar gran

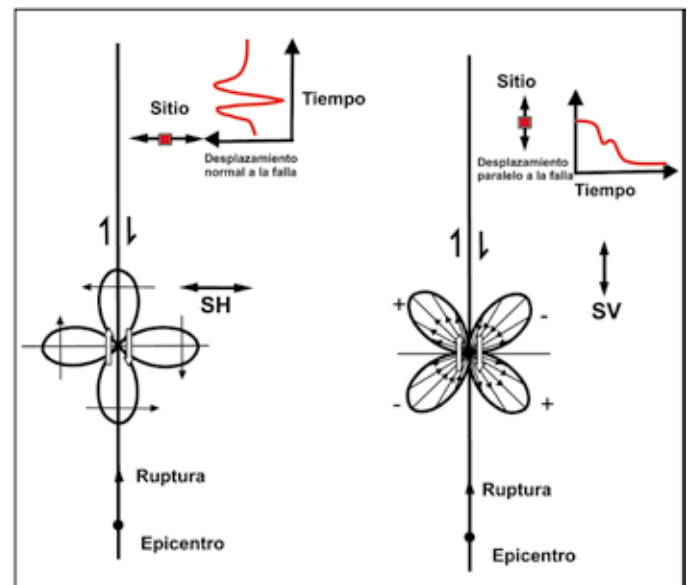


Figura 10. Vista en planta de los patrones de radiación de las ondas S polarizadas en la vertical SV y en la horizontal SH para una ruptura de falla en dirección. Las curvas representan el desplazamiento en el tiempo durante el terremoto que sufre un punto (sitio) cercano a la falla. En el lado izquierdo, la coincidencia del patrón de radiación máxima para el movimiento tangencial y la dirección de propagación de la ruptura hacia el emplazamiento produce un gran pulso de desplazamiento normal a la falla. En el lado derecho, el mínimo en el patrón de radiación para el movimiento radial produce pequeños desplazamientos dinámicos paralelos a la falla y predomina el movimiento estático paralelo a la misma. Tomado de Somerville *et al.* (1997).

Figure 10. Map view of the radiation patterns of S-waves polarized in the vertical and horizontal planes (SV and SH) for a vertical strike-slip rupture. The curves show ground displacement during the earthquake at a site near the fault. On the left, the coincidence of maximum radiation pattern for the tangential motion and direction of propagation of the rupture produces a large pulse normal to the fault. On the right, the minimum in the radiation pattern for the radial motion produces small dynamic displacements parallel to the fault; in this case the static (slower) movement parallel to the fault (tectonic) predominates. Taken from Somerville *et al.* (1997).

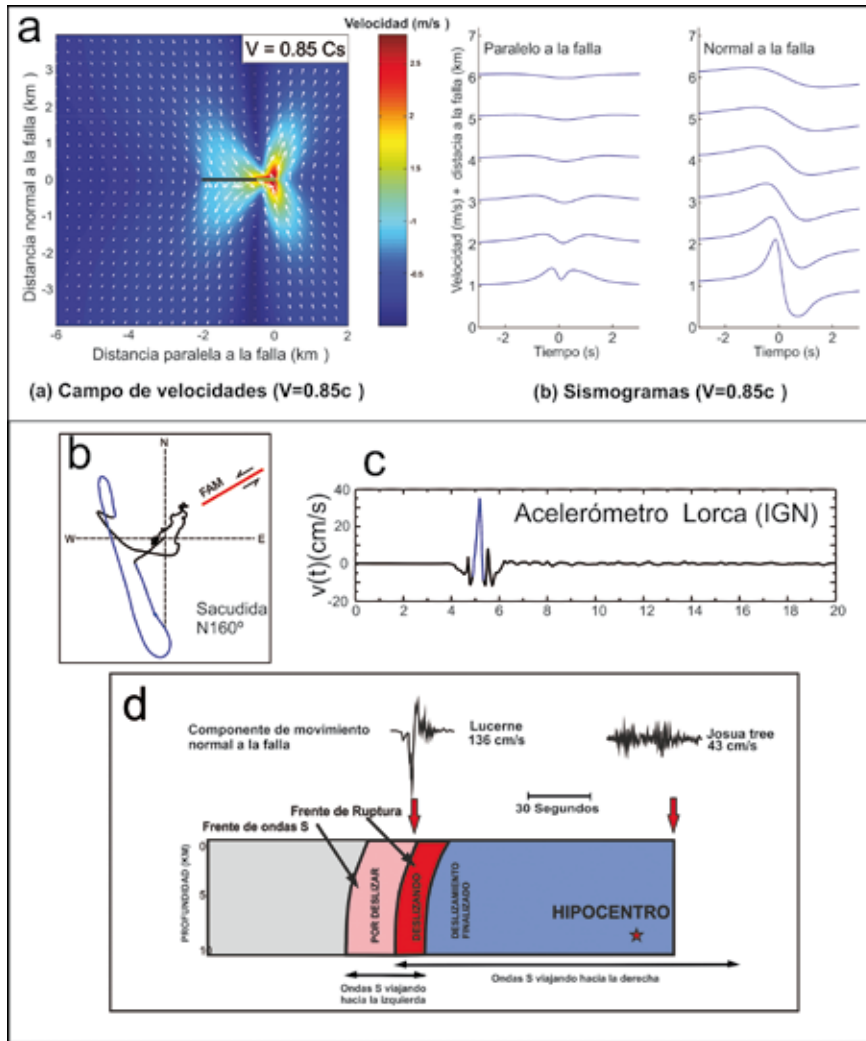


Figura 11. a) Modelo teórico del campo de velocidades (izquierda) y sismogramas sintéticos (derecha) para una ruptura vertical (vista en planta) de 2 km de longitud (línea recta negra gruesa) con una velocidad de propagación de la ruptura de un 85% de la V_p . El tramo verde indica el sector en proceso de ruptura en el momento del cálculo dinámico que se muestra en la figura. En los sismogramas sintéticos de la derecha se muestran los valores de velocidad de movimiento del suelo para distintos valores de distancia a la falla, tanto para el movimiento paralelo a la falla como para el normal a la falla. Se aprecia cómo en el campo cercano el desplazamiento dinámico en la dirección perpendicular a la falla domina el movimiento del terreno para distancias a la ruptura menores de 5 km. Modelo tomado de Dunham y Archuleta (2005). b) Diagrama de movimiento de la partícula registrado por el acelerograma de la estación de Lorca. Se indica la orientación relativa de la FAM. c) Acelerograma del terremoto principal (M_w 5,2) de la serie sísmica de Lorca registrado en la estación de Lorca (datos del Instituto Geográfico Nacional (IGN, 2011)). Se aprecia claramente que la mayoría de la energía del sismo se liberó en un pulso de casi 40 cm/s que corresponde con el movimiento $N 160^\circ$ registrado en el desplazamiento de la partícula (tramo marcado en azul). d) Diagrama esquemático (modificado de Somerville *et al.* (1997)) de los efectos de directividad en una ruptura para una falla de desgarre vertical. La ruptura comienza en el hipocentro y se propaga circularmente a una velocidad de aproximadamente el 80% de la velocidad de las ondas S. La figura muestra una instantánea del frente de ruptura para un instante dado. Las historias de movimiento próximas y alejadas del epicentro se representan con los registros de velocidad de movimiento del terreno normal a la falla en dos estaciones durante el terremoto de Landers, en Joshua Tree (próxima al hipocentro) y Lucerne, alejada del hipocentro y en el camino de la propagación de la ruptura.

Figure 11. a) Theoretical model of the velocity field (left) and synthetic seismograms (right) for a seismic rupture along a 2 km vertical rupture (map view). The thick black line denotes the slip zone and the thick green line the breakdown zone at the time of the dynamic calculation shown in this figure for a velocity of rupture propagation $\sim 85\% V_s$. The synthetic seismograms on the right show the velocity values of ground motion for different distances from the fault both for movements parallel and normal to the fault. It can be seen that in near-field the dynamic ground motion normal to the fault predominates for distances from the rupture of less than 5 km. Model taken from Dunham and Archuleta (2005). b) Diagram of the movement of the particle registered by the accelerogram of the Lorca station (IGN). The red line shows the orientation of the FAM. c) Accelerogram of the main shock recorded at the Lorca Station (data from Instituto Geográfico Nacional). Most of the seismic energy was released in a pulse of about 40 cm/s, which corresponds to the $N 160^\circ$ movement recorded in the particle displacement diagram (highlighted in blue). d) Schematic diagram of rupture directionality effects for a vertical strike-slip fault. The rupture begins at the hypocentre and radiates at a speed corresponding to about 80% of the speed of the shear-wave. The figure shows a snapshot of the rupture front at one particular instant. Resulting time histories close to and away from the hypocentre are represented by strike-normal velocity recordings of the 1993 Landers earthquake at the Joshua Tree and Lucerne stations respectively.

parte de los efectos superficiales generados por el terremoto de Lorca. En casos como el terremoto de Landers de 1994 (California), en el que existían registros de aceleración y de velocidad a lo largo del plano de ruptura, se pudo cuantificar de forma clara que la directividad en la ruptura dinámica de sur a norte indujo un aumento de la amplitud del movimiento y una concentración del mismo en un pulso de movimiento (Somerville *et al.*, 1997) (Fig. 11d). En el caso de Lorca solo disponemos de un único registro acelerométrico próximo a la ruptura (Fig. 11b,c) pero, el análisis de sísmogramas locales llevado a cabo por López-Comino *et al.* (2012), los efectos del terremoto aquí analizados y la estructura y geometría de la falla responsable son coherentes con una interpretación según la cual la ruptura de NE hacia el SO de un tramo de la FAM de unos 5 a 6 km de longitud (elipse amarilla de la Figura 12a),

con una aspereza en la que se concentra el salto de falla (elipse naranja intermitente en la misma figura), induciría pulsos de movimiento del terreno situados al SO de la ruptura con una sacudida en las cercanías de la falla de orientación NO-SE perpendicular a la misma. Esto explicaría los efectos de direccionalidad observados en los desprendimientos de rocas y en los daños de los edificios y la concentración de los mayores efectos en el barrio de la Viña al sur de Lorca y en la vertiente norte de la Sierra de la Peña Rubia, situados al SO de la serie sísmica y más alejados de ella que otros sectores de similar vulnerabilidad (Fig. 11b).

Finalmente, la transferencia de esfuerzos de Coulomb inducida por este evento sobre tramos concretos de la FAM y la evidencia de la direccionalidad e intensidad del movimiento del suelo controladas por factores tectónicos deberían ser consideradas en los

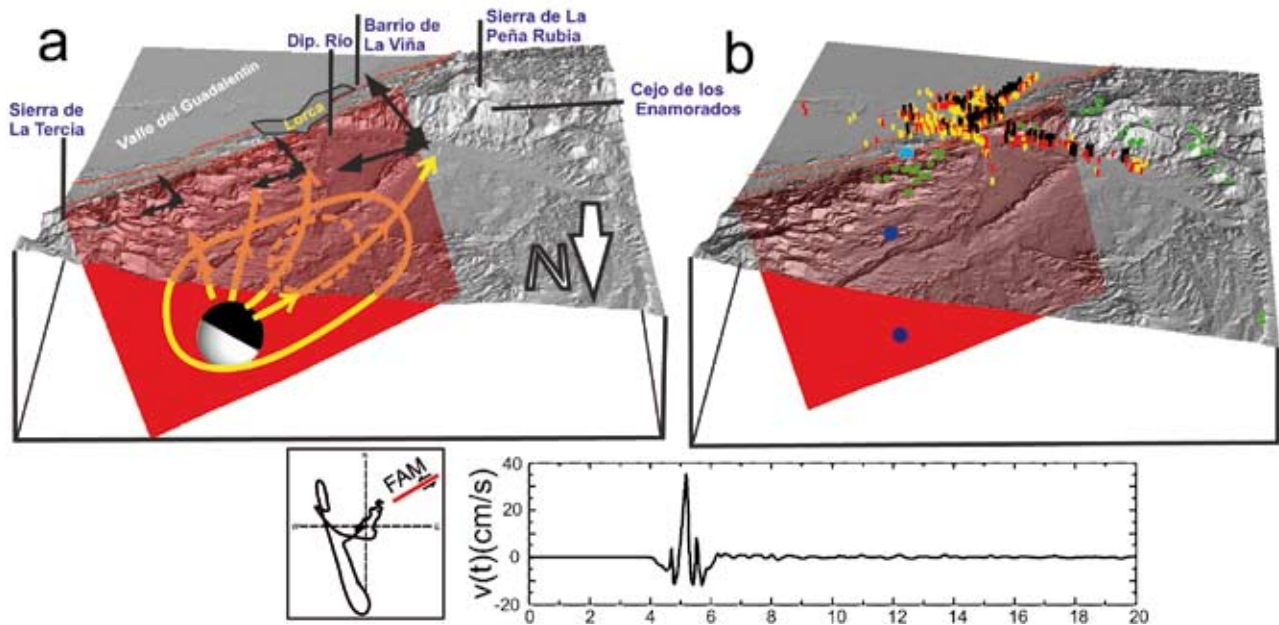


Figura 12. Modelo sinóptico de la génesis y los efectos del terremoto de Lorca. a) Esquema indicando el proceso de ruptura sobre la FAM (plano rojo). La ruptura (elipse amarilla) se propaga con directividad hacia el SO, existiendo una región donde se concentra el desplazamiento máximo (elipse discontinua). Las flechas negras representan la amplitud de movimiento del terreno perpendicular a la falla, creciente en la dirección de propagación de la ruptura. b) Distribución de los efectos del terremoto. Los puntos azules son el hipocentro y el epicentro del terremoto principal. Los puntos de colores amarillo, rojo y negro son las edificaciones que sufrieron daños significativos. Finalmente, los puntos verdes marcan los desprendimientos de mayor tamaño inducidos por el terremoto. Los mayores efectos se concentran en la transversal a la falla a la altura del Barrio de la Viña y de la vertiente norte de la Sierra de la Peña Rubia, coincidiendo con la zona donde cabría esperar un mayor efecto de amplificación del movimiento del terreno normal a la falla debido a la directividad en la ruptura dinámica. En la parte inferior se muestra el diagrama de movimiento de la partícula registrado por el acelerómetro de Lorca, situado en el casco urbano muy cerca de la traza de la falla, y el registro de velocidad del mismo acelerógrafo (datos del Instituto Geográfico Nacional, IGN (2011).

Figure 12. Synoptic model of the origin and effects of the Lorca earthquake. a) Diagram showing the process of rupture along the FAM (red plane). The rupture (yellow ellipse) propagates south-westward, including a region where maximum displacement is focused (dashed ellipse). The black arrows represent the relative amplitude of ground motion normal to the fault, increasing in the direction of rupture propagation. b) Distribution of earthquake effects. The blue dots are the hypocentre and the epicentre of the main shock; the yellow, red and black dots denote the buildings that suffered significant damage; the green dots mark the largest rock falls triggered by the earthquake. The greatest effects are concentrated along a band perpendicular to the FAM, which includes the southern area of the city of Lorca and the northern slopes of the Sierra de la Peña Rubia. This is the region where it would be expected to find the greatest effects of ground motion amplification (normal to the fault) due to the direction of dynamic rupture. At the bottom is the plot of the diagram of particle movement recorded by the accelerometer at Lorca, which is located close to the fault, and the velocity record (data from the Instituto Geografico Nacional, IGN (2011).

estudios de peligrosidad a realizar en la zona. La comprobación de la existencia de pulsos de movimiento fuerte perpendiculares al plano de falla responsable de los terremotos y la gran influencia de la cercanía a la fuente deberían ser tenidas en cuenta en los planes de ordenación del territorio de las localidades situadas en las cercanías de las grandes fallas activas de la zona, así como en el diseño de las estructuras.

Agradecimientos

Este trabajo se ha financiado con los proyectos del Plan Nacional TECTACT GR35/10-A-910368 y GEOTACTICA: CGL2009-14405-C0202-BTE; RESCATELO (CGL2011-14925-E) y FASEGEO (CGL2009-09726). Agradecemos especialmente la exhaustiva revisión de las Doctoras Paloma Lafuente y Ximena Moreno que con la misma han contribuido a mejorar significativamente este trabajo.

Referencias

- Akkar, S., Yazgan, U. and Gulkan, P. 2005. Drift estimates in frame buildings subjected to near-fault ground motions, *Journal of Structural Geology*, 131(7), 1014–1024.
- Alavi, B., y Krawinkler, H. 2001. Effects of near-fault ground motions on frame structures, Technical Report, *Blume Center Report*, 138, Stanford, California.
- Aldaya, F., Álvarez, F., Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F., Jabaloy, A. and Navarro-Vilá, A. 1991. The Maláguide-Alpujarride contact (Betic Cordilleras, Spain): a brittle extensional detachment. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Paris*, 313, 1447–1453.
- Balanyá J.C. et García-Dueñas, V. 1987. Les directions structurales dans le Domaine d'Alboran de part de d'autre du détroit de Gibraltar. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Paris*, 304, 929–933.
- Bertero, V., Mahin, S. and Herrera, R. 1978. Aseismic design implications of near-fault San Fernando earthquake records. *Earthquake Engineering & Structural Dynamics*, 6(1), 31–42.
- Bousquet, J.C. 1979. Quaternary strike-slip faults in southern Spain. *Tectonophysics*, 52, 277–286.
- Chen, K.H., Bürgmann, R. and Nadeau, R.M. 2010. Triggering effect of M 4-5 earthquakes on the earthquake cycle of repeating events at Parkfield, California. *Bulletin of the Seismological Society of America* 100(2), doi: 10.1785/0120080369.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S. 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21, 2191–2194. doi:10.1029/94GL02118.
- Dunham, E.M. and Archuleta, R.J. 2005. Near-source ground motion from steady state dynamic rupture pulses. *Geophysical Research Letters*, 32, L03302, doi:10.1029/2004GL021793.
- Egeler, C. et Simon, O.J. 1969. Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques) Espagne. *Verhandelingen der Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschapen*. 25, 90 p.
- Frontera, T., Concha, A., Blanco, P., Echeverría, A., Goula, X., Arbiol, R., Khazaradze, G., Perez, F. and Suriñach, E. 2012. InSAR coseismic deformation of the May 2011 Mw 5.2 Lorca earthquake (Southern Spain). *Solid Earth Discussion*, 3, 111–119. Doi: 10.5194/se-3-111-2012.
- Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. and Jabaloy, A. 1989. Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain). *Geodinamica Acta*, 3, 73–85.
- García Mayordomo, J. 2005. Caracterización y análisis de la peligrosidad sísmica en el sureste de España. Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 373 pp.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C. and Martínez-Martínez, J.M. 1992. Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alborán Basin (Betics) and their tectonic implications. *GeoMarine Letters*, 12, 88–95. doi: 10.1007/BF02084917.
- Giner-Robles, J.L., Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Silva, P.G., Bardají, T., Grützner C. and Reicherter, K. 2009. Structural Analysis of Earthquake Archaeological Effects (EAE): Baelo Claudia Examples (Cádiz, South Spain). *1st INQUA-IGCP 567 International Workshop on Earthquake Archaeology and Palaeoseismology: Baelo Claudia (Cádiz, Spain)*, 2, 7-13.
- Giner-Robles, J.L., Silva Barroso, P.G., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Bardají Azcárate, T., Garduño-Monroy, V.H. y Lario Gómez, J. 2011. *Evaluación del daño sísmico en edificios históricos y yacimientos arqueológicos. Aplicación al estudio del riesgo sísmico. Proyecto EDASI. Serie Investigación. Fundación MAPFRE*, 96 pp.
- Giner-Robles, J.L., Pérez-López, R., Silva Barroso, P. Rodríguez-Pascua, M.A., Martín-González, F. y Cabañas L. 2012. Análisis Estructural De Daños Orientados En El Terremoto De Lorca Del 11 De Mayo De 2011. Aplicaciones En Arqueosismología. *Boletín Geológico y Minero* (en este mismo volumen).
- Instituto Andaluz de Geofísica, IAG. 2011. Terremoto Lorca (11 Mayo 2011). Estudios preliminares, Granada, Spain. [Accesible en <http://www.ugr.es/iag/>]
- Instituto Geográfico Nacional, IGN. 2011. Serie terremoto NE Lorca (Murcia), Madrid. [Accesible en <http://www.ign.es/>]
- Instituto Geológico y Minero de España, IGME. 2011. Martínez-Díaz, J.J., Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez López, R., García Mayordomo, J., Giner Robles, J.L., Martín-González, F., Rodríguez Peces, M., Álvarez Gómez, J.A., e Insua Arévalo, J.M. *Informe Geológico Preliminar del Terremoto de Lorca del 11 de mayo del año 2011, 5.1 Mw*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 35 pp.
- Jabaloy, A.J., Galindo-Zaldívar, J. and González-Lodeiro, F. 1993. The Alpujarride-Nevado-Filábride extensional shear zone. Betic Cordillera, SE Spain. *Journal of Structural Geology*, 15, 555–569. doi 10.1016/0191-8141(93)90148-4.
- Khazaradze, G., Gárate, J., Suriñach, E., Davila, J.M. and Asensio, E. 2008. Crustal deformation in south-eastern Betics from CuaTeNeo GPS network. *Geo-Temas*, 10, 1023-1026.

- Koulali, A., Ouazar, D., Tahayt, A., King, R.W., Vernant, P., Reilinger, R.E., McClusky, S., Mourabit, T., Davila, J.M. and Amraoui, N. 2011. New GPS constraints on active deformation along the Africa-Iberia plate boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 308, 211–217. doi:10.1016/j.epsl.2011.05.048.
- López-Comino, J.A., Mancilla, F. Morales, J. and Stich, D. 2012. Rupture directivity of the 2011, Mw 5.2 Lorca earthquake (Spain). *Geophysical Research Letters*, 39, L03301, doi:10.1029/2011GL050498.
- Luco, N. and Cornell, C.A. 2007. Structure-specific scalar intensity measures for near-source and ordinary earthquake ground motions. *Earthquake Spectra*, 23(2), 357–392.
- Makris, N. and Black, C.J. 2004. Dimensional analysis of bilinear oscillators under pulse-type excitations. *J. Eng. Mech.*, 130(9), 1019–1031.
- Martínez-Díaz, J.J. 1999. *Neotectónica y Tectónica Activa del Oeste de Murcia y sur de Almería (Cordillera Bética)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 470 pp.
- Martínez-Díaz, J.J. 2002. Stress field variety 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., Mancilla, F., Stich, D., Herrera, G. and Morales, J. 2012a. Tectonic and seismic implications of an intersegment rupture. The damaging May 11th 2011 Mw 5.2 Lorca, Spain, earthquake. *Tectonophysics*, 546–547, 28–37doi: 10.1016/j.tecto.2012.04.010.
- Martínez-Díaz, J.J., Masana, E. and Ortuño M. 2012b. Active tectonics of the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. *Journal of Iberian Geology* 38(1), 10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39218.
- Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., Hernández-Enrile, J.L. and Santanach, P. 2001. Evidence for coseismic events of recurrent prehistoric deformation along the Alhama de Murcia fault, southeastern Spain. *Geologica Acta*, 36, 315–327.
- Martínez-Martínez, J.M. and Azañón, J.M. 1997. Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain): implications for the tectonic evolution of the peri-Alborán orogenic system. *Tectonics*, 16, 205–225. doi: 10.1029/97TC0015.
- Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Hernández-Enrile, J.L. and Santanach, P. 2004. The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: seismotectonic implications for the Ibero-Magrebien region. *Journal of Geophysical Research*, 109. B01301. doi: 10.1029/2002JB002359.
- Ortuño, M., Masana, E., García-Meléndez, E., Martínez-Díaz, J.J., Štěpančiková, P., Cunha, P., Sohbaty, R., Canora, C., Buylaert, J.P. and Murray, A.S. 2012. An exceptionally long paleoseismic record of a slow-moving fault: the Alhama de Murcia fault (Eastern Betic Shear Zone, Spain). *Geological Society of America Bulletin*, en prensa. Doi:10.1130/B30558.1.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Giner-Robles, J.L., Silva, P.G., Garduño-Monroy, V.H. and Reicherter, K. 2011. A Comprehensive Classification of Earthquake Archaeological Effects (EAE) for Archaeoseismology. *Quaternary International* Doi: 10.1016/j.quaint.2011.04.044
- Rodríguez-Pascua, M.A. Pérez-López, R. Martín-González, F. Giner-Robles J.L. y Silva P.G. 2012a. Efectos arquitectónicos del terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011. Neoformación y reactivación de efectos en su Patrimonio Cultural. *Boletín Geológico y Minero* 123(4), 487-502.
- Rodríguez-Pascua, M.A. Pérez-López, R. Giner-Robles, J.L. Martín-González, F. y Silva, P.G. 2012b. Efectos Arqueológicos del terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011: Estructuras neoformadas y reactivadas. *Geo-Temas*, 13, 1-4.
- Rodríguez-Peces, M.J., García-Mayordomo, J. and Martínez-Díaz, J.J. 2012. Slope instabilities triggered by the 11th May 2011 Lorca earthquake (Murcia, Spain): Comparison to previous hazard assessments and proposition of a new hazard map and probability of failure equation. *Bulletin of Earthquake Engineering*, (submitted).
- Silva, P.G. 1994. *Evolución geodinámica de la Depresión del Guadalentín desde Mioceno Superior hasta la actualidad: Neotectónica y Geomorfología*, Tesis Doctoral. Universidad Complutense Madrid. Madrid, 642 pp.
- Silva, P.G., Goy, J.L. Somoza, L., Zazo, C. and Bardaji, T. 1993. Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, southeastern Spain. *Tectonophysics*, 224, 289-303.
- Silva, P., Goy, J.L. y Zazo, C. 1992. Características estructurales y geométricas de la falla de desgarre de Lorca-Alhama. *Geogaceta*, 12, 7-10.
- Somerville, P.G., Smith, N.F., Graves, R.W. and Abrahamson, N.A. 1997. Modification of empirical strong ground motion attenuation relations to include the amplitude and duration effects of rupture directivity. *Seismological Research Letters*, 68, 199–222.
- Somerville, P.G. 2003. Magnitude scaling of the near fault rupture directivity pulse. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 137, 201-212.
- Somerville, P.G. 2005. Engineering Characterization of Near Fault Ground Motions. In *New Zealand Society for Earthquake Engineering NZSEE Conference* (2005).
- Spudich, P. and Chiou, B.S.J. 2008. Directivity in NGA earthquake ground motions: Analysis using isochrone theory. *Earthquake Spectra*, 24(1), 279–298.
- Stein, R. S., Barka, A. A. and Dieterich, J. H. 1997. Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International*, 128, 594–604.
- Stein, R.S. 1999. The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*, 402, 605–609.
- Toda, S., Stein, R.S., Reasenberg, P.A., Dieterich, J.H. and Yoshida, A. 1998. Stress transferred by the 1995 Mw = 6.9 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities. *Journal of Geophysical Research*, 103(B10), 24543–24565
- Vissers, R.L.M y Meijninger, B.M.L. 2011. The 11 May 2011 earthquake at Lorca (SE Spain) viewed in a structural-tectonic context. *Solid Earth Discussion*, 3, 527–540.

Recibido: junio 2012
Revisado: agosto 2012
Aceptado: agosto 2012
Publicado: octubre 2012