

Inestabilidades de ladera provocadas por el terremoto de Lorca de 2011 (M_w 5,1): comparación y revisión de estudios de peligrosidad de movimientos de ladera por efecto sísmico en Murcia

M. J. Rodríguez-Peces⁽¹⁾, J. García-Mayordomo⁽²⁾, J. J. Martínez-Díaz⁽¹⁾ y M. Tsige⁽¹⁾

(1) Departamento de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid, C/José Antonio Novais 2, 28040, Madrid, España.
martinjr@geo.ucm.es, jmdiaz@geo.ucm.es, meaza@geo.ucm.es

(2) Instituto Geológico y Minero de España (IGME), C/La Calera 1, 28760, Tres Cantos (Madrid), España.
julian.garcia@igme.es

RESUMEN

La Cuenca de Lorca ha sido el objetivo de investigaciones recientes en las que se estudia el fenómeno de las inestabilidades de ladera inducidas por terremotos y su evaluación en el marco de diferentes escenarios sísmicos, teniendo en cuenta los efectos de amplificación sísmica debidos a la estratigrafía local y la topografía. Sin embargo, no ha sido hasta la ocurrencia de los terremotos del 11 de Mayo de 2011 en Lorca cuando ha sido posible realizar un análisis sistemático de este problema. En este artículo presentamos un inventario de 100 inestabilidades de ladera provocadas por los terremotos de Lorca, siendo principalmente desprendimientos de roca y suelo de pequeño tamaño (1 a 100 m³). La distribución de estos movimientos de ladera ha sido comparada con dos mapas de peligrosidad de inestabilidades: el primero, considerando la ocurrencia del terremoto más probable para un periodo de retorno de 475 años en la Cuenca de Lorca ($M_w=5.0$), publicado anteriormente a partir de un modelo digital de elevaciones (MDE) de baja resolución; y un segundo, considerando el caso real del terremoto de Lorca 2011 ($M_w=5.1$) mediante el uso de un MDE de mucha mayor resolución. Los desplazamientos de Newmark más frecuentes relacionados con las inestabilidades provocadas por los terremotos de Lorca 2011 son menores de 2 cm en ambos escenarios de peligrosidad considerados, coincidiendo con zonas donde se han producido importantes efectos de amplificación sísmica (estratigráfica y topográfica).

Palabras clave: desprendimiento, Lorca, Newmark, peligrosidad, susceptibilidad, terremoto

Slope instabilities triggered by the 2011 Lorca earthquake (M_w 5.1): a comparison and revision of hazard assessments of earthquake-triggered landslides in Murcia

ABSTRACT

The Lorca basin has been the object of recent research aimed at studying the phenomenon of earthquake-induced landslides and their assessment within the context of different seismic scenarios, bearing in mind the influence of soil and topographical amplification effects. Nevertheless, it was not until the Lorca earthquakes of 11 May 2011 that it became possible to adopt a systematic approach to the problem. We provide here an inventory of slope instabilities triggered by the Lorca earthquakes comprising 100 cases, mainly small rock and soil falls (1 to 100 m³). The distribution of these instabilities is compared to two different earthquake-triggered landslide hazard maps: one considering the occurrence of the most probable earthquake for a 475-yr return period in the Lorca basin ($M_w=5.0$), which was previously published on the basis of a low-resolution digital elevation model (DEM), and a second one matching the occurrence of the $M_w=5.1$ 2011 Lorca earthquake, which was undertaken using a higher resolution DEM. The most frequent Newmark displacement values related to

the slope failures triggered by the 2011 Lorca earthquakes are smaller than 2 cm in both hazard scenarios and coincide with areas where significant soil and topographical seismic amplification effects have occurred.

Key words: earthquake, hazard, Lorca, Newmark, rock fall, susceptibility

ABRIDGED ENGLISH VERSION

Introduction

Landslides caused by earthquakes very often produce more casualties and losses than the shaking of engineering structures themselves. Furthermore, earthquake-triggered landslides particularly affect life-lines, which are crucial for the adequate response of emergency services in the aftermath of such an event. Hence, studies devoted to this secondary effect of earthquakes are of great interest to the deployment of preventive measures and the drawing up of emergency plans.

Rodríguez-Peces (2010) recently tackled the issue of assessing hazard due to earthquake-triggered landslides in various regions of SE Spain, and particularly in the Lorca basin (Rodríguez-Peces et al., 2011a). These authors developed a method for calculating critical acceleration maps from digital elevation models (DEM) and geological maps making use of GIS. Furthermore, taking into account different strong ground-motion scenarios, as well as the influence of soil and topographical amplification effects, they calculated maps in terms of Newmark displacements. These maps were compared to the catalogue of slope instabilities of the region with the aim of obtaining a first-order approximation to the most susceptible areas where new landslides might be either generated or reactivated in the event of an earthquake, as well as differentiating their typology. One major drawback to this procedure was the fact that only very few slope failures can be associated with certainty to specific earthquakes and so the Lorca event on 11 May 2011 offered an exceptional opportunity to test the validity of this method and the reliability of its results, and also to produce new hazard maps on the basis of improved data.

Slope instabilities triggered by the 11 May 2011 Lorca earthquake

The large precursor of the 2011 Lorca seismic series took place on 11 May at 15:05 GMT, with a magnitude 4.5 M_w at a depth of 2 km (IGN, 2011). The main shock took place at 16:47 GMT with a magnitude 5.1 M_w , also at a very shallow depth (3 km). Many low-magnitude ($M_w < 3.0$) aftershocks followed the main event during the months of May, June and July (Fig. 1). The epicentre of both the main shock and the larger foreshock coincides with the location of one of the most active faults in the Betic Cordillera, the Alhama de Murcia fault (AMF) (Martínez-Díaz et al., 2001), suggesting that a small area of this fault could have ruptured.

A total of 100 slope instabilities triggered by the 2011 Lorca event have been mapped over an area of 82 km² towards the southwest of the epicentre (Fig. 2). They can be classified as disrupted slope failures, comprising small isolated rock and soil falls (Fig. 3). The volume of the rock falls was between 1 m³ and 100 m³ and most of them took place on steep slopes and cliffs comprising calcareous sandstones and limestones (61%), followed by conglomerates, sandstones and argillites (20%), gypsums and marls (11%) and phyllites, quartzites and sandstones (8%). This distribution indicates a significant influence of both soil and topographical amplification effects in the development of such slope instabilities.

Revised regional assessment of earthquake-triggered landslide hazard in the Lorca basin

The revised hazard maps have been drawn up following the same method as that proposed by Rodríguez-Peces (2010) but using more accurate input data. Instead of the 25 × 25 m DEM used in prior research, a DEM derived from recent LIDAR data of much higher resolution (4 × 4 m pixel size) (NATMUR, 2009) has been used.

We considered a deterministic seismic scenario based on the characteristics of the main shock of the 2011 Lorca seismic series ($M_w = 5.1$ Lorca earthquake). Conversely to prior research the strong ground motion related to this earthquake was estimated using an updated set of ground-motion prediction equations (GMPEs) (Boore and Atkinson, 2008; Akkar and Bommer, 2010; Bindi et al., 2011).

Comparison with previous regional hazard assessments

We compared the safety factor, critical acceleration and Newmark displacement maps of Rodríguez-Peces et al. (2011a) with the distribution of the slope instabilities recorded in association to the Lorca event. At these locations the safety factors (SF) range between 1.01 and 5.78 (Fig. 4a) and have an average value of

$SF=2.39$. Critical accelerations (a_c) at the same locations are between $0.014g$ and $0.863g$ (Fig. 5a), with an average value of $a_c=0.466g$. Finally, the Newmark displacement map resulting from the scenario corresponding to the most probable earthquake for a 475-yr return period ($M_w=5.0$, $R_{ep}=0$ km) shows that 44% of the instabilities associated to the 5.1 M_w Lorca event are located within a pixel corresponding to a given value of Newmark displacement (Fig. 6a). The average Newmark displacement in these cases is $D_N=3.8$ cm, ranging from slightly above 0 to 97 cm, although 80% of the Newmark displacement values are less than 2 cm.

Comparison with the new revised regional hazard assessment

Safety factors at the locations of the slope instabilities caused by the Lorca earthquake range between 1.01 and 4.18 (Fig. 4b), with an average value of $SF=1.77$. The critical accelerations at the same locations were between $0.001g$ and $0.987g$ (Fig. 5b), with an average value of $a_c=0.341g$. Even though these average values are slightly lower than the ones obtained previously, the range of variation is similar.

The Newmark displacement map for the occurrence of the most probable earthquake for a 475-yr return period ($M_w=5.0$, $R_{ep}=0$ km) shows a fair correlation with the location of slope instabilities related to the 5.1 M_w Lorca earthquake (Fig. 6b). Fifty-two per cent of the slope failures are located within a pixel with a given value of Newmark displacement. The average Newmark displacement in these cases is $D_N=28.9$ cm, ranging from almost 0 to 707 cm. These Newmark displacements are one order of magnitude larger than the ones estimated in the previous maps ($D_N=3.8$ cm). Nevertheless, the most frequent Newmark displacement values are lower than 2 cm in 62% of the cases, which is very similar to the results obtained previously.

The Newmark displacement map for the 5.1 M_w 2011 Lorca earthquake (Fig. 7) shows a weaker correlation with the location of slope instabilities related to the Lorca earthquake than in the previous case. Only 36% of the instabilities are located within a pixel with a given Newmark displacement value, ranging from very close to 0 to 320 cm, with an average of 18.6 cm. These values are also one order of magnitude larger than the ones estimated in the previous hazard assessment. In this case the most frequent Newmark displacement value in 61% of the cases is also smaller than 2 cm.

Discussion and Conclusions

Taking into account the low resolution DEM used to obtain the previous earthquake-triggered landslide hazard maps, the minimum size of potential sliding blocks is $1,250$ m³, which is one order of magnitude larger than the largest rock fall (~ 100 m³) known to be triggered by the 2011 Lorca earthquakes. On the basis of the higher resolution DEM used here for deriving the revised hazard maps, the minimum size of a potential sliding block is 64 m³, which is of the same order of magnitude as the volume of the rock falls registered (1 - 100 m³). In contrast to the results obtained in the previous hazard assessment, the safety factor, critical acceleration and Newmark displacement values estimated by means of this higher resolution DEM become more consistent with field observations.

Both the previous and revised earthquake-triggered landslide hazard maps in terms of Newmark displacement obtained for the occurrence of the most probable earthquake for a 475-yr return period ($M_w=5.0$) show a fair correlation ($\sim 50\%$) with the location of the mapped slope instabilities related to the 5.1 M_w Lorca earthquake. There are, however, some areas where the occurrence of earthquake-triggered landslides is predicted but fail to match with the location of rock falls triggered by the 2011 earthquake, suggesting that the resulting hazard maps are conservative since they predict more slope failures than the ones that actually take place.

The most frequent values of Newmark displacement estimated at the location of the slope failures related to the 2011 event in both the previous and new maps are smaller than 2 cm. These values agree with the critical value of 2 cm suggested previously as a minimum threshold to trigger disrupted-type instabilities such as rock falls. This low Newmark displacement value is related to areas where significant seismic amplification effects (soil and topographical) have taken place.

Introducción

Las inestabilidades de ladera inducidas por terremotos suelen producir con mucha frecuencia más daños materiales y pérdidas humanas que las producidas por la sacudida sísmica en las construcciones. Además, las inestabilidades de ladera producidas por terremotos afectan particularmente a las vías de comunicación, vitales para un adecuado funcionamiento de los servi-

cios de emergencias tras un evento sísmico. Por tanto, los trabajos enfocados al estudio de este importante efecto secundario de los terremotos son de gran interés, tanto en el desarrollo de medidas preventivas como en el diseño de los planes de emergencia.

La existencia del peligro relacionado con las inestabilidades de ladera inducidas sísmicamente en la Cuenca de Lorca era conocida antes del terremoto de Lorca del 11 de Mayo de 2011. Existen crónicas históri-

cas de terremotos que han tenido lugar en esta región que mencionan la presencia de este fenómeno (ej. terremoto de Lorca de 1818). Además se sabe que, más recientemente, las series sísmicas de Mula de 1999 ($M_w=4.8$, $I_{EMS}=VI$), Bullas de 2002 ($M_w=5.0$, $I_{EMS}=V$) y La Paca de 2005 ($M_w=4.8$, $I_{EMS}=VII$) (Buforn *et al.*, 2005; Benito *et al.*, 2007; Gaspar-Escribano y Benito, 2007) han provocado algunas inestabilidades de ladera. Sin embargo, este fenómeno no fue estudiado sistemáticamente en el momento en que ocurrieron estos eventos, y muy pocos casos particulares han podido ser asociados con certeza a terremotos concretos (Rodríguez-Peces *et al.*, 2011b).

Recientemente, Rodríguez-Peces (2010) abordó la tarea de evaluar por primera vez la peligrosidad debida a las inestabilidades de ladera provocadas por terremotos en varias regiones del SE de España, y en particular para la Cuenca de Lorca (Rodríguez-Peces *et al.*, 2008 y 2011a). Estos autores desarrollaron una metodología para obtener mapas en términos de desplazamiento de Newmark considerando diferentes escenarios sísmicos hipotéticos (probabilistas, pseudo-probabilistas y deterministas) mediante el uso de un sistema de información geográfica (SIG). Además, estimaron la influencia de los efectos de amplificación sísmica (estratigráfica y topográfica) para cada escenario sísmico considerado. Estos mapas fueron comparados con el catálogo de inestabilidades de ladera de la región con el objetivo de obtener una aproximación de primer orden de las áreas más susceptibles para la reactivación o generación de nuevos movimientos de ladera durante un terremoto, así como para identificar la tipología de inestabilidad. El principal inconveniente de este procedimiento era el hecho de que solo unas pocas inestabilidades de ladera podían ser asociadas, sin ninguna duda, a terremotos concretos puesto que no existían inventarios detallados al respecto. Por este motivo, la ocurrencia del terremoto de Lorca de 11 de mayo de 2011 representa una oportunidad excepcional para poner a prueba la bondad de esta metodología, la fiabilidad de sus resultados y también para obtener nuevos mapas de peligrosidad con mejores datos de partida.

En este artículo, resumimos en primer lugar el método y los resultados obtenidos en las evaluaciones de la peligrosidad realizados con anterioridad al terremoto de Lorca de 11 de mayo de 2011. A continuación se describen la distribución y características de las inestabilidades de ladera provocadas por este evento y su comparación con dos mapas de peligrosidad de inestabilidades de ladera provocadas por terremotos diferentes: uno considerando la ocurrencia del terremoto más probable para un periodo de retorno de 475 años en la Cuenca de Lorca ($M_w=5.0$,

$R_{ep}=0$ km), publicado anteriormente a partir de un modelo digital de elevaciones (MDE) de baja resolución; y un segundo considerando el caso real del terremoto de Lorca 2011 ($M_w=5.1$) mediante el uso MDE de mayor resolución. Los mapas de peligrosidad resultantes ofrecen una evaluación de primer orden de la posible interrupción de vías de comunicación durante la ocurrencia de un terremoto y, por tanto, podrían ser usados para mejorar los planes de emergencia de una región.

Inestabilidades de ladera provocadas por el terremoto de Lorca de 11 de mayo de 2011

La serie sísmica de Lorca de 2011 empezó el 11 de mayo con la ocurrencia de varios precursores de baja magnitud (IGN, 2011). El mayor de los precursores tuvo lugar a las 15:05 (GMT) con una magnitud de $M_w=4.5$ ($I_{EMS}=VI$) a una profundidad de 2 km. Menos de dos horas después, se produjo el terremoto principal a las 16:47 (GMT) con una magnitud de $M_w=5.1$ ($I_{EMS}=VII$) y también a muy poca profundidad (3 km). Tras el evento principal se produjeron numerosas réplicas de baja magnitud ($M_w<3.0$) durante los meses de Mayo, Junio y Julio (Figura 1). La localización epicentral del evento principal y del mayor precursor coincide con la localización de una de las fallas más activas en la Cordillera Bética, la Falla de Alhama de Murcia (FAM) (Martínez-Díaz *et al.*, 2001), sugiriendo que una pequeña área de esta falla pudo haber experimentado una ruptura. Esta observación está también validada por los mecanismos focales obtenidos por diferentes agencias para ambos eventos, los cuales indican un desplazamiento oblicuo con una componente inversa en coincidencia con la actividad reciente de la Falla de Alhama de Murcia (Silva *et al.*, 1997; Martínez-Díaz y Hernández-Enrile, 2001; Martínez-Díaz *et al.*, 2001; Masana *et al.*, 2004).

El terremoto de Lorca de 2011 provocó muchas más inestabilidades de ladera que cualquier otro terremoto instrumental registrado en el entorno de la Cuenca de Lorca. La distribución y tipología de estas inestabilidades fueron obtenidas en campañas de campos realizadas entre Mayo y Septiembre de 2011 y contrastadas con fotografías aéreas tomadas inmediatamente después de la serie sísmica. Estas inestabilidades de ladera han sido clasificadas de acuerdo con Keefer (1984). De manera adicional, se ha comparado el inventario de inestabilidades con los resultados obtenidos por Alfaro *et al.* (2012). Estos autores realizan un inventario exhaustivo en el que incluyen inestabilidades de muy pequeño tamaño (<1 m³). En el presente trabajo sólo se han

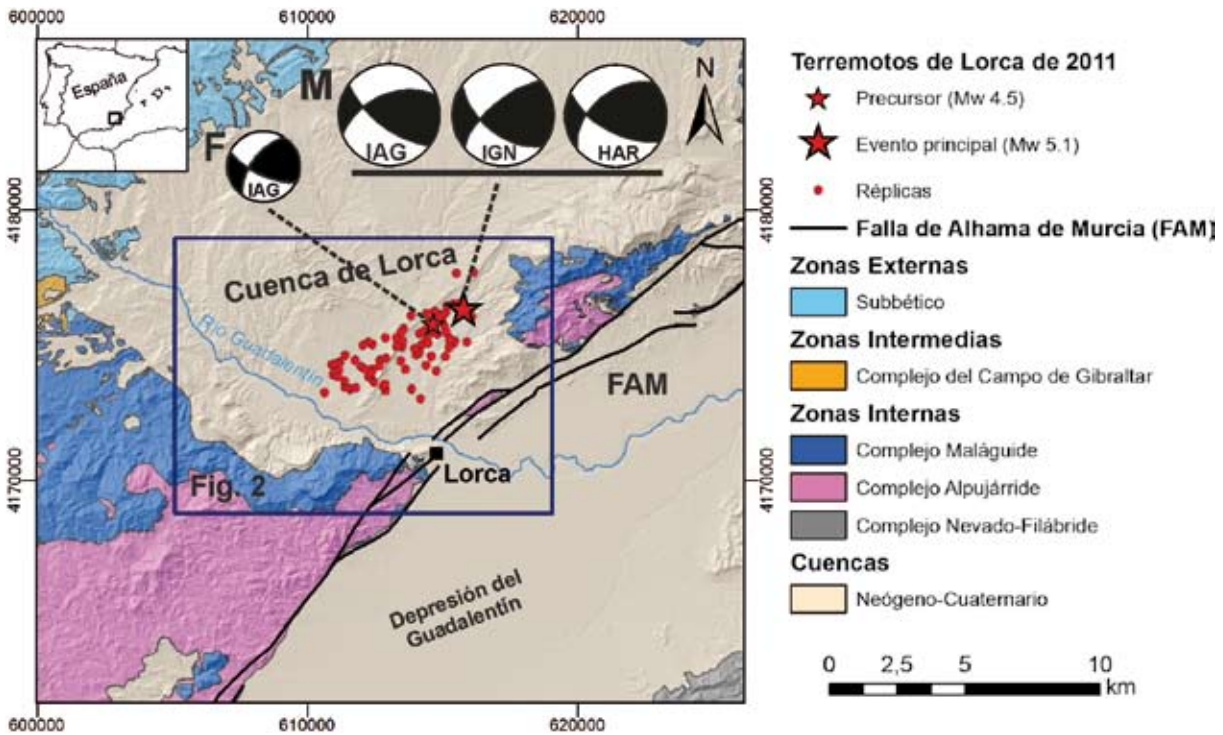


Figura 1. Epicentros de la serie sísmica de Lorca de 2011 (IGN, 2011). El terremoto principal ($M_w=5.1$) y el precursor más fuerte ($M_w=4.5$) se representan con estrellas rojas. También se muestran los mecanismos focales del precursor (F) y del evento principal (M) calculados por diferentes agencias: IAG (Instituto Andaluz de Geofísica), IGN (Instituto Geográfico Nacional) y HAR (Harvard CMT). El área de la figura 2, correspondiente al sector meridional de la Cuenca de Lorca, se indica mediante el rectángulo azul.

Figure 1. Epicentres of the 2011 Lorca seismic series (IGN 2011). The main shock ($M_w=5.1$) and the largest foreshock ($M_w=4.5$) are represented by red stars. The focal mechanisms of the largest foreshock (F) and the main shock (M), as calculated by different agencies, are also shown: IAG: Instituto Andaluz de Geofísica, IGN: Instituto Geográfico Nacional, HAR: Harvard CMT. The area shown in Figure 2, corresponding to the southern part of the Lorca basin, is outlined by a blue rectangle.

considerado las inestabilidades con un tamaño significativo ($>1 \text{ m}^3$). Un total de 100 inestabilidades han sido cartografiadas, cubriendo una amplia zona de aproximadamente 82 km^2 hacia el suroeste del epicentro (Figura 2). Considerando estos datos, la densidad de inestabilidades es relativamente baja ($1,2 \text{ por km}^2$). En general, prácticamente todas las inestabilidades pueden ser clasificadas como de tipo disgregado, en concreto desprendimientos aislados de roca y suelos con un tamaño relativamente pequeño (Figura 3a). Estas inestabilidades de ladera de tipo disgregado son el tipo de inestabilidad inducida por terremotos más frecuentes en la Cordillera Bética (Delgado *et al.*, 2011), así como a nivel mundial (Keefer, 1984 y 2002). El volumen aproximado de los desprendimientos oscila entre 1 m^3 y 100 m^3 , estando la mayoría desarrollados en laderas con pendientes pronunciadas y en escarpes rocosos. Este hecho evidencia que estas inestabilidades de ladera se han producido en zonas donde la topografía ha tenido un papel importante, actuando como factor de amplificación sísmica, tal como concluyen Alfaro *et al.* (2012) tras analizar los registros de mo-

vimiento del suelo disponibles. El área próxima al epicentro fue particularmente afectada por un gran número de inestabilidades de pequeño tamaño ($<1 \text{ m}^3$), la mayoría de ellas desarrolladas en los taludes artificiales. La principal litología afectada por las inestabilidades son las calcarenitas y las calizas (61%), seguidas por los conglomerados, areniscas y argilitas (20%), de los yesos y margas (11%) y de las filitas, cuarcitas y areniscas (8%). Estos materiales pueden clasificarse como rocas blandas, los cuales presentan la capacidad de provocar una importante amplificación sísmica y favorecer el desarrollo de las inestabilidades en estas litologías.

El área afectada por estas inestabilidades (82 km^2) es ligeramente inferior a las áreas máximas estimadas mediante las curvas de Keefer (1984) y Rodríguez *et al.* (1999) para un evento de igual magnitud, siendo de 94 km^2 y 133 km^2 , respectivamente. La inestabilidad más alejada del epicentro del terremoto principal ($M_w=5.1$) se localiza a 10 km , estando dentro de la máxima distancia epicentral (17 km) propuesta por Keefer (1984) para inestabilidades de tipo disgregado y un terremoto de igual magnitud.

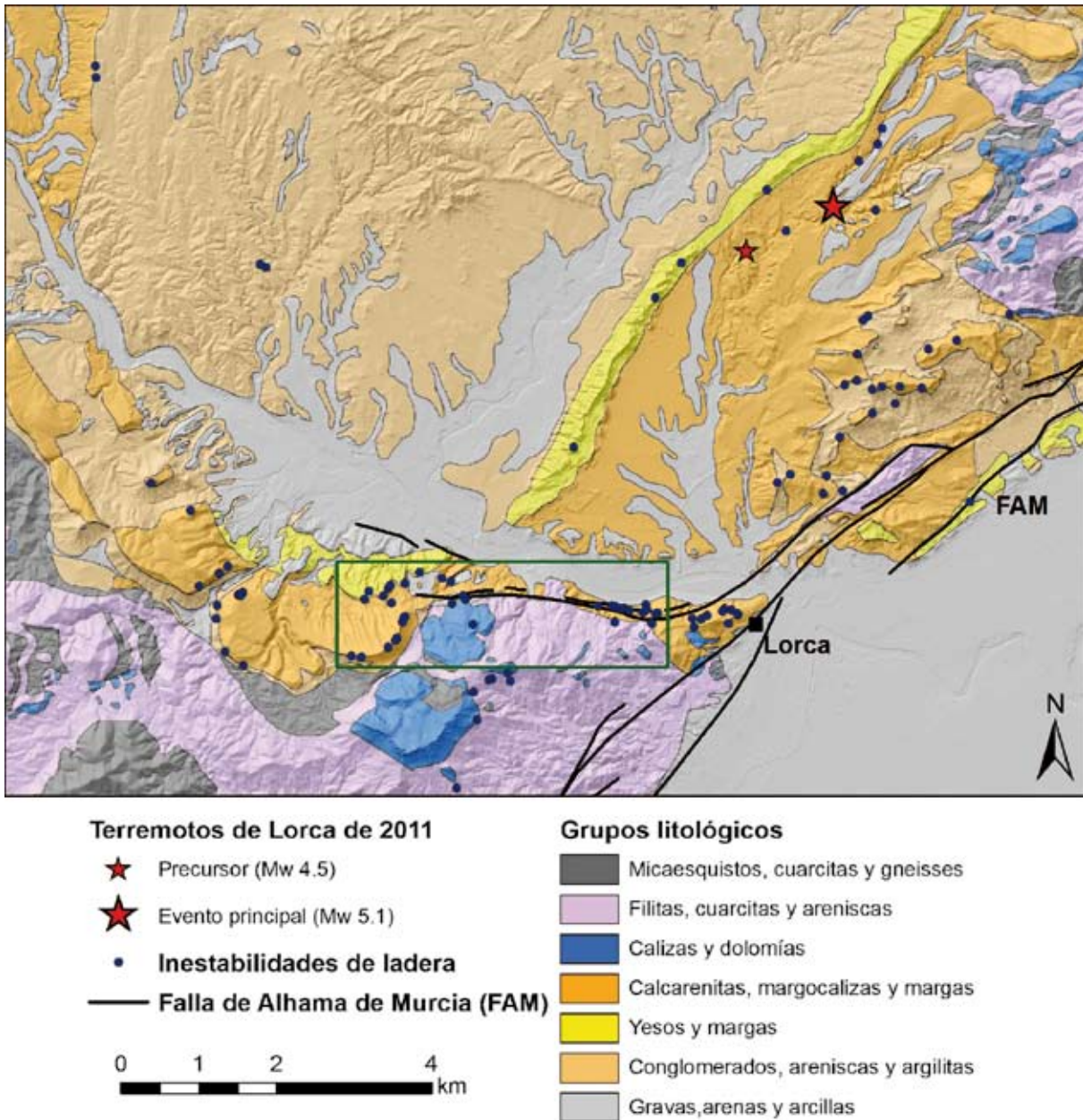


Figura 2. Distribución de las principales inestabilidades de ladera provocadas por el terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011 (puntos azules). También se muestra la localización del terremoto principal ($M_w=5.1$) y del precursor más fuerte ($M_w=4.5$). FAM: Falla de Alhama de Murcia. El área de las figuras 4 a 7 se representa con un rectángulo verde.

Figure 2. Distribution of the main slope instabilities triggered by the 11 May 2011 Lorca earthquakes (blue dots). The location of the largest foreshock ($M_w=4.5$) and the main shock ($M_w=5.1$) are also shown. FAM: Alhama de Murcia fault. The area shown in Figures 4 to 7 is indicated by a green rectangle.

De acuerdo con la Escala Macrosísmica ESI-2007 (Michetti *et al.*, 2007), basada únicamente en los efectos medioambientales provocados por el terremoto, hemos estimado una intensidad máxima de $I_{ESI}=VII$ para el terremoto de Lorca de 2011. Este valor es coherente con la intensidad de $I_{EMS}=VII$ asignada a este evento sísmico mediante la Escala Macrosísmica Europea (EMS) basada principalmente en los daños estructurales en las edificaciones.

Afortunadamente, sólo unas pocas inestabilidades de ladera provocadas por el terremoto pueden considerarse como significativas debido a sus consecuencias: daños en edificaciones y cortes en carreteras. En particular, un bloque rocoso desprendido destruyó parte del muro de un patio de una casa situada en la parte más occidental de la colina donde está el Castillo de Lorca (Figura 3b). Del mismo modo, numerosos desprendimientos dañaron seria-

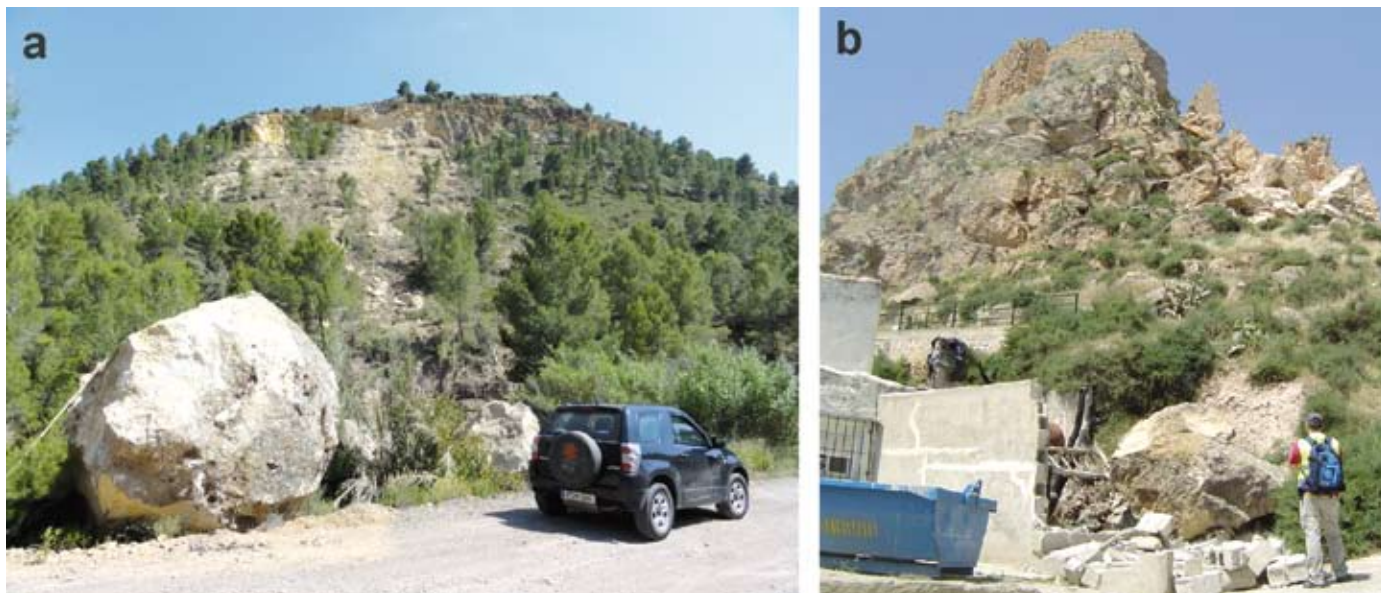


Figura 3. Ejemplos típicos de inestabilidad de ladera de tipo disgregado provocados por los terremotos de Lorca del 11 de mayo de 2011. (a) Uno de los mayores desprendimientos rocosos inventariado (~100 m³); (b) Daños producidos en edificaciones relacionados con desprendimientos provocados por el terremoto. Nótese que la malla metálica que refuerza la ladera termina en esta sección.

Figure 3. Typical disrupted-type slope instabilities triggered by the 11 May 2011 Lorca earthquakes. (a) One of the largest rock falls registered (~100 m³); (b) Example of damage to a building related to an earthquake-triggered rock fall. Note the termination of the wire mesh that reinforces the cliff slope at this section.

mente el pavimento de la carretera de acceso al castillo y en la carretera hacia el Pantano de Puentes, la cual estuvo cerrada al tráfico temporalmente. Por otra parte, la ladera sur de la colina donde está situado el Castillo de Lorca, la cual está directamente sobre la ciudad, fue reforzada hace cuatro años por medio de una malla de doble diámetro clavada en el macizo rocoso mediante bulones. Estas medidas de refuerzo parece que han actuado correctamente durante el terremoto (Figura 3b), previniendo la ocurrencia de más desprendimientos que sin duda podrían haber agravado el daño en esta zona, especialmente en las viviendas localizadas justo debajo de esta ladera.

Revisión de la evaluación regional de la peligrosidad de las inestabilidades de ladera provocadas por terremotos en la Cuenca de Lorca

Metodología

Los mapas regionales de peligrosidad de inestabilidades de ladera provocadas por terremotos obtenidos por Rodríguez-Peces *et al.* (2011a) para la Cuenca de Lorca están basados en los mapas de desplazamiento de Newmark obtenidos para diferentes escenarios sísmicos. Estos mapas de peligrosidad fueron desarrollados siguiendo el método

del bloque rígido deslizante de Newmark (Newmark, 1965) mediante el uso de un sistema de información geográfica (SIG).

En la metodología empleada, primero se obtiene un mapa de factores de seguridad estáticos siguiendo un modelo de equilibrio límite de talud infinito y el criterio de rotura de Mohr-Coulomb. Haciendo uso de los mapas geológicos digitales, los materiales se clasificaron en diferentes grupos basados en las características geológicas y su comportamiento geotécnico general. A cada grupo litológico se le asignaron valores representativos de peso específico, cohesión y ángulo de rozamiento interno a partir de una recopilación de parámetros resistentes. El mapa de pendientes fue obtenido a partir de un MDE con un tamaño de píxel de 25 x 25 m. Por último, el factor de seguridad fue estimado combinando los parámetros geotécnicos y las pendientes a través del modelo propuesto por Jibson *et al.* (2000).

A continuación, las aceleraciones críticas (aceleración sísmica mínima necesaria para iniciar la inestabilidad) fueron calculadas combinando el mapa de factor de seguridad estático con las pendientes siguiendo el método de Newmark (Newmark, 1965). El mapa de aceleración crítica resultante fue considerado como un mapa de susceptibilidad de las inestabilidades inducidas por terremotos.

Diferentes escenarios sísmicos de entrada fueron considerados: probabilistas, pseudo-probabilistas y

deterministas (Rodríguez-Peces *et al.*, 2011a). Para cada escenario se obtuvo un mapa de peligrosidad sísmica en términos de aceleración sísmica máxima (*Peak Ground Acceleration*, PGA) en roca (García-Mayordomo *et al.*, 2007). Los escenarios probabilistas fueron obtenidos para periodos de retorno de 475, 975 y 2475 años. El escenario pseudo-probabilista estaba basado en el terremoto más probable para un periodo de retorno de 475 años ($M_w=5.0$, $R_{ep}=0$ km) (cf. Gaspar-Escribano *et al.*, 2008). Los escenarios deterministas fueron generados considerando la magnitud momento máxima de los potenciales terremotos que podrían relacionarse con la actividad de la Falla de Alhama de Murcia, particularmente, con la ruptura del segmento Lorca-Totana. Los valores de PGA en roca fueron calculados mediante diferentes ecuaciones de predicción del movimiento del terreno para el área mediterránea (Skarlatoudis *et al.*, 2003; Ambraseys *et al.*, 2005; Akkar y Bommer, 2007; Bindi *et al.*, 2010). Las PGA fueron modificadas para tener en cuenta los efectos de sitio, en concreto la amplificación estratigráfica y topográfica. Los efectos de amplificación estratigráfica fueron evaluados a partir de la velocidad media de ondas de corte en los primeros 30 m (v_s^{30}) para cada uno de los grupos litológicos definidos previamente. Los valores de v_s^{30} se asignaron a cada grupo litológico teniendo en cuenta los valores propuestos empíricamente en FEMA (2009). El efecto de amplificación topográfica fue implementado en el SIG mediante una herramienta desarrollada para tal fin, basada en la obtención de ciertos parámetros geométricos del terreno (pendiente, curvatura, altura de las crestas montañosas) y las recomendaciones del Eurocódigo 8 (CEN, 2003).

Los desplazamientos de Newmark para cada escenario sísmico considerado fueron estimados comparando la aceleración crítica con la PGA amplificada por medio de la ecuación empírica de regresión propuesta por Jibson (2007). Por último, los mapas de peligrosidad fueron comparados con la distribución de inestabilidades de ladera y, en particular, con los pocos casos que fueron provocados por terremotos (deslizamientos rocosos de Bullas de 2002 y La Paca de 2005).

La revisión de los mapas de peligrosidad de inestabilidades de ladera provocadas por terremotos presentada en este artículo se ha realizado siguiendo la misma metodología expuesta anteriormente pero empleando datos de entrada más precisos. La principal diferencia radica en la resolución del modelo digital de elevaciones (MDE) empleado para derivar los mapas de pendientes y, por tanto, los mapas de factor de seguridad y aceleración crítica. En lugar del

MDE con un tamaño de píxel de 25 x 25 m empleado en las investigaciones previas, se ha utilizado un MDE de mucha mayor resolución (tamaño de píxel de 4 x 4 m) derivado de datos recientes de LIDAR (NATMUR, 2009).

Se ha considerado un escenario sísmico determinista basado en las características del evento principal de la serie sísmica de Lorca de 2011: terremoto de Lorca ($M_w=5.1$). En contraste con los trabajos anteriores, la aceleración sísmica máxima (PGA) relacionada con esta magnitud de terremoto ha sido ahora estimada mediante una selección actualizada de ecuaciones de predicción del movimiento del terreno (Boore y Atkinson, 2008; Akkar y Bommer, 2010; Bindi *et al.*, 2011). Estas ecuaciones han sido recomendadas recientemente en el proyecto GEM1 (Douglas *et al.*, 2010) para ser utilizadas en regiones activas con sismicidad cortical somera, siendo este el caso de la Región de Murcia. Debido a que se ha observado que los efectos de amplificación sísmica debidos al tipo de suelo y la topografía han tenido una importante influencia en el desarrollo de las inestabilidades de ladera cartografiadas tras el terremoto de Lorca, en este escenario sísmico también se han tenido en cuenta estos factores de amplificación sísmica, siguiendo los métodos propuestos previamente por Rodríguez-Peces (2010).

Comparación con las evaluaciones previas de la peligrosidad a escala regional

Se ha realizado una comparación entre los mapas de factor de seguridad, aceleración crítica y desplazamiento de Newmark de Rodríguez-Peces *et al.* (2011a) con la localización y distribución de las inestabilidades de ladera inventariadas en relación con el terremoto de Lorca de 2011. En estas localizaciones, los valores de factor de seguridad (*FS*) estimados en condiciones estáticas oscilan entre 1,01 y 5,78 (Figuras 4a y 5a), con un valor medio de $FS=2,39$ ($\pm 1,16$). Las aceleraciones críticas (a_c) en las mismas localizaciones varían entre 0,014g y 0,863g (Figura 6a y 7a), siendo el valor medio de $a_c=0,466g$ ($\pm 0,232$). Los valores de PGA estimados considerando el escenario sísmico para el terremoto más probable para un periodo de retorno de 475 años ($M_w=5.0$, $R_{ep}=0$ km) (cf. Gaspar-Escribano *et al.*, 2008) oscilan entre 0,190g y 0,532g, por lo que se supera el valor de aceleración crítica en varios puntos. Por último, el mapa de desplazamiento de Newmark obtenido para este mismo escenario sísmico muestra que el 44% de las inestabilidades de ladera asociadas con el terremoto de Lorca (M_w 5.1) se localizan sobre un píxel que pre-

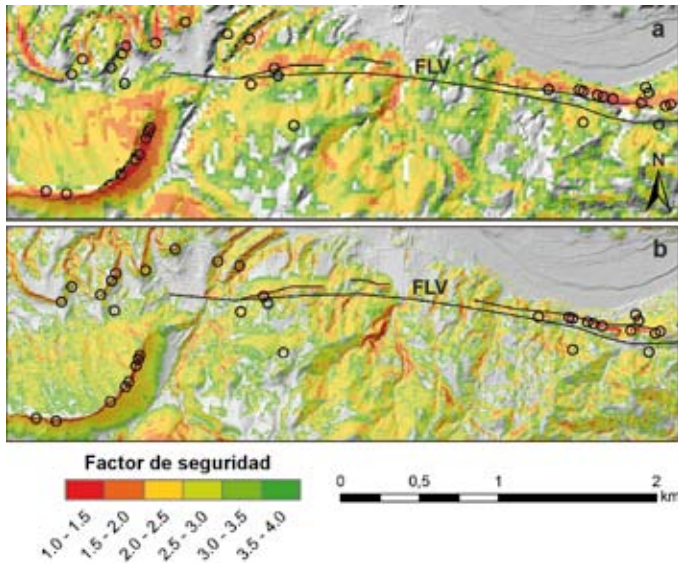


Figura 4. Extracto de los mapas de factor de seguridad obtenidos a partir de los modelos digitales de elevaciones con un tamaño de píxel de 25 x 25 m (a) y de 4 x 4 m (b). Las áreas con color rojo indican los valores más bajos, que son los que están más próximos a la condición de inestabilidad ($FS < 1$). Los círculos negros indican la localización de las inestabilidades de ladera provocadas por los terremotos de Lorca de 11 de mayo de 2011. FLV: Falla de Las Viñas.

Figure 4. Extract of the maps of static safety factors deriving from digital elevation models with pixel sizes of (a) 25 x 25 m and (b) 4 x 4 m. Red areas indicate lower values, which are closer to the no-stability condition ($FS < 1$). Slope instabilities triggered by the 11 May 2011 Lorca earthquakes are depicted by open black circles. FLV: Las Viñas fault.

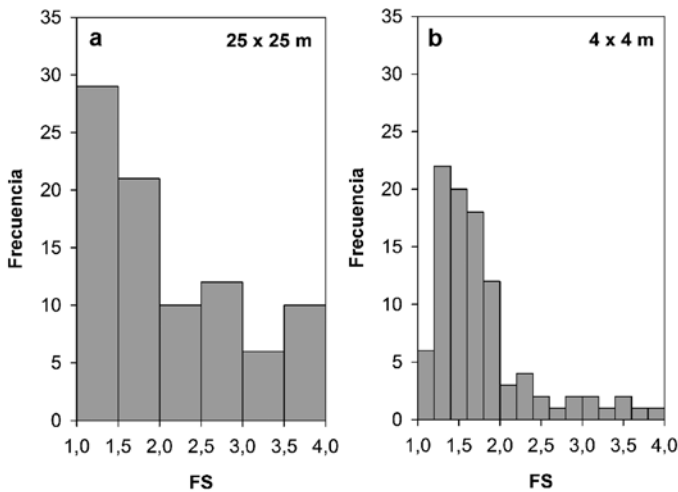


Figura 5. Histogramas de los valores de factor de seguridad (FS) obtenidos a partir de los modelos digitales de elevaciones con un tamaño de píxel de 25 x 25 m (a) y de 4 x 4 m (b).

Figure 5. Histograms of the static safety-factor (FS) values deriving from digital elevation models with pixel sizes of (a) 25 x 25 m and (b) 4 x 4 m.

sente un cierto valor de desplazamiento de Newmark (Figura 8a). El desplazamiento de Newmark medio estimado para estos casos es de $D_N = 3,8 \text{ cm} (\pm 15,3)$,

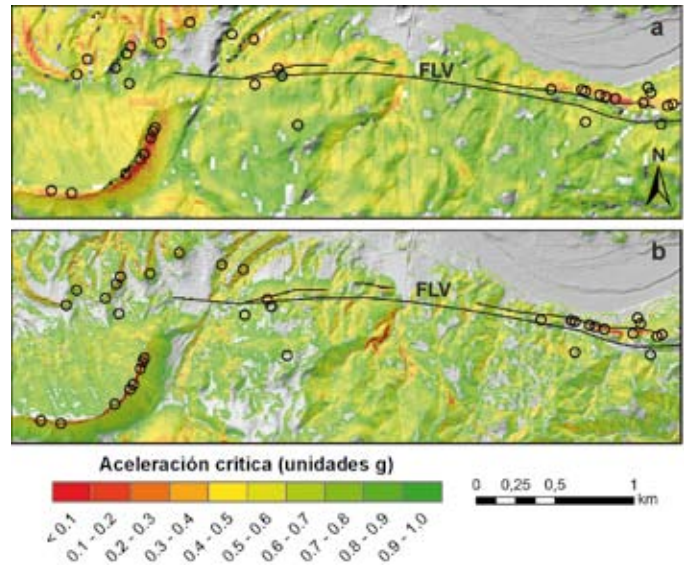


Figura 6. Extracto de los mapas de aceleración crítica (unidades g, $1g = 9.81 \text{ m/s}^2$) obtenidos a partir de los modelos digitales de elevaciones con un tamaño de píxel de 25 x 25 m (a) y de 4 x 4 m (b). Las áreas con color rojo representan las zonas más susceptibles al desencadenante sísmico. Los círculos negros indican la localización de las inestabilidades de ladera provocadas por los terremotos de Lorca de 11 de mayo de 2011. FLV: Falla de Las Viñas.

Figure 6. Extract of the maps of critical acceleration (g units, $1g = 9.81 \text{ m/s}^2$) deriving from digital elevation models with pixel sizes of (a) 25 x 25 m and (b) 4 x 4 m. Red areas are the most susceptible to earthquake triggering. Slope instabilities triggered by the 11 May 2011 Lorca earthquakes are depicted by open black circles. FLV: Las Viñas fault.

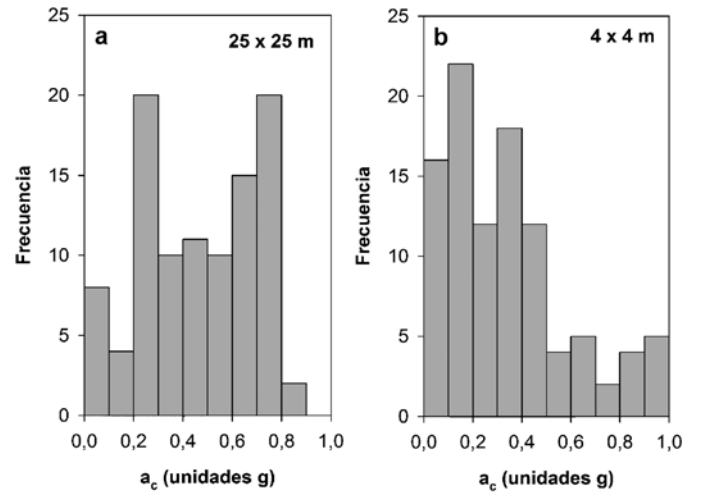


Figura 7. Histogramas de los valores de aceleración crítica (a_c) obtenidos a partir de los modelos digitales de elevaciones con un tamaño de píxel de 25 x 25 m (a) y de 4 x 4 m (b).

Figure 7. Histograms of the critical-acceleration (a_c) values deriving from digital elevation models with pixel sizes of (a) 25 x 25 m and (b) 4 x 4 m.

oscilando entre casi 0 y 97 cm. A pesar de ello, la mayoría de los valores de desplazamiento de Newmark (80%) son menores a 2 cm (Figura 10a).

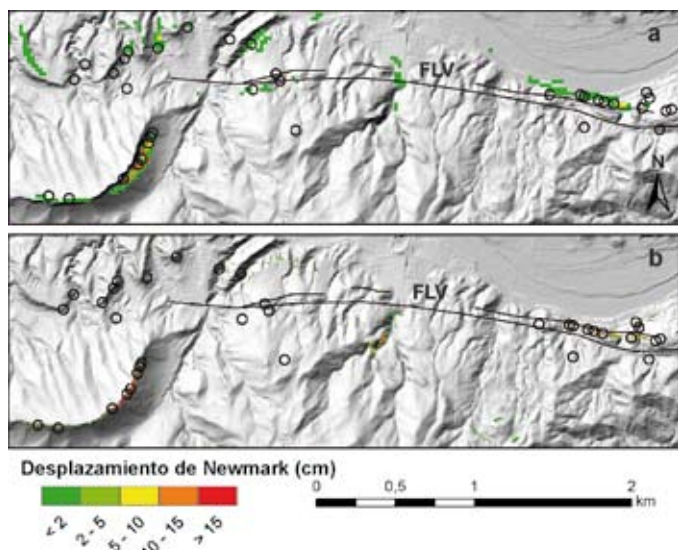


Figura 8. Extracto de los mapas de desplazamiento de Newmark obtenidos considerando el escenario sísmico del terremoto más probable para un periodo de retorno de 475 años ($M_w=5.0$, $R_{ep}=0$ km). (a) Mapa derivado a partir de un MDE con un tamaño de píxel de 25×25 m; (b) Mapa derivado a partir de un MDE con un tamaño de píxel de 4×4 m. Los círculos negros indican la localización de las inestabilidades de ladera provocadas por los terremotos de Lorca de 11 de mayo de 2011. FLV: Falla de Las Viñas.

Figure 8. Extract of the Newmark displacement maps obtained considering the seismic scenario corresponding to the most probable earthquake for a 475-yr return period ($M_w=5.0$, $R_{ep}=0$ km). (a) Map deriving from a DEM with a pixel size of 25×25 m; (b) Map deriving from a DEM with a pixel size of 4×4 m. Slope instabilities triggered by the 11 May 2011 Lorca earthquakes are depicted by open black circles. FLV: Las Viñas fault.

Comparación con la nueva evaluación revisada de la peligrosidad a escala regional

Hemos obtenido un nuevo conjunto de mapas de peligrosidad de inestabilidades de ladera provocadas por terremotos para la Cuenca de Lorca haciendo uso del MDE de mayor resolución disponible actualmente para el área (tamaño de píxel de 4×4 m).

Los factores de seguridad estimados para los emplazamientos de las inestabilidades de ladera indu-

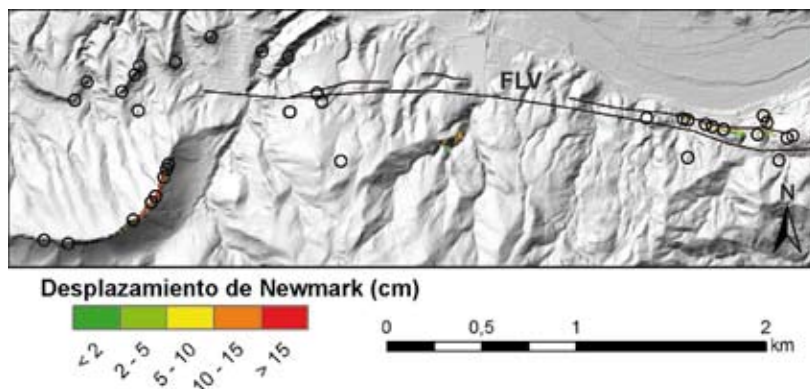
cidas por el terremoto de Lorca oscilan entre 1,01 y 4,18 (Figuras 4b y 5b), con un valor medio de $FS=1,77$ ($\pm 0,66$). Las aceleraciones críticas en las mismas localizaciones varían entre 0,001g y 0,987g (Figura 6b y 7b), siendo el valor medio de $a_c=0,341g$ ($\pm 0,250$). A pesar de que los valores medios de FS y a_c son ligeramente inferiores a los obtenidos previamente, el rango de variación es bastante similar.

Los valores de PGA estimados para la ocurrencia del terremoto más probable para un periodo de retorno de 475 años ($M_w=5.0$, $R_{ep}=0$ km) presentan un rango muy similar al obtenido previamente, entre 0,190g y 0,456g. El mapa de desplazamiento de Newmark para este escenario sísmico muestra una aceptable correlación con la localización de las inestabilidades de ladera relacionadas con el terremoto de Lorca de M_w 5.1 (Figura 8b). En concreto, el 52% de las inestabilidades se sitúan en un píxel que presenta un cierto valor de desplazamiento de Newmark. El desplazamiento de Newmark medio obtenido en estas localizaciones es de $D_N=28,9$ cm ($\pm 110,1$), oscilando entre casi 0 y 707 cm (Figura 10b). Estos valores de desplazamiento de Newmark son un orden de magnitud más grandes que los estimados en los mapas anteriores ($D_N=3,8$ cm). Sin embargo, los valores más frecuentes de desplazamiento de Newmark son menores a 2 cm en el 62% de los casos (Figura 10b), de manera similar a los resultados obtenidos anteriormente.

Considerando el caso concreto del terremoto de Lorca de 2011 de M_w 5.1, los valores de PGA obtenidos son de 0,074g a 0,651g. En este caso, el mapa de desplazamiento de Newmark (Figura 9) muestra una correlación más débil con la localización de las inestabilidades relacionadas con el terremoto de Lorca con respecto a la obtenida en el caso anterior. Sólo el 36% de las inestabilidades de ladera se localizan en el interior de un píxel que presente un cierto valor de desplazamiento de Newmark. En estos casos, el desplazamiento de Newmark oscila entre casi 0 y 320 cm (Figura 10c), siendo el valor medio de 18,6 cm ($\pm 58,3$).

Figura 9. Extracto del mapa de desplazamiento de Newmark obtenido considerando la ocurrencia del terremoto de Lorca de 2011 (M_w 5.1) y un MDE con un tamaño de píxel de 4×4 m. Los círculos negros indican la localización de las inestabilidades de ladera provocadas por los terremotos de Lorca de 11 de mayo de 2011. FLV: Falla de Las Viñas.

Figure 9. Extract of the Newmark displacement map obtained considering the occurrence of the 5.1 M_w 2011 Lorca earthquake (pixel size of 4×4 m). Slope instabilities triggered by the 11 May 2011 Lorca earthquakes are depicted by open black circles. FLV: Las Viñas fault.



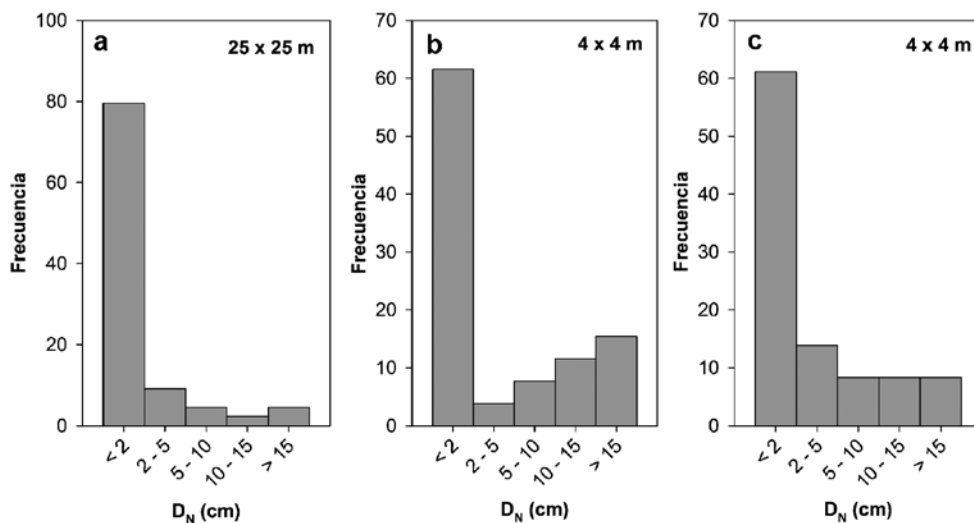


Figura 10. Histogramas de los valores de desplazamiento de Newmark (D_N) obtenidos a partir de los modelos digitales de elevaciones con un tamaño de píxel de 25 x 25 m (a) y de 4 x 4 m (b) considerando la ocurrencia del terremoto más probable en la Cuenca de Lorca para un periodo de retorno de 475 años ($M_w=5.0$) y considerando la ocurrencia del terremoto de Lorca de 2011 ($M_w=5.1$) a partir de un modelo con un tamaño de píxel de 4 x 4 m (c). **Figure 10.** Histograms of the Newmark displacement (D_N) values considering the occurrence of the most probable earthquake for a 475-yr return period in the Lorca basin ($M_w=5.0$) with pixel sizes of (a) 25 x 25 m and (b) 4 x 4 m and matching the occurrence of the 5.1 M_w 2011 Lorca earthquake with a pixel size of 4 x 4 m (c).

Estos valores son también un orden de magnitud más grande que los estimados en las evaluaciones de la peligrosidad a escala regional realizadas con anterioridad. En este caso, el desplazamiento de Newmark más frecuente en el 61% de los casos es también menor de 2 cm (Figura 10c).

Discusión y conclusiones

Los mapas de peligrosidad de inestabilidades de ladera provocadas por terremotos en términos de desplazamiento de Newmark obtenidos para la ocurrencia del terremoto más probable para un periodo de retorno de 475 años ($M_w=5.0$), tanto en los trabajos previos como en la revisión realizada aquí, muestran una correlación relativamente aceptable (~50%) con la localización de las inestabilidades de ladera relacionadas con el terremoto de Lorca ($M_w=5.1$). Sin embargo, existen algunas zonas donde estos mapas predicen la ocurrencia de inestabilidades, en las que no se ha registrado ninguna. Este hecho sugiere que, en general, los mapas de peligrosidad resultantes son conservadores ya que predicen más áreas inestables que las que realmente tienen lugar. A pesar de ello, estos mapas de peligrosidad ofrecen una evaluación de primer orden de la posible interrupción de las vías de comunicación y, por tanto, podrían ser empleados para mejorar los planes de emergencia de una región con cierta actividad sísmica.

Las discrepancias observadas entre los mapas de peligrosidad y los puntos de inestabilidad reales pueden ser debidas a las simplificaciones y suposiciones realizadas a través de la metodología empleada y, en particular, a la dificultad de estimar los

efectos de amplificación sísmica (estratigráfica y topográfica). El efecto de utilizar un modelo digital de elevaciones (MDE) con un tamaño de píxel mucho más grande que el tamaño real de las inestabilidades de ladera a estudiar implica la obtención de valores más elevados de factores de seguridad y aceleración crítica y, consecuentemente, desplazamientos de Newmark menores con respecto a los que se obtendrían empleando un MDE con una mejor resolución (cf. Rodríguez-Peces *et al.*, 2011b). En este sentido, el MDE empleado previamente para obtener los mapas regionales de peligrosidad de inestabilidades de ladera provocadas por terremotos por Rodríguez-Peces *et al.* (2011a) era de un tamaño de píxel de 25 x 25 m. Considerando esta baja resolución, el tamaño mínimo de los potenciales bloques deslizantes es de 1250 m³, que es un orden de magnitud mayor que el desprendimiento más grande (~100 m³) provocado por los terremotos de Lorca de 2011. Esta incongruencia se ha tratado de solucionar empleando un MDE de mayor resolución (tamaño de píxel de 4 x 4 m) para obtener los mapas de peligrosidad revisados en este artículo. Así, el tamaño mínimo de los potenciales bloques deslizantes es de 64 m³, el cual es del mismo orden de magnitud que el volumen de los desprendimientos inventariados (1-100 m³). En contraste con los resultados obtenidos en la evaluación de la peligrosidad realizada previamente, los valores de factor de seguridad, aceleración crítica y desplazamiento de Newmark estimados por medio de este MDE de mejor resolución son ahora mucho más concordantes con las observaciones de campo. La segunda fuente de discrepancia en los resultados puede estar relacionada con el método de equilibrio límite de talud infinito empleado para estimar los factores de seguridad, así como con los parámetros

geotécnicos requeridos para su cálculo. Los FS podrían ser más precisos si se emplearan métodos de equilibrio límite más complejos, que incluyan roturas de tipo circular. Sin embargo, estos métodos no son aplicables fácilmente a una escala regional mediante un SIG, siendo más apropiados para estudios de detalle. A pesar de ello, el uso del método de equilibrio límite de talud infinito y de los parámetros de resistencia al corte empleados a escala regional se ha considerado como aceptable, ya que estudios previos han demostrado que se obtienen factores de seguridad muy similares aunque se empleen distintos métodos de equilibrio límite a diferentes escalas (Rodríguez-Peces *et al.*, 2011b). Por último, los valores de PGA se han obtenido empleando varias ecuaciones de predicción del movimiento del terreno desarrolladas para la región mediterránea, ya que en la actualidad todavía no existe una ecuación de predicción del movimiento del terreno que sea estadísticamente aceptable para el caso concreto del sureste de España. En este sentido, los valores de PGA estimados comprenden un cierto grado de incertidumbre epistémica, aparte de la variabilidad aleatoria inherente a la predicción del movimiento del terreno. Por otra parte, los efectos de amplificación sísmica (estratigráfica y topográfica) han sido estimados a una escala regional mediante procedimientos empíricos. Los métodos empleados parecen subestimar los efectos de sitio que ocurren en la realidad ya que, para justificar el gran número de inestabilidades de ladera inducidas por el terremoto de Lorca, la amplificación sísmica tuvo que ser mayor que la estimada en este trabajo. En particular, la amplificación topográfica pudo tomar un papel importante en la generación de las inestabilidades de ladera (Alfaro *et al.*, 2012). Este hecho, sugiere la necesidad de desarrollar futuros trabajos centrados en una estimación más aproximada a la realidad de los factores de amplificación sísmica.

Los valores más frecuentes de desplazamiento de Newmark estimados en las localizaciones de las inestabilidades de ladera inducidas por el terremoto de Lorca son del mismo orden de magnitud (< 2 cm), tanto en los mapas previos como en los nuevos. Estos desplazamientos de Newmark no concuerdan con el desplazamiento de Newmark crítico de 2 cm propuesto previamente como umbral mínimo para provocar inestabilidades de ladera de tipo disgregado, en particular los desprendimientos (Capolongo *et al.*, 2002; Rodríguez-Peces *et al.*, 2011b). Por otra parte, existen otros trabajos donde se ha establecido un desplazamiento de Newmark crítico de 5 cm para generar este tipo de inestabilidad (Wieczorek *et al.*, 1985; Jibson *et al.*, 2000; Romeo, 2000). Sin embargo, los resul-

tados del presente estudio ponen de manifiesto que las inestabilidades de ladera de tipo disgregado (desprendimientos) se pueden producir con valores más bajos de desplazamiento de Newmark (inferiores a 2 cm) en zonas donde se producen importantes efectos de amplificación sísmica, tanto estratigráfica como topográfica.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación FASEGEO (CGL2009-09726) del Ministerio de Ciencia e Innovación y TECTACT (GR35/10-A-910368): Tectónica Activa, Paleosismicidad y Riesgos asociados de la Universidad Complutense de Madrid. Agradecemos a José Delgado y a un revisor anónimo el interés mostrado en el presente trabajo, así como sus comentarios y revisiones ya que han contribuido a mejorarlo notablemente.

Referencias

- Akkar, S. and Bommer, J.J. 2007. Empirical prediction equations for peak ground velocity derived from strong motion records from Europe and the Middle East. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97, 511-530.
- Akkar, S. and Bommer, J.J. 2010. Empirical Equations for the Prediction of PGA, PGV, and Spectral Accelerations in Europe, the Mediterranean Region, and the Middle East. *Seismological Research Letters*, 81(2), 195-206.
- Alfaro, P., Delgado, J., García-Tortosa, F.J., Lenti, L., López, J.A., López-Casado, C. and Martino, S. 2012. Widespread landslides induced by the M_w 5.1 earthquake of 11 May 2011 in Lorca, SE Spain. *Engineering Geology*, 137-138, 40-52.
- Ambraseys, N.N., Douglas, J., Sarma, S.K. and Smit, P.M. 2005. Equations for the Estimation of Strong Ground Motions from Shallow Crustal Earthquakes Using Data from Europe and the Middle East: Horizontal Peak Ground Acceleration and Spectral Acceleration. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 37, 1-53.
- Benito, B., Capote, B., Murphy, P., Gaspar-Escribano, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Tsige, M., Stich, D., García-Mayordomo, J., García, M.J., Jiménez, M.E., Insua-Arévalo, J.M., Álvarez-Gómez, J.A. and Canora, C. 2007. An overview of the damaging and low magnitude La Paca earthquake (M_w 4.8) on January 29th, 2005. Context, seismotectonics, and seismic risk implications for Southeast Spain. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97, 671-690.
- Bindi, D., Luzi, L., Massa, M. and Pacor, F. 2010. Horizontal and vertical ground motion prediction equations derived from the Italian Accelerometric Archive (ITACA). *Bulletin of Earthquake Engineering*, 8, 1209-1230.

- Bindi, D., Pacor, F., Luzi, L., Puglia, R., Massa, M., Ameri, G. and Paolucci, R. 2011. Ground motion prediction equations derived from the Italian strong motion database. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 9(6), 1899-1920.
- Boore, D.M. and Atkinson, G.M. 2008. Ground-Motion Prediction Equations for the Average Horizontal Component of PGA, PGV, and 5%-Damped PSA at Spectral Periods between 0.01 s and 10.0 s. *Earthquake Spectra*, 24, 99-138.
- Bufo, E., Benito, B., Sanz de Galdeano, C., Fresno, C., del Muñoz, D. and Rodríguez, I. 2005. Study of the damaging earthquakes of 1911, 1999, and 2002 in the Murcia, Southeastern Spain region: seismotectonic and seismic-risk implications. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95, 549-567.
- Capolongo, D., Refice, A. and Mankelov, J. 2002. Evaluating earthquake-triggered landslide hazard at the basin scale through GIS in the Upper Sele river valley. *Surveys in Geophysics*, 23, 595-625.
- CEN (Comité Européen of Normalisation) 2003. Eurocode 8: design of structures for earthquake resistance. Part 5: Foundations, retaining structures and geotechnical aspects. prEN 1998-5:2003 E, Bruselas, 44 pp.
- Delgado, J., Peláez, J.A., Tomás, R., García-Tortosa, F.J., Alfaro, P. and López Casado, C. 2011. Seismically-induced landslides in the Betic Cordillera (S Spain). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 31, 1203-1211.
- Douglas, J., Faccioli, E., Cotton, F. and Cauzzi, C. 2010. Selection of ground-motion prediction equations for GEM1. GEM Technical Report 2010-E1, GEM Foundation, Pavia, Italy, 20/04/2012, <http://www.globalquakemodel.org/node/747>
- FEMA 2009. *NEHRP Recommended Seismic Provisions for New Buildings and Other Structures*. Federal Emergency Management Agency, FEMA Report P-750, 388 pp.
- García-Mayordomo, J., Gaspar-Escribano, J.M. and Benito, B. 2007. Seismic hazard assessment of the Province of Murcia (SE Spain): analysis of source contribution to hazard. *Journal of Seismology*, 11(4), 453-471.
- Gaspar-Escribano, J.M. and Benito, B. 2007. Ground motion characterization of low-to-moderate seismicity zones and implications for seismic design: lessons from recent, Mw~4.8, damaging earthquakes in Southeast Spain. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97, 531-544.
- Gaspar-Escribano, J.M., Benito, B. and García-Mayordomo, J. 2008. Hazard-consistent response spectra in the Region of Murcia (Southeast Spain): comparison to earthquake-resistant provisions. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 6(2), 179-196.
- IGN 2011. *Informe del sismo de Lorca del 11 de mayo de 2011*. Instituto Geográfico Nacional, 132 pp, 20/04/2012, <http://www.ign.es>
- Jibson, R.W. 2007. Regression models for estimating coseismic landslide displacement. *Engineering Geology*, 91, 209-218.
- Jibson, R.W., Harp, E.L. and Michael, J.A. 2000. A method for producing digital probabilistic seismic landslide hazard maps. *Engineering Geology*, 58, 271-289.
- Keefer, D.K. 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 406-421.
- Keefer, D.K. 2002. Investigating landslides caused by earthquakes - A historical review. *Surveys in Geophysics*, 23, 473-510.
- Martínez-Díaz, J.J. and Hernández-Enrile, J.L. 2001. Using travertine deformations to characterize paleoseismic activity on an active oblique-slip fault: the Alhama de Murcia Fault (Betic Cordillera-Spain). *Acta Geologica Hispanica*, 36(3-4), 297-313.
- 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. *Acta Geologica Hispanica*, 36(3-4), 315-327.
- 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(1), 1-17.
- Michetti, A.M., Esposito, E., Guerrieri, L., Porfido, S., Serva, L., Tatevossian, R., Vittori, E., Audemard, F., Azuma, T., Clague, J., Comerci, V., Gurpinar, A., Mc Calpin, J., Mohammadioun, B., Mörrner, N.A., Ota, Y. and Roghazin, E. 2007. Intensity Scale ESI 2007. En: Guerrieri, L. and Vittori, E. (eds.), *Mem Descr Carta Geol d'Italia*, 74, Servizio Geologico d'Italia, Dipartimento Difesa del Suolo, APAT, Roma, Italia.
- NATMUR 2009. *4 x 4 m Digital Elevation Model*. Natmur-08 Project. Consejería de Agricultura y Agua. Dirección General de Patrimonio Natural y Biodiversidad de la Región de Murcia, 20/04/2012, ftp://meristemum.carm.es/Natmur08/5.MDE/5.2%20NatMur08_MDE_mds
- Newmark, N.M. 1965. Effects of earthquakes on dams and embankments. *Geotechnique*, 15(2), 139-160.
- Rodríguez, C.E., Bommer, J.J. and Chandler, R.J. 1999. Earthquake-induced landslides: 1980- 1997. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 18, 325-346.
- Rodríguez-Peces, M.J. 2010. *Analysis of earthquake-triggered landslides in the South of Iberia: Testing the use of the Newmark's method at different scales*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, España, 254 pp.
- Rodríguez-Peces, M.J., García Mayordomo, J., Azañón Hernández, J.M. y Jabaloy Sánchez, A. 2008. Evaluación regional de inestabilidades de ladera por efecto sísmico en la Cuenca de Lorca (Murcia): Implementación del método de Newmark en un SIG. *Boletín Geológico y Minero*, 119 (4), 459-472.
- Rodríguez-Peces, M.J., García-Mayordomo, J., Azañón, J.M. and Jabaloy, A. 2011a. Regional Hazard Assessment of Earthquake-Triggered Slope Instabilities Considering Site Effects and Seismic Scenarios in Lorca Basin (Spain). *Environmental and Engineering Geoscience*, 17(3), 183-196.
- Rodríguez-Peces, M.J., Pérez-García, J.L., García-Mayordomo, J., Azañón, J.M., Insua-Arévalo, J.M. and Delgado-García, J. 2011b. Applicability of Newmark method at regional, sub-regional and site scales: seismically induced Bullas and La Paca rock-slide cases (Murcia, SE Spain). *Natural Hazards*, 59, 1109-1124.

- Romeo, R. 2000. Seismically induced landslide displacements: a predictive model. *Engineering Geology*, 58, 337-351.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Lario, J. and Bardaji, T. 1997. Paleoseismic indications along 'aseismic' fault segments in the Guadalentín Depression (SE Spain). *Journal of Geodynamics*, 24(1-4): 105-115.
- Skarlatoudis, A.A., Papazachos, B.N., Margaris, N., Theodoulidis, C., Papaioannou, I., Kalogeras, E.M., Scordilis, E.M. and Karakostas, V. 2003. Empirical peak ground-motion predictive relations for shallow earthquakes in Greece. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(6), 2591-2603.
- Wieczorek, G.F, Wilson, R.C. and Harp, E.L. 1985. Map showing slope stability during earthquakes in San Mateo County California. *U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Map I-1257-E*, escala 1:62500.

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