

Evaluación regional de inestabilidades de ladera por efecto sísmico en la Cuenca de Lorca (Murcia): Implementación del método de Newmark en un SIG

M. J. Rodríguez Peces⁽¹⁾, J. García Mayordomo⁽²⁾, J. M. Azañón Hernández⁽¹⁾ y A. Jabaloy Sánchez⁽¹⁾

(1) Dpto. de Geodinámica. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada, C/Fuentenueva s/n. 18002. Granada.
E-mails: marpeces@ugr.es, jazanon@ugr.es, jabaloy@ugr.es

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

RESUMEN

La Cuenca de Lorca (Murcia, SE España) constituye un territorio de gran interés para estudios de sismicidad y fenómenos inducidos ya que en ella se registra una elevada actividad sísmica, se localizan algunas de las fallas activas con mayor potencial sísmico de España y existen casos reconocidos de desprendimientos asociados a terremotos (e.g., Mula 1999, Bullas 2002, La Paca 2005). En esta área, se ha desarrollado una aplicación a escala regional del método del "bloque rígido deslizante" de Newmark en un sistema de información geográfica (SIG). Además, en este trabajo hemos propuesto una modificación del método de Newmark para tener en cuenta los efectos de amplificación sísmica relacionados con el suelo y con la topografía. Posteriormente, se han generado los mapas de desplazamiento de Newmark considerando tanto escenarios sísmicos deterministas como probabilistas para la Cuenca de Lorca. El cálculo del factor de seguridad estático para cada píxel del área de estudio ha permitido obtener un mapa de aceleración crítica (a_c), el cual representa la susceptibilidad de las laderas a inestabilidades inducidas sísmicamente. Los mapas de desplazamiento de Newmark obtenidos permiten identificar las áreas con mayor peligrosidad así como zonas de interés para posteriores estudios de detalle. Los resultados predicen la mayoría de las inestabilidades observadas en trabajos previos (principalmente, desprendimientos) y los desprendimientos asociados a terremotos concretos con valores de desplazamiento de Newmark menores de 2 cm. Inestabilidades de mayor entidad y deslizamientos ocurrirán con desplazamientos de Newmark mayores de 2 cm para lo que se requeriría un terremoto de gran magnitud ($M_w=6.7-6.8$).

Palabras clave: amplificación sísmica, deslizamientos, newmark, SIG, terremotos

Regional assessment of seismically induced slope instabilities in the Lorca Basin (Murcia): Implementation of Newmark's method in a GIS

ABSTRACT

The Lorca Basin (Murcia, SE Spain) exhibits a high seismic activity because some of the most active faults in Spain have been identified in the surroundings of this basin and there are well known cases of rock-falls associated to specific earthquakes (e.g., Mula 1999, Bullas 2002, La Paca 2005). In this area, we have used a geographic information system (GIS) to develop an implementation for the Newmark's sliding rigid block method at a regional scale. In addition, we have particularly proposed a new small variation of Newmark's method to consider soil and topographic amplification effects. Subsequently, we produce "Newmark displacement" maps for both deterministic and probabilistic seismic scenarios in the Lorca Basin. The estimation of static safety factor for each pixel of study area has allowed obtaining the critical acceleration (a_c) map that represents seismically induced slope instability susceptibility. The obtained Newmark displacement maps allowed us to identify areas with the highest potential seismic hazard as well as interesting areas for future particular studies. The results predict the majority of identified instabilities in previous studies (mainly, rock-falls) and rock-falls associated with specific earthquakes with values of Newmark displacement lower than 2 cm. Larger instabilities and landslides occur with Newmark displacement higher than 2 cm assuming that a great earthquake ($M_w=6.7-6.8$) take place.

Key words: earthquakes, GIS, landslides, newmark, seismic amplification

Introducción

Los terremotos son uno de los principales factores desencadenantes de inestabilidades de ladera. Estas inestabilidades son, con frecuencia, una de las causas

principales de pérdidas humanas y materiales. A pesar de ello, las inestabilidades inducidas por terremotos no están bien comprendidas dado que se trata de un tema complejo donde intervienen, por un lado, factores relacionados con la liberación de energía del

terremoto y su propagación (magnitud, atenuación); y por otro, parámetros propios de resistencia de la ladera (factor de seguridad), condiciones de estabilidad iniciales, tipo de rotura (deslizamientos, desprendimientos), así como el comportamiento deformacional de los materiales durante la vibración sísmica (licuefacción, colapsos).

En 1965, el Ingeniero Civil Nathan M. Newmark ideó un sencillo método para estimar el desplazamiento permanente producido por un movimiento sísmico en presas de tierra (Newmark, 1965). Este método, con ligeras variaciones, fue posteriormente aplicado con éxito al estudio de laderas naturales (Wilson y Keefer, 1983 y 1985) y, actualmente, es común su aplicación a escala regional y local en estudios de evaluación de la ocurrencia de inestabilidades de ladera desencadenadas por terremotos (e.g. Miles y Ho, 1999; Jibson *et al.*, 2000; Luzi y Pergalani, 1996, 2000; Luzi *et al.*, 2000; Romeo, 2000; Murphy *et al.*, 2002; Refine y Capalonga, 2002; Carro *et al.* 2003; Murphy y Mankelaw, 2004). Sin embargo, existen muy pocos estudios que aborden esta problemática en España (e.g. García-Mayordomo, 1999; Coral Moncayo, 2002; Mulas *et al.*, 2003; Delgado *et al.*, 2006).

La finalidad principal del presente trabajo es presentar la aplicación a nivel regional del método de Newmark en un SIG (ArcGIS) y, en particular, desarrollar una modificación del método de Newmark para tener en cuenta los efectos de amplificación sísmica relacionados con el tipo de suelo y con la topografía. Para ello se ha seleccionado el territorio ocupado por la Cuenca de Lorca (Región de Murcia) donde, además de existir un notable nivel de actividad sísmica y localizarse algunas de las fallas activas con mayor potencial sísmico en España, existen casos reconocidos de desprendimientos asociados a terremotos.

Marco geológico y sísmico regional

La Cuenca de Lorca (Murcia) se localiza en la Cordillera Bética Oriental (SE de España). Tres grandes dominios geológicos se distinguen en esta área: las Zonas Internas Béticas, el Complejo del Campo de Gibraltar y las Zonas Externas Béticas (Fig. 1). Los principales relieves de la zona están formados por materiales de las Zonas Internas, fundamentalmente rocas metamórficas alóctonas, y de las Zonas Externas, fundamentalmente rocas carbonatadas y sedimentarias de edades Mesozoico y Paleógeno. Sobre estos dominios se encuentran discordantes los depósitos sedimentarios neógenos de cuencas intra-

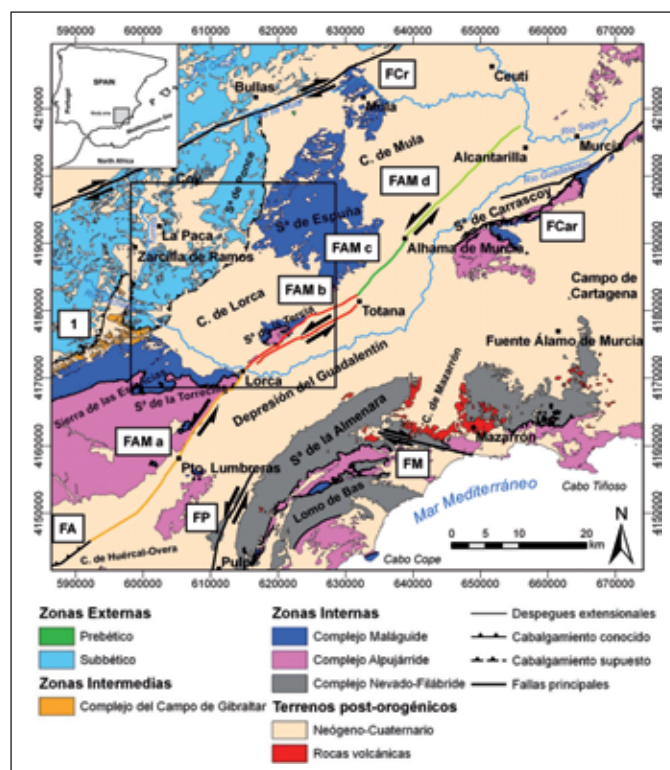


Figura 1. Mapa geológico del sureste de España. FCar: Falla de Carrascoy, FM: Falla de las Moreras, FAM: Falla de Alhama de Murcia (a: Pto. Lumbreras-Lorca, b: Lorca-Totana, c: Totana-Alhama y d: Alhama-Alcantarilla).

Figure 1. Geological map of southeast of Spain. FCar: Carrascoy Fault, FM: Moreras Fault, FAM: Alhama de Murcia Fault (a: Pto. Lumbreras-Lorca, b: Lorca-Totana, c: Totana-Alhama and d: Alhama-Alcantarilla).

montañosas, entre las que se encuentra la Cuenca de Lorca.

En esta parte de la Cordillera Bética se han identificado fallas activas de longitudes importantes (>30 km). En la figura 1 se representan las fallas de Crevillente, Alhama de Murcia, Palomares y Las Moreras. La Falla de Alhama de Murcia (FAM) es una de las estructuras con mayor potencial sísmico de la Cordillera Bética debido a su gran longitud (unos 80 km) y a su evidente actividad en periodos históricos (Martínez-Díaz *et al.*, 2001; Masana *et al.*, 2004). La traza principal de esta falla tiene una dirección NE-SO y está segmentada en cuatro tramos, que son: Puerto Lumbreras-Lorca, Lorca-Totana, Totana-Alhama de Murcia y Alhama de Murcia-Alcantarilla (Martínez-Díaz, 1998; García-Mayordomo, 2005). Los segmentos de Puerto Lumbreras-Lorca y Lorca-Totana son los que presentan una actividad tectónica más alta y la

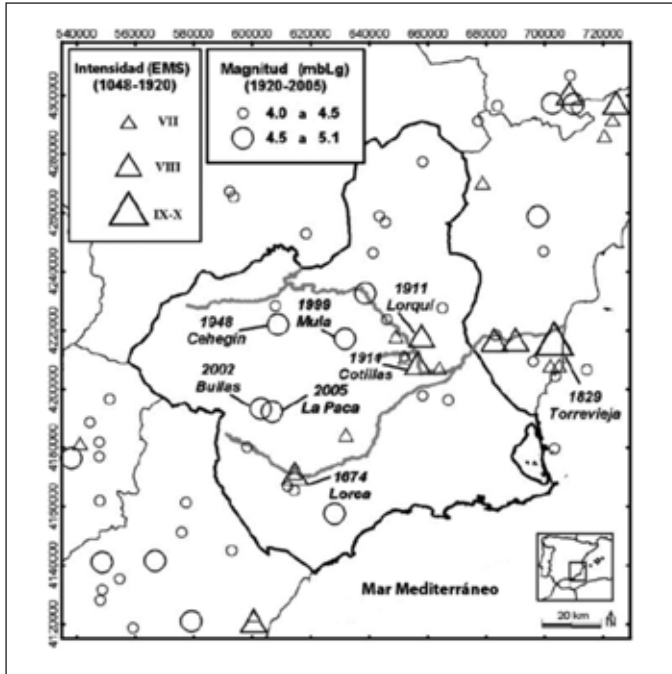


Figura 2: Distribución de los principales terremotos registrados en el entorno de la Cuenca de Lorca (Región de Murcia) (García Mayordomo *et al.*, 2007).

Figure 2: Distribution of the main earthquakes registered around the Lorca Basin (Región de Murcia) (García Mayordomo *et al.*, 2007).

recurrencia de su terremoto máximo se ha estimado en menos de 10.000 años (García-Mayordomo, 2005).

Respecto a la sismicidad, esta zona (Fig. 2) y la Cuenca de Granada, son las áreas con mayor actividad sísmica del sur de la Península Ibérica. En los últimos 10 años tres series sísmicas han afectado a la Cuenca de Lorca y áreas adyacentes: Mula en 1999 ($m_{blg}=4.8$, $I_{EMS}=VI$), Bullas en 2002 ($m_{blg}=4.8$, $I_{EMS}=V$) y La Paca en 2005 ($m_{blg}=4.7$, $I_{EMS}=VI-VII$). A pesar de la

moderada magnitud de los terremotos que constituirían cada serie, dichos terremotos causaron importantes daños en las edificaciones e inestabilidades de ladera, principalmente desprendimientos (Buforn *et al.*, 2005; Benito *et al.*, 2007; Gaspar Escribano y Benito, 2007).

Metodología

El método de Newmark (1965) o del “bloque rígido deslizante” establece que, dada una ladera con factor de seguridad estático conocido, la aceleración sísmica horizontal mínima necesaria para sobrepasar la resistencia al corte e iniciar el desplazamiento es:

$$a_c = (FS - 1)g \sin(\alpha)$$

donde a_c es la aceleración crítica (unidades g , $1g = 9.8 \text{ m/s}^2$), g es la aceleración de la gravedad, FS es el factor de seguridad estático y α es el ángulo del talud. La aceleración crítica es una expresión de la capacidad de la ladera para resistir la sacudida y depende exclusivamente de su geometría (pendiente) y de los parámetros resistentes del material que la constituye (factor de seguridad). Por tanto, este parámetro es un índice de susceptibilidad de las laderas a inestabilidades inducidas sísmicamente. Conocida la aceleración crítica, la estimación del desplazamiento que se produce en la ladera a causa del terremoto –i.e., desplazamiento de Newmark (D_N), se realiza integrando doblemente los intervalos de tiempo en que la aceleración crítica es superada durante una historia completa del movimiento del suelo (acelerograma). Sin embargo, para aplicar el método de Newmark a escala regional es más conveniente emplear ecuaciones de regresión del D_N con parámetros del movimiento del suelo tales como la Intensidad de Arias o la acele-

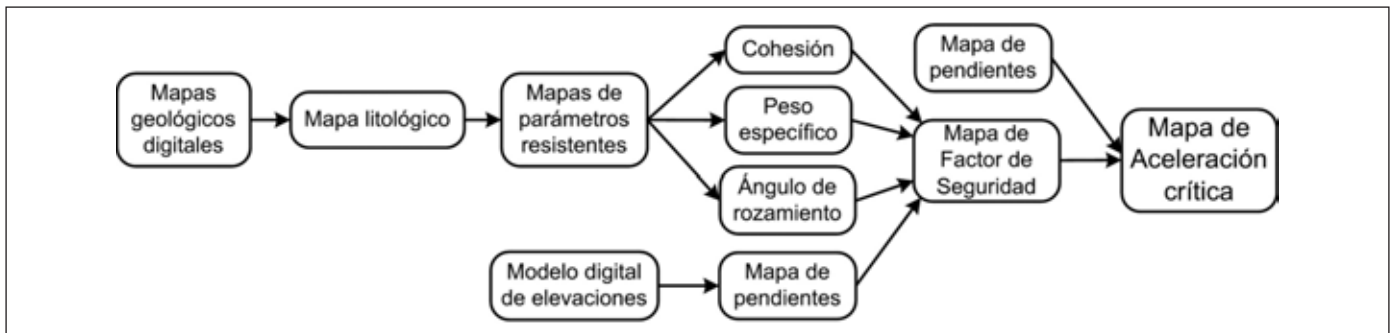


Figura 3. Diagrama de flujo del procedimiento para construir un mapa de aceleración crítica (modificado de Jibson *et al.*, 2000).

Figure 3. Flow diagram of the method to obtain a critical acceleration map (modified from Jibson *et al.*, 2000).

ración sísmica de pico (PGA, *Peak Ground Acceleration*) (cf. Jibson, 2007).

La construcción de un mapa de desplazamiento de Newmark basada en un sistema de información geográfica (SIG) resulta del procesado y computación ordenada de un sistema de capas de información georreferenciadas. En este proceso se diferencian dos partes principales: la primera, consiste en obtener un mapa de aceleración crítica a partir de la computación del mapa de factor de seguridad con el de pendientes (Fig. 3) y, una segunda, donde se obtienen diversos mapas de desplazamiento de Newmark para diferentes escenarios sísmicos (Fig. 4). A continuación se detalla la metodología desarrollada en cada una de las partes principales comentadas.

Obtención del Mapa de Factor de Seguridad y de Aceleración Crítica

Para generar el mapa de aceleración crítica es necesario, en primer lugar, obtener el mapa del factor de seguridad. Para ello se ha compuesto un mapa litológico (Fig. 5) a partir de los mapas geológicos digitales a escala 1:50.000 y 1:200.000 del Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Se han distinguido 11 grupos litológicos agrupados en tres grandes conjuntos: roca dura, roca blanda y suelos, en función de sus características resistentes y geomecánicas, así como su comportamiento frente a movimientos de ladera (Tabla 1). A cada uno de los grupos litológicos se le asignaron valores medios de peso específico, cohesión y ángulo de fricción. Estos parámetros resistentes se tomaron de rangos de valores extraídos de bibliografía geotécnica y de ensayos de laboratorio (cf. Rodríguez-Peces, 2008). A los grupos litológicos

rocosos se les han asignado valores de cohesión y de ángulo de fricción característicos de discontinuidades, ya que en este tipo de litologías las inestabilidades están controladas por la fracturación preexistente. Debido a que los rangos de valores eran muy amplios, se procedió a calcular el factor de seguridad iterando dentro de los rangos de cohesión y ángulo de fricción posibles dentro de cada grupo litológico hasta que se obtuvo un mapa con factores de seguridad mayores de 1. En la Tabla 1 se muestra los valores de los parámetros resistentes resultantes de este análisis y que finalmente han sido adoptados en los cálculos subsiguientes, así como los rangos iniciales de variación de los mismos.

A partir de un modelo digital de elevaciones con un tamaño de píxel de 10x10 m se ha generado un mapa de pendientes, diferenciándose tres tipos pendientes:

- Pendientes muy bajas: son zonas llanas o con pendiente menor a 5°. Son pendientes estables y no presentan movimientos de ladera. Por lo tanto no se han considerado en el cálculo del factor de seguridad.
- Pendientes bajas: son laderas con inclinación entre 5° y 25° y presentan movimientos de ladera de escasa magnitud.
- Pendientes medias: la inclinación de las laderas oscila entre 25° y 35°. Presentan inestabilidades de ladera de cierta magnitud dependiendo de la litología.
- Pendientes altas: con una inclinación superior a 35°. Presentan deslizamientos y desprendimientos activos de magnitud considerable.

El mapa de factor de seguridad (Fig. 6) se calcula asumiendo un modelo simple de equilibrio límite con talud infinito siguiendo el criterio de rotura de Mohr-

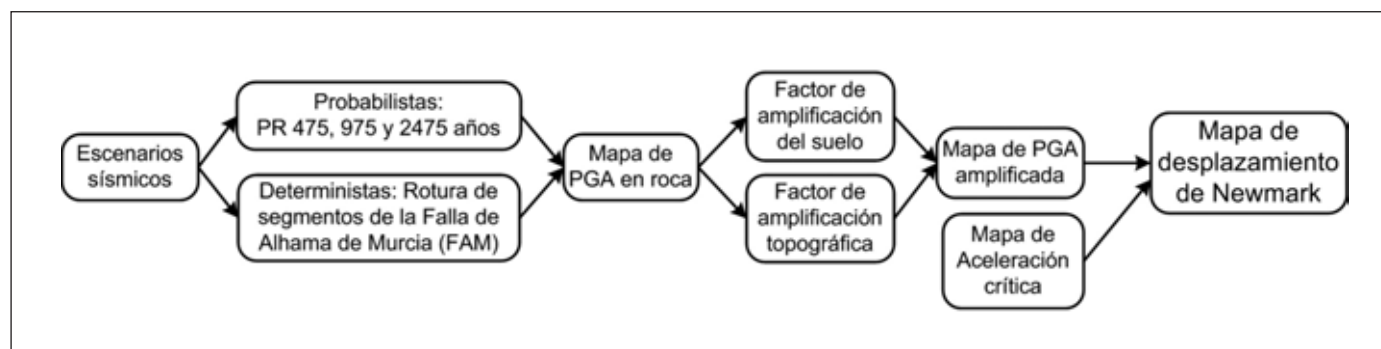


Figura 4. Diagrama de flujo con el procedimiento para obtener un mapa de desplazamiento de Newmark para cada escenario sísmico considerado.

Figure 4. Flow diagram of the method to obtain a Newmark displacement map for each seismic scenario considered.

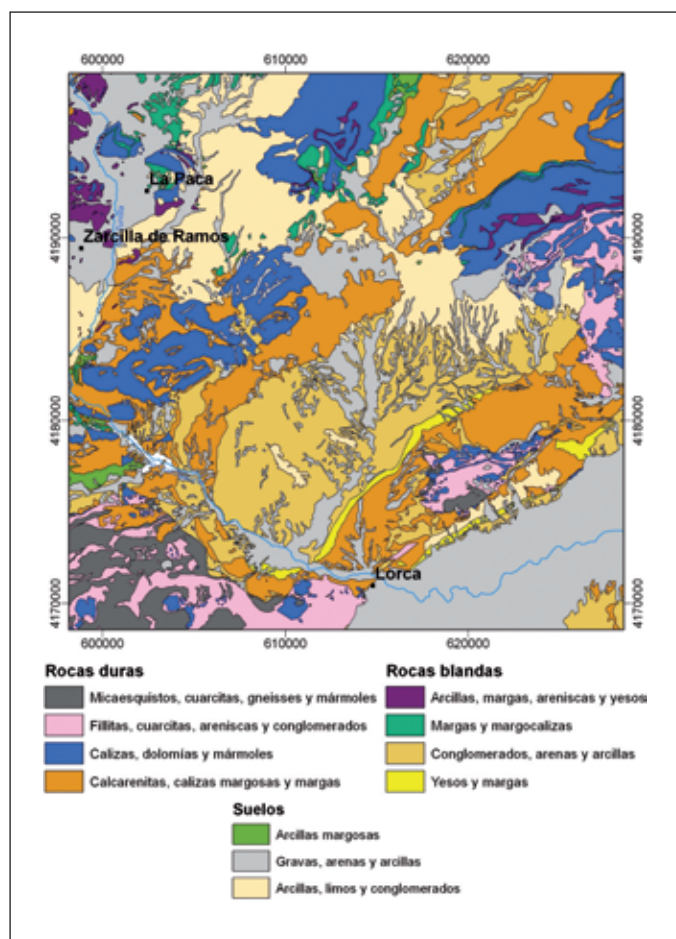


Figura 5. Mapa litológico construido en base a los mapas geológicos digitales y la información geotécnica disponible.
 Figure 5. The lithological map was constructed based on available digital geologic maps and geotechnical information.

Coulomb. Para ello, se combinan los mapas de parámetros resistentes con el mapa de pendientes mediante la ecuación (Jibson *et al.*, 2000):

$$FS = \frac{c'}{\gamma t \sin \alpha} + \frac{\tan \phi'}{\tan \alpha} - \frac{m \gamma_w \tan \phi'}{\gamma \tan \alpha}$$

donde c' es la cohesión efectiva, ϕ' es el ángulo de fricción efectivo, α es el ángulo del talud, γ es el peso específico del material del talud, γ_w es el peso específico del agua, t es el espesor normal a la superficie de rotura y m es el grado de saturación de la superficie de rotura. La climatología de la zona de estudio se caracteriza por escasas precipitaciones y por niveles freáticos bastante profundos (más de 50 m de profundidad). Puesto que los efectos por la presencia de un nivel freático se consideran cuando se encuentra a profun-

	GRUPO LITOLÓGICO	PESO ESPECÍFICO (t/m ³)	COHESIÓN (t/m ²)	ÁNGULO DE FRICCIÓN (°)
ROCA DURA	Micaesquistos, cuarcitas, gneises y mármoles	2,7 (2,5-2,9)	4,6 (0-7,5)	29 (25-33)
	Filitas, cuarcitas, areniscas y conglomerados	2,5 (2,3-2,7)	4,3 (0-4,8)	28 (23-33)
	Calizas, dolomías y mármoles	2,5 (2,3-2,7)	4,5 (0-10,8)	30 (21-39)
	Calcarenitas, calizas margosas y margas	2,4 (2,2-2,6)	3,6 (0-6,1)	28 (18-38)
ROCA BLANDA	Arcillas, margas, areniscas y yesos	2,1 (1,8-2,4)	2,5 (3,5-11,7)	26 (22-30)
	Margas y margocalizas	2,1 (1,7-2,5)	2,9 (0-11,9)	29 (21-39)
	Conglomerados, arenas y arcillas	2,2 (2,0-2,4)	2,3 (0,4-1,6)	33 (27-39)
	Yesos y margas	2,2 (2,0-2,4)	1,7 (0-11,5)	28 (23-35)
SUELO	Arcillas margosas	1,9 (1,7-2,1)	1,7 (0-7,8)	18 (13-23)
	Gravas, arenas y arcillas	2,0 (1,8-2,2)	1,9 (0-3,2)	32 (26-38)
	Arcillas, limos y conglomerados	1,9 (1,7-2,1)	1,3 (2,2-5,8)	23 (17-29)

Tabla 1. Grupos litológicos y valores de parámetros resistentes finalmente considerados en el cálculo del factor de seguridad. Entre paréntesis, se muestran los rangos iniciales de variación de los parámetros resistentes.

Table 1. Lithological groups and strength parameter values considered in the calculation of safety factor. Initial range of values of the strength parameters are in brackets.

didades menores de 10 m, se ha considerado un grado de saturación nulo de la superficie de rotura. Además se ha establecido que el espesor normal a la superficie de rotura es de 3 m. Este valor representativo se ha seleccionado siguiendo dos criterios diferentes. El primero está basado en el propio modelo de cálculo, puesto que al aumentar la profundidad de rotura, aumenta el peso del bloque deslizante y se reduce el factor de seguridad. Esto conlleva que al realizar el ajuste de los valores de los parámetros resistentes para obtener factores de seguridad estáticos mayores de 1, se obtengan valores extremadamente altos de los parámetros geotécnicos y, por tanto, poco reales. El segundo criterio está basado en el hecho de que las inestabilidades de ladera más frecuentes en la zona de estudio son de pequeño tamaño (bloques de 1 a 6 m y superficies de alteración de 1 a 3 m de profundidad), siendo en su mayoría des-

prendimientos y deslizamientos de pequeña magnitud. Además, si se consideran profundidades de rotura mayores a 3 m se obtienen mapas de desplazamientos de Newmark muy pesimistas que no se corresponden con la realidad observada en el campo.

Finalmente, el mapa de aceleración crítica (Fig. 7) se construye combinando el mapa de factor de seguridad con el mapa de pendientes de acuerdo con la ecuación [1].

Escenarios Sísmicos y Factores de Amplificación Sísmica

La estimación del desplazamiento de Newmark se ha realizado considerando los siguientes escenarios sísmicos:

Escenarios Probabilistas

Los escenarios probabilistas se han tomado de los estudios realizados en la Región de Murcia en el marco del Proyecto RISMUR (Benito *et al.*, 2006; García-Mayordomo *et al.*, 2007). Concretamente, se han considerado tres mapas de peligrosidad sísmica expresados en términos de aceleración sísmica máxima (PGA) en roca para los periodos de retorno de 475, 975 y 2475 años (equivalentes a una probabilidad de excedencia del 10, 5 y 2% en 50 años). Estos

mapas de peligrosidad sísmica pueden consultarse en las publicaciones referidas.

Escenarios Deterministas

Se han considerados tres escenarios sísmicos deterministas, uno de ellos sobre la base de los estudios probabilistas citados anteriormente y otros dos sobre la base de una potencial rotura de segmentos de la Falla de Alhama de Murcia (FAM). El primero de los escenarios contempla la ocurrencia del terremoto más probable para un periodo de retorno de 475 años (Gaspar-Escribano *et al.*, 2008). Se trata de un terremoto de $M_w=5.0$ situado idealmente a distancia cero km de cada píxel del área de trabajo. Los otros dos escenarios comprenden la rotura completa de los segmentos Lorca-Totana o Puerto Lumbreras-Lorca de la FAM, asumiendo un terremoto de $M_w=6.7$ ó 6.8 , respectivamente (García-Mayordomo, 2005). Suponiendo que el epicentro de estos terremotos puede localizarse en cualquier punto a lo largo de la traza de los segmentos de la FAM, se ha calculado la PGA en roca que se produciría en función de la distancia al segmento de falla mediante la ecuación de atenuación de Sabetta y Pugliese (1996) (Fig. 8).

Factores de Amplificación Sísmica

Los mapas de peligrosidad sísmica de los escenarios

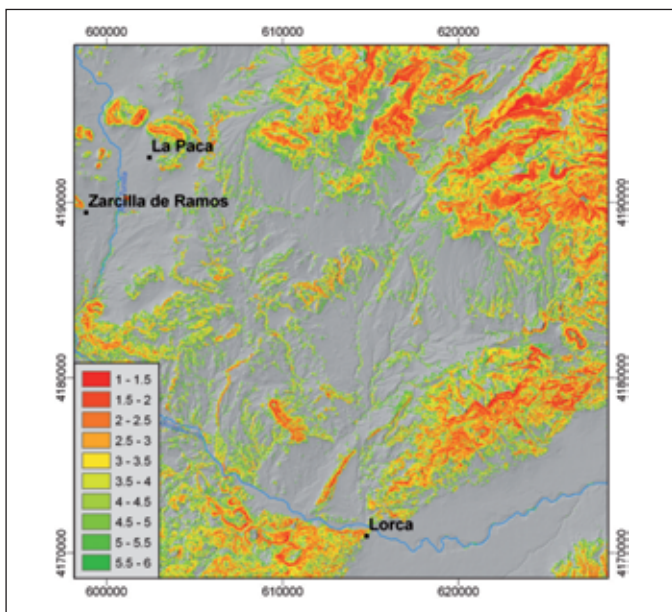


Figura 6. Mapa de factor de seguridad (FS).
Figure 6. Safety factor map.

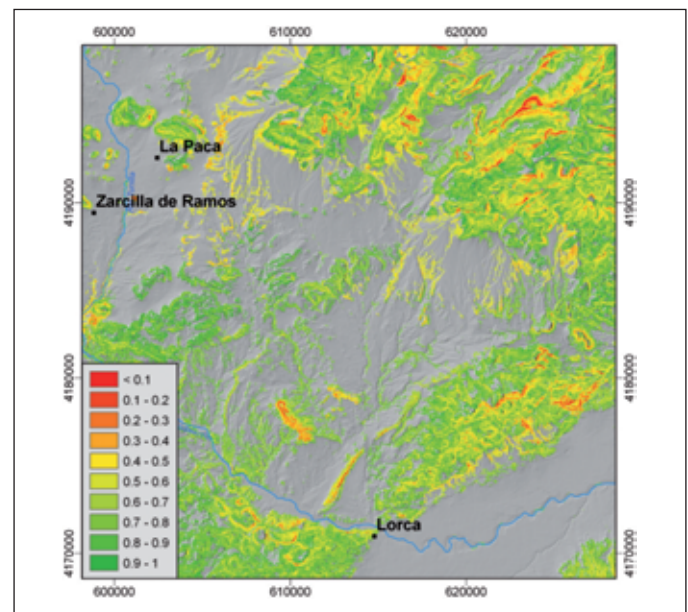


Figura 7. Mapa de aceleración crítica (unidades g, $1g = 9.8 \text{ m/s}^2$).
Figure 7. Critical acceleration map (g units, $1g = 9.8 \text{ m/s}^2$).

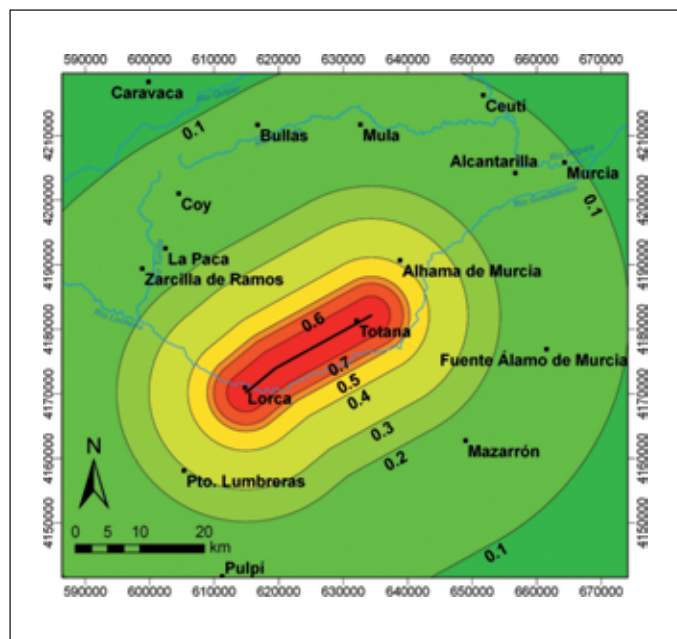


Figura 8. Mapa de aceleración sísmica máxima (PGA) en roca para la rotura del segmento Lorca-Totana de la Falla de Alhama de Murcia ($M_w=6.7$) (unidades g, $1g = 9.8 \text{ m/s}^2$). Los mapas de peligrosidad de los otros escenarios sísmicos considerados pueden encontrarse en Rodríguez-Peces (2008).

Figure 8. Peak Ground Acceleration (PGA) on rock for the rupture of the Lorca-Totana segment of the Alhama de Murcia Fault ($M_w=6.7$) (g units, $1g = 9.8 \text{ m/s}^2$). The seismic hazard maps considered in the other seismic scenarios can be found in Rodríguez-Peces (2008).

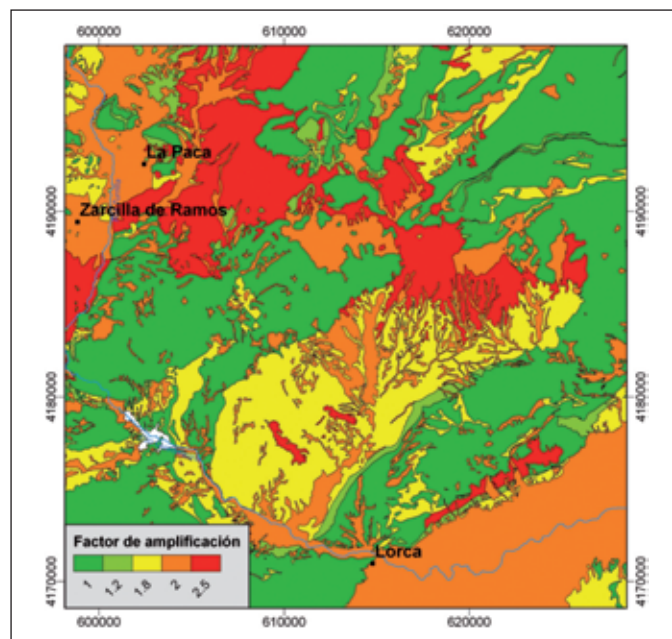


Figura 9. Mapa de amplificación del suelo.

Figure 9. Soil amplification map.

- pendientes entre 15° y 30° y con una altura relativa de más de 30 m: factor de amplificación = 1.2.
- pendientes mayores de 30° y con una altura relativa de más de 30 m: factor de amplificación = 1.4.

sísmicos considerados han sido calculados para PGA en condiciones de roca. Sin embargo, la vibración sísmica experimentada en el terreno depende, por una parte, de la rigidez de los materiales sedimentarios que se disponen encima del basamento rocoso (efecto suelo) y, por otra, de las condiciones topográficas locales (efecto topográfico). En el primer caso se ha multiplicado la PGA en roca por un factor de amplificación variable según el grupo litológico considerado (Fig. 9). Este factor de amplificación se ha adaptado de los resultados obtenidos en el Proyecto RISMUR (Benito *et al.*, 2006). En el segundo caso, se ha implementado una herramienta de cálculo en el SIG con base en las recomendaciones del Eurocódigo-8 (CEN, 2004). En concreto, el factor de amplificación topográfico ha sido evaluado computando la pendiente y la altura relativa de las crestas montañosas, distinguiéndose tres casos básicos (Fig. 10):

- pendientes menores de 15° o relieves con altura relativa menor de 30 m: no se considera la amplificación topográfica (factor de amplificación = 1.0).

Obtención de los Mapas de Desplazamiento de Newmark

Finalmente, los mapas de desplazamiento de Newmark se han calculado considerando la ecuación de regresión de Jibson (2007):

$$\log D_N = 0.215 + \log \left[\left(1 - \frac{a_c}{PGA} \right)^{2.341} \left(\frac{a_c}{PGA} \right)^{-1.438} \right] \quad [3]$$

donde D_N es el desplazamiento de Newmark (en centímetros), a_c es la aceleración crítica y PGA es la aceleración máxima. Existen en la bibliografía diferentes ecuaciones de regresión que relacionan D_N con otros parámetros, como la Intensidad de Arias (Romeo, 2000; Jibson, 2007). Se ha realizado una comparativa de estas ecuaciones con el fin de seleccionar la que proporcione mejores resultados. Se ha seleccionado la ecuación [3] en función del cociente de aceleración crítica y PGA puesto que está elaborada con numerosos registros sísmicos con magnitudes equivalentes a las consideradas en este trabajo y además presenta

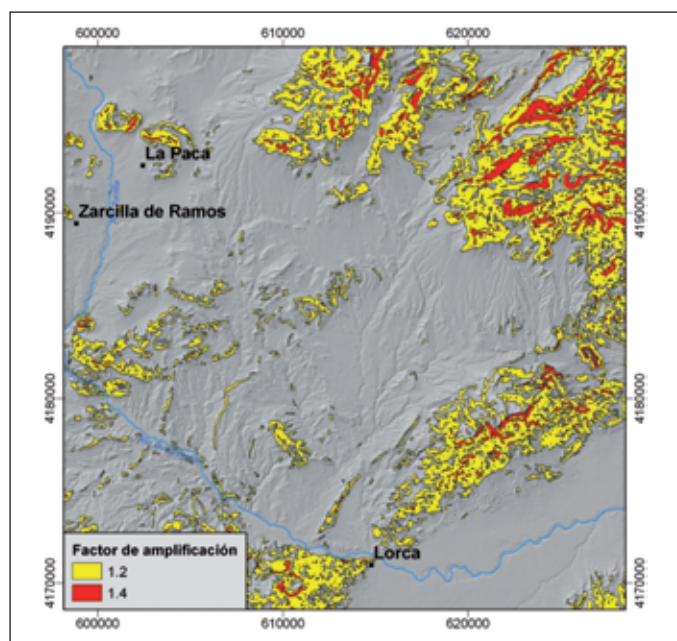


Figura 10. Mapa de amplificación topográfica.
Figure 10. Topographic amplification map.

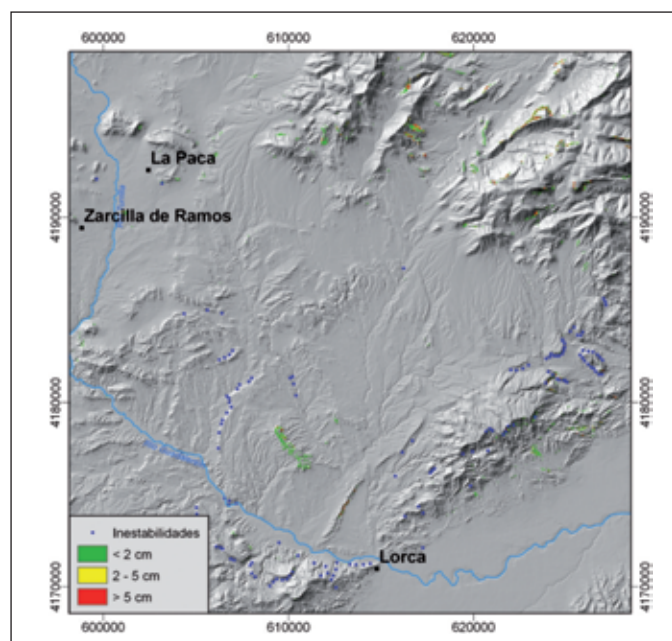


Figura 11. Desplazamientos de Newmark para un periodo de retorno de 475 años.
Figure 11. Newmark displacements for a 475-year return period.

una correlación estadística relativamente alta ($R^2=84\%$).

Resultados y discusión

En las Figuras 11 a 16 se muestran los resultados obtenidos para los diferentes escenarios sísmicos considerados. También se indica la localización de inestabilidades identificadas en campo en estudios previos (MOP, 1971; ITGE, 1995). Por motivos de espacio sólo se muestra la parte correspondiente al cuadrante SO de la Cuenca de Lorca.

Para los escenarios probabilistas los desplazamientos de Newmark obtenidos presentan valores muy bajos. La mayoría son menores de 2 cm, aunque localmente pueden ser mayores de 5 cm (Figs. 11, 12 y 13). Los desplazamientos de Newmark se distribuyen espacialmente en áreas dispersas de pequeño tamaño, las cuales van expandiéndose al aumentar el periodo de retorno considerado. Es interesante observar que el escenario determinista del terremoto más probable para PR 475 años (Fig. 14) produce unos resultados similares al probabilista de PR 2475 años.

Los desplazamientos de Newmark más elevados se producen con los escenarios deterministas que implican la rotura de los segmentos Puerto Lumbreras-Lorca y Lorca-Totana de la FAM (Figs. 15 y

16). En estos casos, los valores obtenidos, con mucha frecuencia, son mayores de 2 cm y, localmente, mayores de 5 cm. Además, se distribuyen en áreas mucho más extensas que en el caso de los escenarios probabilistas. Este hecho se pone de manifiesto particularmente en las inmediaciones de la FAM. Sin embargo, a distancias mayores los resultados son bastante similares a los del escenario probabilista de PR 2475 años o al determinista del terremoto más probable para PR 475 años.

Los desplazamientos de Newmark obtenidos en un trabajo a escala regional no se deben tomar como una medida efectiva del desplazamiento cosísmico de las laderas durante un terremoto, sino como un índice de inestabilidad potencial. En general, valores de desplazamiento superiores a 5 cm implican potencialmente la aparición de deslizamientos, mientras que desplazamientos inferiores son característicos de desprendimientos (cf. Romeo, 2000). Sin embargo, dado que estos valores pueden tener una dependencia muy fuerte según las características del territorio estudiado y de los materiales considerados, es importante contrastarlos con casos reales. Este análisis de contraste puede realizarse, por una parte, comparando los mapas de desplazamiento de Newmark con mapas de inestabilidades conocidas y, por otra, comparando con casos puntuales de inestabilidades asociadas unívocamente a terremotos concretos.

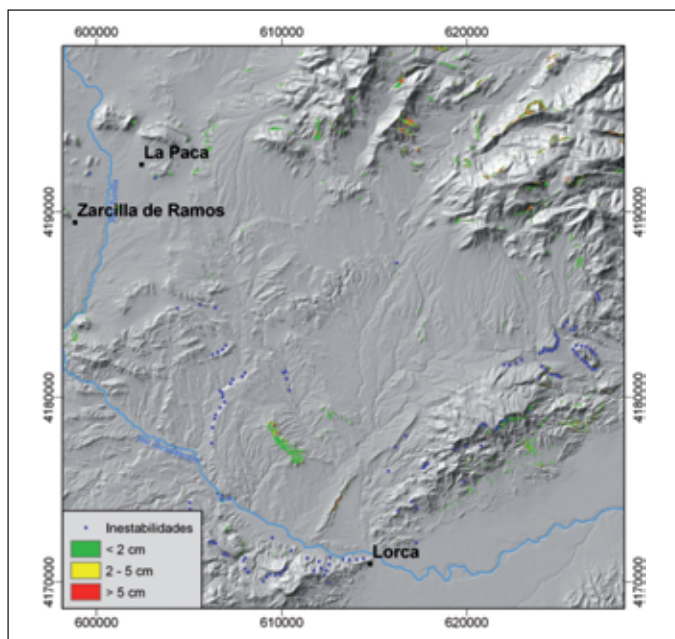


Figura 12. Desplazamientos de Newmark para un periodo de retorno de 975 años.

Figure 12. Newmark displacements for a 975-year return period.

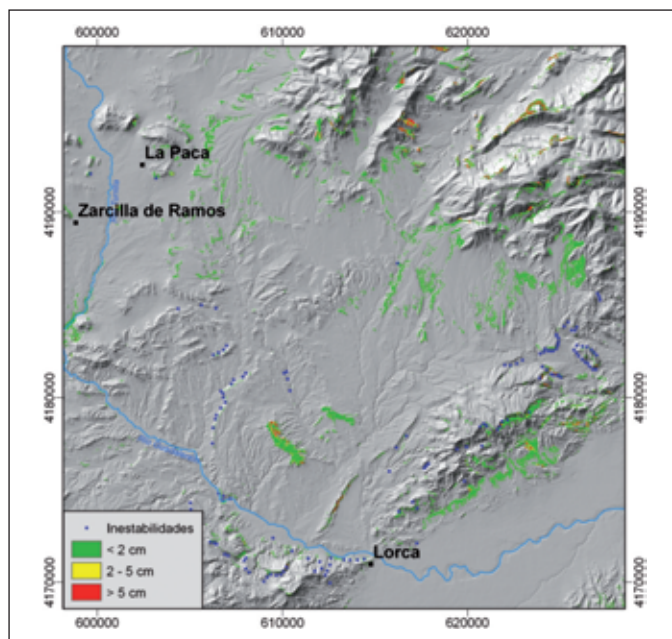


Figura 13. Desplazamientos de Newmark para un periodo de retorno de 2475 años.

Figure 13. Newmark displacements for a 2475-year return period.

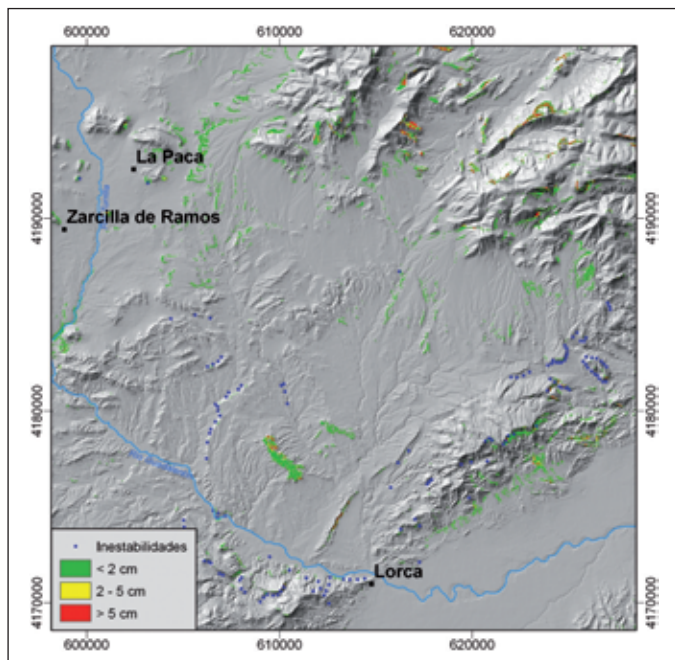


Figura 14. Desplazamientos de Newmark para el terremoto más probable para periodo de retorno de 475 años ($M_w=5.0$).

Figure 14. Newmark displacements for the most probable earthquake for a 475-year return period ($M_w=5.0$).

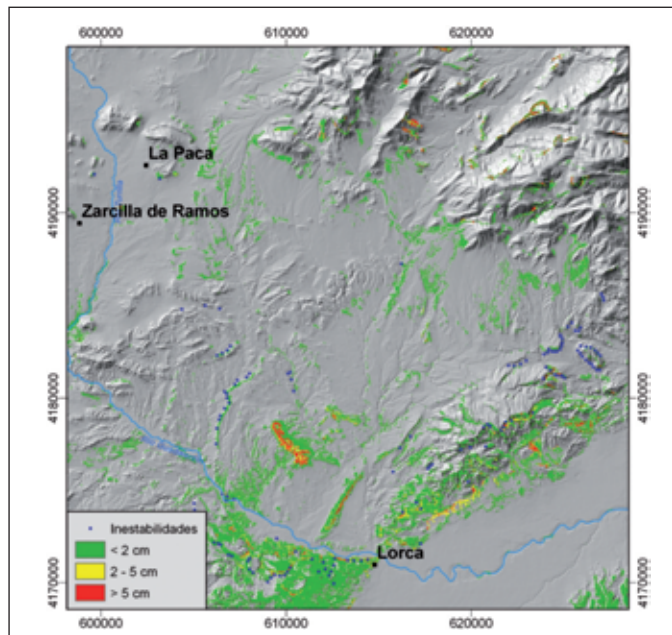


Figura 15. Desplazamientos de Newmark para la rotura del segmento Pto. Lumbreras-Lorca de la Falla de Alhama de Murcia ($M_w=6.8$).

Figure 15. Newmark displacements for the rupture of the Pto. Lumbreras-Lorca segment of the Alhama de Murcia Fault ($M_w=6.8$).

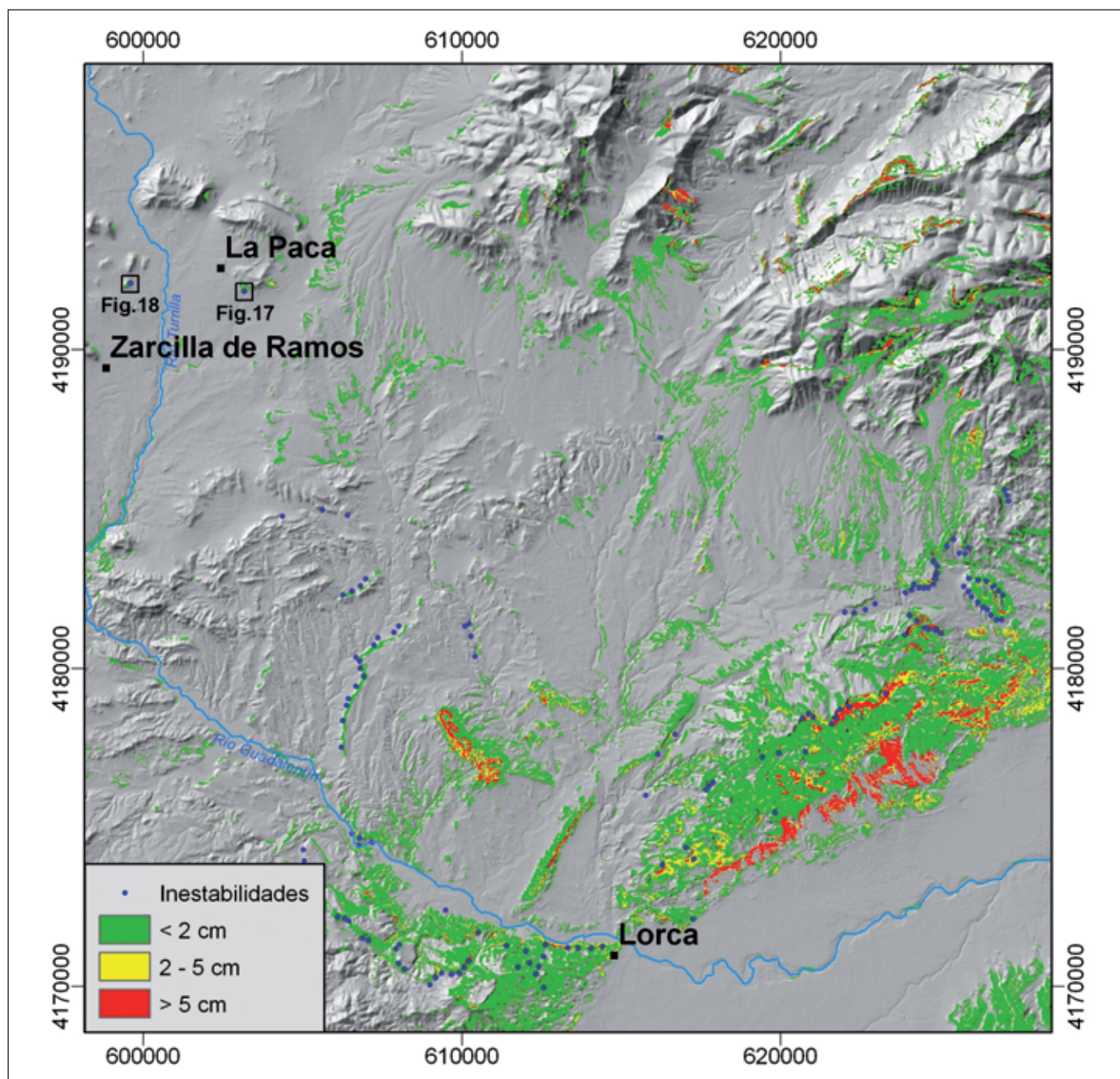


Figura 16. Desplazamientos de Newmark para la rotura del segmento Lorca-Totana de la Falla de Alhama de Murcia ($M_w=6.7$).

Figure 16. Newmark displacements for the rupture of Lorca-Totana segment of the Alhama de Murcia Fault ($M_w=6.7$).

Comparación de los resultados con trabajos previos de cartografía de inestabilidades

Los mapas de desplazamiento de Newmark obtenidos predicen razonablemente bien la mayor parte de las inestabilidades observadas en trabajos previos

(MOP, 1971; ITGE, 1995), con la excepción de los escenarios probabilistas para periodo de retorno 475 y 975 años. La mayoría de los píxeles coincidentes con la localización de inestabilidades tienen valores de desplazamiento de Newmark de 2 cm o menos. Este dato es coherente con la ocurrencia de desprendi-

mientos, que es la inestabilidad más común de la Cuenca de Lorca. Por otra parte, se infiere que el movimiento sísmico del terreno asociado a los periodos de retorno de 475 y 975 años no sería capaz de producir inestabilidades generalizadas. Este hecho se ha observado en las series sísmicas de Mula 1999, Bullas 2002 y La Paca 2005 que, si bien provocaron desprendimientos, en todos los casos se trató de eventos aislados. Por el contrario, los escenarios deterministas de la Falla de Alhama de Murcia producen extensas áreas con valores de desplazamiento de Newmark altos (> 5 cm), particularmente en los relieves inmediatos a la traza de la falla. Se infiere, entonces, que la ocurrencia de un gran terremoto asociado a la FAM produciría inestabilidades de envergadura del tipo deslizamiento, además de desprendimientos generalizados por toda la cuenca. También es interesante observar que aparecen áreas en las que aparentemente no se han reconocido inestabilidades en trabajos previos. Por ejemplo, la cresta montañosa de dirección NE-SO al norte de Lorca o el relieve situado unos 8 km al NO de Lorca. Estas zonas deben de ser estudiadas con detalle en el campo para descartar o confirmar la presencia de inestabilidades.

Comparación con casos particulares de inestabilidades

Para realizar correctamente una comparación entre los resultados y casos particulares de inestabilidades, sería necesario contar con un inventario de inestabilidades producidas por terremotos. Esto permitiría relacionar los desplazamientos de Newmark obtenidos con cada tipo de inestabilidad inducida por el terremoto (desprendimientos y deslizamientos) y obtener una ley de probabilidad de rotura en función del desplazamiento de Newmark (Jibson *et al.*, 2000). Sin embargo, actualmente en la zona de trabajo sólo tenemos constancia de dos casos de inestabilidades asociados a terremotos concretos. Se trata de sendos desprendimientos asociados a los terremotos de Bullas 2002 y La Paca 2005 (Figs. 17 y 18). Ambas inestabilidades se localizan en áreas con desplazamientos de Newmark menores de 2 cm en cualquiera de los escenarios sísmicos considerados. Esto sugiere que desplazamientos de Newmark de tan pequeña magnitud son potencialmente suficientes para generar inestabilidades de tipo desprendimiento (caída de bloques o avalanchas). Esta propuesta es coherente

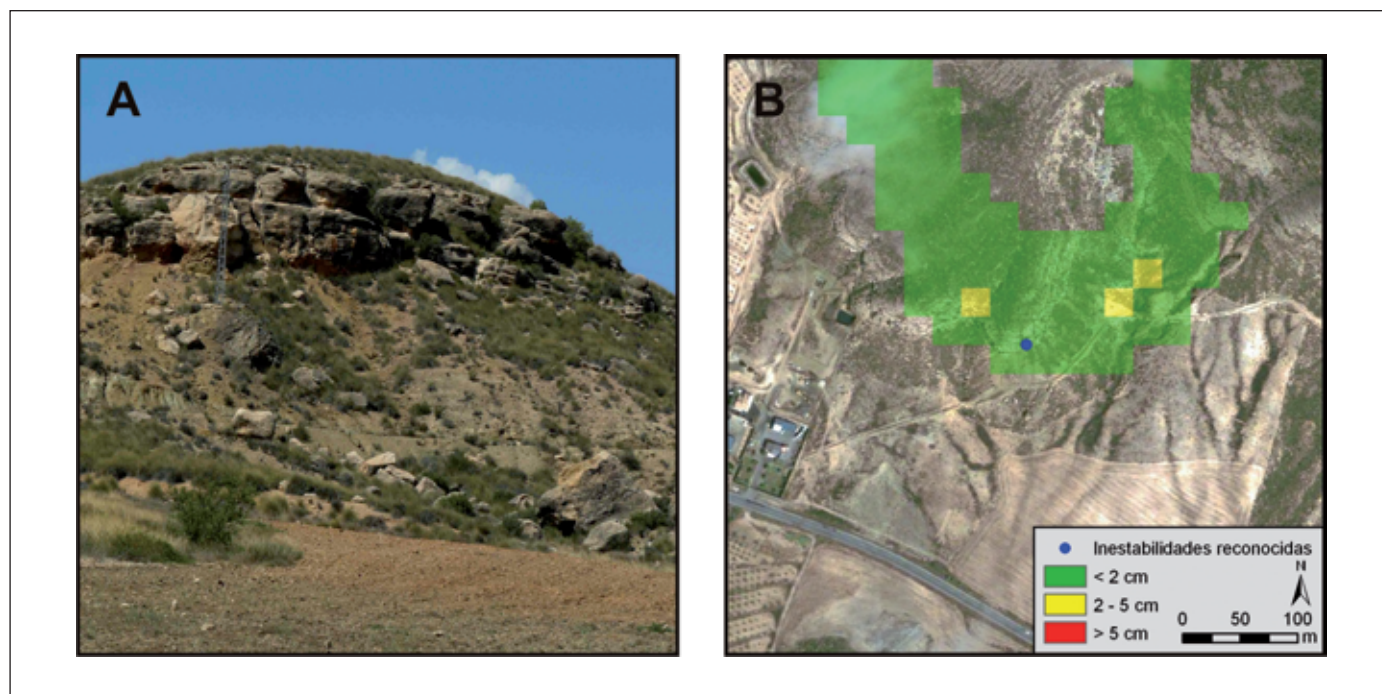


Figura 17. **A:** Desprendimientos producidos por el terremoto de Bullas en 2002 ($M_w=5.0$) en arcillas, limos y conglomerados de edad Plioceno-Cuaternario. **B:** Los desplazamientos de Newmark calculados para esta área son menores de 2 cm y, localmente, de 2 a 5 cm. La Fig. 14 muestra la localización de esta figura.

Figure 17. **A:** Rock-falls induced by 2002 Bullas earthquake ($M_w=5.0$) in Pliocene-Quaternary clays, silts and conglomerates. **B:** Calculated Newmark displacements for this area are lower than 2 cm and, locally, from 2 to 5 cm. Fig. 14 shows the localization of this figure.

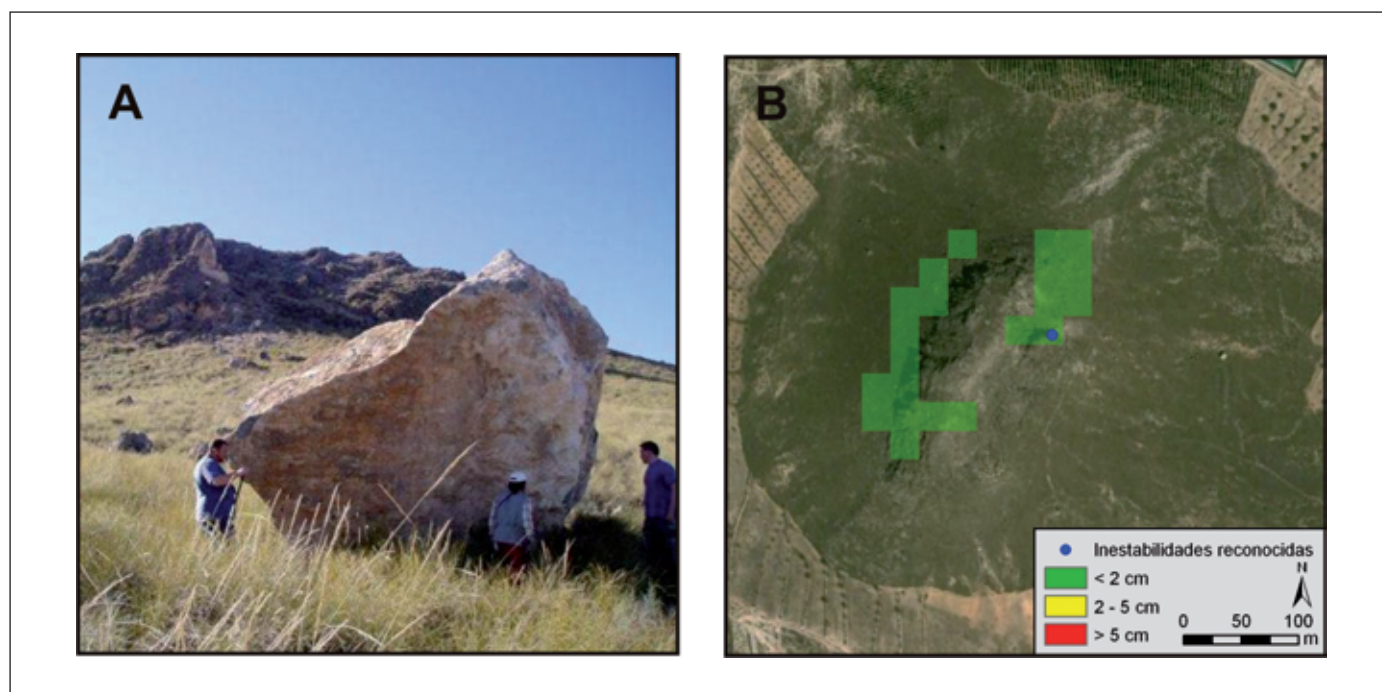


Figura 18. **A:** Desprendimiento producido por el terremoto de La Paca en 2005 ($M_w=4,8$) en materiales calizos del Triásico-Jurásico. **B:** Los desplazamientos de Newmark calculados para esta área son menores de 2 cm. La Fig. 14 muestra la localización de esta figura.

Figure 18. **A:** Rock-fall induced by 2005 La Paca earthquake ($M_w=4,8$) in Triassic-Jurassic limestones. **B:** Calculated Newmark displacements for this area are lower than 2 cm. Fig. 14 shows the localization of this figure.

con el hecho de que la mayoría de las inestabilidades reconocidas en la Cuenca de Lorca son de tipo desprendimiento y se encuentran en zonas con desplazamientos de Newmark menores de 2 cm. Para reforzar esta hipótesis sería interesante aplicar el método de Newmark a escala de emplazamiento. Para ello habría que estimar un acelerograma representativo del movimiento sísmico para ambos terremotos y obtener retrospectivamente el factor de seguridad de la ladera con datos tomados en campo. Ambas cuestiones están siendo actualmente investigadas.

Conclusiones

La metodología de Newmark implementada mediante un SIG se revela como una técnica sencilla y relativamente fiable para evaluar a nivel regional la susceptibilidad de las laderas a inestabilidades producidas por terremotos. Los mapas obtenidos en la Cuenca de Lorca han identificado con razonable precisión áreas donde se conocía por estudios previos la presencia de inestabilidades, así como localizaciones puntuales de casos contrastados con terremotos concretos.

De acuerdo con los resultados alcanzados en este estudio, las futuras inestabilidades de ladera inducidas por terremotos en la Cuenca de Lorca serán fundamentalmente de tipo desprendimiento (avalanchas y caída de bloques). La comparación con casos reales asociados a terremotos concretos permite afirmar que inestabilidades de este tipo pueden producirse con desplazamientos de Newmark menores de 2 cm. Inestabilidades de mayor entidad o afectando áreas más extensas, así como deslizamientos, ocurrirían en zonas con desplazamientos de Newmark de 2 ó más centímetros. Esta situación solamente se daría en el supuesto de que ocurriera un terremoto grande ($M_w=6.7-6.8$) asociado a la rotura de uno de los segmentos de la Falla de Alhama de Murcia.

Finalmente, es importante destacar la necesidad de continuar las investigaciones iniciadas, profundizando en el estudio de detalle de los casos reales y en la calibración del método a escala regional.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado gracias al Proyecto TOPOIBERIA CONSOLIDER-INGENIO2010 CSD2006-

00041 y al Proyecto de Investigación de Excelencia P05-RNM-0327 de la Junta de Andalucía. Gracias a José Vicente Pérez Peña por su inestimable ayuda con el SIG, a Joaquín Mulas de la Peña por su interés personal en el desarrollo del trabajo y a Juan Miguel Insua Arévalo por proporcionar la foto de la figura 18. Un agradecimiento especial para José Jesús Martínez Díaz por su constante apoyo y por proporcionarnos información muy valiosa sobre la zona de trabajo así como la foto de la figura 17. Agradecemos los comentarios críticos de José Delgado Marchal que han redundado en una versión mejorada de este trabajo.

Referencias

- 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., Canora, C. 2007. An overview of the damaging and low magnitude La Peca 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.
- Benito B., Gaspar-Escribano J.M., García-Mayordomo J., Jiménez M.E., García Rodríguez, M.J. 2006. *Proyecto RISMUR: Evaluación de la peligrosidad sísmica*. Instituto Geográfico Nacional y Protección Civil de Murcia, Madrid.
- Bufo, E., Benito, B., Sanz de Galdeano, C., Fresno, C., del Muñoz, D. y 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.
- Carro, M., De Amicis, M., Luzi, L. y Marzorati, S. 2003. The application of predictive modelling techniques to landslides induced by earthquakes: the case study of the 26 September 1997 Umbria-Marche earthquake (Italy). *Engineering Geology*, 69, 139-159.
- Comité Européen de Normalisation (CEN). 2004. *Eurocode 8: design of structures for earthquake resistance. Part 1: general rules, seismic actions and rules for buildings*. EN 1998-1, Bruselas.
- Coral Moncayo, H.E. 2002. *Utilización de métodos experimentales y de simulación numérica para la microzonación sísmica de áreas urbanizadas en Andorra*. Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Cataluña, 207 pp.
- Delgado, J., Peláez, J.A., Tomás R., Estévez, A., López Casado, C., Doménech C. y Cuenca A. 2006. Evaluación de la susceptibilidad de las laderas a sufrir inestabilidades inducidas por terremotos. Aplicación a la cuenca de drenaje del río Serpis (provincia de Alicante). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19 (3-4), 197-218.
- García-Mayordomo, J. 1999. Zonificación Sísmica de la Cuenca de Alcoy Mediante un Sistema de Información Geográfico. *1er Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Murcia, 12-16 de Abril de 1999, Memorias, Tomo Ib, 443-450.
- García-Mayordomo, J. 2005. *Caracterización y Análisis de la Peligrosidad Sísmica en el Sureste de España*. Tesis Doctoral UCM, 373 pp.
- García-Mayordomo, J., Gaspar-Escribano, J.M. y 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. y Benito, B. 2007. Ground motion characterization of low-to-moderate seismicity zones and implications for seismic design: lessons from recent, M_w ~4.8, damaging earthquakes in Southeast Spain. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97, 531-544.
- Gaspar-Escribano, J.M., Benito, B. y 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.
- ITGE. 1995. *Atlas Inventario de Riesgos Naturales de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia*. Consejería de Política Territorial y Obras Públicas de la Región de Murcia. Madrid, 5 mapas, 138 pp.
- Jibson, R.W. 2007. Regression models for estimating coseismic landslide displacement. *Engineering Geology*, 91, 209-218.
- Jibson, R.W., Harp, E.L. y Michael, J.A. 2000. A method for producing digital probabilistic seismic landslide hazard maps. *Engineering Geology*, 58, 271-289.
- Luzi, L. y Pergalani, F. 1996. Applications of statistical and GIS techniques to slope instability zonation (1:50.000 Fabriano geological map sheet). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 15, 83-94.
- Luzi, L. y Pergalani, F. 2000. A correlation between slope failures and accelerometric parameters: the 26 September 1997 earthquake (Umbria-Marche, Italy). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 20, 301-313.
- Luzi, L., Pergalani, F. y Terlien, M.T.J. 2000. Slope vulnerability to earthquakes at subregional scale, using probabilistic techniques and geographic information systems. *Engineering Geology*, 58, 313-336.
- Martínez-Díaz, J.J. 1998. *Neotectónica y Tectónica Activa del sector centroccidental de Murcia y Sur de Almería, Cordillera Bética (España)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 466 pp.
- Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., Hernández-Enrile, J.L. y 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. y 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, 1-17.
- Miles, S.B. y Ho, C.L. 1999. Rigorous landslide hazard zonation using Newmark's method and stochastic ground motion simulation. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 18, 305-323.

- MOP. 1971. *Estudio previo de terrenos, Autopista del Mediterráneo, tramo Murcia-Lorca*. Dirección General de Carreteras, División de Materiales, Madrid, 2 mapas, 125 pp.
- Mulas, J., Ponce de León, D. y Reoyo, E. 2003. Microzonación sísmica de movimientos de ladera en una zona del Pirineo Central. *2º Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, 13-26.
- Murphy, W., Petley, D.N., Bommer, J. y Mankelaw, J.M. 2002. Uncertainty in ground motion estimates for the evaluation of slope stability during earthquakes. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 58, 271-289.
- Murphy, W. y Mankelaw, J.H. 2004. Obtaining probabilistic estimates of displacements on a landslide during future earthquakes. *Journal of Earthquake Engineering*, 8, 133-157.
- Newmark, N.M. 1965. Effects of earthquakes on dams and embankments. *Géotechnique*, 15, 139-160.
- Refine, A. y Capalonga, D. 2002. Probabilistic modeling of uncertainties in earthquake induced landslide hazard assessment. *Computers & Geosciences*, 28, 735-749.
- Rodríguez-Peces, M.J. 2008. *Evaluación regional de inestabilidades de ladera por efecto sísmico: mapas de desplazamiento de Newmark para la Cuenca de Lorca (sureste de España)*. Tesis de Máster de Ingeniería Geológica, Universidad Complutense de Madrid, 96 pp.
- Romeo, R. 2000. Seismically induced landslide displacements: a predictive model. *Engineering Geology*, 58, 337-351.
- Sabetta, F. y Pugliese, A. 1996. Estimation of Response Spectra and Simulation of Nonstationary Earthquake Ground Motions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86 (2), 337-352.
- Wilson, R.C. y Keefer, D.K. 1983. Dynamic analysis of a slope failure from the 6 August 1979 Coyote Lake, California, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73, 863-877.
- Wilson, R.C. y Keefer, D.K. 1985. Predicting areal limits of earthquake-induced landsliding. En: *Evaluating Earthquake Hazards in the Los Angeles Region: An Earth-Science Perspective* (ed. Ziony, J.I.). U.S. Geological Survey Professional Paper, 1360, 317-345.

Recibido: septiembre 2008

Revisado: diciembre 2008

Aceptado: febrero 2009

Publicado: abril 2009