



**Estimación de la localización y la magnitud de terremotos pre-instrumentales mediante el estudio de inestabilidades de ladera: el caso del deslizamiento de Güevéjar (Granada)**

*Estimating location and magnitude of pre-instrumental earthquakes by the study of slope instabilities: the Güevéjar landslide case (Granada)*

Rodríguez-Peces, M.J. <sup>(1)</sup>; García-Mayordomo, J. <sup>(2)</sup>; Azañón, J.M. <sup>(3,4)</sup>;  
Insua Arévalo, J.M. <sup>(1)</sup>; Jiménez Pintor, J. <sup>(5)</sup>

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

(2) Instituto Geológico y Minero de España. C/La Calera, 1 (Tres Cantos). 28760, Madrid, España

(3) Dpto. de Geodinámica. Universidad de Granada. C/Fuentenueva, s/n. 18002, Granada, España

(4) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (UGR-CSIC). C/Fuentenueva, s/n. 18002, Granada, España.

(5) Dpto. de Urbanismo. Consejería de Vivienda y Ordenación del Territorio de la Junta de Andalucía.  
Delegación Provincial de Málaga. Pza. San Juan de la Cruz, s/n. 29071, Málaga, España

**Resumen**

El estudio de detalle de inestabilidades de ladera provocadas por terremotos representa una nueva herramienta para la estimación de la localización epicentral y la magnitud de eventos sísmicos pre-instrumentales. En este trabajo se reconstruye las condiciones previas al terremoto del deslizamiento de Güevéjar, localizado en la Cuenca de Granada. Esta gran inestabilidad de ladera se reactivó durante los terremotos de Lisboa en 1755 y de Arenas del Rey en 1884. Para cada caso se ha calculado la aceleración sísmica mínima necesaria para desencadenar la inestabilidad y, a partir de este dato, se ha inferido la localización epicentral y la magnitud más probables para cada evento sísmico. Los resultados sugieren que la magnitud momento del terremoto de Lisboa en 1755 fue de al menos 8.5 y que se localizó a 580 km del deslizamiento. Para el terremoto de Arenas del Rey en 1884, se obtuvo que su magnitud momento fue de al menos 6.5 y que se localizó en los primeros 55 km alrededor del deslizamiento. En este caso, se confirma que la Falla de Ventas de Zafarraya pudo ser la fuente sismogénica de este evento sísmico.

**Palabras clave:** Cuenca de Granada, Deslizamiento, Güevéjar, Newmark, Paleosismicidad, Terremoto.



## Abstract

Slope stability back-analysis performed for earthquake-triggered landslides provides additional constraints on the size and location of pre-instrumental seismic events. In this paper, we reconstruct the pre-earthquake conditions of a major landslide located in the Granada Basin, the Güevéjar landslide, which was triggered twice by the 1755 Lisbon and 1884 Arenas del Rey earthquakes. For each case, the minimum seismic acceleration needed to trigger the instability was calculated, and from this datum the most likely magnitude and epicentral location was inferred for each event. Results suggest that the moment magnitude of the 1755 Lisbon earthquake was at least 8.5 and that it was located as far as 580 km from the landslide. For the 1884 Arenas del Rey earthquake we conclude that its moment magnitude was at least 6.5 and that it was located within the first 55 km around Güevéjar. These results support the Ventas de Zafarraya Fault as the seismogenic source of the event.

**Key words:** Earthquake, Granada Basin, Güevéjar, Landslide, Newmark, Palaeoseismicity.

## 1. Introducción

En los países como España, caracterizados por una actividad sísmica moderada, un elemento clave para la evaluación de la peligrosidad sísmica es la identificación de los terremotos que se han producido antes del despliegue de las redes sísmicas (terremotos históricos). Para poder tener en cuenta estos terremotos en los cálculos de peligrosidad es fundamental estimar su tamaño y localización epicentral. El procedimiento habitual para obtener estos parámetros es la evaluación de daños en edificaciones descritos en las crónicas históricas. Sin embargo, el estudio de inestabilidades de ladera provocadas por terremotos puede aportar datos útiles para estimar el tamaño y la localización de los terremotos históricos (Jibson, 1996; García-Mayordomo *et al.*, 2009). En estos estudios, se analiza la estabilidad del deslizamiento antes de que el terremoto ocurra con el fin de estimar la aceleración sísmica mínima que provocó la inestabilidad, y a partir de este valor, obtener el tamaño y la localización epicentral de los terremotos históricos.

Este trabajo se centra en el estudio del deslizamiento de Güevéjar, ubicado en la Cuenca de Granada (sur de España), que funcionó al menos en dos ocasiones: en primer lugar, por el terremoto de Lisboa ocurrido el 1 de noviembre 1755 y, posteriormente, por el te-

rremoto de Arenas del Rey el 25 de diciembre de 1884. Para ambos casos se ha obtenido los valores más probables de magnitud y distancia epicentral de los terremotos.

## 2. El deslizamiento de Güevéjar

### 2.1. Contexto geológico e investigaciones geotécnicas

El deslizamiento de Güevéjar se encuentra a 10 km al norte de la ciudad de Granada, en el borde oriental de la Cuenca de Granada (sur de España) (Figura 1), que es una depresión intramontañosa de edad Neógeno-Cuaternario localizada en la parte central de la Cordillera Bética. Los sedimentos que afloran en el área del deslizamiento son de muro a techo (Figura 1): a) margas con niveles de lignito (Turoliense superior), b) arcillas, limos y conglomerados (Plioceno), c) margas y calizas oncolíticas (Pleistoceno), d) travertinos (Pleistoceno). Los materiales movilizados por el deslizamiento son principalmente las margas con niveles de lignito y las arcillas, limos y conglomerados. El espesor de los materiales desplazados y la posición de las superficies de rotura principal se han determinado a través de estudios de campo y trabajos previos (Sanz Pérez, 1992; Jiménez Pintor, 2006; Jiménez Pintor y Azor, 2006). El comportamiento mecánico de los materiales que componen el

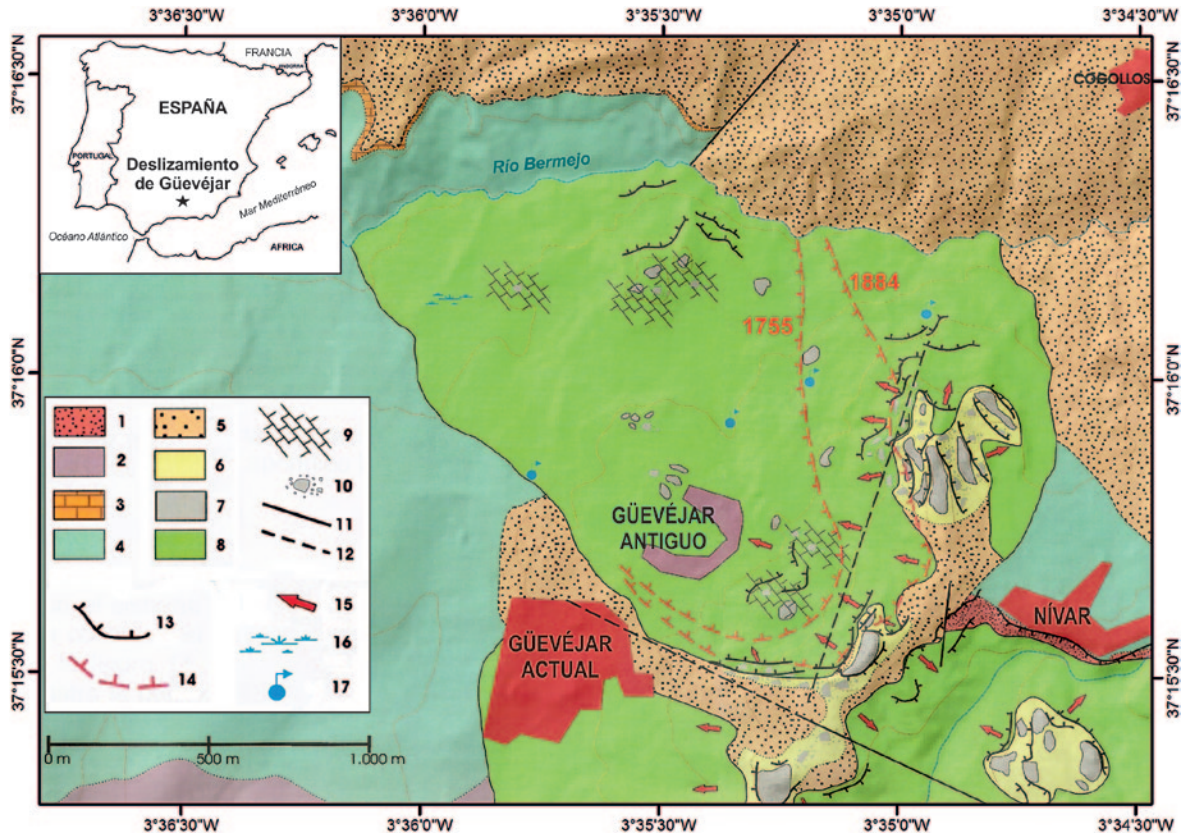


Figura 1. Mapa geológico y geomorfológico del deslizamiento de Güevéjar y áreas adyacentes (modificado de Jiménez Pintor y Azor, 2006). 1: Margas, limos y arenas grises (Tuoliense medio); 2: Yesos y margas (Tuoliense medio); 3: Calizas y margocalizas con gasterópodos (Tuoliense superior); 4: Margas con niveles de lignito (Tuoliense superior); 5: Arcillas, limos y conglomerados (Plioceno); 6: Margas y calizas oncolíticas (Pleistoceno); 7: Travertinos (Pleistoceno); 8: Depósitos deslizados; 9: Depósitos deslizados con predominio de calizas y margocalizas con gasterópodos; 10: Bloques deslizados de caliza. 11: Falla; 12: Falla supuesta; 13: Escarpes secundarios; 14: Escarpes principales durante los terremotos de 1755 y 1884; 15: Dirección de movimiento del deslizamiento; 16: Zonas endorreicas; 17: Manantiales.

Figure 1. Geologic and geomorphologic map of the Güevéjar landslide and surrounding area (modified from Jiménez Pintor and Azor, 2006). 1: Grey marls, silts and sands (medium Turolian); 2: Gypsums and marls (medium Turolian); 3: Limestones and argillaceous limestones with gastropods (upper Turolian); 4: Lignite-bearing marls (upper Turolian); 5: Clays, silts and conglomerates (Pliocene); 6: Marls and oncolitic limestones (Pleistocene); 7: Travertines (Pleistocene); 8: Landslide deposits; 9: Landslide deposits with prevalence of limestones and argillaceous limestones with gastropods; 10: Limestone sliding blocks. 11: Fault; 12: Supposed fault; 13: Secondary scarps; 14: Main scarps during 1755 and 1884 earthquakes; 15: Landslide movement direction; 16: Endorheic areas; 17: Springs.

deslizamiento de Güevéjar se ha determinado a través de ensayos in situ y de laboratorio en muestras representativas. La Tabla 1 muestra las principales propiedades geotécnicas obtenidas de estos ensayos.

## 2.2. Historia sísmica del deslizamiento

El deslizamiento de Güevéjar fue inicialmente provocado por el terremoto de Lisboa de 1755

y se reactivó más tarde por el terremoto de Arenas del Rey de 1884. El antiguo pueblo de Güevéjar, que se localizaba sobre la masa deslizada, fue destruido por el movimiento de deslizamiento en ambos eventos, pero fue reconstruido en 1887 en su ubicación actual, fuera del cuerpo del deslizamiento. A pesar de que no hay evidencia escrita de la ocurrencia de inestabilidades previas al terremoto de 1755, es posible que el deslizamiento de Güevéjar se desarrollara sobre un deslizamiento previo.

Tabla 1. Resumen de las propiedades geotécnicas de los materiales empleados en el análisis retrospectivo de estabilidad del deslizamiento de Güevéjar.  $\gamma$ , Peso específico;  $\gamma_{sat}$ , Peso específico saturado;  $\gamma_{sólidos}$ , Peso específico de las partículas sólidas; LL, Límite Líquido; IP, Índice de Plasticidad; c, Cohesión;  $\phi$ , Ángulo de fricción residual; USCS, Sistema Unificado de Clasificación de Suelos; SM, Arena limosa; CL, Arcilla de baja plasticidad; CH, Arcilla de alta plasticidad.

Table 1. Summary of geotechnical data of materials used in the stability back-analysis of the Güevéjar landslide.  $\gamma$ , Unsaturated unit weight;  $\gamma_{sat}$ , Saturated unit weight;  $\gamma_{sólidos}$ , Unit weight of the solid particles; LL, Liquid Limit; IP, Plasticity Index; c, Cohesion;  $\phi$ , Residual friction angle; USCS, Unified Soil Classification System; SM, Silty sand; CL, Clay of low plasticity; CH, Clay of high plasticity.

Material	$\gamma$ (kN/m <sup>3</sup> )	$\gamma_{sat}$ (kN/m <sup>3</sup> )	$\gamma_{sólidos}$ (kN/m <sup>3</sup> )	LL (%)	IP (%)	c (kPa)	$\phi$ (°)	Clase USCS
Margas con lignito	20.7	20.9	23.9	51	26	43.3	15	CH
Arcillas, limos y conglomerados	18.8	21.1	28.1	37	16	51.7	22	CL
Margas y calizas oncolíticas	14.9	18.2	24.1	-	-	0	41	SM
Travertinos	24.4	25.2	27.0	-	-	4	29	Roca
Depósitos deslizados	19.8	21.3	26.2	33	13	27.4	25	CL

### 2.2.1. Terremoto de Lisboa de 1 de noviembre de 1755

El terremoto de Lisboa de 1755 es uno de los grandes terremotos históricos que ha ocurrido en el mundo, con una intensidad máxima estimada (EMS-98) de XI-XII (Martínez Solares y López Arroyo, 2004). Tras este terremoto se observó la aparición de grietas y desprendimientos de pequeño tamaño, un deslizamiento y algunos fenómenos de licuefacción. El único deslizamiento conocido es el que tuvo lugar en Güevéjar (Granada, sur de España). La localización epicentral del terremoto de Lisboa de 1755 está ampliamente debatida y los diferentes epicentros propuestos se encuentran en una amplia zona en el suroeste del Cabo de San Vicente (cf. Reid, 1914; Machado, 1966; Johnston, 1996; Baptista *et al.*, 1998; Martínez Solares y Mezcua, 2002; Martínez Solares y López Arroyo, 2004; Gutscher *et al.*, 2006; Grandin *et al.*, 2007; Barkan *et al.*, 2009). Teniendo en cuenta todas las localizaciones, la distancia epicentral hasta el deslizamiento de Güevéjar varía entre 460 y 725 km. La magnitud estimada está también muy debatida, ya que varía desde 8.5 hasta 9.0. Recientemente, Martínez Solares y López Arroyo (2004) propusieron una  $M_w$  8.5 ( $\pm 0.3$ ) con un epicentro localizado a unos 580 km del deslizamiento. Sin embargo, en una reciente reevaluación de los terremotos históricos en

España, Mezcua *et al.* (2004) propusieron un valor de  $M_w$  8.7 (-0.3, +0.2) y un epicentro situado a 725 kilómetros del deslizamiento.

### 2.2.2. Terremoto de Arenas del Rey de 25 de diciembre de 1884

El terremoto de Arenas del Rey de 1884 fue uno de los últimos terremotos importantes sentidos en la Península Ibérica, con una intensidad epicentral (EMS-98) de X (Muñoz y Udías, 1981), causando numerosos daños materiales y personales en los pueblos de las provincias de Granada y Málaga (sur de España). Además se observaron importantes inestabilidades de laderas, como el deslizamiento de Güevéjar, los desprendimientos y avalanchas rocosas producidas en las localidades de Alhama de Granada y Albuñuelas, y algunos fenómenos de licuefacción (Muñoz y Udías, 1981; IGME-Diputación de Granada, 2007). El epicentro del terremoto se localizó en el suroeste de la Cuenca de Granada, entre 41 y 55 km del deslizamiento de Güevéjar, cerca del pueblo de Arenas del Rey (Taramelli y Mercalli, 1886; Udías y Muñoz, 1979; Muñoz y Udías, 1981; Martínez Solares y Mezcua, 2002; Mezcua *et al.*, 2004). La magnitud estimada para este evento oscila entre 6.5 y 6.8 (Muñoz y Udías, 1981; Martínez Solares y Mezcua, 2002). Estudios paleosismológicos



cos recientes establecen que el terremoto de 1884 se relaciona con la rotura de la Falla de Ventas de Zafarraya y que tuvo una magnitud de  $M_w$  6.5 ( $\pm 0.3$ ) (Reicherter *et al.*, 2003). Más recientemente, en la reevaluación de los sismos históricos españoles realizada por Mezcuca *et al.* (2004) se propone un valor de  $M_w$  6.5 (-0.3, +0.2)

### 3. Metodología

#### 3.1. Análisis retrospectivo de estabilidad

El primer paso consiste en la reconstrucción de la topografía de la ladera antes de los terremotos. La topografía previa a 1755 fue reconstruida extrayendo las curvas de nivel del área de deslizamiento e interpolando un nuevo modelo digital de elevaciones mediante un sistema de información geográfica (SIG). Se ha considerado que la topografía previa a 1884 es similar a la de 1755 considerando que a la escala del modelo, los resultados no se verán afectados demasiado. Esta hipótesis está además de acuerdo con la observación histórica de que el deslizamiento de Güevéjar tuvo un desplazamiento total pequeño durante el terremoto de Lisboa de 1755 (Sanz Pérez, 1992; Jiménez Pintor, 2006). Desde un punto de vista hidrogeológico, se ha considerado un nivel freático somero en todos los modelos, debido a las evidencias escritas de aumento del nivel del agua en los pozos y de cambios en los flujos de los manantiales durante la ocurrencia de ambos terremotos (Sanz Pérez, 1992; Jiménez Pintor, 2006) y a que en la actualidad el nivel freático es muy somero (3-4 m de profundidad) y existen varios manantiales en la parte central del deslizamiento (Jiménez Pintor, 2006; Jiménez Pintor y Azor, 2006). En el análisis de la estabilidad se ha considerado el valor máximo de aceleración sísmica (Peak Ground Acceleration, PGA) como parámetro representativo del movimiento del terreno relacionado con la ocurrencia de cada terremoto. La PGA se ha estimado a partir de los valores de intensidad que, en el caso de los sismos históricos, es el único parámetro sísmico disponible. Los valores de intensidad en

el emplazamiento del deslizamiento se obtienen de los mapas de isosistas de ambos terremotos. En este trabajo se ha considerado la relación Intensidad-PGA propuesta por Margottini *et al.* (1992) para la estimación de los valores de PGA:

$$\log \text{PGA} = -2.634 + 0.258 \cdot I$$

donde la PGA está en unidades de aceleración de la gravedad ( $1g=9.81 \text{ m/s}^2$ ) y la intensidad local (I) está referida a la escala de intensidades EMS-98. La geometría y localización de las superficies de rotura correspondientes al deslizamiento Güevéjar de 1755 y 1884 se han fijado por medio de diferentes puntos de control y análisis de la geometría de la superficie de la ladera. Para cada caso, la localización del escarpe principal y el pie se ha establecido a partir de las observaciones de campo y estudios previos (Sanz Pérez, 1992; Jiménez Pintor, 2006; Jiménez Pintor y Azor, 2006). Las posibles superficies de rotura que se ajustaban a la posición de estos puntos de control se obtuvieron mediante Slide 5.0 (Rocscience Inc., 2003) y el método de equilibrio límite de Morgenstern-Price. La superficie de rotura más probable se ha seleccionado teniendo en cuenta que el deslizamiento debe ser estable antes del terremoto e inestable después del mismo. A continuación, se han calculado los factores de seguridad tras cada terremoto aplicando la PGA horizontal estimada. El factor de seguridad estático anterior a cada terremoto se ha obtenido eliminando la aceleración sísmica. Entonces, la aceleración sísmica mínima necesaria para superar la resistencia al corte e iniciar el deslizamiento se calcula mediante la ecuación propuesta por Newmark (1965):

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

donde  $a_c$  es la aceleración crítica (en unidades de gravedad,  $1g=9.81 \text{ m/s}^2$ ),  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $FS$  es el factor de seguridad estática y  $\alpha$  es el ángulo entre la vertical y un segmento de recta que une el centro de gravedad de la masa del deslizamiento y el centro del círculo de rotura.

### 3.2. Estimación de los parámetros del terremoto

La magnitud mínima y la distancia epicentral desde el deslizamiento Güevéjar de los potenciales terremotos cuya PGA podría ser capaz de superar el valor de aceleración crítica, es decir, provocar el deslizamiento, se han obtenido utilizando diferentes ecuaciones de predicción del movimiento del terreno (Ground Motion Prediction Equations, GMPE). Se han considerado tres criterios principales para seleccionar estas GMPE: (1) que se derivan de conjuntos de datos estadísticamente significativos que comprenden amplios rangos de magnitud y distancia, (2) que son amplia-

mente utilizados en países europeos situados en un contexto sismotectónico similar a España y, (3) el parámetro sísmico empleado es la magnitud momento ( $M_w$ ). Los valores de PGA medios estimados utilizando las GMPE seleccionadas (Skarlatoudis *et al.*, 2003; Ambraseys *et al.*, 2005; Akkar y Bommer, 2007; Bindi *et al.*, 2010) se han calculado para condiciones de roca y no teniendo en cuenta los efectos de sitio (amplificación litológica y topográfica). La amplificación sísmica en el deslizamiento de Güevéjar se ha estimado para cada terremoto comparando los valores de PGA derivados de los datos macrosísmicos, que incluyen los efectos de sitio, con los valores de PGA en roca (Tabla 2).

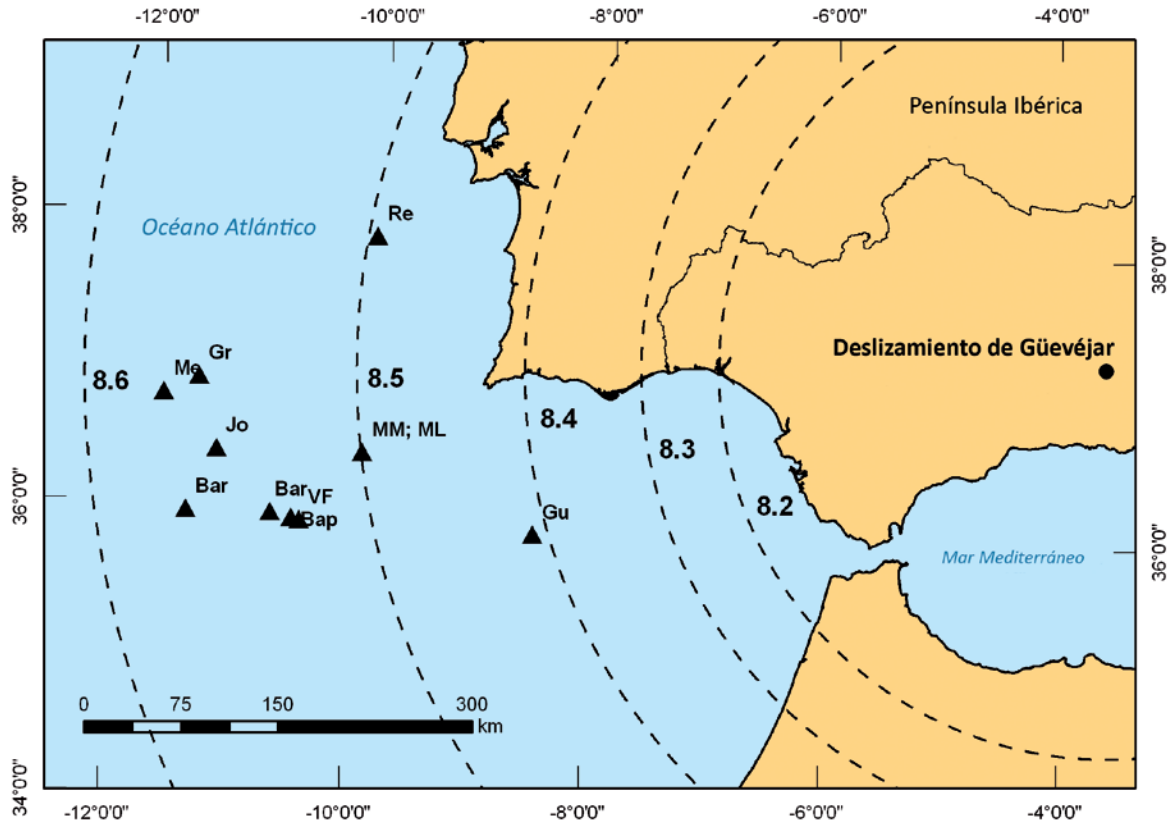


Figura 2. Comparación entre los pares magnitud-distancia de los potenciales terremotos capaces de provocar el deslizamiento de Güevéjar de 1755, y los epicentros del terremoto de Lisboa de 1755 propuestos por diferentes autores. Re: Reid (1914), Jo: Johnston (1996), Bap: Baptista *et al.* (1998), MM: Martínez Solares y Mezcua (2002), ML: Martínez Solares y López Arroyo (2004), Gu: Gutscher *et al.* (2006), Gr: Grandin *et al.* (2007), Bar: Barkan *et al.* (2009).

Figure 2. Comparison between the magnitude-distance pairs of potential earthquakes that could trigger the 1755 Güevéjar landslide, and the epicentral location of the 1755 Lisbon earthquake proposed by different authors. Re: Reid (1914), Jo: Johnston (1996), Bap: Baptista *et al.* (1998), MM: Martínez Solares and Mezcua (2002), ML: Martínez Solares and López Arroyo (2004), Gu: Gutscher *et al.* (2006), Gr: Grandin *et al.* (2007), Bar: Barkan *et al.* (2009).

Tabla 2. Principales parámetros obtenidos para los terremotos de Lisboa de 1755 y de Arenas del Rey de 1884.  $I_0$ : Intensidad epicentral;  $M_w$ : Magnitud momento;  $R_{ep}$ : distancia epicentral hasta el deslizamiento de Güevéjar (km);  $I_{Güevéjar}$ : Intensidad sentida en el deslizamiento de Güevéjar; PGA: Aceleración sísmica máxima (unidades g); FA: Factor de amplificación. <sup>1</sup>: Valores tomados de Martínez Solares y López Arroyo (2004); <sup>2</sup>: Valores tomados de Muñoz y Udías (1981) y Vidal (1986); <sup>3</sup>: Valor tomado de Mezcua et al. (2004).

Table 2. Main parameters for the 1755 Lisbon and 1884 Arenas del Rey earthquakes.  $I_0$ : Epicentral intensity;  $M_w$ : Moment magnitude;  $R_{ep}$ : Epicentral distance to Güevéjar landslide (km);  $I_{Güevéjar}$ : Intensity felt on the Güevéjar landslide; PGA: Peak Ground Acceleration (g units); FA: Amplification Factor. <sup>1</sup>: Values taken from Martínez Solares and López Arroyo (2004); <sup>2</sup>: Values taken from Muñoz and Udías (1981) and Vidal (1986); <sup>3</sup>: Value taken from Mezcua et al. (2004).

Terremoto	$I_0$	$M_w$	$R_{ep}$	$I_{Güevéjar}$	PGA <sub>media</sub>	PGA <sub>roca</sub>	FA
Lisboa de 1755	XII <sup>1</sup>	8.5 ( $\pm 0.3$ ) <sup>1</sup>	580 <sup>1</sup>	VI	0.092	0.047 ( $\pm 0.022$ )	2.0
Arenas del Rey de 1884	X <sup>2</sup>	6.5 (-0.3, +0.2) <sup>3</sup>	50 <sup>2</sup>	VII	0.149	0.043 ( $\pm 0.005$ )	3.4

#### 4. Estimación de parámetros de terremotos históricos basados en la reconstrucción paleosísmica del deslizamiento de Güevéjar

##### 4.1. Terremoto de Lisboa de 1 de noviembre de 1755

Los valores de intensidad del terremoto de Lisboa de 1755 se han adoptado del mapa de isostas más reciente (Martínez Solares y López Arroyo, 2004). El terremoto de Lisboa se sintió en Güevéjar con una intensidad de  $I_{EMS}=VI$  (Tabla 2). De acuerdo con este valor, se ha estimado un valor promedio de PGA horizontal de 0.092g en el deslizamiento de Güevéjar. Considerando este valor, el factor de seguridad bajo condiciones saturadas era próximo a uno (FS=0.92). Eliminado el efecto de la aceleración sísmica, el FS anterior al terremoto fue de 1.42. Por lo tanto, el deslizamiento de Güevéjar era estable antes del terremoto de 1755, tanto en condiciones saturadas como no saturadas. Se ha obtenido un ángulo  $\alpha$  de 12° y una aceleración crítica en condiciones saturadas de 0.087g. Los valores más probables de magnitud-distancia de los terremotos cuya PGA estimada mediante las GMPE ha sido capaz de superar la aceleración crítica se han obtenido con dos criterios diferentes. En primer lugar, se ha calculado la distancia epicentral desde el deslizamiento para la cual se supera la aceleración crítica teniendo en cuenta el rango de magnitudes propuestos por diferentes autores ( $M_w=8.2-8.9$ ). En segundo lugar, se ha evaluado mediante las GMPE la magnitud

mínima necesaria para activar el deslizamiento correspondiente a cada epicentro propuesto por diferentes autores. En la primera estimación, la distancia hasta el deslizamiento oscila entre 300 y 2040 km (Figura 2). La única distancia que coincide con alguna de los posibles epicentros es 580 km y está relacionada con una  $M_w$  de 8.5. En el segundo cálculo, la magnitud mínima obtenida considerando las distancias epicentrales de diferentes autores oscila entre 8.4 y 8.6, siendo la  $M_w$  de 8.5 el valor más frecuente. Un terremoto de  $M_w$  8.5 a 580 km del deslizamiento de Güevéjar coincide con los valores medios estimados por Martínez Solares y López Arroyo (2004) a partir del mapa de isostas. Por lo tanto, sugerimos que el epicentro del terremoto de Lisboa 1775 se localizó en las coordenadas propuestas por estos autores (Tabla 2). Sin embargo, los valores de magnitud estimados anteriormente, deben interpretarse como los mínimos que podría provocar el deslizamiento. Si el evento sísmico fue más fuerte, casi todas las localizaciones epicentrales serían posibles. Por lo tanto, la magnitud del terremoto de Lisboa de 1775 tuvo que ser mayor de  $M_w$  8.5.

##### 4.2. Terremoto de Arenas del Rey de 25 de diciembre de 1884

El terremoto de Arenas del Rey de 1884 se sintió en Güevéjar con una intensidad del  $I_{EMS}=VII$  según los mapas de isostas propuestos por Muñoz y Udías (1981) y Vidal (1986). Se ha estimado un valor equivalente de PGA horizon-

tal de 0.149g en el emplazamiento del deslizamiento (Tabla 2). Teniendo en cuenta este valor, el factor de seguridad bajo condiciones de saturación fue menor que en el caso anterior (FS=0.79). Quitando la aceleración sísmica, el FS previo al terremoto fue de 1.54. Por lo tanto, el deslizamiento también se mantuvo estable en condiciones asísmicas y saturadas. El ángulo  $\alpha$  obtenido es de 14° y la aceleración crítica bajo condiciones saturadas es de 0.130g. Las distancias epicentrales desde el deslizamiento estimadas para el rango de magnitudes propuestas por diferentes autores ( $M_w=6.2-6.8$ ) se sitúan entre 43 y 72 km. En este caso, no hay ninguna coincidencia en-

tre estas distancias epicentrales y los epicentros propuestos por diferentes autores para el terremoto de Arenas del Rey de 1884 (Figura 3). Sin embargo, este terremoto puede estar relacionado con la rotura de la Falla de Ventas de Zafarraya (Reicherter *et al.*, 2003). Esta falla normal de unos 22 km de longitud se localiza a unos 55 km (50-60 km) desde el deslizamiento, lo cual coincide con una magnitud de  $M_w$  6.5 a una distancia epicentral al deslizamiento de Güevéjar de 55 km (Figura 3). Por lo tanto, el terremoto de Arenas del Rey de 1884 probablemente tenga relación con la rotura de la Falla de Ventas de Zafarraya con una magnitud mínima de  $M_w$  6.5.

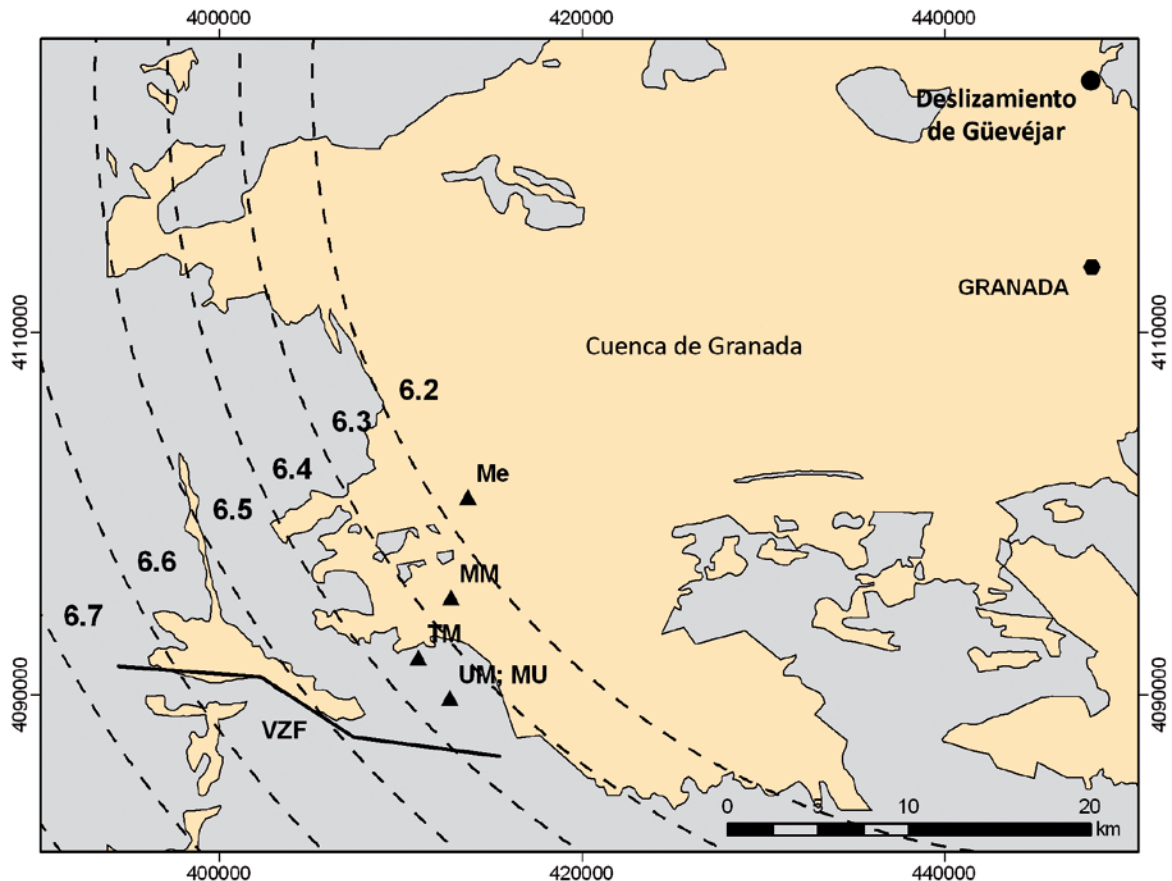


Figura 3: Comparación entre los pares magnitud-distancia de los potenciales terremotos capaces de provocar el deslizamiento de Güevéjar de 1884, y los epicentros del terremoto de Arenas del Rey de 1884 propuestos por diferentes autores. TM: Taramelli y Mercalli (1885), UM: Udías y Muñoz (1979), MU: Muñoz y Udías (1981), MM: Martínez Solares y Mezcua (2002), Me: Mezcua *et al.* (2004). VZF: Falla de Ventas de Zafarraya.

Figure 3: Comparison between the magnitude-distance pairs of potential earthquakes that could trigger the 1884 Güevéjar landslide, and the epicentral location of the 1884 Arenas del Rey earthquake proposed by different authors. TM: Taramelli and Mercalli (1885), UM: Udías and Muñoz (1979), MU: Muñoz and Udías (1981), MM: Martínez Solares and Mezcua (2002), Me: Mezcua *et al.* (2004). VZF: Ventas de Zafarraya Fault.



## 5. Conclusiones

El análisis de estabilidad retrospectivo de inestabilidades de ladera provocadas por terremotos, como el deslizamiento de Güevéjar, se muestra como una herramienta útil para mejorar la fiabilidad de los parámetros de terremotos históricos (magnitud y la localización epicentral) en una región sísmicamente activa. Nuestros resultados para el terremoto de Lisboa de 1755 indican una magnitud mínima de  $M_w$  8.5 y una distancia epicentral desde el deslizamiento de Güevéjar de 580 km. Estos valores coinciden con la magnitud y la localización epicentral propuestos por Martínez Solares y López Arroyo (2004). En el caso del terremoto de Arenas del Rey de 1884, la magnitud mínima obtenida es de  $M_w$  6.5 con una distancia epicentral de 55 km. Este valor de magnitud coincide con la magnitud media propuesta por diferentes autores (Muñoz y Udías, 1981; Reicherter *et al.*, 2003; Mezcua *et al.*, 2004). Además, la distancia epicentral obtenida corrobora la propuesta de Reicherter *et al.* (2003) de que la Falla de Ventas de Zafarraya fue la fuente sismogénica del terremoto de Arenas del Rey de 1884.

## Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de investigación CGL2011-29920 del Ministerio de Ciencia e Innovación. Nuestro agradecimiento a Pablo G. Silva y a Teresa Bardají ya que sus comentarios y revisiones han contribuido a mejorar notablemente el presente artículo.

## Bibliografía

Akkar, S.; 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.

Ambraseys, N.N.; Douglas, J.; Sarma, S.K.; 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.

- Baptista, M.A.; Miranda, P.M.A.; Miranda, J.M.; Mendes Victor, L. (1998). Constraints on the source of the 1755 Lisbon tsunami inferred from numerical modelling of historical data on the source of the 1755 Lisbon tsunami. *Journal of Geodynamics*, 25, 159-174.
- Barkan, R.; ten Brink, U.S.; Lin, J. (2009). Far field tsunami simulations of the 1755 Lisbon earthquake: Implications for tsunami hazard to the U.S. East Coast and the Caribbean. *Marine Geology*, 264, 109-122.
- Bindi, D.; Luzi, L.; Massa, M.; Pacor, F. (2010). Horizontal and vertical ground motion prediction equations derived from the Italian Accelerometric Archive (ITACA). *Bulletin of Earthquake Engineering*, 8, 1209-1230.
- García-Mayordomo, J.; Rodríguez-Peces, M.J.; Azañón, J.M.; Insua-Arévalo, J.M. (2009). Advances and trends on earthquake-triggered landslide research in Spain. En: *Archaeoseismology and Palaeoseismology in the Alpine-Himalayan Collisional Zone* (Pérez-López, R.; Grützner, C.; Lario, J.; Reicherter, K.; Silva, P.G.; eds.), Baelo Claudia (Cádiz), 28-31.
- Grandin, R.; Borges, J.F.; Bezzeghoud, M.; Caldeira, B.; Carrilho, F. (2007). Simulations of strong ground motion in SW Iberia for the 1969 February 28 ( $M_s=8.0$ ) and the 1755 November 1 ( $M \sim 8.5$ ) earthquakes - II. Strong ground motion simulations. *Geophysical Journal International*, 171, 807-822.
- Gutscher, M.A.; Baptista, M.A.; Miranda, J.M. (2006). The Gibraltar Arc seismogenic zone: Part 2. Constraints on a shallow east dipping fault plane source for the 1755 Lisbon earthquake provided by tsunami modeling and seismic intensity. *Tectonophysics*, 426, 153-166.
- IGME-Diputación de Granada (2007). *Atlas de Riesgos Naturales en la provincia de Granada*. IGME y Diputación de Granada, Granada, 190 pp.
- Jibson, R.W. (1996). Use of landslides for paleoseismic analysis. *Engineering Geology*, 43, 291-323.
- Jiménez Pintor, J. (2006). *El deslizamiento de Güevéjar*. Tesis de Máster, Universidad de Granada, Granada, 85 pp.
- Jiménez Pintor, J.; Azor, A. (2006). El Deslizamiento de Güevéjar (provincia de Granada): un caso de inestabilidad de laderas inducida por sismos. *Geogaceta*, 40, 287-290.

- Johnston, A.C. (1996). Seismic moment of earthquakes in stable continental regions III. New Madrid 1811-12, Charleston 1886 and Lisbon 1755. *Geophysical Journal International*, 126, 314-344.
- Machado, F. (1966). Contribuição para o estudo do terremoto de 1 de Novembro de 1755. *Revista da Faculdade de Ciências de Lisboa, Series C*, 14, 19-31.
- Margottini, C.; Molin, D.; Serva, L. (1992). Intensity versus ground motion: a new approach using Italian data. *Engineering Geology*, 33, 45-58.
- Martínez Solares, J.M.; López Arroyo, A. (2004). The great historical 1755 earthquake. Effects and damage in Spain. *Journal of Seismology*, 8, 275-294.
- Martínez Solares, J.M.; Mezcua, J. (2002). *Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 a.c.-1900)*. Monografía 18, IGN, Madrid, 253 pp.
- Mezcua, J.; Rueda, J.; García Blanco, R.M. (2004). Reevaluation of Historic Earthquakes in Spain. *Seismological Research Letters*, 75, 75-81.
- Muñoz, D.; Udías, A. (1981). Estudio de los parámetros y serie de réplicas del terremoto de Andalucía del 25 de Diciembre de 1884 y la sismicidad de la región de Granada-Málaga. En: *El Terremoto de Andalucía de 25 de Diciembre de 1884*. IGN, Madrid, 95-139.
- Newmark, N.M. (1965). Effects of earthquakes on dams and embankments. *Géotechnique*, 15, 139-160.
- Reicherter, K.R.; Jabaloy, A.; Galindo-Zaldívar, J.; Ruano, P.; Becker-Heidmann, P.; Morales, J.; Reiss, S.; González-Lodeiro, F. (2003). Repeated palaeoseismic activity of the Ventas de Zafarraya fault (S Spain) and its relation with the 1884 Andalusian earthquake. *International Journal of Earth Sciences*, 92, 912-922.
- Reid, H.F. (1914). The Lisbon earthquake of November 1, 1755. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 4, 53-80.
- Rocscience Inc. (2003). *Slide 5.0 User's Guide*. Part I. 199 pp.
- Sanz Pérez, E. (1992). El deslizamiento de ladera de Güevéjar (Granada) durante los terremotos de Lisboa (1755) y Andalucía (1884). *Actas del III Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*, La Coruña (España), 195-203.
- Skarlatoudis, A.A.; Papazachos, B.N.; Margaris, N.; Theodulidis, C.; Papaioannou, I.; Kalogeras, E.M.; Scordilis, E.M.; Karakostas, V. (2003). Empirical peak ground-motion predictive relations for shallow earthquakes in Greece. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93, 2591-2603.
- Taramelli, T.; Mercalli, G. (1886). I terremotti andalusi cominciati il 25 dicembre 1884. *Atti Reale Accademia dei Lincei* (Roma), vol. III, serie 4, 116-222.
- Udías, A.; Muñoz, D. (1979). The Andalusian earthquake of 25 December 1884. *Tectonophysics*, 53, 291-299.
- Vidal, .F (1986). *Sismotectónica de la región Bética-Mar de Alborán*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, Granada, 450 pp.