

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)

J. Delgado¹, J.A. Peláez², R. Tomás³, A. Estévez¹, C. López Casado⁴, C. Doménech⁵ y A. Cuenca⁶

¹ *Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante. Apdo. Correos 99, 03080 Alicante. jose.delgado@ua.es, antonio.estevez@ua.es*

² *Dpto. Física, Universidad de Jaén. Campus de Las Lagunillas, Edificio A-3. 23071 Jaén. japelaez@ujaen.es*

³ *Departamento de Expresión Gráfica y Cartografía, Universidad de Alicante. Apdo. Correos 99, 03080 Alicante. roberto.tomas@ua.es*

⁴ *Departamento de Física Teórica y del Cosmos, Universidad de Granada, Campus Fuentenueva, Av. Severo Ochoa s/n, 18003 Granada. clcasado@ugr.es*

⁵ *ITC S.A. Carretera de Elche, 164. Alicante. geotecnia.alicante@itcsa.es*

⁶ *Laboratorio de Carreteras, Consellería de Infraestructuras, Av. Ocaña s/n, 03005 Alicante. cuenca_art@gva.es*

Resumen: Se ha realizado un análisis para estimar la susceptibilidad de las laderas, en suelos de la cuenca de drenaje del río Serpis, a sufrir inestabilidades inducidas por terremotos. Para ello, se ha utilizado el denominado método de Newmark, que ha sido convenientemente modificado para contemplar la variabilidad que, de forma natural, se observa en las propiedades geotécnicas de los materiales. En el cálculo, se ha efectuado una simulación Monte Carlo, donde todas las propiedades geotécnicas que intervienen son tratadas como variables aleatorias. Los resultados obtenidos están expresados como probabilidad de que la aceleración crítica del talud sea menor o igual que 0.1g. Las susceptibilidades más elevadas se observan cuando los materiales están secos, pero en tal caso la extensión de territorio afectado es pequeña. En cambio, cuando el suelo está saturado se observa que gran parte del territorio presenta susceptibilidad Media o Baja, incluso con pendientes de 6 – 10°, frente a susceptibilidad Muy Baja – Nula, que los caracteriza cuando se encuentra seco. Se ha analizado también la posición de las zonas de mayor susceptibilidad con respecto a elementos constructivos existentes en el área.

Palabras clave: Movimientos de ladera, terremotos, mapas de susceptibilidad, Método de Newmark, simulación Monte Carlo.

Abstract: An analysis for the susceptibility estimation of the slopes in soils to suffer seismic-induced landslides has been accomplished for the drainage basin of the Serpis river. For this, the Newmark's method has been used, which has been modified to take into account the variability observed in the geotechnical properties of the materials. For this purpose, a Monte Carlo simulation has been employed, where all the geotechnical properties are treated as random variables. The obtained results are expressed as the probability that the critical acceleration of the slope will be less or equal than 0.1g. The highest susceptibilities occur at dry materials, but the amount of surface involved is small. On the contrary, when materials are saturated, Low to Medium susceptibility is widespread, even with slopes as low as 6 – 10°, which are characterized by Very Low to Null susceptibility when soil is dry. The position of the zones with higher susceptibility with respect to constructive elements existing in the area has been analyzed as well.

Key words: Landslides, earthquakes, susceptibility maps, Newmark's Method, Monte Carlo simulation.

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.

La cartografía de riesgos es una herramienta básica para la correcta valoración de la incidencia de los riesgos naturales en nuestra sociedad. Dichas cartografías están enfocadas a una disminución de las pérdidas a través de la selección de emplazamientos con baja propensión a sufrir desastres naturales. También, a una reducción de la vulnerabilidad, mediante la

adopción de medidas de protección de los elementos expuestos a riesgo cuando el territorio ya está ocupado (o cuando no existe más alternativa que ocuparlo, pese a lo inapropiado del emplazamiento).

Dicha cartografía admite varias modalidades, habiéndose diferenciado típicamente entre mapas de susceptibilidad, de peligrosidad y de riesgo (Brabb,

1984; Varnes, 1984; Spiker y Gori, 2000). El desarrollo de un tipo u otro depende, sobre todo, de la disponibilidad de información. Los mapas de susceptibilidad dividen el territorio en zonas de igual propensión a sufrir el fenómeno, ofreciendo una estimación de «dónde» se espera que ocurra. Los mapas de peligrosidad implican, por su parte, conocer la probabilidad de excedencia de que se produzca ese fenómeno (así como la severidad con que éste se manifestará) en un periodo de tiempo determinado. En consecuencia, además de informar «dónde» puede ocurrir, también aportan información acerca de «cuándo» puede suceder, siendo tal componente temporal la característica fundamental de estos mapas. Finalmente, los mapas de riesgo implican una valoración de la vulnerabilidad de los elementos expuestos, así como el coste que supondrá su reparación en un emplazamiento caracterizado por un cierto nivel de peligrosidad. Estos mapas tienen, en consecuencia, dos componentes: (i) la probabilidad de que algo adverso ocurra y (ii) las consecuencias económicas derivadas de ello (Crozier y Glade, 2005).

Dada la dificultad que representa calcular no sólo la probabilidad de que suceda un evento desfavorable en un emplazamiento y para un periodo de tiempo dado,

sino también su severidad, el estudio de ciertos riesgos naturales se ha realizado clásicamente mediante mapas de susceptibilidad. Éste es el caso de los movimientos de ladera, donde abundan cartografías de susceptibilidad pero son aún poco frecuentes los ejemplos de peligrosidad o de riesgo (Ayala Carcedo y Corominas, 2002; Glade y Crozier, 2005).

Las inestabilidades de laderas son consecuencia de una modificación del estado de esfuerzos en su seno. Las causas de ello acostumbran a ser el agua, los terremotos, las erupciones volcánicas, la erosión por la dinámica fluvial o costera, los procesos de meteorización y/o la acción del hombre (Wieczorek, 1996). Muchos terremotos de magnitud moderada o alta causan movimientos de ladera, los cuales a menudo representan un porcentaje elevado de los daños totales causados (Keefer, 1984; Bommer *et al.*, 2002). El problema que plantea una situación de este tipo es consecuencia de la simultaneidad en el tiempo de múltiples inestabilidades (Harp y Jibson, 1996). Así, resulta de gran interés realizar un análisis a escala regional de la estabilidad de las laderas durante terremotos y de la amenaza que representa su inestabilidad, especialmente en áreas con una actividad sísmica moderada, como sucede en España. Los largos

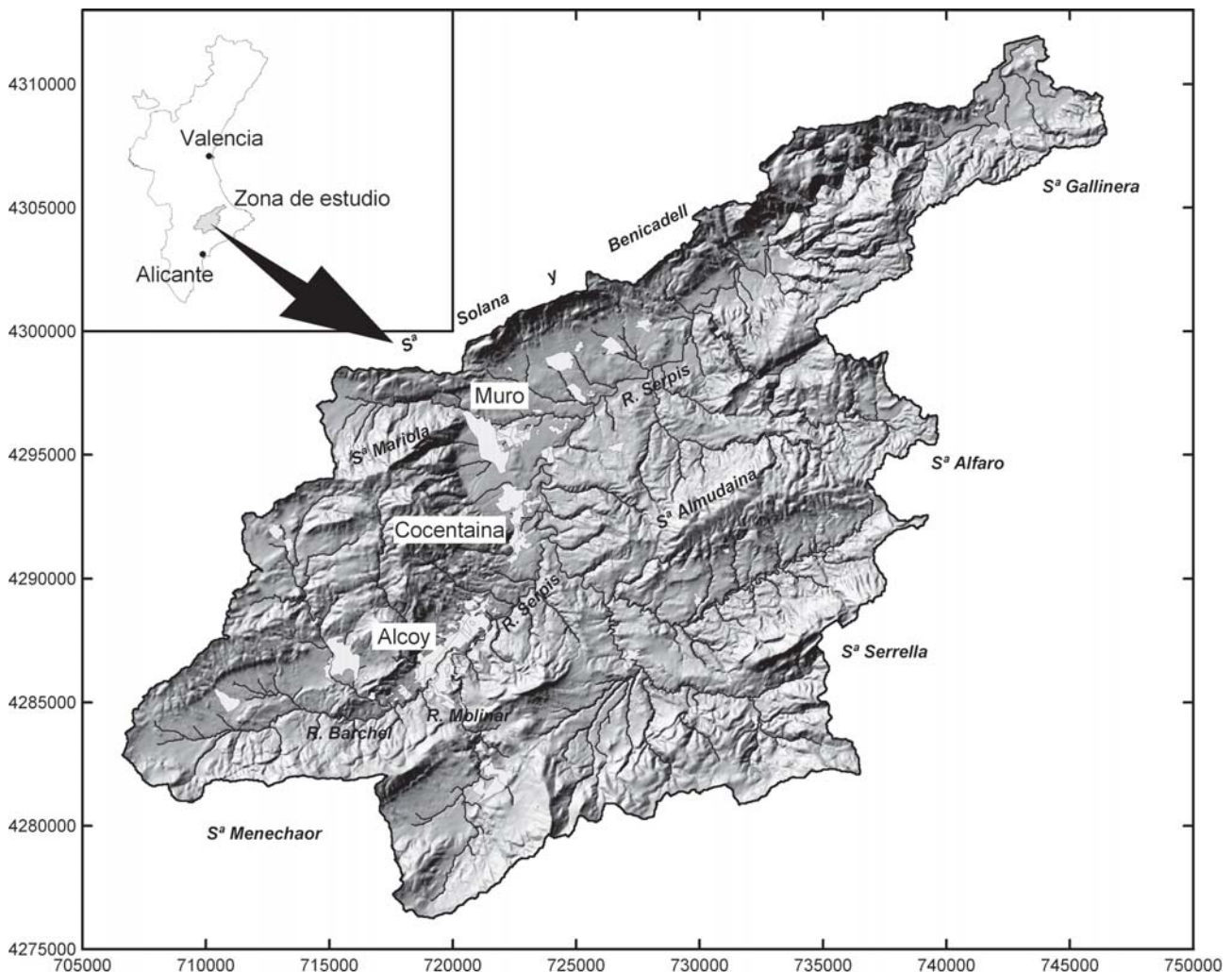


Figura 1.- Localización geográfica del área de estudio.

periodos de recurrencia, incluso para terremotos moderados, hacen que se pierda la conciencia del problema que este fenómeno representa. Como consecuencia de ello, aún son pocos los estudios dedicados a este problema (Coral Moncayo, 2002; Mulas *et al.*, 2003; Delgado *et al.*, 2004a, b; Figueras *et al.*, 2005).

En este trabajo presentamos la metodología y los resultados obtenidos en un análisis de susceptibilidad en condiciones dinámicas (inducido por terremotos) realizado en la cuenca de drenaje del río Serpis (provincia de Alicante). La zona seleccionada se caracteriza por frecuentes procesos de inestabilidad de laderas en condiciones estáticas (lluvias), y por haber sufrido en el pasado terremotos que desencadenaron inestabilidades, provocando daños en las áreas urbanas de la época. Para alcanzar nuestro objetivo, se ha desarrollado un software basado en la metodología de Newmark (1965), la cual se ha modificado para contemplar la incertidumbre en los parámetros geotécnicos del suelo. La principal novedad del método consiste en que la susceptibilidad es ahora expresada en términos cuantitativos. Los resultados obtenidos se han comparado con la distribución espacial de infraestructuras viarias y diferentes usos del suelo.

El área de estudio

La zona de estudio ocupa la mayor parte de la cuenca de drenaje del río Serpis (Fig. 1), habiéndose descartado el sector más próximo a la desembocadura del río, de relieve llano. El núcleo urbano más importante es Alcoy, con más de 60.000 habitantes. Junto a él se encuentran las poblaciones de Cocentaina y Muro de Alcoy, que en conjunto representan la mayor parte de la población y de la actividad económica del área estudiada.

La cuenca de drenaje se ha desarrollado en su mayor parte sobre materiales del relleno de la cuenca neógeno-cuaternaria de Alcoy (Almela *et al.*, 1975; Martínez del Olmo *et al.*, 1975; García *et al.*, 1979; Colodrón *et al.*, 1981). Los límites de la zona de estudio corresponden a relieves mayoritariamente calizos y margocalizos del Prebético (sierras de la Solana – Benicadell, Mariola, Menechaor, Serrella, Alfaro y Gallinera), de edad Jurásico Superior – Paleógeno, que constituyen el basamento de la mencionada cuenca (Pirson d'Autrey, 1987). El relleno de la misma está formado por materiales del Mioceno hasta la actualidad. La cuenca mantuvo su carácter marino hasta el Mioceno superior en que se colmata (Viseras *et al.*, 2004), siendo desde entonces la sedimentación continental.

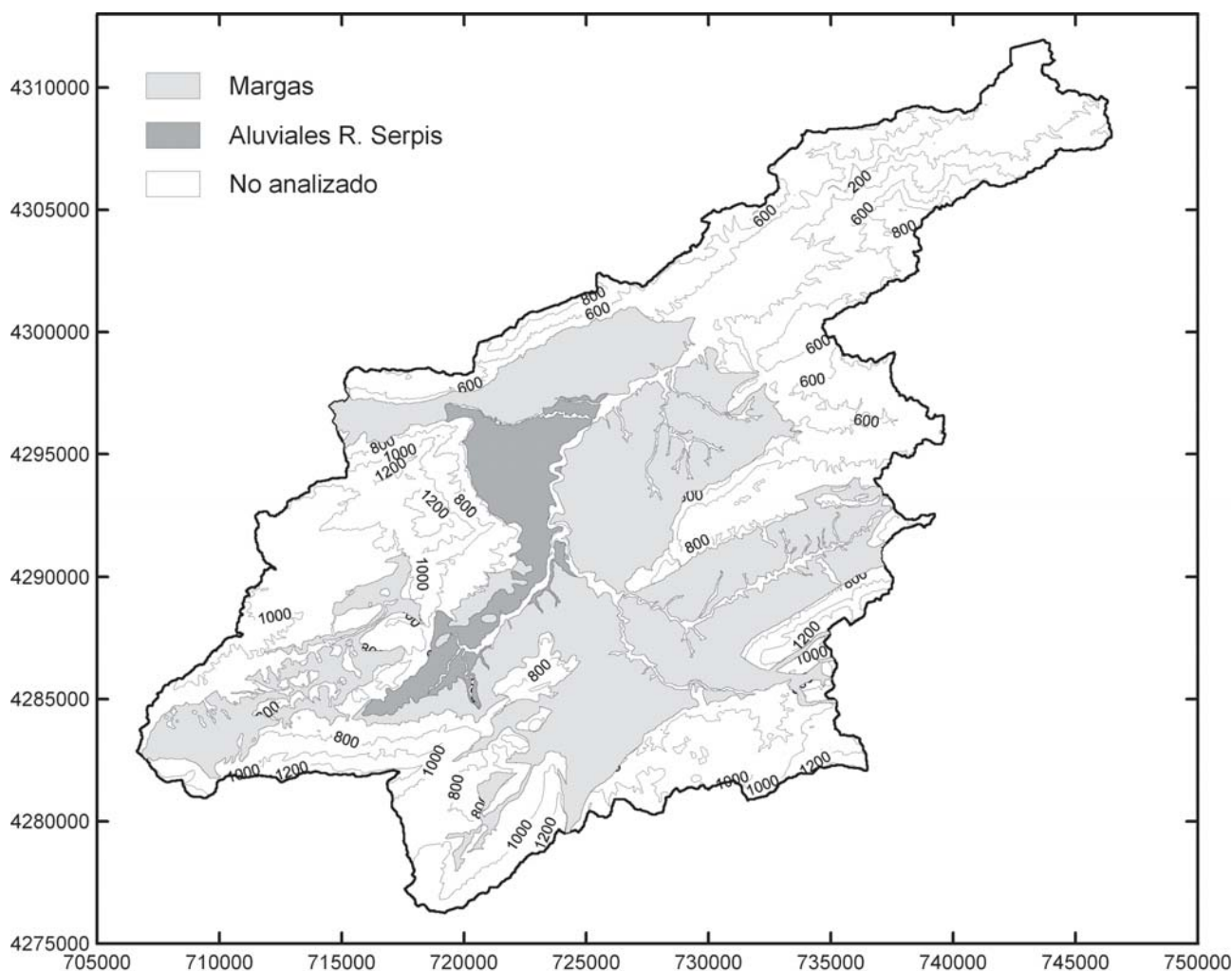


Figura 2.- Esquema geológico simplificado de los materiales analizados en la cuenca de drenaje del río Serpis.

Durante el Cuaternario la cuenca sufre un importante episodio erosivo, que da lugar a una notable incisión de la red fluvial y la formación de terrazas que han quedado colgadas a diversa cota respecto de los cauces actuales (Cuenca y Walter, 1995). Como resultado, en muchos puntos los fondos de los barrancos discurren sobre las margas marinas situadas bajo los depósitos continentales más jóvenes. Esta incisión es consecuencia tanto de una continuada elevación de la cuenca y relieves adyacentes (Goy *et al.*, 1989), que aumenta la capacidad erosiva de los ríos, como a una importante variación del nivel de base de la cuenca, consecuencia de su comunicación con el Mar Mediterráneo (IGME, 1985).

Dentro de los materiales presentes en la cuenca, hemos considerado dos grandes conjuntos (Fig. 2), por ser aquellos de los que se dispone de una amplia base de datos geotécnicos: las margas marinas de edad Mioceno, conocidas como *Tap*, y los aluviales del río Serpis, de edad Plioceno – Cuaternario. Sobre estos dos conjuntos se asientan todos los núcleos urbanos (y potenciales áreas de crecimiento) de la zona.

Las margas del *Tap* corresponden a una unidad de gran potencia (más de 1000 m según IGME, 1985) acumulada en una cuenca marina profunda. Se trata de

margas algo limosas, de tonos claros (blancos a beige claro), dispuestas en estratos de espesor muy variable. Actualmente representan la mayor parte de los afloramientos de la cuenca de drenaje.

Los sedimentos aluviales están constituidos por gravas, arenas, arcillas y limos en proporciones variables. En el sector al W de Muro de Alcoy existen abanicos aluviales que parten de los relieves de la sierra de Mariola (Figs. 1 y 2) y coalescen con las terrazas del río Serpis, resultando difícil en muchos casos cartografiar separadamente ambos conjuntos. Por ello hemos considerado conjuntamente ambos ambientes. Estos abanicos comprenden gravas, arcillas y limos, a veces cementados, de tonos rojizos. La acción de fallas normales en el borde oriental de la sierra de Mariola ha favorecido que estos sedimentos continentales adquieran una notable potencia en dicho sector de la cuenca.

Inestabilidades de ladera

Las laderas en el área de estudio se caracterizan por fuertes pendientes (Fig. 3), que sufren una importante erosión por la escorrentía superficial y fenómenos de inestabilidad de ladera.

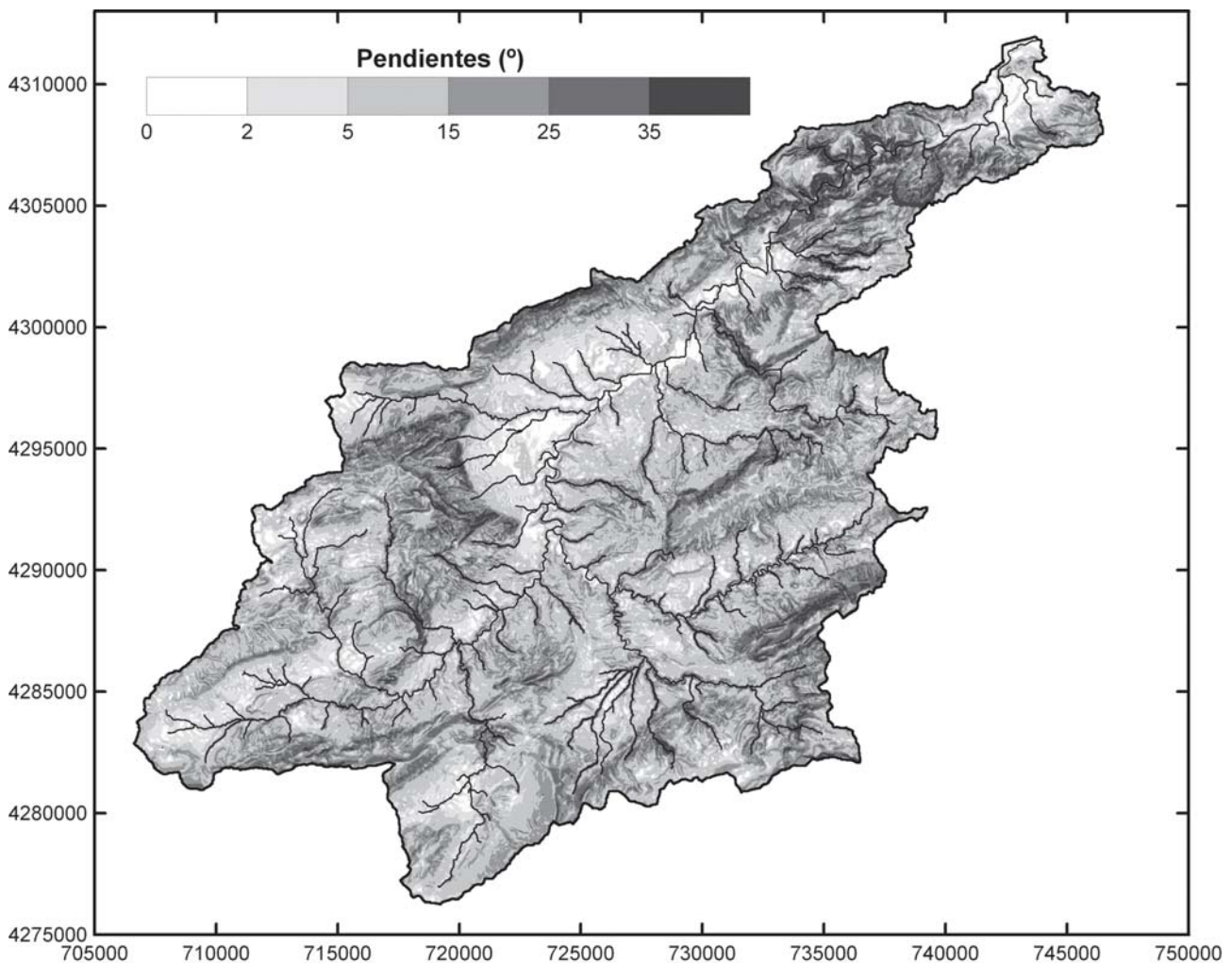


Figura 3.- Mapa de pendientes del área de estudio.

En un estudio de riesgos geológicos del término municipal de Alcoy, el IGME (1985) señaló que los movimientos más frecuentes son deslizamientos en suelos (margas del Tap y aluviales), con plano de rotura curvilinear, asociados a problemas de humedad puntual o generalizada, en el contexto del rejuvenecimiento geomorfológico de la región. Describen que las inestabilidades se originan frecuentemente por la incisión fluvial y erosión del pie de los taludes en áreas con pendientes tan bajas como 15°, siendo muy comunes los problemas de estabilidad cuando la pendiente excede de 25°, tanto en margas como en los aluviales. Señalan también la existencia de problemas de reptación de la capa más superficial de taludes, desprendimientos en escarpes rocosos y desplomes. Estos últimos tienen lugar en cantiles en conglomerados no excesivamente cementados o en materiales detríticos con matriz limoarcillosa.

La Roca (1990) analizó los principales elementos causantes de inestabilidades en los valles de Alcoy y cómo éstos condicionan la evolución del relieve. Su trabajo incluye una cartografía de inventario de inestabilidades. Hizo el análisis describiendo las inestabilidades de plano de rotura profundo separadamente de las superficiales. Las primeras son de grandes dimensiones (hasta centenares de metros de longitud por varios metros de espesor) e incluyen deslizamientos rotacionales, planares y complejos, que participan de las características de las dos tipologías anteriores, con una superficie de corte curva, pero no circular, y gran cantidad de movimiento planar. Representan una respuesta a largo plazo de las margas sujetas a descompresión tras la incisión lineal y formación de barrancos. Su ocurrencia está condicionada por la energía del relieve, la estructura de los materiales (buzamiento hacia el exterior de la ladera) y la fracturación que afecta a estos materiales. Señala, al igual que en IGME (1985), que las grietas de desecación que se forman en las margas tras periodos secos facilitan el acceso del agua de lluvia a niveles profundos del suelo, incentivando el desencadenamiento o la reactivación de inestabilidades. Las inestabilidades superficiales son más frecuentes pero de menor tamaño, siendo comúnmente deslizamientos, desprendimientos y flujos que se inician por la formación de grietas de tracción a pocos metros de cantiles o de los escarpes de movimientos profundos, así como en la parte cóncava de meandros. Posteriormente, tras periodos de precipitaciones abundantes, el agua infiltrada actúa desencadenando el movimiento. Éste suele comenzar como deslizamiento o como caída, para pasar a flujo.

García Mayordomo (1998) definió áreas de potencial riesgo de deslizamientos basándose en los umbrales de pendiente establecidos por el IGME (1985), clasificando como de riesgo moderado aquellas áreas con pendientes comprendidas entre 10 y 20°, y de riesgo alto cuando son superiores a 20°. Este autor analiza además, aplicando el método de Newmark

(1965), la estabilidad en condiciones dinámicas de dos taludes tipo, con pendientes y longitudes de 10°/100 m y 20°/50 m, respectivamente, obteniendo que aceleraciones de 0.12g son suficientes para activar inestabilidades en ambos casos.

Más recientemente, la COPUT (1998) publicó un mapa de «riesgo de deslizamientos y desprendimientos» de toda la Comunidad Valenciana, elaborado a partir de la yuxtaposición de los principales factores condicionantes (litología, estructura, pendiente y morfología de laderas, etc.) y de rasgos que permiten identificar y evaluar las zonas inestables. Define cuatro zonas: riesgo de deslizamiento bajo/medio/alto y zonas de desprendimientos. En el área de estudio, las laderas de muchos de los valles de los ríos son catalogadas como de riesgo medio/alto, consecuencia de sus altas pendientes. Este hecho es especialmente importante en los barrancos en margas de la mitad S de la cuenca. Destacar que según esta cartografía, una parte no despreciable del casco urbano de Alcoy quedaría dentro de las anteriores categorías. Con posterioridad, la COPUT (1999a) publicó un orden por el cual se declaraba la anterior cartografía de obligada observancia en la redacción de planes urbanísticos o territoriales en el ámbito de la Comunidad Valenciana.

Finalmente, Van Beek (2002) y Van Beek y Van Asch (2004) modelizaron el comportamiento de los taludes en un barranco situado al NE de Alcoy, investigando el efecto que cambios ambientales (precipitaciones) y de uso del suelo (abandono de cultivos) pueden tener en la estabilidad general del área investigada. Para tal fin emplearon un modelo físico, hidrológico-geotécnico, que considera que la rotura de los taludes obedece a rotura plana en un talud infinito y estimaron la cantidad de agua que se infiltra en el subsuelo después de un periodo de lluvias, la cual modifica el estado de esfuerzos en el medio. Los resultados que obtuvieron indican una probable disminución en la ocurrencia de inestabilidades como consecuencia del abandono de cultivos, consecuencia de la mayor evapotranspiración que tendría lugar con una vegetación semi-natural.

Sismicidad y movimientos de ladera

El área de estudio está afectada por una sismicidad dispersa caracterizada por una baja tasa de actividad y terremotos con magnitud de baja a moderada. Sólo se tiene constancia de eventos causantes de daños significativos en la época histórica (Martínez Solares y Mezcuca, 2002): terremotos de Tabernes de Valldigna (I = VIII-IX, ocurrido el 18 de Diciembre de 1396), de Alcoy (VII-VIII, el 2 de Diciembre de 1620), de Muro de Alcoy (VIII, el 19 de Junio de 1644), y de Estubeny (IX, el 23 de Marzo de 1748).

Peláez y López Casado (2002) han calculado la peligrosidad sísmica de la región utilizando el método de la sismicidad suavizada espacialmente, inicialmente

propuesto por Frankel (1995). Éste es apropiado para modelar la sismicidad que no se puede asignar directamente a fallas activas concretas, como ocurre no sólo en la zona de estudio, sino en la mayor parte de España. Los valores obtenidos por estos autores de aceleración horizontal máxima esperada varían entre 0.10g y 0.21g para un periodo de retorno de 475 años. Se trata de valores típicos de regiones con peligrosidad sísmica moderada.

Aunque, como se ha dicho, la sismicidad es de magnitud baja a moderada, son conocidos casos de inestabilidades desencadenadas por terremotos en el pasado (Fig. 4). El terremoto ocurrido en Alcoy el 2 de Diciembre de 1620 (VII-VIII) desencadenó inestabilidades que afectaron a las márgenes de los ríos Molinar y Barchel a su paso por Alcoy. Según los datos recopilados por IGME (1985) e ITGE (1990), hubo un

deslizamiento en el cerro denominado Cantagallet (actual «deslizamiento del Molinar») y una parte de la calle Virgen María se desplomó sobre el cauce del río Barchel. Dávila (1990) también hacía referencia a esta inestabilidad, y señala que una calle entera, situada entre la actual calle San Miguel y el río Molinar, cayó sobre éste.

La magnitud estimada para este evento, a partir de las relaciones entre intensidad epicentral y magnitud de López Casado *et al.* (2000), es de 4.9 m_b / 4.6 M_s . Partiendo de este valor, y utilizando las relaciones de atenuación de Ambraseys *et al.* (1996), la aceleración horizontal estimada del terreno pudo variar entre 0.13g y 0.08g, para distancias comprendidas entre 5 y 10 km de la ruptura.

En IGME (1985) se citan, además, dos inestabilidades reactivadas en Alcoy por el terremoto

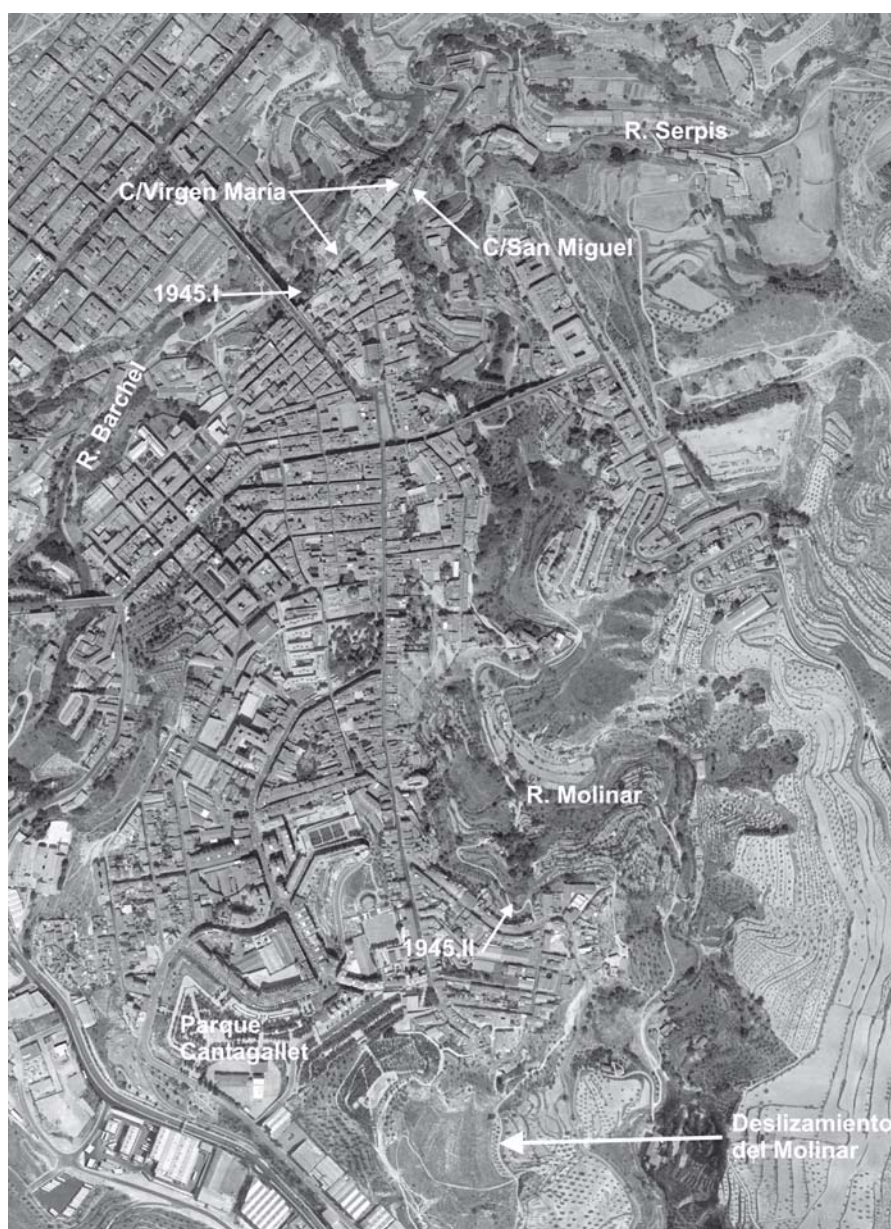


Figura 4.- Localización de las zonas que han sufrido inestabilidad durante terremotos históricos en el casco urbano de Alcoy (ver texto).

de Onteniente (VII, $m_b = 4.8$), ocurrido el día 1 de Julio de 1945 (Fig. 4). Una de ellas coincide con el entorno de la inestabilidad que afectó a la calle Virgen María durante el evento de 1620 (señalada como 1945.I en la figura 4), mientras que la otra había sido desencadenada por la erosión del río Molinar al pie del talud correspondiente (1945.II en la figura 4). En Alcoy, la aceleración horizontal estimada del terreno para este evento pudo variar entre 0.07g y 0.04g, para distancias comprendidas entre 10 y 20 km de la ruptura.

Propiedades geotécnicas de los suelos

La caracterización geotécnica de los materiales se ha hecho a partir de datos provenientes de estudios geotécnicos realizados por laboratorios que están acreditados por la Generalitat Valenciana en el área de geotecnia, de informes geotécnicos disponibles en administraciones públicas, y de muestras inalteradas tomadas específicamente para la ocasión. Se han consultado un total de 129 informes geotécnicos que incluyen 263 sondeos, con profundidades de investigación comprendidas entre 8 y 42 m, y contenían 1130 actas de ensayos geotécnicos normalizados realizados sobre muestras inalteradas. Para este trabajo no se han utilizado datos de catas ni ensayos de penetración.

Los parámetros resistentes del terreno proceden fundamentalmente de dos tipos de ensayos. La resistencia al corte en presiones efectivas se ha obtenido a partir de ensayos de corte directo en su modalidad «consolidado-drenado» (CD). La resistencia al corte en presiones totales ha sido determinada a partir de ensayos de compresión simple (Q_u) y de la conocida relación existente entre ésta y la resistencia al corte sin drenaje (S_u): $S_u = \frac{1}{2}Q_u$ (Smith y Smith, 1998). En la base de datos se incluyen además 5 ensayos triaxiales CD, cuyos resultados se han añadido a los procedentes del corte directo, y dos triaxiales «no consolidado-no drenado» (UU), incluidos junto con los procedentes de compresiones simples.

Adicionalmente se tomaron 14 muestras inalteradas. Para ello se empleó un sacatestigos marca Eijkelkamp. Éste posee una cabeza de acero con un anillo interior de 84x80 mm, donde queda retenida la muestra de suelo.

El procedimiento de muestreo implicó una limpieza superficial del terreno, mediante pala, de entre 30 y 50 cm. Posteriormente se perforó el terreno con una barrena hasta 1 - 1.5 m de profundidad. A continuación se introdujo el tomamuestras, se clavó en el terreno mediante golpeo y extrajo mediante un gato hidráulico, con la muestra inalterada alojada en su interior. El proceso se repitió hasta tener cuatro muestras de cada punto (tres para ensayar y una de reserva). Las mismas fueron transportadas a Alicante y conservadas en la cámara húmeda que la empresa ITC S.A. (laboratorio acreditado por la Generalitat Valenciana en el área de geotecnia) posee, hasta su posterior ensayo. El mismo se realizó a una velocidad de 0.007 mm/min para asegurar una deformación de la muestra en condiciones drenadas (ensayo CD).

Un resumen de las propiedades de estas unidades se presenta en las figuras 5 y 6, así como en la tabla I. Las margas se caracterizan por ser suelos finos, de plasticidad media a alta (CL y CH). Estas margas muestran cierta expansividad al adquirir humedad, sufriendo retracción al perderla, lo que les confiere un aspecto fragmentado en la superficie del terreno. Son frecuentes las inclusiones de nódulos y de niveles carbonáticos. El contenido en arena es bajo, siendo más común encontrar niveles arenosos (areniscas muchas veces) dentro de las margas. Los materiales se presentan en coloraciones variadas, desde el gris blanquecino al ocre. Mineralógicamente, los suelos están constituidos mayoritariamente (entre 45 y 85%) por carbonatos (IGME, 1985; Seller, 2004).

Respecto a su resistencia al corte, los ángulos de rozamiento interno medidos en presiones efectivas (F') son mayoritariamente entre 24° y 30° (Fig. 5). Estas margas presentan una cierta sobreconsolidación, lo que da lugar a que la cohesión medida en ensayos drenados (o en presiones efectivas, c') no sea nula. La resistencia al corte sin drenaje (S_u) presenta un amplio espectro de variación (Fig. 6). A partir de los datos disponibles se detecta que a unos 7 m de profundidad se produce un incremento notable en la resistencia al corte, con la mayoría de las muestras mostrando valores resistentes por encima de 200 kPa, con máximos de 3.5 MPa. Esta profundidad coincide, aproximadamente, con la superficie de rotura de movimientos profundos en la zona (IGME, 1985). Por encima de esta profundidad,

Grupo	Densidad aparente (kg/m^3)			ϕ' ($^\circ$)			c' (kPa)			S_u (kPa)		
	Med.	Mín.	Máx.	Med.	Mín.	Máx.	Med.	Mín.	Máx.	Med.	Mín.	Máx.
Margas*	1960	1590	2325	29.8	18.5	42.1	27.2	0.0	80.4	139.9	19.6	436.1
	(120)			(53)			(53)			(57)		
Aluvial	1940	1330	2270	30.5	20.0	40.0	9.5	0.0	51.6	77.7	16.2	274.4
	(135)			(44)			(44)			(67)		

Med: Valor medio; Mín: Valor mínimo; Máx: Valor máximo. Entre paréntesis se indica el número de resultados de ensayo utilizados en cada caso. (*) Propiedades de muestras tomadas entre 0 y 7 m de profundidad.

Tabla I.- Propiedades geotécnicas de los materiales analizados.

los valores máximos observados de S_u en las margas no llegan a 500 kPa, siendo lo más frecuente que estén comprendidos entre 20 y 200 kPa (Fig. 6).

Los sedimentos aluviales se caracterizan por su heterogeneidad, predominando las granulometrías más gruesas en los bordes de la cuenca y en paleocanales. En el resto los sedimentos son más finos, fundamentalmente limos arenosos y arcillas arenosas de baja plasticidad con frecuentes niveles de arena y/o grava. Estos finos confieren cierta cohesión a los materiales, a veces también por precipitación de carbonatos, lo que permite observar taludes con pendientes superiores a 45° , lo cual no sería posible si el material fuera granular sin cohesión. Los parámetros resistentes que presentamos a continuación pertenecen a estos sedimentos más finos, mucho más frecuentes, que las granulometrías gruesas. Los materiales presentan coloraciones rojizas, a veces marrones. En la parte más superficial se pueden reconocer niveles encostrados (caliche), si bien la distribución de éstos es muy irregular. El ángulo de rozamiento interno medido en presiones efectivas (F') presenta cierta variabilidad, pero con una distribución centrada aproximadamente en 30° . La cohesión (c') es prácticamente nula (Fig. 5). Su resistencia al corte sin drenaje (S_u) es algo menor que en

las margas, estando comprendidas el 95% de las muestras entre 16 y 150 kPa (Fig. 6), sin sufrir incremento significativo con la profundidad, lo cual es lógico puesto que se trata de materiales poco cohesivos y no se encuentran sobreconsolidados.

Métodos para la zonación del territorio en condiciones dinámicas

Los estudios realizados a escala regional sobre terremotos como agentes desencadenantes de inestabilidades no han sido frecuentes (Crozier y Glade, 2005). Ha sido a partir de terremotos recientes, como los de Irpinia (Italia) en 1980 (Wasowski *et al.*, 2002), Whittier Narrows y Superstition Hills (USA) en 1987 (Harp y Wilson, 1995), Loma Prieta (USA) en 1989 (Keefer, 2000), Northridge (USA) en 1994 (Harp y Jibson, 1995, 1996; Parise y Jibson, 2000), Umbría – Marche (Italia) en 1997 (Esposito *et al.*, 2000; Luzi y Pergalani, 2000; Marzorati *et al.*, 2002) y Chi-Chi (Taiwan) en 1999 (Khazai y Sitar, 2003), cuando se ha podido disponer de un conjunto completo de datos sobre este problema: inventario de inestabilidades desencadenadas específicamente por el terremoto,

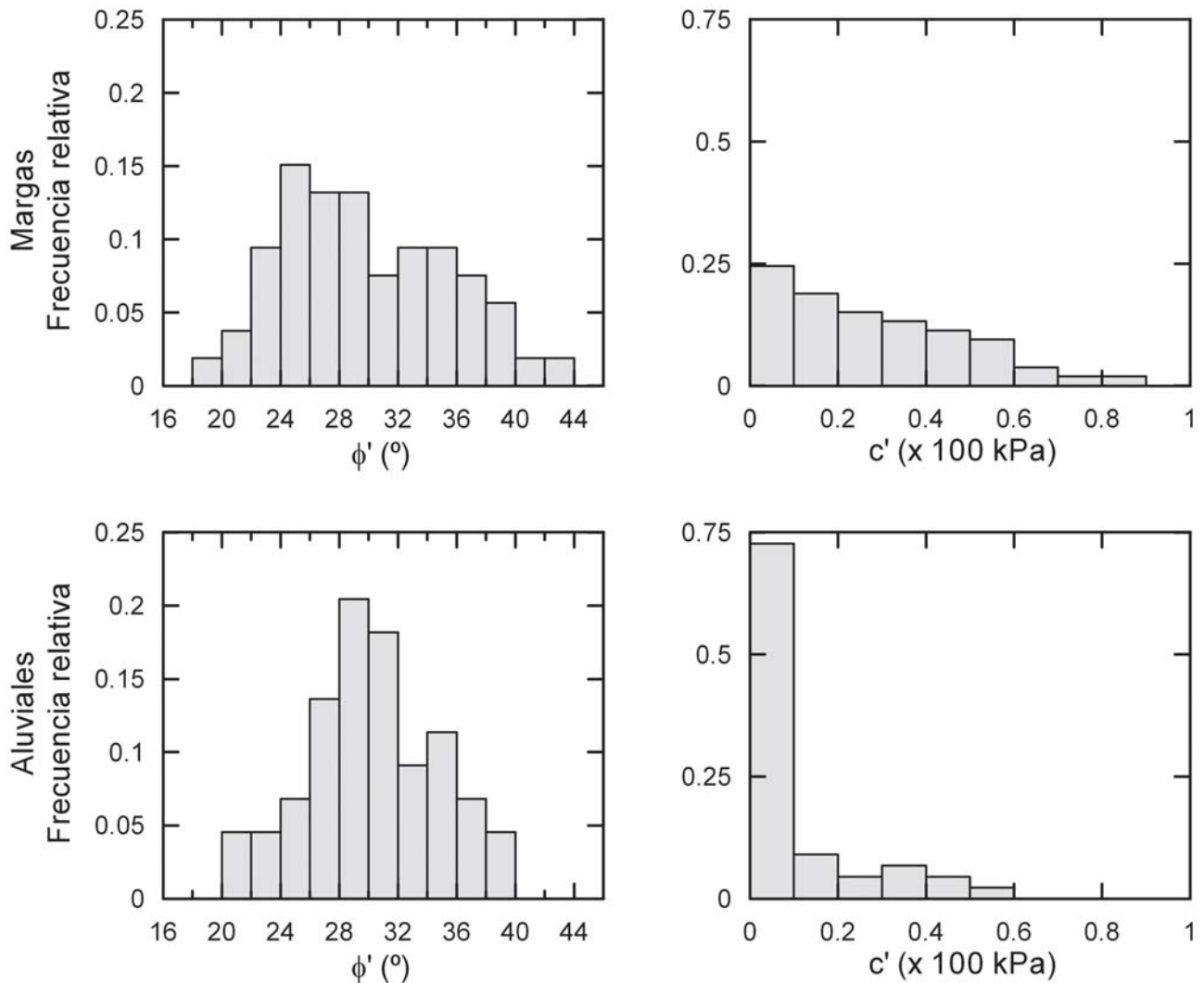


Figura 5.- Parámetros resistentes en presiones efectivas de los materiales analizados.

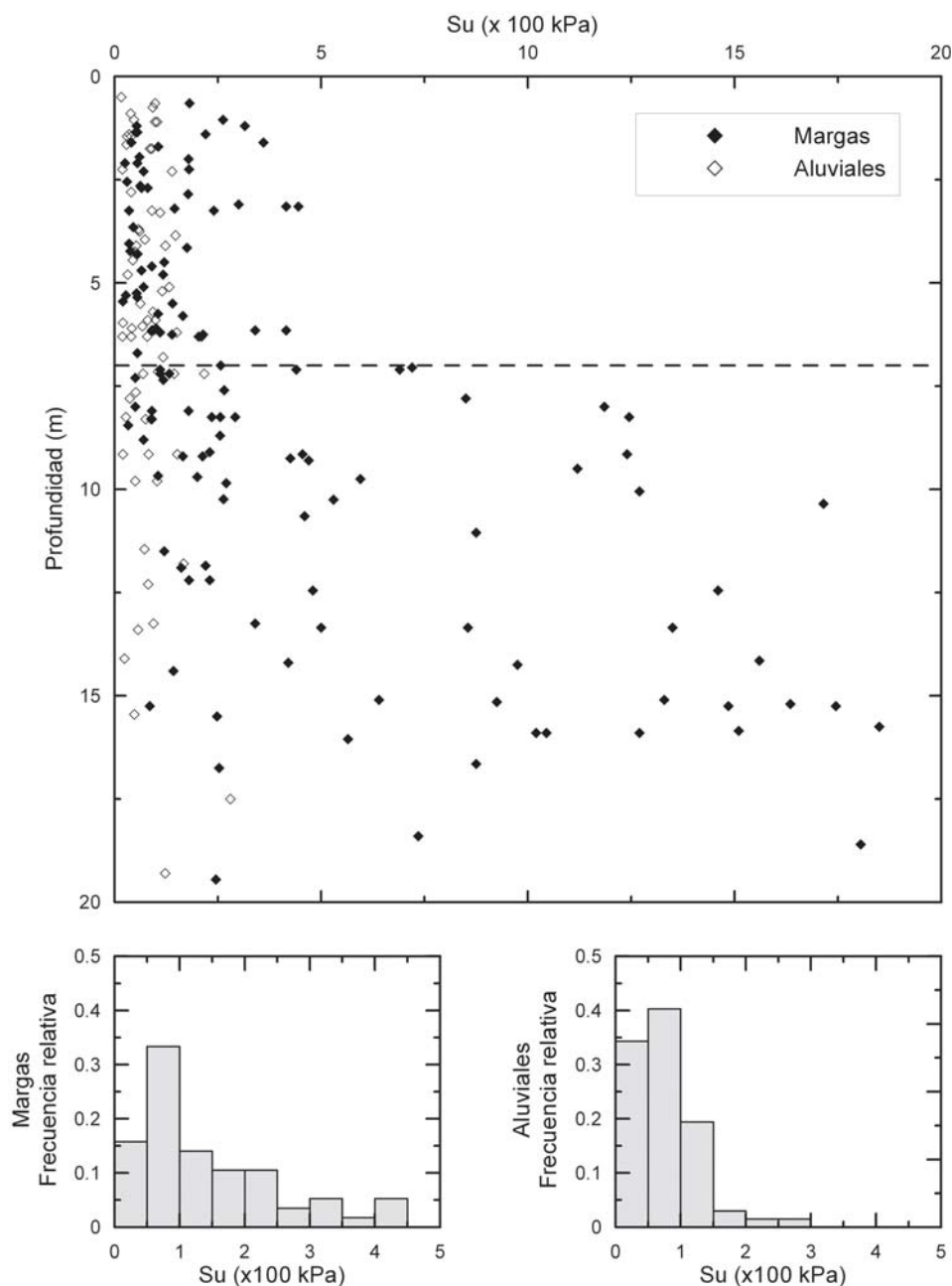


Figura 6.- Parámetros resistentes en presiones totales de los materiales analizados. El histograma de frecuencias de las margas corresponde a muestras tomadas entre 0 y 7m de profundidad.

parámetros de movimiento del suelo durante el evento, etc. A partir de esta información se realizaron análisis de distribución espacial de inestabilidades en función de diversos elementos del medio (pendiente, litología, etc.) y de la sacudida (aceleración, intensidad Arias, etc.) en sistemas de información geográfica (SIG). Así, se ha observado que la mayoría de las inestabilidades desencadenadas corresponden a deslizamientos superficiales y desprendimientos, en pendientes pronunciadas, cuyo movimiento frecuentemente implica la desorganización de la masa desplazada, y que es mucho más frecuente el desencadenamiento de nuevas inestabilidades que la reactivación de preexistentes.

Estos datos han servido, además, para establecer relaciones empíricas entre la ocurrencia de las inestabilidades y los factores desencadenantes,

ayudando a desarrollar metodologías para elaborar cartografías de riesgos. Dichas metodologías toman como base, en general, el método desarrollado por Newmark (1965), que se describe a continuación.

El Método de Newmark

Newmark (1965) propuso una metodología para analizar el comportamiento de taludes de presas de tierra durante terremotos. En ella se modeliza el talud como un bloque rígido que puede deslizar a lo largo de un plano situado en su base. Durante un terremoto, la aceleración del mismo es tratada como una fuerza desestabilizadora más que actúa en dicho bloque (análisis pseudo-estático). Para cierto valor de aceleración, llamado aceleración crítica A_c , se alcanza

una situación de equilibrio límite entre las fuerzas resistentes del material (resistencia al corte) y las desestabilizadoras (componente paralela al talud del peso del bloque más la aceleración del terremoto). Numéricamente, Ac es igual a:

$$(1) \quad Ac = (FS - 1)g \sin \alpha$$

donde FS es el factor de seguridad del talud en condiciones estáticas, g la aceleración de la gravedad, y α la pendiente del talud. Dicho factor es calculado considerando el caso de rotura plana en un talud infinito:

$$(2) \quad FS = \frac{c' + (\gamma - m\gamma_w)z \cos \alpha \tan \phi'}{\gamma z \sin \alpha}$$

donde ϕ' es el ángulo de rozamiento interno en presiones efectivas del terreno, c' la cohesión efectiva, γ el peso específico del terreno (densidad por gravedad), γ_w el peso específico del agua, m el porcentaje de columna de terreno inestable situada bajo el nivel freático y z la profundidad de la superficie de rotura, medida perpendicularmente a la superficie del terreno.

Posteriormente, mediante doble integración del acelerograma registrado durante el terremoto (o de diseño, caso de no existir éste) se calcula el desplazamiento permanente acumulado (o desplazamiento de Newmark, Dn) que se produce en el bloque rígido cada vez que la aceleración debida al terremoto excede el valor de Ac . Una vez finalizado el cálculo, se debe juzgar si el desplazamiento acumulado es significativo o no para producir inestabilidad. Es decir, aunque durante un terremoto se exceda Ac y se produzca un cierto desplazamiento de la masa, no necesariamente se debe producir la rotura del talud. Esto diferencia a esta metodología de un análisis pseudo-estático clásico.

Este método considera diversas simplificaciones del problema. Entre ellas cabe señalarse que considera que la masa potencialmente inestable no sufre deformación interna, ni experimenta desplazamientos permanentes cuando es sometida a aceleraciones inferiores a Ac . Otras simplificaciones son que considera que la resistencia al corte del terreno en condiciones estáticas y dinámicas son iguales, no contempla el efecto que la presión de poros inducida por la sacudida pueda tener en las propiedades resistentes del material y, por último, considera que Ac es independiente del nivel de deformación inducida en el terreno y es, por tanto, constante a lo largo del análisis (Newmark, 1965; Chang *et al.*, 1984; Ambraseys y Menu, 1988). No obstante, ensayos en laboratorio (Goodman y Seed, 1966) y retrospectivos (Wilson y Keefer, 1983; Jibson y Keefer, 1993) confirman que este método permite una buena estimación del desplazamiento de la masa inestable si se conoce bien la geometría del talud, sus

propiedades geotécnicas y el movimiento del terreno inducido por el terremoto. El método se había aplicado sobre todo al análisis de inestabilidades concretas, si bien algunos autores lo aplicaron con éxito en la zonación del territorio (Luzi y Pergalani, 1996).

Más recientemente, Jibson *et al.* (1998, 2000) han adaptado el método de Newmark para su uso en análisis regionales y elaboración de cartografías de peligrosidad. Estos autores tomaron como base el inventario de inestabilidades desencadenadas por el terremoto de Northridge (17/01/1994, $M_s = 6.7$) en un sector al NW de la ciudad de Los Ángeles (USA) y los acelerogramas registrados de tal evento. En este sector, las inestabilidades consistían mayoritariamente en desprendimientos y deslizamientos en roca y suelos. Realizando un análisis de Newmark con los registros de aceleración, obtuvieron una relación empírica entre Dn , Ac y la llamada intensidad de Arias, IA (Arias, 1970). Esta última es una medida de la energía total absorbida por el terreno determinada a partir del acelerograma registrado:

$$(3) \quad IA = \frac{\pi}{2g} \int_0^{t_0} a^2(t) dt$$

en donde g es la aceleración de la gravedad, t_0 la duración total del acelerograma y $a(t)$ la aceleración del terreno.

A partir de los parámetros Ac e IA , el desplazamiento de Newmark Dn viene dado por la expresión:

$$(4) \quad \log D_n = 1.521 \log IA - 1.993 \log Ac - 1.546$$

donde Dn está expresado en cm, IA en m/s y Ac en g's. La desviación estándar del modelo es de 0.375 y su coeficiente de correlación R^2 es 0.83. Una expresión equivalente obtuvo Romeo (2000) a partir de datos de aceleración de Italia, mientras que Luzi y Pergalani (1999) propusieron hasta seis expresiones diferentes, cada una válida para un cierto rango de Ac .

Analizando la relación entre Dn y la presencia/ausencia de inestabilidades, Jibson *et al.* (1998, 2000) obtuvieron una expresión para calcular la probabilidad de rotura del talud, que es la base de sus cartografías de peligrosidad. Wilson y Keefer (1985) propusieron caracterizar las condiciones de inestabilidad en términos de superación de valores umbral de Dn para diversas tipologías de inestabilidad: 10 cm para movimientos denominados coherentes y 2 cm para movimientos en masas desorganizadas.

En la ecuación 4, IA representa la contribución del terremoto como elemento desencadenante, de manera que al aumentar, mayor es el desplazamiento Dn resultante. Keefer y Wilson (1989) sugieren valores de IA a partir de los cuales se producen inestabilidad: 0.11

m/s para deslizamientos y desprendimientos superficiales, 0.32 m/s para deslizamientos rotacionales y flujos en suelos, y para deslizamientos traslacionales en roca, y 0.54 m/s para extensión lateral.

Por su parte, Ac es un parámetro que reduce el desplazamiento: a igual valor de IA , cuanto más elevada sea Ac , menor será Dn . En consecuencia, es una expresión de la capacidad de la ladera para resistir la sacudida y depende exclusivamente de su geometría (pendiente) y de las propiedades geotécnicas del material que la constituye (ecuaciones 1 y 2). Se trata, por tanto, de un parámetro que describe las propiedades intrínsecas de la ladera y no depende del escenario sísmico. Es por ello que Ac constituye el parámetro más apropiado para expresar la susceptibilidad o propensión de las laderas a sufrir/resistir inestabilidad en condiciones dinámicas (Wilson y Keefer, 1985; Jibson *et al.*, 2000; Luzi y Pergalani, 2000).

Esta metodología es la utilizada para cartografía de riesgos en California (CDC-DMG, 1997; Blake *et al.*, 2002) y en Italia (Luzi y Pergalani, 2000; Carro *et al.*, 2003). Igualmente, se ha empleado para el análisis de inestabilidades locales (Murphy y Mankelov, 2004). Es importante señalar que, dado que para la obtención de la relación representada por la ecuación 4 se emplearon datos de deslizamientos y desprendimientos, a esta metodología se la considera válida para analizar inestabilidades que ocurren a lo largo de superficies de rotura bien definidas (Luzi y Pergalani, 2000).

Además de esta metodología, diversos autores han propuesto otras (Lin, 1991; Mora y Vahrson, 1994; Al-Hamoud y Tahtamoni, 2001; entre otros), aunque su utilización por la comunidad científica ha sido menor.

Variaciones sobre la metodología de Newmark

Sobre la base del método simplificado de Newmark propuesto por Jibson *et al.*, (1998, 2000), otros autores han formulado modificaciones al objeto de introducir nuevos elementos, no contemplados inicialmente, o centrarse en determinados aspectos. Es el caso del trabajo de Miles y Ho (1999), que analizaron un hipotético escenario sísmico en el área de San Francisco (USA) implementando una función de Green para generar acelerogramas sintéticos en cada punto del territorio analizado, de los cuales determinaron IA y Dn . Los resultados obtenidos fueron comparados con los proporcionados por el método de Jibson *et al.*, (1998, 2000), resultando ser similares ambos.

Luzi *et al.*, (2000) presentaron dos novedades en un análisis de «vulnerabilidad de laderas» centrado en determinar la Ac de los taludes en la cuenca de drenaje del río Serchio (Italia). Una de ellas consistía en un procedimiento «semicuantitativo» para determinar el valor regional de m que interviene en la ecuación 2, mientras que la otra era analizar la incertidumbre inherente a los datos geotécnicos, dado que al tratarse de un estudio regional era obvio que las propiedades

geotécnicas no iban a ser constantes en el espacio. Para ello emplearon métodos de simulación estadísticos (Monte Carlo y FOSM -Primer-orden segundo-momento-). No obstante, en trabajos posteriores no han vuelto a emplear tales modificaciones, aunque señalan la conveniencia de considerar la variabilidad de las propiedades geotécnicas (Luzi y Pergalani, 2000; Carro *et al.*, 2003).

Del Gaudio *et al.*, (2003) y Del Gaudio y Wasowski (2004) estudiaron la peligrosidad de inestabilidades desencadenadas por terremotos desde un punto de vista estrictamente sísmológico. Para ello hicieron uso de los valores umbral de Dn propuestos por Wilson y Keefer (1985) y de IA obtenidos por Keefer y Wilson (1989). De esta forma, de las tres variables que intervienen en la ecuación 4, dos de ellas quedan establecidas, restando la tercera (Ac) como único elemento a determinar, la cual calcularon según modelos habituales en peligrosidad sísmica.

Peláez *et al.*, (2005) realizaron, por su parte, un análisis de peligrosidad sísmica en términos de IA para delimitar su valor esperado con un 10% de probabilidad de excedencia en 50 años (o periodo de retorno de 475 años) en el SE de España. Los resultados obtenidos muestran las zonas donde son esperados valores superiores a los umbrales establecidos por Keefer y Wilson (1989), quedando la mayor parte del área de estudio (N de la provincia de Alicante) caracterizada por valores esperados de entre 0.11 y 0.32 m/s.

Análisis probabilista de las propiedades geotécnicas

En su concepción original, el método de Newmark considera un valor constante para cada parámetro de la ladera que interviene en el cálculo de Ac (o de Dn). Se trata, por ello, de un análisis determinista. La pendiente de la ladera a puede considerarse como un parámetro constante, sin embargo, las propiedades geotécnicas se caracterizan por una variabilidad natural, existiendo una cierta incertidumbre acerca de cuál es el valor representativo cuando se trabaja en un área extensa. En este sentido, son muy explícitos los trabajos de Murphy *et al.*, (2002) y Murphy y Mankelov (2004), que ponen de manifiesto las limitaciones de los métodos deterministas en el cálculo de estabilidad de taludes en condiciones dinámicas, así como la necesidad de contemplar la variabilidad intrínseca de las propiedades geotécnicas.

Como se ha señalado anteriormente, Luzi *et al.*, (2000) introdujeron en su análisis la variabilidad en las propiedades geotécnicas mediante una simulación estadística. Un procedimiento similar fue descrito por Capolongo *et al.*, (2002) y por Refice y Capolongo (2002). Estos autores consideraron que todas las propiedades geotécnicas que intervienen en el cálculo de FS (ecuación 2) eran variables aleatorias que se podían describir mediante funciones de distribución de probabilidad b . Esta función resulta apropiada para

representar la variabilidad de las propiedades geotécnicas por su sencillez y, además, por ser una distribución acotada superior e inferiormente, lo que evita la aparición de valores sin significado geotécnico (negativos o muy elevados), como sucede cuando se utilizan otras funciones de distribución como la normal o la semilogarítmica (Hammond *et al.*, 1992; Murphy *et al.*, 2002). Mediante una simulación Monte Carlo generaron N valores aleatorios (según la función b) de cada propiedad geotécnica, los cuales fueron introducidos en las Ecs. 1 a 4 para calcular, sucesivamente, FS , Ac y Dn .

Una simulación Monte Carlo implica el uso de números generados aleatoriamente y el concepto de probabilidad para solucionar problemas complejos, en donde existe un nivel elevado de incertidumbre en los parámetros que intervienen en el análisis o para modelar un atributo que no puede ser muestreado o medido directamente pero que se puede expresar como una función matemática de propiedades que se pueden medir o describir. En el caso que nos ocupa, la estabilidad de una ladera, la simulación consiste en reemplazar los valores medios de las propiedades geotécnicas que intervienen en el cálculo de FS , por variables aleatorias que pueden tomar cualquier valor dentro de un cierto rango definido por una función de densidad de probabilidad. El tipo de función, así como los parámetros que la definen, se establece a partir de una muestra amplia de datos experimentales (parámetros de corte, densidad, etc.). La simulación Monte Carlo resulta, por ello, muy adecuada para controlar la incertidumbre en los parámetros empleados en los cálculos. Como contrapartida, el uso correcto de esta metodología requiere partir de un buen conocimiento de las variables a modelar para un ajuste correcto de las funciones de distribución con las que se describirán a tales variables (Hammond *et al.*, 1992; Alejano Monge, 2003). Adicionalmente, los análisis regionales de estabilidad se realizan en SIGs, los cuales no incorporan algoritmos apropiados para realizar esta simulación, lo cual requiere el uso de rutinas externas al SIG.

Este es el procedimiento que se ha empleado en este trabajo para calcular la susceptibilidad de las laderas a sufrir inestabilidades inducidas por terremotos.

Aplicación

El método de Newmark ofrece las herramientas necesarias para la realización de diversos tipos de cartografía de estabilidad de laderas en condiciones dinámicas. Los parámetros clave son Ac y Dn . Como se ha indicado anteriormente, Dn depende, además del propio valor de Ac , de características de la sacudida, las cuales están controladas por el escenario sísmico: magnitud del terremoto, distancia de la ruptura al área de estudio, etc. En cambio Ac es un parámetro intrínseco del talud y no depende del escenario sísmico, siendo el parámetro más apropiado para expresar la

susceptibilidad o propensión de las laderas a sufrir inestabilidad en condiciones dinámicas. En este trabajo se hará un estudio exclusivamente de este parámetro.

Para evaluar Ac hemos utilizado el método de Newmark pero incluyendo, además, la variabilidad (o incertidumbre) de las propiedades geotécnicas que intervienen en el mismo de la misma forma que hicieron Capolongo *et al.*, (2002) y Refice y Capolongo (2002). Para ello se aplica el modelo de talud infinito para calcular el factor de seguridad de la ladera. Como se ha comentado previamente, diversos autores lo han aplicado para analizar las inestabilidades de diverso tipo desencadenadas por terremotos, observándose que es válido para analizar inestabilidades que ocurren a lo largo de superficies de rotura bien definidas, lo cual es un rasgo frecuente y común a muchas de las inestabilidades observadas en la zona de estudio (IGME, 1985; La Roca, 1990). A este respecto, Luzi *et al.*, (2000) señalan que para análisis de media escala (carácter regional) no es apropiado el uso de modelos más sofisticados, dado que la geometría de las inestabilidades a tal escala no está bien definida. Este modelo, por otra parte, ya había sido aplicado para analizar una parte de la zona de estudio (Van Beek, 2002; Van Beek y Van Asch, 2004).

El trabajo realizado ha implicado las siguientes etapas:

1. Obtención y rasterización de las cartografías básicas: mapas de pendiente y litológico.
2. Análisis Monte Carlo para generar las propiedades geotécnicas asociadas a cada unidad litológica, incorporando las incertidumbres en su valor.
3. Cálculo de Ac a nivel de píxel y de la probabilidad de que dicha Ac sea menor o igual que cierto valor umbral de aceleración.

Respecto de la primera etapa, se ha empleado la cartografía geológica correspondiente a las hojas geológicas número 795, 820, 821 y 847 (escala 1:50000) publicadas por el IGME (Almela *et al.*, 1975; Martínez del Olmo *et al.*, 1975; García *et al.*, 1979; Colodrón *et al.*, 1981; Fig. 2) y digitalizadas por la COPUT (1998). Con respecto a los datos topográficos (Figs. 1 y 3), actualmente los hay disponibles a diversas escalas (1:25000, 1:10000, 1:5000 e incluso 1:500 para los núcleos urbanos). Estas escalas permiten trabajar con píxeles cuyo tamaño varía desde 25mx25m (1:25000) hasta 0.5mx0.5m (1:500). Para el presente trabajo se ha utilizado la escala más pequeña (1:25000) al objeto de adaptar las diversas cartografías a una resolución espacial similar, tal y como recomiendan Glade y Crozier (2005). Ambas cartografías han sido rasterizadas e incorporadas al SIG IDRISI© (Clark Labs, Clark University). El mapa de pendientes (Fig. 3) se ha obtenido a partir del módulo *Slope* del mencionado SIG.

Para generar las propiedades geotécnicas y realizar el análisis se ha seguido el esquema presentado en la figura 7, que muestra el flujo de trabajo codificado en

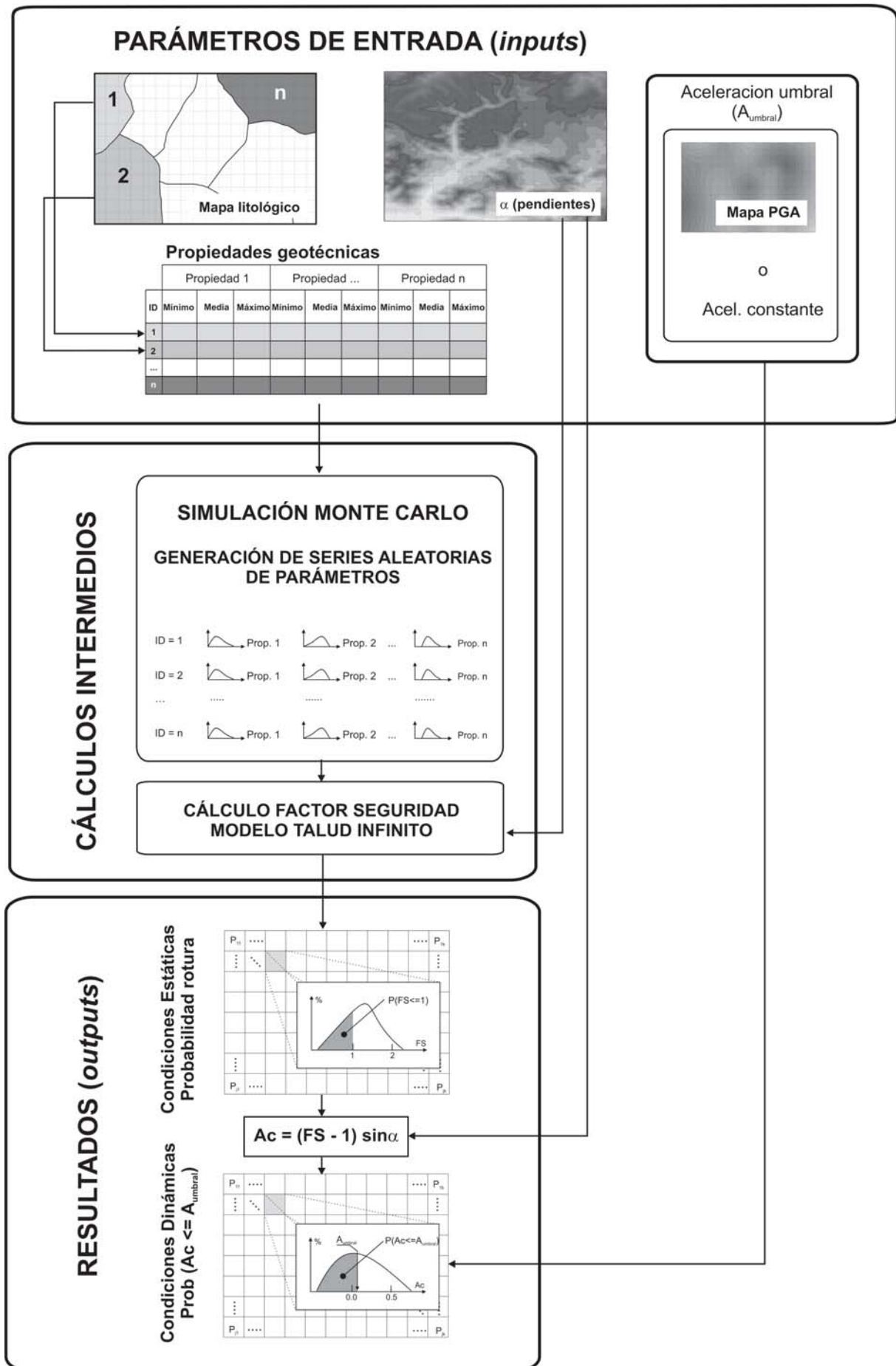


Figura 7.- Metodología para el análisis probabilístico de la susceptibilidad programada con el software ESLA-S.

el software ESLA-S (EStabilidad de LAderas - Susceptibilidad), válido para el análisis regional de estabilidad de laderas, tanto en condiciones estáticas como dinámicas. Se considera que todas las propiedades geotécnicas que intervienen en la ecuación 2 se pueden describir mediante funciones de probabilidad b (Capolongo *et al.*, 2002; Refice y Capolongo, 2002). Al comenzar la ejecución, el programa lee desde un archivo los valores máximo, mínimo, medio y desviación estándar correspondiente a cada parámetro geotécnico de las N litologías presentes en el área de estudio (dos en nuestro caso): densidad (seca y saturada), cohesión en presiones efectivas (c'), ángulo de rozamiento en presiones efectivas (f'), resistencia al corte sin drenaje (S_u), m (proporción de columna de suelo inestable que se

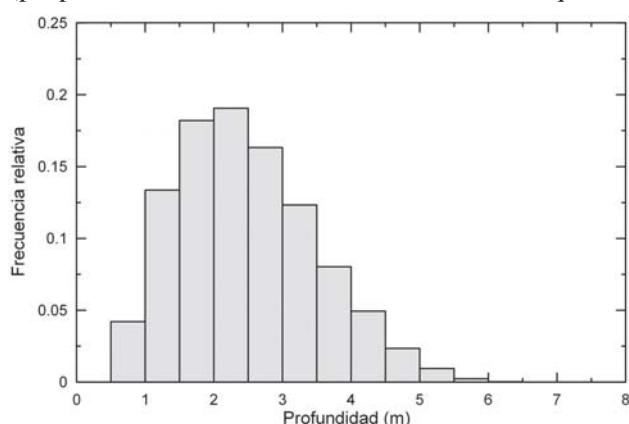


Figura 8.- Histograma de frecuencias de la profundidad de la superficie de corte utilizada por ESLA-S.

encuentra bajo el nivel freático) y profundidad z a la superficie de corte (o inestabilidad).

Hemos considerado que la profundidad del plano de rotura puede variar entre 0.5 y 7 m, coincidiendo con el incremento de resistencia observado en las margas, y asumido una profundidad media de 2.5 m. La figura 8 presenta la distribución de profundidades resultante. Se comprueba que en más del 70% de los casos, la superficie de corte está a menos de 3 m de profundidad, congruente con las observaciones de La Roca (1990) acerca de la mayor frecuencia de inestabilidades con superficie de rotura superficial.

Además hemos contemplado dos escenarios, uno donde los materiales están secos ($m = 0$ en la ecuación 2) y otro donde el nivel freático se sitúa en la superficie del terreno ($m = 1$). Por simplicidad, a partir de ahora nos referiremos a este segundo caso como «suelo saturado». El programa utilizará parámetros resistentes del terreno diferentes en cada caso, tal y como recomiendan diversos autores (Newmark, 1965; Jibson y Keefer, 1993; Jibson y Jibson, 2003; Jibson, 2005, com. pers.). En el caso de suelos secos ($m = 0$), el suelo se deformará en condiciones drenadas, puesto que no pueden desarrollarse presiones intersticiales en su seno, y para tal caso el programa utilizará los valores de f'/c' de cada material. Para suelos saturados que sufren una deformación rápida (como ocurre durante un

terremoto), su resistencia al corte viene dada por la resistencia al corte sin drenaje (S_u), puesto que en tales condiciones el ángulo de rozamiento interno se aproxima a 0° . En este último caso, hemos seguido la recomendación de Blake *et al.*, (2002) de reducir en un 30% los valores experimentales de S_u al objeto de tener en cuenta la posible variación de este parámetro resistente durante la sacudida.

A partir de estos datos, el programa genera 25000 valores de cada propiedad que se ajustan a una distribución b . Hecho esto, el programa lee directamente los archivos ráster de IDRISI con la pendiente y el código litológico correspondiente a cada píxel. El código litológico (1 – margas, 2 – aluviales) permite saber a ESLA-S qué propiedades geotécnicas debe utilizar para calcular FS (Ecuación 2) y Ac (Ecuación 1). Resultan así 25000 valores de FS y de Ac . A partir de ellos, y para análisis estáticos, ESLA-S calcula la probabilidad de rotura como:

$$(5) P_{Rotura} = n_{FS \leq 1} / N$$

en donde $n_{FS \leq 1}$ representa el número de simulaciones en que FS es menor o igual a la unidad, y N es el número total de simulaciones.

Por otra parte, el programa calcula la susceptibilidad, expresada como probabilidad, mediante la expresión:

$$(6) P[Ac \leq A_{umbral}] = n/N$$

en donde n es el número de simulaciones en las que se cumple la condición $Ac \leq A_{umbral}$, y A_{umbral} representa la aceleración umbral usada como término de comparación.

Esta aceleración puede ser un valor constante o variable en el espacio, en cuyo caso se indica al programa el archivo que contiene esa variable espacial. En este análisis se va a utilizar un valor constante de aceleración, 0.1g. En consecuencia, no se está evaluando un escenario sísmico concreto. Este valor es del mismo orden de magnitud del que tuvo que actuar sobre muchos de los taludes durante los terremotos de 1620 y 1945 y, además, es próximo al calculado por García Mayordomo (1998) en su análisis dinámico.

Los resultados (en términos de probabilidad) son escritos conforme son calculados en un archivo con el formato ráster de IDRISIÓ, de manera que ambos programas utilizan el mismo tipo base de archivo y no son necesarias operaciones de conversión entre formatos.

Resultados

La figura 9 presenta cómo varía la probabilidad de que Ac sea menor o igual que 0.1g en función de la pendiente y del material. La tabla II presenta el total de

Probabilidad $Ac \leq 0.1g$	Susceptibilidad	Margas (km ²)		Aluviales (km ²)		Total (km ²)		% Total	
		Seco	Saturado	Seco	Saturado	Seco	Saturado	Seco	Saturado
$P > 0.50$	Muy Alta	0.00	-	0.44	-	0.44	-	0.20	0.00
$0.25 \leq P < 0.50$	Alta	1.59	1.63	0.59	0.55	2.18	2.18	0.99	0.99
$0.10 \leq P < 0.25$	Media	7.45	45.45	0.80	3.36	8.25	48.81	3.73	22.06
$10^{-2} \leq P < 0.10$	Baja	25.62	91.12	1.24	9.03	26.86	100.15	12.14	45.27
$10^{-4} \leq P < 10^{-2}$	Muy Baja	22.00	-	0.74	-	22.74	-	10.28	0.00
$P < 10^{-4}$	Nula	81.54	-	0.13	-	90.67	-	40.98	0.00
No estudiado (Suelo con $\alpha < 5.7^\circ$)		53.56	53.56	16.55	16.55	70.11	70.11	31.69	31.69

Tabla II.- Superficie de territorio (en km²) en función de la diferente probabilidad/susceptibilidad de que la aceleración crítica (Ac) de las laderas sea menor o igual a 0.1g.

superficie ocupada por cada una de las categorías de susceptibilidad en que hemos clasificado las probabilidades obtenidas. Esta clasificación no obedece a criterios objetivos y lo único que pretende es organizar los resultados en grupos de semejante valor.

Para suelos secos ($m = 0$), se observa que las probabilidades (susceptibilidad) son inicialmente muy bajas (nulas), y a partir de pendientes superiores a 15 – 20° aumentan rápidamente. Ello es debido a que en este escenario los materiales poseen bajas cohesiones y su resistencia está más controlada por el ángulo de rozamiento interno. Mientras la pendiente del terreno es inferior a dicho ángulo, la Ac requerida es muy alta,

mucho mayor que el umbral empleado (0.1g), de ahí que las probabilidades resultantes sean tan bajas. Sin embargo, al aumentar la pendiente del terreno, ésta iguala y luego excede al ángulo de rozamiento interno del material. Si las probabilidades no llegan a la unidad es por la contribución de la cohesión. Al ser ésta algo mayor en las margas, las probabilidades resultantes son algo menores en ellas que en los aluviales.

Cuando el nivel freático se encuentra en la superficie del terreno ($m = 1$), las probabilidades y la susceptibilidad resultante se caracterizan porque su rango de variación no es tan amplio. En este caso, la resistencia al corte no depende del ángulo de

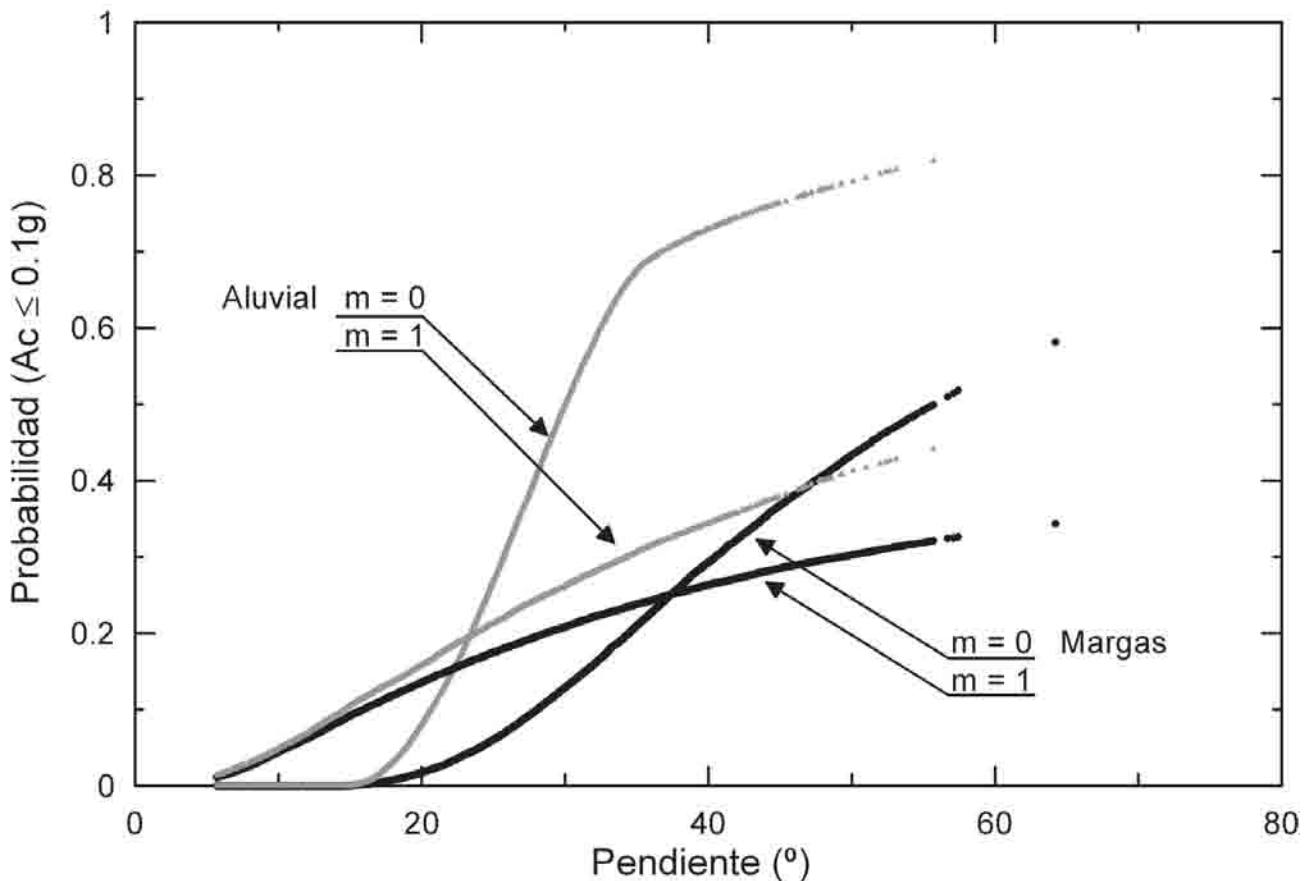


Figura 9.- Variación de la probabilidad $P[Ac \geq 0.1g]$ en función de la pendiente para diferentes materiales y escenarios considerados.

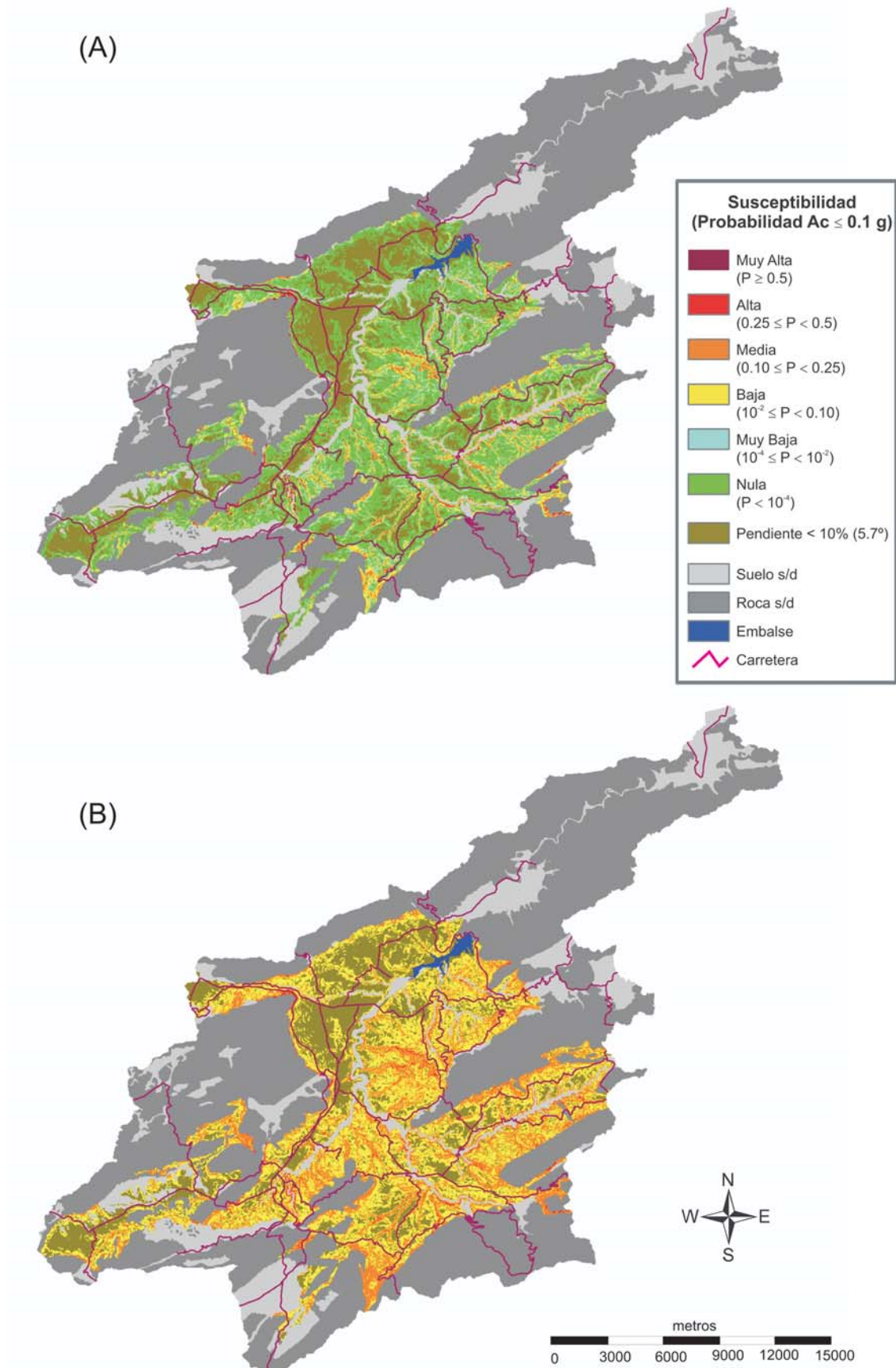


Figura 10.- Cartografía de susceptibilidad del área de estudio: **A)** Suelo seco ($m = 0$) y **B)** Nivel freático en la superficie del terreno ($m = 1$). La figura incluye las vías de comunicación principales de la zona.

rozamiento del material ($\phi = 0^\circ$) sino de Su , por lo que es constante e independiente de la geometría del talud y de la carga aplicada por el terreno sobre la potencial superficie de corte. Como consecuencia, al aumentar la pendiente del terreno, los esfuerzos desestabilizadores aumentan mientras que la resistencia al corte no, de manera que las probabilidades resultantes se caracterizan por un crecimiento progresivo. Además de esta diferencia, debe señalarse que para pendientes bajas las probabilidades resultantes, así como la susceptibilidad, son más altas que en el caso seco.

La distribución espacial de la probabilidad y de la susceptibilidad se muestra en la figura 10. Varios aspectos pueden destacarse de esta figura. Por una parte, las probabilidades (susceptibilidades) más elevadas se localizan en las proximidades de los barrancos excavados por los ríos. Como se indicó anteriormente, éstos han erosionado estrechos y profundos barrancos, a veces de 50 m o más. Como consecuencia, las pendientes de estas laderas son elevadas, explicando las altas probabilidades y susceptibilidad resultantes. Por el contrario, al alejarnos de los barrancos la probabilidad y la susceptibilidad disminuye claramente.

También se observa que la cuenca presenta una clara asimetría. En la margen izquierda del río Serpis, donde abundan los sedimentos aluviales, la susceptibilidad es Baja a Muy Baja, como consecuencia de pendientes también bajas (de hecho hay amplias zonas no analizadas por no cumplir la condición de pendiente mínima). Por el contrario, en la margen opuesta, con afloramientos de margas, se observan zonas de susceptibilidad media en relación con los cursos de diversos afluentes de este río.

Validación

Los resultados presentados anteriormente han sido contrastados a partir de la información histórica disponible para la zona. Al ubicar las inestabilidades inducidas por terremotos en el pasado sobre los resultados de susceptibilidad (Fig. 11) se comprueba que existe una coincidencia casi total entre ellos.

Comenzando con las inestabilidades inducidas por el terremoto de 1620, la calle Virgen María limita con el río Barchel en dos zonas diferentes, de manera que la inestabilidad que la afectó debió situarse en uno de estos dos puntos (Fig. 4). Se comprueba que, para cualquier escenario analizado, la susceptibilidad es Alta a Muy Alta en ambas zonas. Igual susceptibilidad existe en la zona donde cayó la calle paralela a la de San Miguel, situada entre ésta y el río Molinar. El deslizamiento del Molinar, en cambio, se caracteriza por susceptibilidad Baja a Muy Baja. Ello es debido a los trabajos de estabilización, que implicaron una modificación de la geometría de esta ladera. Sin embargo, una zona próxima, que podría servir de ejemplo de cómo debía ser este lugar antes de las obras, se caracteriza por susceptibilidad Alta a Muy Alta. Se trata del lugar de donde parte la carretera que desciende desde el casco antiguo de Alcoy hacia el cauce del río Molinar, donde la topografía no se ha podido modificar por estar urbanizado el terreno.

Resultados similares se pueden observar con las dos inestabilidades reactivadas por el evento de 1945. Las dos zonas afectadas se caracterizan por susceptibilidad Alta a Muy Alta.

Esta buena correlación entre los datos históricos y los resultados del análisis de susceptibilidad pone de

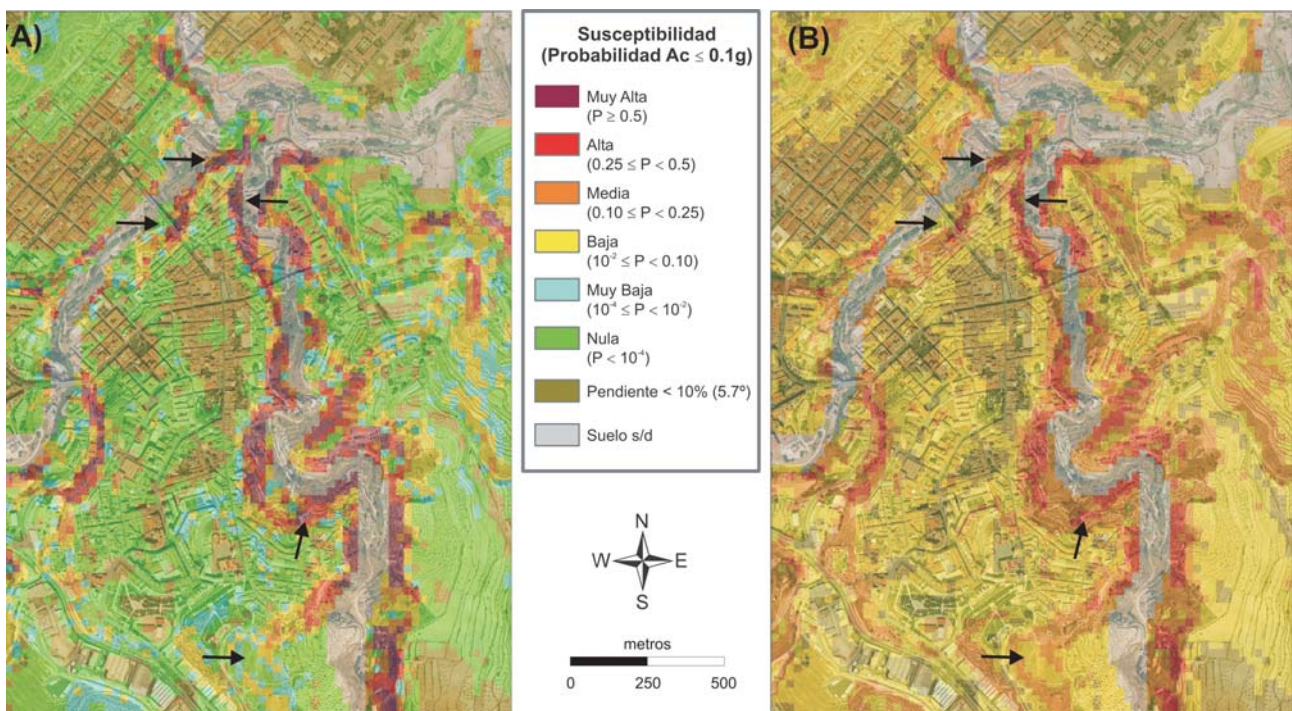


Figura 11.- Distribución de las inestabilidades inducidas por terremotos históricos respecto de la susceptibilidad del territorio: **A)** Suelo seco ($m = 0$) y **B)** Nivel freático en la superficie del terreno ($m = 1$).

manifiesto la capacidad de la metodología empleada para caracterizar al territorio y delimitar las áreas potencialmente inestables, caso de ocurrir un terremoto de magnitud moderada (o alta). Ello es especialmente importante si, además, tenemos en cuenta que para obtener los resultados no hemos utilizado información histórica alguna para establecer los criterios con que delimitar las diversas zonas de susceptibilidad.

En esta figura se pueden reconocer también inestabilidades desencadenadas por otros mecanismos, quedando la mayoría de las inestabilidades localizadas sobre zonas de susceptibilidad Alta o Muy Alta.

Discusión: Aproximación a la evaluación del riesgo en la zona de estudio

Los resultados obtenidos y su capacidad para caracterizar zonas potencialmente inestables resultan de gran interés como herramienta básica para un análisis de riesgos (*sensu stricto*). Muchas de las infraestructuras y áreas urbanas del valle se localizan sobre áreas con diverso grado de susceptibilidad. Hemos analizado la relación espacial entre las zonas de diferente susceptibilidad, las vías de comunicación y el entorno urbano construido, diferenciando diversos usos del suelo (Tablas III y IV). Las vías de comunicación son necesarias para la gestión de medios asistenciales en caso de emergencia dado un hipotético escenario sísmico. Por otra parte, el uso del territorio nos indica los elementos de valor expuestos al riesgo, y puede considerarse como una estimación aproximada del riesgo en la comarca. Para este análisis hemos utilizado la cartografía oficial, a escala 1:50000, publicada por la COPUT (1999b).

En lo que respecta a la relación espacial entre la susceptibilidad y las vías de comunicación, en la tabla III presentamos la longitud de vías afectadas. No se han considerado carreteras de carácter local y caminos, por cuanto su cartografía es incompleta. A partir de los resultados obtenidos, se observa que la proporción de estas vías ubicada sobre áreas con susceptibilidad Alta o Muy Alta es muy pequeña, pero no despreciable. Un solo proceso de inestabilidad que cortara una carretera en un punto en concreto, afectaría a toda la vía en sí. Dado que

en la zona la red viaria no es densa, la ocurrencia de una inestabilidad podría causar muchos inconvenientes.

La relación entre los usos del suelo (excluidos los agrícolas) y la distribución espacial de probabilidades viene dada en la tabla IV. Como en el caso anterior, hay zonas ocupadas por edificios y/o industrias en áreas caracterizadas por susceptibilidades Muy Altas (ver, por ejemplo, la figura. 11), resultando problemática la existencia de unos 25000 m² de uso residencial de alta densidad en tales circunstancias. Debemos señalar que estos resultados son similares a los que se obtienen realizando el mismo análisis con la cartografía de riesgos oficial de la COPUT. En este caso se encuentran 32000 m² de uso residencial urbano de alta densidad, aunque esta cartografía fue elaborada considerando sólo condiciones estáticas.

Los resultados anteriores no deben llevar a confusión. No se deben interpretar las zonas de susceptibilidad como zonas donde se producirán inestabilidades con certeza dado un cierto escenario sísmico. Así, por ejemplo, en la figura 11 hay amplias zonas con susceptibilidad Alta o Muy Alta y tan sólo cinco inestabilidades relacionadas con terremotos en casi 400 años. Se ha trabajado con la aceleración crítica A_c , que puede ser superada en el transcurso de un evento sin que por ello tenga que producirse rotura del talud. Para valorar la probabilidad de rotura debería analizarse el desplazamiento de Newmark (D_n), parámetro más apropiado para tal fin. Los resultados aquí presentados han de entenderse, en consecuencia, como una delimitación de las áreas a priori más propensas y donde debe estimarse D_n en una cartografía a una escala de mayor detalle (1:5000 a 1:500), con mayor precisión topográfica y aún más datos geológicos y geotécnicos.

Conclusiones

En este trabajo se ha realizado un análisis de la susceptibilidad de las laderas en suelos de la cuenca de drenaje del río Serpis a sufrir inestabilidades inducidas por terremotos.

La metodología utilizada se basa en el método de Newmark, aunque ha sido modificado para tener en

Escenario	Tipo vía	Susceptibilidad				
		Muy Baja	Baja	Media	Alta	Muy Alta
Suelo	Red Nacional	1.8	2.0	1.0	0.4	0.2
Seco	Red Autonómica	8.4	7.4	1.8	0.4	0.2
(m = 0)	Red Provincial	5.6	5.4	1.4	0.3	0.1
Suelo	Red Nacional	-	12.1	4.4	0.3	-
Saturado	Red Autonómica	-	45.1	14.1	0.3	-
(m = 1)	Red Provincial	-	27.8	10.2	0.3	-

Tabla III.- Distribución de las vías de comunicación (en km) en función de la susceptibilidad del territorio en condiciones dinámicas.

Escenario	Uso suelo	Susceptibilidad				
		Muy Baja	Baja	Media	Alta	Muy Alta
Suelo Seco (m = 0)	Residencial de baja densidad	127.5	133.8	23.8	6.3	1.9
	Residencial de media densidad	95.6	88.8	31.9	13.8	6.9
	Residencial de alta densidad	1.9	-	1.3	-	-
	Residencial de muy alta densidad	29.4	47.5	31.9	28.8	25.0
	Industrial baja densidad	46.9	71.3	44.4	42.5	42.5
	Industrial alta densidad	14.4	25.0	2.5	0.6	-
	Terciario	-	-	-	-	-
	Mixto	34.4	40.6	15.0	11.9	5.6
	Mixto	-	1603.1	245.0	1.9	-
Suelo Saturado (m = 1)	Residencial de baja densidad	-	1603.1	245.0	1.9	-
	Residencial de media densidad	-	955.0	188.1	11.3	-
	Residencial de alta densidad	-	58.1	3.8	-	-
	Residencial de muy alta densidad	-	530.0	133.8	30.0	-
	Industrial baja densidad	-	540.0	193.8	52.5	-
	Industrial alta densidad	-	152.5	40.6	-	-
	Terciario	-	11.9	-	-	-
	Mixto	-	226.9	95.0	7.5	-
	Mixto	-	226.9	95.0	7.5	-

Tabla IV.- Distribución del uso del suelo (en miles de m²) en función de la susceptibilidad del territorio en condiciones dinámicas.

cuenta la variabilidad de las propiedades geotécnicas de los materiales, un hecho conocido en Geotecnia. Esta variabilidad ha sido incorporada mediante una simulación Monte Carlo, donde todas las propiedades geotécnicas que intervienen en el cálculo son tratadas como variables aleatorias, caracterizadas mediante funciones de probabilidad \hat{a} . Para este fin se ha desarrollado un software propio (ESLA-S), el cual realiza los cálculos y presenta los resultados en el formato del SIG ráster IDRISI[®].

Los resultados obtenidos, expresados como probabilidad de que la aceleración crítica A_c del talud sea menor o igual que 0.1g, han sido clasificados en cinco categorías de susceptibilidad, desde Muy Baja hasta Muy Alta. La susceptibilidad obtenida en los dos escenarios considerados, suelo seco y suelo con nivel freático en su superficie, muestran comportamientos dispares. Cuando el suelo está seco, resultan susceptibilidades de tipo Muy Alta, pero afectan a zonas poco extensas de territorio, estando los resultados claramente controlados por la pendiente del terreno. En cambio, cuando el nivel freático se encuentra en la superficie del terreno se observa que la susceptibilidad no llega en ningún caso a la categoría de Muy Alta, pero gran parte del territorio, incluso con pendientes tan bajas como 6 – 10°, puede caracterizarse con susceptibilidades de tipo Bajo/Medio. Al comparar estos resultados con los datos históricos disponibles, se ha obtenido una excelente correlación, demostrando la capacidad de la metodología empleada para caracterizar el territorio y delimitar las áreas potencialmente problemáticas en condiciones dinámicas.

El análisis de la distribución espacial de las zonas de mayor susceptibilidad y su relación con las vías de comunicación y usos del suelo, ha puesto de manifiesto que hay puntos donde coinciden ambos elementos. Ello hace que el riesgo, que contempla el coste de los daños causados por un fenómeno natural, precise ser evaluado en este sector, integrando más datos que los aquí utilizados y, además, a una escala de más detalle.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación CGL200401636/BTE (DGI – MEC) y GV04B/556 (Generalitat Valenciana) y los grupos de investigación GRUPOS03/085 (Consellería de Presidencia, Generalitat Valenciana), VIGROB2004102 (Universidad de Alicante) y RNM217 (Junta de Andalucía). Se agradece la colaboración prestada por el Excmo. Ayuntamiento de Alcoy (Inspección General de Servicios), el Laboratorio de Carreteras de la Consellería de Infraestructuras en Alicante, el IGME (J. Mulas), el Ministerio de Fomento (Delegación de Alicante) y las empresas ITC S.A., GEOSCAN S.L., Intercoy S.A., Intemac S.A. y Cimur S.L. Se agradece igualmente las múltiples sugerencias realizadas por el Dr. R.W. Jibson (USGS) y por los revisores anónimos del trabajo, que ayudaron a mejorar la versión inicial del trabajo.

Referencias

Alejano Monge, L.R. (2003): Metodología y aplicaciones del método de Monte Carlo en la resolución de problemas geotécnicos. En: *Ingeniería del Terreno, IngeoTer 3* (C. López Jimeno, Ed.). U.D. Proyectos, E.T.S.I. Minas, Univ. Politécnica de Madrid, 57-79.

- Al-Hamoud, A.S. y Tahtamoni, W.W. (2001): A reliability based expert system for assessment and mitigation of landslides hazard under seismic loading. *Natural Hazards*, 24: 13-51.
- Almela, A., Quintero, I., Gómez, E., Mansilla, H., Cabañas, I. y Uralde, M^a.A. (1975): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja n° 821 (Alcoy)*. IGME, Madrid.
- Ambraseys, N.N. y Menu, J.M. (1988): Earthquake-induced ground displacements. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 16: 985-1006.
- Ambraseys, N.N., Simpson, K.A. y Bommer, J.J. (1996): Prediction of horizontal response spectra in Europe. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 25: 371-400.
- Arias, A. (1970): A measure of earthquake intensity. En: *Seismic Design for Nuclear Power Plants* (R.J. Hansen, Ed.). Massachusetts Institute of Technology Press, Cambridge, 438-483.
- Ayala Carcedo, F.J. y Corominas, J. (2002): *Mapas de susceptibilidad a los movimientos de ladera con técnicas SIG Fundamentos y Aplicaciones en España*. IGME, Serie Medio Ambiente n° 4. Madrid. 191 p.
- Blake, T.F., Hollingsworth, R.A. y Stewart, J.P. (2002): *Recommended procedures for implementation of DMG special publication 117 guidelines for analyzing and mitigating landslide hazards in California*. Southern California Earthquake Center, 110 p.
- Bommer, J.J., Benito, M.B., Ciudad-Real, M., Lemoine, A., López-Menjívar, M.A., Madariaga, R., Mankelov, J., Méndez de Hasbun, P., Murphy, W., Nieto-Lovo, M., Rodríguez-Pineda, C.E. y Rosa, H. (2002): The El Salvador earthquakes of January and February 2001: context, characteristics and implications for seismic risk. *Soil Dynamics & Earthquake Engineering*, 22: 389-418.
- Brabb, E.E. (1984): Innovative approach to landslide hazard and risk mapping. En: *Proceedings of the 4th International Symposium on Landslides*, Toronto, vol. 1, 307-324.
- Capolongo, D., Refice, A. y 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.
- Carro, M., De Amicis, M., Luzi, L. y Marzorati, S. (2003): The application of predictive modeling techniques to landslides induced by earthquakes: the case study of the 26 September 1997 Umbria-Marche earthquake (Italy). *Engineering Geology*, 69: 139-159.
- CDC-DMG, California Department of Conservation, Division of Mines and Geology (1997): *Guidelines for evaluating and mitigating seismic hazards in California*. CDMG Special Publication 117.
- Chang, C.J., Chen, W.F. y Ng, E. (1984): Seismic displacements in slopes by limit analysis. *Journal of Geotechnical Engineering*, ASCE, 110: 860-874.
- Colodrón, I., Ruiz, V., Núñez, A., Cabañas, I., Uralde, M.A. y Muñoz, M. (1981): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja n° 847 (Villajoyosa)*. IGME, Madrid.
- COPUT, Conselleria d'Obres Públiques, Urbanisme i Transports (1998): *Litología, aprovechamiento de rocas industriales y riesgo de deslizamiento en la Comunidad Valenciana*. Serie Cartografía Temática, 5. Generalitat Valenciana. 86 p. + CD-Rom.
- COPUT, Conselleria d'Obres Públiques, Urbanisme i Transports (1999a): ORDEN de 8 de marzo de 1999, de la Consellería de Obras Públicas, Urbanismo y Transportes por la que se declaran de necesaria observancia en la redacción de los planes urbanísticos o territoriales que se formulen en el ámbito de la Comunidad Valenciana determinadas cartografías temáticas y estudios integrantes del Sistema de Información Territorial publicadas por esta consellería. [1999/M2319]. *Diario Oficial de la Generalitat Valenciana*, 17/03/1999, n° 3456. <http://orto.cth.gva.es/Website/urbanismo.htm>.
- COPUT, Conselleria d'Obres Públiques, Urbanisme i Transports (1999b): *Aplicación para la consulta y visualización de la cartografía temática: (4) Afecciones que inciden en la planificación urbanística y territorial de la Comunidad Valenciana, (5) Litología, aprovechamiento de rocas industriales y riesgo de deslizamiento en la Comunidad Valenciana, (6) Planeamiento urbanístico en la Comunidad Valenciana*. Serie Cartografía Temática. Generalitat Valenciana. CD-Rom.
- Coral Moncayo, H.E. (2002): *Utilización de métodos experimentales y de simulación numérica para la microzonación sísmica de áreas urbanizadas en Andorra*. Tesis doctoral. Univ. Politècnica de Catalunya, 207 p.
- Crozier, M.J. y Glade, T. (2005): Landslide hazard and risk: Issues, concepts and approach. En: *Landslide hazard and risk* (T. Glade, M. Anderson, J.M. Crozier, Eds.). John Wiley & Sons, Chichester, 1-40.
- Cuenca, A. y Walker, M.J. (1995): Terrazas fluviales en la zona bética de la Comunidad Valenciana. En: *El Cuaternario del País Valenciano* (Asociación Española para el Estudio del Cuaternario Ed.). Universidad de Valencia, Valencia. 105-114.
- Dávila, J.A. (1990): *Evolución urbana de Alcoy (siglos XIII – XVIII)*. Excmo. Ayuntamiento de Alcoy, 215 p.
- Del Gaudio, V., Pierri, P. y Wasowski, J. (2003): An approach to time-probabilistic evaluation of seismically induced landslide hazard. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93: 557-569.
- Del Gaudio, V. y Wasowski, J. (2004): Time probabilistic evaluation of seismically induced landslide hazard in Irpinia (Southern Italy). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 24: 915-928.
- Delgado, J., Peláez, J.A., Tomás, R., López Casado, C., Estévez, A., Doménech, C. y Cuenca, A. (2004a): Incertidumbres en la determinación de la susceptibilidad a movimientos de ladera inducidos por terremotos en Alcoy (Alicante). En: *Medio ambiente, recursos y riesgos naturales. Análisis mediante Tecnología SIG y Teledetección* (C. Conesa García, Y. Álvarez Rigel y J.B. Martínez-Guevara, Eds.), Vol. II, 165-175.
- Delgado, J., Peláez, J.A., Tomás, R., López Casado, C., Estévez, A., Doménech, C. y Cuenca, A. (2004b): Susceptibilidad a movimientos de ladera inducidos por terremotos en Alcoy (Alicante) y sectores adyacentes. *Geotemas*, 6: 285-288.
- Esposito, E., Porfido, S., Simonelli, A.L., Mastrolorenzo, G. y Laccarino, G. (2000): Landslides and other surface effects induced by the 1997 Umbria-Marche seismic slopes. *Engineering Geology*, 58: 353-376.
- Figueras, S., Macau, A., Goula, X. y González, M. (2005): Aplicación del método de Newmark para el estudio de los movimientos de ladera activados por terremotos en Andorra. *VI Simposio Nacional sobre taludes y laderas inestables*, Valencia. Vol. 3: 12 p.
- Frankel, A. (1995): Mapping seismic hazard in the central and eastern United States. *Seismological Research Letters*, 66: 4, 8-21.
- García-Mayordomo, J. (1998): *Riesgo Sísmico en la Cuenca de Alcoy (Alicante). Aproximación a una zonificación sísmica*. Tesis Master de Ingeniería Geológica, Univ. Complutense de Madrid, 100 p.

- García, A., Soubrier, J., Goy, J.L. y Zazo, C. (1979): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 795 (Játiva)*. IGME, Madrid.
- Glade, T. y Crozier, M.J. (2005): A review of scale dependency in landslide hazard and risk analysis. En: *Landslide hazard and risk* (T. Glade, M. Anderson, J.M. Crozier, Eds.). John Wiley & Sons, Chichester, 75-138.
- Goodman, R.E. y Seed, H.B. (1966): Earthquake-induced displacements in sand embankments. *Journal of Soil Mechanics & Foundations Division*, ASCE, 92: 125-146.
- Goy, J.L., C. Zazo, P. Silva y Bardají, T. (1989): Actividad neotectónica cuaternaria en la cuenca neógena de Alcoy (España). Aplicación de criterios geomorfológicos. En *2ª Reunión sobre el Cuaternario Ibérico*. Resúmenes, p. 53.
- Hammond, C., Hall, D., Miller, S. y Swetik, P. (1992): *Level I stability analysis (LISA) documentation for version 2.0*. Gen. Tech. Rep. INT-285. Ogden, UT: US Department of Agriculture, Forest Service, Intermountain Research Station. 190 p.
- Harp, E.L. y Jibson, R.W. (1995): Inventory of landslides triggered by the 1994 Northridge, California earthquake. *U.S. Geological Survey Open-File Report 95-213*, 17 p.
- Harp, E.L. y Jibson, R.W. (1996): Landslides triggered by the 1994 Northridge, California, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86: S319-S332.
- Harp, E.L. y Wilson, R.C. (1995): Shaking intensity thresholds for rock falls and slides: Evidence from 1987 Whittier Narrows and Superstition Hills earthquake strong-motion records. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85: 1739-1757.
- IGME (1985): *Mapa geotécnico y de riesgos geológicos para la ordenación urbana de Alcoy. Mapa de riesgos geológicos E:1/25.000, 1/2.500 y 1/1.000. Memoria*. Ministerio de Industria y Energía. Madrid. 3 Vols.
- ITGE (1990): *Estudio de riesgos naturales en la ciudad de Alcoy. Riesgo de avenidas. Vulnerabilidad y riesgo sísmico*. Ministerio de Industria y Energía, Madrid. 214 p. + 3 planos.
- Jibson, R.W., Harp, E.L. y Michael, J.A. (1998): A method for producing digital probabilistic seismic landslide hazard maps: An example from the Los Angeles California area. *US Geological Survey Open-File Rep. 98-113*, 17 p.
- 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.
- Jibson, R.W. y Jibson, M. (2003): Java programs for using Newmark's method and simplified decoupled analysis to model slope performance during earthquakes. US Geological Survey Open File Report 03-005. CD-Rom.
- Jibson, R.W. y Keefer, D.K. (1993): Analysis of the seismic origin of landslides: Examples from the New Madrid seismic zone. *Geological Society of America Bulletin*, 105: 521-536.
- Kazhai, B. y Sitar, N. (2003): Evaluation of factors controlling earthquake-induced landslides caused by Chi-Chi earthquake and comparison with the Northridge and Loma Prieta events. *Engineering Geology*, 71: 79-95.
- Keefer, D.K. (1984): Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95: 406-421.
- Keefer, D.K. (2000): Statistical analysis of an earthquake-induced landslide distribution – the 1989 Loma Prieta, California event. *Engineering Geology*, 58: 231-249.
- Keefer, D.K. y Wilson, R.C. (1989): Predicting earthquake-induced landslides, with emphasis on arid and semi-arid environments. En: *Landslides in a semi-arid environment* (P.M. Sadler y D.M. Morton, Eds.). Inland Geological Society, 2: 118-149.
- La Roca, N. (1990): *Evolución de laderas en la montaña meridional valenciana*. Tesis doctoral. Univ. de Valencia, 381 p.
- Lin, J.S. (1991): Regional seismic slope failure probability matrices. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 19: 911-923.
- López Casado, C., Molina, S., Giner, J.J. y Delgado, J. (2000): Magnitude-Intensity relationships in the Ibero-Magrebhian region. *Natural Hazards*, 22: 269-294.
- 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. (1999): Slope instability in static and dynamic conditions for urban planning: the 'Oltre Po Pavese' case history (Regione Lombardia – Italy). *Natural Hazards*, 20: 57-82.
- 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 Solares, J.M. y Mezcuca, J. (2002): *Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 BC-1900)*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- Martínez del Olmo, W., Benzaquen, M., Cabañas, I. y Uralde, M.A. (1975): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 820 (Onteniente)*. IGME, Madrid.
- Marzorati, S., Luzi, L. y De Amicis, M. (2002): Rock falls induced by earthquakes: a statistical approach. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 22: 565-577.
- 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.
- Mora S. y Vahrson G (1994): Macrozonation methodology for landslide hazard determination. *Bulletin of the Association of Engineering Geology*, 31, 49-58.
- Mulas, J., Ponce de León, D. y Reoyo, E. (2003): Microzonación sísmica de movimientos de ladera en una zona del Pirineo Central. En: *2º Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, 13-26.
- Murphy, W., Petley, D.N., Bommer, J. y Mankelov, 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 Mankelov, 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.
- Parise, M. y Jibson, R.W. (2000): A seismic landslide susceptibility rating of geologic units base don análisis of characteristics of landslides triggered by the 17 January, 1994 Northridge, California earthquake. *Engineering Geology*, 58: 251-270.
- Peláez, J.A. y López Casado, C. (2002): Seismic hazard estimate at the Iberian Peninsula. *Pure & Applied Geophysics*, 159: 2699-2713.
- Peláez, J.A., Delgado, J. y López Casado, C. (2005): A preliminary probabilistic seismic hazard assessment in terms

- of Arias intensity in southeastern Spain. *Engineering Geology*, 77: 139-151.
- Pirson d'Autrey, L. (1987): Sédimentation et structuration synsédimentaire dans le bassin néogène d'Alcoy (Cordillères bétiques externes orientales, Espagne). Thèse, Univ. de Paris-Sud, 314 p.
- Refice, A. y Capolongo, D. (2002): Probabilistic modelling of uncertainties in earthquake-induced landslide hazard assessment. *Computer & Geosciences*, 28: 735-749.
- Romeo, R. (2000): Seismically induced landslide displacements: a predictive model. *Engineering Geology*, 58: 337-351.
- Seller, J. (2004): *Caracterización geomecánica y análisis de estabilidad de los taludes excavados en el Polígono Industrial Santiago Payá (Alcoy)*. Trabajo Fin de Carrera, Univ. de Alicante, 172 p.
- Smith, G.N., Smith, I.G.N. (1998): *Elements of soil mechanics*. 7th ed. Blackwell Science, Oxford. 494 p.
- Spiker, E.C. y Gori, P.L. (2000): *National landslide hazards mitigation strategy. A framework for loss reduction*. Open-File Report 00-450, 49 p.
- Van Beek, R. (2002): *Assessment of the influence of changes in land use and climate on landslide activity in a Mediterranean environment*. Netherlands Geographical Studies 294. 363 p.
- Van Beek, R. y Van Asch, Th.W.J. (2004): Regional assessment of the effects of land-use change on landslide hazard by means of physically based modelling. *Natural Hazards*, 31: 289-304.
- Varnes, D.J. (1984): *Landslide hazard zonation: a review of principles and practice*. UNESCO, Paris, 63 p.
- Viseras, C., Soria, J.M. y Fernández, J. (2004): Cuencas Neógenas postorogénicas de la Cordillera Bética. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 576-581.
- Wasowski, J., Del Gaudio, V., Pierri, P. y Capolongo, D. (2002): Factors controlling seismic susceptibility of the Sele valley: The case of the 1980 Irpinia earthquake re-examined. *Surveys in Geophysics*, 23: 563-593.
- Wieczorek, G.F. (1996): Landslide triggering mechanisms. In: *Landslides, investigation and mitigation* (A.K. Turner R.L. Schuster, Eds.). Special Report 247. TRB National Research Council. National Academy Press, Washington D.C., 76-90.
- 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. In: *Evaluating Earthquake Hazards in the Los Angeles Region: An Earth-Science Perspective* (J.I. Ziony, Ed.). U.S. Geological Survey Professional Paper 1360, Washington, 317-345.

*Manuscrito recibido el 19 de agosto de 2005
Aceptado el manuscrito revisado el 20 de julio de 2006*