

IMPORTANCIA DE LA CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA NO SATURADA DEL SUELO PARA EL ANÁLISIS DEL DESENCADENAMIENTO DE CORRIENTES HIPERCONCENTRADAS: VENERO CLARO (SIERRA DE GREDOS)

Virginia Ruiz Villanueva¹, José M^a Bodoque del Pozo², Andrés Díez Herrero¹, Paloma Fernández García³ y Carlos M. Calvo Martínez⁴

1: Instituto Geológico y Minero de España, Departamento de Investigación y Prospectiva Geocientífica, Área de Investigación en Peligrosidad y Riesgos Geológicos. C/ Ríos Rosas, 23, 28003, Madrid.

2: Universidad de Castilla-La Mancha

3: Universidad Complutense de Madrid

4: Geofísica Consultores

Palabras clave: lluvia umbral, TDR, conductividad hidráulica, tomografía sísmica de refracción, transmisividad.

RESUMEN. *El 17 de diciembre de 1997 en el paraje conocido como Venero Claro (Sierra del Valle, Sistema Central, Ávila), tuvo lugar un evento de tipo torrencial (avenida de derrubios) desencadenado tras episodios de lluvias extremas, y favorecido por deslizamientos superficiales que afectaron a la zona no saturada del suelo. El conocimiento del comportamiento de esta zona de suelo ante eventos extremos de lluvia reviste gran importancia para el estudio de la génesis de estos procesos. Con el fin de calcular la precipitación umbral desencadenante, se implementó un modelo geomecánico de ladera infinita y un modelo hidrogeomorfológico. Estos modelos tienen en cuenta parámetros hidrológicos, geomorfológicos, morfométricos y geotécnicos. Para su caracterización se realizó una evaluación de detalle de la zona no saturada, que consistió en el análisis de la variabilidad espacial de su espesor, la variabilidad espacio temporal de su humedad y diferentes parámetros geomecánicos.*

ABSTRACT. *On December 17th of 1997, a debris flood took place in Venero Claro (Gredos Mountain Range, Spanish Central System), which generated local infrastructure damages. The aim of this study is to calculate the critical rainfall that caused the abovementioned event. To carry out this investigation, a physically based model consisting of combining a hillslope stability model with a hydrologic model has been used. It combines steady-state hydrological concepts with an infinite slope stability approach. This model works with the following parameters: morphometric parameters of the catchment, thickness and transmissivity of the soil mantle an, key geotechnical parameters such as moisture, porosity, specific weight, granulometry, cohesion, and angle of internal friction (obtained from geotechnical testing).*

1. INTRODUCCIÓN

Los eventos de tipo torrencial, como flujos hiperconcentrados y corrientes de derrubios, pueden tener lugar en cuencas de los principales sistemas montañosos peninsulares e insulares. A pesar de su elevada peligrosidad tienen un grado de exposición y vulnerabilidad bajo, ya que suelen desencadenarse en cuencas de alta y media montaña, que con frecuencia están escasamente pobladas y antropizadas. Como resultado, salvo excepciones, siempre asociadas a errores o imprevisiones durante el proceso de planificación, estas áreas se categorizan con riesgo bajo.

Sin embargo, cuando las cercanías del cauce y/o la zona de confluencia están habitadas o atravesadas por infraestructuras pueden desencadenarse catástrofes e importantes pérdidas económicas; como el evento que desencadenó el flujo hiperconcentrado acontecido en el arroyo Cabrera (Navaluenga, Ávila) en la madrugada del

18 de diciembre de 1997 y en el que se centra este trabajo de investigación.

El análisis de la dinámica torrencial en cuencas de alta y media montaña, requiere de la caracterización previa bajo distintos prismas de los eventos de avenida que pueden tener lugar. La configuración morfométrica que con frecuencia presentan estas cuencas (Díez-Herrero, 2001) determina el desarrollo de avenidas relámpago. Por otro lado, las elevadas pendientes existentes en las cabeceras de los canales, puede determinar la ocurrencia de distintos procesos de inestabilidad en las laderas. Como resultado, las avenidas que tienen lugar en estas cuencas son susceptibles de propagarse con un volumen significativamente aumentado de carga sólida.

Estos procesos suelen desencadenarse tras eventos importantes de precipitación. Cuando las precipitaciones son tan intensas que generan un aumento en la presión intersticial por la infiltración rápida del agua de lluvia se pueden desencadenar movimientos superficiales, como deslizamientos y flujos que afectan a la zona no saturada del suelo (en este caso formada por los materiales de alteración y bloques del granito subyacente). Las propiedades resistentes o geomecánicas controlan la resistencia al corte de los materiales y su rotura. Un deslizamiento causado por un evento de lluvia intenso se produce por una reducción de la resistencia al corte del material, como consecuencia del aumento progresivo de la presión de poros del material, reduciendo el factor de seguridad hasta alcanzar un valor inferior a 1. Dicho deslizamiento superficial deriva en una avenida de derrubios cuando un material pobremente ordenado se satura en agua y se pone en movimiento ladera abajo.

2. ÁREA DE ESTUDIO Y OBJETIVOS

La zona de estudio es la cuenca del arroyo Cabrera en el paraje Venero Claro, afluente del río Alberche por su margen derecha, situada en la Sierra del Valle (estribaciones orientales de la Sierra de Gredos, Sistema Central). Es un canal fluvio-torrencial formado por la confluencia de diversos arroyos (Covachuelas, Arromoro, Peñaltar, Mesillas y El Canchón). Se sitúa en el término municipal de Navaluenga (Ávila). La cuenca de drenaje del arroyo, con una extensión aproximada de 15 km², presenta una forma subtriangular, a modo de sector circular con el ápice orientado hacia el noroeste. La longitud del arroyo es de cinco kilómetros y medio, y el desnivel máximo entre el pico de El Mirlo (1923 m) y la desembocadura de arroyo en el río Alberche (735 m) es de 1188 m. La pendiente media del canal principal es 21,6%.

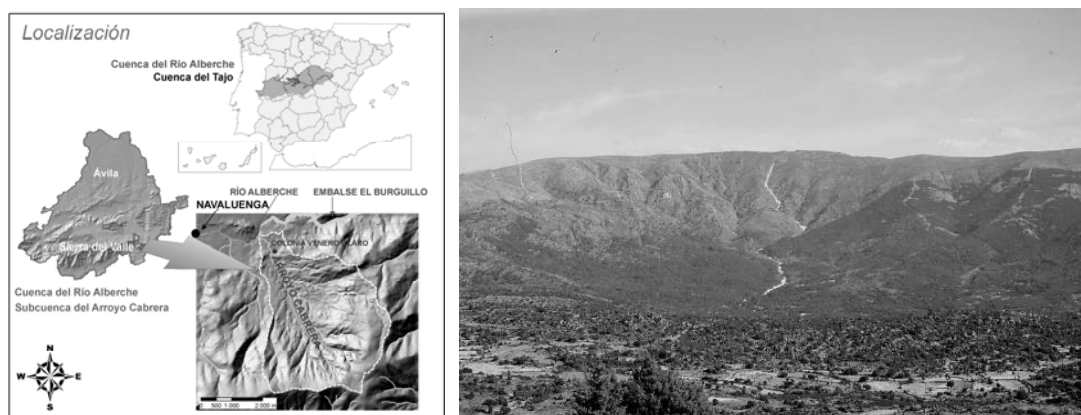


Figura 1: Localización del área de estudio y vista de la cuenca (Díez-Herrero, 2001).

El objetivo general de este trabajo es caracterizar cómo se inició el evento torrencial acontecido en diciembre de 1997 en el arroyo Cabrera. Para ello, se ha llevado a cabo el cálculo de la lluvia crítica o precipitación umbral (valor mínimo que causó la inestabilidad). Este valor se ha obtenido implementando un modelo hidrogeomorfológico con otro de estabilidad de laderas. El mismo, es función de parámetros como las características morfológicas de la cuenca, el tipo de suelo (granulometría, textura y características resistentes), el espesor de éste y su transmisividad.

3. METODOLOGÍA

3.1. Caracterización de la cuenca

La delimitación de la cuenca hidrográfica del Arroyo Cabrera se ha realizado mediante la aplicación HEC-GeoHMS (*Geospatial Hydrologic Modeling Extensión*, USACE, 2003) utilizando como información de entrada el Modelo Digital de Elevaciones (MDE) de tamaño de píxel 5 m de la Junta de Castilla y León. Asimismo, haciendo uso del MDE se ha calculado el área contribuyente al punto de iniciación de la avenida de derrubios, empleando para ello la aplicación Shalstab (Dietrich y Montgomery, 1998). A partir de la misma fuente de información espacial también se estimaron varios parámetros morfométricos característicos de la cuenca tales como altitud, pendientes, orientaciones y curvaturas. Para ello se utilizó la extensión 3D Analyst de ArcGis 9.2.

3.2. Caracterización de la zona no saturada del suelo

3.2.1. Caracterización de la variabilidad espacial del espesor de la zona no saturada

Se ha llevado a cabo mediante tomografía sísmica de refracción. Esta herramienta permite estudiar la propagación de ondas sísmicas generadas artificialmente en el terreno, obteniendo tras su procesado un modelo matemático del terreno con la distribución de capas con una determinada velocidad sísmica, que posteriormente permitirán establecer su correlación con la configuración geológica de la zona estudiada (Reynolds, 1997 y Telford *et al.*, 1990). La medida de los tiempos de llegada de las ondas sísmicas a los geófonos proporciona el valor de la velocidad de propagación y espesor de los distintos materiales atravesados. La dromocrona es la función lineal que relaciona el tiempo de llegada de la primera onda con la distancia recorrida. Las características de esta recta, como pendiente y ordenada en el origen son las que definen la velocidad del medio y la profundidad a la que se encuentra la superficie que forma el refractor.

Se realizaron dos perfiles geofísicos (en total 108 m de longitud) con un sismógrafo multicanal fabricado por la empresa alemana DMT, modelo Summit Compact de 24 canales. Los datos (sismogramas) se van recogiendo en un ordenador portátil a través de un *software* específico del fabricante del sismógrafo, mientras que para el procesado de los mismos existen diferentes paquetes de software comerciales. Para el caso que nos ocupa se utilizó *Rayfract*.

El postproceso se realizó analizando los sismogramas, y señalando el punto donde se interpretó que llegó la primera señal, la cual corresponde a un periodo de tiempo determinado y medido en milisegundos. Con este tiempo y conociendo la distancia de cada uno de los geófonos al punto de disparo el programa hace un cálculo del gradiente de velocidad y un modelo inicial que se va modificando según se van añadiendo datos y se realiza la iteración. Se obtuvieron las dromocronas a partir de los puntos observados y los calculados por el programa. Las pendientes se pueden obtener en un programa de cálculo, y los archivos que se generan son exportables a *Surfer* donde se obtiene la representación gráfica de los mismos (modelo inicial, cobertura de rayos y modelo final).

3.2.2. Caracterización de la variabilidad espacial de la humedad de la zona no saturada

Desde septiembre de 2007 se cuenta con un sensor TDR (*Time Domain Reflectometer*) modelo Trime EZ de IMKO, cuya función es registrar datos del contenido volumétrico en humedad del suelo mediante la colocación de tres sondas situadas a distinta profundidad en el perfil del suelo. La técnica TDR utiliza la correlación existente entre el tiempo de tránsito de una onda electromagnética introducida en el suelo, la constante dieléctrica del suelo y el contenido volumétrico en humedad (Martínez y Ceballos, 2001; Da Silva *et al.*, 1998; Dalton, 1992). El paso de la constante dieléctrica a contenido volumétrico en humedad se hace a través de modelos de regresión. El utilizado en este caso es el propuesto por Topp en 1980, cuyas funciones están implementadas en el *software* específico del fabricante.

Se han instalado en la cabecera de la cuenca, en un punto cercano al de iniciación de la avenida de derrubios,

tres sondas a diferente profundidad, de manera que la primera quedó ubicada en suelo edáfico, la tercera próxima a la zona de contacto entre la zona no saturada y el substrato rocoso, mientras que la segunda se ubicó en una posición intermedia.

Siguiendo una metodología análoga a la propuesta por Darcy para el cálculo del flujo saturado y la conductividad hidráulica aplicada a un medio poroso no saturado, se describe la densidad de flujo de agua o velocidad de flujo (Buckingham, 1907), que permite obtener la conductividad hidráulica no saturada a partir de datos de contenido volumétrico en humedad. El cálculo de la conductividad hidráulica saturada, se ha realizado mediante la función propuesta por Campbell (Campbell, 1974; Van Genuchten, 1980), que relaciona ésta con la conductividad no saturada.

Además, se utilizaron los datos recogidos en un pluviómetro, que se ubica en la misma zona, con el fin de establecer una relación de grado de correspondencia entre la variabilidad temporal de la precipitación y los registros de contenido volumétrico de humedad en el suelo. Se trata de un pluviómetro de cazoletas basculantes modelo Hobo *datalogger*. Registra la cantidad de lluvia caída en intervalos mínimos de 0,5 segundos, con una capacidad máxima de 2000 impulsos. Cada impulso corresponde a un golpe de cazoleta que equivale a 0,2 mm de lluvia. Se requiere de un *software* específico para el análisis y procesamiento posterior, se ha utilizado el programa *Box Car Pro* 4.3. El pluviómetro almacena los eventos (golpe de cazoleta) acumulados en el tiempo, lo cual es equivalente a un pluviograma de lluvia acumulada. El postproceso permite generar gráficamente este pluviograma, permitiendo filtrar los datos para obtener otros gráficos como hietogramas por días, horas o minutos.

3.2.3. Caracterización de las propiedades geomecánicas de la zona no saturada

Para la obtención de las propiedades geomecánicas del manto de alteración se procedió a la toma de muestras en campo. Se tomó una primera muestra inalterada en tres tubos de PVC (7,5 x 33 cm) mediante inca con ayuda de una maza y una segunda muestra alterada (2 kg) en bolsa de plástico. Se realizaron diferentes ensayos geotécnicos con el fin de caracterizar geomecánicamente el suelo.

En primer lugar se llevó a cabo la determinación de la humedad natural mediante secado en estufa y pesado en balanza hasta masa constante.

Se determinó la densidad real de las partículas sólidas mediante picnómetro de helio (Modelo AccuPyc 1330).

Para conocer la proporción de tamaños de grano del material se realiza un análisis granulométrico. A partir de la curva granulométrica se calculan varios parámetros que caracterizan el material, y que se utilizan para clasificar su textura según diversos sistemas (USCS, AASHTO y USDA). La textura del suelo se puede relacionar estadísticamente con un valor de conductividad hidráulica saturada y no saturada (Martín de Santa Olalla *et al.*, 2005).

Para obtener los parámetros de resistencia se realizó el ensayo de corte directo obteniendo un valor de cohesión y ángulo de rozamiento interno.

3.3. Estimación de la precipitación umbral que desencadenó el evento torrencial

El análisis de estabilidad de la ladera se llevó a cabo siguiendo el método del equilibrio límite de ladera infinita (Skepton y Delory, 1957). Si se obvia la cohesión adicional que aportan las raíces al valor intrínseco que este parámetro presenta en el manto de alteración, el factor de seguridad de la ladera viene dado por (Borga *et al.*, 2002):

$$F_s = C_s + \cos 2\theta \cdot (\rho_s \cdot g \cdot (z - h) + (\rho_s \cdot g - \rho_w \cdot g) \cdot h) \cdot \tan \varphi / z \cdot \rho_s \cdot g \cdot \sin \theta \cdot \cos \theta \quad (1)$$

C_s es el valor de la cohesión del suelo (kg/m^2), θ la pendiente de la ladera ($^\circ$), ρ_s y ρ_w la densidad aparente del material y del agua (kg/m^3), respectivamente, g es el valor de la gravedad (m/s^2), z es el espesor del manto de alteración (m), h es la superficie de freática respecto al plano de rotura (m), y φ el ángulo de rozamiento interno del material ($^\circ$).

Para analizar la estabilidad en relación con la precipitación se debe introducir el concepto de lluvia crítica o

precipitación umbral (Montgomery y Dietrich, 1994), que es la mínima lluvia que provocará la inestabilidad. Además el modelo asume que el flujo subsuperficial es equivalente a la dirección de la máxima pendiente. Esto implica que el área contribuyente al flujo en un punto es dado por el área ladera arriba por unidad de contorno (equivalente a la precisión del MDE). Relacionando el espesor del suelo (b en metros) y la pendiente de la ladera se obtiene el espesor en la vertical (h en metros):

$$h = b \cdot \cos \theta \quad (2)$$

De esta forma uniendo ambos modelos se calcula la precipitación umbral (Borga *et al.*, 2002):

$$R_c = T \cdot \sin \theta / a [(C / \rho_w \cdot g \cdot h \cdot \cos^2 \theta \cdot \tan \phi) + (\rho_s / \rho_w + W / \rho_w \cdot g \cdot h) (1 - \tan \theta / \tan \phi)] \quad (3)$$

4. RESULTADOS

4.1. Caracterización de la cuenca

A partir del análisis espacial en ArcGis se han obtenido los parámetros morfométricos (pendiente, altitud, orientaciones y curvatura), se ha definido la cuenca de drenaje, y se ha determinado el valor de pendiente (26,56°) en el punto de iniciación de la avenida de derrubios, y el área contribuyente a ese punto (143 m²).

4.2. Caracterización de la zona no saturada del suelo

4.2.1. Caracterización de la variabilidad espacial del espesor de la zona no saturada

Se han obtenido las dromocronas de ambos perfiles, los modelos de cobertura de rayos, los de velocidades de ondas P, representando las isolíneas de velocidad que marcan los límites entre los distintos materiales (Figura 2). Se ha tomado la isolínea de 500 m/s como el límite entre la zona no saturada y la roca adyacente.

El perfil estratigráfico está formado por una base de granito sano y poco fracturado, correspondiente al granito porfídico de dos micas; por encima un nivel de fracturación y alteración. A continuación otros 3 metros aproximadamente de granito muy alterado. A techo, el nivel del manto de alteración o zona no saturada con unos 3 metros de espesor máximo en las zonas de vaguada (*hollows*) y 0,3 m en las zonas más elevadas (*noses*) formado por arenas arcillo-limosas cuarzo feldespáticas, de color beige, con cantos y bloques dispersos. Por encima de este manto de alteración aparece el horizonte A de suelo poco desarrollado.

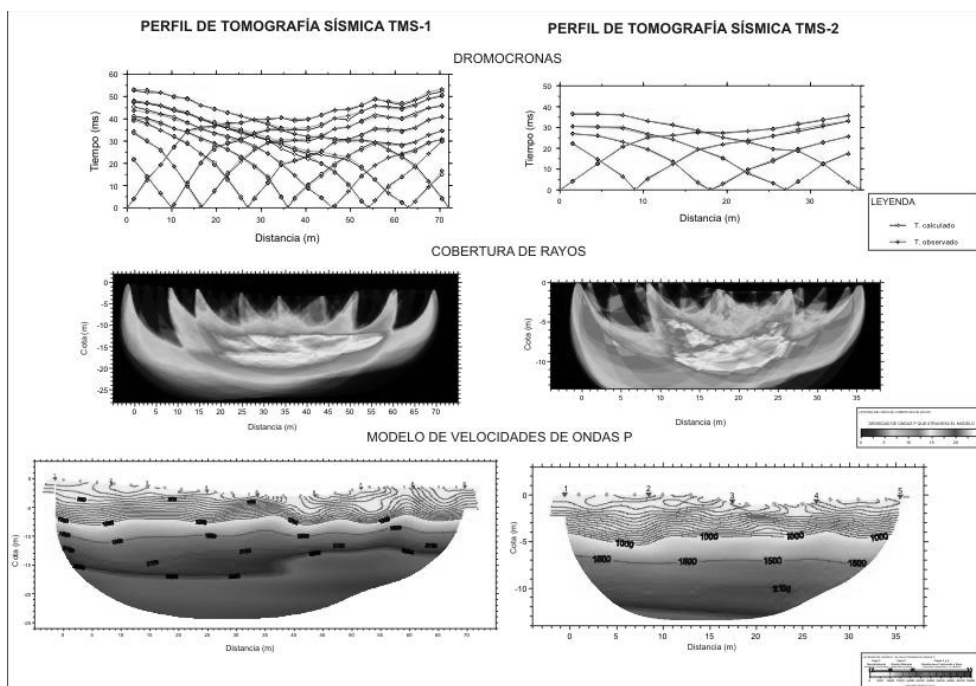


Figura 2: Dromocronas, cobertura de rayos y modelos de velocidades de ondas P de los dos perfiles realizados.

4.2.2. Caracterización de la variabilidad espacial de la humedad de la zona no saturada

A partir de la superposición de la curva de variación de contenido volumétrico en humedad con respecto al tiempo, y el hietograma de precipitación (mm/h) se puede observar una clara correspondencia.

Siguiendo las relaciones establecidas anteriormente, se ha obtenido la conductividad hidráulica saturada (6,07 m/d) a partir del valor medio de la conductividad hidráulica no saturada.

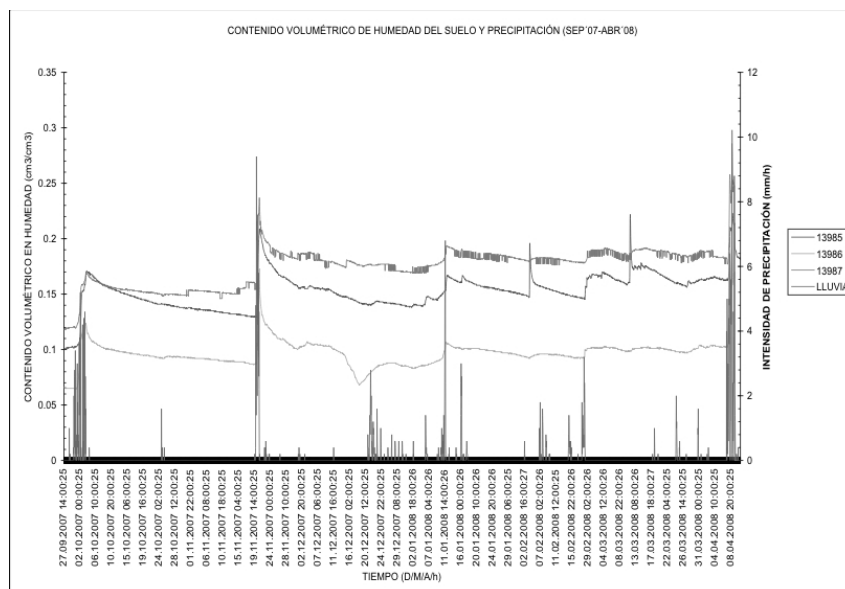


Figura 3: Curva de variación de contenido volumétrico en humedad con respecto al tiempo e hietograma de intensidad de lluvia.

4.2.3. Caracterización de las propiedades geomecánicas de la zona no saturada

Derivados de la curva granulométrica y el análisis por tamizado se han calculado los parámetros que caracterizan el material. Con estos parámetros y según el sistema de clasificación de suelos y, en relación a su textura según la USDA es de tipo Franco-Arenoso. Con esta clasificación se puede relacionar el material con un valor aproximado de conductividad hidráulica no saturada teórico de 2,59 cm/h (Rawls *et al.*, 1982).

El resto de los parámetros se resumen en la Tabla 1.

4.3. Estimación de la precipitación umbral que desencadenó el evento torrencial

Se han calculado todos los parámetros que requiere el modelo (Tabla 1), y se ha podido calcular el valor mínimo que desencadenó el evento de avenida de derrubios el 18 de diciembre de 1997 en Venero Claro 265 mm en 24 horas.

Tabla 1: Parámetros utilizados en el modelo.

Espesor del manto de alteración (z)	3 m
$D = z \cdot \cos \theta$	2,63 m
Cohesión (c)	10000 Kg/m ²
Ángulo de rozamiento interno (φ)	28,87°
Conductividad Hidráulica Saturada (Ks)	6,07 m/ día
Conductividad Hidráulica no saturada (K)	3,4 m/día
Transmisividad (T)	18,21 m ² /día
Área contribuyente (a)	143,4 m ² /m ; a/b = 28,7
Pendiente (θ)	26,56°
Densidad real (ρ_s)	2,68 gr/cm ³
Densidad aparente	1,8 gr/cm ³
Porosidad (η)	40%
Humedad Natural (w)	17%

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

De la interpretación de los resultados y la discusión de la validez de los métodos y criterios empleados, podrían hacerse cuatro consideraciones generales:

En lo referente a la interpretación de los perfiles geofísicos, a partir de los modelos de velocidades de ondas P se ha tomado la isolínea de 500 m/s como referencia para delimitar la zona no saturada del suelo, formada por el manto de alteración del granito subyacente. Este valor podría interpretarse como subjetivo o aleatorio, pero se ha adoptado basándose en la experiencia en la interpretación geofísica y en las características de los materiales de la zona analizada.

Del análisis de la curva de variación de contenido volumétrico de humedad del suelo y su relación con las precipitaciones se pueden extraer las siguientes conclusiones: la sonda más superficial (referencia 13986 instalada a 0,44 m), presenta los valores más bajos de contenido volumétrico en humedad; es la que responde antes frente a un aumento de presencia de agua, y la que mayores variaciones tiene, con curvas pronunciadas de aumento de humedad y de descenso por evaporación. Sin embargo, la sonda intermedia (referencia 13987, a 0,74m) es la que presenta los valores más altos de contenido volumétrico en humedad; asimismo, muestra un patrón de pequeñas oscilaciones más marcado que en las curvas de las otras dos sondas. Esto puede explicarse por la presencia de bloques y cantos, cuya mayor porosidad favorece la acumulación de agua, tanto de la infiltración de la lluvia como del flujo subsuperficial canalizado desde aguas arriba y, que con un mayor contenido en arenas y arcillas en el nivel inferior, no llega a infiltrarse totalmente. Mientras que la sonda más profunda (referencia 13985, a 1,21 m) presenta valores de contenido volumétrico en humedad intermedios. Un aumento en la matriz arcillosa y su proximidad al sustrato rocoso impermeable pueden hacer que se invierta el patrón. Los picos más marcados corresponden a eventos de deshielo. La nieve acumulada, sobre todo en la parte alta de la ladera y las cumbres, a medida que se funde, se va infiltrando y formando un mayor flujo subsuperficial, que sí llega al nivel inferior, incluso superando los valores de humedad registrados en la sonda intermedia.

Comparando el valor teórico de conductividad hidráulica no saturada con el calculado a partir de los datos de contenido volumétrico en humedad del suelo, este último es algo más elevado pero aún queda incluido en el rango de valores propuesto por otros autores para un material similar (Rawls *et al.*, 1998).

El valor obtenido para la precipitación umbral (265 mm/d) está en los mismos rangos y órdenes de magnitud que otros calculados en estudios realizados en zonas semejantes (Romana, 1988 y 1991). Podría parecer elevado, pero a partir del análisis estadístico de las precipitaciones registradas en los pluviómetros de la zona (Díez, 2001), en realidad presenta un periodo de retorno inferior a los 100 años.

A modo de conclusión, se confirma la hipótesis de partida, por la cual es necesario hacer una correcta y multidisciplinar caracterización de la zona no saturada del suelo, para conseguir realizar un análisis objetivo de los factores que producen el desencadenamiento de corrientes hiperconcentradas en relación con deslizamientos superficiales de esa zona no saturada.

Agradecimientos. Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto *Dendro-Avenidas (CYCIT CGL2007-62063)* y parte del material utilizado ha sido financiado por los proyectos *CYCIT RISGREDOS (REN 2002-0136)*, *GEORIADA*, el Laboratorio de Mecánica de suelos del Instituto Geológico y Minero de España y Geofísica Consultores.

REFERENCIAS

- Borga M., Fontana G. D., Gregoretti C. y Marchi L., 2002. Assessment of shallow landsliding by using a physically based model of hillslope stability. *Hydrological Processes*, 16, 1833- 2851. Wiley Interscience.
- Buckingham, E., 1907. Studies of the movement of soil moisture. *Bull. 38. Bur. Of solis.* USDA. Washington D.C.
- Campbell, G.S., 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Sci.* 117:311–314.
- Da Silva, F.F.; Wallach, R.; Polak, A.; Chen, Y., 1998. Measuring water content of soil substitutes with Time-domain reflectometry (TDR). *J. Amer. Soc. Hort. Sci.* 123(4): 734-737.
- Dalton, F.N., 1992. Development of Time-Domain-Reflectometry for measuring soil water content and bulk soil electrical conductivity. In *Advances in measurement of soil physical properties: bringing theory into practice. Soil Sci. Soc. Am. Special Pub. No. 30.* pp. 143-167.
- Dietrich, W.E., Montgomery, D.R., 1998. SHALSTAB: A Digital Terrain Model for Mapping Shallow Landslide Potential. *National Council of the Paper Industry for Air and Stream Improvement.* Technical Report.
- Díez, A., 2001. Geomorfología e Hidrología fluvial del río Alberche. Modelos y SIG para la gestión de riberas. Serie Tesis Doctorales nº 2. *Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España* (Ministerio de Ciencia y Tecnología), Madrid, 587 pp.+ anexo + CD-ROM
- Geospatial Hydrologic Modeling Extensión, USACE, 2003
- Martín de Santa Olalla F., López Fuster P. y Calera Belmonte A., 2005. Agua y Agronomía. Universidad de Castilla La Mancha. *Ediciones Mundi Prensa.*
- Martínez Fernández, J. y Ceballos A., 2001. Diseño y validación de una sonda TDR para la medición de la humedad del suelo. En *Temas de Investigación en zona no saturada* (López, J.J. y Quemada, M., eds.). Universidad Pública de Navarra, 37-43. Pamplona.
- Montgomery, D.R., Dietrich, W.E., 1994. A Physically Based Model for the Topographic Control on Shallow Landsliding *Water Resources Research*, 30(4):1153-1171.
- Rawls, W.J; Brakensiek, D.L y Saxton, K.E., 1982. Estimation of soil water properties. *Trans. ASAE* 108: 1316 – 1329.
- Reynolds, J. M., 1997. *An introduction to applied and environmental geophysics.* John Wiley and Sons Ltd.
- Skempton, A. W., and DeLory, F. A., 1957, Stability of natural slopes in London clay, *Proc. Int. Conf. Soil Mech. Found. Eng.*, 4th(2), 378–381.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E. Y Keys, D. A., 1990. *Applied geophysics.* Cambridge University Press.
- Topp G.G.; Davis J.L. y Annan, A.P., 1980 Electromagnetic determination of soil water content: measurement in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res.* 16: 574 – 582.
- Van Genuchten, M.Th., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am.J.* 44:892–898.