

## **RESULTADOS PRELIMINARES DEL USO DE PIEZÓMETROS DE CUERDA VIBRANTE COMO HERRAMIENTA A CONSIDERAR PARA EL ESTUDIO DE LA GENERACIÓN DE DESLIZAMIENTOS EN MORRENAS GLACIARES.**

**Carles RAÏMAT<sup>1</sup>, Mario ZARROCA<sup>2</sup>, Marcel HÜRLIMANN<sup>3</sup>, Jordi COROMINAS<sup>3</sup>, Roberto LUIS-FONSECA<sup>1</sup>.**

<sup>1</sup> Geobruigg Ibérica S.A

<sup>2</sup> Departamento de Geología, Universitat Autònoma de Barcelona, Bellaterra, E-08193, España.

<sup>3</sup> Universitat Politècnica de Catalunya

### **RESUMEN**

*Los depósitos glaciales del tipo morrena, suspendidos en forma de hombrera, yacentes sobre sustratos paleozoicos y terciario, en los valles Pirenaicos, son en su mayor parte inestables a medio y largo plazo. La evolución de estos depósitos desde el mismo momento en que se inició la retirada de los glaciares que los generaron ha sido la de inestabilizarse ya fuese en forma de deslizamientos rotacionales y/o flujos torrenciales.*

*La dinámica de laderas probablemente nunca había interferido como ahora con la actividad humana y muestra de ello son los cada vez más numerosos desastres generados con las lluvias en entornos de montaña. La actividad económica de la última década ha propiciado una descontrolada ocupación del territorio construyendo en zonas históricamente conocidas por la afectación de fenómenos torrenciales.*

*En el Barranc de Erill en la Vall de Boí, en el marco de una proyecto de investigación entre Forestal Catalana, Geobruigg y la UPC para el estudio de la aplicabilidad de las protecciones flexibles frente a flujos torrenciales, se ha instalado en la cabecera de la cuenca sobre depósitos morrénicos 5 piezómetros de cuerda vibrante a distintas profundidades en una misma vertical.*

*Los datos tomados automáticamente cada 6 horas durante los últimos dos años combinados con el registro en la propia cuenca de la precipitación pueden ser de gran utilidad para determinar la relación entre la precipitación y la infiltración en términos de presión de poro efectiva y por ende poder llegar a determinar las condiciones de presión de poro en el momento de la rotura del terreno.*

## 1. INTRODUCCIÓN

Los factores que condicionan y desencadenan deslizamientos, que pueden además evolucionar a una corriente de derrubios, son múltiples y pueden concatenarse de manera compleja. Los factores condicionantes pueden ser de tipo estático, tales como la naturaleza, estructura y disposición de los materiales; o preparatorios-dinámicos, como la reducción de la resistencia al corte por alteración o por la variación de las condiciones piezométricas (Glade and Crozier, 2005).

Las variables asociadas a los movimientos en masa desencadenados por lluvias son varias. La complejidad en encontrar las probabilidades de alcanzar una profundidad de saturación crítica y por lo tanto pronosticar la ocurrencia de movimientos en masa desencadenados por lluvias es función de una gran cantidad de parámetros involucrados e íntimamente relacionados. Gostelow (1991) e Iiritano et al. (1998) consideran que la lluvia puede actuar de dos formas diferentes en la estabilidad de las laderas: por una parte (1) los eventos muy intensos que causan una reducción de la resistencia al cortante por reducción de la cohesión aparente generando movimientos en masa inicialmente superficiales o por otra parte (2) eventos de lluvia de larga duración que generan deslizamientos mucho más profundos en terrenos arcillosos y frecuentemente a lo largo de superficies de cizalla pre-existentes (Corominas, 2000). Determinar y monitorear los condicionantes preparatorios es fundamental, puesto que pueden suponer el paso de un situación estable a inestable. En tal situación, un factor externo como una sacudida sísmica o un episodio de precipitaciones puede llegar a desencadenar, de manera casi inmediata, una corriente de derrubios (Wang y Sassa, 2006). El monitoreo de las condiciones piezométricas en los depósitos potencialmente inestables puede mejorar sensiblemente la comprensión de la respuesta hidrogeología frente a los episodios de precipitación, especialmente en aquellos sistemas complejos que puedan albergar sistemas multiacuífero colgados. Por lo tanto, dicho monitoreo junto con el de las variables climáticas puede contribuir significativamente al desarrollo de sistemas de alerta temprana.

El principal objetivo de este trabajo ha sido determinar el patrón de flujo subterráneo en el seno de un depósito glacial de tipo morrena en el sector del Valle de Boí, Pirineos (Lleida), y como dicho patrón condiciona sus condiciones de estabilidad. Se ha elegido este lugar puesto que en él queda un relicto de un potente depósito de tipo till, en el cual se han registrado eventos de corrientes de derrubios de grandes dimensiones (Luis-Fonseca et al. 2011, Raïmat et al. 2012), y porque existe escasa literatura respecto estudios detallados sobre las condiciones piezométricas de sistemas multiacuíferos para esta tipología de depósito. Para ello se han instalado una serie vertical de piezómetros de cuerda vibrante y un sistema autónomo para la adquisición de datos, durante un periodo de tiempo superior a 2 años. Adicionalmente se han recopilado datos de precipitaciones de casi 60 años y se han caracterizado geotécnicamente los materiales que componen el depósito mediante la ejecución de un sondeo mecánico, muestreos de campo y ensayos, tanto *in situ* como en laboratorio.

## 2. METODOLOGÍA

### 2.1. Contexto geológico

El valle de Boí se sitúa en la unidad estructural del Pirineo Axial (Fig. 1A). En la parte más alta de la cuenca, hasta la altura de la Farga, está compuesta por un sustrato granodiorítico. Los relieves más pronunciados corresponden a materiales devónicos, formados por calizas, calco-esquistos y calizas “griotte”, alternando con niveles pizarrosos. Los relieves más suaves, como los de la cara sur de Taüll o Durro, corresponden a pizarras y areniscas cambro-ordovícicas y pizarras negras silúricas (Figura 1B).

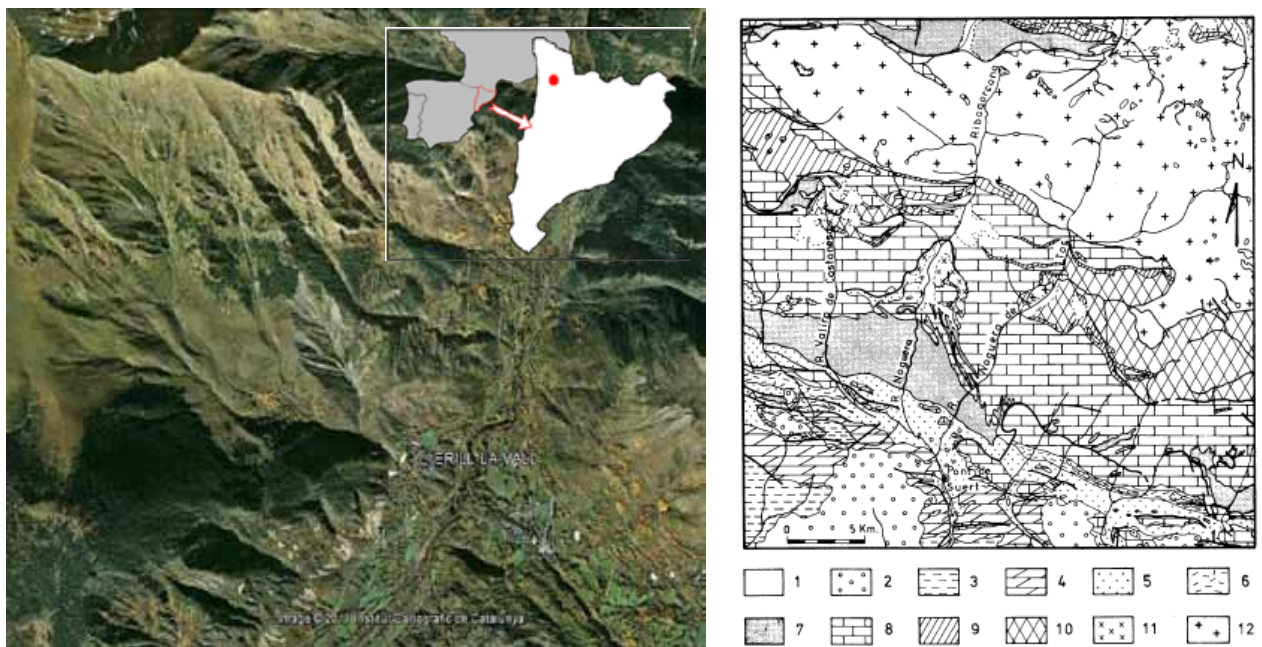


Fig. 1. (A) Localización de la cuenca del barranco de Erill, en la comarca de la Alta Ribagorça (Lleida). (B) Depósitos Cuaternarios; 2. Oligoceno; 3. Cretácico Superior; 4. Jurásico y Cretácico Inferior; 5. Permo-Triásico; 6. Carbonífero Post-Hercínico; 7. Carbonífero Pre-Hercínico; 8. Devónico; 9. Silúrico; 10. Cambro-Ordovícico; 11. Silicified homfels; 12. Granodiorita de la Maladeta (Zwart, 1972).

En la cabecera de la subcuenca del Barranco de Erill se encuentran los picos de l’Aüt (2.530 m) y d’Erill (2.514 m), localizándose el thalweg del Río Noguera de Tor a una cota de 1.165 m, a su paso por la población de Erill la Vall (Figura 1A). En el área también se encuentran formaciones cuaternarias que corresponden a coluviales de tipo canchal (Tarteres d’Erill), depositados al pie de la ladera del Faro d’Erill (2.061m) y depósitos aluviales de terraza de la Noguera de Tor. El barranc d’Erill-Barranc de Basco forma un cono de deyección en el límite SSW de la población de Eril la Vall que, asentada sobre materiales paleozoicos, queda ligeramente elevada respecto del vértice del cono. Colgados respecto de las citadas unidades activas quedan colgados relictos de depósitos glaciares y periglaciares. El techo del depósito de tipo morrena localizado al NNW de la población de Erill la Vall buza unos 18° SSE hacia la dirección de valle y su relieve local es de casi 500 m. En su flanco E se observa la cicatriz de resultado de varios eventos de corriente de derrubios, que deja expuestos los materiales de

tipo till que componen el depósito y que constituyen la principal área fuente del cono de deyección de Erill la Vall.

El till del NNW de Erill la Vall está formado por una **Unidad Inferior**, constituida por una diamictita compacta de matriz limo-arenosa, de color gris claro. Soporta bloques, cantos rodados y gravas glaciagénicas de granito, esquisto y cuarcita. También incluye alternancias de niveles lenticulares de lutitas y arenas, algunos de ellos con la laminación deformada. Hacia el techo de esta unidad, la matriz es arenosa, con niveles de lutitas laminadas y gravas lavadas, y la disposición de los bloques morrénicos es a contrapendiente (Vilaplana, JM; 1983). La **Unidad Intermedia** se dispone discordante, en contacto erosivo, sobre la unidad inferior. Está formada por un sedimento compacto con matriz lutítica gris-azulada, con cantos rodados y gravas estriadas. La litología es similar a la de la unidad inferior. Incluye bloques que se encuentran orientados siguiendo un plano inclinado buzando SSE, hacia el valle, circunstancia que sugiere una estructura de plano de cizalla producido sub-glacialmente por la compresión del glaciar (Vilaplana, JM; 1983). Hacia el techo de esta unidad, y coincidiendo con los llanos de “Les Bordes d’Erill”, se aloja un nivel de escasa potencia asociado a depósitos de ladera más recientes, que se interpretan como removilizaciones de depósitos morrénicos de glaciaciones anteriores. Por último la **Unidad Superior** está formada por depósitos petrológicamente, texturalmente y estructuralmente equivalentes al techo de la unidad inferior.

## 2.2. Climatología y Meteorología

Los datos meteorológicos recopilados y analizados han sido facilitados por AEMET (Agencia Estatal de Meteorología), ENDESA (Empresa Nacional de Energía) y METEOCAT (Servei de Meteorología de Catalunya), además de los registrados directamente por la estación instalada en la propia cuenca del barranco de Erill por parte del Convenio de Investigación entre Forestal Catalana S.A., Centre Tecnològic Forestal, Universidad Politécnica de Catalunya y Geobruigg (Tabla 1).

Estación meteorológica	Cota (m s.n.m.)	Localización		Periodo observación
		Long (°)	Lat. (°)	
Erill-La-Vall (9740 <sup>a</sup> )	1.280	50..1	4231..	Mayo 1924 – Abril 1936
Boí Central (PR9741)	1.096	48133	423022	Enero 1951 – Septiembre 1959
				Junio 1967 – diciembre 1997
Senet (Pr 9734)	1.093	43561	423238	Diciembre 1912
				Octubre – Diciembre 1915
				Enero 1917 – Noviembre 1931
				Diciembre 1949
				Enero 1952 – Diciembre 1991
Vilaller (9736)	960	42341	422734	Enero 1951 – Diciembre 1991
Llesp (PR 9744)	1.090	47101	422942	Enero 1967 - 1979

Tabla 1. Estaciones meteorológicas de las que se dispone registros.

En base a los datos de precipitación recopilados, correspondientes a 58 años completos durante el periodo 1928-2012, la precipitación anual media se sitúa en los 1.081,6 mm, siendo la mayoría en forma de lluvia. El año más seco de la serie fue 1998 con 526,2 mm y el más lluvioso 1977 con 1.961,0 mm. En base a la media es posible representar los diferenciales de precipitación (Figura 2), en la que se puede identificar el régimen deficitario o de diferencial negativo de los últimos 10 años. Dicho déficit ha sido del orden de 150-180 mm para el periodo de monitoreo mediante piezómetros.

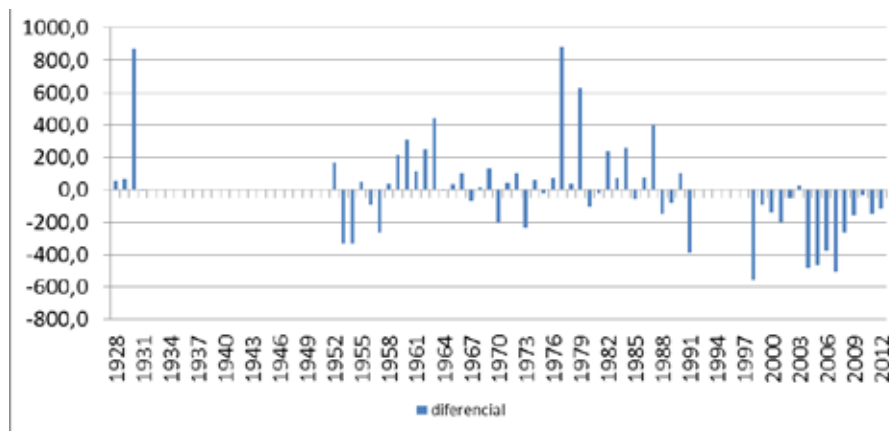


Fig. 2 Precipitación anual respecto a la precipitación media.

### 2.3. Reconocimiento del subsuelo e instrumentación.

Durante el mes de enero de 2011 se perforó un sondeo con recuperación continua de testigo hasta una profundidad de 55 m. En sondeo se ubicó en el llano de Les Bordes, sobre la Unidad Intermedia y a una cota de 1.600 m. Dicha perforación atravesó el depósito de till y se empotró en el zócalo paleozoico una profundidad de 8 m. En el interior de los sondeos, y coincidiendo con los niveles de mayor permeabilidad, se ejecutaron ensayos de conductividad hidráulica de tipo Lefranc, de carga variable.

En el interior del sondeo se instalaron 5 piezómetros de cuerda vibrante equipados con termistor (Slope Indicator). Dichos instrumentos registran las variaciones en la presión ejercida por el fluido sobre una membrana alojada en su interior, transduciendo las variaciones en la frecuencia de vibración de un filamento de acero, adherido a dicha membrana. Los piezómetros se instalaron coincidiendo con distintos niveles de alta permeabilidad relativa. El objetivo fue determinar si los niveles estaban conectados hidráulicamente y actuaban como un único nivel piezométrico, o bien si el depósito glaciar se comportaba como un sistema acuífero multicapa. Para evitar la posible conexión hidráulica entre las distintas unidades auscultadas, favorecida por la propia perforación y el cableado de los piezómetros por un lado el espacio anular se inyectó mediante una lechada a baja presión de cemento-bentonita (Vaughan, 1969; McKenna, 1995; Contreras, et al., 2008). Se perseguía obtener un medio en el que la conductividad hidráulica vertical fuera mínima (la columna de lechada entre niveles es métrica o decamétrica), mientras que la horizontal resultara garantizada (el espacio anular es de escasos centímetros), al mismo tiempo que se dotaba el

sistema de piezómetros de cuerda vibrante extremadamente sensibles a las variaciones en las presiones intersticiales. Por lo tanto, tras un periodo de estabilización que puede ser superior al que se obtiene mediante instalaciones a base de filtros-drenes de arena y sellos de bentonita, la respuesta a las variaciones piezométrica es prácticamente instantánea. Los piezómetros más superficiales (3 y 9 m) se calibraron para rangos de presión 3,5 bar, mientras que los más profundos se calibraron para 7,0 bar. La precisión esperable es de  $\pm 0.1\%$  del factor de escala.

Los datos de piezometría y temperatura fueron adquiridos y almacenados mediante unidades MiniLogger y Quattrologger (Slope Indicator), sistemas monocanal y tetra canal respectivamente. El monitoreo se inició el 19/05/2011, con una frecuencia de 4 lecturas diarias. Dado que las mediciones de frecuencia de vibración registradas mediante los piezómetros son termo-dependientes, los valores de temperatura ofrecidos por los termistores se utilizaron para compensar dicho efecto, permitiendo así la normalización de las lecturas. La compensación por efecto de la presión atmosférica no fue necesaria puesto que los piezómetros inyectados configuran un sistema cerrado, es decir, sobre la membrana sólo actúa la presión del agua subterránea.

Adicionalmente se muestrearon los materiales expuestos en la cicatriz localizada al E del sondeo (Figura 3). Las muestras representativas se seleccionaron coincidiendo con aquellos niveles que correlacionaban con los atravesados por el sondeo y en los que se instalaron los piezómetros de cuerda vibrante. Las muestras obtenidas se analizaron para determinar su humedad natural, límites de Atterberg y huso granulométrico.

Los datos de precipitación local fueron registrados por una estación meteorológica automatizada, instalada en la propia subcuenca del barranco de Erill en el marco del Convenio de Investigación entre Forestal Catalana S.A., Centre Tecnològic Forestal, Universidad Politècnica de Catalunya y Geobruigg. Los valores se midieron de forma continuada, con una medición cada hora pero se representaron de forma que pudieran ser comparados con los piezómetros a la misma escala temporal. La correlación de los registros de precipitación local y piezometría deberían permitir establecer la respuesta hidráulica de las distintas unidades acuíferas albergadas en el depósito de till frente a dichas precipitaciones. Mediante el análisis de dichas relaciones se ha pretendido definir el patrón de circulación de agua subterránea en el seno del depósito.



### 3. RESULTADOS

#### 3.1. Caracterización geomecánica

La ejecución de un sondeo mecánico permitió identificar y caracterizar los distintos niveles que componían el depósito de till. La columna estratigráfica determinada, así como los resultados de los ensayos de conductividad hidráulica Lefranc y la cota a la que se instalaron los piezómetros de cuerda vibrante se representa en la Figura 3. Los materiales atravesados fueron principalmente arcillas arenosas, con intercalaciones de niveles de gravas gruesas. Se identificaron hasta 4 niveles de gravas, dos más superficiales de potencia limitada (2 m) y dos más profundos de mayor espesor (4-5 m). La conductividad hidráulica, determinada mediante ensayos Lefranc, fue del orden de  $6 \cdot 10^{-6} - 6 \cdot 10^{-7}$  m/s para los tramos arcillo-arenosos y de  $2,6 - 9 \cdot 10^{-5}$  m/s para las unidades de gravas.

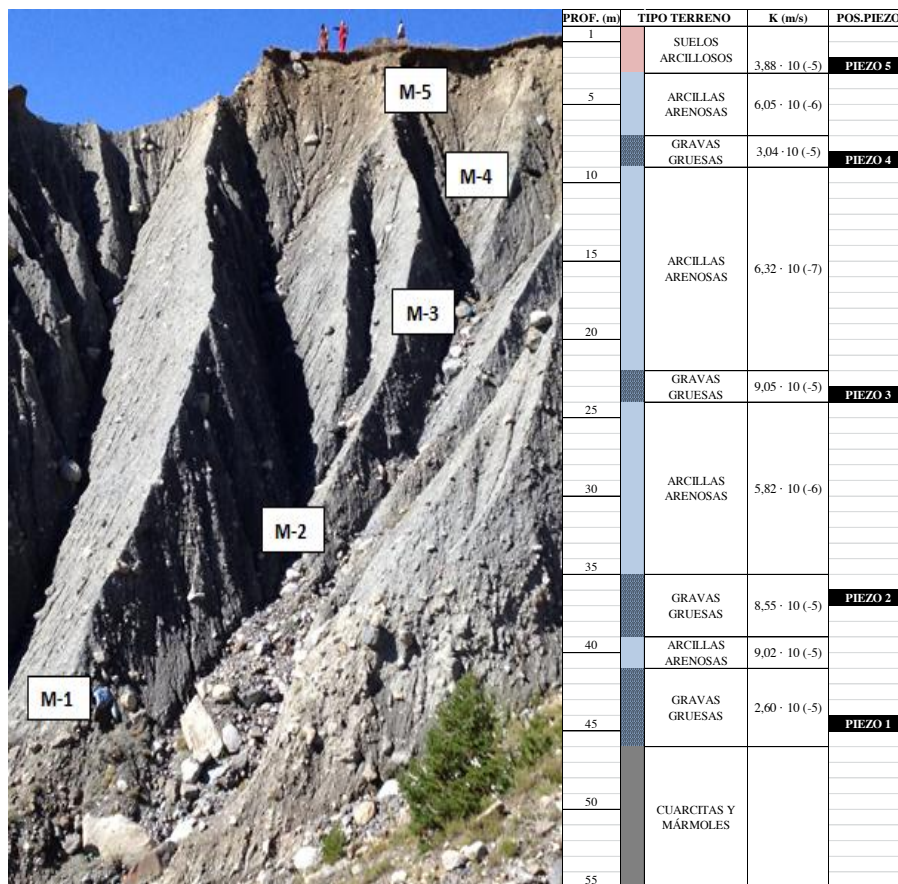


Fig.3. (A) Vista oblicua del afloramiento de la Unidad Intermedia y zonas de muestreo (B) Registro de los materiales atravesados por el sondeo, resultados de los ensayos de conductividad hidráulica Lefranc y profundidades a las que se instalaron piezómetros de cuerda vibrante.

Los principales niveles atravesados mediante el sondeo mecánico fueron correlacionados con los expuestos en la cicatriz localizada a 15 m al E del sondeo (Figura 3). En dicho

afloramiento se muestrearon los niveles que se correspondían con aquellos en los que se instalaron los piezómetros de cuerda vibrante. Los resultados de las determinaciones de humedad natural y límites de Atterberg (Tabla 2), así como de su análisis granulométrico (Figura 4), ponen de manifiesto que se trata de materiales predominantemente granulares y de baja plasticidad.

Identificación muestra	Profundidad (m)	Humedad natural (%)	Límites de Atterberg	
			LL	IP
M-5	3	0,9		No plástica
M-4	7	0,4		No plástica
M-3	15	0,4	20,2	6,9
M-2	27	0,3	20,2	6,5
M-1	33	0,3		No plástica

Tabla 2. Estado de humedad natural mediante secado en estufa (según norma UNE 103300:1993) y límites de Atterberg (según norma UNE 103103:94 y 103104:93), de las muestras obtenidas sobre los materiales expuestos en la cicatriz localizada al E del sondeo UNE 103101:1995.

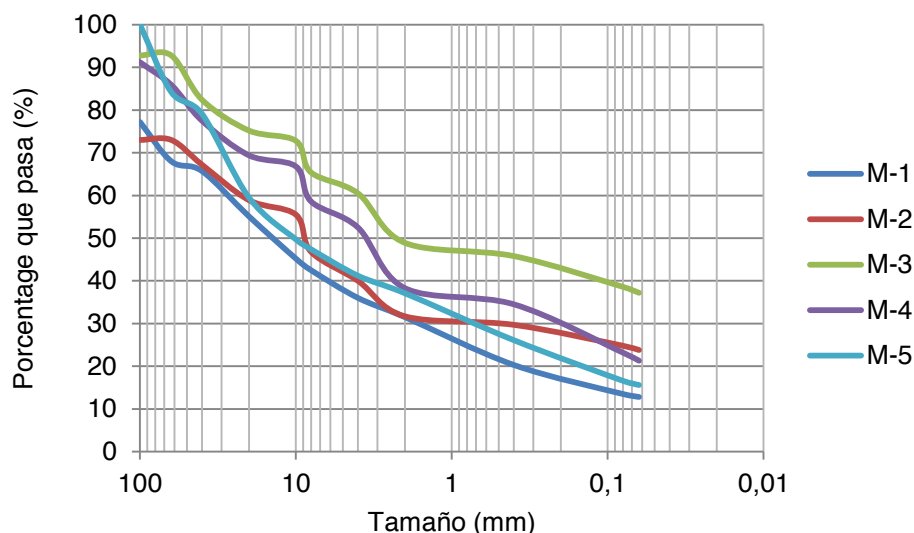


Figura 4. Curvas obtenidas mediante análisis granulométrico por tamizado (según norma UNE 103101:1995) para las muestras en Tabla 1.

### 3.2 Monitoreo e interpretación de la relación entre los niveles piezométricos y la precipitación local

Durante el periodo de observación, tras un lapso de estabilización de 1-2 meses, se ha constatado que los tres piezómetros instalados a menor profundidad (3, 9, y 23 m) ha resultado sensibles a las precipitaciones, registrando variaciones piezométricas coherentes



tras los episodios de lluvia (Figura 5). La amplitud de la variación piezométrica ha sido similar para todos los piezómetros, en torno a los 20 kPa, equivalentes a 2 metros de columna de agua. Por el contrario, los piezómetros instalados a mayor profundidad (36 y 44 m) presentan variaciones piezométricas mínimas, manteniéndose siempre valores muy próximas a 0 kPa, que no parecen guardar relación alguna con dichos episodios de precipitación (Figura 5). Tal circunstancia pone de manifiesto que, mientras los niveles más superficiales (3, 9, y 23 m) han registrado presiones intersticiales positivas, es decir han entrado en carga hidráulica, los niveles más profundos (36 y 44 m) no lo han hecho. Los valores negativos de presión registrados pueden responder a ligeros cambios de humedad en el área circundante al piezómetro (los piezómetros instalados pueden llegar a medir presiones negativas de hasta 35 kPa); al hecho de que los piezómetros se calibran en condiciones de laboratorio a 1 atm y, a una altura de 1.600 m, la desviación del 0 relativo sería de hasta casi 20 kPa, y/o a cierta deriva del transductor de cuerda vibrante debida a la relajación del filamento de acero.

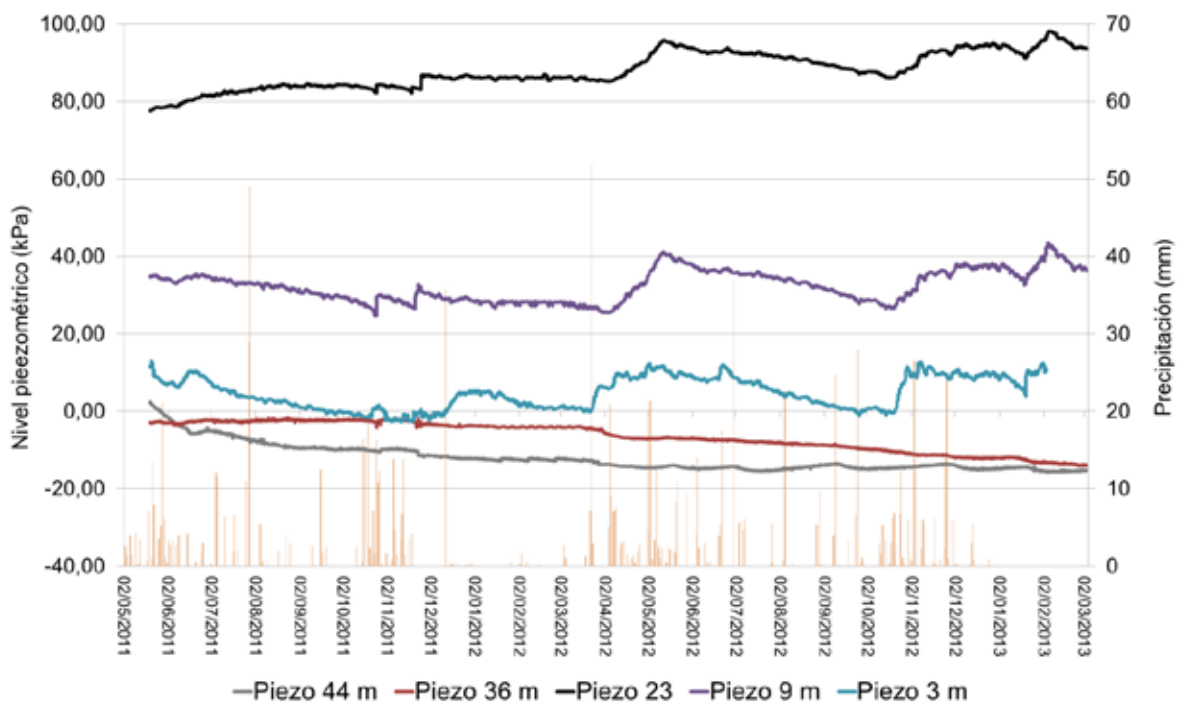


Fig. 5 Representación gráfica de la precipitación diaria nivel piezométrico registrada por la estación automatizada instalada en la subcuenca del barranco de Erill y piezómetros de cuerda vibrante.

De la observación de los valores absolutos de nivel piezométrico (Figura 5) se desprende que la conexión vertical entre las distintas unidades permeables es limitada y, por lo tanto, los niveles de gravas (de 7-9 m y de 22-24 m) actúan como acuíferos colgados, mientras que el nivel superficial lo hace como libre. No obstante, cuando se comparan los comportamientos de los piezómetros con respecto a la precipitación, se observa como los piezómetros situados a 3, 9 y 23 metros de profundidad muestran una respuesta similar, experimentando aumentos

en su nivel piezométrico tras las precipitaciones (Figura 6), de respuesta casi inmediata en el más superficial (t1) y algo más espaciada en el tiempo para los otros dos (t2 y t3). Tras un incremento rápido en el nivel piezométrico (carga), la presión se disipa con mayor lentitud, durante periodos de tiempo que suelen ser del orden de 3 veces superiores (descarga). En cuanto a la amplitud de la variación piezométrica ( $\Delta p$ ) es similar, si bien para el piezómetro a 9 m de profundidad es algo superior ( $\Delta p_2$ ) (Fig.6).

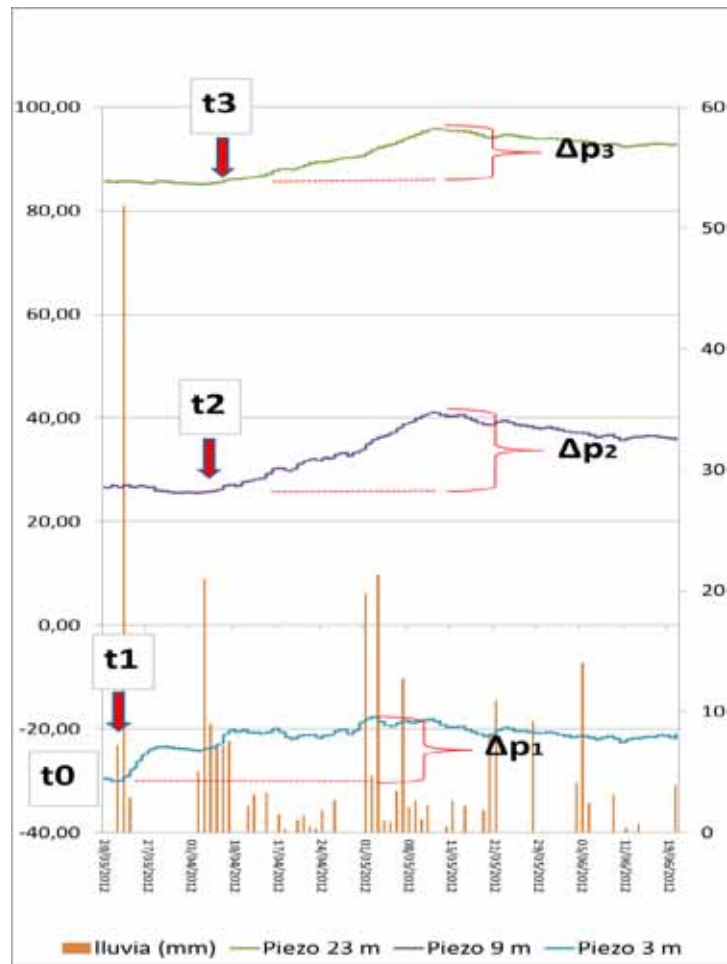


Fig. 6 Ejemplo real de la respuesta de los piezómetros superficiales tras los episodios de lluvia.

#### 4. CONCLUSIONES

De los resultados obtenidos se deduce que el depósito de till presenta un patrón de circulación de agua subterránea complejo. A diferencia de lo que podría suponerse para un depósito de materiales más o menos homogéneo y de permeabilidad moderada, la circulación vertical de agua subterránea parece limitada y la mayor parte del flujo es canalizada por niveles de gravas permeables y de reducido espesor. Teniendo en cuenta la sensibilidad de los niveles piezométricos a las precipitaciones locales, todo parece indicar que las zonas de recarga están muy próximas y que la circulación de agua subterránea responde a flujos muy locales. En tales condiciones, si se tratase de un depósito homogéneo en el que la saturación se produce por infiltración de agua de lluvia, se requerirían episodios de lluvia de gran magnitud para inducir presiones intersticiales que llegaran a comprometer la resistencia al corte de los materiales. Por el contrario, al tratarse de un sistema acuífero multicapa compuesto por unidades acuíferas de limitado espesor, precipitaciones muy inferiores pueden hacer entrar en carga hidráulica a dichos niveles y provocar localmente presiones intersticiales elevadas en los niveles arcillosos que los confinan.

El espesor de los niveles permeables de gravas parece también un factor fundamental. Los niveles más superficiales de reducido espesor (2 m) han respondido a precipitaciones moderadas con aumentos del nivel piezométrico de hasta 2 metros de columna de agua; por el contrario, los niveles más profundos y potentes (4-5 m) no han experimentado carga hidráulica para dichas precipitaciones. Cabe señalar que los piezómetros se instalaron entre a unos 2 metros por encima de la cota del muro y, por lo tanto, el hecho de que los piezómetros no hayan registrado variación piezométrica no descarta que dichos niveles la hayan experimentado.

La cinemática de los movimientos en masa estará pues condicionada por la existencia de niveles de gravas permeables. Su configuración y potencia actuarán como factores precondicionantes de los movimientos y dicho criterio debería ser tenido en cuenta en la modelización de las condiciones de estabilidad del depósito. De este modo, episodios de lluvia moderados podrían hacer entrar en carga hidráulica los niveles más superficiales de escasa potencia y desencadenar corrientes de derrubios con planos de rotura a escasa profundidad. Episodios en los que se acumulen importantes lluvias antecedentes, que llegaran hacer entrar en carga hidráulica los niveles profundos de mayor potencia, podrían actuar como factores preparatorios de eventos con superficies de rotura más profundos, que incluso podrían llegar a movilizar el depósito en todo su espesor. En tales condiciones, puede ser de gran utilidad determinar los incrementos en las tasas de presión de estos niveles confinados profundos, vinculadas a copiosos episodios de lluvia. Este análisis pudiera permitir aplicar el backanálisis a episodios lluviosos registrados en el último siglo en la misma cuenca y que se conoce dieron lugar a importantes deslizamientos y de ahí obtener los valores de presión críticos para la gestión de un sistema de alerta temprana.

## BIBLIOGRAFÍA

Contreras, Grosser, and Ver Strate, 2008. "The Use of the Fully-grouted Method for Piezometer Installation, " *Geotechnical News*, pp 30 - 37, Vol 26, June 2008.

Corominas, J. 2000. El clima y sus consecuencias sobre la actividad de los movimientos de ladera en España. *Rev. C & G.*, 20 (3-4), 89-113.

Glade, T. & M.J. Crozier (2005). A review of scale dependency in landslide hazard and risk analysis. In: . In: Glade, T., Anderson, M. & M. Crozier (Eds): *Landslide hazard and risk.*-Wiley, Chichester 75-138

Gostelow T.P.(1991) – Rainfall and Landsfides. In “ Prevention and Control of Landslides and other Mass Movements”. CEC Report EUR 12918 EN: 37-53, Luxembourg.

Iiritano, G., Versace, P. and Sirangelo, B (1998) Real time estimation of hazard for landslides triggered by rainfall. *Environmental Geology*, 35 (2/3), 175-183

Luis-Fonseca R., Raïmat C., Hürlimann M., Abancó C., Moya J., Fernández J. (2011). Debris-flow protection in recurrent areas of the Pyrenees. Experience of the VX systems after the output results collected in the pioneer monitoring station in Spain. 5th Int. Conf. on Debris-Flow Hazards Mitigation, Padua, 1063-1071.

McKenna, G.T, (1995). Grouted-in Installation of Piezometers in Boreholes, *Geotechnical Journal* 32, pp 355-363, 1995.

Raïmat C., Hürlimann M., Corominas, J., Luis-Fonseca R., Moya, J., (2012). Reconstrucció de la frecuencia de corrientes de derrubios en el Barranco de Erill (Lleida). XII Reunión Nacional de Geomorfología, Santander, p. 77-80.

Vaughan, P. R , "A Note on Sealing Piezometers in Boreholes", *Geotechnique* 19, No 3, pp 405-413, 1969.

Vilaplana, J.M. 1983 a. Estudi del glaciariisme qziaternari de les altes valls de la Ribagorga. Tesi Doctoral, Departament de Geomorfologia i Tectonica. Facultat de Geologia.

Wang, HB and K Sassa. 2006. Rainfall-induced landslide hazard assessment using artificial neural networks. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31(2):235-247.

Zwart, H.J. 1972. «Geological Map of the Pyrenees») 1:200.000, Leiden, Geological Institut of Leiden University.