

EL MOVIMIENTO EN MASA DE BREZ (PICOS DE EUROPA, CORDILLERA CANTÁBRICA)

Augusto Rodríguez García¹, Francisco Nozal² y Ángela Suárez Rodríguez¹

¹ Instituto Geológico y Minero de España, León. ² Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. Trabajo premiado en la XIV Reunión Nacional de Geomorfología, Málaga 2016

RESUMEN

El movimiento en masa de Brez se localiza en la vertiente meridional del macizo de Ándara (Picos de Europa, Cordillera Cantábrica). Esta vertiente presenta un tramo superior, fuertemente escarpado, constituido por una sucesión carbonatada y un tramo inferior, débilmente escarpado, formado por una sucesión siliciclástica. La diferente resistencia mecánica entre estas dos sucesiones y la incisión de la red de drenaje (río Deva) han dado lugar a numerosos movimientos en masa, entre los que destaca el de Brez. Este movimiento es complejo y múltiple (presenta distintos mecanismos de propagación y fases de movimiento): los depósitos más antiguos se relacionan con un gran deslizamiento rocoso carbonatado con baja deformación y una gran avalancha de rocas muy deformadas, mientras que los más recientes son deslizamientos y avalanchas de rocas de menores dimensiones. Los depósitos más antiguos tienen valores estimados de 1132 m de desplazamiento mínimo horizontal acumulado y 266×10^6 m³ de volumen, tratándose de uno de los mayores movimientos de la Cordillera Cantábrica. La actividad del movimiento es relativamente larga: la presencia de derrubios de ladera fosilizando la cabecera del movimiento (dispuestos en capas en abanico a contrapendiente y cementados), la desconexión del movimiento con el actual relieve (situado en un interfluvio) o los movimientos más recientes (relacionados con la incisión de la red de drenaje y la desestabilización y desmantelamiento de los depósitos iniciales) indican un largo periodo de actividad, desde el movimiento inicial hasta los procesos de desmantelamiento más recientes. Desde 1972, existen evidencias de que estos procesos de desmantelamiento constituyen un peligro

geológico para la población de Brez y sus infraestructuras. En este trabajo se presenta la cartografía geomorfológica del movimiento en masa de Brez, se proponen los diferentes procesos (gravitacionales y relacionados) que lo han generado, así como su cronología relativa.

Palabras clave: movimiento en masa complejo, deslizamiento rocoso, avalancha de rocas.

INTRODUCCIÓN

El movimiento en masa de Brez destaca por sus dimensiones, tratándose de uno de los mayores movimientos de la Cordillera Cantábrica (AYALA et al. 1988; ADRADOS et al. 2010). Los movimientos en masa son procesos geológicos que pueden llegar a ser un riesgo cuando se producen en zonas habitadas. Desde 1972, existen evidencias de procesos de inestabilidad gravitacional asociados a este movimiento que constituyen un peligro geológico para la población de Brez y sus infraestructuras (CENDRERO UCEDA y SAIZ DE OMEÑACA 1973).

En este trabajo, a partir de cartografías previas (MARQUÍNEZ 1978; NOZAL 2008; RODRÍGUEZ GARCÍA y SELA DEL RÍO 2009) y trabajo de campo, se presenta una nueva cartografía geomorfológica del movimiento en masa de Brez. En base a este mapa, se proponen las diferentes formas y procesos (gravitacionales y relacionados) involucrados en el movimiento, así como la cronología relativa de las fases de movimiento.

ZONA DE ESTUDIO

La localidad de Brez, de 34 habitantes (INE 2012), se encuentra en el municipio de Camaleño (Cantabria). El núcleo de población

se encuentra entre 715 y 765 m de altitud, en la vertiente meridional del macizo de Ándara (Picos de Europa, Cordillera Cantábrica) y margen izquierda del río Deva (Fig. 1).

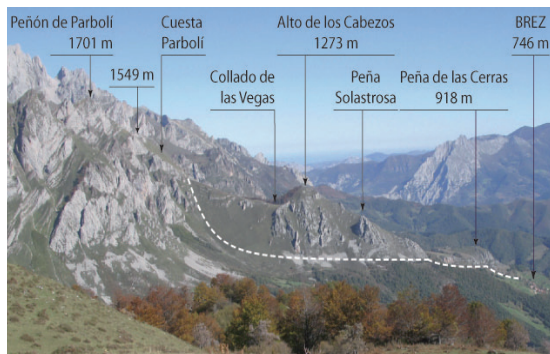


Figura 1. Panorámica del movimiento en masa de Brez desde el oeste. **Simbología:** línea blanca: superficie de deslizamiento deducida.

Geológicamente, esta vertiente presenta un tramo superior, fuertemente escarpado (43° de pendiente media), constituido por una sucesión carbonatada del Carbonífero (formaciones Caliza de Montaña y Picos de Europa), y un tramo inferior, débilmente escarpado (24° de pendiente media), formado por una sucesión siliciclástica también carbonífera (lutitas y areniscas del Grupo Potes). La sucesión carbonatada forma parte del apilamiento tectónico varisco de los Picos de Europa sobre la sucesión siliciclástica de la Región del Pisuerga-Carrión (Fig. 2).

DESCRIPCIÓN GEOMORFOLÓGICA

La descripción e interpretación del movimiento en masa de Brez se representa en el mapa y corte geomorfológicos de la Figura 2. A continuación se describen sus tres afloramientos más representativos.

En el **Collado de las Vegas** (Fig. 3A) aflora una serie de brechas carbonatadas, angulosas y con escasa matriz cementada. Estas brechas se pueden diferenciar en dos unidades, una superior constituida por clastos centimétricos bien estratificados en capas en abanico y a contrapendiente (dc), y una unidad inferior heterométrica formada por clastos desde decimétricos a métricos (A2). Por encima de este collado se encuentra la Cuesta Parbolí;

se trata de una superficie plana, inclinada, erosiva (modelada en la Caliza de Montaña) y con un escarpe en su límite inferior.

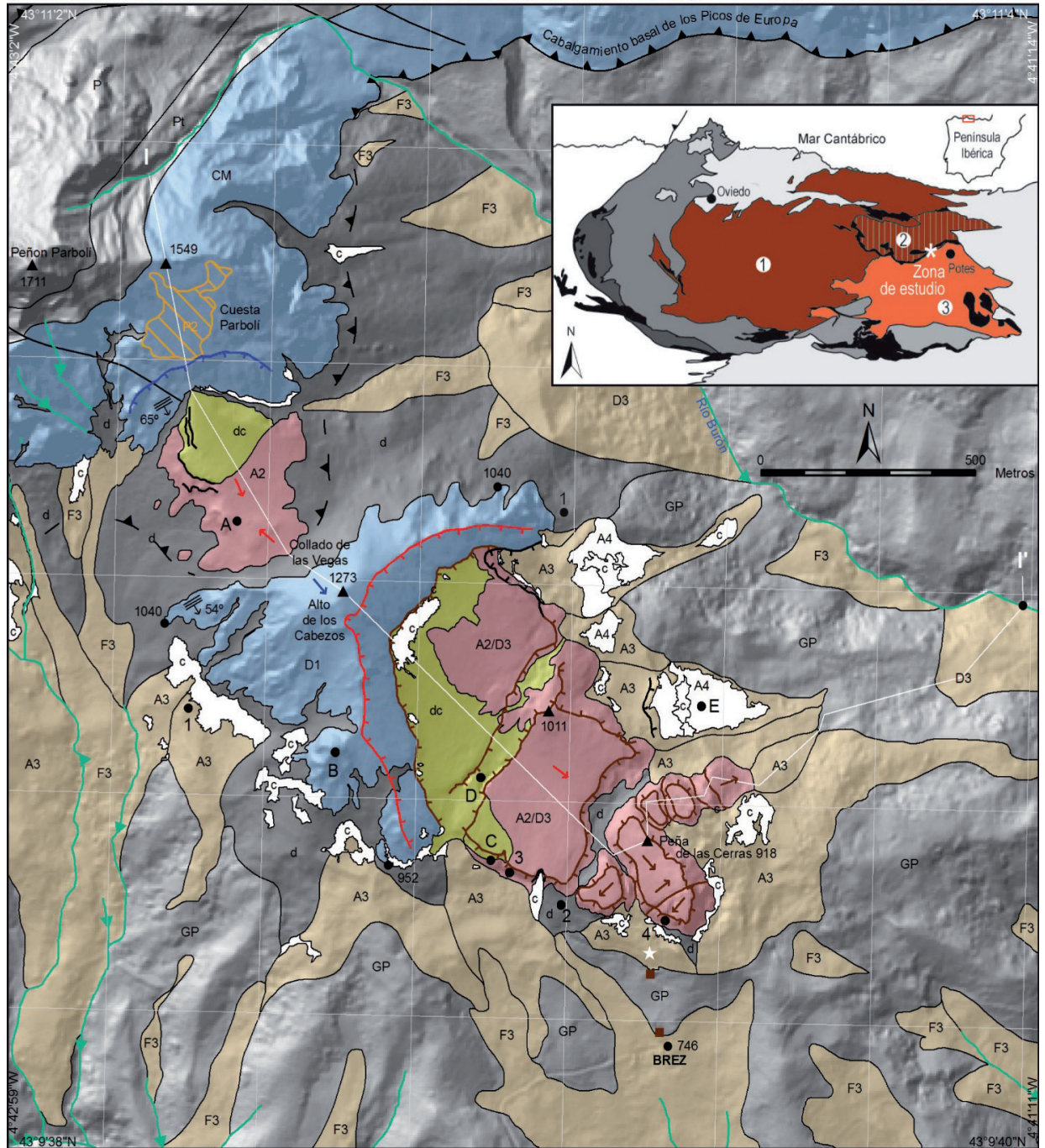
El **Alto de los Cabezos**, 1273 m (Fig. 3B) está constituido por calizas grises (D1) en las que destaca una familia de discontinuidades (con un buzamiento de 54° SSE); en ocasiones se encuentran brechificadas en clastos angulosos, heterométricos, desde decimétricos a métricos, angulosos y con escasa matriz cementada. Es importante destacar que el macizo rocoso *in situ* está formado por calizas grises (Caliza de Montaña) en las que, en determinadas zonas, también se observan las discontinuidades mencionadas (con un buzamiento de 65° SSE). Por debajo de las calizas grises (D1) se han localizado varios afloramientos del Grupo Potes (afloramientos 1 del mapa geomorfológico).

La **Peña de las Cerras**, 918 m (Fig. 3C) está constituida por brechas carbonatadas, angulosas, heterométricas, formadas por clastos desde decimétricos a métricos, empaquetamiento denso y con escasa matriz cementada (A2). El contacto entre las calizas grises (D1) y las brechas carbonatadas (A2) de la Peña de las Cerras no se observa en el campo, sin embargo, la disposición espacial de los afloramientos parece indicar un cambio lateral rápido. En ocasiones, en la base de las brechas carbonatadas se observan texturas *jigsaw*, características de una fragmentación con escaso desplazamiento. Por debajo de estas brechas aflora el Grupo Potes intensamente deformado, constituyendo brechas de falla no cohesionadas (afloramiento 2); esta deformación desaparece totalmente unos metros por debajo. Señalar también que las brechas carbonatadas aumentan su espesor hacia la Peña de las Cerras (desde 30 m de espesor mínimo en el afloramiento 3 hasta los 60 m del afloramiento 4).

Cabe destacar que el macizo rocoso de la Peña de las Cerras se encuentra compartimentado en bloques hectométricos (A2/D3) por estructuras de tipo graben (Fig. 3D) y una serie de grietas de tracción (de Fase 3 y 4 en la Fig. 2). Adicionalmente, estos macizos se encuentran afectados por avalanchas de rocas recientes (Fig. 3E), diferenciadas por la presencia (A3) o ausencia de vegetación (A4).

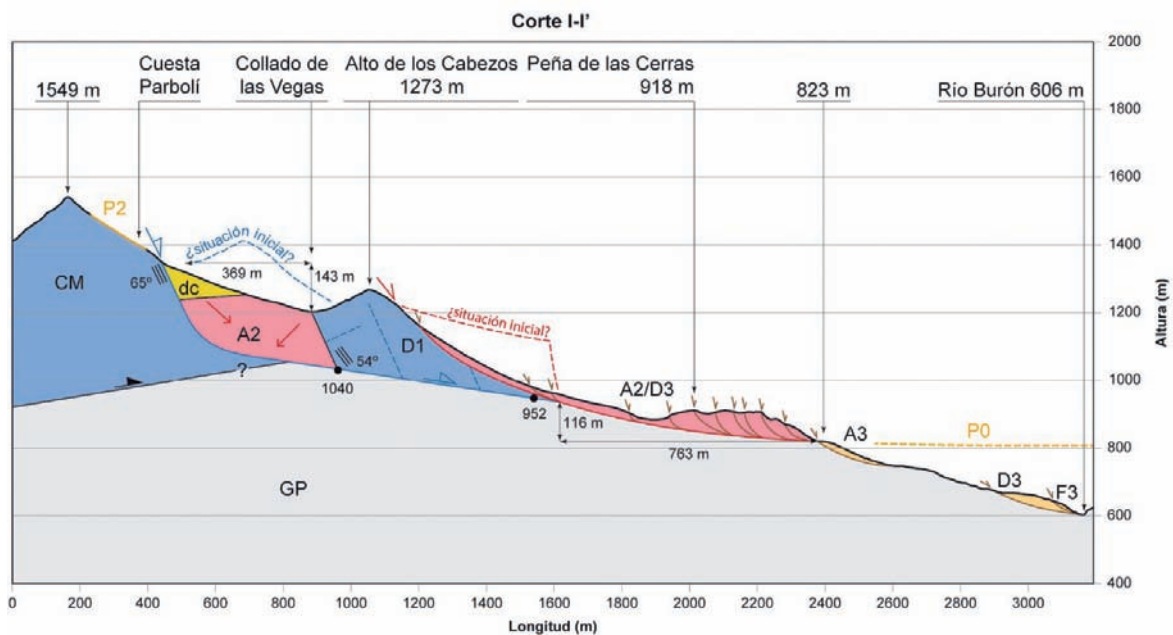
MOVIMIENTO EN MASA DE BREZ (CORDILLERA CANTÁBRICA, PICOS DE EUROPA)

Mapa Geomorfológico



Modelo Digital del Terreno: LIDAR 2012-2010
Comunidad Autónoma de Cantabria

Sistema de Información Geográfica: ArcGIS 10.3
Projected Coordinate System: ETRS_1989_UTM_Zone_30N. Projection: Transverse_Mercator
Geographic Coordinate System: GCS_ETRS_1989. Datum: D_ETRS_1989

**LEYENDA****Formaciones del sustrato paleozoico**

GP	Gp. Potes (Lulitas, areniscas)
P	Fm. Picos de Europa (Calizas masivas claras)
Pt	Fm. Picos de Europa (Mb. Tableado)
CM	Caliza de Montaña (Calizas negras laminadas y calizas grises)

Estructuras del sustrato

	Falla
	Cabalgamiento y cabalgamiento deducido
	Cabalgamiento (solo en el corte)
	Contacto
	Discontinuidades: dirección y buzamiento
	Discontinuidades: buzamiento (solo en el corte)

Elementos gravitacionales

c	Canchal
d	Derrubios
dc	Derrubios cementados
	Traza de capa

Deslizamiento inicial (Fase 1)

	Cicatriz
	Superficie de rotura (solo en el corte)
	Sentido del movimiento
	Fractura (solo en el corte)
D1	Deslizamiento rocoso

Progresión del movimiento (Fase 2)

	Cicatriz
	Superficie de rotura (solo en el corte)
	Sentido del movimiento
A2	Avalancha de rocas

Desestabilización y desmantelamiento (Fase 3)

	Cicatriz
	Superficie de rotura (solo en el corte)
	Sentido del movimiento
	Fractura de tracción
D3	Deslizamiento
F3	Flujo
A3	Avalancha de rocas
	Bloque

Desestabilización y desmantelamiento (Fase 4)

	Cicatriz
A4	Avalancha de rocas
	Bloque (1972)

Elementos fluviales

	Incisión lineal
--	-----------------

Elementos poligénicos

P0	Paleorrelieve previo a los movimientos de Fases 1 y 2
P2	Paleosuperficie de rotura de Fase 2

Información adicional

I I'	Corte I-I'
A	Localización de las fotos de las figuras 3 A, B, C, D y E
1	Localización de los afloramientos 1, 2, 3 y 4

Figura 2. Esquema de situación geológica, mapa y corte geomorfológicos y leyenda del movimiento en masa de Brez. **Situación geológica:** división de la Zona Cantábrica en dominios geológicos (ALONSO et al. 2009). Claves: 1: Unidad de Bodón-Ponga; 2: Sector de los Picos de Europa; 3: Región del Pisuerga-Carrión. **Mapa y corte geomorfológicos:** las claves de los movimientos en masa atienden al mecanismo de propagación (letra mayúscula) y a su fase de movimiento o edad relativa (número). **Leyenda:** común para el mapa y corte geomorfológicos. Los bloques de Fase 3 hacen referencia a bloques (decamétricos) individualizados del depósito principal (avalancha de rocas A3). El bloque (1972) señala la posición de un bloque afectado por un proceso de deslizamiento en 1972 y volado en 1973 por su proximidad a la localidad de Brez (CENDRERO UCEDA y SAIZ DE OMEÑACA 1973).

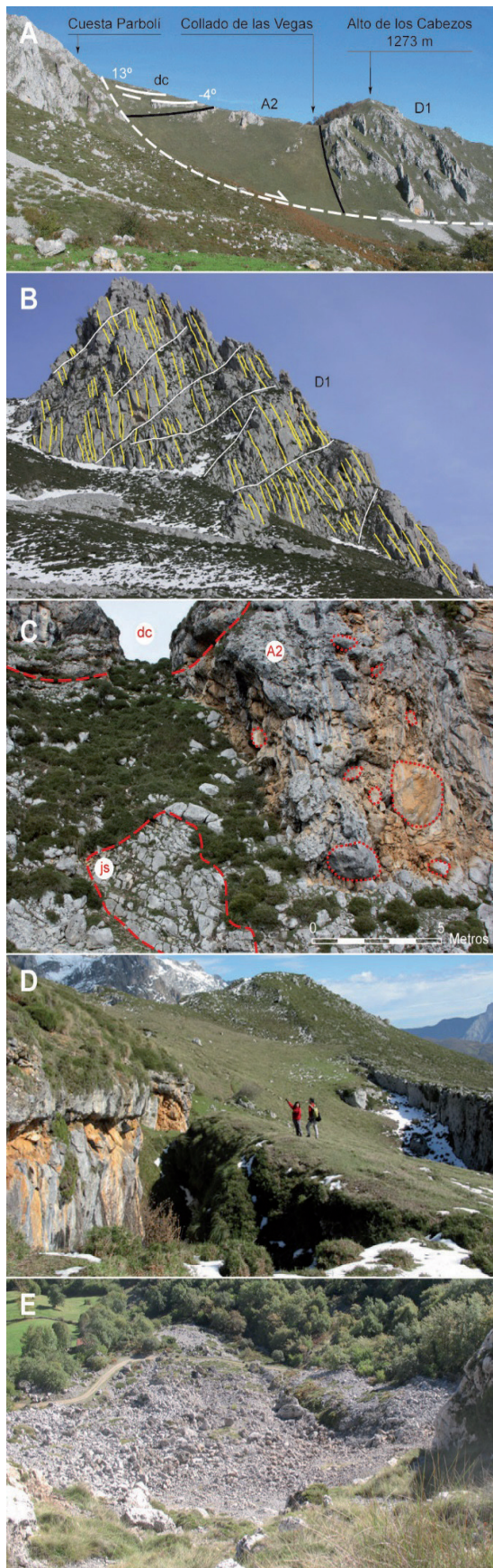


Figura 3. Panorámicas y afloramientos de la zona de estudio. **Claves:** común con la leyenda de Fig. 2. A. Collado de las Vegas. **Simbología:** línea blanca continua: estratificación y buzamientos; línea negra: contactos de las unidades; línea blanca discontinua: superficie de deslizamiento deducida. B. Peña Solastrosa (Alto de los Cabezos). **Simbología:** líneas amarillas: discontinuidades con buzamiento hacia el SSE; líneas blancas: fracturación ortogonal. C. Peña de las Cerras. **Simbología:** líneas rojas: límites de unidades, texturas jigsaw (js) y bloques. D. Estructura en graben afectando al bloque rocoso de cabecera de la Peña de las Cerras (A2/D3). E. Avalancha de rocas (A4) en el flanco NE del movimiento en masa de Brez.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las características del Alto de los Cabezos (D1), conservando una estructura correlacionable con la del macizo rocoso *in situ* (calizas grises afectadas por discontinuidades con buzamiento hacia SSE) y escaso grado de deformación (brechificación local), parecen indicar que esta unidad fue afectada por un proceso gravitacional de tipo deslizamiento procedente del escarpe inferior de la Cuesta Parbolí (Figs. 2 y 3A). Adicionalmente, el ángulo entre el buzamiento de las discontinuidades del macizo rocoso *in situ* (65° SSE) y del Alto de los Cabezos (54° SSE) sugiere una componente rotacional moderada (11°). La geometría de la superficie de deslizamiento (corte geomorfológico) está, en cabecera, bastante inclinada, condicionada por las discontinuidades del macizo rocoso *in situ* (65°), y, distalmente, mucho más tendida, deducida a partir de los afloramientos observados del sustrato (Grupo Potes), así como por los canchales asociados al cambio brusco de pendiente entre los bloques rocosos del Alto de los Cabezos y de la Peña de las Cerras, y el propio sustrato. Asumiendo que la cicatriz del deslizamiento se sitúa en el escarpe inferior de la Cuesta Parbolí, el desplazamiento horizontal y vertical de la cabecera del depósito es de aproximadamente 369 m y 143 m respectivamente (corte geomorfológico).

La descripción de la Peña de las Cerras (A2) indica que se trata de un depósito único de avalancha de rocas procedente de la desestabilización del bloque rocoso del Alto de los Cabezos hacia el SE (Fig. 2). En este sentido, el diferente grado de deformación entre las calizas grises del Alto de los Cabezos y las brechas carbonatadas de la Peña de las Cerras,

así como el cambio lateral rápido indican dos depósitos con dos grados de deformación netamente diferenciados. Las texturas *jigsaw* también son características de depósitos de avalancha de rocas (HEWITT et al. 2008). Por su parte, la deformación observada en el afloramiento 2 (Fig. 2) podría estar relacionada con una deformación por cizalla generada en un sustrato alterado infrayacente a la superficie de deslizamiento. Adicionalmente, el aumento de espesor de las brechas carbonatadas hacia la Peña de las Cerras (resto más distal conservado) parece estar relacionado con la característica acumulación frontal de los depósitos de avalanchas de rocas asociada a la deceleración y cese repentino del movimiento en el frente (HEWITT et al. 2008). Asumiendo el corte geomorfológico (Fig. 2), el recorrido horizontal y vertical del pie del depósito es de aproximadamente 763 m y 116 m, respectivamente.

Los rasgos de la unidad inferior del Collado de las Vegas (A2) parecen indicar que se trata de una acumulación de diversos desprendimientos y pequeñas avalanchas de roca procedentes tanto de la desestabilización del bloque rocoso del Alto de los Cabezos hacia el NO como del macizo rocoso *in situ* hacia el SE (Figs. 2 y 3A). De este modo, la Cuesta Parbolí puede interpretarse como la superficie de rotura, en el macizo rocoso *in situ*, de parte de estos materiales.

Por otra parte, las características sedimentológicas de la unidad superior del Collado de las Vegas (dc) permiten interpretarla como derrubios de ladera cementados. Adicionalmente, su estratificación a contrapendiente también parece indicar el movimiento rotacional del bloque rocoso del Alto de los Cabezos (Figs. 2 y 3A). Por su parte, el proceso de cementación que presentan afectó del mismo modo a los depósitos previos (fundamentalmente A2).

Las avalanchas de roca rara vez son el único proceso en grandes movimientos en masa de laderas rocosas escarpadas (HEWITT et al. 2008) por lo que el depósito del Alto de los Cabezos (D1) se interpreta como un proceso inicial de tipo deslizamiento que progresa con un proceso de tipo avalancha de rocas originando el depósito de la Peña de las Cerras (A2). Estos dos procesos, más o menos simultáneos, pueden clasificarse como

un movimiento rocoso complejo (*rock slope failures* y *rock slide-rock avalanche* según HEWITT et al. 2008 y HUNGR et al. 2014). Este movimiento destaca por sus dimensiones, con valores estimados superiores a $1,2 \times 10^6$ m² de área real y 266×10^6 m³ de volumen, tratándose de uno de los mayores movimientos de la Cordillera Cantábrica y un gran movimiento rocoso complejo a nivel mundial (*large rock slope failure* según HEWITT et al. 2008).

La desconexión de todo el movimiento descrito con el actual relieve (situado en un interfluvio), junto con la desestabilización y desmantelamiento que actualmente presenta, parece indicar, en la base del mismo, la existencia de un paleorrelieve (P0) relacionado con una topografía mucho menos incidida que la actual y que en parte habría funcionado como superficie de deslizamiento (corte geomorfológico). Por otra parte, la actual incisión de la red de drenaje es uno de los factores desencadenantes de la desestabilización y desmantelamiento de los movimientos descritos. Estos procesos se están llevando a cabo por procesos de deslizamiento de bloques hectométricos de la Peña de las Cerras (A2/D3), avalancha de rocas menos (A3) o más recientes (A4), y deslizamiento de bloques decamétricos (mapa geomorfológico).

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos la constructiva revisión realizada por Jordi Corominas que, sin duda, ha servido para mejorar y precisar este trabajo; el apoyo institucional del Instituto Geológico y Minero de España mediante el proyecto "Geomorfología litoral y peligrosidad por movimientos del terreno (Proyecto 13C/15)"; así como las sugerencias y opiniones de Luis González, Juan Luis Alonso y Pablo González Cuadra.

REFERENCIAS

- ADRADOS L., ALONSO V., BAHAMONDE J.R., FARIAS P., FERNÁNDEZ GONZÁLEZ L.P., GUTIÉRREZ CLAVEROL M., HEREDIA CARBALLO N., JIMÉNEZ SÁNCHEZ M., MELÉNDEZ ASENSIO M., MERINO TOMÉ O. y VILLA OTERO E. 2010. *Parque Nacional de los Picos de Europa. Guía Geológica. Guías Geológicas de Parques Nacionales*. Adrados Ed., 337 p.
- ALONSO J.L., MARCOS A. y SUÁREZ A. 2009. Paleogeographic inversion resulting

- from large out of sequence breaching thrusts: The León Fault (Cantabrian Zone, NW Iberia). A new picture of the external Variscan Thrust Belt in the Ibero-Armorican Arc. *Geologica Acta* 7 (4): 451-473.
- AYALA F.J., FERRER M., GONZÁLEZ DE VALLEJO L.I. y BELTRÁN F. 1988. *Catálogo Nacional de Riesgos Geológicos*. ITGE, Madrid.
- CENDRERO UCEDA A. y SAIZ DE OMEÑACA J. 1973. El deslizamiento de la "Peña de Brez" (Picos de Europa). *Cuadernos de Espeleología* 7: 129-136.
- HEWITT K., CLAGUE J.J. y ORWIN J.F. 2008. Legacies of catastrophic rock slope failures in mountain landscapes. *Earth Science Reviews*, 87: 1-38.
- HUNGR O, LEROUÉIL S. y PICARELLI L. 2014. The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides* 11: 167-194.
- MARQUÍNEZ J.L. 1978. Estudio geológico del sector SE de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo 10: 295-316.
- NOZAL F. 2008. *Mapa geomorfológico de Cantabria 1:25.000, hoja nº 81-I (Camaleño)*. Gobierno de Cantabria-IGME.
- RODRÍGUEZ GARCÍA A. y SELA DEL RÍO E. 2009. *Mapa geomorfológico de Cantabria 1:25.000, hoja nº 56-I-III (Carreña-Sotres)*. Gobierno de Cantabria-IGME.