

DINÁMICA DE LAS VERTIENTES EN LA ZONA CENTRAL DE ASTURIAS (CUENCA DEL RÍO VILLORIA, CORDILLERA CANTÁBRICA)

M. J. DOMÍNGUEZ CUESTA (1), M. JIMÉNEZ SÁNCHEZ (2),
P. FARIAS (2) & R. MENÉNDEZ DUARTE (1)

(1) Instituto de Recursos Naturales y Ordenación del Territorio, INDUROT.
Universidad de Oviedo, C/ Independencia, 13, 33004 Oviedo
(2) Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo.
C/ Arias de Velasco, s/n 33005 Oviedo

Resumen: La evolución cuaternaria de la cuenca del río Villoria ha estado condicionada por la actuación de procesos fluviales y de ladera, siendo los depósitos asociados a inestabilidades en las laderas los más extendidos en el área. La tipología de las formas presentes, tanto de erosión como de depósito, dependen del comportamiento de la litología del sustrato, de la presencia o ausencia de vegetación y de factores climáticos. Los escarpes calcáreos del sector Sur evolucionan mediante procesos de caída de rocas y avalanchas rocosas, mientras en el resto de la cuenca, donde predominan alternancias detríticas carboníferas, las áreas sin vegetación muestran evidencias de erosión por arroyada. En aquellas zonas donde existe una cubierta vegetal continua aparecen evidencias de reptación superficial y movimientos en masa. Éstos varían desde los tipos complejos con una participación importante del mecanismo de flujo, hasta los flujos de derrubios, existiendo depósitos que muestran la actuación alternante de ambos tipos de procesos a lo largo del tiempo. Las precipitaciones actúan como desencadenantes de las inestabilidades, ligándose su desarrollo a episodios de precipitaciones máximas. La única datación realizada en una masa deslizada (2010 ± 70 años), puede relacionarse con un incremento general de las precipitaciones durante el Holoceno.

Palabras clave: Laderas, movimientos en masa, Cordillera Cantábrica, SIG.

Abstract: The Quaternary evolution of the Villoria River Basin has been conditioned by fluvial and slope instability processes. The deposits linked to the later one are the more extensive in the area. The Instability types depend on lithology, vegetation and climatic factors. Slope instability in calcareous cliffs in the South is due to rockfall and rock-avalanches processes. Carboniferous sandstone and siltstone alternations appearing in the rest of the area, show mass movements development and active creep evidences where there is an important vegetation cover. Not forested areas show rills as result of soil erosion. Mass movement types are varying from mudflows to debris-flows, with deposits that show the alternating action of both processes through the time. Rainfall is a triggering factor as shown by the development of instabilities during maximum rainfall events. One of these deposits has been dated by ¹⁴C method at 2.010 ± 70 BP.

Keywords: Slopes, landslides, Cantabrian Mountains, GIS.

1. Introducción

En Asturias, la Cuenca Carbonífera Central se ve afectada por los movimientos del terreno lo que, unido a la elevada densidad de poblamiento, provoca la aparición de constantes situaciones de riesgo geológico. El conocimiento geomorfológico de la región y, dentro de éste, la distribución del recubrimiento cuaternario, es esencial para valorar la importancia de estos fenómenos, ya que, en muchos casos, involucran a las formaciones superficiales que se sitúan sobre los materiales del sustrato.

La cuenca del río Villoria, afluente del río Nalón por su margen izquierda, puede considerarse representativa de la Cuenca Carbonífera Central, en aspectos tales como la naturaleza del sustrato, topografía, clima y vegetación. Este trabajo tiene como objetivos 1) la caracterización y descripción de los rasgos geomorfológicos de esta subcuenca; 2) la interpretación de los procesos implicados en su modelado actual y 3) la realización de una aproximación a la influencia que los diferentes factores ambientales puedan haber tenido en su génesis.

2. Marco geográfico y geológico

La cuenca del Río Villoria, cuya área es de 36.6 km², se ubica en la zona central de Asturias, dentro del concejo de Laviana (Fig. 1). Su divisoria alcanza la cota más elevada en la zona meridional (Peña Mea, 1.561 m) y su punto más bajo en la confluencia de los ríos Villoria y Nalón, a 305 m de altitud, en el extremo Norte. La pendiente media de la cuenca se sitúa próxima a los 22°, aunque en la zona sur el relieve se hace más abrupto, con laderas cuyas pendientes superan los 45°. En las Figuras 4, 5 y 6 se representan las distribuciones de la altitud, la pendiente y las orientaciones de la zona, realizadas a partir de los Modelos Digitales correspondientes. La precipitación media anual, estimada a partir de la estación de Pola de Laviana, se sitúa entre 1.100 y 1.300 l/m², mientras que la temperatura media varía entre los 18°C de máxima y 4°C de mínima (Felicísimo, 1992). Ello favorece el desarrollo de una cubierta vegetal de carácter continuo, a excepción de las áreas más escarpadas del Sur, donde aflora el sustrato rocoso. La vegetación está caracterizada por la presencia de plantaciones de castaño y prados de siega en la zona norte y avellanadas y pastizales en el área meridional.



Fig. 1. Situación geográfica de la Cuenca del río Villoria.
Geographical setting of the Villoria River Basin.

Desde el punto de vista geológico, la cuenca del río Villoria se sitúa en la parte centro-oriental de la Cuenca Carbonífera Central (Julivert, 1971), dentro de la Zona Cantábrica (Lotze, 1945), que es el sector más externo de la Cordillera Hercínica en la Península Ibérica (Fig. 2). La litología del sustrato está constituida mayoritariamente por una alternancia de pizarras, calizas y areniscas, con algunos niveles de carbón, cuya edad abarca desde el Namuriense al Westfaliense (Fig. 3). También existen formaciones calcáreas

como la Caliza de Peña Redonda y la Caliza de Montaña, que afloran al Sureste de la cuenca. La tectónica de la zona muestra un desarrollo estructural caracterizado por la superposición de fases de plegamiento que dan buenos ejemplos de interferencia de pliegues en condiciones flexurales (Julivert y Marcos, 1973; Aller, 1986).

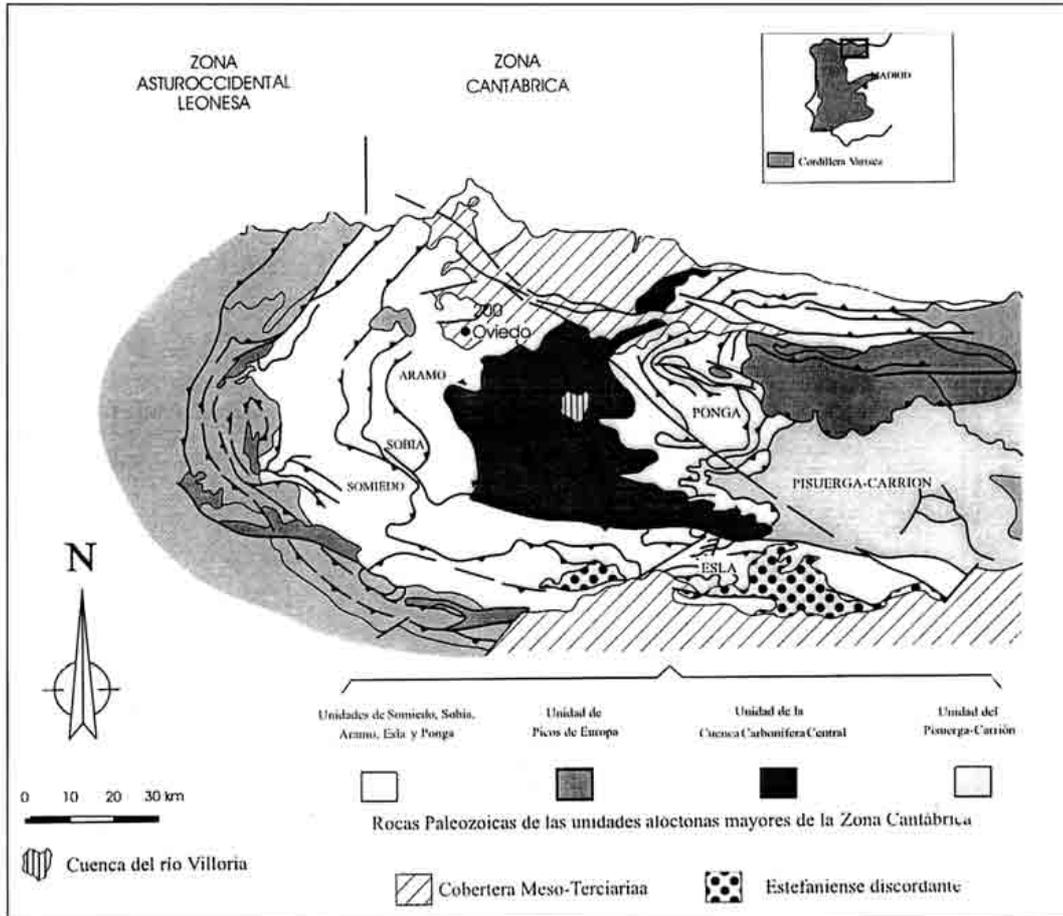


Fig. 2. Ubicación del área de estudio en el marco geológico de la Cordillera Cantábrica.
Geological setting of the Villoria River Basin in the Cantabrian Mountains.

La cuenca del río Villoria presenta un orden 6, calculado según el método de Strahler (1952). Siguiendo a Horton (1945), la textura puede ser caracterizada como de tipo medio a excepción del sector sur, donde la textura es grosera. El patrón de drenaje es dendrítico de acuerdo con la nomenclatura de Howard (1967).

Los perfiles transversales de los principales valles muestran una morfología en V característica, que en algunos casos está retocada por los procesos de inestabilidad gravitatoria en las vertientes. Existen algunas pequeñas cuencas torrenciales en la parte occidental, ligadas principalmente a arroyos de órdenes 1 y 2, en cuyas cabeceras son frecuentes los procesos de erosión por arroyada. A la salida de estas cuencas se forman abanicos aluviales de distinta entidad que se disponen sobre las llanuras aluviales. Estas llanuras se desarrollan en los fondos de los valles de los principales cursos fluviales, como los del río Montán o Villoria.

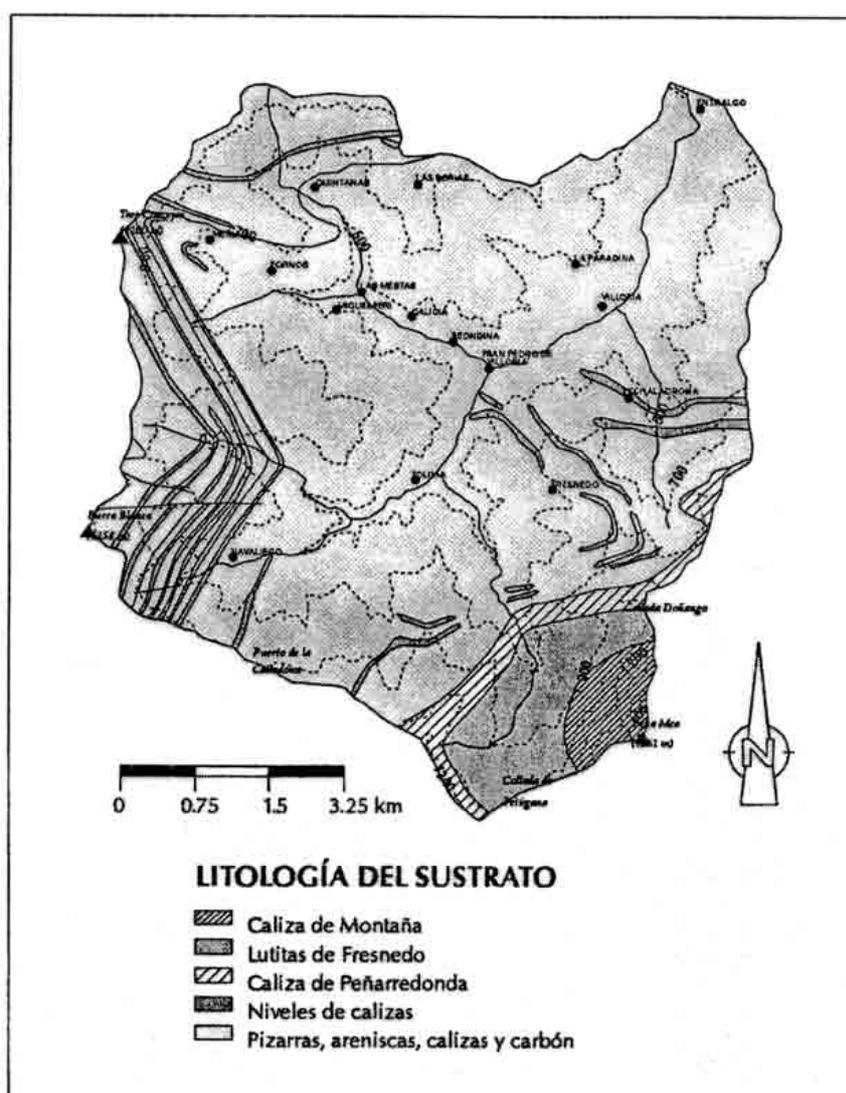


Fig. 3. Geología de la Cuenca del río Villoria.
Geology of the Villoria River Basin.

3. Metodología de trabajo

Para llevar a cabo el estudio geomorfológico, se ha realizado una cartografía detallada de la zona, recogiendo tanto las formas erosivas como las de depósito. La base topográfica utilizada corresponde a la cartografía del Instituto Geográfico Nacional a escala 1:25.000 (Hoja 53-IV, Pola de Laviana), sobre la cual se han realizado distintos perfiles transversales y longitudinales a los valles. La elaboración del mapa geomorfológico incluye el análisis fotogeológico de la zona, la toma de datos de campo y la restitución de la información a la base topográfica 1:25.000. Los fotogramas utilizados, a escala 1:18.000, corresponden al vuelo realizado en 1994 por el Instituto Cartográfico de Cataluña. La leyenda del mapa se ha confeccionado con criterios genéticos continuando en la línea de otros trabajos desarrollados previamente en la Cordillera Cantábrica (Suárez Rodríguez, 1989, 1990; Marquínez *et al.*, 1990; Jiménez Sánchez, 1994; Menéndez Duarte, 1994), los cuales se apoyan en las leyendas francesa (Joly y Tricart, 1970) e italiana (Panizza, 1972). Las tareas de campo incluyen el reconocimiento *in situ* de los afloramientos de las dis-

Todos los cálculos se han realizado en base a modelos en formato matricial, con espaciado constante entre celdas de 50 m. Para la elaboración del modelo digital de elevaciones matricial a partir de la topografía digitalizada, se ha utilizado un formato intermedio de interpolación, una red irregular de triángulos, sobre la cual se han interpolado los valores de elevación para los nodos de la matriz (Fig. 4). Los modelos de pendientes y orientaciones (Fig. 5 y 6) se han realizado a partir de la matriz de elevaciones. En el caso de la pendiente, los algoritmos de cálculo identifican la máxima tasa de variación de la altitud para cada celda respecto a las adyacentes. Del mismo modo, para la orientación el valor buscado corresponde a la dirección en la que se registra la tasa de máxima variación de la altitud.

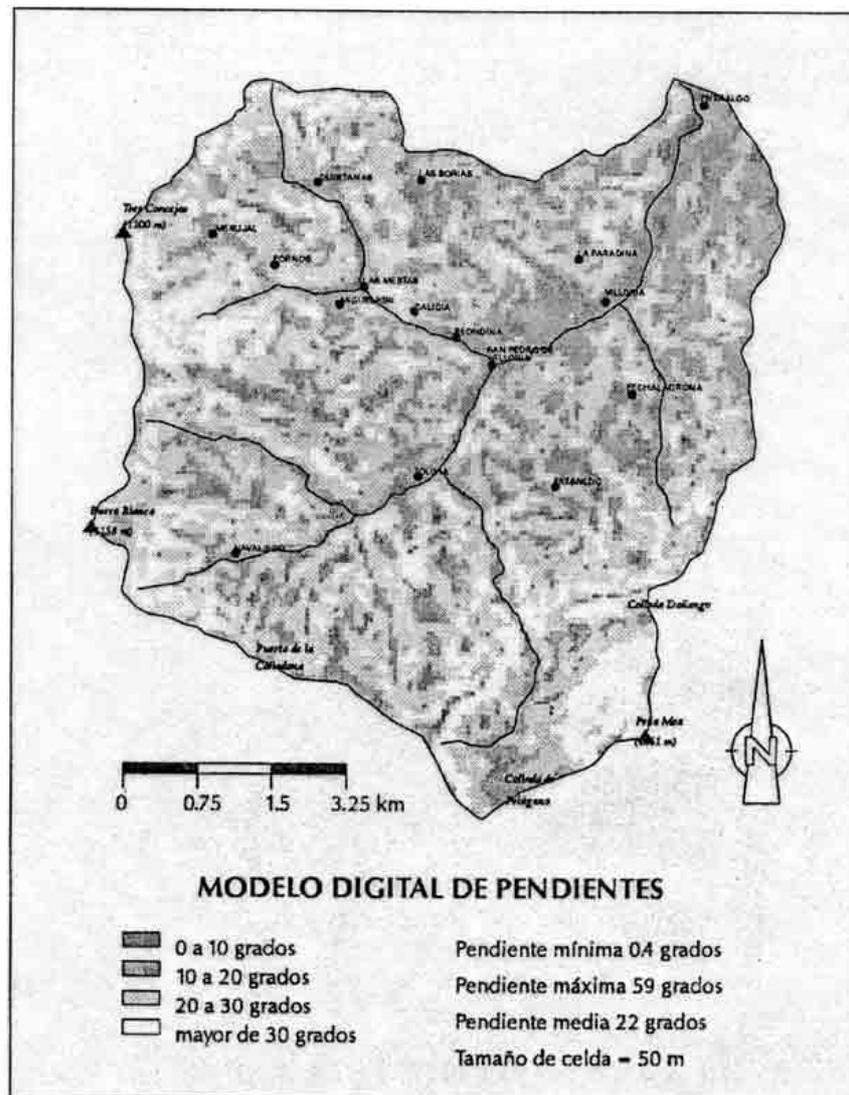


Fig. 5. Modelo Digital de Pendientes.
Digital Slope Model.

La cartografía temática (geomorfología, geología del sustrato y evidencias de inestabilidad superficial) también ha sido digitalizada y transferida al mismo sistema. Las capas temáticas se han introducido y almacenado en formato vectorial y de estas capas originales se han obtenido datos de superficie de los depósitos, frecuencia de manchas o valores máximos y mínimos de extensión. Para llevar a cabo la combinación de la información temática con los MDT, se ha transformado a formato matricial, prefijando el tamaño de

celda, las coordenadas del origen de la matriz y el número de filas y columnas iguales a las de los modelos de elevaciones, pendientes y orientaciones. Para las formaciones superficiales los polígonos se convierten en conjuntos de celdas que toman un mismo valor, el cual caracteriza a un determinado tipo de depósito, y para las inestabilidades superficiales cada observación corresponde a un punto que se convierte en una celda que toma valor distinto de cero.

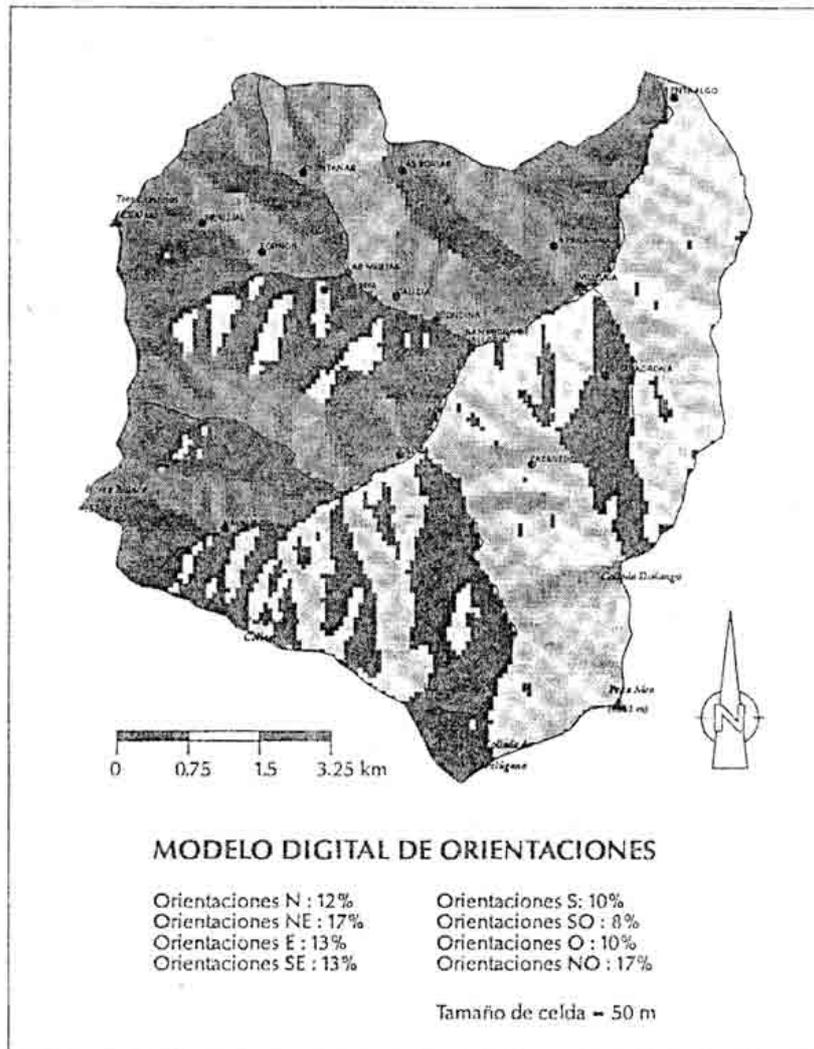


Fig. 6. Modelo Digital de Orientaciones.
Digital Aspect Model.

De la intersección de las diferentes capas se ha obtenido la distribución de los depósitos de ladera y las formaciones superficiales respecto a la altitud, la pendiente y la orientación. Estos datos cuantitativos completan el estudio geomorfológico, a la vez que pueden apoyar algunas hipótesis de funcionamiento de los distintos procesos de evolución de las vertientes en la zona.

4.1. Inestabilidades en escarpes rocosos

Avalanchas rocosas

En la cartografía se recoge un tipo de formas de ladera bajo el epígrafe de avalanchas rocosas, según la terminología de Carson y Kirkby (1972). Se trata de cuatro masas desplazadas, generadas a partir de los escarpes que se desarrollan sobre la Caliza de Montaña y la Caliza de Peña Redonda, con pendientes superiores a 30-35° y en orientaciones Norte o Noroeste, conservándose en algunos casos la superficie de rotura. Todas ellas se encuentran casi en su totalidad recubiertas por vegetación lo que sugiere una escasa o nula actividad actual.

Caída de rocas

Los canchales, depósitos resultantes de la actuación del proceso de caída de rocas, aparecen en el sector sur de la cuenca, bajo laderas calcáreas que presentan pendientes superiores a 30° y orientaciones noroeste. Se encuentran en estrechas bandas que orlan la parte baja de la vertiente y se caracterizan por la presencia de cantos y bloques de calizas centimétricos a decimétricos, muy angulosos y sin matriz.

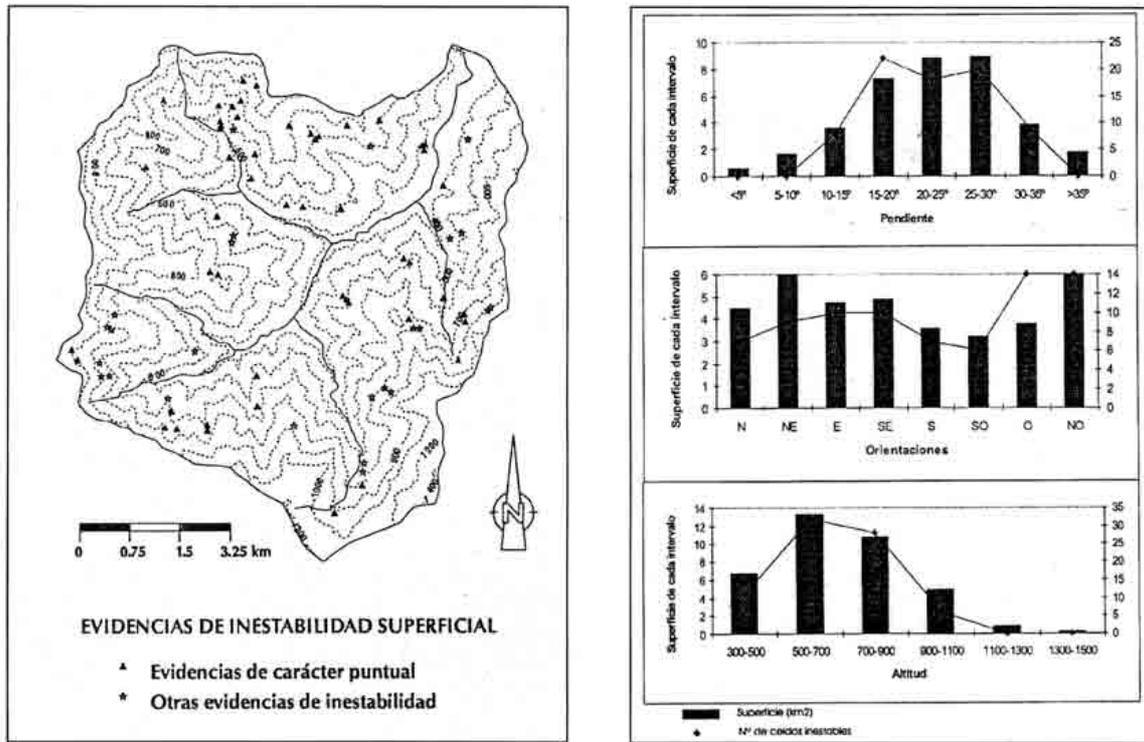
La caída de rocas puede tener lugar directamente a partir del escarpe o bien, como se puede observar en la vertiente norte de Peña Mea, a través de canales de pendiente superior a 30°, localizados a altitudes entre 900 y 1.560 m. Autores como Terzaghi (1962) o Whalley (1974) sugieren un funcionamiento mixto para formas de este tipo, que en épocas lluviosas deben funcionar además como área de canalización de agua e incluso pueden favorecer el desarrollo de avalanchas nivales. En este caso no se observan abanicos de aludes u otras formas que evidencien una actividad geomorfológica nival importante, pero la existencia de nevadas en el invierno hace pensar en esta posibilidad para los canales descritos, como ocurre en otras áreas de la Cordillera Cantábrica (Jiménez Sánchez, 1994; Menéndez Duarte, 1994), aunque aquí la capa de nieve no permanece en el terreno durante períodos largos de tiempo.

En algunos casos, los escarpes cesan de aportar clastos o bien el aporte se produce de manera más espaciada, lo cual permite que el depósito sea colonizado por la vegetación y se produzca una evolución mediante la combinación de diversos procesos, como caída de rocas, reptación superficial, arroyada o procesos edáficos, tal como ha sido sugerido por Campy y Macaire (1989). Este cambio en el comportamiento del escarpe está relacionado con su estadio erosivo, es decir, con el desmantelamiento total o parcial del área que aporta los clastos.

4.2. Inestabilidades de ladera en sustratos mayoritariamente lutíticos

Reptación superficial

Existen numerosas evidencias indirectas de la actuación de este proceso en el área de estudio como árboles con el tronco flexionado, carreteras deterioradas, pequeños lóbulos y depresiones, etc. De las representadas en el mapa de la Figura 8, 51 son de carácter puntual y las 26 restantes afectan a una zona relativamente amplia, pero a esta escala de trabajo se representan igualmente mediante un punto, siendo recogidas en la leyenda del mapa bajo el epígrafe de "otras evidencias de inestabilidad". Ambos tipos aparecen fundamentalmente en las áreas donde el sustrato geológico está formado por las alternancias de areniscas y pizarras. Un cruce sencillo entre la malla de celdas estables e inestables y la de altitudes, orientaciones y pendientes, permite comprobar que las inestables aparecen bajo cualquier rango de esas variables (Fig. 9), aunque se debe tener en cuenta la limitación que constituye la escala a la que se está trabajando, a la hora de interpretar las variables topográficas.



Figs. 8 y 9. Mapa que recoge las evidencias de reptación superficial a lo largo de la cuenca del río Villoria.
Creep evidences map in the Villoria River Basin.

Distribución de las evidencias de reptación superficial frente a cada clase de altitud, pendiente y orientación.
Creep evidences distribution and its relation with altitude, slope and aspect.

Depósitos asociados a la reptación: los coluviones

El mapa geomorfológico muestra la distribución de los coluviones, que constituyen las formaciones superficiales con mayor representación en la cuenca. De la extensión total ocupada por formaciones superficiales en el mapa geomorfológico (8.7 km²), el 56.8% corresponde a este tipo de depósitos. Aparecen ligados exclusivamente a sustratos detríticos y en todos los rangos posibles de orientación y altitud (Fig. 7). El cruce del mapa de pendientes con el mapa geomorfológico muestra que su presencia está ligada preferentemente a vaguadas con pendientes medias en torno a los 19°, donde las condiciones topográficas favorecen la acumulación de los depósitos procedentes de las vertientes. En ocasiones su extensión alcanza unas mayores proporciones, tapizando también parte de las laderas colindantes, como ocurre en el Suroeste de la cuenca, en la falda del Pico Burra Blanca o en las inmediaciones del puerto de La Colladona.

Las secciones reconocidas en estas formaciones muestran una textura flotante, con un porcentaje muy variable de clastos (1-50%) de naturaleza silíceas. La granulometría de la matriz es muy variada, presentando tamaños limo, arcilla y arena, además de pequeños cantos de orden milimétrico que en algunos casos llegan a ser la fracción más numerosa, imprimiendo un carácter microconglomerático al depósito.

Los coluviones son los depósitos asociados a la actuación de procesos de reptación superficial cuyo origen debe relacionarse directamente con la denudación del sustrato y la formación de un suelo más o menos evolucionado en relación con toda una serie de procesos tanto orgánicos como inorgánicos (Reneau *et al.*, 1989). El clima húmedo de la zona puede favorecer que se produzcan cambios volumétricos en la parte más superficial del suelo en relación con las variaciones de humedad. Estas variaciones podrían originar el desplazamiento de partículas ladera abajo de acuerdo con el patrón de reptación estacional descrito por Brunsden (1979). Asimismo, la existencia de una topografía con pendientes relativamente elevadas y de un sustrato predominantemente lutítico puede condicionar la actuación del proceso de *creep* continuo

(Terzaghi, 1960; Carson y Kirkby, 1972), mientras que la presencia de una cubierta edáfica determinaría el desarrollo del proceso de creep biogénico asociado a la actividad animal y vegetal.

En la génesis de algunos de los depósitos que se recogen como coluviones podrían haber intervenido procesos diferentes de la reptación. Un ejemplo de este tipo se sitúa en la localidad de Las Mestas, constituyendo un depósito de más de 2 m de potencia formado por un conjunto de cantos silíceos, muy angulosos y de tamaño variable entre los 2-3 mm y los 2 cm, que forman un depósito muy consolidado y carente de matriz. El reconocimiento de algunas de las estructuras descritas por Van Vliet-Lanoe (1995), como la orientación de los clastos, podría sugerir la actuación de mecanismos de geliflución en la formación de estos depósitos, que estarían ligados a condiciones climáticas diferentes a las actuales.

Movimientos complejos

En la cuenca del río Villoria se han cartografiado un total de 89 formas que de acuerdo con Varnes (1978) pueden ser clasificados como movimientos de tipo complejo al involucrar la participación de procesos de flujo y deslizamiento. Sus dimensiones superficiales oscilan entre la escala métrica y la hectométrica, siendo en general mayores aquellos que afectan a los materiales del sustrato. Los representados en la cartografía oscilan entre los 600 m² y casi 1 km² de extensión (Fig. 7). Las masas desplazadas muestran pendientes variables entre 5° y 30°, siendo su media de 16°, inferior a la correspondiente a los coluviones. Sus morfologías pueden ser elongadas, cuando el depósito se extiende ladera abajo ocupando el fondo de una vaguada, o bien piriformes, si el depósito se acumula próximo a la superficie de rotura, en la parte baja de la ladera. El elevado porcentaje de cantos (superior al 80%) de naturaleza areniscosa, su heterometría (varían entre los tamaños grava y bloque) y la ausencia de estructuras de ordenación son rasgos característicos de estos depósitos, que permiten su caracterización incluso cuando la morfología inicial se encuentra totalmente retocada, como sucede en los movimientos en masa próximos a las localidades de Merujal y Navaliego.

La conservación de superficies de rotura cóncavas permite suponer una componente inicial de deslizamiento en la génesis de estas inestabilidades, mientras que el aspecto caótico de los depósitos es indicativo de procesos de flujo con deformación interna. No obstante, el reconocimiento de los depósitos en algunas vaguadas indica que los procesos de flujo funcionan alternativamente con otros procesos de transporte en masa, lo cual evoca épocas con un régimen pluviométrico distinto, o bien una diferente capacidad de respuesta del terreno. Esto resulta evidente en un depósito cercano a Reondina, interpretado en la cartografía como de origen torrencial aunque su historia resulta más compleja, como se puede comprobar al analizar una sección del mismo. El depósito muestra un conjunto de cantos angulosos silíceos inmersos en una matriz compuesta por microcantos de pizarra, de tamaño milimétrico a 1 cm, que aparece en un porcentaje del 15 %, de aspecto similar al de los depósitos anteriormente descritos. A este nivel se superpone, mediante un contacto erosivo, otro con estructuras canaliformes cuyos cantos se presentan ordenados con su dimensión planar paralela a la ladera (Fig. 10). Estas características permiten interpretar que en el origen de este depósito han intervenido mecanismos de *debris-flow*, con mayor o menor participación de agua, como han descrito Marquín et al. (1993), en otras zonas de la Cordillera Cantábrica.

Datación de uno de los movimientos en masa

Del total de 89 formas de movimientos en masa recogidas en el mapa geomorfológico, menos de la mitad presentan cortes en los que se puede observar el afloramiento del depósito. Tan sólo en una de estas secciones reconocidas se ha podido hallar material susceptible de ser datado. Se trata de un depósito ubicado sobre la llanura aluvial del valle principal, entre Entralgo y Villoria, cuya superficie planimétrica es de aproximadamente 2 Hm² (Fig. 11). En el afloramiento se hallaron restos de madera, parcialmente carbonizada, dispuestos en una pequeña banda de escasamente 2 cm de espesor con una buena continuidad lateral. La datación de estos restos mediante ¹⁴C ha proporcionado una edad de 2.010±70 años, que correspondería a la edad máxima del depósito. Asimismo, esta datación da una idea del valor mínimo de la edad

de la llanura aluvial sobre la que se asienta el depósito, ya que en el momento en que se produjo la desestabilización de la ladera, aparecía ya formada tal y como se muestra hoy en día.



Fig. 10. Estructuras canaliformes reconocidas en un depósito de origen mixto cercano a Reondina.
Channel structures in a mixed origin deposit near Reondina.



Fig. 11. Movimiento en masa datado ubicado entre Entralgo y Villoria.
Dated mass movement situated between Entralgo and Villoria.

En la Cordillera Cantábrica, la influencia de períodos excepcionalmente lluviosos en la génesis de movimientos en masa a lo largo del Holoceno ha sido sugerida en diversos trabajos (Cendrero *et al.*, 1993; González Díez *et al.*, 1995; Domínguez Cuesta *et al.*, 1996; Domínguez Cuesta *et al.*, en prensa). En este sentido, el origen de este movimiento en masa podría relacionarse con un factor climático, ya que de acuerdo con Salas (1992), las precipitaciones medias en la vertiente cantábrica se han incrementado progresivamente desde hace 2000 años. La obtención de otros datos cronológicos absolutos podrían permitir el establecimiento de los períodos de recurrencia de estos fenómenos y con ello, la previsión de posibles situaciones de riesgo de movimientos en masa.

5. Factores condicionantes en la evolución de las laderas de la Cuenca del río Villoria

La *litología* del sustrato aparece como uno de los principales factores condicionantes de la tipología de los movimientos en masa. Así, sobre las litologías calcáreas se desarrollan escarpes que evolucionan mediante procesos de caída de rocas y avalanchas rocosas. Por otra parte, las alternancias de pizarras y areniscas favorecen la aparición de fenómenos de reptación superficial y de movimientos en masa; éstos últimos involucran la participación de mecanismos de flujo y deslizamiento en diversas proporciones. La susceptibilidad de estas litologías detríticas frente al desarrollo de inestabilidades, que afectan tanto al propio sustrato como a la formación superficial, ha sido previamente señalada para toda la región asturiana por Domínguez *et al.* (1996).

La *vegetación*, directamente ligada a las características del clima, es decisiva en el tipo de mecanismos desarrollados en las vertientes (Selby, 1982). Este hecho se muestra especialmente en la asociación respectiva de mecanismos de arroyada a las zonas desprovistas de vegetación en la zona occidental del mapa y de reptación en las áreas que muestran una cubierta vegetal continua, como ha sido ya indicado por Jiménez Sánchez (1994) en la Cuenca alta del río Nalón.

El *clima* puede ser considerado factor condicionante de la evolución de las vertientes bajo dos puntos de vista. Por un lado, el comportamiento geomorfológico presente se muestra supeditado al clima actual; así, se observa una relación directa entre la distribución de períodos de lluvia, con valores de lluvia acumulada del orden de 60 l/m² (Domínguez *et al.*, 1996; Domínguez *et al.*, en prensa), y el desencadenamiento de inestabilidades en toda Asturias. Por otra parte, la variación de las precipitaciones a lo largo del Holoceno (Salas, 1992) podría explicar el desencadenamiento de algunos movimientos en masa, como es el caso del que ha sido datado, así como la actuación alternante de procesos que implican diferentes mecanismos de transporte en masa, deducida para algunos depósitos.

Por otro lado, la existencia de algunos depósitos relictos que parecen tener ciertas características periglaciares hace pensar en la posibilidad de que previamente al establecimiento del clima actual hubiera habido una etapa más fría, con el desarrollo de condiciones periglaciares.

Otros factores tales como la *incisión fluvial* pueden haber influido en el desencadenamiento de los movimientos en masa, tal y como ha sido sugerido en otras áreas de la Región Cantábrica (Rodríguez *et al.*, 1996; Jiménez Sánchez, en prensa; Jiménez Sánchez *et al.*, en prensa). En este sentido, es necesario señalar que el depósito datado está ubicado sobre una llanura aluvial, con lo que su origen parece estar ligado más bien a una etapa de estabilidad en el encajamiento de la red fluvial. Sin embargo, la existencia de otros ejemplos, parcialmente desmantelados por la dinámica fluvial posterior a su génesis, como los cercanos a Merujal y Fornos (Fig. 7), apoya la idea anterior.

6. Conclusiones

En la cuenca del río Villoria los procesos fluviales y de gravedad han dado origen a los depósitos que ocupan la mayor superficie de la cuenca. La evolución de las vertientes está condicionada por las características litológicas del sustrato y por la vegetación; el clima y algunos otros procesos erosivos como la incisión fluvial han influido también en dicha evolución, aunque el papel desarrollado por estos factores no se conoce exactamente.

En las áreas más escarpadas del Sur, donde dominan las calizas, existen formas de erosión y depósito originadas por procesos de caída de rocas y avalanchas rocosas. En el resto de la cuenca, donde el sustrato geológico predominante son las alternancias detríticas carboníferas, se producen fenómenos de reptación y movimientos en masa que involucran la participación de mecanismos de flujo y deslizamiento en diversas proporciones. Los movimientos en masa varían en su tipología desde complejos a *debris-flow*, existiendo depósitos que evidencian la actuación alternante de ambos tipos de procesos a lo largo del tiempo. En las áreas desprovistas de vegetación, sobre estas litologías detríticas, aparecen fenómenos de arroyada.

El clima es un factor desencadenante en la génesis de movimientos en masa, como demuestra el desarrollo de inestabilidades actuales ligado a épocas de máximas precipitaciones o de lluvias acumuladas del

orden de 60 l/m². La datación efectuada en el depósito de un movimiento complejo mediante ¹⁴C, ha proporcionado una edad de 2.010±70 años, que puede relacionarse con el aumento de los valores medios de precipitación deducidos para el ámbito de la vertiente cantábrica.

Agradecimientos

Agradecemos las sugerencias aportadas por los revisores de este trabajo que ha sido realizado en el marco de una beca FICYT (Fundación para el Fomento en Asturias de la Investigación Científica Aplicada y la Tecnología) para la realización de Tesis Doctorales.

Referencias bibliográficas

- Aller, J. A. (1986): *La estructura del sector meridional de las unidades del Aramo y Cuenca Carbonífera Central*. Tesis doctoral. Servicio de Publicaciones del Principado de Asturias, Oviedo. 180 pp.
- Brunsdon, D. (1979): Mass movements. En: C. Embleton y J. Thornes (Eds.), *Process in Geomorphology*. Arnold, London. 10-186.
- Campy M. & Macaire, J. J. (1989): *Géologie des formations superficielles: géodynamique, faciès, utilisation*. Ed. Masson, París. 433 pp.
- Carson M. A. & Kirkby, M. J. (1972): *Hillslope form and process*. Cambridge Univ. Press. 475 pp.
- Cendrero, A., Díaz de Terán, J. R., Farias, P., Fernández, S., González, A., Jiménez, M., Marquínez, J., Menéndez, R. & Salas, L. (1993): Temporal distribution and contribution of landslides to landscape evolution from Late Pleistocene to Present in the Cantabrian Cordillera, Spain. En: Flageollet, J. C. (Ed.): *Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community*. DG XII: 427-508. European Commission.
- Domínguez Cuesta, M. J., Jiménez Sánchez, M. & Rodríguez García, A. (1996): Utilidad de los archivos de prensa en el estudio de las inestabilidades de ladera en Asturias (NO de España). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 21, 393-404.
- Domínguez Cuesta, M. J., Jiménez Sánchez, M. & Rodríguez García, A. (en prensa): Press archives as temporal records of landslides in the North of Spain: relationships between rainfall and instability slope events. *Geomorphology*.
- Felícísimo, A. M. (1992): El clima de Asturias. En: Editorial de Prensa Asturiana, *Geografía de Asturias*. Oviedo. I, 2, 17-32.
- González Díez, A., Salas, L., Díaz de Terán, J. R. & Cendrero, A. (1995): Late Quaternary climate changes and mass movement frequency and magnitude in the Cantabrian Region, Spain. *Geomorphology*, 15 (3-4), 191-211.
- Horton, R. E. (1945): Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 56, 275-370.
- Howard, A. D. (1967): Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 51, 2246-2259.
- Jiménez Sánchez, M. (1994): *Geomorfología de la cuenca alta del río Nalón (Cordillera Cantábrica, Asturias)*. Tesis doctoral (Inédita), Universidad de Oviedo. 297 pp.
- Jiménez Sánchez, M. (en prensa): Movimientos en masa en la cabecera del río Nalón (Cordillera Cantábrica, No de España). *Cuaternario y Geomorfología*, 11, 3/4.
- Jiménez Sánchez, M., Farias, P., Rodríguez, A. & Menéndez Duarte, R. (en prensa): Landslides development in a coastal valley in Northern Spain: conditioning factors and temporal occurrence.
- Joly, F. & Tricart, J. (1970): *Légende pour la carte géomorphologique de La France au 1:50.000*. C.N.R.S., R.C.P., 77, 78 pp. (Traducido por SERRAT, D., 1971). Instituto Jaime Almera de Investigaciones Geológicas, C.S.I.C.
- Julivert, M. (1971): Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northwestern Spain. *Am. Jour. Sci.*, 270, 1-29.

- Julivert, M. & Marcos, A.** (1973): Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera, Northwest Spain). *Amer. Jour. Sci.*, 273, 353-375.
- Lotze, F.** (1945): Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotect. Forsch.*, 6: 1-12. (Trad. por J. M. Ríos, 1950. Observaciones respecto a la división de los Variscidos de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. España*, V, 149-166).
- Marquínez, J., Menéndez, R., & Jiménez, M.** (1990): Mapa geomorfológico de la Hoja nº 103 (Pola de Gordón). En: *Hoja nº 103 del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. I.T.G.E.
- Marquínez, J., Menéndez, R. A. & Fernández, S.** (1993): The contribution of debris flow processes to the evolution of torrential basins in the Cantabrian Cordillera, Spain. *Abstracts book of the Third International Geomorphology Conference*, 192. Hamilton, Ontario (Canada).
- Menéndez Duarte, R. A.** (1994): *Geomorfología del área de Somiedo (Cordillera Cantábrica, N de España)*. Aplicaciones de los Sistemas de Información Geográfica al estudio del relieve. Tesis doctoral (inédita). Universidad de Oviedo, 254 pp.
- Panizza, M.** (1972): Schema di legenda per carte geomorphologiche di dettaglio. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 91, 207-237.
- Reneau, S. L., Dietrich, W. E., Rubin, M., Donahue, D. J. & Jull, A. J.** (1989): Analysis of hillslope erosion rates using dated colluvial deposits. *Jour. Geol.*, 96, 45-63.
- Rodríguez García, A., Farias, P., Jiménez Sánchez, M. & Menéndez Duarte, R.** (1996): Inestabilidad de laderas en el valle del Meredal (Asturias, No de España). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 21, 349-360.
- Salas, L.** (1992): Propuesta de modelo climático para el Holoceno en la vertiente cantábrica en base a los datos polínicos. *Cuaternario y Geomorfología*, 6, 63-69.
- Selby, M. J.** (1982): *Hillslope Materials and Processes*. Oxford University Press, Oxford, 264 pp.
- Strahler, A. N.** (1952): Dynamic basis of geomorphology. *Geol. Soc. America Bull.*, V, (63), 923-938.
- Suárez Rodríguez, A.** (1989): Mapa geomorfológico de la Hoja nº 54 (Rioseco). En: *Hoja nº 54 del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. I.T.G.E., Madrid.
- Suárez Rodríguez, A.** (1990): Mapa geomorfológico de la Hoja nº 79 (Puebla de Lillo). En: *Hoja nº 79 del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. I.T.G.E., Madrid.
- Terzaghi, K.** (1960): Mechanism of landslides. *Bull. Geol. Soc. Am.* Berkey Volume, 83-122.
- Terzaghi, K.** (1962): Stability of steep slopes on hard unweathered rock. *Géotechnique*, 12, 251-270.
- Van Vliet-Lanoe, B.** (1995): Solifluxion et transferts illuviaux dans les formations périglaciaires litées. Eat de la question. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 2, 85-113.
- Varnes, D. J.** (1978): Slope movement types and processes. Landslides: Analysis and control. *Transportation Research Board, Natl. Acad. Sci., Washington Spec. Rep.* 176, 11-33.
- Whalley, W. B.** (1974): The mechanics of high mountain low frequency rock failure and its importance in mountainous areas. *Geogr. Papers*. Reading University, 27. 48 pp.